

Concepción Arenas Abad

Sedimentología y paleogeografía
del Terciario del margen pirenaico
y sector central de la cuenca del
Ebro (zona aragonesa occidental)

Departamento
Ciencias de la Tierra

Director/es
PARDO TIRAPU, Gonzalo
VILLENA MORALES, Joaquin

<http://zaguan.unizar.es/collection/Tesis>



Reconocimiento – NoComercial – SinObraDerivada (by-nc-nd): No se permite un uso comercial de la obra original ni la generación de obras derivadas.

© Universidad de Zaragoza
Servicio de Publicaciones

ISSN 2254-7606



Universidad
Zaragoza

Tesis Doctoral

**SEDIMENTOLOGÍA Y
PALEOGEOGRAFÍA DEL TERCIARIO
DEL MARGEN PIRENAICO Y SECTOR
CENTRAL DE LA CUENCA DEL EBRO
(ZONA ARAGONESA OCCIDENTAL)**

Autor

Concepción Arenas Abad

Director/es

PARDO TIRAPU, Gonzalo
VILLENNA MORALES, Joaquin

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA

Ciencias de la Tierra

1993

TESIS DOCTORAL

**UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA
ÁREA DE ESTRATIGRAFÍA**

**SEDIMENTOLOGÍA Y PALEOGEOGRAFÍA
DEL TERCIARIO DEL MARGEN
PIRENAICO Y SECTOR CENTRAL DE LA
CUENCA DEL EBRO
(ZONA ARAGONESA OCCIDENTAL**

**Concepción Arenas Abad
Zaragoza, Julio de 1993**

**UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA
AREA DE ESTRATIGRAFIA**

**SEDIMENTOLOGIA Y PALEOGEOGRAFIA
DEL TERCIARIO DEL MARGEN
PIRENAICO Y SECTOR CENTRAL DE LA
CUENCA DEL EBRO
(ZONA ARAGONESA OCCIDENTAL)**

**Concepción Arenas Abad
Zaragoza, Julio de 1993**

Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental). Tesis doctoral. Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza, 1993, 858 pp., 230 figuras, 3 tablas.

Esta memoria, presentada por Dña. Concepción Arenas Abad para optar al grado de Doctor en Geología, ha sido realizada bajo nuestra dirección en el Area de Estratigrafía del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza.

Zaragoza, Julio de 1993

Gonzalo Pardo Tirapu

Joaquín Villena Morales

DIRECTORES DE LA TESIS

Agradecimientos

A lo largo de los últimos años, la elaboración de esta Tesis Doctoral no sólo ha condicionado mi modo de vida, sino que ha impuesto una forma de vida particular. Son muchas las personas queridas que han debido amoldarse a ella. A todas ellas les pido que me perdonen y les agradezco su comprensión. Sería imposible citar los nombres de todas aquéllas a las que por una causa u otra les debo mi gratitud.

A los directores de esta Tesis debo, desde un punto de vista u otro, el haber llegado al final de esta memoria, que no es más que el principio de un trabajo abierto para ulteriores investigaciones.

De manera muy especial tengo que dar las gracias a Gonzalo por su paciencia, su compañía en estas áridas tierras aragonesas, por compartir momentos difíciles y por su continuo asesoramiento y revisión crítica (aunque no tan crítica como a mí me hubiese gustado), pero, además, por su amistad.

A todos los miembros del grupo español del IGCP nº 219, por su entusiasmo en mostrar sus trabajos y su interés en prestar su ayuda, especialmente a J.P.

No puedo olvidar las primeras lecciones sobre el contexto lacustre que Pedro Anadón tuvo la amabilidad de darme. A Emilio Elízaga, que desafortunadamente ya no está con nosotros, Juan Rosell y David Gómez les agradezco su interés por mostrarme los lagos del Neógeno de Albacete.

A Joël Casanova, por su continuo interés y por haberme enseñado las nociones básicas sobre estromatolitos y análisis de isótopos estables. A Lluís Cabrera y Jorge Agustí por su colaboración en la recogida y estudio de yacimientos de vertebrados.

También debo mi agradecimiento a Conchita Taberner por sus interesantísimos comentarios sobre análisis isotópicos de dolomitas; lo mismo para Juan José Pueyo.

El minucioso estudio de los análisis de rayos X ha sido llevado a cabo por José Manuel González López del Area de Cristalografía de la Universidad de Zaragoza. Los

análisis isotópicos se realizaron en GEOTOP, Montréal (Canadá) y en el Servicio General de Análisis de isótopos estables de Salamanca.

A los miembros de Microscopía electrónica de la Universidad de Barcelona que, junto con Anna Travé, hicieron posible mis observaciones en el MEB.

El Coronel Jefe del campo de maniobras de San Gregorio hizo posible y facilitó amablemente el acceso a los Montes de Castejón en su vertiente meridional.

A Belén, mi compañera desde hace muchos años, por su compañía de fines de semana de trabajo, por compartir mis problemas, por su apoyo y por todo, gracias. Lo mismo para su inseparable J.A.

Manolo y Lupe han sabido darme siempre un poco de aliento. A Lupe tengo que agradecer su esfuerzo por mecanografiar buena parte de esta memoria. No puedo olvidarme de M^a José, que durante los últimos días se ha esforzado para que el texto estuviese a punto. Parte de la delineación ha corrido a cargo de Antonio Pérez Omiste.

Finalmente, a mi familia, por su cariño y comprensión, sin los cuales no hubiese sido posible la realización de esta tesis. A Lucía, por su apoyo más cercano, y a Luis.

A todos, GRACIAS.

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos 0826/84 de la C.A.I.C.Y.T y PB89-342 de la D.G.I.C.Y.T., una beca doctoral de cuatro años del Consejo Asesor de Investigación de la Diputación General de Aragón y dos ayudas de la Comisión Mixta CAI-CONAI.

INDICE

1.- INTRODUCCION	3
1.1.- Situación geográfica	3
1.2.- Situación geológica	8
1.3.- Antecedentes	14
1.3.1.- Los datos estratigráficos de la Cuenca del Ebro	14
1.3.2.- Los datos sedimentológicos y paleogeográficos de la Cuenca del Ebro	21
1.3.3.- Los datos tectónicos	25
1.4.- Objetivos	30
1.5.- Metodología de trabajo	32
1.5.1.- El análisis tectosedimentario. Justificación de su aplicación en este trabajo	32
1.5.2.- Metodología de trabajo seguida	37
2.- ESTRATIGRAFIA	43
2.1.- Estratigrafía del sector septentrional	44
2.1.1.- Introducción	44
2.1.2.- Descripción de perfiles	47
1.- Perfil de Luesia	47
2.- Perfil de Plano de Campo Raso	56
3.- Perfil del Corral de Melero	61
4.- Perfil del Corral de Benjamín	67
5.- Perfil de Valdeacú	70
6.- Perfil del Corral del Esquerolo (Uncastillo)	72
7.- Perfil de Biel	74
8.- Perfil de la Ermita de Santa Quiteria (Biel)	81
9.- Perfil de Fuencalderas I	84
10.- Perfil de Fuencalderas II y III	92
11.- Perfil de Agüero	104
12.- Perfil de Linás de Marcuello	124
13.- Perfil de la Central eléctrica de Bolea	129
14.- Perfil de Bolea	132
15.- Perfil de Concilio	135

16.- Perfil del Barranco de Artaso	138
17.- Perfil de Monzorrabal	141
18.- Perfil de El Frago	143
19.- Perfil de La Mingota (Orés)	145
20.- Perfil de Malpica de Arba	148
21.- Perfil del Alto de Biota	151
22.- Perfil de Farasdués	153
23.- Perfil de Luna	156
24.- Perfil de Bocazal	159
25.- Perfil de Ardisa	161
26.- Perfil de La Atalayeta	163
27.- Perfil de Tormo	165
28.- Perfil de La Valduesa	168
2.1.3.- Consideraciones sobre la estratigrafía del sector septentrional	171
2.2.-Estratigrafía del sector meridional	174
2.2.1.- Introducción	174
2.2.2.- Estratigrafía de la Sierra de Alcubierre y sus estribaciones	178
2.2.2.1.- Introducción	178
2.2.2.2.- Descripción de perfiles	179
1.- Perfil de San Caprasio	179
2.- Perfil del Barranco Lasfachastis	189
3.- Perfil del Barranco de la Loba	191
4.- Perfil de Perdiguera	195
5.- Perfil del Valle de Soler	199
6.- Perfil de Puig Ladrón	202
7.- Perfil de Robres	208
8.- Perfil de Tardienta	211
9.- Perfil de San Jorge	213
10.-Perfil de Puig Sabina	215
11.- Perfil de la Aldea del Correo	217
12.- Perfil de Lanaja	220
13.-Perfil de Albalatillo	226
14.- Perfil de Val de Zapata	229
15.- Perfil de La Almolda	232
16.- Perfil de Monegrillo	235
17.-Perfil de Puisocarra	238
18.- Perfil de la Cantera del Tejar	241

2.2.2.3.- Consideraciones sobre la estratigrafía de la Sierra de Alcubierre y sus estribaciones	245
2.2.3.- Estratigrafía de los Montes de Castejón y sus estribaciones	248
2.2.3.1.- Introducción	248
2.2.3.2.- Descripción de perfiles	249
1.- Perfil de Caldero	249
2.- Perfil de la Venta del Porro	252
3.- Perfil de El Ginebral	255
4.- Perfil de Pogallinero (E.)	258
5.- Perfil de la Val de Luna	260
6.- Perfil de Esteban	263
7.- Perfil del Castillo de Sora	268
8.- Perfil del Corral de las Agudas	271
9.- Perfil de los Montes de Castejón	273
10.- Perfil de Zuera	280
11.- Perfil de Pusibirón	283
2.2.3.3.- Consideraciones sobre la estratigrafía de los Montes de Castejón y sus estribaciones	288
2.3.- Correlación y caracterización de las Unidades tectosedimentarias	291
2.4.- Cronoestratigrafía: los datos paleontológicos y magnetoestratigráficos	329
2.4.1.- Descripción de los yacimientos	331
2.4.2.- Análisis y discusión de los datos paleontológicos	338
2.4.3.- Los datos magnetoestratigráficos	340
2.5.- Correlación con otras áreas de la Cuenca del Ebro	344
3.- SEDIMENTOLOGIA	353
3.1.- Las facies aluviales	354
3.1.1.- Introducción. Jerarquía secuencial	354
3.1.2.- Descripción e interpretación de las litofacies	357
3.1.2.1.- Litofacies de conglomerados	359
• Conglomerados tipo mallos	359
• Conglomerados fluviales tipo Luesia	369
3.1.2.2.- Litofacies de areniscas y conglomerados	377
3.1.2.3.- Litofacies de areniscas y lutitas y de lutitas y areniscas	387

• depósitos tabulares con geometría interna lenticular	391
• depósitos tabulares y lenticulares con geometría interna de acre- cimiento lateral	399
• depósitos lenticulares aislados	407
• depósitos tabulares con geometría interna laminar	408
3.1.2.4.- Litofacies de lutitas	414
3.2.- Las facies lacustres	417
3.2.1.- Introducción. Jerarquía secuencial	417
3.2.2.- Descripción e interpretación de las facies	421
3.2.2.1.- Facies carbonatadas	422
• Margas	422
• Calizas laminadas	424
• Estromatolitos	465
• Calizas masivas	490
• Calizas bioturbadas	504
• Costras	534
•• Interpretación de las formas del sílex en las facies carbonatadas.....	551
3.2.2.2.- Facies yesíferas	554
• Yeso nodular	554
• Yeso masivo	560
• Yeso laminado	569
• Yeso "acaramelado"	569
• Yeso lenticular	570
• Yeso macrocristalino	577
3.2.2.3.- Facies terrígenas	580
• Lutitas rojas y marrones	580
• Lutitas grises y verdes	584
• Areniscas grises y marrones	586
•• en cuerpos laminares	586
•• en cuerpos lenticulares o canaliformes	593
3.2.3.- Asociaciones de facies: secuencias	594
3.2.3.1.- Secuencias carbonatadas	595
• Secuencias carbonatadas simples	595
• Secuencias carbonatadas cíclicas	604
• Secuencias carbonatadas mixtas	607
3.2.3.2.- Secuencias evaporíticas	609
3.2.4.- Agrupaciones de facies: litofacies	612

3.2.4.1.- Agrupaciones de facies carbonatadas y yesíferas	613
3.2.4.1.1.- Litofacies de calizas y margas	614
3.2.4.1.2.- Litofacies de margas o lutitas y calizas	619
3.2.4.1.3.- Litofacies de yesos, margas o lutitas y calizas	621
3.2.4.1.4.- Litofacies de margas o lutitas y yesos	623
3.2.4.2.- Agrupaciones de facies mixtas (terrígenas, carbonatadas y/o yesíferas)	626
3.2.4.2.1.- Litofacies de lutitas, areniscas y calizas	626
3.2.4.2.2.- Litofacies de lutitas o margas, yesos y areniscas	629
3.3.- Distribución espacial y temporal de las litofacies	632
3.3.1.- Distribución de litofacies para la UTS U ₁	632
3.3.2.- Distribución de litofacies para la UTS U ₂	632
3.3.3.- Distribución de litofacies para la UTS U ₃ -N ₁	638
3.3.4.- Distribución de litofacies para la UTS N ₂	645
3.3.5.- Distribución de litofacies para la UTS N ₃	648
3.3.6.- Distribución de litofacies de otros afloramientos de la Formación Uncastillo	648
3.4.- Modelos sedimentarios	650
3.4.1.- Modelos de abanicos aluviales	650
3.4.2.- Modelos de lagos	657
3.5.- Dispositivos sedimentarios	671
4.- ANALISIS DE ISOTOPOS ESTABLES DE LAS FACIES LACUSTRES CARBONATADAS	675
4.1.-Introducción.....	675
4.2.- Materiales analizados y métodos.....	690
4.3.- Análisis realizados en la Sierra de Alcubierre y sus estriba- ciones	692
4.3.1.- Composición isotópica de las facies	692
4.3.2.- Muestras dolomíticas. Posible interpretación genética	696
4.3.3.- Evolución isotópica de una secuencia carbonatada C1 cíclica	702
4.3.4.- Variaciones laterales de la composición isotópica de las facies	706
4.3.5.- Composición isotópica de los estromatolitos	711
4.3.6.- Variaciones verticales de la composición isotópica	721
4.4.- Análisis realizados en los Montes de Castejón	727
4.4.1.- Composición isotópica de las facies	727

4.4.2.- Composición isotópica de las dolomitas	729
4.5.- Resumen y conclusiones sobre los resultados isotópicos	731
5.- EVOLUCION VERTICAL DE LAS UNIDADES. RELACIONES ENTRE FACTORES ALOCICLICOS Y SEDIMENTACION.....	739
5.1.- Origen y significado de la evolución vertical de las Unidades tectosedimentarias.....	740
5.2.- Interpretación de la evolución vertical de las U.T.S.	744
5.2.1.- Sector septentrional	744
5.2.2.- Sector meridional	749
5.3.- Períodos diastróficos	
5.4.- Consideraciones finales: comparación con el margen meridional de la Cuenca del Ebro.....	758
6.- PALEOGEOGRAFIA	763
6.1.- Unidad tectosedimentaria U₁.....	769
6.2.- Unidad tectosedimentaria U₂.....	774
6.3.- Unidad tectosedimentaria U₃-N₁.....	780
6.4.- Unidad tectosedimentaria N₂.....	792
6.5.- Unidad tectosedimentaria N₃.....	798
6.6.- Unidad de Conglomerados de la Peña del sol.....	801
7.- CONCLUSIONES.....	805
8.- BIBLIOGRAFIA.....	813

ANEXOS

FIGURAS FUERA DE TEXTO

Figura 2.1.- Cartografía de las U.T.S. del sector septentrional

Figura 2.2.- Leyenda general para los perfiles

Figura 2.3.- Perfil de Luesia

Figura 2.4.- Perfil de Plano de Campo Raso

Figura 2.5.- Perfil del Corral de Melero

Figura 2.7.- Perfil del Corral de Benjamín

Figura 2.8.- Perfil de Valdeacú

Figura 2.9.- Perfil del Corral del Esquerolo (Uncastillo)

Figura 2.10.- Perfil de Biel

Figura 2.11.- Perfil de la Ermita de Santa Quiteria (Biel)

Figura 2.12.- Perfil de Fuencalderas I

Figura 2.13.- Perfil de Fuencalderas II y III

Figura 2.14.- Perfil de Agüero

Figura 2.16.- Perfil de Linás de Marcuello

Figura 2.17.- Perfil de la Central eléctrica de Bolea

Figura 2.18.- Perfil de Bolea

Figura 2.19.- Perfil de Concilio

Figura 2.20.- Perfil del Barranco de Artaso

Figura 2.21.- Perfil de Monzorrabal

Figura 2.22.- Perfil de El Frago

Figura 2.23.- Perfil de La Mingota (Orés)

Figura 2.24.- Perfil de Malpica de Arba

Figura 2.25.- Perfil del Alto de Biota

Figura 2.26.- Perfil de Farasdués

Figura 2.27.- Perfil de Luna

Figura 2.28.- Perfil de Bocazal

Figura 2.29.- Perfil de Ardisa

Figura 2.30.- Perfil de La Atalayeta

Figura 2.31.- Perfil de Tormo

Figura 2.32.- Perfil de La Valduesa

Figura 2.33.- Correlación de perfiles en el sector septentrional

Figura 2.34.- Cartografía de las U.T.S. de la Sierra de Alcubierre y sus estribaciones

Figura 2.35.- Perfil de San Caprasio

Figura 2.36.- Perfil del Barranco Lasfachastis

Figura 2.37.- Perfil del Barranco de la Loba

Figura 2.38.- Perfil de Perdiguera
Figura 2.39.- Perfil del Valle de Soler
Figura 2.40.- Perfil de Puig Ladrón
Figura 2.41.- Perfil de Robres
Figura 2.42.- Perfil de Tardienta
Figura 2.43.- Perfil de San Jorge
Figura 2.44.- Perfil de Puig Sabina
Figura 2.45.- Perfil de la Aldea del Correo
Figura 2.46.- Perfil de Lanaja
Figura 2.47.- Perfil de Albalatillo
Figura 2.48.- Perfil de Val de Zapata
Figura 2.49.- Perfil de La Almolda
Figura 2.50.- Perfil de Monegrillo
Figura 2.51.- Perfil de Puisocarra
Figura 2.52.- Perfil de la Cantera del Tejar
Figura 2.53.- Cortes geológicos de la Sierra de Alcubierre
Figura 2.54.- Correlación de perfiles en la Sierra de Alcubierre y sus estribaciones
Figura 2.55.- Cartografía de las U.T.S. de los Montes de Castejón y sus estribaciones
Figura 2.56.- Perfil de Caldero
Figura 2.57.- Perfil de la Venta del Porro
Figura 2.58.- Perfil de El Ginebral
Figura 2.59.- Perfil de Pogallinero (E.)
Figura 2.60.- Perfil de la Val de Luna
Figura 2.61.- Perfil de Esteban
Figura 2.62.- Perfil del Castillo de Sora
Figura 2.63.- Perfil del Corral de las Agudas
Figura 2.64.- Perfil de los Montes de Castejón
Figura 2.65.- Perfil de Zuera
Figura 2.66.- Perfil de Pusibirón
Figura 2.67.- Corte geológico Montes de Castejón-Sierra de Alcubierre
Figura 2.68.- Correlación de perfiles en los Montes de Castejón y sus estribaciones
Figura 2.69.- Cortes geológicos N-S: A) Sierra de Luesia-Montes de Castejón. B) Sierra de Loarre-Sierra de Alcubierre.
Figura 2.70.- Mapa geológico del margen pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental).

1.- INTRODUCCION

1.- INTRODUCCION

1.1.- SITUACION GEOGRAFICA

El área de estudio se sitúa en el sector central de la Cuenca del Ebro, al Norte del río Ebro (figura 1.1). Según la división administrativa queda comprendida en las provincias de Zaragoza y Huesca e incluye parte de dos pequeños enclaves pertenecientes a la provincia de Navarra (en el extremo noroccidental estudiado).

Con referencia al Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, el área se extiende a lo largo de 15 hojas, de las cuales 6 quedan incluidas en su totalidad y 9 de forma parcial, y cubre una extensión aproximada de 4.200 km².

En esta vasta extensión no es posible dar unos límites naturales precisos en todos sus márgenes, sino más bien aproximados: la Cordillera Pirenaica al Norte (Sierras de Santo Domingo, Loarre y Caballera), las cercanías de los cauces de los ríos Flumen y Alcanadre al Este, las proximidades del río Ebro al Sur y el límite occidental de la Comarca de las Cinco Villas al Oeste.

Desde el punto de vista geográfico el área se extiende por la Comarca de las Cinco Villas, la Sierra de Luna, Montes de Castejón y El Castellar, al Oeste del río Gállego, y por el Somontano oscense, Llanos de la Violada y Los Monegros (que comprenden la Sierra de Alcubierre), al Este del río Gállego.

El relieve muestra un fuerte contraste entre la parte Norte adosada a la Cordillera y el resto de la depresión. El margen Norte configura relieves abruptos, con elevaciones que varían de 1.000 a 1.300 m (por ejemplo, los vértices Selva, 1.159, Cruz, 1.145, Puig Moné, 1.293, Punta Común, 1.191, o Peña del Sol, 1.286), en forma de sierras (Sierras situadas al Norte de Uncastillo o de Luesia, Sierra de Loarre, ...) o con un modelado de tipo "mallo" (pilares verticales de escasa extensión areal); son muy conocidos los mallos de Riglos, pero la misma configuración se encuentra también en Agüero (Piedras de Agüero), al Norte de Murillo de Gállego, en Linás de Marcuello o, sin ser tan espectaculares, al Norte de Bolea (cerca del nacimiento del río Sotón). En el margen pirenaico, en las Sierras Exteriores, destacan la Sierra de Santo Domingo, con una altura de 1.523 m en el vértice Santo domingo, la Sierra de Loarre (en parte incluida en este trabajo) y la Sierra Caballera, que alcanza 1.552 m en el vértice Caballera.

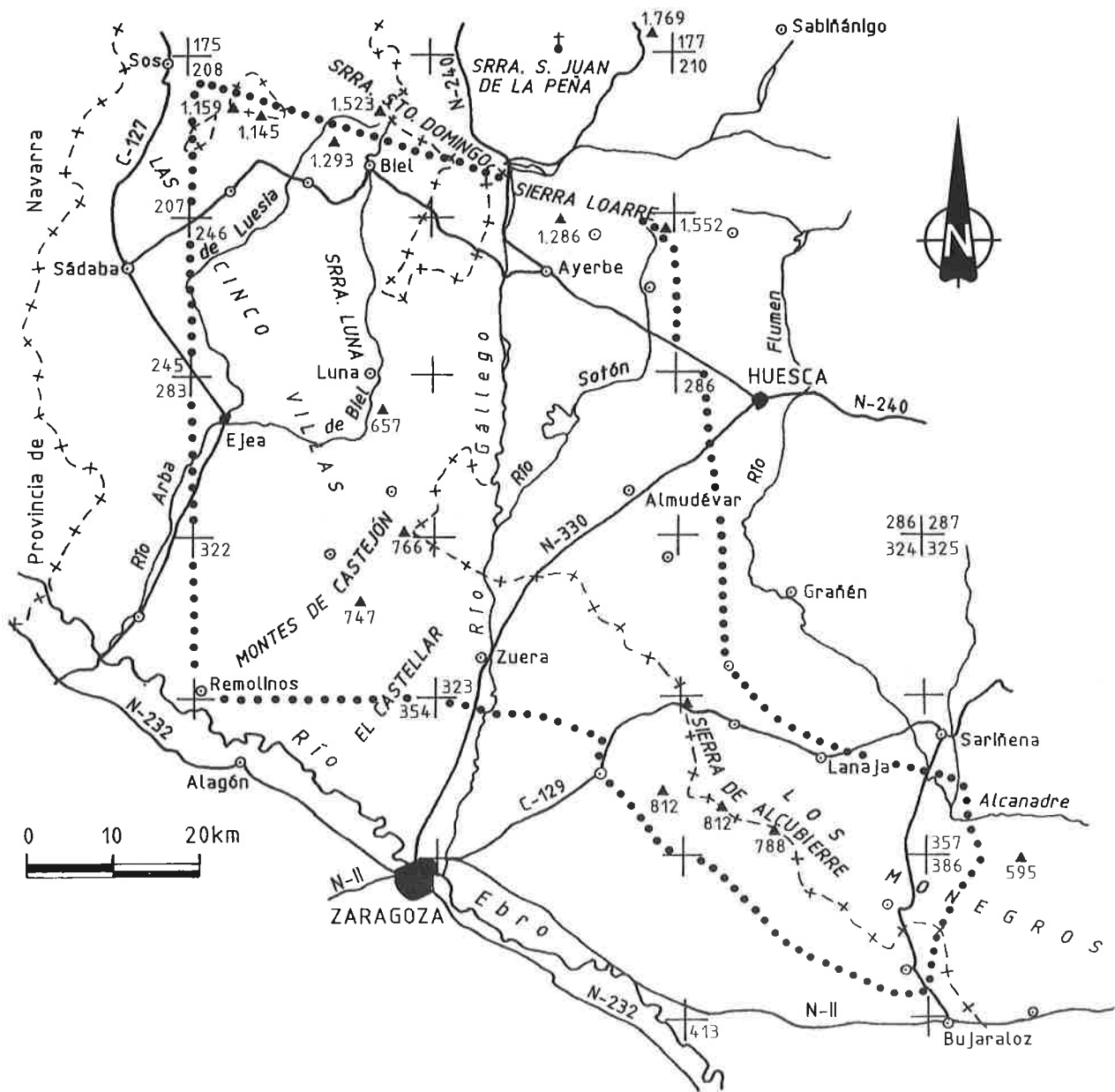
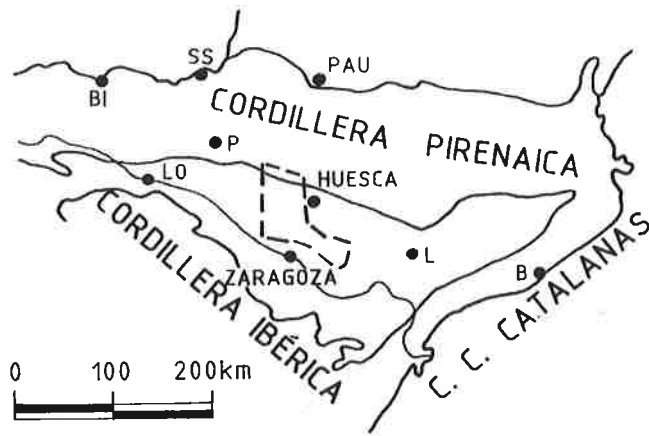


Figura 1.1.- Situación geográfica del área de estudio

Introducción

Hacia el centro de la Cuenca, la topografía desciende de manera más o menos progresiva, pero fuertemente recortada por un intrincado sistema de barrancos, dando lugar a relieves como la Sierra de Luna-Monlora o a relieves escalonados o en graderío al Este del río Gállego; las áreas más bajas tienen una altitud que oscila entre 230-450 m.

Este descenso topográfico hacia el río Ebro está interrumpido por dos relieves montañosos: los Montes de Castejón y la Sierra de Alcubierre y sus estribaciones. Los primeros se hallan al Oeste del río Gállego y configuran, en conjunto, extensas plataformas o mesas. Las cumbres más altas son los vértices Esteban (747m) y La Lomaza (766 m). La Sierra de Alcubierre y sus estribaciones (prolongación hacia Tardienta o las Sierras de Pallaruelo, Sigena o Santa Quiteria hacia el Sureste) presentan un típico modelado en graderío (sobre todo en las partes más bajas); en algunos puntos se aprecian pequeñas plataformas. Los puntos más altos son San Caprasio y Monte oscuro, ambos con 812 m, seguidos de Torre Ventosa (788 m) hacia el Sureste y Puig Ladrón (703 m) hacia el Norte. Esta zona se denomina geográficamente Comarca de los Monegros.

Las partes más bajas de estos relieves (sectores de Remolinos, El Castellar y buena parte de las laderas meridional y occidental de la Sierra de Alcubierre), así como los Montes de San Mateo, presentan un aspecto característico: colores blancos o beige, relieves suaves (alomados), rara vez escarpes, y vegetación arbórea prácticamente ausente, constituyendo el conocido paisaje monegrino.

Los cauces fluviales son todos pirenaicos, con una dirección aproximada N-S y desembocan en el río Ebro. El río más importante por su recorrido y caudal es el Gállego, que atraviesa de Norte a Sur el área estudiada.

Los ríos Arba de Biel y Arba de Luesia nacen en la Sierra de Santo Domingo. El Arba de Biel cambia de dirección al Norte de los Montes de Castejón, donde transcurre E-O. Ambos confluyen en Ejea de los Caballeros y desembocan en el río Ebro cerca de Tauste. Sus caudales son muy variables y durante las épocas de sequía (todos los veranos) suelen quedar secos. El río Sotón nace en la Sierra de Loarre-Sierra Caballera y es retenido en el pantano de la Sotonera, donde también se embalsa gran parte del caudal del río Gállego con destino a los riegos de Monegros. Al Este, los ríos Flumen y

Introducción

Alcanadre fluyen aproximadamente paralelos y se juntan al Sur de Sariñena, donde el Alcanadre cambia su curso en sentido E-O, paralelo a la Sierra de Sigena.

El clima de esta zona aragonesa varía sensiblemente de Norte a Sur. BENITO (1989) distingue para la Cuenca baja del río Gállego tres sectores:

- sector húmedo: comprende el relieve montañoso de las Sierras Exteriores y la parte de la Cuenca del Ebro adosada a éstas y situadas por encima de 750-800 m La precipitación media anual es igual o superior a 800 mm y la temperatura media igual o inferior a 10°C. El balance hídrico anual es positivo con una evapotranspiración potencial anual entre 600-650 l/m².

- sector semihúmedo: corresponde a un área importante del somontano de las Sierras Exteriores. La precipitación media anual oscila entre 500 y 800 mm y la temperatura puede variar entre 10° y 13°C. Los períodos más secos son, en general, Julio y Agosto; en el resto del año el balance hídrico es positivo. La evapotranspiración potencial anual es del orden de 750 l/m².

- Sector semiárido: incluye las zonas situadas al Sur del somontano (plataformas carbonatadas del dentro de la depresión y piedemonte). Las precipitaciones anuales son inferiores a 500 mm y la temperatura media varía entre 13° y 15°C. Los meses más secos abarcan de Junio a Octubre e incluso en alguno de estos meses puede haber características áridas. El balance hídrico anual es negativo y puede superar -800 l/m².

A pesar de estas diferencias entre los sectores, el clima, en general, es referible a un tipo mediterráneo con marcado carácter continental: fuertes irregularidades pluviométricas y grandes contrastes termométricos, con amplitudes térmicas de hasta 23°C. Estas irregularidades se atenúan hacia el Norte. Las zonas centrales de la Cuenca muestran gran irregularidad interanual, con años con precipitaciones inferiores a 200 mm y otros en que se superan los 400 mm (BENITO, 1989). Estas características pueden hacerse extensivas, a grandes rasgos, a toda el área estudiada.

En relación con estas características climáticas y los condicionantes litológicos y antrópicos se encuentra que la cubierta vegetal está desigualmente repartida: existen densas masas forestales (pinares de repoblación) que cubren extensas áreas, como en los Montes de Castejón y Sierra de Alcubierre, aquí junto a sabinas relictas y dispersas,

Introducción

o en las hojas de Luna y Uncastillo, donde se asocian a algunos robledales y hayedos residuales.

En el resto, la vegetación arbórea está prácticamente ausente y sólo sobrevive el material bajo de tipo xerofítico (tomillo, romero, retama, aliaga) y en algunas zonas las plantas gipsícolas.

Como contraste, en las hojas de Ayerbe, Lanaja, Grañén y Ejea de los Caballeros, así como en las cercanías del río Gállego y del Ebro dominan las áreas de cultivo cerealístico extensivo, así como diversos cultivos hortofrutícolas y forrajeros, en función de las posibilidades de riego.

Todo ello, unido a los importantes recubrimientos cuaternarios, ha dificultado de manera notable este estudio.

La mayor parte de esta zona aragonesa basa su economía en la agricultura antes reseñada y en la ganadería (porcino y ovino). Núcleos con cierto desarrollo industrial son Ejea de los Caballeros, Zuera, Tardienta y Remolinos, este último conocido por la explotación de sal gema.

Los núcleos de población más importantes son Ejea de los Caballeros, Zuera, Tardienta, Lanaja, Uncastillo, Almudévar y Ayerbe.

Las principales vías de acceso son: la carretera N-II, la autopista A-II (que discurre aproximadamente paralela a la N-II), la N-232 y la autopista A-68 (paralela a esta última), todas ellas próximas al límite Sur del área de estudio; dentro de ella, la N-330 (Zaragoza - Huesca - Jaca) y la N-240 (Lérida - Huesca - Jaca). El resto son carreteras comarcales y locales. También existe comunicación por medio de ferrocarril (Madrid-Zaragoza-Barcelona, Zaragoza-Huesca-Canfranc y Zaragoza-Bilbao, este último tramo fuera del área estudiada).

1.2- SITUACION GEOLOGICA

El área de investigación se encuentra dentro de la Cuenca del Ebro y en su parte Norte incluye el contacto con las Sierras prepirenaicas. El marco geológico consta pues de dos grandes unidades geográfico-geológicas: la Cordillera Pirenaica y la Cuenca del Ebro (figura 1.2):

- Cordillera Pirenaica:

De acuerdo con las zonas estructurales en que ha sido dividido el Pirineo por diversos autores (MATTAUER y SEGURET, 1971, distinguen de Sur a Norte: 1) Antepaís plegado Sur, 2) Zona surpirenaica, 3) Zona Axial, 4) Zona norpirenaica y 5) Antepaís plegado septentrional), el área que aparece implicada en este estudio es la parte más meridional de la Zona surpirenaica o Prepirineo en su sector central, es decir, las Sierras Exteriores aragonesas y su prolongación hacia el Oeste.

Si se hace un corte N-S desde la Zona Axial hasta el área estudiada de la Cuenca del Ebro, se encuentra que la zona surpirenaica o Prepirineo consta de varias unidades geológicas:

- Sierras Marginales o Interiores, adosadas a la Zona Axial, constituidas por materiales esencialmente calcáreos del Cretácico superior-Paleoceno.

- Depresión media o Cuenca de Jaca, integrada por:

- Unidad del Flysch o Grupo de Hecho (Eoceno).

- Margas azules de Fiscal y Pamplona y areniscas (Eoceno), formando la canal de Berdún.

- Facies deltaicas de Atarés (Eoceno superior).

- Facies continentales del Eoceno superior-Mioceno inferior: areniscas, lutitas y conglomerados (Formaciones Campodarbe y Bernués). Constituyen el Sinclinorio del Guara.

- Al Sur del Sinclinorio del Guara se encuentran las Sierras Exteriores (ALASTRUE *et al.*, 1957) o Marginales (ALMELA y RIOS, 1951); en este trabajo se usará la denominación Sierras Exteriores. Están formadas por:

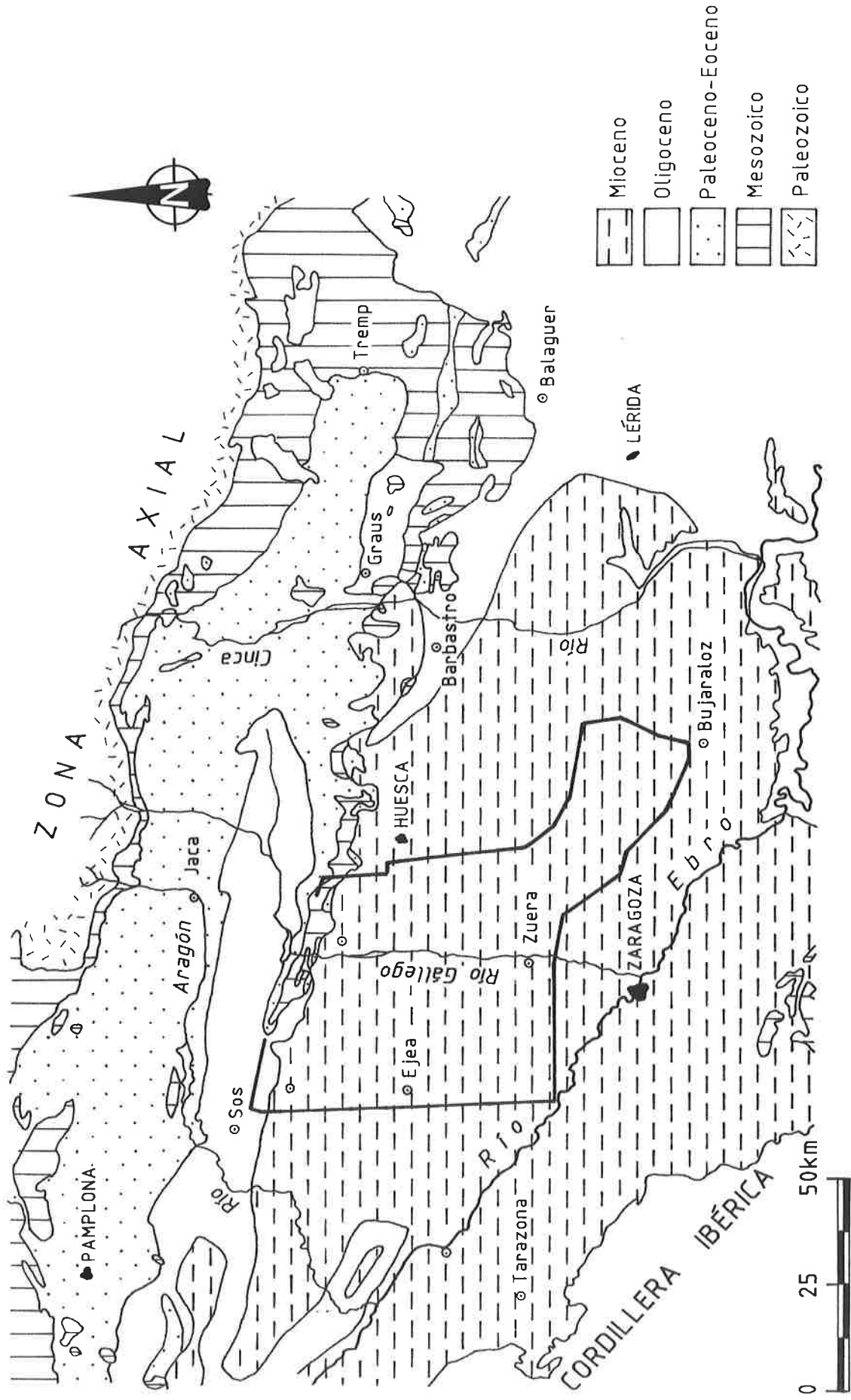


Figura 1.2.- Marco geológico del área de estudio a partir del Mapa Geológico de la Península ibérica, Baleares y Canarias, a escala 1:1.000.000, del I.G.M.E. (1980)

Introducción

- Materiales triásicos (Keuper y dolomías)
- Materiales del Lías, reducidos a un afloramiento local (San Felices)
- Calizas del Cretácico superior
- Areniscas y lutitas del Cretácico superior-Paleoceno, Facies Garum (equivalente a las calizas paleocenas y parte del Cretácico superior de las Sierras Interiores o Marginales).
- Calizas del Eoceno medio (Formación Guara), equivalentes a la parte superior del grupo de Hecho.
- Margas azules o Margas de Arguis de edad Eoceno superior (equivalentes a las facies deltaicas de Atarés y a las Margas de Pamplona de la Depresión media.

Al Sur de las Sierras Exteriores se encuentra la Cuenca del Ebro. Sin embargo, hacia el Oeste, las Sierras Exteriores desaparecen, de manera que la Cuenca de Jaca se hace geográficamente más extensa y limita por el Sur con la Cuenca del Ebro a través de otros accidentes (discordancia progresiva de Biel-Gallipienzo, SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Desde el punto de vista tectónico, las estructuras predominantes en el Pirineo son los cabalgamientos y los pliegues asociados a éstos. Las estructuras dúctiles están muy poco desarrolladas y se limitan esencialmente a la vertiente septentrional (MUÑOZ *et al.*, 1983). Desde este punto de vista, el área pirenaica implicada en este trabajo se sitúa dentro de la unidad denominada "Láminas cabalgantes inferiores", que en el Pirineo meridional central está representada por el "manto de Gavarnie", ubicado al Oeste y por debajo de la Unidad Central surpirenaica (Láminas cabalgantes superiores). El manto de Gavarnie se prolonga hasta la falla de Pamplona incorporando las Cuencas de Aínsa y Jaca (MUÑOZ *et al.*, *op. cit.*). En su parte más meridional está constituido por materiales de cobertera, afectados por numerosos cabalgamientos que dan lugar a un apilamiento de láminas cabalgantes. Las Sierras Exteriores aragonesas constituyen la parte más meridional y occidental aflorante del frente del manto de Gavarnie, o sea, del cabalgamiento frontal surpirenaico (figura 1.3). Este cabalgamiento, o más correctamente sistema imbricado de cabalgamientos según MUÑOZ *et al.* (1983), representa el límite entre el Pirineo y el antepaís meridional o Cuenca del Ebro. Dicha estructura ha sido estudiada recientemente por NICHOLS, (1984), BARBED *et al.* (1988), POCOVI *et al.* (1990), McELROY (1990) y MILLAN y POCOVI (en prensa). Estos dos últimos señalan la existencia de un conjunto de unidades cabalgantes constituyendo el cabalgamiento frontal surpirenaico en las Sierras Exteriores

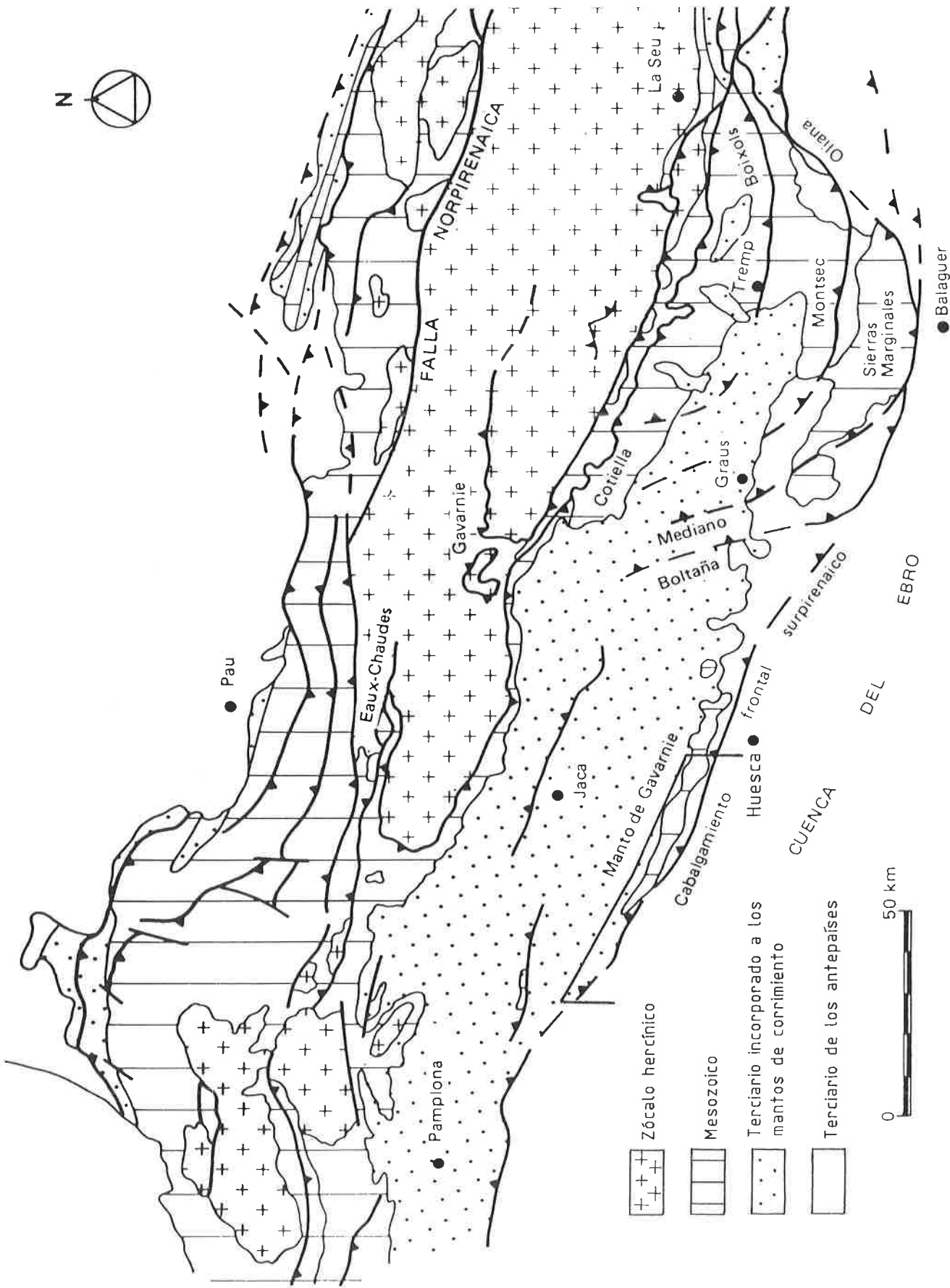


Figura 1.3.- Situación del sector Norte estudiado en el contexto de las unidades estructurales pirenaicas (Según PUIGDEFABREGAS y SOUQUET, 1986).

aragonesas. Con la creación de las últimas láminas cabalgantes (pertenecientes al sistema de Riglos) se produce el plegamiento de las unidades cabalgantes previas (MILLAN, com. pers.), para configurar finalmente el anticlinal de Santo Domingo-Salinas.

El cabalgamiento frontal surpirenaico no es visible en toda su longitud y su última expresión como tal se encuentra en las Sierras Exteriores aragonesas; es posible que al Oeste de las Sierras Exteriores continúe en subsuperficie, como cabalgamiento ciego. PUIGDEFABREGAS (1975) cartografía una falla ONO-ESE que se extiende al Oeste de la terminación periclinal del anticlinal de Santo Domingo-Salinas y que culmina en el extremo occidental de la Cuenca de Jaca en forma de anticlinal.

- Cuenca del Ebro:

Como se acaba de exponer, su límite Norte lo constituye el cabalgamiento frontal surpirenaico, allí donde éste está presente. Actualmente conforma una depresión, a grandes rasgos con forma triangular, limitada al Sur por la Cordillera Ibérica y al Este por las Cadenas Costero Catalanas. Constituye una cuenca endorreica que se configura al finalizar el Oligoceno, y es en el Mioceno cuando alcanza la categoría de depresión morfológica. Su relleno en régimen endorreico termina al finalizar el Mioceno (RIBA *et al.*, 1983). Su configuración y evolución está ligada esencialmente al orógeno pirenaico, de manera que puede considerarse como la cuenca de *foreland* de la Cordillera Pirenaica.

El margen pirenaico del sector central de la Cuenca del Ebro está constituido por materiales detríticos (conglomerados en los bordes), carbonatados y evaporíticos depositados en medios continentales. Desde el punto de vista litoestratigráfico, los sedimentos detríticos que se extienden desde el margen hacia el Sur corresponden a la Formación Sariñena (QUIRANTES, 1969, 1978), equivalente a la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970); aunque debe darse prioridad a la denominación más antigua, en este trabajo los términos Uncastillo y Sariñena se usan en función de la situación geográfica o área de definición de esta unidad litoestratigráfica, de manera que sólo en el sector de Sariñena y Sierra de Alcubierre se utilizará esta denominación. La Formación Uncastillo se apoya sobre la Formación Campodarbe (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970 y PUIGDEFABREGAS, 1975), mediante la discordancia progresiva de Biel-Gallipienzo, que hacia el Este de Agüero

Introducción

se convierte en erosiva y angular sobre los materiales de las Sierras Exteriores (SOLER y PUIGDEFABREGAS, *op. cit.*).

Hacia el centro de la Cuenca, la Formación Sariñena o Uncastillo pasa lateralmente a la Formación Zaragoza (QUIRANTES, 1969, 1978), constituida esencialmente por materiales evaporíticos. Sobre ésta y, en parte como paso lateral, se halla la Formación Alcubierre (QUIRANTES, *op.cit.*), integrada por sedimentos fundamentalmente carbonatados, y que configura los relieves de los Montes de Castejón y de la Sierra de Alcubierre y sus estribaciones.

La edad de estos materiales es poco precisa y se han venido atribuyendo al Mioceno debido a los yacimientos paleontológicos presentes en este sector de la Cuenca del Ebro o en sus proximidades (Remolinos, LLAMAS, 1959; Santa Cilia, CRUSAFONT *et al.*, 1966 y Ayerbe, CRUSAFONT y PONS, 1969).

Desde el punto de vista tectónico, el sector estudiado de la Cuenca no presenta deformaciones importantes, salvo en las zonas más marginales, donde existen algunos pliegues suaves o abanicos de capas que afectan a la Formación Uncastillo.

1.3.- ANTECEDENTES

Existen numerosos trabajos que desde un punto de vista u otro se refieren al sector central de la Cuenca del Ebro o a ella en general. En este apartado no se pretende elaborar una relación temporal completa de todos ellos, sino mencionar los más importantes, agrupados por temas, que han contribuido de manera significativa al conocimiento sobre el margen pirenaico del sector central de la Cuenca del Ebro en la región aragonesa. Por otra parte, dado que la investigación implica las relaciones entre el relleno de la Cuenca y la actividad tectónica en el margen pirenaico (Sierras Exteriores aragonesas) se hará una breve reseña bibliográfica, esencialmente referida a aspectos tectónicos.

Así pues, en este apartado sólo se hará mención de aquellos trabajos que por su contenido y/o relación geográfica próxima han contribuido de forma apreciable, directa o indirectamente, al conocimiento geológico del área estudiada, y muy especialmente aquéllos relacionados con la estratigrafía, sedimentología y peleogeografía.

Para una revisión más exhaustiva de la bibliografía clásica sobre la Cuenca del Ebro se aconseja consultar los trabajos de QUIRANTES (1969, 1978), RIBA *et al.* (1983), PEREZ (1989) y MUÑOZ (1991). Para el área pirenaica pueden consultarse los trabajos de PUIGDEFABREGAS (1975) y MUÑOZ *et al.* (1983).

Las Sierras Exteriores aragonesas no forman parte del estudio estratigráfico y sedimentológico objeto de esta investigación. Entre los trabajos fundamentales sobre estos aspectos se encuentran los de MARTIN DONAYRE (1873), MALLADA (1878), DALLONI (1910), SELZER (1934), ALMELA y RIOS (1951), BOMER (1954), SOUQUET (1967), SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970, 1972) y PUIGDEFABREGAS (1975), entre muchos otros. Véase el apartado 1.2 para tener una idea general de la serie en este sector.

El interés de éste reside en su estructuración tectónica y en su relación directa con la sedimentación terciaria en la Cuenca del Ebro, por lo que la revisión de la bibliografía se referirá a ese aspecto fundamentalmente.

1.3.1.- Los datos estratigráficos de la Cuenca del Ebro

El estudio estratigráfico en cuencas continentales terciarias se ha enfrentado siempre con el problema de la escasez o ausencia de yacimientos paleontológicos que

Introducción

permitan una datación bioestratigráfica. El desarrollo de las dataciones con mamíferos no comienza hasta hace relativamente poco tiempo, de manera que las investigaciones estratigráficas previas han debido basar sus dataciones y correlaciones en otros criterios, generalmente el grado de deformación y la semejanza de facies.

Entre los primeros trabajos, dentro de la Cuenca del Ebro, deben citarse las Memorias elaboradas para la realización del Mapa Geológico de España (MARTIN DONAYRE, 1866 y 1873; MALLADA, 1878; BOTELLA, 1879; CORTAZAR, 1885; PALACIOS, 1893).

MARTIN DONAYRE (1873) establece en su estudio de la provincia de Zaragoza dos grupos o "sistemas del terreno terciario": *Sistema inferior*, situado al Norte de Riglos, Biel, Sos de Peña (Navarra), que divide en un tramo superior marino o numulítico, calcáreo y margoso, y un tramo inferior lacustre formado por calizas negras. El *Sistema medio* se extiende por la parte central de la depresión, y en él distingue dos grupos: grupo marino, que sitúa cerca de Fuendetodos, constituido por calizas, areniscas y conglomerados, y grupo lacustre que se extiende desde Riglos hasta Remolinos y Calatayud.

Los estudios de MALLADA (1878) constituyen uno de los trabajos más detallados de esta época sobre estratigrafía y paleontología del Pirineo aragonés y depresión del Ebro. En su descripción física y geológica de la provincia de Huesca, divide los terrenos terciarios en tres grupos principales: *Terciario marino* o *Grupo Numulítico*, *Eoceno lacustre* (conglomerados, maciños, margas y calizas) y *Mioceno lacustre*, donde distingue dos grupos: Molinas y margas y Arcillas y margas yesíferas. Señala la existencia de cambios laterales de facies y, al final del Mioceno, la presencia de grandes movimientos de levantamiento de "los lagos miocenos del Ebro que se comunicaban con los del Duero y Tajo".

La publicación del primer mapa geológico de España y Portugal a escala 1:400.000 se debe a BOTELLA (1879); en él todos los materiales terciarios de la Cuenca del Ebro son atribuidos al Mioceno.

Después de MARTIN DONAYRE, el avance más importante es, quizás, el de PALACIOS (1893) sobre la "región meridional de la provincia de Zaragoza". Realiza un trabajo muy detallado sobre el sector de la depresión comprendido entre Belchite y Zaragoza. Distingue por primera vez en este sector el Oligoceno y el Mioceno en

función de su relación discordante. Admite que, si bien los materiales miocenos se hallan horizontales, también pueden encontrarse inclinados.

Esta división basada en criterios de deformación fue mantenida durante bastante tiempo en la Cuenca del Ebro (SAENZ , 1929, 1931, 1942; FERRANDO, 1933; SELZER, 1934; HERNANDEZ PACHECO, 1949; RIOS, 1959).

Otros estudios estratigráficos basados en el estudio de las facies y/o la fauna son los de DEPERET (1898), DEPERET y VIDAL (1913), BORN (1919), ROYO GOMEZ (1922 y 1926), GIMENO CUNCHILLOS (1922), MARIN (1926), GOMEZ DE LLARENA (1950), CRUSAFONT (1958), LLAMAS (1959), etc.

Al mismo tiempo que estos autores realizaban sus estudios, las sucesivas ediciones del Mapa Geológico de España (1:1.000.000, 1:400.000 y algunas hojas del 1:50.000) iban introduciendo modificaciones. Merece señalarse la cartografía de ALASTRUE (1954 y 1958) sobre los materiales terciarios, basada en criterios litológicos y cambios de facies. Este autor atribuye los materiales de la comarca de las Cinco Villas al Oligoceno, llegando hasta Remolinos (ALASTRUE 1958). También es digna de mención la explicación al mapa geológico de la provincia de Huesca, realizada por ALASTRUE *et al.* (1957).

Finalmente, debe apuntarse la tesis doctoral de LLAMAS (1959-1962) sobre los terrenos yesíferos de la Cuenca del Ebro.

Desde el inicio de la segunda mitad de este siglo comienza una nueva fase en los estudios estratigráficos sobre los materiales terciarios de la Cuenca del Ebro, que se inicia con los trabajos de SOLE SABARIS (1954) y RIBA (1955 a y b). Estos se basan en la cartografía detallada de facies litológicas y sus cambios laterales, utilizando los niveles guía como criterio de correlación. Esta nueva metodología se apoya en el estudio fotogeológico y en los datos bioestratigráficos disponibles (yacimientos de vertebrados). Se inicia así una etapa en la que se comienza a definir unidades litoestratigráficas en la Cuenca del Ebro, concretamente en sus sectores navarro y riojano.

En este sentido destacan los trabajos de RIBA y PEREZ MATEOS (1961), RIBA (1964), CRUSAFONT, TRUYOLS y RIBA (1966), con la elaboración de mapas litoestratigráficos y cronoestratigráficos.

Ya en el sector aragonés, siguiendo esta línea de investigación, QUIRANTES (1969, 1978) establece una cartografía de litofacies y define un elevado número de Formaciones en el Terciario de Los Monegros (figura 1.4). En la figura 1.5 A y B se muestran dos cortes realizados por este autor, donde se aprecia el importante número de unidades litoestratigráficas presentes y sus relaciones laterales y verticales.

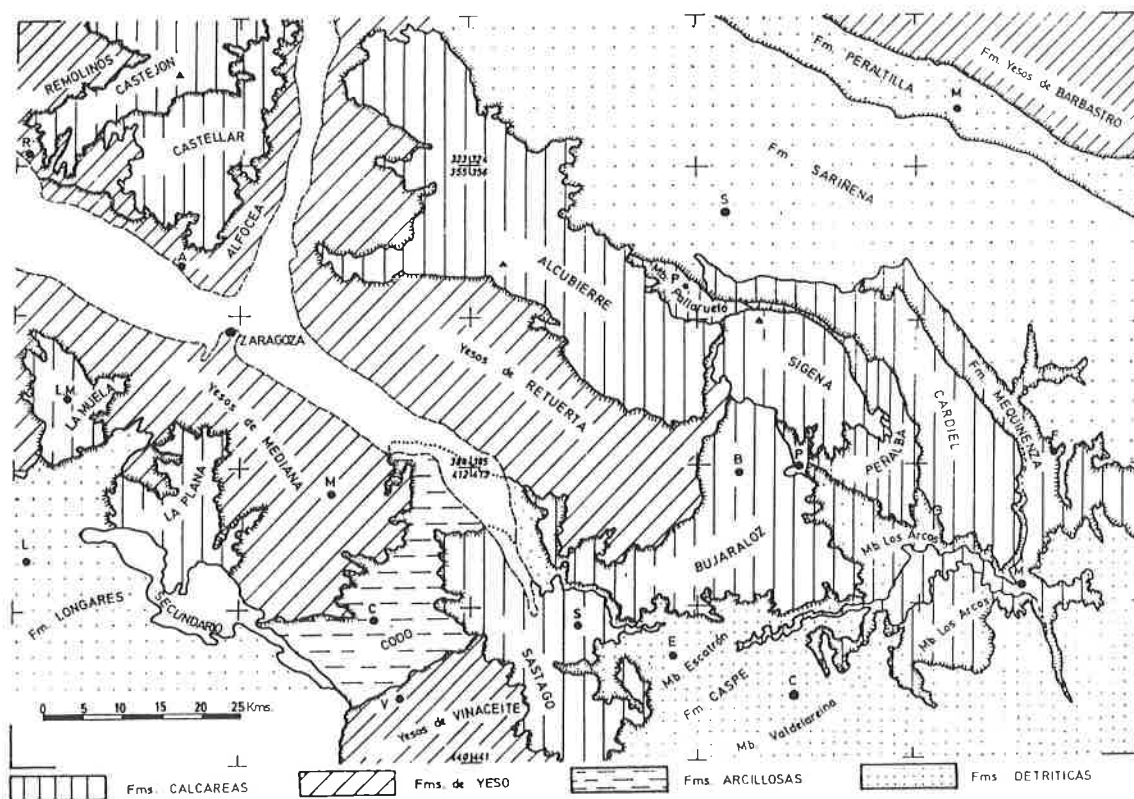
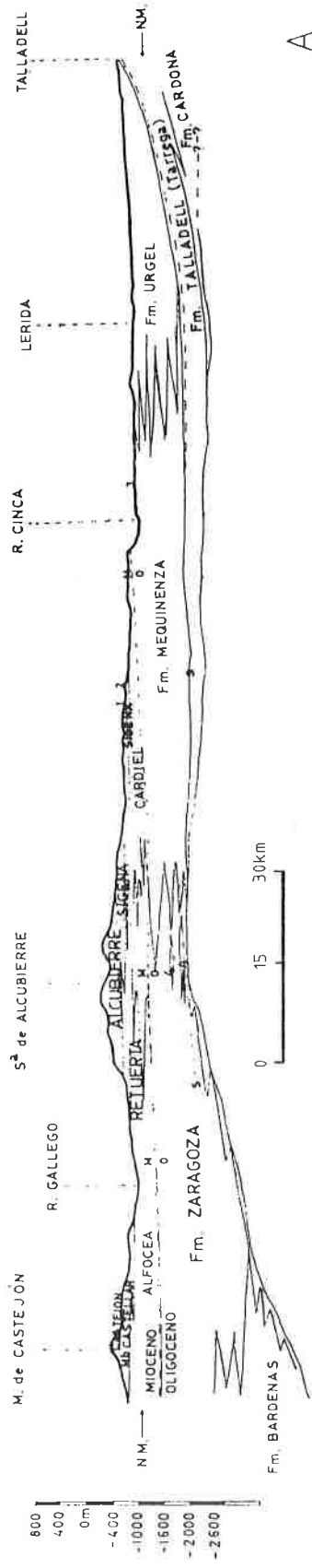
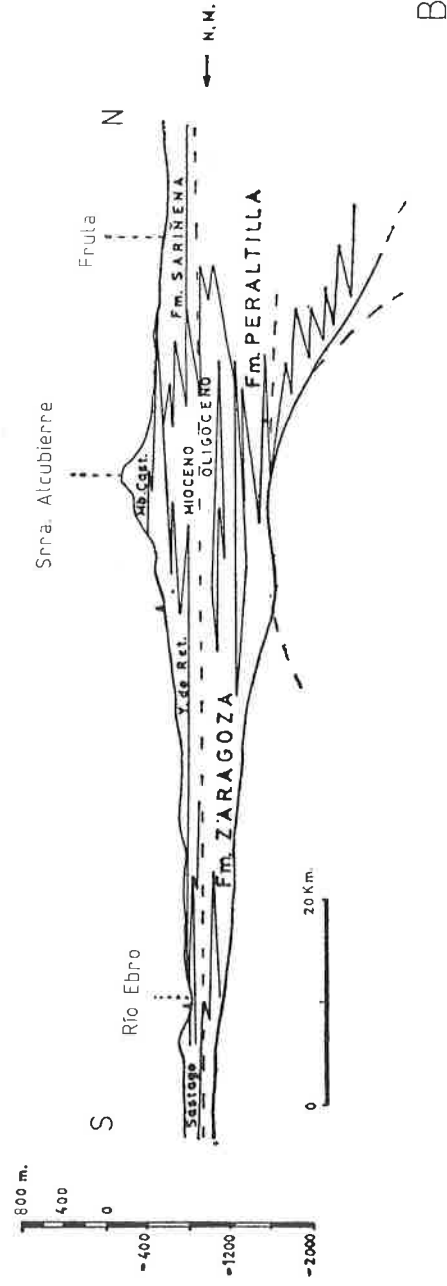


Figura 1.4.- Unidades litoestratigráficas del sector de Los Monegros, según QUIRANTES (1969, 1978).

Tras este estudio, quizás uno de los más relevantes, tanto desde el punto de vista estratigráfico como tectónico, es el de SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970). Por lo que se refiere a la estratigrafía de la Cuenca del Ebro, estos autores definen la Formación Uncastillo (equivalente a la Formación Sariñena de QUIRANTES, 1969) en la zona altoaragonesa y establecen su base en la discordancia progresiva de Biel-Gallipienzo. Como se discutirá en el capítulo de estratigrafía, este límite tiene un significado preciso y concreto y será, a su vez, el límite inferior de los materiales estudiados en este trabajo.



A



B

Figura 15.- Relaciones entre las unidades litoestratigráficas de QUIRANTES (1969, 1978)

Introducción

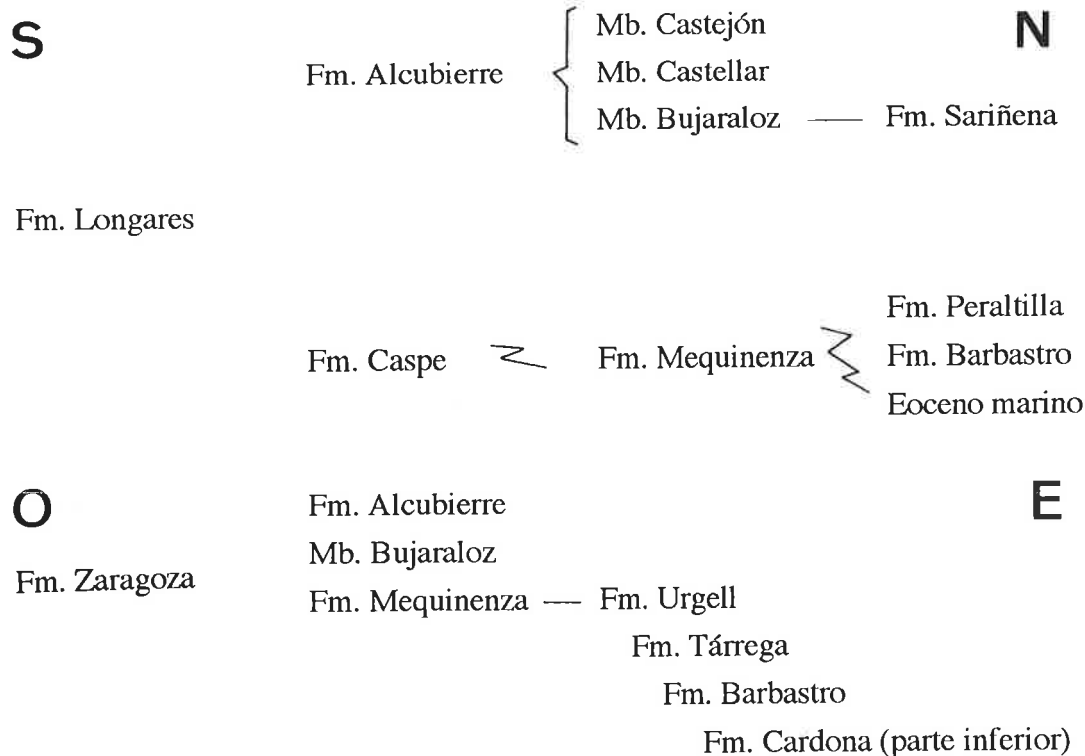
Posteriormente, SOLER y PUIGDEFABREGAS (1972) elaboran un mapa litológico del Alto Aragón occidental basado esencialmente en el mapa litológico de España a escala 1: 500.000.

En este sentido, se debe señalar que los mapas geológicos publicados por el Instituto Geológico y Minero de España han sido de especial importancia en el establecimiento de la estratigrafía regional: los de síntesis a escala 1: 200.000 de Lérida (RIBA, 1971), Zaragoza (RIBA *et al.*, 1971), Huesca (RIBA *et al.*, 1972) y Tudela (RIBA *et al.*, 1973). Sin embargo, dentro del área estudiada no se dispone todavía de ninguno de la serie MAGNA, 2ª edición, aunque parte de ellos están siendo elaborados actualmente. Los únicos existentes a escala 1: 50.000 son los de la serie antigua: hojas 247, Ayerbe (ALMELA y RIOS, 1950); 209, Agüero (RIOS y ALMELA, 1954); 208, Uncastillo (RIOS y ALMELA, 1954); 284, Ejea de los Caballeros (LARRAGAN y ALASTRUE, 1954) y 286, Huesca (LARRAGAN y CASTELL, 1952) y los de la 1ª serie: hojas 322, Remolinos; 323, Zuera; 324, Grañén; 354, Alagón; 355, Leciñena y 356, Lanaja, todas ellas de QUIRANTES (1971).

Aunque la tesis de PUIGDEFABREGAS (1975) no se centra en la Cuenca Ebro, este autor cartografía las facies detríticas adosadas al margen pirenaico; basándose en la continuidad estratigráfica que existe entre la parte superior de la Formación Campodarbe (Oligoceno inferior) y la Uncastillo, al Oeste de Biel, y en la edad Aquitaniense del yacimiento de Ayerbe (CRUSAFONT y PONS, 1969), establece que la formación Uncastillo comienza en el Chattiense. Distingue dos unidades cartográficas en la Formación Uncastillo: una inferior, de edad Chattiense-Aquitaniense, y otra superior, de edad Aquitaniense-Burdigaliense. La inferior la hace equivalente a la formación Bernués (definida en la Cuenca de Jaca por SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Finalmente, RIBA *et al.* (1983) han realizado un ensayo de síntesis estratigráfica general sobre la Cuenca terciaria del Ebro, en el que se ha intentado esclarecer las relaciones laterales y verticales de las diversas unidades litoestratigráficas presentes. En el sector aragonés establecen las siguientes:

Introducción



Recientemente, algunos autores anglosajones han estudiado los depósitos de la formación Uncastillo en el sector aragonés (HIRST, 1983; NICHOLS, 1984; HIRST y NICHOLS, 1986), pero sus trabajos se refieren más bien a sedimentología y paleogeografía, sin aportar datos estratigráficos relevantes.

En lo que se refiere a yacimientos de vertebrados que proporcionen datos cronoestratigráficos útiles, en el área de investigación tales yacimientos son escasos, dispersos y, a veces, polémicos en cuanto a su asignación.

La utilización de este material se inicia con los trabajos ya citados de LLAMAS (1959) y CRUSAFONT y PONS (1969), a los que mucho más tarde siguen los de HIRST (1983), ALVAREZ SIERRA (1987), ALVAREZ SIERRA *et al.* (1990), CUENCA (1991), CUENCA *et al.* (1992), CUENCA *et al.* (en prensa) y AGUSTI *et al.* (en prensa).

Desde hace muy poco se dispone, además, para propósitos cronoestratigráficos, de los perfiles magnetoestratigráficos realizados por HOGAN (1993). Todos los datos,

tanto de los yacimientos como de la magnetoestratigrafía, serán ampliamente discutidos en el apartado 2.4.

Se señala, por último, que en la década de los 80 el estudio estratigráfico de cuencas terciarias continentales ha adquirido un nuevo enfoque metodológico: el análisis tectosedimentario, aplicado con éxito tanto en las cubetas ibéricas como en el margen ibérico de la Cuenca del Ebro (GONZALEZ, 1989, PEREZ, 1989 y MUÑOZ, 1991). Esta metodología proporciona, entre otras ventajas, la posibilidad de correlación entre áreas físicamente desconectadas, aunque no se disponga de apoyo cronoestratigráfico. Cuando existen yacimientos, aunque sean dispersos, su valor para la datación se potencia al máximo, dado el significado temporal de las unidades estratigráficas que se establecen con este método (Unidades tectosedimentarias, U.T.S.).

Mediante su aplicación al área estudiada en este trabajo, ARENAS *et al.* (1989b) establecieron tres Unidades tectosedimentarias en la parte central de la Cuenca, que correlacionaron con las de PEREZ *et al.* (1988) del margen ibérico, hecho que permitió su datación en el sector de la Sierra de Alcubierre. Posteriormente, ARENAS *et al.* (1990) caracterizaron tres U.T.S. dentro de la formación Uncastillo, en el sector de Luesia-Riglos, sin posibilidad de datación precisa.

1.3.2.- Los datos sedimentológicos y paleogeográficos de la Cuenca del Ebro

Desde un principio, a los materiales de la Cuenca terciaria del Ebro se les asigna un origen continental. Así, MARTIN DONAYRE (1873), MALLADA (1878) y CORTAZAR (1885) ya indican la existencia de calizas lacustres; MALLADA (*op. cit.*) señala que el *Mioceno lacustre* se extiende por casi toda la *Tierra Llana* de la provincia de Huesca, y que se halla en contacto con el *Eoceno lacustre*, desde Agüero hasta Riglos. Apunta que las calizas y margas abigarradas predominan "a medida que desde el paralelo de Huesca nos acercamos a las orillas del Ebro, es decir, a medida que del límite septentrional del antiguo lago, cuyo eje mayor sigue hoy el Ebro, nos acercamos a su centro". También indica la presencia de calizas lacustres en Almudévar y Gurrea de Gállego y su aumento de extensión hacia la Sierra de Alcubierre.

Algunas indicaciones paleogeográficas a escala regional se deben a DEREIMS (1898), el cual postula que las Cuencas del Duero y del Ebro habían interrumpido su

comunicación con el mar en el Oligoceno y que en ellas se estableció un régimen fluvial y lacustre.

SAENZ (1929, 1931, 1942) atribuye el paso de la sedimentación marina terciaria a la continental en la depresión del Ebro a los efectos de la orogenia alpina.

El avance más importante en el estudio de la Cuenca del Ebro lo constituyen los trabajos de RIBA (1955 a y b) sobre el sector occidental; este autor señala que a lo largo del Oligoceno la sedimentación es de carácter sintectónico, con formación de discordancias angulares y progresivas en los márgenes. Apunta que durante el Mioceno la sedimentación se produce en régimen endorreico y que éste se interrumpe al final del Pontiense.

ALASTRUE *et al.* (1957) consideran que durante el Oligoceno y Mioceno la depresión del Ebro presenta una sedimentación continental durante la cual se depositan grandes espesores de sales, yesos, margas rojas y areniscas, que en los bordes pasan a conglomerados. Los *conglomerados septentrionales* son consecuencia del levantamiento de la Zona Axial, por erosión de su relieve. Son discordantes sobre el sustrato y su depósito continúa desde el final de los movimientos pirenaicos hasta el Mioceno, por lo que los consideran como oligocenos. En los *depósitos meridionales* o *facies del Sur* existen areniscas, arcillas y margas que pasan hacia el centro a calizas.

Los hundimientos postpirenaicos también se registran en la zona del Ebro, lo que permite que en la cuenca de sedimentación lacustre se albergue gran espesor de sedimentos. Estos autores también señalan que existe una fase de plegamiento post-Oligoceno que origina la sedimentación de grandes masas de conglomerados (*Conglomerados superiores*), que proceden de las Sierras y que son discordantes sobre los materiales oligocenos; como ejemplos citan los Mallos de Riglos y Agüero. En la zona limítrofe de las Sierras indican la presencia de discordancias progresivas.

ALASTRUE *et al.* (*op. cit.*) consideran que el *Oligoceno lacustre* de la Cuenca del Ebro se extiende en la provincia de Huesca por dos áreas separadas por las Sierras Exteriores, pero hacia el Oeste, en la provincia de Zaragoza, estas dos zonas se unen bordeando la terminación periclinal de la Sierra de Santo Domingo, constituyendo un único afloramiento que se extiende hacia Navarra.

Introducción

ALMELA (1962) estima que el eje de sedimentación de la Cuenca del Ebro se ha desplazado hacia el Sur en el transcurso del tiempo y que los yesos son tanto más modernos cuanto más al Sur afloran.

RIBA y PEREZ MATEOS (1961) aportan datos interesantes sobre los aportes que recibe la Cuenca: en el Eoceno superior se pasa de una sedimentación unilateral procedente del Sur a una bilateral, con aportes de la Cordillera Ibérica y Pirineos.

También deben destacarse diversos estudios sobre terrenos yesíferos, como los de LLAMAS (1959), LLAMAS (1959-1962), RIBA y LLAMAS (1962a y b) y RIBA y MALDONADO (1969), donde además se tratan las minas de sal de Remolinos.

Dentro de su línea de estudio litoestratigráfico, la tesis de QUIRANTES (1969) y su publicación posterior en 1978 ofrecen datos interesantes sobre la sedimentología de los materiales detríticos, carbonatados y yesíferos de Los Monegros, a partir de granulometrías de arenas y lutitas, así como del estudio de microfacies de calizas y yesos. Establece que durante el Terciario existieron conos de deyección procedentes de los Pirineos y Cordillera Ibérica que coalescían configurando cauces anastomosados, los cuales hacia el centro de la Cuenca pasarían a depósitos de playa con precipitación de sales y yeso. Sitúa el paso del endorreísmo al exorreísmo de la Cuenca del Ebro en el Mioceno, en los términos superiores de la sedimentación carbonatada.

PINILLA (1966) y PINILLA *et al.* (1968) basándose en datos mineralógicos (composición de las areniscas) diferencian dos provincias sedimentarias en la zona aragonesa de la Cuenca terciaria del Ebro: provincia Norte o Centropirenaica, con epidota y provincia situada al Sur del río Ebro, con estaurolita. Estos hechos permitieron a QUIRANTES y RIBA (1973) realizar algunas consideraciones más acerca de la procedencia de los materiales de la Cuenca. Indican que los aportes pirenaicos llegarían más al Sur de los límites propuestos por PINILLA (*op. cit.*) y que rebasarían el actual cauce del río Ebro. Este hecho lo deducen por la presencia de epidota en los paleocanales de Caspe-Chiprana (RIBA *et al.*, 1967).

BIRNBAUM (1976) en su tesis sobre los materiales evaporíticos miocenos del sector central de la Cuenca reconoce la existencia de un gran lago (Aragón Lake), muy somero y semipermanente, con orillas y profundidades variables (0 a 3 m.), que en algunos momentos podría llegar a desecación total.

Introducción

En este sector central de la Cuenca, MANDADO (1987) ha realizado un detallado estudio petrológico y geoquímico de las facies evaporíticas. En áreas próximas del Este y Sur de la Cuenca destacan las aportaciones sedimentológicas y paleogeográficas de CABRERA (1983), SAEZ (1987), PEREZ *et al.* (1988), PEREZ (1989) y GONZALEZ (1989), que abarcan los depósitos aluviales y lacustres, tanto evaporíticos como carbonatados. En el sector occidental riojano y navarro se cuenta con importantes estudios sobre evaporitas (ORTI y SALVANY, 1986; ORTI *et al.*, 1986 y SALVANY, 1989), así como sobre sedimentología y paleogeografía de dispositivos sedimentarios en La Rioja (MUÑOZ, 1991).

Para el área concreta de esta investigación, ARENAS *et al.* (1989b) caracterizaron las facies lacustres de la Sierra de Alcubierre, a la vez que establecían la existencia de tres Unidades genéticas (U.T.S.) en dicha Sierra. Las facies distinguidas son: margas, calizas laminadas, calizas estromatolíticas, calizas masivas y calizas bioturbadas. En las áreas con escasa influencia aluvial, los momentos de menor lámina de agua, con exposición subaérea, están representados por la facies de yesos nodulosos. Estos autores señalan una procedencia pirenaica para estos depósitos.

Recientemente, ARENAS *et al.* (1991), ARENAS *et al.* (1992), ARENAS *et al.*, (en prensa, a y b) y CASANOVA *et al.* (1993) han realizado la caracterización mineralógica, isotópica y sedimentológica de los depósitos lacustres y aluviales de la Sierra de Alcubierre.

Por su parte, entre los trabajos referentes a sistemas aluviales septentrionales se cuenta con las tesis de PUIGDEFABREGAS (1975), SLATER (1977), HIRST (1983) y NICHOLS (1984), así como con diversos trabajos (FRIEND *et al.*, 1979; FRIEND *et al.*, 1986; HIRST y NICHOLS, 1986; NICHOLS, 1987 b y c, 1989; FRIEND *et al.*, 1989). Entre todos estos trabajos, el más directamente relacionado con el área de investigación es el de NICHOLS (1984), así como las diversas publicaciones de este autor. También relacionado, pero de forma más indirecta, es el de HIRST (1983). Estos dos autores estudiaron la formación Uncastillo y definieron dos sistemas fluviales: "sistema de Huesca" (HIRST, *op. cit.*) y "sistema de Luna" (NICHOLS, *op. cit.*). El área de investigación del presente trabajo comprende el sistema de Luna y, de forma parcial, el sistema de Huesca. La publicación de 1986 de HIRST y NICHOLS resume los principales aspectos sedimentológicos y paleogeográficos de estos dos sistemas (véase más adelante figura 3.1): el sistema de Luna procede de la Cuenca de Jaca y Pirineo Axial, según deducen de las paleocorrientes y composición mineralógica,

mientras el sistema de Huesca tiene como área fuente las Cuencas de Aínsa y Tremp-Graus, con una mineralogía característica; este último posee un área de afloramiento mucho mayor que la del sistema de Luna.

Finalmente, se recuerda que en el ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la Cuenca del Ebro (RIBA *et al.*, 1983) se encuentran aspectos relevantes sobre la evolución paleogeográfica del conjunto de la Cuenca.

En lo que se refiere a aspectos paleogeográficos relacionados con la Zona surpirenaica, los concernientes a la Cuenca de Jaca se encuentran en PUIGDEFABREGAS (1975), que sitúa el inicio de la sedimentación en la Cuenca del Ebro en el límite Oligoceno inferior-Oligoceno superior, en relación con el movimiento hacia el Sur del manto de Gavarnie, cuyo frente lo constituyen las Sierras Exteriores. Como consecuencia, la Cuenca del Guarga pasa a situación erosiva y se generaliza la sedimentación en la del Ebro.

Aspectos tectónicos, sedimentológicos y paleogeográficos de la Cuenca de Jaca han sido tratados también por JOLLEY (1987).

1.3.3.- Los datos tectónicos

Los datos tectónicos que interesan en este trabajo son aquéllos relacionados de forma directa o indirecta con la sedimentación terciaria de la Cuenca del Ebro en el área estudiada: por una parte, los concernientes a las Sierras Exteriores, como frente del manto de Gavarnie, así como la prolongación de éstas hacia el Oeste; por otra parte, las deformaciones propias de los sedimentos de la Cuenca del Ebro.

En MUÑOZ *et al.* (1983) se encuentra una revisión bibliográfica bastante completa sobre el Pirineo, así como la explicación general de su estructura y evolución.

Son muchos los autores que se han interesado a lo largo del tiempo de la estructura del sector surpirenaico aragonés, desde los más antiguos (MALLADA, 1878; DALLONI, 1910; SELZER, 1934; ALMELA y RÍOS, 1951 y ALASTRUE *et al.*, 1957, entre otros) hasta los que deben considerarse modernos (CHOUKROUNE *et al.*, 1968; SEGURET, 1970; SOLER, 1970; SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970; GARRIDO, 1972 y 1973; PUIGDEFABREGAS y SOLER, 1973 y PUIGDEFABREGAS, 1975). Entre los trabajos más recientes deben señalarse los de

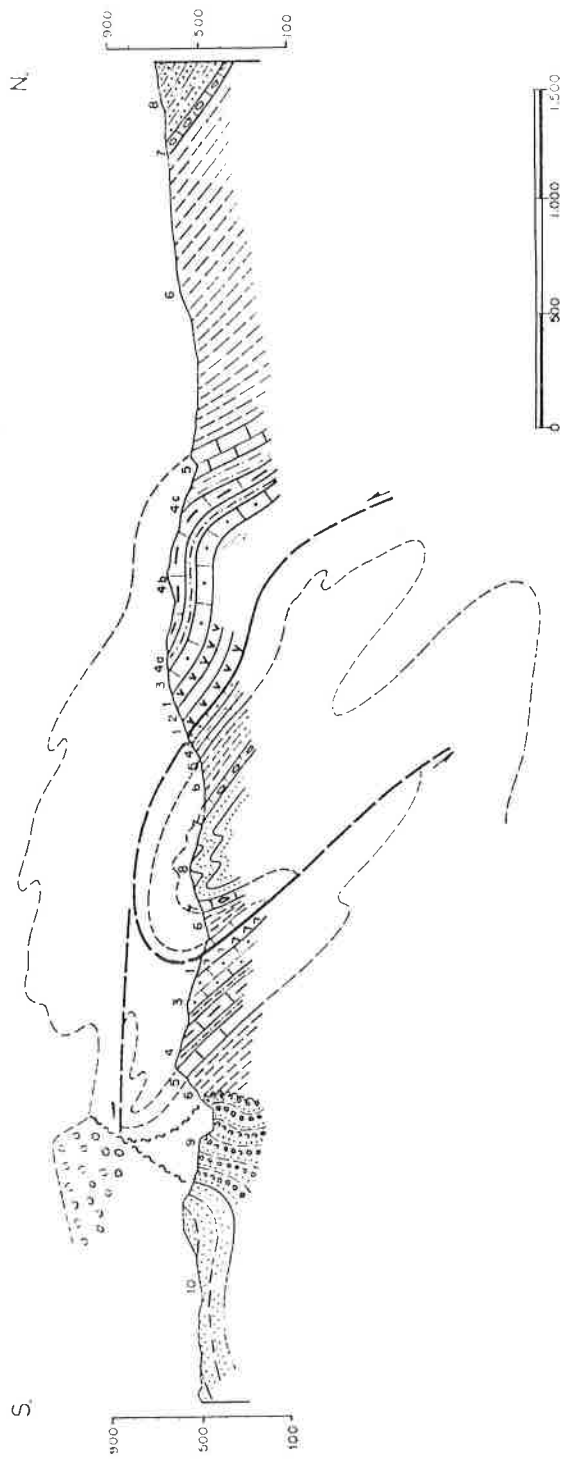


Figura 1.6.- Corte de las Sierras Exteriores en el río Gállego según PUIGDEFABREGAS y SOLER (1973).

Introducción

CHOUKROUNE *et al.* (1980), MUÑOZ *et al.* (1983), NICHOLS (1984), CAMARA y KLIMOWITZ (1985), BARBED *et al.* (1988), POCOVI *et al.* (1990), McELROY (1990) y MILLAN y POCOVI (en prensa).

La primera interpretación correcta de la estructura de las Sierras Exteriores aragonesas es la propuesta por PUIGDEFABREGAS y SOLER (1973); los hechos más notables son (figura 1.6): la existencia de un pliegue tumbado y fallado vergente hacia el Sur e implicando materiales cuya edad abarca desde el Triásico hasta el Oligoceno; la fosilización de esta estructura por los conglomerados inferiores de Agüero y Riglos; el plegamiento de la estructura anterior en forma de anticlinal vergente al Sur y la fosilización de esta última por los conglomerados superiores de Agüero-Riglos. Estiman un desplazamiento horizontal mínimo de 8 km, que supone un corrimiento hacia el Sur del mismo orden para toda la Cuenca de Jaca en esa zona, con despegue a nivel del Trías. Señalan que este desplazamiento es mayor hacia el Este que hacia el Oeste, de manera que en la terminación periclinal de Santo Domingo éste sería nulo. Datan estos hechos entre el Stampiense y el Aquitaniense.

Los últimos trabajos realizados en esta zona han precisado mucho más la estructura y han contribuido notablemente al conocimiento de la evolución tectosedimentaria del área. Se trata de los estudios de BARBED *et al.* (1988), POCOVI *et al.* (1990) y MILLAN y POCOVI (en prensa): el pliegue de Santo Domingo-Salinas es un pliegue de despegue, con orientación ONO-ESE, con flancos paralelos y separados por un plano de cabalgamiento, el cual se sitúa en los materiales triásicos del núcleo del pliegue. En los extremos E y SE del mismo describen tres unidades cabalgantes que, de más antiguas a más modernas son: 1º San Felices, 2º Punta Común y 3º sistema de Riglos. Consideran que tras la creación de estas láminas (MILLAN y POCOVI, en prensa) o simultáneamente a la creación de las superiores del sistema de Riglos se produciría el plegamiento del cabalgamiento y de las estructuras previas (figura 1.7).

Algunos autores anglosajones (McELROY, 1990) postulan que esta estructura es consecuencia de un retrocabalgamiento.

PUIGDEFABREGAS (1975) cartografía al Oeste de la terminación periclinal de Santo Domingo (a partir de la cual ya no aflora la estructura previamente descrita) una falla de dirección ONO-ESE, que hacia el extremo Suroccidental de la Cuenca de Jaca continúa como anticlinal.

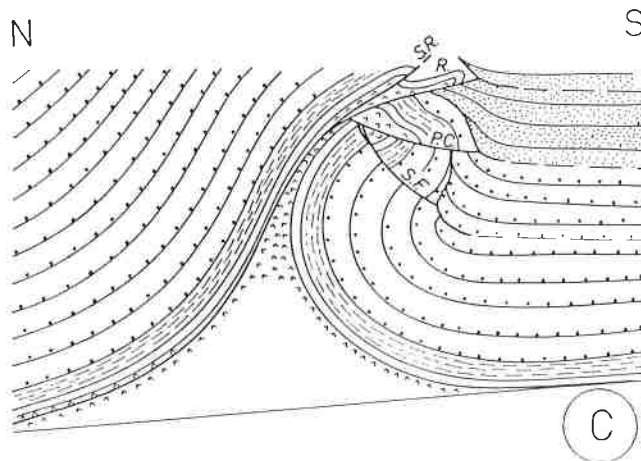
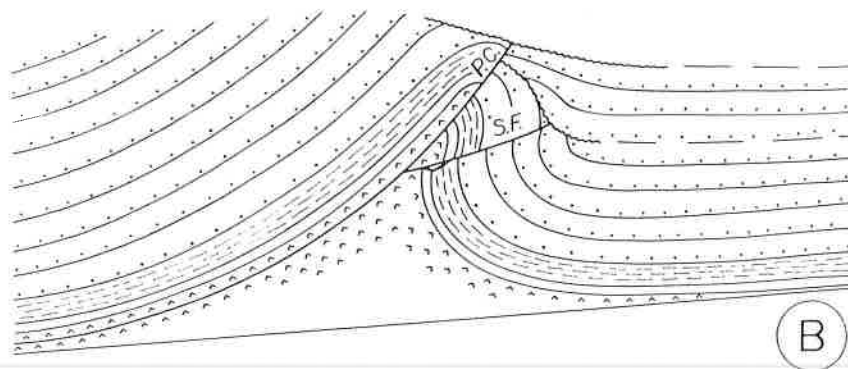
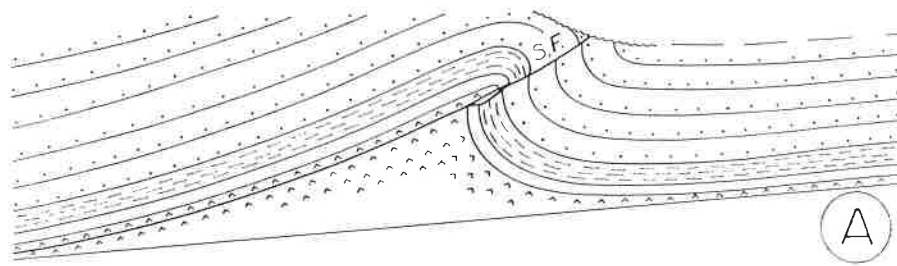


Figura 1.7.- Esquema de la evolución de la estructura de las Sierras Exteriores aragonesas. A) Durante el depósito de la parte superior de la Fm. Campodarbe. B) Al comienzo del depósito de la Fm. Uncastillo. C) Durante el depósito de la parte superior de la Fm. Uncastillo. **S.F.:** unidad de San Felices, **P.C.:** unidad de Punta Común, **R.** y **S.R.:** unidad o sistema de Riglos (Según POCOVI *et al.*, 1990).

Introducción

Por lo que se refiere a las deformaciones dentro de la Cuenca del Ebro, ALMELA y RIOS (1951) y ALASTRUE *et al.* (1957) señalan la existencia de discordancias progresivas y angulares en la zona de contacto con el sustrato, así como pliegues sinclinales y anticlinales en facies conglomeráticas. RIBA *et al.* (1973) en la síntesis cartográfica de la hoja nº 22 (Tudela) indican la presencia de deformaciones en los márgenes, así como pliegues ONO-ESE en Agüero y Murillo de Gállego y al Norte de Fuencalderas. SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970) ya habían apuntado que la base de la formación es una discordancia progresiva desde Biel hasta Gallipienzo, la cual se convierte en angular y erosiva al Este de Agüero.

PUIGDEFABREGAS (1975) distingue un conjunto de pliegues aproximadamente paralelos al margen de la Cuenca. También indica la existencia de una discordancia sintectónica en los conglomerados de Agüero, así como la disposición discordante de los de Murillo sobre areniscas y lutitas de la Cuenca del Ebro.

En el sector meridional del área estudiada, las deformaciones son escasas. QUIRANTES (1978) cartografía un conjunto de pliegues amplios con buzamientos muy bajos (1-3°) en este sector. Algunos de ellos son los sinclinales de Logroño-Sástago, río Gállego y Ballobar-Alcubierre, y los anticlinales de Alcubierre y La Almolda.

1.4.- OBJETIVOS

En el apartado anterior se ha expuesto de forma muy resumida los principales datos disponibles sobre el sector central de la Cuenca del Ebro y su margen pirenaico.

De su análisis se desprende que, hasta ahora, a lo largo del área de estudio se han definido varias unidades litoestratigráficas (QUIRANTES, 1969, 1978; SOLER y PUIDEFABREGAS, 1970); la mayor parte de ellas carece de estratotipo y de una definición precisa de sus límites y de sus relaciones laterales y verticales.

Por otra parte, la atribución cronoestratigráfica de estas unidades no siempre cuenta con el apoyo de datos bioestratigráficos. En el área de investigación, hasta hace muy poco, sólo se contaba con el yacimiento de Remolinos (LLAMAS, 1959) y el de Ayerbe (CRUSAFONT y PONS, 1969), ambos atribuidos al Mioceno inferior, Aquitaniense en el caso del de Ayerbe.

Tampoco se conoce cual es la relación estratigráfica exacta entre los depósitos detríticos del sector septentrional (Formaciones Uncastillo y Sariñena) y los lacustres carbonatados y evaporíticos del sector meridional (Formaciones Zaragoza y Alcubierre).

Del mismo modo, los datos sedimentológicos y paleogeográficos existentes se refieren, de modo independiente, a sistemas aluviales (HIRST, 1983; NICHOLS, 1984) y a áreas lacustres centrales (QUIRANTES, 1969, 1978; BIRNBAUM, 1976; MANDADO, 1987), sin que se haya establecido ningún dispositivo sedimentario que relacione los sistemas aluviales septentrionales y los lacustres centrales de este sector de la Cuenca del Ebro. Para estos últimos, los aspectos referibles a modelos sedimentarios son todavía deficientes y, en algunos casos (Formación Alcubierre), inexistentes.

En cuanto a los datos tectónicos, si bien se ha citado la existencia de algunas discordancias, éstas no se han correlacionado de un lugar a otro del área de estudio, ni se han relacionado con la actuación de accidentes tectónicos pirenaicos. Los únicos estudios que establecen algunas de estas relaciones son los llevados a cabo recientemente en el área de Geodinámica de la Universidad de Zaragoza (POCOVI *et al.*, 1990; MILLAN y POCOVI, en prensa). No obstante, aunque los resultados vienen siendo satisfactorios, estos investigadores no diferencian unidades estratigráficas genéticas en la Formación Uncastillo.

Introducción

Como consecuencia de todo ello no se conoce, ni siquiera de forma aproximada, la historia del relleno de la Cuenca en este sector, y por tanto no es posible precisar qué factores han condicionado tal relleno ni cómo fue su variación a lo largo del tiempo.

No existe, pues, el marco estratigráfico y sedimentológico ni el conocimiento de las relaciones entre sedimentación y factores alocíclicos que se precisan para establecer la evolución paleogeográfica del sector de la Cuenca que se pretende investigar.

A partir de la situación expuesta, los objetivos generales de este trabajo son:

- realizar un estudio estratigráfico detallado de toda el área que aporte datos útiles para la correlación y que permita diferenciar unidades o conjuntos de estratos relacionados genéticamente.

Este objetivo incluye la elaboración de un mapa geológico con las diferentes unidades establecidas y sus facies.

- realizar el análisis sedimentológico de las facies, muy especialmente de las lacustres, elaborar modelos de sedimentación y, finalmente, establecer los dispositivos sedimentarios presentes en cada unidad.

- reconstruir la evolución paleogeográfica del margen pirenaico del sector central de la Cuenca del Ebro, a partir de la interpretación paleogeográfica de cada una de las unidades, estableciendo las relaciones entre los factores alocíclicos y la sedimentación.

1.5.- METODOLOGIA DE TRABAJO

A partir de lo expuesto en el apartado anterior se deduce que el análisis estratigráfico clásico, basado en las unidades litoestratigráficas y/o cronoestratigráficas, resulta poco adecuado cuando se trata de estudiar cuencas continentales, cuyos problemas ya se han mencionado. La aplicación de dicho método ha llevado a la división del relleno de las cuencas en un conjunto de unidades litológicas con relaciones estratigráficas imprecisas y sin ningún valor genético o temporal.

Existen otros métodos de trabajo que se basan en la división del relleno sedimentario de las cuencas en unidades o conjuntos de estratos cuyo origen está relacionado con uno o varios factores de la dinámica terrestre y, además, poseen un valor temporal. Estos métodos son: el Análisis Tectosedimentario y la Estratigrafía Secuencial, y las unidades que se obtienen son, respectivamente, las Unidades tectosedimentarias (U.T.S.) y las Secuencias deposicionales.

Para una revisión bibliográfica completa sobre los conceptos de estas metodologías pueden consultarse los trabajos de VERA (1989), RIBA (1989), GONZALEZ (1989) y MUÑOZ (1991).

1.5.1.- El análisis tectosedimentario. Justificación de su aplicación en este estudio

Fundamentadas en los conceptos de análisis secuencial de DELFAUD (1969), las bases del análisis tectosedimentario han sido establecidas por GARRIDO-MEGIAS (1973). Este define la unidad o cuerpo tectosedimentario como "una unidad tridimensional, no obligatoriamente homogénea desde el punto de vista litológico, comprendida entre dos discontinuidades sedimentarias notables, de extensión no necesariamente isocrona, tal que en cualquier sección vertical el registro del tiempo referido, no a los sedimentos como unidad material de depósito, sino al tiempo absoluto que media (o separa) las dos discontinuidades, es constante".

Posteriormente, GARRIDO-MEGIAS (1982) expone de forma actualizada los conceptos de U.T.S. y los aspectos relativos al análisis tectosedimentario. Establece diferentes categorías de U.T.S. y apunta que sus límites naturales, sea cual sea su categoría, están materializados por rupturas o discontinuidades de extensión equiparable a la de la cuenca.

Introducción

Define una U.T.S. elemental como "una unidad estratigráfica constituida por una sucesión de estratos (no necesariamente conformes) depositados dentro de un intervalo de tiempo geológico concreto y bajo una dinámica sedimentaria y tectónica de polaridad definida" (figura 1.8).

RIBA (1989) realiza un análisis comparativo entre las Unidades tectosedimentarias y las Secuencias deposicionales de MITCHUM *et al.* (1977) y pone de manifiesto su identidad conceptual. En este sentido, GONZALEZ (1989) indica que "las diferencias entre ambos tipos de unidades radican más en su aplicación y uso que en su carga conceptual". Así, MITCHUM *et al.* (*op. cit.*) destacan las relaciones físicas entre los estratos para diferenciar secuencias de depósito, debido a que éste es el criterio más objetivo y fácilmente identificable en las secciones sísmicas, a partir de las cuales diferencian las secuencias. Por otro lado, en el caso de las U.T.S., GARRIDO MEGIAS aplica el mismo método, con criterios de campo y resulta que el aspecto más fácilmente reconocible para diferenciar U.T.S. es la evolución vertical y horizontal, de modo que para la diferenciación de las U.T.S. se destaca como criterio su polaridad, tanto sedimentaria como tectónica (GONZALEZ 1989).

Los límites de cualquier unidad genética, ya sea secuencia de depósito, U.T.S. o las secuencias estratigráficas genéticas de GALLOWAY (1989), son rupturas sedimentarias según la definición de GONZALEZ *et al.* (1988), ya que están producidas por variaciones de factores externos al medio sedimentario.

PARDO *et al.* (1989) estiman como causas alocíclicas primarias capaces de producir rupturas:

- Clima, que influye en la tasa de sedimentación, en la subsidencia a través de la tasa de sedimentación y en el cambio eustático por medio de la eustasia de origen glaciar.
- Tectónica, que origina deformación y subsidencia e influye en el cambio eustático a través de la tasa de expansión de los fondos oceánicos y en el aporte de sedimentos mediante la creación de relieves en el área fuente.
- Deformaciones del geoide, que influyen en el cambio eustático.

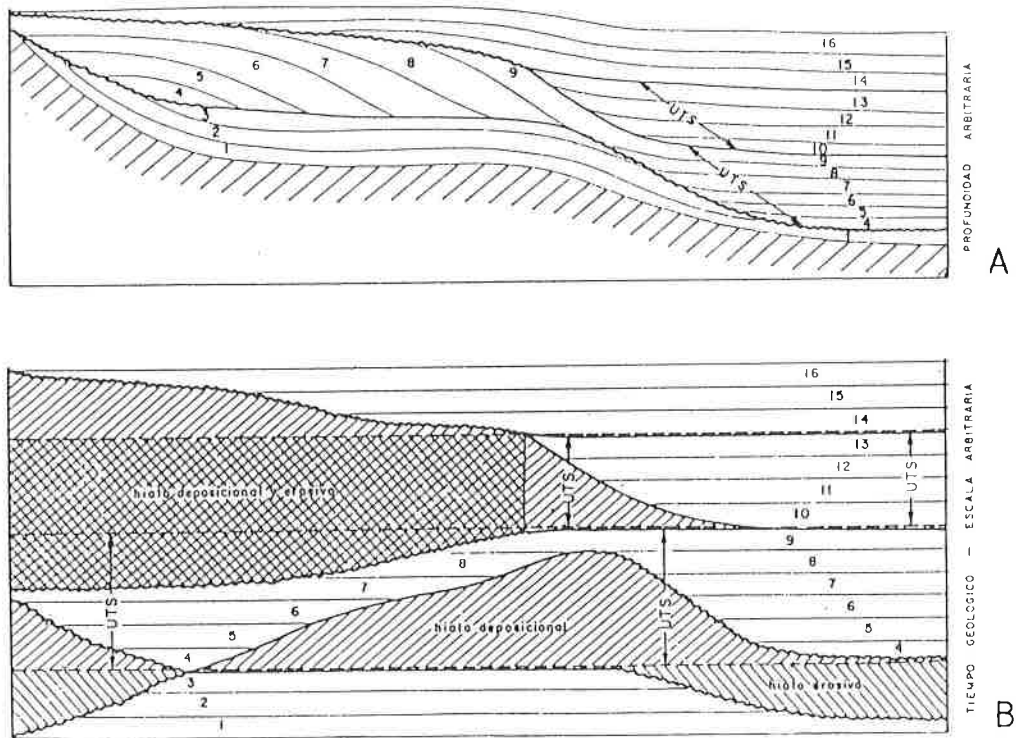


Figura 1.8.- Concepto de Unidad Tectosedimentaria según GARRIDO-MEGIAS (1982): A: Sección geológico-estructural. B: Restitución cronoestratigráfica.

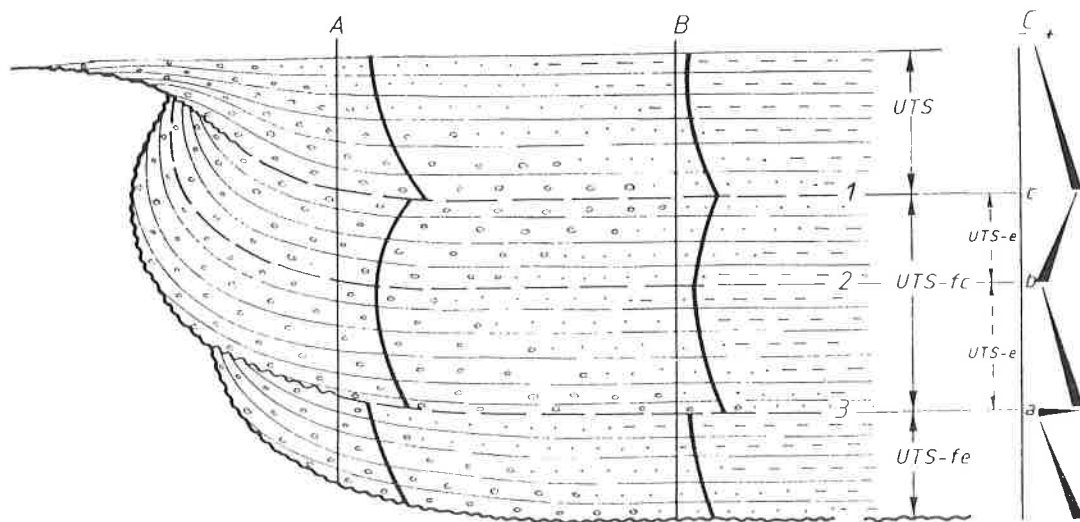


Figura 1.9.- Tipos de rupturas originadas en márgenes activos de cuencas continentales cuando el factor alocíclico fundamental es la tectónica (Según GONZALEZ *et al.*, 1988). [fe: fundamental elemental, fc: fundamental cíclica, e: elemental no fundamental].

Introducción

En cuencas continentales con márgenes activos sometidos a deformación, las variaciones del nivel del mar no determinan la evolución sedimentaria del relleno. En dichos márgenes es muy difícil discriminar entre el factor climático y el tectónico, debido a que allí las variaciones de la actividad diastrófica, además de originar deformación, condicionan la naturaleza de los sedimentos, la tasa de sedimentación y la tasa de subsidencia, y el efecto climático puede ser enmascarado fácilmente.

En este contexto, GONZALEZ *et al.* (1988) apuntan que una evolución vertical granocreciente y un paralelo dispositivo geométrico en *offlap* en los márgenes activos reflejan un período de actividad tectónica creciente, mientras que una evolución vertical granodecreciente y un correlativo dispositivo geométrico en *onlap* en dichos márgenes representan un período de actividad diastrófica decreciente. Estos autores distinguen tres tipos básicos de rupturas sedimentarias (figura 1.9):

- Rupturas sedimentarias de tipo 1 son aquéllas ligadas al cambio de actividad diastrófica creciente a actividad diastrófica creciente.
- Rupturas sedimentarias de tipo 2 son aquéllas ligadas al cambio de actividad diastrófica decreciente a actividad diastrófica decreciente.
- Rupturas sedimentarias de tipo 3 son aquéllas ligadas al cambio de actividad diastrófica creciente, que salta de un mínimo a un máximo de forma instantánea a escala de tiempo geológico, a actividad diastrófica decreciente.

Las rupturas sedimentarias se manifiestan por cambios en la evolución secuencial de los sedimentos correlativos, que pasa de granocreciente a granodecreciente en las de tipo 1, de granodecreciente a granocreciente en las de tipo 2 y de granodecreciente a granodecreciente, separadas por un salto brusco, en las de tipo 3. Estas evoluciones van acompañadas de cambios paralelos en los dispositivos geométricos en los márgenes activos, que pasan de *offlap* a *onlap* en las de tipo 1, de *onlap* a *offlap* en las de tipo 2 y de *onlap* a *onlap*, con el superior desplazado hacia el centro de la cuenca, en las de tipo 3.

Las rupturas de tipo 1 y 3 se manifiestan como discordancias en los márgenes de las cuencas y/o en los flancos de los pliegues sinsedimentarios situados en el interior de las mismas y pasan a conformidades correlativas hacia el centro. Las rupturas de tipo 2 son conformidades en toda su extensión.

Introducción

Las rupturas de tipo 1 coinciden con las discordancias sintectónicas de RIBA (1973) y se corresponden con las rupturas tectónicas de GARRIDO-MEGIAS (1982).

Aunque desde un punto de vista puramente teórico, PARDO *et al.* (1989) definen dos nuevos tipos de rupturas sedimentarias originadas por las variaciones del factor climático, como único control alocíclico del tipo de sedimentos y de la velocidad de sedimentación:

- Rupturas sedimentarias de tipo 4 son aquéllas ligadas al cambio de aridez climática creciente a aridez climática decreciente. Se manifiestan exclusivamente por un cambio de signo en la evolución secuencial, que pasa de ser granocreciente a granodecreciente.

- Rupturas sedimentarias de tipo 5 son aquéllas ligadas al cambio de aridez climática decreciente a aridez climática creciente. Se manifiestan exclusivamente por un cambio de signo en la evolución secuencial, que pasa de ser granodecreciente a granocreciente.

Así, un incremento de la aridez climática viene marcado en los sedimentos correlativos por una evolución vertical granocreciente y, al contrario, una disminución de la aridez climática se traduce en una evolución vertical granodecreciente.

A la vista de estas consideraciones, si cuando se diferencian U.T.S. se utilizan para delimitarlas rupturas de tipo 1 ó 3 existe una garantía absoluta de que sus límites sean consecuencia de las variaciones de la actividad diastrófica, puesto que éste es el único mecanismo alocíclico capaz de originar una discordancia. Estas unidades son denominadas por GONZALEZ *et al.* (1988) U.T.S. fundamentales; pueden ser elementales, con una evolución granocreciente o granodecreciente, o complejas, con una evolución cíclica granodecreciente-granocreciente (figura 1.9).

Justificación de la aplicación del análisis tectosedimentario en el presente estudio:

Las primeras aplicaciones de este método las realizaron GARRIDO-MEGIAS (1973) en los materiales mesozoicos y terciarios de los Pirineos meridionales y

GARRIDO-MEGIAS y VILLENA (1977) en el Trías germánico de España. Las primeras aplicaciones al estudio de cuencas endorreicas son las de PEREZ (1981), GONZALEZ (1982) y MUÑOZ (1985), así como un gran número de publicaciones de estos autores sobre las cubetas intramontañosas ibéricas, el sector meridional aragonés y occidental riojano de la Cuenca del Ebro. El resultado final de estos trabajos parciales se ha reflejado en las tesis doctorales de PEREZ (1989), GONZALEZ (1989) Y MUÑOZ (1991). En ellas queda demostrada la validez del análisis tectosedimentario como instrumento de correlación y como base para la reconstrucción paleogeográfica. Asimismo, el método permite inferir la variación de los factores alocíclicos a lo largo del tiempo.

El valor cronoestratigráfico de las U.T.S. (ya postulado por GARRIDO-MEGIAS, 1973 y 1982) queda probado en el estudio de GONZALEZ *et al.* (1988) para las cubetas ibéricas marginales, margen meridional aragonés y margen catalán de la Cuenca del Ebro.

Se puede concluir que la metodología del análisis tectosedimentario ofrece importantes ventajas con respecto a la metodología clásica cuando se estudian cuencas continentales: las U.T.S. tienen un valor genético y temporal, del cual carecen las unidades litoestratigráficas.

Las características de las facies del área estudiada indican que la sedimentación se produjo en una cuenca de carácter endorreico, en cuyo margen Norte se registra la actividad tectónica pirenaica. Por lo tanto, se estima que el análisis tectosedimentario constituye la mejor herramienta para abordar el estudio estratigráfico del área de investigación.

1.5.2.- Metodología de trabajo seguida

El punto de partida de este estudio lo constituye el reconocimiento detallado del terreno en fotografía aérea; en función de las características del área o del propósito perseguido se han utilizado las fotografías a escala 1: 33.000 y/o 1: 18.000. A partir de este primer estudio ha sido posible:

* establecer unos primeros criterios de correlación, mediante el seguimiento de líneas de capas.

- * identificar posibles rupturas sedimentarias, en especial aquéllas que se manifiestan como discordancias.

- * elegir los lugares más favorables para el levantamiento de perfiles estratigráficos.

Si bien éste es el punto de partida, el apoyo fotogeológico ha sido necesario a lo largo de toda la investigación.

El siguiente paso consiste en el levantamiento de perfiles estratigráfico-sedimentológicos, donde se recoge el mayor número de datos posible, procurando que en ellos la serie estratigráfica sea continua. El reparto areal de estos perfiles y su número ha dependido de las condiciones topográficas y de afloramiento, de las características litológicas y de la facilidad o dificultad de correlación que ofrece la zona.

En los perfiles con depósitos lacustres se ha realizado, además, una recogida sistemática de muestras, en aquéllos que se estimaron más representativos, para el estudio de secciones pulidas, láminas delgadas y contenido fosilífero de los niveles lutíticos margosos. Asimismo, en algunos de los perfiles se han tomado muestras de las distintas litologías para su análisis mineralógico (rayos x). Esta fase incluye también las observaciones en MEB de algunas facies.

Paralelamente al estudio estratigráfico se ha ido realizando un análisis sedimentológico de las distintas facies presentes y de sus relaciones.

A continuación se ha elaborado la correlación de los perfiles, basada en su continuidad física inmediata o en el seguimiento de líneas de capa en fotografía aérea, características litológicas o similitud en la evolución vertical. Todo ello conlleva la correlación de las posibles rupturas existentes y el reconocimiento de las que tienen extensión en toda el área.

La presencia de rupturas de tipo 1 ó 3 ha hecho posible delimitar Unidades tectosedimentarias. A continuación se ha elaborado la cartografía de estas U.T.S. Al mismo tiempo, se han incorporado los posibles datos cronológicos existentes y los que han ido surgiendo.

El análisis sedimentológico ha consistido en el estudio de las facies, sus asociaciones en secuencias y, por último, a partir de los datos estratigráficos, en el

Introducción

establecimiento de un conjunto de litofacies, que quedan plasmadas en el mapa cartográfico de las U.T.S.

Una vez conocida la estratigrafía y el significado sedimentológico de las facies y las secuencias se ha procedido al análisis isotópico ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de las facies carbonatadas de algunos perfiles, con el fin de contrastar con datos cuantitativos las primeras interpretaciones sedimentológicas realizadas.

A partir de la elaboración de mapas de distribución de litofacies para cada U.T.S. y de todos los datos sedimentológicos disponibles es posible elaborar modelos de sedimentación y, finalmente, dispositivos sedimentarios.

Todos estos datos junto con los de paleocorrientes, naturaleza de los clastos de los conglomerados, etc. han hecho factible la reconstrucción paleogeográfica de este sector de la Cuenca del Ebro, visible a través de los esquemas paleogeográficos de cada Unidad.

Es obvio que la recopilación de datos bibliográficos, tanto regionales como específicos, ha sido una labor constante a lo largo de toda esta investigación.

2.- ESTRATIGRAFIA

the 1990s, the number of people in the world who are under 15 years of age is expected to increase from 1.1 billion to 1.5 billion.

As a result of the demographic changes, the number of people in the world who are 65 years of age and older is expected to increase from 250 million in 1990 to 500 million in 2020. The number of people in the world who are 75 years of age and older is expected to increase from 100 million in 1990 to 250 million in 2020.

The demographic changes are expected to have a significant impact on the world's economy. The number of people in the world who are 15 years of age and younger is expected to increase from 1.1 billion in 1990 to 1.5 billion in 2020. This increase is expected to be driven by the high birth rates in the developing countries.

The demographic changes are also expected to have a significant impact on the world's labor force. The number of people in the world who are 15 years of age and younger is expected to increase from 1.1 billion in 1990 to 1.5 billion in 2020. This increase is expected to be driven by the high birth rates in the developing countries.

The demographic changes are also expected to have a significant impact on the world's population. The number of people in the world is expected to increase from 5.3 billion in 1990 to 6.5 billion in 2020. This increase is expected to be driven by the high birth rates in the developing countries.

The demographic changes are also expected to have a significant impact on the world's environment. The number of people in the world is expected to increase from 5.3 billion in 1990 to 6.5 billion in 2020. This increase is expected to be driven by the high birth rates in the developing countries.

The demographic changes are also expected to have a significant impact on the world's social structure. The number of people in the world is expected to increase from 5.3 billion in 1990 to 6.5 billion in 2020. This increase is expected to be driven by the high birth rates in the developing countries.

The demographic changes are also expected to have a significant impact on the world's health care system. The number of people in the world is expected to increase from 5.3 billion in 1990 to 6.5 billion in 2020. This increase is expected to be driven by the high birth rates in the developing countries.

The demographic changes are also expected to have a significant impact on the world's education system. The number of people in the world is expected to increase from 5.3 billion in 1990 to 6.5 billion in 2020. This increase is expected to be driven by the high birth rates in the developing countries.

The demographic changes are also expected to have a significant impact on the world's housing market. The number of people in the world is expected to increase from 5.3 billion in 1990 to 6.5 billion in 2020. This increase is expected to be driven by the high birth rates in the developing countries.

The demographic changes are also expected to have a significant impact on the world's transportation system. The number of people in the world is expected to increase from 5.3 billion in 1990 to 6.5 billion in 2020. This increase is expected to be driven by the high birth rates in the developing countries.

The demographic changes are also expected to have a significant impact on the world's energy system. The number of people in the world is expected to increase from 5.3 billion in 1990 to 6.5 billion in 2020. This increase is expected to be driven by the high birth rates in the developing countries.

The demographic changes are also expected to have a significant impact on the world's water supply system. The number of people in the world is expected to increase from 5.3 billion in 1990 to 6.5 billion in 2020. This increase is expected to be driven by the high birth rates in the developing countries.

The demographic changes are also expected to have a significant impact on the world's food supply system. The number of people in the world is expected to increase from 5.3 billion in 1990 to 6.5 billion in 2020. This increase is expected to be driven by the high birth rates in the developing countries.

The demographic changes are also expected to have a significant impact on the world's overall well-being. The number of people in the world is expected to increase from 5.3 billion in 1990 to 6.5 billion in 2020. This increase is expected to be driven by the high birth rates in the developing countries.

2.- ESTRATIGRAFIA

El área estudiada abarca una extensión considerable, a lo largo de la cual se ha realizado un total de 57 perfiles estratigráfico-sedimentológicos. Estos recogen datos tanto sobre sedimentos detríticos, en el sector Norte, como sobre sedimentos químicos, en el sector Sur. Entre estos sectores la correlación presenta serias dificultades debido a su reducida continuidad física. Por este motivo y dada la amplia extensión se ha creído conveniente exponer los datos estratigráficos por sectores geográficos con una uniformidad litológica y donde la correlación es más o menos inmediata: sector septentrional, constituido esencialmente por materiales detríticos, y sector meridional, formado mayoritariamente por materiales carbonatados y yesíferos. A su vez, dentro de este último se han diferenciado dos sectores, que se refieren a los dos grandes relieves montañosos existentes en el sector meridional, separados por el amplio valle del río Gállego: la Sierra de Alcubierre y los Montes de Castejón. Esta subdivisión obedece al aislamiento geográfico de estos relieves. Posteriormente, una vez conocida la estratigrafía de los diversos sectores se establecerá la correlación entre éstos, basada esencialmente en criterios evolutivos, litológicos y/o cartográficos.

2.1.- ESTRATIGRAFIA DEL SECTOR SEPTENTRIONAL

2.1.1.- Introducción

En este apartado se describen los perfiles estratigráficos levantados en la parte septentrional del área de estudio, que comprende los depósitos de conglomerados, areniscas, lutitas y, en mucha menor proporción, calizas y yesos, que se extienden desde las Sierras Exteriores hacia el Sur. Una gran parte de este sector queda incluida en el área de Las Cinco Villas (al Oeste del río Gállego) y el resto en el Somontano oscense (al Este del río Gállego). Con referencia al M.T.N. a escala 1:50.000, este sector queda incluido en las hojas nº 208 (Uncastillo), 209 (Agiüero), 246 (Luna), 247 (Ayerbe), 284 (Ejea de los Caballeros), 285 (Almudévar) y 286 (Huesca). En la figura 2.1 se muestra la extensión de este sector y la situación de los perfiles, así como la cartografía de Unidades Tectosedimentarias caracterizadas a partir de los datos que se exponen en este trabajo.

Desde el punto de vista litoestratigráfico este sector corresponde a la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970). Estos autores consideran que la Formación Uncastillo "tiene como muro la discordancia progresiva de Biel-Gallipienzo, que se convierte en angular y erosiva al Este de Agüero. Está constituida por los conglomerados del borde Sur de las Sierras Exteriores que, lateralmente y hacia el Sur, pasan a la formación de paleocanales de Huesca, Uncastillo, Ujué y Artajona". Estiman que la edad de esta serie es Aquitaniense, datación basada en los yacimientos de vertebrados de Santa Cilia (CRUSAFONT *et al.*, 1966) y Ayerbe (CRUSAFONT y PONS, 1969). Más tarde, PUIGDEFABREGAS (1975) le atribuye una edad que abarca desde el Chattiense hasta el Burdigaliense.

Los perfiles más septentrionales tienen como base la Formación Campodarbe, definida inicialmente por SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970) como "una formación de tipo fluvial que pasa lateralmente y hacia el Oeste a facies marinas". Como base toman las "facies de transición" y como techo la línea isocrona por encima de la cual los materiales terciarios continentales no tienen equivalente marino.

Posteriormente, PUIGDEFABREGAS (1975) agrupa dentro del término "Formación Campodarbe" a las Formaciones Campodarbe y Anzánigo previamente definidas por SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970). Su edad es Eoceno superior-Stampiense.

La Formación Uncastillo es equivalente a la Formación Sariñena (definida por QUIRANTES, 1969 y 1978) y sólo difiere de ésta por la presencia de conglomerados en las áreas proximales (PUIGDEFABREGAS, 1975). A pesar de que en cualquier trabajo

debe darse prioridad a la denominación inicial de las unidades litoestratigráficas, en este trabajo se utilizarán ambos términos -Uncastillo y Sariñena- con lo que se tendrá una referencia directa del sector geográfico en el que se encuentran los perfiles; así, esta unidad litoestratigráfica en el sector septentrional se denomina Formación Uncastillo y en sector centro-oriental Formación Sariñena.

Independientemente de estos problemas de duplicidad, la definición de Formación Uncastillo es adecuada y útil desde el punto de vista estratigráfico y dicha Formación queda perfectamente diferenciada de la Formación Campodarbe subyacente. Su límite implica, como señala PUIGDEFABREGAS (*op. cit.*), una reactivación tectónica que conduce a la desaparición de los sistemas fluviales procedentes del Sureste y a la generalización de la sedimentación conglomerática con materiales de procedencia septentrional. No obstante, a partir de las definiciones no se puede descartar que la parte superior de la Formación Campodarbe integre una unidad genética con la Formación Uncastillo, o al menos con la parte inferior de ella.

Dentro del área de estudio, PUIGDEFABREGAS (*op. cit.*) cartografía una discordancia sintectónica intra-Campodarbe, con lo que cabe sospechar que esta Formación puede dividirse, al menos, en dos unidades genéticas. Al Noreste de Fuencalderas, la Formación Uncastillo aparece en discordancia angular sobre los materiales de la Formación Campodarbe situados por debajo de la discordancia sintectónica intra-Campodarbe. Sin embargo, al Oeste de dicha localidad, la Formación Uncastillo y los materiales de la Formación Campodarbe situados sobre la citada discordancia sintectónica se relacionan mediante la "discordancia progresiva de Biel-Gallipienzo" (en definitiva, un abanico de capas sin aparente discontinuidad estratigráfica), con lo que subsiste la posibilidad de agrupar la Formación Campodarbe supra-discordancia sintectónica intra-Campodarbe y la Formación Uncastillo en una unidad genética.

Ahora bien, como se verá en la descripción de los perfiles de Luesia y Biel, el límite de estas Formaciones se sitúa en un cambio de signo en la evolución secuencial, acompañado de un salto granulométrico importante. Se trata, pues, de una ruptura sedimentaria, por lo que se descarta la posibilidad apuntada. En consecuencia, la Formación Campodarbe no se considera objeto de estudio de este trabajo.

Otro trabajo sobre el área es la síntesis estratigráfica y cartográfica de RIBA *et al.* (1972 y 1973). Finalmente, algunos autores anglosajones (HIRST, 1983 y NICHOLS, 1984 y 1987 a, b y c) han realizado estudios estratigráficos en este sector, aunque levantando escasas columnas estratigráficas y sin diferenciar unidades genéticas. En sus

estudios establecen la existencia de grandes sistemas sedimentarios, denominados "sistema de Luna" y "sistema de Huesca". Recientemente ARENAS *et al.* (1990) han dado a conocer los primeros datos estratigráficos que existen desde un punto de vista genético, estableciendo unidades tectosedimentarias.

La investigación estratigráfica en el sector septentrional encuentra serios problemas derivados de la recortada topografía, del extenso desarrollo de formaciones superficiales - favorecido por la litología de los materiales terciarios de este sector- y de la densa cobertura vegetal. La base de la Formación Uncastillo es accesible con aceptables condiciones de exposición en los ríos Arba de Luesia y Arba de Biel, así como en algunos de los barrancos procedentes de las Sierras Exteriores, donde es posible reconocer todas las unidades existentes. Sin embargo, más al Sur los afloramientos son parciales y dispersos, únicamente abarcan niveles estratigráficos altos de la Formación y ya sólo es posible levantar perfiles de reducida potencia. Por los mismos problemas expuestos y por el carácter lenticular de muchos de los depósitos, la correlación entre perfiles es delicada y ha necesitado un minucioso trabajo con la fotografía aérea de escala 1:33.000 y 1:18.000.

Se ha realizado un total de 28 perfiles o columnas estratigráficas a lo largo del sector septentrional. Las representaciones gráficas se han elaborado a escala vertical 1:500 e incluyen, distribuidos por columnas, los siguientes datos (figura 2.2A): número de tramo, potencia, color, litología, textura y estructuras (sedimentarias, diagenéticas y de origen orgánico), datos direccionales, centilo, composición de los clastos (calcáreos/de arenisca), evolución vertical, megasecuencia/-as y/o Unidad/-es tectosedimentarias reconocidas y Formación/-es en que se incluye el perfil. Los perfiles próximos al sector septentrional que comprenden tanto depósitos fluviales como lacustres se describen en este apartado debido a que su correlación más inmediata se ha establecido con los perfiles septentrionales fluviales. Por otra parte, dado que incluyen sedimentos detríticos, carbonatados y/o yesíferos, generalmente de pequeña potencia, para su representación se ha tomado el modelo utilizado para los perfiles lacustres (figura 2.2B) y una escala 1:100. Hecho que debe tenerse en cuenta a la hora de establecer correlaciones. Los tramos se diferencian por la homogeneidad litológica, textural o estructural, relación entre las distintas litologías (alternancias, intercalaciones) y/o la existencia de una tendencia granulométrica vertical determinada (granodecreciente -o positiva- o granocreciente -o negativa). Algunos de los términos utilizados en la descripción de los perfiles se explican más adelante, en el capítulo de Sedimentología, aunque los conceptos concernientes a jerarquía de secuencias (secuencias de primer orden, por ejemplo) son

esencialmente los establecidos por ARENAS *et al.* (1989a). Los límites entre las Unidades tectosedimentarias se refieren a los tipos de rupturas sedimentarias establecidos por GONZALEZ *et al.* (1988).

2.1.2.- Descripción de perfiles

La situación de los perfiles realizados en el sector septentrional aparece en el mapa cartográfico de la figura 2.1, donde la numeración corresponde al número de orden de descripción que a continuación se expone:

1.- Perfil de Luesia (Figura 2.3)

Situación:

Se ha realizado a lo largo del río Arba de Luesia, al Norte de la localidad de Luesia. La base se sitúa próxima a la caseta de Sibirana y el techo cerca del denominado Plano de Campo Raso.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM644991

Techo: 30TXM635980

Descripción:

De base a techo se han diferenciado los siguientes tramos:

Tramo 1: 22 m. Alternancia de areniscas y lutitas de color marrón-amarillo, con intercalaciones de conglomerados de color gris y marrón.

Las areniscas son de grano medio y grueso, con clastos dispersos de arenisca, caliza, cuarzo, lidita y cuarcita de hasta 2 cm. de diámetro.

Se presentan en paquetes tabulares de 2,5 a 9 m. de potencia. Dentro de algunos de ellos se reconocen superficies canaliformes laxas que delimitan cuerpos lenticulares y laminares de 1 a 2 m. de espesor, en los que se observa estratificación cruzada en surco en *sets* de 0,4 a 0,7 m. de potencia (ocasionalmente existe un relleno de canal de 1,3 m. de espesor). Pueden contener un depósito conglomerático basal. También pueden ser masivas, con evolución granocreciente.

Estratigrafía

Las lutitas, frecuentemente limolitas, aparecen en intervalos de 2 a 2,5 m. de potencia. Son masivas, si bien pueden mostrar laminación paralela en algunas ocasiones.

Los conglomerados tienen textura granosostenida; los clastos son de arenisca y calcáreos, en proporción aproximada de 90:10; otros menos frecuentes y de menor diámetro son de cuarzo, cuarcita y lidita. En general están redondeados y son heterométricos. El centilo alcanza 10 cm. La matriz es de arenisca gruesa-microconglomerática.

Constituyen un cuerpo tabular de 1,7 m. de potencia, con base subhorizontal, que internamente presenta superficies subhorizontales que separan cuerpos tabulares de alrededor de 0,5 m. de potencia; cada uno de éstos presenta granoselección positiva, llegando al tamaño arena en ocasiones.

Tramo 2: 11 m. cubiertos. Visibles lutitas marrones.

Tramo 3: 16 m. de conglomerados de color gris-amarillo (marrón) con esporádicas intercalaciones de areniscas marrones.

Son de textura granosostenida, con clastos de arenisca (60%) y calizos (30 %); el resto son de cuarzo, cuarcita, areniscas y lidita (éstos corresponden a los de menor tamaño). Están mal seleccionados y son redondeados. El centilo varía de 15-20 cm. en la base a 35 cm. en el techo del tramo. La matriz es de arenisca gruesa-microconglomerática.

Se presentan en paquetes tabulares o cuneiformes de alrededor de 2 m. de potencia, con bases subhorizontales y/o canaliformes muy laxas, con evolución granodecreciente. Localmente muestran clastos imbricados según a(t) b(i).

Las areniscas son de grano grueso.

Se disponen en cuerpos lenticulares de 0,1 a 0,2 m. de potencia, ocasionalmente con estratificación cruzada en surco.

El conjunto del tramo tiene una evolución granocreciente.

Tramo 4: 6 m. de areniscas amarillo-beiges y conglomerados gris-marrón.

Las areniscas son de grano grueso. Se presentan en lentejones de hasta 0,4 m. de potencia y de 4-6 m. de extensión lateral visible. Lateralmente pasan a cuñas de conglomerados.

Los conglomerados son de textura granosostenida, con clastos de arenisca y caliza principalmente (en proporción aproximada de 70:30). Están redondeados y son heterométricos. El centilo es de hasta 15 cm. La matriz es de arenisca gruesa.

Se presentan formando cuñas de 0,2 a 1,2 m. de potencia intercaladas entre las areniscas, con bases generalmente canaliformes muy laxas.

Tramo 5: 11 m. de conglomerados grises con intercalaciones de areniscas de color amarillo-marrón.

La textura de los conglomerados es granosostenida. Los clastos son de naturaleza areniscosa (60%) y calcárea (30%); en menor proporción y tamaño se encuentran clastos de cuarzo, cuarcita y lidita. Están mal seleccionados y bien redondeados. El centilo es de hasta 17 cm. La matriz es de arenisca gruesa a microconglomerática.

Se presentan en niveles tabulares de alrededor de 3 m. de potencia, con superficies basales subhorizontales o canaliformes muy laxas; dentro de ellos, de forma ocasional, se reconocen cicatrices erosivas laxas sobre areniscas y conglomerados.

Las areniscas son gruesas, con clastos de cuarzo y lidita dispersos, de hasta 3 ó 4 cm. de diámetro.

Forman lentejones de base y techo cóncavos, de 0,1-0,2 m. de espesor. Hacia la mitad del tramo se halla un cuerpo canaliforme de 1,5 m. de potencia, que internamente exhibe superficies canaliformes y, de forma esporádica, estratificación cruzada en surco. Este último tiene evolución granodecreciente.

Estratigrafía

Tramo 6: 8 m. parcialmente cubiertos. Se reconocen areniscas de color amarillo-marrón y conglomerados grises.

Las areniscas son de grano grueso.

Forman cuñas de alrededor de 0,5 m. de potencia, localmente con estratificación cruzada de relleno de canal.

Los conglomerados tienen textura granosostenida, con clastos de arenisca principalmente. La matriz es de arenisca gruesa.

En ocasiones se identifican niveles cuneiformes decimétricos con bases subhorizontales.

Tramo 7: 26,5 m. de conglomerados de color gris-amarillento con intercalaciones de areniscas amarillas, marrones y localmente rojizas.

Los conglomerados presentan textura granosostenida; los clastos son de areniscas (50%) y calizos (40%) mayormente; el resto son de cuarzo, cuarcita y lidita y corresponden a los de menor tamaño; están redondeados y poco seleccionados. El centilo varía de 22 cm. en la base a 25 cm. hacia el techo del tramo. La matriz es de arenisca gruesa-microconglomerática.

Constituyen paquetes tabulares o cuneiformes de 4 a 7 m. de potencia, de bases subhorizontales, planas o con esporádicas marcas de base. Dentro de ellos se observan superficies canaliformes discontinuas que individualizan niveles cuneiformes de 1-2 m. de potencia, en los que se reconocen superficies de estratificación cruzada e imbricación de los clastos según la disposición a(t) b(i). Aunque no es frecuente, muestran una alternancia de intervalos de grava-arena, gravilla-arena y grava-gravilla, en secuencias de alrededor de 0,4 m. de espesor.

Las areniscas son de grano grueso y con menor frecuencia de grano fino-medio.

Forman niveles tabulares de 0,3 a 0,6 m. de potencia, constituidos por cuerpos lenticulares de 0,15 a 0,2 m. de potencia. Pueden mostrar laminación paralela.

Tramo 8: 24 m. de areniscas de color amarillo-marrón y gris y limos amarillo-verdosos.

Las areniscas varían desde grano grueso a tamaño limo.

Las de grano medio-fino y los limos forman dos paquetes de 8 y 12 m. de potencia, en la base y techo del tramo respectivamente. Están constituidos por niveles alternantes de limos masivos y areniscas con laminación paralela (de aspecto lajeado).

Las de grano grueso y medio-grueso se presentan como un paquete tabular de 4 m. de potencia, en el que se observan niveles tabulares de 0,6 a 0,2 m. de espesor, con laminación paralela en el techo de algunos de ellos. En conjunto, el paquete es estratodecreciente.

Tramo 9: 23 m. cubiertos.

Tramo 10: 3,5 m. de areniscas grises.

Son de grano grueso e incluyen clastos de caliza, de arenisca y de lidita, dispersos o como microconglomerados o conglomerados formando una cuña de 0,15 m. de potencia (con un centilo de 7 cm.).

Se disponen en niveles tabulares de base subhorizontal, irregular. El nivel basal es de 1 m. de potencia, con laminación paralela hacia techo. El resto de los niveles es de 0,2 m. y presenta aspecto lajeado debido a la existencia de laminación paralela.

Tramo 11: 4,5 m. de lutitas de color marrón claro, verde y naranja, con una intercalación de areniscas de color marrón claro.

Las lutitas son masivas. Hacia techo son limolitas con clastos dispersos de areniscas, calizas y liditas, de 1-2 cm. de diámetro.

Las areniscas son de grano medio y grueso.

Forman un nivel de 0,6 m. de potencia, con base canaliforme y de escasa continuidad lateral. Contiene laminación paralela.

Estratigrafía

Tramo 12: 4 m. de areniscas de color gris claro y lutitas marrones.

Las areniscas son de grano muy grueso, grueso y medio.

Se presentan en dos niveles de 1,4 m. y 0,8 m. de potencia, en la base y techo del tramo respectivamente. Están formados por niveles tabulares de alrededor de 0,2 m. de espesor, con interestratos milimétricos de limos. Ocasionalmente muestran laminación paralela.

Las lutitas aparecen como un paquete tabular de 1,6 m. de potencia; hacia techo se trata de limolitas con laminación paralela.

Tramo 13: 6 m. parcialmente cubierto.

Se reconoce la existencia de lutitas (limolitas) marrones con intercalaciones de areniscas de grano medio de color marrón-gris.

Tramo 14: 28 m. Alternancia de areniscas de color marrón claro-gris y lutitas (limolitas) marrones y verdosas.

Las areniscas son de grano medio.

Se presentan en paquetes tabulares (cuneiformes a gran escala) de 1 a 4,5 m. de potencia, con bases horizontales. Están constituidos por estratos tabulares o cuneiformes de 0,4 a 1 m. de espesor, con laminación paralela o de bajo ángulo en la base y estratificación cruzada planar hacia techo, en *sets* de 0,15 a 0,4 m. de espesor. Localmente, sobre estos *sets* se disponen superficies canaliformes muy laxas. En general, estos paquetes de areniscas son estratodecrecientes y granodecrecientes.

Las lutitas aparecen en niveles de 2 a 7 m. de potencia, de geometría tabular, con intercalaciones más gruesas (limolitas-areniscas muy finas) laminadas.

El conjunto del tramo es estratocreciente.

Tramo 15: 69 m. parcialmente cubiertos. Se identifican areniscas marrones, limos del mismo color y conglomerados grises.

Tramo 16: 4 m. de areniscas marrones y conglomerados grises.

Las areniscas son de grano medio.

Forman niveles cuneiformes y laminares de hasta 0,7 m. de potencia sin estructuras visibles.

Los conglomerados tienen textura granosostenida, con clastos de arenisca y caliza principalmente, de hasta 8 cm. de diámetro.

Aparecen como cuñas de 0,4-0,5 m. de espesor hacia techo del tramo.

Tramo 17: 32,5 m. cubiertos. Afloramientos muy locales indican que probablemente se trata de areniscas con lutitas y conglomerados.

Tramo 18: 12,5 m. de areniscas de color marrón claro y naranja y conglomerados gris-anaranjados.

Las areniscas son de grano grueso a fino.

Se presentan en dos paquetes de 3 y 5 m. de potencia, en la base y techo del tramo respectivamente. Están integrados por niveles laminares de alrededor de 0,2 m. de potencia. Los del paquete inferior van intercalando hiladas de clastos y conglomerados hasta pasar verticalmente a conglomerados. Los del paquete superior son de grano fino y pasan gradualmente a limos. En ningún caso se reconoce la existencia de estructuras sedimentarias.

Los conglomerados tienen textura granosostenida, con clastos de arenisca y caliza principalmente, redondeados y heterométricos. El centilo es de 20 cm. La matriz es de arenisca gruesa-microconglomerática.

Forman un nivel tabular de 4 m. de potencia, organizado en secuencias de primer orden gravilla-arena de 0,3 a 0,4 m. de espesor, en las que es frecuente la imbricación de los clastos.

Estratigrafía

Tramo 19: 30 m. Alternancia de conglomerados gris-amarillentos y beige y areniscas de color marrón claro.

Los conglomerados son granosostenidos, con clastos de arenisca (65%) y de caliza (25%) fundamentalmente; en menor proporción y tamaño hay de cuarcita, cuarzo, otras areniscas y lidita. Están redondeados y mal seleccionados. El centilo es de 35-37 cm. en la base y techo y de 25-30 cm. en la mitad del tramo, dado siempre por los clastos de arenisca. La matriz es de arenisca gruesa-microconglomerática.

Se disponen en paquetes tabulares de 6 a 11 m. de potencia, con bases subhorizontales irregulares o canaliformes muy laxas. Dentro de ellos se observan superficies subhorizontales irregulares, que definen cuerpos tabulares o cuneiformes a gran escala, de alrededor de 2 m. de espesor (de forma excepcional, hacia techo pueden alcanzar 7 m. de potencia). La mayor parte de estas superficies son erosivas sobre lentejones de areniscas. En general, estos conglomerados son masivos. Existe imbricación de los clastos según a(t) b(i).

Las areniscas son de grano grueso.

Forman tanto niveles tabulares alternantes con los conglomerados, como cuerpos lenticulares de poca extensión lateral intercalados en los mismos. En el primer caso, la potencia de los niveles es de 1,4 a 1,6 m.; las bases son horizontales o, con menor frecuencia, canaliformes laxas. En cada uno se reconocen cuerpos tabulares y canaliformes de 0,4 a 1 m. de potencia, con estratificación cruzada planar y de relleno de canal de espesor decimétrico. Pueden incluir cuñas conglomeráticas de 0,1 a 0,2 m. de potencia. Cuando se trata de lentejones, la potencia es de 0,1 a 0,2 m.; las bases son ligeramente cóncavas y los techos cóncavos o convexos. Localmente muestran estratificación cruzada en surco de potencia decimétrica, pero generalmente son masivos.

Tramo 20: 25 m. de conglomerados gris-amarillentos con esporádicas intercalaciones de areniscas de color marrón claro.

La textura de los conglomerados es granosostenida. Los clastos son de naturaleza areniscosa (65%) y calcárea (25%) mayormente, aunque en menor proporción y diámetro existen de cuarcita, cuarzo y lidita. Son heterométricos y están bien redondeados. El centilo es de hasta 35 cm. La matriz es de arenisca gruesa a muy gruesa.

Están organizados en paquetes tabulares de 6 a 9 m. de potencia, con bases subhorizontales y canaliformes laxas, sobre las que se disponen los clastos más gruesos, pasando hacia techo a secuencias elementales grava gruesa-grava de 0,6 a 1 m. de potencia. Pueden tener evolución granocreciente o granodecreciente.

Las escasas intercalaciones de areniscas son de grano grueso.

Aparecen como lentejones de base cóncava y de 0,1 a 0,2 m. de potencia, con estratificación cruzada en surco de espesor decimétrico.

Tramo 21: 9 m. Alternancia de conglomerados gris-amarillentos y areniscas marrones.

Los conglomerados son granosostenidos, con clastos de arenisca (70%) y de caliza (30%) fundamentalmente, heterométricos y redondeados. El centilo varía desde 30 cm. en la base a 20 cm. en el techo del tramo. La matriz es de arenisca gruesa-microconglomerática.

Se presentan en niveles tabulares o cuneiformes de 0,5 a 1,5 m. de potencia, con bases canaliformes laxas y sin estructuras aparentes.

Las areniscas son de grano grueso.

Forman lentejones de 0,1 a 0,2 m. de espesor, de base canaliforme y techo, a veces, cóncavo, situados entre los niveles de conglomerados, o bien forman parte de secuencias arena-grava de alrededor de 0,5 m. de potencia, las cuales, en ocasiones, dan lugar a una estratificación cruzada de relleno de canal.

El tramo en conjunto es estrato y granodecreciente.

Tramo 22: 30,5 m. de conglomerados de color gris-amarillento.

Estratigrafía

Los clastos se soportan unos a otros; son de arenisca (70%) y calizos (25%) fundamentalmente y, en menor proporción, de cuarzo, cuarcita y lidita. El centilo varía de 42 cm. en la base a 25 cm. en el techo del tramo, siempre dado por los de naturaleza arenisosa. La matriz es de arenisca gruesa a muy gruesa.

Forman paquetes tabulares de 8 a 14 m. de potencia separados por superficies canaliformes amplias y subhorizontales irregulares. Dentro de cada uno de ellos se observan superficies canaliformes laxas de escasa continuidad lateral, que individualizan cuerpos de 2-3 m. de potencia, donde los clastos más gruesos se disponen en la base de manera desorganizada. En general no muestran estructuras visibles.

El tramo se organiza como un conjunto granodecreciente integrado por intervalos también granodecrecientes.

Tramo 23: 42 m. de conglomerados de color gris-marrón con esporádicas intercalaciones de areniscas naranjas y grises.

Los conglomerados tienen textura granosostenida; los clastos son de arenisca (70%) y calizos (25%); el resto son de cuarzo, cuarcita y lidita. Están redondeados y mal seleccionados. El centilo varía desde 40 cm. en la base a 22 cm. en el techo del tramo. La matriz es de arenisca gruesa naranja-rojiza.

Constituyen estratos tabulares de 4 a 10 m. de potencia, con bases canaliformes laxas. Dentro de ellos se observan superficies irregulares subhorizontales y canaliformes, que delimitan niveles cuneiformes o tabulares de 1 a 3 m. de potencia y de escasa continuidad lateral. En ocasiones se reconocen secuencias arena-grava de alrededor de 0,5 m. de potencia, donde es frecuente la imbricación de los clastos según a(t) b(i). Hacia techo del tramo aparecen cuerpos conglomeráticos de geometría lenticular y cuneiforme de espesor decimétrico formando estratificación cruzada.

Las areniscas son de grano grueso.

Se disponen en cuerpos lenticulares intercalados entre los conglomerados. Su potencia oscila entre 0,1 y 0,2 m. Muestran estratificación cruzada de relleno de canal, en la que, en ocasiones, se observa el paso gradual de láminas de arenisca a láminas de conglomerados.

El tramo tiene una evolución vertical granodecreciente, formada por intervalos tanto granocrecientes como granodecrecientes.

Tramo 24: 25 m. parcialmente cubierto. Localmente son visibles conglomerados.

Tramo 25: 37 m. de conglomerados gris-amarillentos y marrones con intercalaciones de areniscas marrón-grisáceas.

Los conglomerados tienen textura granosostenida; los clastos son de arenisca (60%) y calizos (40%) principalmente. Están redondeados y son heterométricos, con un centilo de hasta 38 cm. en la base y techo del tramo, con valores de 40-43 cm. en la porción central del mismo. Localmente el centilo viene dado por clastos calcáreos. La matriz es de arenisca gruesa, a veces microconglomerática.

Se presentan en paquetes tabulares y cuneiformes de 3-4 m. de potencia, separados por superficies erosivas horizontales planas o, menos frecuentemente, subhorizontales. En general son masivos, aunque localmente se reconocen secuencias de grava gruesa-grava de 0,6 a 1 m. de potencia, algunas de las cuales forman intervalos granodecrecientes.

Las areniscas son de grano muy grueso.

Aparecen como cuerpos de base y techo cóncavos, de alrededor de 0,1 m. de potencia y de extensión lateral entre 4-6 m.. Son masivas o, más raramente, muestran estratificación cruzada. Suelen coincidir con las superficies basales de los intervalos conglomeráticos, por las que son erosionadas, pero también se observan como cuñas intercaladas dentro de ellos.

Tramo 26: 27 m. de conglomerados de color gris-marrón con escasas intercalaciones de areniscas marrón grisáceas.

Los clastos se soportan unos a otros, son de arenisca (70%) y calizos (30%) fundamentalmente. Están redondeados y son heterométricos. El centilo varía de 30 a 35 cm.. La matriz es de arenisca gruesa-microconglomerática.

Estratigrafía

Constituyen cuerpos conglomeráticos cuneiformes o tabulares a gran escala, de alrededor de 3 m. de potencia, delimitados por superficies subhorizontales planas o por canalizaciones muy laxas. Son masivos o, más raramente, forman secuencias de primer orden grava gruesa-grava, granodecrecientes, de 1 m. de espesor.

Las areniscas son de grano grueso.

Se presentan en niveles laminares de 0,1 m. de potencia, que lateralmente pasan a conglomerados, en ocasiones formando una alternancia.

Tramo 27: 9 m. de conglomerados de color gris-marrón y areniscas naranja-grisáceas.

Los conglomerados tienen textura granosostenida, con clastos de arenisca (70%) y de caliza (30%) principalmente. Son redondeados. El centilo varía de 30 cm. en la base a 20 cm. en el techo del tramo. La matriz es de arenisca gruesa.

Forman un conjunto tabular de base horizontal, en el que se reconocen superficies canaliformes que individualizan cuerpos de 1 m. y 3,5 m. de potencia. En ellos se observan secuencias grava gruesa-grava-gravilla o gravilla-arenisca, de 1 a 1,5 m. de potencia, que pueden tener tendencia tanto granodecreciente como granocreciente y dan lugar a estratificación horizontal o cruzada. Algunos clastos están imbricados según la disposición a(t) b(i).

Las areniscas son de grano grueso y muy grueso, con clastos dispersos.

Aparecen bien como lentejones de base canaliforme, de 0,1 a 0,3 m. de potencia, o bien como una cuña de potencia máxima de 1 m. En el primer caso presentan estratificación cruzada de relleno de canal, pudiendo formar parte de las secuencias gravilla-arenisca. En el segundo caso se observa laminación paralela o de bajo ángulo.

El tramo en conjunto muestra evolución granodecreciente.

Tramo 28: 38 m. de conglomerados gris-amarillentos con esporádicas intercalaciones de areniscas naranjas y amarillo-anaranjadas.

Los clastos de los conglomerados se soportan unos a otros; son de arenisca (70%) y calizas (30%) fundamentalmente. Están redondeados y mal seleccionados. El centilo es de hasta 40 cm. La matriz es de arenisca gruesa-microconglomerática.

Se disponen en paquetes tabulares a gran escala de 6 a 16 m. de potencia, delimitados por superficies canaliformes muy laxas. Dentro de ellos se observan superficies subhorizontales, irregulares en detalle, que separan cuerpos cuneiformes de 2 a 4 m. de espesor, en los que la estructura suele ser masiva, aunque, de forma ocasional, se reconocen algunas secuencias de grava-gravilla de alrededor de 0,5 m. de potencia, así como imbricación de los clastos según a(t) b(i).

Las areniscas son de grano grueso, con clastos milimétricos-centimétricos dispersos.

Aparecen como cuñas de aproximadamente 0,2 m. de potencia, intercaladas dentro de los paquetes conglomeráticos, a veces formando secuencias gravilla-arena, que pueden constituir estratificación cruzada de relleno de canal, donde se observa el paso gradual de grava-gravilla-arena.

El tramo tiene una evolución granodecreciente, en la que se reconocen, de base a techo, dos intervalos estrato y granocrecientes, de 6 y 15 m. de potencia y otro granodecreciente-granocreciente, de 17 m. de potencia.

Tramo 29: 50 m. de conglomerados gris-amarillentos con intercalaciones de areniscas naranjas y amarillo-marrón.

Los conglomerados tienen textura granosostenida. Los clastos son de arenisca (65%) y de caliza (35%) principalmente; están redondeados y mal seleccionados. El centilo oscila entre 30 y 60 cm., llegando a alcanzar 70 cm. en algunos puntos. La matriz es de arenisca gruesa-microconglomerática.

Se presentan en paquetes tabulares a gran escala de 10 a 15 m. de potencia, con bases canaliformes, dentro de los cuales se observan superficies canaliformes laxas menores que individualizan cuerpos tabulares de 5 a 10 m. de potencia. Se reconocen secuencias grava gruesa-grava-gravilla y grava-gravilla-arena de 1 a 2-3 m. de potencia, bien constituyendo estratificación cruzada de relleno de canal, con

Estratigrafía

evolución granodecreciente, bien formando estratificación horizontal, con evolución granocreciente. En este último caso, aunque no frecuentemente, se reconoce imbricación de clastos según a(t) b(i).

Las areniscas varían de grano grueso a fino.

Aparecen como lentejones de 0,2 a 0,3 m. de potencia intercalados entre los conglomerados y/o formado parte de las secuencias grava-gravilla-arena. Comúnmente muestran estratificación cruzada en surco, de potencia decimétrica. Hacia techo del tramo se identifican como un conjunto tabular de 1 m. de potencia, con superficies internas canaliformes laxas.

El tramo en conjunto muestra evolución granocreciente-granodecreciente, integrada por intervalos granocrecientes en la base y granocrecientes y granodecrecientes hacia el techo del mismo.

Tramo 30: 68 m. de conglomerados grises.

Presentan textura granosostenida. Los clastos son de arenisca (65%) y de caliza (35%) mayormente. Están mal seleccionados y son redondeados. El centilo es de hasta 55 cm. La matriz es de arenisca gruesa.

Se disponen en paquetes tabulares de alrededor de 15 m. de potencia, con bases subhorizontales irregulares y escasas canalizaciones muy laxas. Dentro de ellos se reconocen cuerpos cuneiformes y tabulares de 2 a 5 m. de potencia, separados por superficies irregulares subhorizontales o por suaves canalizaciones, que aparecen organizados en secuencias grava gruesa-grava y grava-gravilla-arena, de aproximadamente 1 m. de espesor. En la mitad superior del tramo se observan rellenos masivos de canal con granulometría decreciente hacia techo en cada uno de ellos.

El tramo posee una evolución vertical granocreciente-granodecreciente.

Tramo 31: 62 m. de conglomerados gris-amarillentos con esporádicas intercalaciones de areniscas de color marrón claro.

Los conglomerados tienen textura granosostenida, con clastos de naturaleza areniscosa (65-70%) y calcárea (30-35%); en menor proporción los hay de cuarzo, lidita y cuarcita. Están redondeados y son heterométricos. El centilo es de hasta 30 cm. La matriz es de arenisca gruesa-microconglomerática.

Constituyen niveles tabulares de 5 a 9 m. de potencia separados por superficies subhorizontales planas. Dentro de algunos de ellos se observan superficies subhorizontales o canaliformes laxas, que separan cuerpos tabulares y cuneiformes de 2 a 5 m. de espesor, algunos de escasa continuidad lateral, constituidos por secuencias de grava-gravilla de potencia métrica; hacia techo muestran rellenos masivos de canal, granodecrecientes y escasas secuencias elementales gravilla-arena.

Las areniscas son de grano grueso.

Se presentan como cuerpos de geometría cuneiforme y potencia de 0,1 a 0,2 m., generalmente con escasa continuidad lateral. Hacia techo del tramo son más frecuentes: aparecen como un nivel de base canaliforme de 0,8 m. de potencia, con *sets* de estratificación cruzada en surco de alrededor de 0,2 m. de espesor.

Tramo 32: 27 m. de conglomerados grises.

Su textura es granosostenida. Los clastos son de arenisca (70%) y calizos (30%) fundamentalmente. Están redondeados y son heterométricos. El centilo es de hasta 60 cm. La matriz es de arenisca muy gruesa.

Se presentan como dos paquetes tabulares de 18 y 9 m. de potencia, de bases canaliforme y subhorizontal irregular respectivamente. En ellos se observan cicatrices internas cóncavas, sobre las cuales los conglomerados se disponen en forma masiva y con evolución granodecreciente. Hacia techo del primer paquete se reconoce una alternancia de niveles de arena y gravilla de 1,5 m. de potencia.

El tramo se organiza como dos intervalos de 18 y 9 m. de potencia, de evolución granodecreciente y granocreciente respectivamente.

Tramo 33: 46 m. de conglomerados de color gris-naranja con intercalaciones de areniscas gris-amarillentas.

Estratigrafía

Los conglomerados tienen textura granosostenida; los clastos son de arenisca (75-80%) y de caliza (20-25%); en menor proporción (1-2%) y tamaño hay clastos de lidita y cuarzo. En general están bien redondeados y son heterométricos. El centilo alcanza 42 cm. La matriz es de arenisca muy gruesa.

Aparecen en dos paquetes de 25 y 15 m. de potencia, con bases canaliformes laxas, dentro de los cuales se individualizan cuerpos tabulares y cuneiformes de 1,5 a 5 m. de potencia mediante superficies subhorizontales irregulares y canaliformes laxas. Se observa estratificación horizontal o de muy bajo ángulo formada por la repetición de niveles de grava-gravilla, cada uno de ellos de 0,5 a 1 m. de potencia, con paso gradual entre unos y otros.

Las areniscas son de grano grueso.

Constituyen bien cuñas de 0,2-0,3 m. de potencia intercaladas dentro de los conglomerados, bien niveles tabulares de 1 m. de espesor; en estos últimos se reconoce la existencia de cuerpos de acrecimiento lateral donde se observa el paso lateral y vertical gravilla-arena, formando estratificación cruzada. Hacia techo, estos cuerpos o láminas se disponen como una estratificación cruzada de relleno de canal, donde cada unidad alternante gravilla-arena es de alrededor de 0,2-0,3 m. de potencia.

Consideraciones:

Desde el punto de vista litoestratigráfico los tramos 1 y 2 se incluyen en la Formación Campodarbe (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970 y PUIGDEFABREGAS, 1975) y el resto del perfil en la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Este perfil presenta una evolución vertical compleja integrada por una macrosecuencia granocreciente (tramos 1 y 2) sobre la que se dispone un ciclo granodecreciente-granocreciente (tramos 3 al 29) y finalmente una megasecuencia granodecreciente (tramos 29 al 33).

Los cambios de polaridad en la evolución vertical de granocreciente a granodecreciente indican la posición de rupturas sedimentarias de tipo 1: entre los tramos 2 y 3 donde, además del cambio de polaridad existe un salto granulométrico, y dentro del tramo 29. En el perfil de Luesia, estas rupturas se caracterizan por la aparente continuidad sedimentaria de las capas; sólo en la localizada dentro del tramo 29 existe un abanico de capas que, aparentemente, tiene una disposición en *onlap* en la parte granodecreciente (tramos 29 al 33).

La presencia de estas rupturas hace posible diferenciar aquí tres unidades tectosedimentarias, que se denominarán con la inicial de la Formación en la que se incluyen (C: Formación Campodarbe y U: Formación Uncastillo), seguida de un subíndice numérico indicativo del orden de la sucesión vertical (excepto en el caso de la Formación Campodarbe, por no ser objeto de estudio de este trabajo): C para la macrosecuencia granocreciente inferior (tramos 1 y 2), U₁ para la unidad cíclica granodecreciente-granocreciente (tramos 3 al 29) y U₂ para la megasecuencia granodecreciente (tramos 29 al 33). La Unidad U₁ es una Unidad compleja constituida por dos Unidades elementales, cuyo límite se sitúa en el cambio de signo de granodecreciente a granocreciente (ruptura sedimentaria de tipo 2) localizado en el tramo

15. Estas Unidades elementales se designarán con el mismo símbolo que la Unidad compleja más un superíndice numérico: U_1^1 para la megasecuencia granodecreciente y U_1^2 para la megasecuencia granocreciente. La Unidad U_2 , como se comprobará en el siguiente perfil, es también una unidad cíclica, de la que en este perfil sólo aparece parte de la megasecuencia granodecreciente (U_2^1).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 y 2: Unidad C
Ruptura sedimentaria de tipo 1.
- Tramos 3 al 15: Unidad U_1^1
Ruptura Sedimentaria de tipo 2
- Tramos 15 al 29: Unidad U_1^2
Ruptura sedimentaria de tipo 1
- Tramos 29 al 33: Unidad U_2^1

2.- Perfil del Plano de Campo Raso (Luesia) (Figura 2.4)

Situación:

La base de este perfil se sitúa en la margen derecha del río Arba de Luesia y el techo en el paraje denominado Plano de Campo Raso.

Las coordenadas U.T.M. son, aproximadamente:

Base: 30TXM634975

Techo: 30TXM627972

Descripción:

De base a techo se han diferenciado:

Tramo 1: 10 m. Alternancia de conglomerados grises y areniscas marrón-amarillentas.

Los conglomerados tienen textura granosostenida. Los clastos son de arenisca y caliza principalmente (70% y 20% respectivamente); en menor proporción (10%) y con tamaño más pequeño hay clastos de cuarzo, cuarcita y lidita (lidita: Q + Ar = 60% : 40%). Los de caliza y arenisca están bien

Estratigrafía

redondeados, son discoidales, y heterométricos. Los de menor tamaño están, en general, poco redondeados. El centilo es de hasta 30 cm. La matriz es de arenisca muy gruesa-microconglomerado. El cemento es calcáreo.

Aparecen en niveles de 1 a 2 m. de potencia con bases subhorizontales poco definidas y, ocasionalmente, canaliformes laxas. Dentro de ellos se observan secuencias de primer orden grava-gravilla de alrededor de 0,6 m. de espesor que, en conjunto, definen una estratificación horizontal que, a veces, presenta a clastos imbricados según a(t) b(i)). Localmente se reconocen conjuntos horizontales de arena-gravilla-grava de 1 m. de potencia.

Las areniscas son de grano muy grueso-grueso.

Se presentan en niveles de hasta 1 m. de potencia y de extensión métrica. Tienen base cóncava suave y techo erosivo. Están constituidos por *sets* de estratificación cruzada en surco de 0,2 m. de espesor. En otros casos, los *sets* de areniscas forman parte de secuencias gravilla-arena, en las que se observa el paso gradual de una a otra litología.

El tramo presenta, en conjunto, una evolución vertical granocreciente. Hacia techo del mismo hay dos secuencias de 1 y 1,5 m. de potencia que son granocrecientes.

Tramo 2: 10 m. de conglomerados grises y areniscas amarillo-marrón.

Los conglomerados tienen textura granosostenida. Los clastos son de naturaleza calcárea y de areniscas (20% y 70% respectivamente, frente al total); también contienen clastos de cuarzo y cuarcita (que llegan a tener 23 cm. de diámetro) y lidita, que suponen el 10% del total. En general, están de redondeados a muy redondeados, son poco esféricos y heterométricos. El centilo es de hasta 24 cm.

Los conglomerados forman un paquete tabular a gran escala de 8 m. de potencia. En la mitad inferior se reconocen superficies canaliformes laxas de escasa amplitud que individualizan niveles de 1 a 2 m. de espesor; en estos niveles los clastos más gruesos se disponen de forma desorganizada sobre la base y van disminuyendo de tamaño hacia techo. La parte superior del tramo presenta superficies subhorizontales que separan cuerpos cuneiformes de hasta 1 m. de potencia y de escasa continuidad lateral: en estas cuñas la organización interna es una estratificación horizontal dada por la repetición de secuencias de primer orden grava-gravilla de 0,5-0,7 m. de espesor. En estas secuencias se ven clastos imbricados según la disposición a(t) b(i).

Las areniscas son de grano grueso, medio y fino, con clastos de cuarzo, cuarcita y lidita dispersos.

Constituyen un nivel de casi 2 m. de potencia situado en el techo del tramo. En la base de este nivel se observa una alternancia de areniscas y conglomerados, que va pasando gradualmente a areniscas. Estas se presentan en *sets* de estratificación cruzada en surco de alrededor de 0,4 m. de espesor, entre los cuales puede intercalarse alguna cuña conglomerática. Hacia techo la litología es arenisca fina-limo con laminación paralela.

El conjunto del tramo tiene una evolución vertical granodecreciente.

Tramo 3: 22,5 m. de conglomerados grises con esporádicas intercalaciones de areniscas de color amarillo-marrón.

Los clastos se soportan unos a otros; son de arenisca y calcáreos fundamentalmente (85:15 aproximadamente). Como subordinados hay clastos de cuarzo, cuarcita y lidita, siempre de menor tamaño y menos redondeados que los de arenisca y de caliza (Q + Ar : lidita = 80: 20). En conjunto, son muy heterométricos. El centilo llega hasta 30 cm. La matriz es de arenisca gruesa a microconglomerática.

Los conglomerados aparecen en niveles tabulares a gran escala, de alrededor de 8 m. de potencia, separados por superficies canaliformes más o menos marcadas. Dentro de estos niveles se reconocen paquetes de 2-3 m. de espesor y de amplitud métrica, que tienen bases canaliformes, tanto más cóncavas cuanto más hacia techo del tramo. Estos paquetes presentan evolución positiva y, con frecuencia, tienen aspecto masivo, sobre todo en la base de los mismos. En la parte central del tramo se observan algunos lentejones de areniscas, de 0,2 m. de espesor, o el paso gradual de conglomerados a areniscas. Aunque no es frecuente, también se identifican secuencias de primer orden grava-gravilla, especialmente en el tercio inferior del tramo. En ellas, los clastos están imbricados según a(t) b(i).

El tramo no muestra una evolución vertical definida, aunque presenta cierta tendencia a ser cíclico, positivo-negativo.

Estratigrafía

Tramo 4: 32,5 m. de conglomerados grises con esporádicas intercalaciones de areniscas amarillo-marrón.

Los conglomerados tienen textura granosostenida; los clastos son predominantemente de arenisca y de caliza (proporción aproximada de 85:15%). Los clastos de cuarzo, cuarcita, lidita y otras areniscas suponen alrededor de 8-10% del total (Q + Ar : lidita = 80:20). En conjunto, están bien redondeados y son heterométricos. El centilo varía desde 40 cm. en la base hasta 20 cm. en el techo del tramo. La matriz es de arenisca gruesa, microconglomerado en ocasiones.

Están organizados en paquetes tabulares de 7 a 10 m. de potencia, con bases canaliformes amplias, dentro de los cuales se reconocen incisiones cóncavas que separan niveles de 1 a 3-4 m. de potencia, de evolución positiva.

Las areniscas son de grano muy grueso.

Se presentan como lentejones de base cóncava y techo erosivo; su potencia oscila entre 0,1 y 0,3 m. Aparecen a techo de los niveles conglomeráticos, a veces en forma de secuencias elementales grava-arena.

El tramo tiene evolución positiva.

Tramo 5: 23 m. poco visibles. Aparentemente son conglomerados grises y areniscas. Centilo (visible): 20 cm.

Tramo 6: 77 m. de conglomerados grises con escasas intercalaciones de areniscas de color amarillo-marrón.

Los conglomerados presentan textura granosostenida. Los clastos son de naturaleza areniscosa y calcárea principalmente, en proporción de 85:15 aproximadamente. Otros clastos son de cuarzo, cuarcita, lidita y otras areniscas, que se hallan en menor proporción (8-10% del total de la fábrica (Q + Ar : lidita = 80:20)). En general, todos están bien redondeados y son heterométricos. El centilo oscila desde 40 cm. en la base hasta 20 en el techo del tramo. La matriz es de arenisca gruesa y microconglomerática.

Los conglomerados se disponen en paquetes de 1-4 m. de potencia, con morfología tabular o ligeramente cuneiforme, con bases subhorizontales y canaliformes muy laxas.

Las areniscas son de grano grueso.

Se presentan como lentejones de 0,1 a 0,3 m. de espesor, de base cóncava y techo erosivo; suelen situarse en el techo de los paquetes conglomeráticos.

El tramo presenta una evolución vertical aparente granodecreciente, constituida a su vez por niveles de evolución positiva.

Tramo 7: 10 m. de conglomerados grises y areniscas marrón-amarillentas.

Los clastos se soportan unos a otros, aunque contienen abundante matriz arenoso-microconglomerática. Son de naturaleza areniscosa y calcárea fundamentalmente (80:20); en menor proporción (10%) y, en general, de menor tamaño se encuentran clastos de cuarzo, cuarcita, lidita y otras areniscas. Todos están redondeados y son heterométricos. El centilo es de 13 cm.

La organización de los conglomerados no es muy evidente dadas las condiciones de afloramiento desfavorables. Se aprecian niveles de 1 a 3 m. de potencia con abundantes intercalaciones de lentejones de arenisca de 0,1 a 0,3-0,4 m. de espesor.

Tramo 8: 34 m. de conglomerados grises con esporádicas intercalaciones de areniscas marrón-amarillentas.

La textura es granosostenida. Los clastos son de arenisca y calcárea principalmente (proporción aproximada: 80:20) y, en menor proporción (8-10% del total), hay de cuarzo, cuarcita, lidita y otras areniscas. Presentan buen redondeamiento y son heterométricos. El centilo es de hasta 32 cm. La matriz es de arenisca gruesa.

Los conglomerados aparecen en niveles de 1 a 3 m. de potencia separados por superficies subhorizontales, entre las que se sitúan las escasas intercalaciones de areniscas. Estos niveles

Estratigrafía

conglomeráticos están organizados internamente en secuencias grava-gravilla de alrededor de 0,2-0,5 m. de espesor, cuya repetición constituye una estratificación horizontal o subhorizontal. En ocasiones se reconocen superficies canaliformes laxas individualizando los niveles conglomeráticos.

Las areniscas son de grano grueso.

Se disponen como intercalaciones lenticulares de 0,1-0,2 m. de espesor, que se sitúan hacia techo de los paquetes conglomeráticos.

El tramo en conjunto muestra una evolución granocreciente, integrada por secuencias de 1-3 m. de potencia granodecrecientes.

Tramo 9: 9 m. cubiertos.

Tramo 10: 75 m. de conglomerados grises.

Dadas las condiciones de afloramiento, en este tramo sólo se han realizado observaciones puntuales. La textura es granosostenida; los clastos son de arenisca y caliza mayormente (75:25) y de cuarcita y lidita; están muy bien redondeados y son heterométricos. La matriz está aparentemente ausente. El centilo alcanza 40 cm. en el techo del tramo.

Localmente aparecen organizados en paquetes tabulares de 2-4 m. de potencia, con bases subhorizontales, a veces con granoselección positiva.

El tramo muestra aparentemente tendencia granocreciente.

Tramo 11: 39 m. de conglomerados grises con escasas intercalaciones de areniscas amarilla-marrón.

Los conglomerados tienen textura granosostenida. Los clastos son de naturaleza areniscosa y calcárea fundamentalmente (proporción aproximada = 90:10 respectivamente). Menos abundantes son los clastos de lidita, cuarzo, cuarcita y otras areniscas (8-10% del total). Están bien redondeados y son heterométricos. El centilo varía de 20 a 30 cm. a lo largo del tramo. La matriz es de arenisca gruesa o microconglomerática.

Los conglomerados se presentan en niveles tabulares de 7 a 10 m. de potencia, dentro de los cuales se observan superficies canaliformes laxas que definen cuerpos cuneiformes o lenticulares de alrededor de 1 m. de potencia. Cada uno de éstos muestra los clastos más gruesos tapizando la superficie basal de forma desorganizada; en ocasiones, hacia techo de los cuerpos se identifican secuencias grava-gravilla de escala centimétrica, aunque lo frecuente es que terminen con una secuencia granodecreciente sin estructuras visibles.

Las areniscas son de grano grueso.

Suelen aparecer como cuerpos lenticulares formando parte de las secuencias grava-gravilla, culminando dichas secuencias.

El tramo presenta una ligera tendencia granocreciente en su evolución vertical.

Tramo 12: 21,5 m. de conglomerados grises y areniscas y lutitas amarillas y marrones.

Los conglomerados tienen textura granosostenida. Los clastos son de arenisca y de caliza principalmente (proporción aproximada: 90:10 respectivamente); otros clastos son de naturaleza cuarcítica, cuarzosa y areniscosa (constituyen el 8-10% del total). En general presentan alta redondez y herometría. La matriz es de arenisca gruesa, si bien hacia la mitad superior del tramo comienza a estar ausente, al mismo tiempo que aumenta de tamaño la mediana. El centilo varía desde 40 cm. en la base hasta 30 cm. en el techo del tramo.

Los conglomerados se presentan en paquetes tabulares de 6 y 9 m. de potencia constituidos, a su vez, por niveles de geometría lenticular (base cóncava y techo variable, erosivo) de 0,6 a 1 m. de espesor. Cada uno de ellos está formado por clastos desorganizados en la base (normalmente corresponden al centilo de ese nivel), que hacia techo van decreciendo de tamaño. Suelen culminar con cuñas o lentejones de areniscas gruesas y/o limos.

Las areniscas son de grano grueso y fino.

Estratigrafía

Estas, junto con las lutitas, aparecen formando bien lentejones a techo de los niveles conglomeráticos, bien a techo del tramo; en este último caso son de grano medio-fino y presentan estratificación cruzada en surco en *sets* de alrededor de 0,2 m. de espesor, que se hallan separados entre sí por medio de limos, que también presentan dicha estructura y muestran decoloraciones verdosas y grisáceas. Lateralmente estos limos y areniscas pasan a conglomerados.

El tramo está formado por dos secuencias granodecrecientes de 9 y 12,5 m. de potencia, constituidas a su vez por niveles granodecrecientes de 0,6-1 m.. El conjunto del tramo presenta también evolución vertical positiva.

Tramo 13: 4 m. de conglomerados grises y areniscas amarillas.

Los conglomerados tienen textura granostenida. Los clastos son de naturaleza areniscosa y calcárea (90:10 respectivamente) y, en menor proporción (5% del total), de cuarzo, cuarcita, lidita y otras areniscas, con un diámetro máximo de 10 cm. La matriz es de arena muy gruesa.

Las areniscas son de grano muy grueso.

Aparecen en la base del tramo en forma de un nivel tabular de alrededor de 1 m. de potencia, constituido internamente por cuerpos lenticulares de 0,2-0,4 m. de espesor.

El conjunto está organizado en secuencias elementales grava-arena de potencia decimétrica cuya repetición constituye una estratificación horizontal. Hacia techo predominan los conglomerados sobre las areniscas. Los conglomerados contienen cuñas centimétricas de areniscas, hasta que el tramo culmina con conglomerados.

La evolución vertical del tramo es granocreciente.

Tramo 14: 9 m. parcialmente cubiertos.

Afloramientos locales indican que se trata de conglomerados grises.

Tramo 15: 3 m. de areniscas y limos amarillos. Poco visible.

Las areniscas son de grano medio y lateralmente pasan a limos blanquecinos. Localmente se observa la existencia de lentejones de 0,2-0,4 m. de potencia.

Tramo 16: 5 m. parcialmente cubierto.

Son probablemente conglomerados.

Consideraciones.

Desde el punto de vista litoestratigráfico el perfil se incluye íntegramente en la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Este perfil consta de un ciclo granodecreciente (tramos 1 al 5) seguido por otro granocreciente (tramos 5 al 10) y finalmente una megasecuencia granodecreciente (tramos 11 al 16). El ciclo inferior granodecreciente se correlaciona por continuidad física con la Unidad U₂ del perfil de Luesia (los tramos 1 al 3 del perfil del Plano de Campo Raso son equivalentes aproximadamente al tramo 33 del perfil de Luesia). El cambio de signo de granocreciente a granodecreciente situado entre los tramos 10 y 11 es una ruptura sedimentaria de tipo 1, que permite diferenciar en este perfil dos Unidades tectosedimentarias: U₂ y U₃. La Unidad U₂ presenta evolución cíclica y, por tanto, es

una Unidad compleja. La Unidad U₃, como se verá, es otra Unidad cíclica, de la que en este perfil sólo aparece reflejada parte de la megasecuencia granodecreciente U₃¹. El mínimo granulométrico localizado en el tramo 5 marca la posición de una ruptura sedimentaria de tipo 2, que separa, dentro de la Unidad U₂, dos UTS elementales: las Unidades U₂¹ y U₂². El cambio de signo de granocreciente a granodecreciente situado entre los tramos 10 y 11 es una ruptura sedimentaria de tipo 1, que permite diferenciar en este perfil dos Unidades tectosedimentarias: U₂ y U₃. La Unidad U₂ presenta evolución cíclica y, por tanto, es una Unidad compleja. La Unidad U₃, como se verá, es otra Unidad cíclica, de la que en este perfil sólo aparece reflejada parte de la megasecuencia granodecreciente U₃¹.

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 5: unidad U₂¹
Ruptura sedimentaria de tipo 2
- Tramos 6 al 10: Unidad U₂²
Ruptura sedimentaria de tipo 1
- Tramos 11 al 16: Unidad U₃¹

3.- Perfil del Corral de Melero (Luesia) (Figura 2.5)

Situación:

Se ha levantado en la margen derecha del río Arba de Luesia, al Norte de la localidad de Luesia, pasando por el corral de Melero.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM623963

Techo: 30TXM614966

Descripción:

De base a techo se han diferenciado los siguientes tramos:

Tramo 1: 31 m. de areniscas grises y marrón-amarillentas, limos gris-amarillentos, lutitas carbonatadas versicolores y conglomerados grises.

Estratigrafía

Las areniscas son de grano fino, medio y grueso.

Las más gruesas se presentan en paquetes lenticulares, con base canaliforme, de 0,5 a 6 m. de potencia, constituidos por niveles también lenticulares de 0,5 a 3 m. de espesor. Estos están formados por *sets* de estratificación cruzada en surco, así como de relleno de canal, de espesor decimétrico. En ocasiones, los cuerpos lenticulares configuran un depósito de acrecimiento lateral.

Las areniscas de grano medio-fino y fino y los limos aparecen en intervalos tabulares, a veces lenticulares, de 1 a 6 m. de potencia. Pueden ser masivos o presentar laminación paralela o de bajo ángulo.

Los conglomerados tienen textura granosostenida. Los clastos son de arenisca (65%) y caliza (35%) fundamentalmente. En menor proporción y generalmente de menor tamaño se encuentran clastos de naturaleza silíceica (cuarzo, cuarcita, arenisca, lidita). Están bien redondeados y son heterométricos. El centilo es de hasta 15 cm. La matriz es de arenisca gruesa.

Aparecen en un paquete tabular a la escala de afloramiento de 2-2,5 m. de potencia, con base marcadamente canaliforme. La estructura es masiva. Contiene esporádicos lentejones de arenisca de 0,1 a 0,2 m. de espesor.

Las lutitas carbonatadas forman un estrato de 3 m. de potencia y exhiben rasgos de "marmorización" (tonalidades ocres, amarillas, verdes y nódulos milimétricos carbonatados).

Tramo 2: 14 m. de areniscas grises y marrones, lutitas marrones y conglomerados grises.

Las areniscas son de grano grueso y medio.

Se disponen en capas lenticulares y tabulares de 0,4 a 2 m. de potencia. En ellas se observan *sets* de estratificación cruzada en surco de 0,2 a 0,3 m. de espesor. Las bases de estos *sets* son muy laxas, así como sus láminas.

Las lutitas constituyen un nivel tabular de 3 m. de potencia y otros lenticulares de 0,2 a 0,5 m. de potencia. Presentan bioturbación.

Los conglomerados son granosostenidos. Los clastos son de naturaleza areniscosa (65%) y calcárea (30-35%) principalmente; en menor proporción y con menor tamaño se hallan clastos de cuarzo, cuarcita, lidita,... Están bien redondeados y son heterométricos. El centilo es de hasta 25 cm. La matriz es de arenisca gruesa.

Aparecen en niveles lenticulares masivos de alrededor de 1 m. de potencia.

El tramo no muestra una evolución vertical definida.

Tramo 3: 10 m. parcialmente cubiertos.

Se ven afloramientos discontinuos de conglomerados y lutitas.

Tramo 4: 26,5 m. de areniscas grises y marrones, lutitas marrones-amarillentas y conglomerados grises.

Las areniscas son de grano grueso, medio y fino.

Las de grano medio y grueso constituyen paquetes tabulares y lenticulares de 0,4 a 8 m. de potencia. Los de menos espesor se hallan intercalados entre los conglomerados y no muestran estructuras visibles. Los paquetes de potencia métrica se presentan en niveles tabulares que contienen *sets* de estratificación cruzada de relleno de canal y en surco de 0,2 a 1 m. de espesor. Ocasionalmente presentan laminación paralela.

Las lutitas y areniscas de grano fino aparecen en niveles lenticulares y cuneiformes de potencia centimétrica y tabulares de hasta 7 m. de espesor. La estructura es masiva.

Los conglomerados poseen textura granosostenida. Los clastos son de arenisca (70%) y caliza (30%) mayormente. Están bien redondeados y son heterométricos. El centilo es de hasta 27 cm. La matriz es arenisca gruesa.

Forman niveles lenticulares de potencia decimétrica que alternan con las areniscas.

Estratigrafía

El conjunto del tramo presenta una evolución vertical positiva.

Tramo 5: 23 m. parcialmente cubiertos.

Hacia la mitad superior del tramo se reconocen algunos niveles de areniscas y lutitas.

Tramo 6: 8,5 m. Alternancia de conglomerados y areniscas grises y lutitas marrón claro.

Los conglomerados tienen textura granosostenida. Los clastos son de arenisca (70%) y caliza (30%) principalmente. Presentan buen redondeamiento y son heterométricos. El centilo alcanza 12 cm. La matriz es de arenisca gruesa.

Aparecen en niveles lenticulares a gran escala de 0,5 a 1 m. de potencia. Son masivos.

Las areniscas son de grano medio a grueso.

Constituyen un intervalo de alrededor de 1 m. de espesor, que hacia techo pasa gradualmente a conglomerados.

Las lutitas forman dos conjuntos tabulares de 2 y 3 m. de potencia. Son masivas.

Tramo de evolución vertical granocreciente.

Tramo 7: 16 m. cubiertos.

Ocasionalmente se reconocen algunos niveles conglomeráticos.

Tramo 8: 18 m. Alternancia de areniscas y limos amarillo-marrón claro y conglomerados gris-amarillentos.

Las areniscas son de grano fino y medio.

Las de grano fino, junto con los limos, constituyen paquetes tabulares de 2 y 7,5 m. de potencia.

Las areniscas de grano medio se presentan en niveles tabulares de 1 y 2 m. de espesor, en ocasiones con *sets* de estratificación cruzada en surco de 0,2 a 0,4 m. de potencia.

Los conglomerados son granosostenidos; los clastos son de arenisca (70%) y caliza (30%) fundamentalmente. Tienen buen redondeamiento y son heterométricos. El centilo varía de 12 cm. en la base a 16 cm. en el techo del tramo. La matriz es de arenisca gruesa-muy gruesa.

Forman dos paquetes tabulares de alrededor de 4 m. de potencia, con bases subhorizontales y canaliformes laxas. Su estructura es masiva. Eventualmente contienen algún lentejón de areniscas intercalado.

Tramo 9: 8 m. parcialmente cubiertos.

Probablemente son areniscas y limos.

Tramo 10: 4 m. de conglomerados grises.

Los clastos se soportan unos a otros. Son de arenisca (65-70%) y de caliza (30-35%) principalmente. Están bien redondeados y tienen baja heterometría. El centilo es de hasta 16 cm. La matriz es de arenisca gruesa.

Constituyen un paquete tabular, de base subhorizontal y estructura masiva.

Tramo 11: 8 m. parcialmente cubiertos.

Afloramientos locales muestran la presencia de conglomerados grises.

Consideraciones :

Desde el punto de vista litoestratigráfico este perfil queda comprendido en la Formación Uncastillo de SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970).

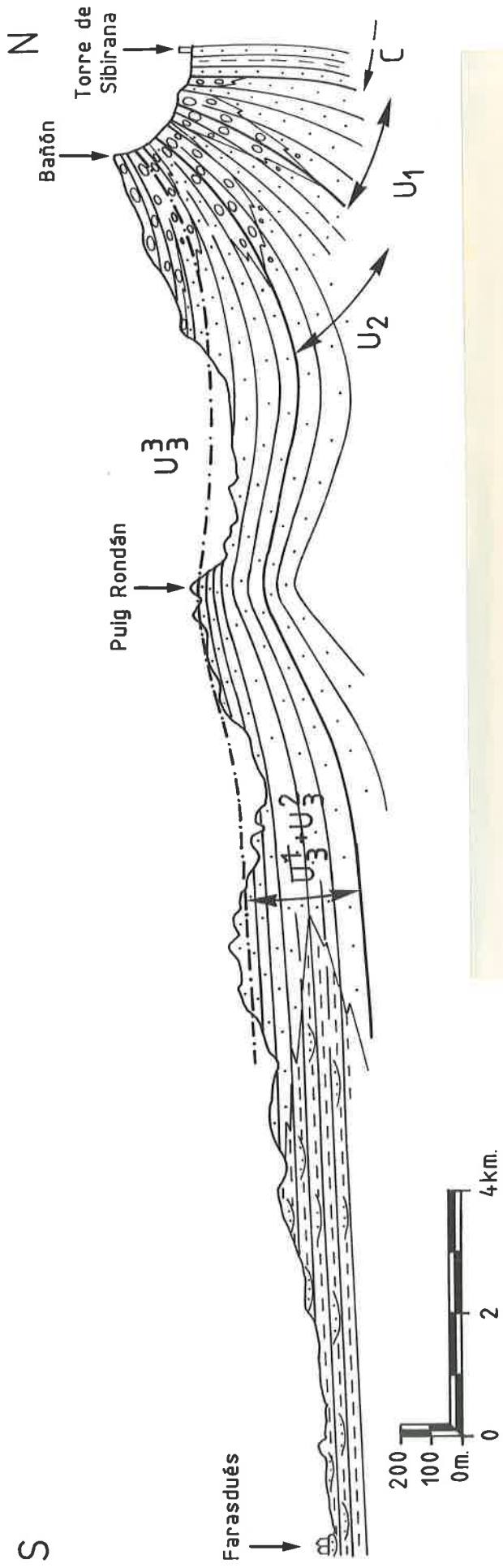
Este perfil muestra una evolución vertical general granocreciente, dentro de la cual se distingue una macrosecuencia inferior granocreciente, seguida por un granodecrecimiento rápido (techo del tramo 4 y tramo 5), a partir del cual continúa la tendencia granocreciente.

Este perfil se inicia por encima del techo del perfil del Plano de Campo Raso y existe una laguna de observación de alrededor de 100 m. como máximo. Sin embargo, las observaciones de campo y el estudio fotogeológico permiten asegurar la continuidad estratigráfica entre ambos. El perfil que se analiza muestra, pues, la continuación de la Unidad U₃ del perfil del Plano de Campo Raso, con lo que se evidencia el carácter cíclico de dicha Unidad, cuya megasecuencia granodecreciente basal se denomina U₃¹. El máximo relativo situado hacia la mitad del tramo 4 se ha identificado a lo largo de todo el sector septentrional y parte del meridional, y constituye una referencia muy útil para la correlación. Por ello, se ha creído conveniente hacer su diferenciación en los perfiles y en el mapa cartográfico, de manera que dentro del ciclo granocreciente de la Unidad U₃ se distingue una megasecuencia granocreciente (tramos 1 al 4), que se denominará U₃², y una megasecuencia cíclica, con un ciclo granodecreciente muy corto y otro granocreciente (tramos 4 al 11), a la que se designará U₃³. El límite entre estas megasecuencias es una superficie estratigráfica que, al menos en el área estudiada, no se identifica con una ruptura sedimentaria de los tipos 1, 2 ó 3 de GONZALEZ *et al.* (1988). Se señala que en determinados sectores no se ha reconocido el ciclo granodecreciente inicial de la megasecuencia U₃³, con lo que el límite U₃²-U₃³ resulta ser un salto granulométrico.

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 4: Megasecuencia U₃²
- Tramos 4 al 11: Megasecuencia U₃³

Así pues, los perfiles realizados a lo largo del río Arba de Luesia en la Formación Uncastillo -perfiles de Luesia, Plano de Campo Raso y Corral de Melero- registran la sucesión de las tres Unidades diferenciadas en dicha Formación: U₁, U₂ y U₃ (excepción hecha de la laguna de observación que existe entre el perfil del Plano de Campo Raso y el del Corral de Melero). El estudio fotogeológico y de campo pone de manifiesto la continuidad sedimentaria de estas tres Unidades en esta zona del sector septentrional. La figura 2.6 muestra la disposición de estas tres Unidades en la margen derecha del río Arba de Luesia: el rasgo más llamativo es el amplio abanico de capas que configuran , en el que también se incluye el techo de la Formación Campodarbe. A lo




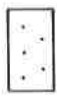



-  Conglomerados
-  Areniscas y lutitas
-  Lutitas y areniscas
-  Ruptura sed. de tipo 1
-  Límite de megasecuencias



Figura 2.6.- Corte geológico del sector septentrional (ríos Arba de Luesia y Farasdués). Su situación se halla en la figura 2.1. La fotografía es una panorámica de los 4 km más septentrionales del corte.

largo de este abanico no existe, aparentemente, biselamiento de las capas. En dicha figura se han diferenciado las Unidades presentes y, en el caso de la U_3 , las megasecuencias $U_{31}+U_{32}$ y U_{33} . Se observa que la Unidad U_3 está afectada por un sinclinal seguido de un anticlinal, ambos de eje ONO-ESE, con una marcada supraatenuación en la megasecuencia U_{33} . El flanco sur del anticlinal constituye un abanico de capas, reconocible también al Sur de Uncastillo o al Sur del puerto de Sierra Mayor. Estos pliegues condicionan importantes variaciones de espesor de las megasecuencias U_{32} y U_{33} .

4.- Perfil del Corral de Benjamín (Figura 2.7)

Situación:

Este perfil se ha realizado a aproximadamente 1 Km. al Oeste de Luesia; comienza en la margen izquierda del río Arba de Luesia, próximo al Km. 49 de la carretera comarcal Z-550; el techo se localiza en el cerro de cota 889.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM615936

Techo: 30TXM627938

Descripción:

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

Tramo 1: 41,5 m. de areniscas grises y marrón-amarillas, lutitas marrón-amarillas y conglomerados gris-amarillentos.

Las areniscas son de grano fino, medio y grueso.

Las de grano medio y grueso aparecen en paquetes lenticulares de 4 y 5 m. de potencia; las bases son marcadamente canaliformes; dentro de ellos se reconocen *sets* de estratificación cruzada en surco y de relleno de canal de 0,2 a 1,5 m. de espesor. Hacia techo del tramo se encuentran cuerpos sigmoidales o cuneiformes de 0,2 a 0,4 m. de potencia, que se superponen a la vez que muestran un desplazamiento lateral; en algunos de estos cuerpos puede reconocerse estratificación cruzada en surco.

Las areniscas de grano fino y las lutitas constituyen niveles tabulares de 3 a 10 m. de potencia. Es frecuente la laminación paralela y, en ocasiones, aparecen bioturbadas.

Los conglomerados presentan textura granosostenida. Los clastos son de arenisca (60%) y de caliza (40%) fundamentalmente; en menor proporción y de menor tamaño se encuentran clastos de cuarcita, cuarzo y lidita. La matriz es de arenisca gruesa a microconglomerática.

Estratigrafía

Aparecen formando la parte basal de cuerpos cuneiformes-lenticulares de areniscas (a veces sólo constituyen un depósito residual).

Tramo 2: 21 m. Alternancia de areniscas grises y marrón claro-rojizas y limos grises y marrón claro-amarillentos.

Las areniscas son de grano grueso, medio y fino.

Las de grano medio y grueso se presentan en paquetes lenticulares de 0,4 a 7-8 m. de potencia. Las bases son canaliformes, a veces con un depósito residual de areniscas muy gruesas-microconglomerados. La estructura más frecuente es la estratificación cruzada en surco en *sets* de 0,15 a 0,5 m. de potencia. También se reconocen cuerpos sigmoidales de 0,3-0,4 m. de potencia, con buzamiento hacia la base canalizada, que representan cuerpos de acrecimiento lateral, e internamente muestran estratificación cruzada en surco en *sets* de 0,15 a 0,20 m., laminación cruzada de *ripples* y *ripples* asimétricos. Estos depósitos, hacia techo, culminan con un relleno simétrico de canal o con megaestratificación cruzada en surco.

Las areniscas de grano fino y los limos aparecen en niveles tabulares de 1,5 a 5,5 m. de potencia que, con frecuencia, contienen niveles lenticulares de areniscas de grano medio intercalados. Hacia techo presentan laminación paralela. También pueden mostrar bioturbación intensa y rasgos de "marmorización".

El tramo en conjunto presenta una evolución vertical positiva.

Tramo 3: 34 m. de areniscas grises y marrones con esporádicas intercalaciones de conglomerados grises y de lutitas (limos principalmente) amarillo-marrón.

Las areniscas son de grano fino a grueso.

Constituyen un paquete inferior de 13 m. y otro superior de 21 m. de espesor. El paquete inferior está formado por niveles lenticulares de 3 y 4 m. de potencia, separados por cuñas lutíticas o por medio de superficies fuertemente erosivas. Estos niveles están constituidos por *sets* de estratificación cruzada en surco de 0,2 a 0,5 m. de espesor. Esporádicamente en la base canalizada de estos niveles lenticulares se reconocen depósitos conglomeráticos de escasa continuidad lateral, de 0,4 m. de potencia máxima; suelen pasar lateralmente a depósitos arenosos.

El paquete superior está formado por niveles lenticulares de 0,2 a 0,3 m. de potencia, en ocasiones con desplazamiento lateral de unos respecto a otros (acrecentamiento lateral). Las bases son canaliformes laxas. La estructura más frecuente es la estratificación cruzada en surco en *sets* de 0,2 a 0,3 m. de espesor.

El tramo muestra una evolución vertical granodecreciente y estratodecreciente.

Tramo 4: 12 m. parcialmente cubiertos.

En los 3-4 m. basales afloran areniscas finas y limos.

En los últimos metros del tramo se aprecian, aunque semicubiertos, conglomerados.

Tramo 5: 13,5 m. de conglomerados gris-amarillentos y areniscas gris-marrón.

Los conglomerados tienen textura granostenida; los clastos son de naturaleza areniscosa (65%) y calcárea (30%) principalmente; el resto son de cuarzo, cuarcita y lidita. Están bien redondeados y son heterométricos. El centilo es de hasta 27 cm. La matriz es de arenisca gruesa y es muy abundante.

Se presentan como un paquete tabular de 13,5 m. de potencia constituido por niveles lenticulares y tabulares de 1 a 5 m. de espesor, separados por capas de areniscas. En la porción basal tienen estructura masiva. En el resto se observan ocasionalmente secuencias de primer orden grava-gravilla de espesor decimétrico, que definen una estratificación horizontal. También se reconoce una alternancia de areniscas y conglomerados en niveles lenticulares y laminares de potencia centimétrica-decimétrica.

Las areniscas son de grano grueso.

Aparecen en cuerpos lenticulares de potencia decimétrica, en los que es frecuente encontrar estratificación cruzada de relleno de canal. Estos cuerpos se presentan intercalados en los conglomerados basales o alternando con ellos en la mitad superior del tramo.

El conjunto del tramo muestra una evolución vertical grano y estratodecreciente.

Tramo 6: 21,5 m. parcialmente cubiertos.

Se observa la existencia de lutitas algo arenosas de color marrón claro-rojizas con decoloraciones verdes (bioturbación).

Tramo 7: 36 m. de conglomerados gris-marrón con intercalaciones de areniscas de color marrón y beige.

Los conglomerados poseen textura granosostenida; los clastos son de arenisca (65-70%) y caliza (30-35%) fundamentalmente. Están bien redondeados y son heterométricos. El centilo varía desde 10 cm. en la base hasta 35 cm. en el techo del tramo. La matriz es de arenisca gruesa y microconglomerática, generalmente muy abundante.

Constituyen paquetes tabulares de 2,5 a 10 m. de potencia, dentro de los cuales se reconocen superficies subhorizontales, suavemente canalizadas, que individualizan cuerpos tabulares o lenticulares a gran escala, de 2,5 a 4 m. de espesor, sin estructuras aparentes.

Las areniscas son de grano fino-medio a grueso.

Aparecen en niveles lenticulares de 0,2 a 0,4 m. de potencia y en niveles tabulares de 1 a 4 m. de potencia.

Los de morfología lenticular se encuentran intercalados en los conglomerados. Lateralmente no sobrepasan los 4 m. de longitud. Se observa estratificación cruzada en surco en *sets* de 0,1 a 0,2 m. de espesor.

Los de morfología tabular, a pequeña escala, están formados por cuerpos sigmoidales y lenticulares de alrededor de 0,4 m. de potencia, dentro de los cuales se reconocen *sets* de estratificación cruzada en surco de 0,2 a 0,3 m. de espesor. En ocasiones, estos cuerpos se disponen indicando posiblemente acrecimiento lateral.

El tramo muestra una evolución vertical granocreciente.

Consideraciones:

El conjunto del perfil presenta una evolución vertical granocreciente constituida por dos macrosecuencias granocrecientes (tramos 1 al 5 y 6 al 7), articuladas mediante un reducido granodecrecimiento. Cartográficamente, este perfil corresponde a la parte granocreciente de la Unidad U₃. El máximo relativo situado dentro del tramo 5 se correlaciona cartográficamente con el identificado en el perfil del Corral de Melero; corresponde, por tanto, al límite entre las megasecuencias U₃² y U₃³.

El perfil pertenece a la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 5: Megasecuencia U₃²
- Tramos 5 al 7: Megasecuencia U₃³

5.- Perfil de Valdeacú (Luesia) (Figura 2.8)

Situación:

La base se sitúa próxima al Km. 44,200 de la carretera que se dirige de Biel a Luesia (comarcal Z-550).

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM647915

Techo: 30TXM645933

Descripción:

De muro a techo se han distinguido los tramos siguientes:

Tramo 1: 34 m. de areniscas de color gris y marrón, lutitas marrones y amarillas y limos carbonatados versicolores (amarillo, verde, marrón y rojo).

Las areniscas de color gris-marrón son de grano medio-grueso y muy grueso.

Se presentan en paquetes lenticulares a gran escala de 0,2 a 4,5 m. de potencia que, en ocasiones, intercalan niveles lenticulares o cuneiformes decimétricos de limos y areniscas finas. Las bases de estos paquetes son canaliformes. Internamente están integrados por cuerpos lenticulares y tabulares de hasta 1 m. de potencia, dentro de los cuales se reconocen *sets* de estratificación cruzada en surco, así como estratificación cruzada de relleno de canal, en *sets* granodecrecientes de escala decimétrica a métrica.

Las lutitas y areniscas marrón claro-amarillento constituyen niveles tabulares de 2 a 5 m. de espesor. Las areniscas son de grano fino. En ocasiones, los limos y areniscas finas rellenan depresiones laterales a cuerpos canaliformes, mostrando laminación paralela y estratificación de relleno de canal (láminas paralelas a la superficie basal).

Los limos carbonatados aparecen en el techo del tramo; en ellos se reconoce bioturbación y nódulos carbonatados.

Tramo 2: 20,5 m. de areniscas gris y gris-marrón y lutitas marrón claro-amarillo.

Las areniscas son de grano medio-fino a muy grueso.

Aparecen en paquetes lenticulares de 0,5 a 4,5 m. de potencia, con bases marcadamente canaliformes. Dentro de ellos se observan cicatrices erosivas cóncavas, de escasa continuidad lateral, que delimitan niveles lenticulares de hasta 0,7 m. de espesor, donde se reconocen *sets* de estratificación cruzada en surco de espesor decimétrico. También existen depósitos masivos o con estratificación cruzada de relleno de canal. Generalmente los paquetes arenosos son granodecrecientes.

Las lutitas constituyen intervalos tabulares de 1 a 3 m. de potencia, en los que es frecuente la laminación paralela.

Tramo 3: 65 m. de areniscas, lutitas y lutitas carbonatadas gris-marrón y amarillo y margas gris-azuladas con intercalaciones de areniscas marrón claro-amarillo.

Las areniscas de grano fino, lutitas, lutitas carbonatadas y margas se presentan en paquetes tabulares de 3 a 17 m. de potencia. Es frecuente encontrar bioturbación y/o rasgos de "marmorización".

Las margas aparecen hacia techo del tramo formando un nivel de 1-2 m. de espesor.

Estratigrafía

Las intercalaciones de areniscas, de grano medio a grueso, constituyen cuerpos lenticulares de 0,5 a 1,5-2 m. de potencia. Las bases son subhorizontales y canaliformes. La estratificación cruzada en surco se observa en las intercalaciones de la parte inferior del tramo, mientras que en las restantes la estructura es masiva o, eventualmente muestran laminación paralela.

El tramo posee una evolución vertical granodecreciente.

Tramo 4: 8 m. de conglomerados grises y lutitas carbonatadas marrón-amarillas.

Los conglomerados tienen textura granosostenida. Los clastos son de arenisca (70-65%) y de caliza (35-30%) principalmente. Están bien redondeados y son heterométricos. El centilo es de hasta 10 cm.

Se presentan como un cuerpo lenticular de 1 m. de potencia y como un nivel tabular de 2,5 m. de potencia. La estructura es masiva. Hacia techo, el tramo está parcialmente cubierto.

Las lutitas forman un intervalo tabular entre los niveles conglomeráticos. Son masivas. En ocasiones, se observa bioturbación.

Aunque el tramo no presenta buenas condiciones de afloramiento, en conjunto, muestra una evolución vertical granocreciente.

Tramo 5: 5 m. parcialmente cubiertos.

Localmente afloran conglomerados grises, de textura granosostenida, clastos de areniscas (60-70%) y calizas (30-40%) principalmente; otros menos abundantes son de cuarzo, cuarcita y lidita. Están muy bien redondeados y son poco heterométricos. El centilo, aunque como medida local, es de hasta 12 cm. la matriz es de arenisca gruesa y, localmente, puede estar ausente.

Consideraciones:

Este perfil presenta una evolución vertical que, en conjunto, es granocreciente. Se identifica una macrosecuencia inferior granocreciente sobre la que se dispone un ciclo granodecreciente-granocreciente. El máximo relativo localizado entre los tramos 2 y 3 se correlaciona mediante líneas de capa con el que existe en el perfil del Corral de Benjamín entre las megasecuencias U_3^2 y U_3^3 . En el perfil de Valdeacú la parte granodecreciente de la megasecuencia U_3^3 es más potente que en aquél.

Litoestratigráficamente este perfil se incluye en la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 y 2: Megasecuencia U_3^2
- Tramos 3 al 5: Megasecuencia U_3^3

6.- Perfil del Corral del Esquerolo (Uncastillo) (Figura 2.9)

Este perfil se ha realizado a alrededor de 2 Km. al Este de la localidad de Uncastillo. La base se sitúa en el río Riguel (Km. 57 de la carretera comarcal Z-550) y el techo en el cerro de cota 781.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM553933

Techo: 30TXM552937

Descripción:

De base a techo se han establecido los siguientes tramos:

Tramo 1: 40 m. Alternancia de areniscas de color marrón, marrón-gris y gris y lutitas marrones, localmente rojas.

Las areniscas varían de grano grueso a fino.

Se presentan en paquetes tabulares y lenticulares de 3 a 5,5 m. de potencia. Las superficies basales pueden ser subhorizontales o canaliformes. Internamente pueden estar constituidos por estratos tabulares y cuneiformes de 0,5 a 1,5 m. de potencia, masivos, con laminación paralela o con estratificación cruzada en surco, y/o por niveles lenticulares, de base canaliformes, de hasta 2,5 m. de potencia; dentro de estos últimos se identifica estratificación cruzada en surco en *sets* de espesor decimétrico y, excepcionalmente, métrico y, en ocasiones, cuerpos sigmoidales y lenticulares de potencia decimétrica, que muestran un desplazamiento lateral según el propio buzamiento hacia superficies canaliformes. Hacia techo de algunos paquetes se observa la existencia de decoloraciones grises atribuidas a bioturbación.

Las lutitas constituyen intervalos de 0,4 a 4,5 m. de potencia, que, a veces, muestran laminación paralela y, con frecuencia, bioturbación. Localmente contienen rasgos incipientes de "marmorización".

Tramo 2: 14,5 m. de areniscas marrones y grises y limos marrones.

Las areniscas varían desde grano muy grueso a medio, localmente fino.

Aparecen en tres paquetes tabulares de 1,5 a 7,5 m. de potencia. En su interior presentan niveles lenticulares, a veces con bases fuertemente canaliformes, de hasta 2,5-3 m. de potencia, que muestran estratificación cruzada en surco y de relleno de canal, en *sets* de 0,2 a 0,5 m. de espesor. El paquete intermedio está integrado por dos estratos tabulares. Localmente muestran bioturbación vertical.

Los limos forman dos intervalos masivos de 1 m. de potencia.

Tramo 3: 26 m. Alternancia de areniscas marrones y grises y lutitas marrones, localmente rojas con decoloraciones grises.

Las areniscas son de grano grueso, medio y fino.

Se disponen bien como niveles laminares y raramente lenticulares de 0,3 a 3 m. de potencia, bien como paquetes tabulares y lenticulares con bases canaliformes, de 1,5 a 3 m. de potencia. En el primer caso es frecuente la laminación paralela y, a veces, muestran laminación cruzada de *ripples* asimétricos. Pueden estar bioturbados. En los paquetes de base canaliforme se identifica la presencia de cicatrices internas cóncavas que separan cuerpos lenticulares de hasta 2 m. de potencia, donde la estructura más corriente es la estratificación cruzada en surco en *sets* de espesor decimétrico. En cualquier caso pueden contener bioturbación.

Estratigrafía

Las lutitas constituyen niveles de hasta 2,5 m. de potencia. Pueden exhibir laminación paralela, frecuentemente deformada por la bioturbación.

Tramo 4: 24 m. de lutitas de tonos marrones con intercalaciones de areniscas marrones.

Las lutitas aparecen en intervalos de 4,5-5 m. de potencia. Son masivas, están bioturbadas y, en ocasiones, muestran rasgos de "marmorización".

Las areniscas son de grano medio-grueso y medio.

Conforman niveles laminares y lenticulares de 0,2 a 1 m. de potencia, sin estructuras visibles.

Tramo 5: 8 m. parcialmente cubierto.

Se reconoce la existencia de lutitas marrones y areniscas del mismo color.

Tramo 6: 29,5 m. de areniscas marrones y grises y lutitas de color marrón-rojizo y marrón.

Las areniscas son de grano medio y grueso.

Se disponen en paquetes tabulares de 0,4 a 13 m. de potencia y, más raramente, lenticulares de 0,3 a 0,6 m. de potencia. Estos últimos y los tabulares de menor potencia son masivos. El paquete basal está constituido por dos niveles de base canaliforme, de 8 y 5 m. de espesor, en los que se reconocen cicatrices internas cóncavas y subhorizontales, localmente con estratificación cruzada en surco y laminación paralela. En el paquete superior del tramo se observan *sets* de estratificación cruzada planar de 1 a 2 m. de potencia, formados por cuñas de 0,1 a 0,4 m. de espesor. Estas, internamente presentan laminación paralela y *ripples* simétricos. Sobre estas cuñas se encuentran láminas de 0,5 a 1 m. de potencia, que pueden mostrar estratificación cruzada en surco o laminación paralela.

Las lutitas forman unidades de 0,5 a 7 m. de potencia, con laminación paralela y bioturbación.

Tramo 7: 7 m. parcialmente cubierto.

Hacia techo se indentifica la existencia de lutitas marrones.

Tramo 8: 18,5 m. de areniscas grises y marrones y lutitas marrones.

El tamaño de grano de las areniscas es grueso y medio.

Se presentan en dos paquetes de geometría tabular. El inferior, de 6,5 m. de potencia, muestra en la base estratificación cruzada integrada por cuerpos lenticulares de 0,1 a 0,4 m. de espesor y hacia techo superficies subhorizontales de escasa continuidad lateral. El superior, con base fuertemente canaliforme, tiene un espesor variable de 4,5 a 7 m. Contiene cicatrices cóncavas, algunas con estratificación cruzada en surco de potencia decimétrica y hacia techo niveles lenticulares de 0,2 a 0,4 m. de espesor, con estratificación cruzada en surco; estos niveles pueden formar parte de un depósito de acrecimiento lateral y culminar con estratificación cruzada de relleno de canal.

Las lutitas aparecen en un intervalo masivo de hasta 8 m. de potencia.

Consideraciones.

Este perfil presenta una evolución vertical cíclica, integrada por una macrosecuencia granodecreciente seguida por otra granocreciente. La cartografía fotogeológica indica que este perfil pertenece a la Unidad U₂. El techo se halla muy próximo al límite con la Unidad U₃. El cambio de signo de granodecreciente a granocreciente que se observa dentro del tramo 4 es una ruptura sedimentaria de tipo 2, la cual permite diferenciar dos UTS elementales: U₂¹ y U₂². La potencia de la Unidad U₂² se reduce de forma drástica

frente a la que presenta en el perfil del Plano de Campo Raso, donde alcanza unos 200 m. Este fenómeno es debido a que el perfil del Corral del Esquero se sitúa justo en la charnela del anticlinal de Uncastillo que, como ya se ha dicho, determina importantes variaciones en el espesor de las Unidades (ver figura 2.6).

Desde el punto de vista litoestratigráfico este perfil se encuentra en la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 4: Unidad U₂¹
- Ruptura sedimentaria de tipo 2
- Tramos 4 al 8: Unidad U₂²

7.- Perfil de Biel (Figura 2.10)

Situación:

Se ha levantado al Norte de la localidad de Biel. La base se sitúa en el río Arba de Biel.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM705962

Techo: 30TXM692960

Descripción:

De base a techo se diferencian los siguientes tramos:

Tramo 1: 22 m. Alternancia de areniscas grises y marrones y limos marrones con intercalaciones de conglomerados grises.

Las areniscas varían desde grano fino a grueso. Las de grano grueso contienen clastos dispersos o agrupados de arenisca, caliza, cuarcita y lidita, de hasta 3-4 cm. de diámetro. Oscilan de poco redondeados a redondeados.

Constituyen paquetes tabulares de 2 a 7 m. de potencia, con bases canaliformes o subhorizontales. Internamente están formados bien por estratos tabulares de hasta 2m. de potencia, bien por cuerpos lenticulares de hasta 2,5 m. de potencia. En el primer caso muestran laminación paralela o son masivas; en el segundo presentan estratificación cruzada en surco hacia techo del tramo.

Estratigrafía

Los limos aparecen en intervalos de 1 a 2,5 m. de espesor, son masivos.

Los conglomerados tienen textura granosostenida. Los clastos son de arenisca, caliza y cuarcita principalmente; en menor proporción los hay de lidita. El centilo es de 6 cm. La matriz es de arenisca gruesa a microconglomerática.

Configuran un cuerpo lenticular a gran escala de hasta 1,5 m. de potencia, con base canaliforme. Presenta granoselección positiva.

Tramo 2: 16,5 m. de areniscas marrones y grises y limos de color marrón claro.

Las areniscas son de grano fino y medio-grueso.

Las de grano fino aparecen en un paquete tabular de 9 m. de potencia, en la base del tramo, y contienen laminación paralela. Las de grano medio-grueso forman un estrato tabular de 0,8 m. de potencia, en el techo del tramo, donde muestran granoselección positiva.

Los limos constituyen un paquete tabular masivo de 6,5 m. de potencia. Son masivos.

Tramo 3: 16 m. parcialmente cubiertos. Localmente se observan areniscas marrones finas y limos marrones.

Tramo 4: 17 m. Alternancia de areniscas marrones y grises y limos marrones-ocres con intercalaciones de conglomerados grises.

Las areniscas varían de finas a muy gruesas. Contienen clastos dispersos y agrupados, como depósitos basales.

Aparecen en paquetes tabulares de hasta 6 m. de potencia, con bases canaliformes. Internamente pueden mostrar cicatrices erosivas cóncavas, sobre las que se observan *sets* de estratificación cruzada en surco de hasta 0,3 m. de espesor. También pueden contener laminación paralela.

Los limos constituyen niveles tabulares de hasta 2,5 m. de potencia. En ocasiones presentan laminación paralela.

Los conglomerados tienen textura granosostenida, aunque pueden contener abundante matriz arenosa. Los clastos son de arenisca (90%) y caliza (10%) principalmente; con menor frecuencia y tamaño se encuentran de cuarcita y lidita. El centilo es de hasta 8 cm., dado por los clastos de areniscas. En general están redondeados. La matriz es de arenisca gruesa-microconglomerática.

Forman un nivel lenticular de hasta 0,6 m. de potencia, con base canaliforme. Internamente muestra estratificación cruzada de relleno de canal. Presenta granoselección negativa.

El conjunto del tramo está formado por secuencias métricas granodecrecientes, a excepción del intervalo conglomerático del techo.

Tramo 5: 12 m. cubiertos. Hacia techo se reconocen lutitas marrones.

Tramo 6: 2,5 m. de areniscas de color marrón anaranjado y marrón claro con decoloraciones grises.

Son de grano fino y medio. Contienen clastos de cuarzo, arenisca y lidita de 1 a 2 cm. de diámetro.

Forman un paquete tabular integrado por dos estratos tabulares, de 1,5 y 1 m. de espesor, con bases subhorizontales. El inferior presenta granoselección negativa y el superior laminación paralela y bioturbación.

Tramo 7: 14 m. cubiertos.

Tramo 8: 15 m. de conglomerados grises con ocasionales intercalaciones de areniscas marrón-beiges-amarillas.

Los conglomerados tienen textura granosostenida, con matriz de arenisca gruesa naranja a microconglomerática (clastos de cuarzo, cuarcita, arenisca, lidita,... de hasta 3 cm.). El cemento es calcáreo. Los clastos son de naturaleza calcárea y de arenisca (50:50), redondeados y heterométricos. El centilo es de 15 cm.

Estratigrafía

Presentan aspecto masivo; se reconoce la existencia de superficies irregulares de escasa continuidad lateral, que individualizan cuerpos de 3 ó 4 m. de potencia, con geometría tabular o cuneiforme a gran escala.

Las areniscas son de grano grueso a muy grueso, con clastos dispersos o agrupados de 2-3 cm. Se presentan como lentejones de alrededor de 20 cm. de espesor, de base ligeramente cóncava y techo irregular, intercalados en el techo de los cuerpos conglomeráticos. Su estructura es masiva.

El tramo en conjunto no muestra una evolución vertical definida.

Tramo 9: 10 m. de conglomerados grises con intercalaciones de areniscas marrón-beiges.

Los conglomerados presentan textura granosostenida. Los clastos están trabados por una matriz de arenisca gruesa a microconglomerática y cemento calcáreo. Son de arenisca y calcáreos (50:50) fundamentalmente, están bien redondeados y son heterométricos. El centilo es de 17 cm.

Aparecen en cuerpos tabulares de 2 a 5 m. de espesor separados por superficies irregulares discontinuas. Dentro de ellos se reconocen cicatrices subhorizontales de escasa continuidad lateral que limitan cuerpos tabulares o cuneiformes, a escala de afloramiento, de 1 a 3 m. de potencia. Ocasionalmente se reconocen clastos imbricados según la disposición a(t) o b(i).

Las areniscas son de grano grueso a muy grueso.

Forman lentejones de 0,1 a 0,2 m. de espesor, de base cóncava y techo irregular o convexo. Suelen coincidir con las cicatrices subhorizontales separando los niveles conglomeráticos. No muestran estructuras visibles.

Tramo de evolución granodecreciente en conjunto, con algunas secuencias métricas granocrecientes hacia techo del mismo.

Tramo 10: 6 m. de conglomerados grises con intercalaciones de areniscas marrón-beiges.

Los conglomerados tienen textura granosostenida, con matriz de arenisca gruesa a microconglomerática y cemento calcáreo. Los clastos son calcáreos y de arenisca (50:50) principalmente, están bien redondeados y presentan alta heterometría. El centilo es de 28 cm.

Constituyen un paquete tabular en el que se identifican superficies irregulares discontinuas, que limitan niveles de 1 a 1,5 m. de potencia, con geometría tabular o cuneiforme a la escala de afloramiento. Su organización responde a secuencias de segundo orden de alrededor de 1 m. de potencia con evolución granocreciente.

Las areniscas, de grano grueso a muy grueso.

Aparecen intercaladas en los conglomerados como cuerpos lenticulares de hasta 0,25 m. de espesor y pocos metros de extensión lateral. No se observan estructuras.

Este tramo en general no muestra una evolución definida, si bien el conjunto de los tramos 1, 2 y 3 es, a grandes rasgos, granocreciente.

Tramo 11: 4,2 m. de areniscas amarillo-beiges.

Son de grano grueso y muy grueso, con clastos dispersos o tapizando superficies canaliformes.

En la mitad inferior del tramo aparecen como cuerpos tabulares o lenticulares de 0,2-0,5 m. de espesor, sin estructuras sedimentarias visibles.

En la mitad superior se observa la presencia de cuerpos de alrededor de 0,2 m. de espesor, con la base cóncava (canaliforme), tapizada por clastos en algunas ocasiones, y el techo plano o cóncavo (erosionado por el nivel suprayacente). No se observan estructuras sedimentarias.

Tramo 12: 6 m. de conglomerados grises con una intercalación de areniscas de color marrón claro.

Los clastos, que se soportan unos a otros, están trabados por una matriz de arenisca gruesa y cemento calcáreo. Son calcáreos y de arenisca (55:45) fundamentalmente. Presentan buena redondez y alta heterometría. El centilo es de hasta 18 cm.

Estratigrafía

Constituyen dos cuerpos conglomeráticos tabulares de aproximadamente 2,5 y 3 m. de espesor, separados por una cuña de areniscas. La base de aquéllos es subhorizontal, ligeramente canaliforme, e irregular.

Las areniscas son de grano grueso. Forman un nivel cuneiforme de 0,5 m. de potencia (máxima) y de extensión lateral métrica. Su evolución vertical es granodecreciente.

El conjunto del tramo no presenta una evolución vertical definida, si bien el primer paquete conglomerático es granocreciente.

Tramo 13: 2,5 m. cubiertos.

Tramo 14: 34 m. de conglomerados marrón-grisáceos con intercalaciones de areniscas amarillo-marrón claro.

Los conglomerados tienen textura granosostenida, matriz de arenisca gruesa microconglomerática de cuarzo, cuarcita, lidita y cemento calcáreo. Los clastos son de naturaleza calcárea y de arenisca (40:60) fundamentalmente; en menor proporción y de menor tamaño hay clastos de cuarcita, lidita, microconglomerados de areniscas,... Los de mayor tamaño y más abundantes son redondeados; los calcáreos más esféricos que los de arenisca, presentando en general alta heterometría. El centilo varía desde 15 hasta 30 cm.

Aparecen en paquetes de 2 a 8 m. de potencia separados por superficies subhorizontales irregulares, ocasionalmente canaliformes laxas, con geometría tabular. Dentro de ellos se identifican niveles tabulares o cuneiformes de 2 a 4 m. de espesor, con bases subhorizontales, irregulares en detalle, en ocasiones canaliformes laxas, constituidos por secuencias de primer orden grava gruesa-grava-gravilla y grava-gravilla-arena, de 0,6 a 1 m. de potencia, en las que los clastos, en ocasiones, están imbricados según la disposición a (t) b(i).

Las areniscas son de grano grueso.

Se disponen como lentejones (base canaliforme y techo plano o convexo) de 0,1 a 0,5 m. de espesor, intercados en los conglomerados, a veces coincidiendo con las superficies que los delimitan.

No se observan estructuras sedimentarias.

En este tramo se reconocen dos intervalos de 19 y 17 m. de potencia, cuya evolución vertical es granocreciente, si bien dentro de ellos existen paquetes de evolución tanto granocreciente como granodecreciente.

Tramo 15: 16 m. parcialmente cubierto. Probablemente son conglomerados.

Tramo 16: 17 m. de conglomerados gris-marrón con escasas intercalaciones de areniscas marrón claro y amarillentas.

Los clastos se soportan unos a otros; la matriz es de arenisca gruesa y el cemento calcáreo. Son de naturaleza calcárea y de arenisca (proporción = 30:70); están bien redondeados y son heterométricos. El centilo es de hasta 30 cm.

Los conglomerados constituyen dos paquetes tabulares de 6 y 11 m. de potencia; la base del inferior es canaliforme y la del superior es subhorizontal e irregular.

Dentro de ellos se diferencian cicatrices canaliformes laxas, de poca extensión lateral, que delimitan cuerpos con geometría lenticular o cuneiformes de 2 a 4 m. de potencia, en cuya base se disponen los clastos más gruesos, prácticamente sin matriz y de forma desorganizada. Hacia techo, en estos cuerpos se observa estratificación horizontal, definida por la repetición de secuencias de primer orden grava gruesa-grava y grava-gravilla-arena de 0,2 a 0,5 m. de potencia, en las que, aunque no con mucha frecuencia, los clastos están imbricados según la disposición a(t) b(i).

Las areniscas son de grano grueso con clastos dispersos.

Forman lentejones o cuñas de 0,1 a 0,2 m. de espesor y de escasa amplitud, que pasan lateralmente a conglomerados, formando parte entonces de las secuencias grava-gravilla-arena; ocasionalmente constituyen niveles lenticulares erosivos. En ambos casos muestran laminación paralela y/o de bajo ángulo.

Estratigrafía

Este tramo muestra una evolución granodecreciente-granocreciente, aunque no bien definida.

Tramo 17: 23,5 m. de conglomerados grises y areniscas marrón-amarillentas.

Los conglomerados tienen textura granosostenida, matriz de arenisca gruesa a microconglomerática y cemento calcáreo. Los clastos son de arenisca y de caliza (70:30) principalmente; en menor proporción (10% del total) y de menor tamaño hay clastos de cuarzo, cuarcita, lidita, arenisca,... Los más abundantes están redondeados y tienen alta heterometría. El centilo es de 16 cm.

Se presentan en niveles tabulares de 6 a 10 m. de potencia, con bases erosivas subhorizontales. Dentro de ellos se observan cicatrices suavemente canaliformes y subhorizontales, irregulares en detalle, que delimitan cuerpos de 3 a 4 m. de potencia con geometría cuneiforme o tabular. Estos están formados por varias secuencias de primer orden grava-gravilla-arena de 0,8-1 m. de potencia, que definen una estratificación horizontal en la que, en ocasiones, los clastos están imbricados (según a(t) b(i) o a(i) b(t)). Hacia la base del tramo se reconocen, además, algunos rellenos masivos sobre las superficies canaliformes, si bien no son el rasgo más característico de este tramo.

Las areniscas son de grano grueso.

Aparecen bien como cuerpos canaliformes de hasta 0,7 m. y más de 20 m. de amplitud, con estratificación cruzada en surco y, ocasionalmente, laminación de bajo ángulo, o bien como láminas o cuñas de 0,2-0,5 m. de potencia y de reducida extensión lateral, con laminación paralela o de bajo ángulo, formando parte de las secuencias grava-gravilla-arena.

El tramo en conjunto presenta evolución vertical granodecreciente.

Tramo 18: 7 m. de alternancia de areniscas gris-marrón y areniscas amarillas y limos amarillos, con ocasionales intercalaciones de conglomerados de color gris y marrón.

Las areniscas de color gris-marrón son de grano grueso. Aparecen como cuñas o niveles tabulares de 0,3 a 1 m. de potencia, donde se reconoce laminación de bajo ángulo. Contienen ocasionales intercalaciones de conglomerados de 0,1 a 0,2 m. de potencia.

Las areniscas amarillas son de grano fino y, junto con los limos, forman niveles tabulares de 0,3 a 1 m. de potencia, con laminación horizontal.

El conjunto tiene evolución vertical granodecreciente.

Tramo 19: 7 m. parcialmente cubiertos.

Se reconoce la existencia de areniscas en la base y de conglomerados hacia techo.

Tramo 20: 39 m. de conglomerados grises y areniscas marrones-grisáceas.

Los conglomerados son granosostenidos, su matriz de arenisca muy gruesa y el cemento calcáreo. Los clastos son calcáreos y de arenisca (proporción 40:60 aproximadamente). Están bien redondeados y son heterométricos. El centilo oscila desde 10 cm. en la base del tramo hasta 30 cm. en el techo del mismo.

Constituyen niveles tabulares de 1,5 a 5 m. de potencia con bases horizontales planas, con irregularidades en detalle, y canaliformes. Están integrados por cuerpos de 1 a 4 m. de espesor, con geometría cuneiforme y tabular (a escala de afloramiento), limitados por superficies subhorizontales y canaliformes (éstas más frecuentes hacia techo del tramo). En la mitad inferior del tramo, estos cuerpos presentan estratificación horizontal marcada por cambios litológicos (secuencias de primer orden grava-gravilla y gravilla-arena de 0,3-0,4 m. de potencia). En la mitad superior, algunos de estos cuerpos muestran depósitos basales masivos y, a continuación, secuencias grava-gravilla y grava gruesa-grava de 1 a 2 m. de potencia, en ocasiones marcando una estratificación de bajo ángulo. Puede haber clastos imbricados según la disposición a(t) b(i). La evolución vertical de estos últimos suele ser granodecreciente.

Las areniscas son de grano grueso y muy grueso, en ocasiones microconglomerados.

Forman paquetes de 0,5 a 4 m. de potencia y de amplitud métrica, con geometría tabular o cuneiforme a la escala de afloramiento. Los de mayor potencia están formados por niveles lenticulares de 0,2-0,3 m. de espesor, con estratificación cruzada de relleno de canal. Los de menor potencia incluyen

Estratigrafía

láminas y/o lentejones de 0,15 a 0,2 m. con laminación horizontal o de bajo ángulo, generalmente formando parte de las secuencias gravilla-arena.

En la mitad superior del tramo, las areniscas son poco frecuentes y se presentan como lentejones de 0,1 m. de potencia intercalados entre los intervalos conglomeráticos.

El tramo en conjunto muestra una evolución vertical grano y estratocreciente.

Tramo 21: 6,5 m. parcialmente cubiertos.
Son conglomerados.

Tramo 22: 91,5 m. de conglomerados grises-marrones con escasísimas intercalaciones de areniscas marrón-grisáceas.

Los conglomerados tienen textura granosostenida, con matriz de arenisca gruesa a muy gruesa, localmente muy abundante, y cemento calcáreo. Los clastos son de naturaleza calcárea y de arenisca, en proporción 40:60; otros, siempre subordinados y de menor tamaño, son de cuarzo, cuarcita, arenisca, lidita y microconglomerado de arenisca. Los de mayor tamaño están bien redondeados, siendo más esféricos los calcáreos que los de arenisca y, en general, presentan alta heterometría. El centilo alcanza 36 cm.

Aparecen como paquetes tabulares de 5-6 a 15 (-25) m. de potencia, con superficies basales canaliformes laxas, en ocasiones subhorizontales e irregulares, pero siempre erosivas. Están integrados por niveles de 1,5 a 4-5 m. de espesor, de geometría tabular o cuneiforme a gran escala, con bases canaliformes laxas bien marcadas. Estos niveles se organizan como conjuntos de evolución granodecreciente, constituidos por un depósito basal grosero y masivo, y a continuación, aunque no siempre, secuencias de primer orden grava gruesa-grava y grava-gravilla, de 0,3 a 0,5 m. de espesor, bien como estratificación horizontal, bien como estratificación de bajo ángulo. En ocasiones, estos niveles culminan con lentejones de areniscas de 0,1 (-0,2) m. de potencia, con laminación de bajo ángulo, a veces marcada por clastos.

Hacia techo del tramo, los depósitos más frecuentes son los de relleno masivo seguido por estratificación horizontal y areniscas. En ellos es corriente la imbricación de los clastos según la disposición a(t) b(i).

El tramo presenta una evolución vertical granocreciente.

Tramo 23: 5 m. de areniscas amarillo-beiges con intercalaciones de conglomerados grises.

Las areniscas son de grano grueso-muy grueso.

Se presentan como niveles laminares y lenticulares de 0,1 m. de potencia y extensión lateral de escala métrica. En ocasiones se observa laminación paralela dentro de ellos.

Los conglomerados tienen textura granosostenida, matriz de arenisca y cemento calcáreo. Los clastos son calcáreos y de arenisca fundamentalmente. Están bien redondeados y son heterométricos.

Configuran cuñas de 0,1 m. de potencia y amplitud métrica, intercaladas entre las areniscas; lateral y verticalmente pasan a areniscas.

Tramo 24: 6 m. cubiertos y 6 m. parcialmente cubiertos (son conglomerados).

Tramo 25: 51 m. de conglomerados gris-marrón, con escasas intercalaciones de areniscas marrón-amarillentas y gris-marrón claro.

Los clastos están trabados por una matriz de arenisca gruesa-microconglomerática y cemento calcáreo. Son de naturaleza calcárea y de arenisca (30:70). Están bien redondeados y presentan alta heterometría. El centilo varía desde 20 cm. en la base del tramo hasta 40 cm. en el techo del mismo.

Constituyen paquetes de 10 a 15 m. de potencia con geometría tabular, con bases subhorizontales planas, irregulares en detalle, dentro de los cuales se identifican cicatrices canaliformes de amplitud variable, bien marcadas, que delimitan niveles lenticulares o cuneiformes de 2 a 5 m. de espesor. Estos niveles, erosivos entre sí, están formados por depósitos basales masivos, sobre los que se reconoce una estratificación horizontal dada por la repetición de secuencias de grava-gravilla de 0,3 a 0,5 m. de potencia. En ocasiones, el techo de estos niveles están constituidos por uno o dos lentejones de areniscas, de 0,1-0,2 m. de espesor, que pueden mostrar estratificación cruzada mal desarrollada. Pueden estar integrados

únicamente por depósitos masivos. Generalmente son granodecrecientes, aunque también se reconocen algunos granocrecientes. En la parte superior del tramo es frecuente encontrar clastos imbricados (a(t) b(i)).

Las areniscas son de grano grueso.

Aparecen en la mitad superior del tramo; forman cuñas o lentejones de base cóncava y techo plano de 0,1 a 0,2 m. de potencia y amplitud métrica, en los que a veces se reconoce una estratificación cruzada mal definida. Se presentan como intercalaciones dentro de los conglomerados, normalmente son erosionados por ellos.

En este tramo se identifican tres intervalos conglomeráticos de evolución vertical granocreciente, presentando en conjunto una evolución también granocreciente.

Tramo 26: 32,5 m. de conglomerados gris-marrón y areniscas marrón claro-amarillentas.

Los conglomerados tienen textura granosostenida, matriz de arenisca gruesa y cemento calcáreo. Los clastos más abundantes y de mayor tamaño son los de arenisca y los calcáreos, en proporción 70:30 aproximadamente. Están bien redondeados y son heterométricos. El diámetro de los clastos decrece desde un máximo de 25 cm. hacia la base del tramo hasta 17 cm. en el techo.

Se presentan como tres niveles de 15, 6 y 4 m. de potencia, con geometría tabular a gran escala, delimitados por superficies subhorizontales planas. En ellos se identifican cicatrices canaliformes laxas y superficies subhorizontales irregulares que individualizan conjuntos subtabulares o cuneiformes, a escala de afloramiento, de 1,5 a 4 m. de potencia y de extensión lateral métrica. La estructura más corriente es la estratificación horizontal, ocasionalmente de bajo ángulo, marcada por secuencias de primer orden grava-gravilla y gravilla arenisca, de 0,3-0,6 m. de potencia, en las que se observa imbricación de los clastos según la disposición a(t) b(i). Con menor frecuencia aparecen depósitos masivos sobre las superficies canaliformes.

Las areniscas son de grano grueso, con clastos dispersos.

Forman cuñas y cuerpos canaliformes laxos de 0,2-0,4 m. de potencia y de amplitud métrica, a veces con estratificación cruzada en surco. Aparecen bien como intercalaciones esporádicas y aisladas dentro de los conglomerados, o bien, en el techo del tramo, formando una alternancia con los conglomerados (secuencias gravilla-arena de aproximadamente 0,6 m. de potencia), que en los últimos metros del tramo se resuelve en areniscas con clastos y finalmente areniscas, éstas con estratificación cruzada en surco bien desarrollada.

El conjunto del tramo tiene una evolución vertical grano y estratodecreciente.

Consideraciones:

Desde el punto de vista litoestratigráfico, los tramos 1 al 7 se incluyen en la Formación Campodarbe (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970 y PUIGDEFABREGAS, 1975) y el resto del perfil en la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Este perfil está compuesto por una macrosecuencia inferior de evolución vertical poco definida, ligeramente granocreciente (tramos 1 al 7) sobre la cual se dispone una megasecuencia granodecreciente (tramos 8 al 18) seguida por otra granocreciente (tramos 19 al 25) y finalmente una macrosecuencia granodecreciente (tramo 26). El seguimiento de líneas de capa en fotografía aérea permite correlacionar este perfil con el de Luesia, de manera que el salto granulométrico localizado entre los tramos 7 y 8 se corresponde con la ruptura sedimentaria de tipo 1 entre las Unidades C y U₁ y el máximo granulométrico

situado en el techo del tramo 25 se identifica con la ruptura sedimentaria de tipo 1 que separa las Unidades U₁ y U₂. El cambio de signo de granodecreciente a granocreciente que se encuentra en el tramo 18 marca la posición de una ruptura sedimentaria de tipo 2 dentro de la Unidad U₁.

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 7: Unidad C
Ruptura sedimentaria del tipo 1
- Tramos 8 al 18: Unidad U₁¹
Ruptura sedimentaria de tipo 2
- Tramos 19 al 25: Unidad U₁²
Ruptura sedimentaria de tipo 1
- Tramo 26: Unidad U₂

8.- Perfil de la Ermita de Santa Quiteria (Biel) (Figura 2.11)

Situación:

La base se sitúa a 500 m. al Norte de Biel, en el río Arba de Biel, y el techo cerca del cementerio de dicha localidad.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM701956

Techo: 30TXM702952

Descripción:

De muro a techo se han distinguido:

Tramo 1: 70 m. de conglomerados grises con intercalaciones de areniscas marrón-amarillento.

Los conglomerados tienen textura granosostenida, con matriz de arenisca gruesa y microconglomerática (de granos de cuarzo, cuacita, lidita,...) y cemento calcáreo. Los clastos son calcáreos y de arenisca principalmente (proporción aproximada de 35:65 ó 30:70); están bien redondeados

y presentan alta heterometría. El centilo varía desde 15 cm. en la base del tramo hasta 35 cm. en el techo del mismo.

Aparecen en paquetes de 2 a 6 m. de potencia, con geometría tabular, con bases erosivas subhorizontales y canaliformes. Dentro de ellos se identifican cicatrices canaliformes, en ocasiones muy incididas, que separan cuerpos cuneiformes de 1 a 2 m. de potencia y de extensión lateral métrica o decamétrica. Están integrados por conglomerados masivos en la base y varias secuencias de primer orden grava gruesa-grava-gravilla de 0,5-1 m. de espesor, cuya repetición da lugar a una estratificación horizontal, a veces de bajo ángulo. Aunque no es frecuente, por las malas condiciones de afloramiento, en ocasiones se reconoce imbricación de los clastos según la disposición a(t) b(i).

Las areniscas son de grano medio, ocasionalmente fino.

Aparecen en niveles de 0,3 a 1 m. de potencia, con geometría canaliforme y/o cuneiforme. Están constituidos por uno o más *sets* de estratificación cruzada en surco, de 0,2 a 0,5 m. de espesor. En la base de los *sets* y/o entre sus láminas puede reconocerse la existencia de clastos de 2-4 cm.. Generalmente estas intercalaciones arenosas son granodecrecientes y son erosionadas por los conglomerados suprayacentes.

El tramo en conjunto muestra evolución granocreciente.

Tramo 2: 35 m. de conglomerados gris-anaranjados con intercalaciones de areniscas marrón-amarillentas.

Los conglomerados presentan textura granosostenida, matriz de arenisca gruesa y cemento calcáreo. Los clastos son de naturaleza calcárea y de areniscas, en proporción 35:65 aproximadamente; están redondeados y son altamente heterométricos. El centilo es de hasta 36 cm.

Constituyen niveles tabulares de 8 a 12 m. de potencia, con bases subhorizontales, canaliformes laxas, dentro de los cuales se diferencian cicatrices subhorizontales, ligeramente canaliformes y de escasa amplitud, que individualizan niveles tabulares y/o cuneiformes de 2-4 m. de espesor. Estos están formados por la repetición de secuencias elementales grava gruesa-grava y grava-gravilla, de 0,3-0,7 m. de potencia; dicha repetición se reconoce como una estratificación horizontal y, hacia techo del tramo, estratificación de bajo ángulo, en ambos casos con imbricación de los clastos según a(t) b(i).

Las areniscas son de grano grueso.

Aparecen como niveles de 0,3-0,5 m. de potencia, de geometría canaliforme y/o cuneiforme, erosionados por los conglomerados suprayacentes, o pasando lateral y verticalmente a conglomerados, formando entonces secuencias de primer orden gravilla-grava-areniscas. Presentan estratificación cruzada en surco. Hacia la mitad superior del tramo se reconoce una intercalación de areniscas gruesas de 0,6 m., con cuñas conglomeráticas y un nivel de limos marrones laminados de 0,15 m. El conjunto presenta estratificación cruzada de relleno de canal marcada por cambios granulométricos entre las láminas.

El tramo en conjunto no muestra una evolución vertical definida, si bien algunos intervalos conglomeráticos presentan granodecrecimiento.

Tramo 3: 30 m. Alternancia de conglomerados grises y/o areniscas amarillo-marrón y lutitas marrón claro, esporádicamente, gris-verdosas.

Los conglomerados están granosostenidos; la matriz es de arenisca gruesa y el cemento calcáreo. Los clastos están redondeados y son heterométricos. El centilo decrece desde 20 cm. en la base hasta 10 cm. en el techo del tramo.

Se presentan formando niveles tabulares de 1 a 3-4 m. de potencia. Sus bases son irregulares, subhorizontales y canaliformes laxas. Pueden ser masivos o mostrar estratificación horizontal marcada por cambios granulométricos.

Las areniscas son de grano grueso y fino.

Aparecen como intercalaciones dentro de los conglomerados o formando paquetes de hasta 4 m. alternando con las lutitas.

En el primer caso conforman niveles lenticulares o cuneiformes (a la escala de afloramiento), de 0,3 a 0,5 m. de espesor, integrados por *sets* de estratificación cruzada en surco, entre los cuales pueden encontrarse capas finas de conglomerados.

Estratigrafía

En el segundo caso, más frecuente hacia techo del tramo, los paquetes de areniscas están formados por niveles laminares, ocasionalmente de bases canaliformes, de 0,2 a 0,5 m. de potencia, separados entre sí por intervalos limosos de espesor centimétrico. Suelen mostrar laminación horizontal o de bajo ángulo. En ocasiones están bioturbadas.

Las lutitas forman dos paquetes tabulares de 5-6 m. de potencia, dentro de los cuales puede haber láminas de areniscas de 0,1-0,2 m. de espesor.

El tramo en conjunto tiene evolución vertical granodecreciente.

Tramo 4: 20 m. parcialmente cubiertos. Se reconocen lutitas y areniscas finas de color amarillo-marrón.

Tramo 5: 9,5 m. de conglomerados grises con escasas intercalaciones de areniscas marrón claro.

Su textura es granostenida. Los clastos son de areniscas y calizas principalmente (proporción 70:30 aproximadamente), están redondeados y mal seleccionados. El centilo es de hasta 30 cm.

Aparecen como un paquete tabular de base plana, constituido por niveles también tabulares, esporádicamente canaliformes, de 0,3 a 2 m. de potencia; internamente son masivos; hacia techo los clastos están imbricados (a(t) b(i)).

Las areniscas son de grano grueso.

Forman lentejones de 0,1 m. de espesor, de estructura masiva.

El tramo presenta una evolución vertical granocreciente.

Tramo 6: 21 m. de areniscas marrón-grisáceas y amarillentas y lutitas carbonatadas versicolores.

Las areniscas son de grano grueso y fino.

Configuran paquetes de 5 a 6 m. de potencia, con geometría tabular, pasando lateralmente a conglomerados. Están formados por cuerpos canaliformes laxos de 1 a 1,5 m. de espesor, dentro de los cuales se identifican *sets* de estratificación cruzada en surco de 0,2 a 0,6 m. de potencia, en cuyas bases es frecuente encontrar niveles conglomeráticos. Más raramente aparece estratificación cruzada planar.

Las lutitas carbonatadas se localizan en la base del último intervalo arenoso. Constituyen un paquete tabular de 4 m. de potencia, masivo y con bioturbación vertical abundante.

Tramo en conjunto de evolución vertical granodecreciente.

Consideraciones:

El perfil de Santa Quiteria presenta una evolución vertical cíclica granocreciente-granodecreciente. La parte superior del tramo 1 se correlaciona aproximadamente con el tramo 25 del perfil de Biel y, por tanto, el máximo granulométrico situado hacia el techo del tramo 1 es la ruptura de tipo 1 que existe entre las Unidades U₁ y U₂. La Unidad U₂ está compuesta por dos macrosecuencias de evolución granodecreciente, separadas por un pequeño salto hacia el techo del tramo 4, que podría corresponderse aproximadamente con el que se halla en el perfil de Luesia entre los tramos 31 y 32.

Litoestratigráficamente este perfil pertenece a la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Resumen del perfil:

- Tramo 1: Unidad U₁²
Ruptura sedimentaria de tipo 1
- Tramos 1 al 6: Unidad U₂¹

9.- Perfil de Fuencalderas I (Figura 2.12)

Situación:

Se ha realizado a lo largo del camino que se dirige a la ermita de San Miguel de Liso. La base se encuentra en el barranco de los Bergales, cerca del paraje denominado "Planulero".

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM747947

Techo: 30TXM744943

Descripción:

De muro a techo se han diferenciado los siguientes tramos:

Yacente: Alternancia de areniscas y lutitas marrones.

Tramo 1: 21 m. Alternancia de areniscas grises y marrones y lutitas de color marrón claro.

El tamaño de grano de las areniscas varía de grueso a fino.

Aparecen en paquetes tabulares de 0,3 a 4 m. de potencia, con bases planas horizontales; están constituidos por estratos tabulares en los que se reconoce, a veces, laminación paralela y granoselección positiva.

Las lutitas se presentan en niveles de 1 a 3,5 m. de espesor y son masivas.

El tramo presenta decoloraciones gris-verdosas, en ocasiones marcas de base (bioturbación) y "marmorización".

Tramo 2: 11,5 m. de lutitas de color marrón claro con esporádicas intercalaciones de areniscas marrones.

Las lutitas aparecen en un paquete tabular de 11,5 m. de potencia. Son masivas y presentan rasgos de bioturbación.

Las areniscas son de grano fino y medio.

Estratigrafía

Constituyen cuñas o lentejones de 0,2 a 0,4 m. de espesor y de escasa continuidad lateral, sin estructuras visibles.

Tramo 3: 14 m. Alternancia de lutitas de color marrón claro, rojo y amarillo y areniscas de color marrón claro.

Las lutitas forman niveles de 1 a 2,5 m. de potencia. Son masivas y presentan rasgos de bioturbación y "marmorización".

Las areniscas son de grano fino.

Aparecen en láminas de 0,2 a 0,5 m. de potencia y en cuñas o lentejones con base cóncava de 0,5 a 1 m. de potencia. La estructura interna más frecuente es la laminación paralela, que les confiere un aspecto lajoso.

Tanto en las lutitas como en las areniscas son comunes los rasgos de bioturbación y "marmorización".

Tramo 4: 11 m. de areniscas grises, marrones y rojas con intercalaciones de lutitas marrones, amarillas y rojas.

Las areniscas son de grano medio y fino.

Configuran niveles tabulares de 1 a 5,5 m. de potencia. Internamente son masivas.

Las intercalaciones de lutitas son de alrededor de 1,5 m. de potencia y no presentan estructuras visibles.

Las dos litologías muestran bioturbación.

Discordancia sintectónica.

Tramo 5: 49 m. parcialmente cubiertos.

Excepcionalmente se reconoce la existencia de dos niveles de areniscas de color gris y marrón, de grano grueso y medio y con geometría tabular. Internamente presentan laminación paralela incipiente.

Localmente afloran lutitas de color marrón claro.

Tramo 6: 11 m. Alternancia de areniscas marrón-rojizas y lutitas del mismo color.

Las areniscas son de grano medio y medio-grueso y contienen clastos de calizas, areniscas y liditas de hasta 1 cm.

Constituyen niveles tabulares de 0,4 a 1,2 m. de potencia, con bases planas. Internamente son masivas; en ocasiones se reconoce granoclasificación negativa.

Las lutitas aparecen en intervalos de 1,5 a 2,5 m. de potencia y no presentan estructuras visibles.

Tramo 7: 15,5 m. Alternancia de areniscas y conglomerados grises y lutitas de color marrón claro.

El tamaño de grano de las areniscas varía de grueso a fino.

Se presentan en cuerpos tabulares de 1 a 4 m. de potencia, cuyas bases son canaliformes laxas. Dentro de estos paquetes se identifica estratificación horizontal y cruzada planar, esta última constituida por cuerpos decimétricos ligeramente sigmoidales, asintóticos en la base.

Los conglomerados, a veces microconglomerados, tienen textura granosostenida; los clastos son de arenisca, caliza y lidita y están poco redondeados con un centilo de hasta 10 cm.; la matriz, de arenisca, es muy abundante.

Forman la base de dos niveles de areniscas y su potencia es de 0,3-0,4 m. Es frecuente encontrar clastos dispersos y microconglomerados en los niveles de arenisca, a veces formando parte de la estratificación cruzada. En cualquier caso pasan gradualmente a areniscas.

Estratigrafía

Las lutitas aparecen en paquetes masivos de 0,2 a 3,5 m.

El tramo tiene una evolución vertical granocreciente mientras los términos gruesos muestran un marcado estratocreciente.

Tramo 8: 20,5 m. de lutitas marrones y rojizas y lutitas carbonatadas amarillas, rosas y grises con intercalaciones de areniscas grises y marrones.

Las lutitas, en conjunto, se presentan en intervalos de 1,5 a 6,5 m. de potencia. Son masivas y contienen abundantes rasgos de bioturbación y "marmorización".

Las areniscas son de grano medio y medio-grueso, con clastos de caliza angulosos dispersos.

Constituyen niveles tabulares y lenticulares o cuneiformes de 0,3 a 1,5 m. de potencia. La base puede ser cóncava u horizontal plana. Internamente se reconoce laminación paralela. La parte superior de los niveles suele estar bioturbada.

Tramo 9: 26,5 m. Alternancia de areniscas grises y marrones y lutitas y lutitas carbonatadas, marrones, rojas y amarillas.

Las areniscas son de grano muy grueso y medio. Contienen clastos de lidita, cuarzo, cuarcita y, menos frecuentemente, de caliza, de diámetro centimétrico.

Se disponen en cuerpos tabulares de 0,5 a 5,5 m. de potencia con bases horizontales o subhorizontales canaliformes laxas. Dentro de éstos se identifican estratos tabulares de 0,1 a 2,5-3 m. de espesor, constituidos bien por estratificación cruzada en surco, marcada, a veces, por clastos alineados, y planar (*sets* de 30-45 cm.), bien por laminación paralela; en algunos casos sólo se observa granoselección positiva.

Las lutitas forman paquetes tabulares de 1,5 a 3,5 m. de potencia, sin estructuras visibles.

Tanto las areniscas como las lutitas tienen bioturbación y/o "marmorización" frecuentes.

Tramo 10: 37 m. de lutitas de color marrón claro con intercalaciones de areniscas grises y marrones.

Las lutitas se presentan en paquetes masivos de 1 a 22 m. de potencia.

Las areniscas son de grano fino y medio.

Forman niveles laminares con base horizontal plana de 0,3 a 1 m. de potencia. Presentan laminación paralela; su evolución es estrato y granodecreciente. En algunos casos hay bioturbación.

Tramo 11: 34,5 m. Alternancia de areniscas grises y marrones y lutitas, a veces carbonatadas, marrones, rojas y rosas.

El tamaño de grano de las areniscas varía desde muy grueso hasta medio.

Se presentan en paquetes tabulares, de 4 a 7,5 m. de potencia, con bases subhorizontales planas. Están constituidos por estratos plano-paralelos de 0,5 a 2,5 m. de espesor, con granoselección positiva (con clastos de lidita y arenisca en la base) y, esporádicamente, laminación paralela; en ocasiones, se reconocen *sets* de estratificación cruzada planar de escala decimétrica. La parte superior de algunos estratos está bioturbada.

Las lutitas aparecen en niveles de 2,5 a 9 m. de potencia, con frecuentes rasgos de bioturbación y "marmorización".

El tramo está formado por tres secuencias granodecrecientes, integradas por un nivel de areniscas y otro de lutitas.

Tramo 12: 15,5 m. Alternancia de areniscas grises y marrones, con esporádicas intercalaciones de microconglomerado gris, y lutitas marrones y rojas.

Estratigrafía

Las areniscas son de grano fino-medio a grueso, con esporádicas intercalaciones de microconglomerado (centilo de 1 cm.), cuyos clastos son de caliza, lidita, cuarzo y cuarcita y la matriz de arenisca gruesa.

Aparecen en niveles tabulares de 0,5 a 2 m. de potencia, con bases subhorizontales o canaliformes muy laxas. Los microconglomerados se sitúan en la base de estos niveles y pasan gradualmente a las areniscas. Estos niveles son masivos.

Las lutitas forman intervalos de 1,5 a 6 m. de potencia, son masivas y, localmente, muestran rasgos de "marmorización" y bioturbación.

La evolución vertical del tramo es granodecreciente.

Tramo 13: 5 m. de areniscas grises y conglomerados del mismo color.

Las areniscas son de grano medio y contienen clastos dispersos.

Constituyen un paquete tabular integrado por tres cuerpos también tabulares, de 1,5-2 m. de potencia, que presentan bases canaliformes. Internamente tienen granoselección positiva; los términos del techo de cada uno, más finos, muestran laminación paralela.

Los conglomerados tienen textura granosostenida; los clastos son de cuarcita, lidita y caliza y están poco redondeados, de hasta 3-4 cm. de diámetro; la matriz es de arenisca gruesa-microconglomerado.

Se presentan en niveles lenticulares o cuneiformes a gran escala, de 0,1-0,2 m. de potencia, que tapizan las superficies basales de las areniscas.

El tramo en conjunto tiene una evolución vertical granodecreciente.

Tramo 14: 17,5 m. de lutitas de color marrón claro, naranjas y amarillas. Son masivas y, en ocasiones, se observa bioturbación.

Tramo 15: 11,5 m. Alternancia de areniscas grises y marrones y lutitas de color marrón claro, con intercalaciones de conglomerados y microconglomerados grises.

Las areniscas son de grano grueso y medio.

Configuran láminas y lentejones de 0,2 a 2 m. de potencia, generalmente masivos o con laminación paralela poco frecuente.

Las lutitas forman niveles de 0,3 a 5 m. de potencia, en los que no se reconocen estructuras sedimentarias.

Los conglomerados y microconglomerados tienen textura granosostenida; los clastos son de caliza y arenisca fundamentalmente y, en menor proporción, de cuarzo, lidita y cuarcita; están redondeados y poco seleccionados. El centilo es de hasta 5 cm. La matriz es de arenisca gruesa.

Se disponen en niveles lenticulares y cuneiformes de 0,2 a 0,4 m. de potencia, bien en la base de las areniscas, bien intercalados en las lutitas.

El tramo tiene una evolución vertical ligeramente grano y estratodecreciente.

Tramo 16: 35 m. Alternancia de areniscas grises y marrones y lutitas marrones y anaranjadas, con esporádicas intercalaciones de conglomerados y microconglomerados grises.

Las areniscas son de grano medio a muy grueso.

Se disponen en paquetes tabulares de 3 a 5 m. de potencia; las superficies basales y las cicatrices internas que se observan en estos paquetes son canaliformes, más o menos laxas, e individualizan cuerpos tabulares de 0,6 a 3 m. de espesor, dentro de los cuales se reconoce estratificación horizontal, cruzada planar -en sets cuneiformes de 0,6-1 m. de potencia- laminación paralela y cruzada y *ripples* asimétricos. Ocasionalmente, las areniscas integran cuñas de 5 a 10 cm. de espesor, masivas, intercaladas en las lutitas.

Las lutitas forman niveles masivos de 0,4 a 7,5 m. de potencia.

Estratigrafía

Los conglomerados y microconglomerados tienen textura granosostenida; los clastos son de lidita, cuarcita, cuarzo y arenisca; varían de angulosos a poco redondeados; la matriz es de arenisca gruesa.

Constituyen cuñas o lentejones de 0,1 a 0,2 m. de potencia, situados en la base de los paquetes de areniscas, pasando gradualmente a éstas.

En este tramo se identifican cuatro secuencias granodecrecientes formadas por un término inferior de areniscas, estratodecreciente y uno superior de lutitas.

Tramo 17: 10,5 m. Alternancia de areniscas grises y lutitas marrones.

Las areniscas son de grano medio y gruesas y contienen esporádicos microconglomerados.

Se presentan en niveles laminares de 0,4 a 0,7 m. de potencia, con bases horizontales planas. Internamente se observa granoselección positiva a partir de una arenisca gruesa con clastos o un microconglomerado basal, de potencia centimétrica.

Las lutitas aparecen en intervalos de 1,5 a 3 m. de potencia, en los que no se aprecian estructuras internas.

El conjunto del tramo tiene una evolución vertical granodecreciente.

Tramo 18: 35 m. Alternancia de areniscas grises y marrones y lutitas marrones, con ocasionales intercalaciones de microconglomerados y conglomerados grises.

El tamaño de grano de las areniscas varía de medio-grueso a grueso.

Constituyen paquetes tabulares de 0,4 a 4,5 m. de potencia y, esporádicamente, lenticulares de 10 cm. de potencia. Los paquetes de espesor métrico presentan bases subhorizontales o canaliformes; dentro de ellos se observan cicatrices cóncavas que diferencian cuerpos lenticulares o cuneiformes de espesor y continuidad lateral métricas, cuya estructura interna es la estratificación cruzada en surco y de relleno de canal, ésta a veces marcada por variaciones granulométricas de las láminas, en *sets* de 0,2 a 0,6 m. de potencia. Los esporádicos lentejones y niveles tabulares centimétricos son masivos.

Las lutitas aparecen en conjuntos de capas de 0,5 a 8,5 m. de espesor, con estructura masiva.

Los microconglomerados y conglomerados son granosostenidos, con abundante matriz de arenisca; los clastos son de lidita, cuarzo y cuarcita, generalmente poco redondeados, y con un diámetro máximo de 3 cm..

Se presentan en niveles lenticulares o cuneiformes de espesor centimétrico, constituyendo los depósitos basales de algunos de los cuerpos de arenisca o como láminas, formando parte de la estratificación cruzada.

El conjunto del tramo tiene una evolución vertical granodecreciente.

Tramo 19: 12 m. de lutitas de color marrón claro, conglomerados grises y areniscas grises.

Las lutitas forman paquetes masivos de 0,2 a 2,5 de potencia.

Los conglomerados tienen textura granosostenida; los clastos son de arenisca (75%) y caliza (20%) principalmente; los de cuarzo, lidita y cuarcita son raros. En general están bien redondeados; el centilo es de hasta 12 cm.; la matriz es de arenisca gruesa.

Aparecen en niveles tabulares y lenticulares a gran escala de 0,3 a 1,4 m. de potencia, con bases subhorizontales y canaliformes. Pueden ser masivos o presentar estratificación horizontal incipiente.

Las areniscas son de grano medio.

Se presentan en dos niveles tabulares de 0,2 y 0,4 m. de potencia, con bases horizontales planas y estructura masiva.

El tramo presenta una evolución vertical grano y estratodecreciente.

Tramo 20: 62,5 m. de lutitas marrones y naranjas y areniscas grises.

Estratigrafía

Las lutitas constituyen intervalos de 11 a 21 m. de potencia. Son masivas y ocasionalmente muestran rasgos de bioturbación.

Las areniscas son de grano medio-grueso.

Aparecen en paquetes tabulares de 2,5 a 6,5 m. de potencia y muestran bases marcadamente canaliformes. Están integrados por cuerpos tabulares de 1 a 3 m. de espesor, cuya superficie basal puede ser bien canaliforme, bien subhorizontal plana. Internamente se reconoce estratificación cruzada en surco en *sets* de potencia decimétrica a métrica. Ocasionalmente, las areniscas forman cuñas o lentejones de alrededor de 0,1 a 0,2 m. de espesor, en los que no se aprecian estructuras.

Tanto las unidades arenosas como las lutíticas son estratodecrecientes a lo largo del tramo.

Tramo 21: 14,5 m. de areniscas grises y marrones y lutitas marrones.

El tamaño de grano de las areniscas varía de medio a fino-medio.

Constituyen dos cuerpos tabulares de 1,5 y 10 m. de potencia, cuyas bases son subhorizontales planas o canaliformes laxas. Están integrados por estratos plano paralelos de 0,6 a 2 m. de espesor; Suelen ser masivos y, a veces, granodecrecientes. En ocasiones se observa bioturbación.

Las lutitas aparecen como un paquete masivo entre los dos de arenisca.

La evolución vertical del tramo es grano y estratocreciente.

Tramo 22: 23 m. de lutitas marrones y naranjas con una intercalación de areniscas grises.

Las lutitas forman dos intervalos de 11 y 9 m. de potencia. Son masivas y presentan decoloraciones grises debidas a bioturbación. A veces muestran rasgos de "marmorización".

Las areniscas son gruesas y muy gruesas, muy bien cementadas.

Configuran una unidad tabular, en la que no es visible la geometría de la base. El paquete que aflora parece masivo, ligeramente granodecreciente al principio.

Tramo 23: 3 m. de conglomerados y areniscas grises.

Los conglomerados tienen textura granosostenida; los clastos son de naturaleza areniscosa (75%) y calcárea (20%) fundamentalmente; están redondeados; el centilo es de hasta 7 cm. La matriz, a veces muy abundante, es de arenisca gruesa.

Se presentan en dos niveles lenticulares a gran escala, de 0,4 y 1,2 m. de potencia, con bases canaliformes e irregulares. En el superior se aprecia estratificación cruzada de relleno de canal, localmente marcada por variaciones granulométricas; los dos tienen granoselección positiva.

Las areniscas son de grano muy grueso y grueso.

Aparecen como cuñas o lentejones entre los niveles conglomeráticos o dentro de ellos, formando parte, en ocasiones, de la estratificación cruzada; el espesor de aquéllos oscila entre menos de 0,1 y 0,6 m.

El conjunto del tramo tiene una evolución vertical grano y estratocreciente.

Tramo 24: 16 m. de lutitas marrones con intercalaciones de areniscas del mismo color.

Las lutitas forman unidades tabulares de 3,5 a 6 m. de potencia, en las que no se aprecian estructuras internas.

Las areniscas son de grano fino.

Se disponen en láminas de espesor centimétrico, masivas o con laminación paralela.

Tramo 25: 8,5 m. Alternancia de conglomerados grises y lutitas marrones.

Los conglomerados tienen textura granosostenida; los clastos son de arenisca y caliza fundamentalmente (80:20) y están bien redondeados. El centilo alcanza 8 cm. La matriz es de arenisca muy gruesa.

Estratigrafía

Aparecen en estratos tabulares o lenticulares a gran escala, de 0,3 a alrededor de 1 m. de potencia; las superficies basales son bien subhorizontales, bien canaliformes. Internamente son masivos.

Las lutitas constituyen dos paquetes masivos de 1 y 6 m. de potencia.

Tramo 26: 20 m. Alternancia de areniscas grises y marrones y lutitas marrones, con esporádicas intercalaciones de conglomerados grises.

Las areniscas son de grano grueso y medio.

Forman dos paquetes tabulares de 2 y 8,5 m. de potencia, con bases canaliformes, sobre las que se disponen depósitos conglomeráticos de espesor centimétrico. En el paquete de mayor potencia pueden reconocerse cicatrices canaliformes en la mitad inferior y superficies subhorizontales, delimitando cuerpos laminares, y cuneiformes de 0,4 a 0,8 m. de potencia, en la mitad superior.

Las lutitas se presentan en intervalos de 2,5 y 7 m. de potencia sin estructuras aparentes.

Los conglomerados son granosostenidos, aunque con abundante matriz de arenisca gruesa. Los clastos predominantes son de areniscas y de calizas y están bien redondeados.

Aparecen como depósitos residuales con geometría lenticular en la base de cuerpos canaliformes de areniscas.

Tramo 27: 10 m. de lutitas marrones, areniscas grises y marrones y conglomerados grises.

Las lutitas constituyen un paquete masivo de alrededor de 4,5 m. de potencia; hacia techo está bioturbado.

Las areniscas son de grano medio y grueso.

Se presentan en cuerpos laminares o lenticulares de 0,5 a 1,5 m. de potencia, cuyas bases son subhorizontales. Dentro de éstos se reconoce granoclasificación positiva y, en ocasiones, laminación paralela. Se sitúan sobre los niveles conglomeráticos, bien mediante un contacto neto, bien como paso gradual de aquéllos.

Los conglomerados tienen textura granosostenida. Los clastos son de caliza, arenisca, cuarzo y lidita; varían de angulosos a redondeados y están mal seleccionados. El centilo es de 4 cm. La matriz es de arenisca gruesa.

Forman un nivel tabular de 1,4 m. y otro lenticular de 0,4 m. de potencia. En el primero la superficie basal es subhorizontal y en el segundo cóncava. Los dos muestran granoselección positiva.

El tramo es granodecreciente.

Consideraciones:

Desde el punto de vista litoestratigráfico los tramos 1 al 5 quedan comprendidos en la Formación Campodarbe (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970 y PUIGDEFABREGAS, 1975) y el resto del perfil en la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Este perfil presenta una evolución problemática a la hora de identificar rupturas y diferenciar Unidades. Ello es debido al carácter distal de las facies presentes en él y quizás también a la interferencia de otros factores, como se verá más adelante. Con el apoyo de su correlación con los previamente estudiados -correlación exclusivamente fotogeológica- se puede concluir que está compuesto por una macrosecuencia de

evolución poco definida, inicialmente granocreciente (tramos 1 al 5), seguida por un ciclo granodecreciente-granocreciente (tramos 6 al 26), a partir del cual la evolución es granodecreciente (tramos 26 y 27).

El límite entre los tramos 5 y 6 cartográficamente se corresponde con la ruptura entre la Formación Campodarbe y la Unidad U₁ en Biel, y también en este perfil supone un salto granulométrico. Sobre este límite, la Unidad U₁ muestra una evolución vertical compleja: un granocrecimiento inicial (hasta el tramo 7) seguido por un granodecrecimiento, cuyo final permite situar una ruptura sedimentaria de tipo 2 en el tramo 10, y por último una megasecuencia granocreciente, compuesta por al menos dos macrosecuencias también granocrecientes. El cambio de signo de granocreciente a granodecreciente localizado en el tramo 26 es una ruptura sedimentaria de tipo 1, que se ha correlacionado mediante líneas de capa con la que existe entre las Unidades U₁ y U₂ en los perfiles de Biel y Luesia. En el perfil de Fuencalderas, esta ruptura se produce también en continuidad estratigráfica.

En la base del tramo 5 se sitúa la discordancia sintectónica intra-Campodarbe, cartografiada por PUIGDEFABREGAS (1975). En relación con ella se reconoce el típico dispositivo geométrico en *offlap-onlap*, con abanico de capas abierto hacia el Noroeste y eje de giro aproximadamente vertical en el momento presente. Los tramos 5 al 26 participan en el *onlap* de este dispositivo; hacia el Este, sobre la superficie de discordancia se apoyan tramos cada vez más altos estratigráficamente.

En dicha dirección, aproximadamente 1,5 km. al Este del Barranco de los Bergales, cerca del Barranco de Reacuba, la Unidad U₁ termina, y entonces la superficie de discontinuidad pone en contacto términos más antiguos de la Formación Campodarbe con la Unidad U₂. Aquí, esta superficie de discontinuidad es una discordancia angular de eje de giro próximo a la dirección Este-Oeste, claramente visible al Sur de la localidad de San Felices.

En este dispositivo, los estratos de la Unidad U₁ constituyen suaves abanicos y se acuñan e incurvan para terminar de forma asintótica sobre la superficie de la discordancia intra-Campodarbe. No obstante, hay que hacer notar que este *onlap* tiene similitud con el que se reconoce en las discordancias sintectónicas de flanco pasivo (RIBA, 1973): los depósitos de la Unidad U₁ proceden principalmente del Oeste según las paleocorrientes medidas, mientras que la estructura que ha dado lugar a esta discordancia (unidad cabalgante de San Felices, MILLAN y POCIVI, en prensa) ha debido suministrar escasos aportes hacia el Oeste. Sin embargo, es posible que tanto los movimientos finales de implantación de la unidad cabalgante (o una deformación precoz de la misma), como

los escasos aportes de procedencia oriental contribuyan a enmascarar parcialmente la evolución típica de la Unidad U₁.

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 5: Unidad C (en el límite entre los tramos 4 y 5 se reconoce la discordancia sintectónica intra-Campodarbe).

Ruptura sedimentaria de tipo 1

- Tramos 6 al 10: Unidad U₁¹

Ruptura sedimentaria de tipo 2

- Tramos 10 al 26: Unidad U₁²

Ruptura sedimentaria de tipo 1

- Tramos 26 y 27: Unidad U₂

10.- Perfil de Fuencalderas II y III (Figura 2.13)

Situación:

Se ha realizado a lo largo del camino que parte de Fuencalderas y se dirige a la ermita de San Miguel de Liso. El techo se sitúa a alrededor de 700 m. al Noreste de Fuencalderas.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM743943

Techo: 30TXM741925

Descripción:

De base a techo se distinguen:

Tramo 1: 25,5 m. de lutitas de color marrón claro y rojo y areniscas marrones.

Las lutitas constituyen paquetes masivos de 2,5 a 12 m. de espesor. Son frecuentes las decoloraciones grises y verdes debidas a bioturbación.

Las areniscas son de grano medio a fino.

Estratigrafía

Aparecen como dos unidades tabulares de 1,3 y 3 m. de potencia, con bases subhorizontales. Internamente se observan estratos laminares de 0,1 a 0,3 m. que suelen mostrar laminación paralela. La evolución vertical es granodecreciente en la unidad inferior y granocreciente en la superior.

Tramo 2: 17 m. Alternancia de areniscas grises y marrones y lutitas rojas y marrones. Esporádicamente las areniscas tienen intercalaciones de conglomerados grises.

El tamaño de grano de las areniscas oscila entre muy grueso, con clastos milimétricos dispersos, y fino.

Se presentan en dos paquetes tabulares de 3 y 4,5 m. de potencia cuyas bases son canaliformes. El paquete superior está integrado por cuerpos laminares y lenticulares de potencia variable entre 0,7 y 1,6 m., en los que se reconoce estratificación cruzada en surco. Ocasionalmente, hacia techo de los cuerpos de arenisca se hallan cuñas de limos de espesor centimétrico.

Las lutitas forman dos niveles de 1,4 y 8,5 m. de potencia, en los que se aprecia laminación paralela y, con frecuencia, bioturbación.

Los conglomerados poseen textura granosostenida; los clastos son de naturaleza variada: cuarzo, areniscas, cuarcita, lidita, ... y están poco redondeados y mal seleccionados.

Aparecen como una cuña de 10-12 cm. de potencia dentro de las areniscas.

El tramo está organizado en dos secuencias métricas a decamétricas de evolución vertical granodecreciente.

Tramo 3: 9 m. Alternancia de areniscas grises y marrones y lutitas marrones, localmente rojas.

Las areniscas varían de grano grueso, con clastos dispersos, a fino.

Se distinguen niveles laminares de espesor centimétrico-decimétrico y un paquete tabular de 3,5 m. de potencia. Este presenta la base marcadamente canaliforme y muestra un relleno con estratificación cruzada en surco, seguido por un conjunto de láminas y lentejones con laminación paralela, bioturbación y "nodulización". Los niveles laminares tienen la base horizontal, plana, y muestran granoselección positiva.

Las lutitas aparecen en unidades de 0,5 a 1,5 m. de espesor, con laminación paralela poco frecuente y bioturbación escasa.

Este tramo posee una evolución vertical grano y estratodecreciente.

Tramo 4: 20 m. de lutitas de color marrón-rojizo y rojo.

Forman un paquete tabular en el que se reconoce, en la mitad inferior, limosa, laminación paralela y, en la mitad superior, arcillosa, bioturbación.

Tiene, por tanto, evolución granodecreciente.

Tramo 5: 28 m. de areniscas grises y marrones y lutitas marrones, marrón-verdosas y rojas.

Las areniscas son de grano medio a fino.

Constituyen paquetes tabulares de 0,3 a 4 m. de potencia cuyas bases pueden ser bien horizontales, bien subhorizontales, canaliformes muy laxas; los depósitos existentes sobre estas últimas muestran estratificación cruzada de relleno de canal. Los restantes son masivos o poseen laminación paralela.

Las lutitas se presentan en intervalos de 0,4 a 11 m. de potencia; en ellos se observa laminación paralela y bioturbación.

Este tramo está integrado por dos secuencias decamétricas grano y estratodecrecientes.

Tramo 6: 8,5 m. de areniscas grises, marrones y naranjas y lutitas marrón-rojizas.

Las areniscas varían de gruesas a muy finas.

Estratigrafía

Forman estratos tabulares de 0,2 a 2 m. de potencia, bien con bases marcadamente canaliformes, bien con bases horizontales, planas. En el primer caso, los depósitos muestran cicatrices internas y/o estratificación cruzada en surco; en el segundo caso, los estratos no muestran estructuras internas. De forma esporádica exhiben granoselección positiva.

Las lutitas aparecen en niveles de 0,4 a 1 m. de potencia, en los que se observa, localmente, bioturbación y "marmorización" incipiente.

El conjunto del tramo es granodecreciente.

Tramo 7: 22,5 m. de lutitas marrones y rojas con intercalaciones de areniscas marrones, grises y naranjas.

Las lutitas aparecen diferenciadas en paquetes de 1,5 a 10 m. de potencia, en los que esporádicamente se aprecian intercalaciones de areniscas de grano muy fino. No muestran estructuras internas visibles.

Las areniscas son de grano fino y medio.

Forman estratos tabulares y cuneiformes de 0,2 a 1,5 m. de potencia, cuyas bases son horizontales planas. En ocasiones se observa laminación paralela.

El conjunto del tramo tiene una evolución vertical granocreciente.

Tramo 8: 11 m. de areniscas grises y marrones.

El tamaño de grano varía desde grueso en la base hasta muy fino en el techo.

Constituyen una unidad tabular de base marcadamente canaliforme en la que pueden distinguirse dos intervalos: uno inferior de 7 m. de potencia, con cicatrices internas canaliformes que permiten diferenciar cuerpos lenticulares de potencia métrica, dentro de los cuales se observan *sets* de estratificación cruzada en surco de espesor decimétrico-métrico; y otro superior de 4 m. de potencia, que comienza con una base horizontal y está integrado por niveles laminares.

La evolución de este conjunto de areniscas es grano y estratodecreciente.

Tramo 9: 19,5 m. de lutitas rojas masivas.

Tramo 10: 15 m. de lutitas, carbonatadas en ocasiones, de color rojo y naranja, areniscas marrones y naranjas y, esporádicamente, conglomerados grises.

Las lutitas constituyen niveles de 0,6 a 7 m. de potencia. Pueden ser masivas o mostrar laminación paralela. Presentan rasgos de bioturbación y, localmente, "marmorización".

Las areniscas son de grano muy grueso a medio.

Aparecen como un paquete tabular en la base del tramo, de 3,5 m. de potencia, y como láminas y cuñas de espesor decimétrico hacia techo del mismo. El primero tiene una base canaliforme laxa; internamente presenta granoclasificación positiva. Las láminas y cuñas, con bases subhorizontales planas, son masivas o contienen laminación paralela.

Los conglomerados tienen textura granosostenida; los clastos son de calizas (90%) y cuarzo (5%) principalmente; la matriz es de areniscas gruesa.

Se presentan como lentejones de alrededor de 15 cm. de potencia en la base de algunos niveles decimétricos de areniscas.

Tramo 11: 2 m. de conglomerados marrones y grises.

Tienen textura granosostenida; los clastos son de naturaleza calcárea (40%) y areniscosa (60%) fundamentalmente. El centilo es de hasta 10 cm. La matriz es de arenisca gruesa.

Constituyen un cuerpo tabular a la escala del afloramiento, cuya base es canaliforme. Internamente incluye lentejones centimétricos de arenisca.

Estratigrafía

Tramo 12: 45 m. de limos naranjas y rojos, localmente carbonatados con intercalaciones de areniscas naranjas y grises.

Los limos forman paquetes de 7 a 22 m. de potencia. Presentan laminación paralela y bioturbación.

Las areniscas son de grano medio, con clastos calcáreos dispersos.

Forman láminas y cuñas de 0,2 a 1 m. de potencia, con bases planas e internamente con laminación paralela o masivas.

Tramo 13: 1,8 m. de conglomerados y areniscas grises.

Los conglomerados poseen textura granosostenida; los clastos son de areniscas (60%) y calizas (30%) principalmente; el centilo alcanza 18 cm. La matriz, que puede llegar a estar ausente, es de arenisca gruesa.

Aparecen como un paquete tabular -a la escala de afloramiento- de 1,1 m. de potencia, cuya base es canaliforme laxa y erosiona a las areniscas infrayacentes. Internamente muestra estratificación cruzada poco definida.

Las areniscas son de grano grueso y contienen clastos dispersos.

Constituyen un nivel de geometría lenticular, con base canaliforme y techo erosionado por los conglomerados suprayacentes.

Tramo 14: 20 m. de lutitas naranjas y blanquecinas, localmente carbonatadas, con esporádicas intercalaciones de areniscas marrones y grises.

Las lutitas forman una unidad masiva en la que es frecuente la bioturbación y, en ocasiones, la "marmorización" incipiente.

Las areniscas son de grano medio. Se presentan como cuñas de 5 a 10 cm. de espesor y escasa continuidad lateral, en las que no se aprecian estructuras internas.

Tramo 15: 7 m. de areniscas grises y limos marrones.

Las areniscas son de grano grueso y contienen clastos de lidita dispersos.

Configuran dos niveles tabulares de 0,4 y 3,5 m. de espesor, con bases horizontales planas; el de mayor potencia está integrado por dos secuencias métricas granodecrecientes, en las que hacia techo se reconoce laminación paralela.

Los limos aparecen como un intervalo de 3 m. de potencia situado entre las areniscas. Contiene decoloraciones grises.

Aparentemente, este tramo tiene evolución vertical grano y estratodecreciente.

Tramo 16: 21 m. cubiertos. Hacia techo se reconocen margas beige-amarillentas con decoloraciones debidas a bioturbación y con nódulos carbonatados.

Tramo 17: 3,5 m. de areniscas grises y limos-areniscas rojas.

Son de grano medio-grueso a muy fino.

Se distribuyen en dos paquetes tabulares de espesor métrico, con bases canaliformes o separados por capas centimétricas de limos-areniscas muy finas. Dentro del paquete superior existen cicatrices cóncavas de escasa continuidad lateral, delimitando cuerpos lenticulares decimétricos, masivos.

Los dos paquetes tienen evolución vertical positiva.

Tramo 18: 42 m. de lutitas rojas con ocasionales intercalaciones de areniscas grises.

Las lutitas forman un paquete tabular masivo; en los dos primeros metros del tramo se reconoce la existencia de arcillas laminadas y bioturbadas.

Estratigrafía

Las areniscas son de grano medio.

Aparecen como un lentejón de 0,3 m. de potencia, en el que no se aprecian estructuras internas.

Tramo 19: 7 m. de areniscas gris-verdosas y limos rojos y amarillos.

Las areniscas son de grano medio-grueso y están poco cementadas.

Constituyen un nivel tabular de 6 m. de potencia en el que no se observan estructuras, dadas las condiciones de afloramiento.

Los limos aparecen sobre las areniscas. Presentan laminación paralela, deformada por los conglomerados del tramo suprayacente.

Este tramo tiene evolución granodecreciente.

Tramo 20: 3,4 m. de conglomerados grises y areniscas del mismo color.

La textura de los conglomerados es granosostenida; los clastos son de arenisca (50%), cuarzo (30%), caliza (15%) y lidita fundamentalmente; están medianamente redondeados y el centilo es de 10-12 cm.; la matriz es de arenisca gruesa.

Forman dos cuerpos tabulares, a la escala de afloramiento, de potencia métrica, cuyas bases son canaliformes. Internamente contienen lentejones de areniscas de espesor centimétrico a métrico, situadas bien en la base, bien el techo de los cuerpos conglomeráticos. Algunas de las areniscas presentan estratificación cruzada en surco, de potencia decimétrica.

Tramo 21: 16 m. de limos de color marrón claro y rojo con raras intercalaciones de areniscas grises.

Los limos se presentan en dos intervalos de 15 y 0,6 m. de potencia; contienen laminación paralela y, hacia techo, están bioturbados y "nodulizados".

Las areniscas son de grano fino.

Aparecen como láminas de 0,2-0,3 m. de espesor hacia techo del tramo; en ocasiones muestran laminación paralela.

Tramo 22: 12,5 m. de areniscas grises y rojizas.

El tamaño de grano varía desde grueso hasta fino-medio.

Forman una unidad tabular en la que pueden diferenciarse niveles de grano grueso con bases canaliformes y niveles de grano medio y fino con bases horizontales. Dentro de los primeros se observan cicatrices internas que individualizan cuerpos tabulares, o lenticulares a gran escala, de potencia métrica, en los que es frecuente encontrar estratificación cruzada en surco en *sets* de espesor decimétrico a métrico. Los niveles con bases horizontales están integrados por estratos tabulares con laminación paralela.

El tramo tiene tendencia granodecreciente, formada por dos secuencias métricas también granodecrecientes.

Tramo 23: 36,5 m. de lutitas rojas con intercalaciones de areniscas grises y marrones.

Las lutitas se presentan en paquetes de 5 a 15 m. de potencia. Muestran laminación paralela, bioturbación y, raramente, "nodulización". Son abundantes las decoloraciones grises y verdes.

Las areniscas son de grano grueso y medio.

Forman dos cuerpos tabulares de 0,8 y 3 m. de potencia, cuyas bases son horizontales planas. En el de mayor espesor pueden reconocerse algunas superficies cóncavas laxas, con estratificación cruzada en surco con las láminas muy tendidas; entre estas superficies se encuentran cuñas centimétricas de limos.

Tramo 24: 24 m. de areniscas grises y lutitas marrones y grises.

El tamaño de grano de las areniscas varía desde grueso a fino.

Estratigrafía

Se disponen en un paquete tabular de 12 m. de potencia, cuya base es marcadamente canaliforme. En la mitad inferior del tramo se reconocen superficies canaliformes que individualizan cuerpos tabulares de espesor métrico, dentro de los cuales existe estratificación cruzada y horizontal; cada uno de estos cuerpos es grano y estratodecreciente. En la mitad superior del tramo las areniscas tienen aspecto lajoso debido a la presencia de laminación paralela y pasan gradualmente a las lutitas.

Las lutitas constituyen una unidad de 13 m. de potencia, en la que se observa laminación paralela en la base y bioturbación a lo largo de toda ella.

El tramo en conjunto tiene una evolución grano y estratodecreciente.

Tramo 25: 3 m. de areniscas marrón-grisáceas y conglomerados grises.

Las areniscas son de grano grueso con clastos de 1-2 cm.

Forman niveles lenticulares de 1-1,5 m. de potencia situados en la base y en el techo del tramo; las bases son canaliformes laxas; en los niveles situados en el techo del tramo se reconocen *sets* de estratificación cruzada en surco de alrededor de 15 cm. de espesor, en ocasiones con clastos en las láminas.

Los conglomerados tienen textura granosostenida. Los clastos son de areniscas (80%), calizas (15%) y lidita principalmente; varían desde angulosos a redondeados y están mal seleccionados. La matriz es de arenisca muy gruesa. El centilo es de 1-2 cm.

Se presentan en un cuerpo lenticular de alrededor de 1 m. de espesor, con base canaliforme, en el que se identifican cicatrices canaliformes de escasa continuidad lateral.

Tramo 26: 14 m. cubiertos.

Los últimos 3 m. son lutitas rojas con decoloraciones verdes y blancas, debidas a bioturbación y/o probable "marmorización".

Tramo 27: 12 m. de areniscas grises y marrones.

El tamaño de grano varía de muy grueso a medio.

Constituyen una unidad tabular con base canaliforme integrada por cuerpos lenticulares y laminares de 1,5 a 3,5 m. de potencia, cuyas bases son canaliformes u horizontales. Presentan estratificación cruzada en surco en *sets* de 0,2-0,3 m. de espesor, con algunas láminas tapizadas por clastos, y laminación paralela.

Este tramo está compuesto por varias secuencias granodecrecientes de potencia métrica.

Tramo 28: 11 m. parcialmente cubiertos.

Probablemente se trata de lutitas y/o areniscas muy finas.

Tramo 29: 3 m. de areniscas de color marrón claro.

Son de grano medio.

Aparecen en un nivel tabular cuya base está cubierta y en el que se reconocen láminas paralelas de 1 a 10 cm. de espesor.

Tramo 30: 19 m. parcialmente cubiertos.

Los últimos 3 m. son limos y areniscas rojas, muy finas, con laminación paralela, rasgos de bioturbación y "marmorización" incipiente.

Tramo 31: 3,5 m. de areniscas grises y marrón-rojizas, lutitas marrón-rojizas y conglomerados grises.

Las areniscas son de grano grueso y medio.

Constituyen cuerpos laminares de 0,4 a 1,5 m. de espesor. Pueden contener clastos dispersos. Internamente muestran laminación paralela.

Estratigrafía

Las lutitas aparecen en niveles masivos de 0,3 m. de potencia.

Las areniscas y lutitas situadas hacia techo del tramo están bioturbadas.

Los clastos de los conglomerados se soportan unos a otros, sin que apenas haya matriz; son de naturaleza calcárea y areniscosa y, en general, angulosos y mal seleccionados, con un diámetro de 1,5-2 cm.

Forman un depósito lenticular de 0,1-0,2 m. de potencia en la base del tramo, que tapiza una superficie canaliforme.

Este tramo tiene evolución grano y estratodecreciente.

Tramo 32: 26 m. de lutitas marrones y rojas y areniscas grises, marrones y rojas.

Las lutitas se presentan en dos intervalos de 3 y 15,5 m. de potencia. Localmente muestran nódulos carbonatados; la bioturbación es la estructura dominante.

Las areniscas son de grano grueso a muy fino.

Aparecen en paquetes tabulares de 0,4 a 5 m. de espesor. Las bases son bien horizontales planas, bien canaliformes, y en relación con éstas los depósitos pueden ser masivos o con laminación paralela en el primer caso y con estratificación cruzada en surco en el segundo caso.

El tramo muestra una tendencia granocreciente hacia techo.

Tramo 33: 4 m. cubiertos.

Tramo 34: 4,5 m. de areniscas y limos rojos y lutitas blanquecinas.

Las areniscas, de grano fino, junto con los limos del mismo color forman un nivel tabular de 3 m. de potencia, en el que se observa laminación paralela y bioturbación.

Las lutitas constituyen una unidad de 1,5 m. de espesor, en la que se aprecian nódulos carbonatados y bioturbación.

Tramo 35: 15 m. de areniscas grises y rojas.

El tamaño de grano varía desde muy grueso, con clastos de 2-4 mm., a fino.

En la base del tramo se distingue un nivel tabular de 1,8 m. de espesor, en el que a partir de una superficie canaliforme laxa se disponen cuñas decimétricas que se interdigitan y en cuyo interior las láminas son cruzadas, asintóticas a la base de la cuña. En el resto del tramo no se reconocen estructuras internas.

El conjunto del tramo muestra una evolución granodecreciente.

Tramo 36: 5,5 m. Alternancia de lutitas de color marrón claro y blanco y areniscas marrones.

Las lutitas forman dos niveles de 1 y 0,6 m. de potencia; en el superior se identifican nódulos carbonatados.

Las areniscas son de grano medio-grueso y medio.

Aparecen en dos cuerpos tabulares de 3 y 0,8 m. de potencia, cuyas bases son canaliforme laxa y horizontal respectivamente. Puede reconocerse estratificación cruzada de relleno de canal y horizontal.

El conjunto del tramo tiene una evolución cíclica positiva-negativa.

Tramo 37: 11 m. de lutitas rojas y rosas con esporádicas intercalaciones de areniscas marrones.

Estratigrafía

Las lutitas conforman una unidad masiva en la que son frecuentes las decoloraciones por bioturbación y las zonas versicolores, a veces con concentración de carbonatos, atribuibles a "marmorización".

Las areniscas son de grano medio-grueso y están poco cementadas.
Se presentan como lentejones de 0,3 m. de potencia con escasa continuidad lateral.

Tramo 38: 10 m. de areniscas marrones y limos carbonatados versicolores.

Las areniscas son de grano grueso y fino.

Aparecen como un paquete tabular en el que se diferencian: un conjunto inferior de 3,5 m. de potencia, con base canaliforme y cicatrices internas, canaliformes y subhorizontales, con estratificación cruzada de relleno de canal, y un conjunto superior de 3 m. de espesor, con base horizontal e internamente con laminación paralela.

Los limos carbonatados forman un nivel de 4 m. de espesor. Están bioturbados y, localmente, "marmorizados".

Este tramo se organiza como una secuencia decanétrica grano y estratodecreciente.

Tramo 39: 10,5 m. de areniscas grises y marrones y conglomerados naranjas.

El tamaño de grano de las areniscas varía desde grueso a fino.

Constituyen una unidad tabular de 10,2 m. de potencia, con base subhorizontal, sobre la cual se reconocen *sets* de estratificación cruzada planar de alrededor de 0,2 m. de espesor; hacia techo del tramo las areniscas son masivas y culmina con niveles centimétricos de base cóncava.

Los conglomerados tienen textura granosostenida, aunque con abundante matriz areniscosa. Los clastos son de areniscas marrones y naranjas y de calizas; son angulosos y están mal seleccionados; el centilo llega a 3 cm.

Aparecen en la base del tramo como un depósito laminar de 0,3 m. de espesor, con una superficie basal subhorizontal e irregular. Internamente no muestran organización.

El tramo tiene tendencia granodecreciente.

Tramo 40: 15 m. de limos y areniscas de color marrón claro.

Los limos forman niveles de 2 a 5,5 m. de potencia, con laminación paralela.

Las areniscas son de grano fino.

Se presentan en cuerpos tabulares de 1 a 3 m. de potencia, en los que se aprecia laminación paralela.

Tramo 41: 7 m. cubiertos.

Tramo 42: 10,5 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas grises y marrones.

Las lutitas constituyen intervalos de 0,35 a 3 m. de espesor, en los que son frecuentes la bioturbación y la "marmorización" incipiente.

Las areniscas varían de gruesas a finas.

Forman niveles laminares de 1 a 1,5 m. de potencia, con bases y techos plano-paralelos. Internamente se observa laminación paralela, así como granoselección positiva.

Tramo 43: 15,5 m. de lutitas rojas, en ocasiones versicolores, con escasas intercalaciones de areniscas de color marrón claro.

Las lutitas aparecen en paquetes de 3 a 7,5 m. de potencia. Hacia techo exhiben laminación paralela. Contienen rasgos de bioturbación y, localmente, "marmorización".

Estratigrafía

Las areniscas son de grano fino y medio.

Son intercalaciones laminares de 0,3-0,4 m. de espesor, generalmente masivas o con laminación paralela.

Tramo 44: 11 m. Alternancia de areniscas grises y marrones y limos de color marrón claro.

Las areniscas varían desde gruesas, con clastos dispersos, hasta finas.

Se disponen en niveles tabulares de 0,3 a 4 m. de potencia, con bases bien horizontales planas, bien canaliformes. Internamente pueden mostrar laminación paralela y *ripples*. La bioturbación es frecuente e intensa.

Los limos constituyen intervalos de 0,4 a 1,5 m. de potencia. En ellos se aprecia laminación paralela y bioturbación.

Este tramo está organizado en dos secuencias métricas grano y estratodecrecientes, siendo, en conjunto, granodecreciente.

Tramo 45: 9,5 m. de areniscas grises y marrones, limos marrones y conglomerados grises.

El tamaño de grano de las areniscas varía desde muy grueso a fino.

Se presentan en paquetes tabulares de 0,1 a 3 m. de potencia, con bases subhorizontales planas unas veces y canaliformes otras. En relación con estas últimas se reconoce estratificación cruzada en surco, mientras que los depósitos existentes sobre aquéllas son masivos, a veces granodecrecientes.

Los limos se encuentran como niveles de 1 a 2,5 m. de potencia, frecuentemente bioturbados y, en ocasiones, "marmorizados".

Los conglomerados poseen textura granostenida; los clastos son de cuarzo, caliza, arenisca y lidita; están poco redondeados. El centilo es de 1 cm. La matriz es de arenisca gruesa.

Forman un depósito lenticular de alrededor de 0,3 m. de potencia, situado en la base del tramo, en el que se observa el paso gradual a areniscas gruesas.

Este tramo tiene, en conjunto, una evolución vertical granodecreciente que consta de dos secuencias métricas también granodecrecientes

Tramo 46: 8,5 m. de areniscas grises y marrones.

El tamaño de grano varía desde muy grueso a fino.

Constituyen una unidad en la que se distinguen dos paquetes tabulares de 4,5 y 4 m. de potencia, cuyas bases son canaliformes laxas. Internamente pueden mostrar cuerpos cuneiformes de 5-30 cm. de espesor que se superponen entre sí o cicatrices cóncavas de poca extensión lateral sobre las que se hallan *sets* de estratificación cruzada en surco de potencia decimétrica, a veces separados mediante limos.

El tramo está compuesto por dos secuencias métricas granodecrecientes, siendo, en conjunto, ligeramente granocreciente.

Tramo 47: 22 m. de lutitas de color marrón claro con intercalaciones de areniscas grises y marrones.

Las lutitas aparecen en niveles tabulares de 0,2 a 10 m. de potencia, en los que se aprecia laminación paralela.

Las areniscas son de grano medio-grueso.

Se encuentran en láminas de 0,4 a 0,1 m. de potencia, separadas por finas capas de lutitas. Presentan laminación paralela y, cuando están agrupadas, muestran grano y estratodecrecimiento hacia techo.

Tramo 48: 2,5 m. de areniscas grises y marrones.

Son de grano grueso.

Estratigrafía

Presentan una base marcadamente canaliforme y asimétrica, que erosiona a depósitos previos de areniscas y de lutitas, resultando una superficie basal múltiple o compuesta. El depósito se efectúa mediante una estratificación cruzada con las láminas paralelas a las superficies basales que rellenan, entre las cuales pueden intercalarse cuñas o lentejones de lutitas de alrededor de 10-20 cm. de espesor. Hacia techo se reconocen láminas de 0,2-0,4 m. de potencia.

Tramo 49: 42 m. de lutitas de color marrón claro con intercalaciones de areniscas grises y marrones.

Las lutitas forman paquetes masivos de 4,5 a 12 m. de potencia.

Las areniscas oscilan desde grano grueso a fino.
Aparecen como láminas y cuñas de 0,1 a 1,5 m. de potencia, en las que no se aprecian estructuras.

El tramo tiene tendencia granodecreciente.

Tramo 50: 9 m. de areniscas grises y marrones con intercalaciones de lutitas marrones.

Las areniscas son de grano muy grueso, con clastos en la base, y medio.

Se presentan en tres paquetes tabulares a la escala del afloramiento. En el paquete inferior se distinguen dos unidades de alrededor de 3 m. de potencia, con bases canaliformes, dentro de las cuales existe estratificación cruzada en surco en *sets* de potencia decimétrica, con las láminas tendidas. En el techo de este paquete se disponen dos niveles con base subhorizontal, constituidos por cuerpos sigmoidales de alrededor de 0,2-0,3 m. de potencia, asintóticos a la base, formando una estratificación cruzada planar; entre estos dos niveles y, a veces, entre los cuerpos sigmoidales de un mismo nivel existen depósitos lutíticos. En el paquete superior, de 1,5 m. de espesor y base horizontal, pueden reconocerse láminas centimétricas, que probablemente forman laminación paralela, sin que las condiciones de afloramiento permitan asegurarlo.

Las lutitas aparecen en dos intervalos masivos de 0,4 y 0,6 m. de potencia.

Tramo 51: 2 m. cubiertos.

Tramo 52: 15 m. de lutitas rojas con decoloraciones verdes y grises.

Integran un paquete tabular, masivo; hacia techo son carbonatadas y muestran rasgos locales de "marmorización".

Tramo 53: 4,5 m. de areniscas grises y marrones y esporádicas lutitas marrones.

El tamaño de grano de las areniscas varía desde grueso a fino.

Constituyen un paquete tabular, a la escala de afloramiento, en el que se identifican tres cuerpos lenticulares de 1,5-2 m. de potencia, con bases canaliformes. En ellos se observa estratificación cruzada en surco en *sets* decimétricos, a veces marcada por variaciones granulométricas (arenisca gruesa-fina).

Las lutitas se presentan como cuñas o lentejones de alrededor de 0,1-0,2 m. de espesor y se sitúan entre los cuerpos de arenisca.

Tramo 54: 4 m. de lutitas versicolores y areniscas grises.

Las lutitas forman una unidad de 3,6 m. de potencia, en la que se reconocen rasgos incipientes de "marmorización".

Las areniscas son de grano medio-grueso.

Se encuentran como dos cuñas de 0,15 m. de potencia separadas por 0,1 m. de lutitas, situadas en el techo del tramo.

Tramo 55: 15 m. parcialmente cubiertos. Probablemente se trata de lutitas.

Tramo 56: 10,5 m. de lutitas rojas y areniscas grises y marrones.

Estratigrafía

Las lutitas forman dos paquetes de 1 y 7 m. de espesor y presentan bioturbación.

Las areniscas son de grano grueso y contienen clastos de cuarzo, lidita y caliza.

Aparecen como dos niveles de 1 y 1,5 m. de potencia, con bases subhorizontales. En el inferior se reconoce estratificación cruzada en surco en *sets* de alrededor de 0,2 m. El nivel superior es masivo.

Tramo 57: 25 m. parcialmente cubiertos.

Visibles areniscas grises de grano medio y lutitas marrones.

Tramo 58: 14,5 m. de lutitas de color marrón claro con decoloraciones rojas y verdes y areniscas grises y marrones.

Las lutitas forman un paquete de 12 m. de potencia en el que se reconoce laminación horizontal, bioturbación vertical y rasgos locales de "marmorización".

Las areniscas son de grano grueso y medio.

Se presentan en dos estratos tabulares de 1 y 1,5 m. de potencia, con bases canaliformes. Internamente muestran estratificación cruzada en surco en *sets* de espesor decimétrico y granoselección positiva.

Tramo 59: 20,5 m. cubierto.

Tramo 60: 17,5 m. de lutitas marrones y areniscas del mismo color.

Las lutitas forman dos intervalos de 8 m. de potencia; presentan laminación paralela y bioturbación.

Las areniscas son de grano fino.

Se disponen en un nivel tabular de 1,5 m. de espesor. Se reconoce la existencia de zonas con decoloraciones verdes y grises debidas a bioturbación.

Tramo 61: 28,5 m. de areniscas gris-marrón y marrones y limos marrones.

Las areniscas varían desde grano grueso a fino.

Las de grano grueso y medio se disponen en niveles tabulares y lenticulares de 0,5 a 7 m. de potencia, con bases marcadamente canaliformes; internamente presentan cicatrices erosivas de geometría cóncava que separaran cuerpos lenticulares de 1 a 3 m. de potencia, dentro de los cuales se observa estratificación cruzada en surco en *sets* de 0,15 a 0,5 m. de espesor. Hacia techo de los cuerpos lenticulares existe localmente laminación paralela y *ripples* asimétricos. Las areniscas de grano fino constituyen estratos tabulares de 4 a 8 m. de potencia con laminación paralela.

Los limos aparecen como dos intercalaciones de 2 y 5 m. de potencia.

Tanto en las areniscas como en los limos es frecuente la bioturbación.

Tramo 62: 5 m. parcialmente cubiertos. Visibles areniscas marrones de grano fino.

Tramo 63: 14 m. de areniscas marrones con intercalaciones de lutitas del mismo color.

Las areniscas son de grano grueso-muy grueso y fino.

Las gruesas se presentan en dos niveles tabulares de 2 y 3 m. de potencia, con bases canaliformes; en su interior se reconocen numerosas cicatrices cóncavas, así como cuerpos sigmoidales de acrecimiento lateral, de 0,3 a 0,5 m. de potencia. Contienen bioturbación.

Las de grano fino aparecen formando un estrato tabular de 2,5 m. de potencia, con laminación paralela y bioturbación.

Las lutitas constituyen dos paquetes masivos de 2 y 4 m. de espesor.

Estratigrafía

Tramo 64: 15 m. Alternancia de areniscas y lutitas y lutitas carbonatadas marrones.

Las areniscas son de grano medio y fino.

Se disponen en niveles tabulares de 1 a 1,5 m. de potencia, con laminación paralela.

Las lutitas y lutitas carbonatadas constituyen intervalos de 2 a 3,5 m. de espesor. Presentan bioturbación y rasgos incipientes de "marmorización".

Consideraciones:

Este perfil muestra una evolución vertical compleja que, a grandes rasgos, consiste en una macrosecuencia granocreciente (tramos 1 y 2), seguida por un ciclo granodecreciente-granocreciente (tramos 3 al 38), otro ciclo también granodecreciente-granocreciente (tramos 39 al 61) y finalmente una macrosecuencia granodecreciente (tramos 62 al 64).

Los tramos 2 y 3 de este perfil se correlacionan mediante líneas de capa con los tramos 26 y 27 del perfil de Fuencalderas I, de manera que la ruptura que existe dentro del tramo 26 de ese perfil (entre las Unidades U₁ y U₂) se identifica con el cambio de signo de granocreciente a granodecreciente localizado en el tramo 2 del perfil de Fuencalderas II y III. Del mismo modo, el seguimiento de líneas de capa en fotografía aérea ha permitido correlacionar el cambio de signo de granocreciente a granodecreciente que se produce entre los tramos 38 y 39 con la ruptura que existe entre las Unidades U₂ y U₃ en el perfil de Luesia. La Unidad U₂ muestra un cambio en la evolución de granodecreciente a granocreciente que hace posible situar una ruptura de tipo 2 en el tramo 18. Asimismo, dentro de la Unidad U₃ existe un cambio de signo de granodecreciente a granocreciente que sitúa una ruptura de tipo 2 dentro del tramo 49, aunque no está claramente definida. El máximo granulométrico que se halla en el techo del tramo 61 se correlaciona cartográficamente con el máximo relativo encontrado en el perfil del Corral de Melero dentro de la parte granocreciente de la Unidad U₃. Corresponde, por tanto, al límite entre las megasecuencias U₃² y U₃³.

Finalmente, se destaca que en las proximidades del punto de confluencia del Barranco de los Bergales y el Barranco de Barraqueta, la ruptura entre las Unidades U₂ y U₃ se encuentra en relación con un abanico de capas que se abre hacia el Sur.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, el conjunto del perfil se incluye en la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 y 2: Unidad U₁²

Ruptura sedimentaria de tipo 1

- Tramos 2 al 18: Unidad U₂¹

Ruptura sedimentaria de tipo 2

- Tramos 18 al 38: Unidad U₂²

Ruptura sedimentaria de tipo 1

- Tramos 39 al 49: Unidad U₃¹

Ruptura sedimentaria de tipo 2

- Tramos 49 al 61: Megasecuencia U₃²
- Tramos 62 al 64: Megasecuencia U₃³

11.- Perfil de Agüero (Figura 2.14)

Situación:

Este perfil se ha realizado en el Barranco de la Rabosera, en las proximidades de la localidad de Agüero.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM816933

Techo: 30TXM815916

Descripción:

De muro a techo se distinguen:

Yacente: Alternancia de areniscas y lutitas marrones. (Formación Campodarbe).

Discordancia angular.

Tramo 1: 35 m. de conglomerados grises.

La textura es granosostenida. Los clastos son de caliza (90%) y de arenisca (10%) principalmente. Varían desde angulosos a poco redondeados y son heterométricos. El centilo oscila desde 20 cm. en la base hasta 62 cm. en el techo del tramo. La matriz es microconglomerática, aunque localmente puede ser escasa o incluso estar ausente.

Los conglomerados aparecen en cuerpos tabulares o lenticulares de 2,5 a 15 m. de potencia, separados por superficies erosivas subhorizontales o canaliformes muy laxas y formados, a su vez, por

Estratigrafía

niveles lenticulares de extensión lateral métrica y de 0,6 a 1,5 m. de potencia. Generalmente son masivos; se reconocen algunos niveles con granoselección positiva.

El conjunto del tramo presenta una evolución granocreciente y estratodecreciente.

Tramo 2: 17,5 m. de conglomerados grises, areniscas marrón claro y limos naranjas.

Los conglomerados tienen textura granosostenida. Los clastos son de naturaleza calcárea (90%) y areniscosa (10%). Están poco redondeados y son heterométricos. El centilo es de hasta 40 cm. La matriz, de tonos naranjas, es de arenisca gruesa.

Se presentan en cuerpos tabulares o lenticulares a gran escala de 5 a 8 m. de potencia, con bases canaliformes laxas o subhorizontales. Dentro de estos cuerpos se identifican superficies canaliformes muy laxas de escasa continuidad lateral, que delimitan niveles de 1 a 1,5 m. de potencia, dentro de los cuales se reconocen secuencias métricas granodecrecientes.

Las areniscas son de grano medio.

Se presentan, junto con los limos y microconglomerados, formando niveles de 1 a 3 m. de potencia. En ocasiones muestran laminación paralela.

Los limos pueden contener hiladas de clastos de unos pocos cm. de diámetro.

El tramo tiene una evolución vertical granocreciente, constituida a su vez por intervalos de 5 a 8 m. de evolución granodecreciente y granocreciente.

Tramo 3: 23 m. de conglomerados grises.

Los clastos se soportan unos a otros. Son de naturaleza calcárea (90%) y areniscosa (10%) principalmente. Varían desde poco redondeados hasta redondeados y son heterométricos. El centilo llega hasta 50 cm. La matriz tiene tonos naranjas y es de arenisca muy gruesa y/o microconglomerática.

Están organizados en paquetes tabulares de 4 a 8 m. de potencia, con bases canaliformes y subhorizontales. Dentro de ellos se reconocen superficies planas suavemente inclinadas que separan cuerpos cuneiformes a gran escala de 1 a 2 m. de espesor, en los que, en ocasiones, se aprecian secuencias de primer orden grava-gravilla de escala decimétrica. Otras veces, dentro de los paquetes tabulares, las superficies visibles son suavemente canaliformes, con un relleno granodecreciente.

La evolución del tramo responde a un conjunto de secuencias métricas tanto granodecrecientes como granocrecientes. El tramo en conjunto presenta una evolución vertical ligeramente granocreciente hasta la mitad del mismo, mostrando después un granodecrecimiento.

Tramo 4: 10,5 m. de conglomerados grises con escasas intercalaciones de areniscas de color marrón claro.

Los conglomerados presentan textura granosostenida. Los clastos son de caliza (85-90%) y de arenisca (15-10%) fundamentalmente. Están de poco redondeados a redondeados y son heterométricos. El centilo es de hasta 85 cm. La matriz es de arenisca gruesa-microconglomerática.

Se trata de un paquete tabular constituido por niveles tabulares y lenticulares de alrededor de 2 m. de potencia, con bases erosivas subhorizontales. Cada uno de éstos muestra una superficie basal canaliforme que suele ser erosiva sobre lentejones de arenisca. Presentan granoselección negativa.

Las areniscas son de grano fino a medio.

Aparecen como niveles lenticulares de 0,1 a 0,3 m. de espesor, ocasionalmente tabulares con laminación paralela. Se sitúan entre los niveles conglomeráticos.

El conjunto del tramo muestra una evolución vertical granocreciente.

Discordancia sintectónica.

Tramo 5: 41 m. de conglomerados grises con intercalaciones de areniscas de color marrón claro.

Estratigrafía

Los clastos, que se soportan unos a otros, son de naturaleza calcárea (80-90%) y de arenisca (10-20%). Están redondeados y son heterométricos. El centilo es de hasta 40 cm. La matriz es de arenisca gruesa-microconglomerática.

Se presentan en paquetes tabulares y lenticulares de 6 a 13 m. de potencia, separados mediante superficies subhorizontales y canaliformes de escasa incisión que, generalmente erosionan a las areniscas del techo del nivel infrayacente. Dentro de estos paquetes se diferencian niveles lenticulares de espesor decimétrico a métrico y de extensión lateral métrica a decamétrica, cuya organización interna puede ser masiva o puede presentar una estratificación horizontal incipiente, granocreciente o granodecreciente.

Las areniscas son de grano grueso a medio.

Se disponen en niveles lenticulares de potencia decimétrica a métrica y de extensión lateral métrica. Pueden presentarse como paso lateral de conglomerados y, en menor medida, como cuerpos erosivos. Internamente son masivas.

El tramo muestra una evolución vertical ligeramente granodecreciente.

Tramo 6: 18 m. Alternancia de conglomerados grises y anaranjados y areniscas marrón-anaranjadas.

Los conglomerados poseen textura granosostenida.

Los clastos son calcáreos (60%) y de arenisca (30-35%) fundamentalmente; el resto son de cuarzo, cuarcita y lidita. Están desde redondeados a poco redondeados y son heterométricos. El centilo es de hasta 20 cm. La matriz es de arenisca muy gruesa.

Se presentan en paquetes tabulares de 0,4 a 3 m. de potencia, con bases marcadamente canaliformes, constituidos por cuerpos lenticulares de 0,4 a 1,6 m. de espesor en los que se reconoce estratificación cruzada de relleno de canal.

Las areniscas son de grano fino a grueso.

Aparecen en niveles de 0,6 a 3 m. de potencia formados por cuerpos lenticulares (de base canaliforme) de alrededor de 0,2 m. de espesor; ocasionalmente contienen clastos en la superficie basal. Es frecuente la estratificación cruzada en surco, aunque, esporádicamente, la repetición de secuencias de primer orden gravilla-arena define una estratificación horizontal. En ocasiones, las areniscas constituyen intercalaciones dentro de los cuerpos conglomeráticos.

El tramo en conjunto muestra una evolución grano y estratodecreciente.

Tramo 7: 9 m. de areniscas de tonos marrones y naranjas.

Son de grano medio-grueso y fino.

Constituyen niveles tabulares de 0,2 a 5 m. de potencia. Internamente son masivas, aunque a veces se reconoce laminación paralela.

La evolución vertical del tramo es ligeramente granodecreciente, formada por secuencias métricas también granodecrecientes.

Tramo 8: 30 m. de areniscas marrón-anaranjadas y marrón-grisáceas y conglomerados grises. Ocasionalmente, lutitas marrón claro-amarillentas.

Las areniscas son de grano fino a grueso.

Se presentan en paquetes tabulares de 0,6 a 5 m. y lenticulares de 0,1 a 0,3 m. de potencia.

Los de geometría lenticular aparecen alternando con niveles conglomeráticos, formando parte de la estratificación cruzada de relleno de canal.

Los paquetes tabulares están constituidos por niveles lenticulares con bases marcadamente canaliformes; su potencia varía de 0,2 hasta 0,6 m. y la estructura predominante es la estratificación cruzada de relleno de canal.

Los conglomerados tienen textura granosostenida. Los clastos son de caliza (60%) y de arenisca (30-40%) principalmente. Otros son de cuarzo, cuarcita y lidita. En general están poco redondeados y son heterométricos. El centilo alcanza 18 cm. La matriz es microconglomerática.

Estratigrafía

Aparecen en intervalos de geometría tabular o lenticular a gran escala de 1 a 2 m. de potencia, con bases subhorizontales o suavemente canaliformes. Dentro de ellos se identifican secuencias de primer orden grava-gravilla y gravilla-arena gruesa de escala centimétrica-decimétrica, cuya repetición da lugar, en algunos casos, a una estratificación cruzada de relleno de canal.

Las lutitas son un término ocasional que aparece hacia techo del tramo; forman parte de un nivel tabular de 1 m. de potencia, constituido por una alternancia de lutitas y arenisca fina.

El tramo muestra una evolución vertical granodecreciente.

Tramo 9: 20 m. parcialmente cubiertos. Con frecuencia se reconocen niveles tabulares de areniscas y lutitas marrón-anaranjadas.

Tramo 10: 12 m. de areniscas marrón y beige y marrón-anaranjadas.

Las de color marrón son de grano grueso y las marrón-anaranjadas de grano fino a medio.

Constituyen un paquete tabular formado por niveles de alrededor de 3 m. de potencia. Cada uno de ellos muestra una superficie basal canaliforme y está integrado por *sets* de estratificación cruzada de relleno de canal de escala decimétrica. También es frecuente que las areniscas se presenten en cuñas y/o cuerpos lenticulares masivos de 0,2 a 0,3 m. de potencia.

Tramo 11: 6 m. parcialmente cubiertos. Probablemente areniscas de grano muy fino y/o lutitas.

Tramo 12: 21,5 m. de areniscas de tonos marrones y anaranjados.

El tamaño de grano varía de fino a grueso.

Se presentan en niveles tabulares granodecrecientes de 1 a 2,5 m. de potencia, con bases canaliformes. Dentro de ellos se identifican superficies canaliformes laxas que individualizan cuerpos lenticulares de potencia decimétrica, a veces con estratificación cruzada de relleno de canal (con las láminas muy tendidas).

Tramo 13: 14 m. de areniscas de tonos marrones y anaranjados.

Las marrones son gruesas y las anaranjadas varían de grano fino a medio.

Las de grano grueso y medio-grueso aparecen en paquetes lenticulares a gran escala, de 1 a 2 m. de potencia, con bases canaliformes; es frecuente que presenten estratificación cruzada de relleno de canal en la base y, en ocasiones, laminación cruzada de *ripples* en el techo.

Las de grano fino y medio-fino constituyen niveles tabulares o lenticulares de 0,6 a 3 m. de espesor. Suelen ser masivas; a veces presentan granoselección positiva. En ocasiones muestran decoloraciones debidas a bioturbación.

El conjunto del tramo posee una evolución vertical granodecreciente.

Tramo 14: 24 m. de areniscas grises y naranjas-rojizas, lutitas marrón-rojizas y, ocasionalmente, conglomerados grises.

Las areniscas son de grano medio-grueso a fino.

Constituyen paquetes tabulares de 0,4 a 5 m. de potencia formados por niveles tabulares y lenticulares de 0,4 a 1,5 m. de espesor, con bases subhorizontales y canaliformes. Localmente, contienen cuñas o lentejones de conglomerados. Internamente son masivas, a veces granodecrecientes. Son frecuentes las decoloraciones verde-grisáceas debidas a bioturbación.

Las lutitas se presentan en niveles tabulares de 0,5 a 2 m. de potencia; son masivas y están bioturbadas.

Los conglomerados, con textura granosostenida, clastos mayormente calcáreos, redondeados, heterométricos y de hasta 8 cm. de diámetro, constituyen una cuña de hasta 0,4 m. de potencia, que lateralmente pasa a areniscas.

El tramo muestra una evolución vertical ligeramente granodecreciente.

Estratigrafía

Tramo 15: 9,5 m. de areniscas naranjas y rojizas y conglomerados grises. Ocasionalmente, lutitas rojas.

Las areniscas son de grano medio y fino.

Forman niveles tabulares de 1 a 5 m. de potencia que poseen bases subhorizontales y canaliformes. Internamente pueden ser homogéneas o granodecrecientes, frecuentemente con estratificación cruzada en surco, en *sets* de 0,1 a 0,25 m. de espesor.

Los conglomerados tienen textura granosostenida. Los clastos son calcáreos (80%) y de arenisca (20%). Están redondeados y son heterométricos. El centilo es de hasta 15 cm.

Constituyen los depósitos basales de las zonas canalizadas y cuñas intercaladas entre las areniscas.

Las lutitas son un término ocasional que aparece como cuñas, erosionadas por los depósitos gruesos, y hacia techo en las depresiones dejadas por las estructuras arenosas.

El tramo en conjunto es granodecreciente.

Tramo 16: 11 m. de areniscas anaranjadas y lutitas rojas.

Las areniscas son de grano fino y medio.

Aparecen en niveles tabulares de potencia centimétrica-decimétrica. Suelen ser masivas y estar bioturbadas.

Las lutitas forman paquetes tabulares de potencia métrica que se intercalan entre las areniscas.

El tramo es ligeramente granodecreciente.

Tramo 17: 17 m. de areniscas naranjas, conglomerados grises y lutitas anaranjadas.

Las areniscas son de grano medio-grueso.

Se presentan en niveles tabulares de hasta 6 m. de potencia y en niveles lenticulares de 0,2 a 0,6 m. de espesor. Los niveles tabulares están formados por cuerpos lenticulares o cuneiformes de 1 a 2 m. de espesor, con bases canaliformes y estratificación cruzada de relleno de canal. Su evolución vertical es granodecreciente. Los niveles lenticulares aparecen intercalados con los conglomerados constituyendo secuencias elementales arena-grava de escala centimétrica.

Los conglomerados tienen textura granosostenida. Los clastos son de arenisca (25-20%) y caliza (75-80%) principalmente. El centilo es de hasta 10 cm.

Se presentan formando cuerpos tabulares de 0,4 a 3 m. de potencia, integrados por secuencias elementales grava-arena de escala centimétrica-decimétrica; con frecuencia estas secuencias definen una estratificación cruzada de relleno de canal.

Las lutitas aparecen en intervalos tabulares de 0,4 a alrededor de 1 m. de espesor. En ocasiones muestran laminación paralela.

Tramo 18: 7 m. de lutitas rojizas con intercalaciones de areniscas anaranjadas.

Las lutitas conforman niveles tabulares de potencia métrica, en los que se suele reconocer laminación paralela.

Las areniscas son de grano medio.

Se presentan en estratos tabulares de alrededor de 0,15 m. de potencia y son masivos.

Tramo 19: 18 m. Alternancia de areniscas de color marrón claro y beige y lutitas de tonos rojos.

Las areniscas son de grano fino a medio.

Se disponen en paquetes tabulares de 3 m. de espesor, constituidos por niveles lenticulares a gran escala de alrededor de 1 m. de potencia, con bases canaliformes amplias. En el paquete superior se reconocen *sets* de estratificación cruzada en surco de potencia decimétrica.

Estratigrafía

Las lutitas aparecen en niveles tabulares de 4 y 8 m. de potencia y, ocasionalmente, cuneiformes de 0,5 m. de potencia. Son masivas.

El tramo no muestra una evolución vertical definida.

Tramo 20: 11 m. Alternancia de areniscas de color marrón claro y lutitas de tonos rojos y rosas, en ocasiones carbonatadas.

Las areniscas son de grano medio.

Forman niveles tabulares de 1 a 2,5 m. de potencia. Las bases pueden ser bien subhorizontales, bien marcadamente canaliformes. En el primer caso, internamente presentan laminación horizontal, son granodecrecientes y, a veces, están bioturbadas. En el segundo caso, la estructura interna es la estratificación cruzada en surco (de espesor decimétrico).

Las lutitas constituyen intervalos de 0,3 a 2 m. de potencia. Son masivas y, en ocasiones, están bioturbadas y/o "marmorizadas", especialmente las de mayor contenido en carbonato.

No se aprecia una evolución vertical concreta en el tramo.

Tramo 21: 16 m. parcialmente cubiertos. Localmente se reconocen niveles de areniscas de color marrón claro.

Tramo 22: 12,5 m. Alternancia de areniscas grises y marrones y lutitas marrón-rojizas.

Las areniscas son de grano fino a grueso.

Las de grano fino forman niveles laminares de espesor centimétrico con bases planas horizontales; internamente son masivas. Las de grano medio y grueso constituyen niveles tabulares a gran escala de 2 a 3 m. de potencia; presentan bases marcadamente canaliformes que erosionan a las láminas arenosas y/o lutitas infrayacentes; la estructura interna es la estratificación cruzada de relleno de canal, generalmente con láminas simétricas a la geometría de la base.

Las lutitas aparecen en paquetes tabulares de 0,3 a 3 m. de potencia. Son masivas y contienen decoloraciones verdes y grises.

Tramo 23: 22,5 m. parcialmente cubiertos. Localmente se reconocen areniscas finas y lutitas rojas con laminación paralela.

Tramo 24: 32 m. Alternancia de areniscas de color marrón claro y lutitas de color marrón claro, naranja y rojo.

Las areniscas son de grano fino-medio.

Aparecen en niveles tabulares con bases planas de 0,2 a 2 m. de potencia. Internamente son masivos o presentan laminación paralela. A veces se encuentran bioturbados.

Las lutitas integran paquetes tabulares de 1,5 a 4 m. de potencia. Son masivas y con frecuencia están bioturbadas.

Tramo 25: 3,5 de areniscas de color gris-verdoso.

Varían desde grano grueso a fino y contienen clastos dispersos (0,5 cm.) de lidita.

Configuran un paquete tabular en el que se diferencian dos niveles lenticulares a gran escala, con bases canaliformes y en cuyo relleno se reconoce estratificación cruzada en surco. La evolución vertical de cada uno de los niveles es granodecreciente.

Tramo 26: 10,5 m. Alternancia de areniscas y limos de color marrón claro.

Las areniscas son de grano fino, ocasionalmente medio-fino.

Forman cuerpos tabulares de 0,6 a 2 m. de potencia, con bases planas, subhorizontales. Internamente son masivos, aunque excepcionalmente se reconoce laminación horizontal y escasas

Estratigrafía

incisiones con relleno simétrico a la geometría de la base; el espesor de estos depósitos no supera 0,5 m. De base a techo del tramo son estratodecrecientes.

Los limos aparecen en intervalos de 0,5 a 2 m. de espesor, estratocrecientes hacia el techo del tramo. No presentan estructuras visibles.

Tanto las areniscas como las lutitas tienen rasgos de bioturbación.

El tramo en conjunto muestra una evolución vertical granodecreciente.

Tramo 27: 4,5 m. de areniscas y lutitas marrones.

Las areniscas son de grano medio y contienen clastos de alrededor de 0,5 m. de diámetro.

Se presentan en niveles lenticulares a gran escala, de 1,2 a 2,5 m. de potencia, con bases marcadamente canaliformes e, internamente, con estratificación cruzada en *sets* de potencia decimétrica a métrica. En ocasiones, las láminas de la estratificación están marcadas por variaciones granulométricas (gravilla-arena). La evolución vertical de estos niveles es granodecreciente.

Las lutitas forman un nivel de 2 m. de espesor máximo, intercalado entre los dos cuerpos de arenisca y sin estructura interna apreciable. Contienen rasgos de bioturbación y probable "marmorización".

Tramo 28: 12,5 m. Alternancia de areniscas marrones y limos marrones y rojos.

Las areniscas son de grano medio.

Aparecen en niveles laminares y lenticulares de 1 a 3 m. de potencia. Las bases son planas subhorizontales o canaliformes muy laxas. Presentan laminación paralela y estratificación cruzada de relleno de canal con las láminas muy tendidas y simétricas a la base canaliforme.

Los limos constituyen paquetes de 1 a 2 m. de espesor sin estructura interna apreciable.

Tanto las areniscas como los limos están bioturbados y presentan rasgos incipientes de "marmorización".

En la evolución vertical del tramo se aprecia un ligero granocrecimiento.

Tramo 29: 12 m. de areniscas grises, marrones y naranjas y conglomerados grises, con intercalaciones de lutitas marrones y rojas.

Las areniscas son de grano fino y medio, con clastos dispersos o en hiladas.

Forman paquetes tabulares de 0,4 a 3 m. de potencia con bases canaliformes y, con menos frecuencia, subhorizontales. Presentan estratificación cruzada en surco, a veces marcada por hiladas de clastos. Cuando la base es subhorizontal, internamente se observa laminación paralela.

Los conglomerados tienen textura granosostenida; los clastos son de caliza y arenisca fundamentalmente y están bien redondeados; El centilo alcanza 9 cm. La matriz es de arenisca gruesa, con frecuencia muy abundante.

Forman dos niveles de 1 m. de potencia, con base y techo plano-parallel. Hacia techo pasan gradualmente a areniscas, aunque también se observa evolución granocreciente.

Las lutitas son intercalaciones de 0,6 a 2 m. de espesor que aparecen entre cuerpos de arenisca o entre arenisca y conglomerado.

Tramo 30: 9,5 m. Alternancia de lutitas marrones y rojas y areniscas grises con microconglomerados grises.

Las lutitas aparecen en dos paquetes de 3 y 2,5 m. de potencia, con ocasionales intercalaciones de areniscas de grano muy fino. Internamente son masivas.

Las areniscas son de grano medio.

Estratigrafía

Forman dos niveles lenticulares a gran escala de 1,3 y 2,5 m. de potencia, cuyas bases son canaliformes amplias. En el nivel superior se reconoce, internamente, una superficie erosiva canaliforme que permite distinguir dos cuerpos lenticulares dentro de dicho nivel. La base de cada una de estas superficies canaliformes está tapizada por microconglomerados o clastos que no superan los 5 cm. de diámetro que, en ocasiones, forman parte de la estratificación cruzada en surco que integra los cuerpos arenosos.

Cada uno de los niveles tiene una evolución vertical granodecreciente.

Tramo 31: 17 m. de areniscas grises, marrones y naranjas con intercalaciones de lutitas marrones y rojas.

Las areniscas son de grano medio y fino con ocasionales clastos dispersos (centilo de 4 cm).

Se presentan en paquetes tabulares, de 0,3 a 8 m. de potencia, con bases planas horizontales. Internamente están constituidos por niveles laminares de 5 a 10 cm. de espesor en los que se aprecia laminación paralela o de bajo ángulo. Ocasionalmente, dentro de estos paquetes aparecen superficies erosivas cóncavas muy laxas, en donde el depósito arenoso asociado contiene clastos dispersos.

Las lutitas forman dos intervalos de 1 a 1,5 m. de espesor que internamente son masivos.

En este tramo es frecuente la bioturbación.

La evolución vertical del tramo no es definida, si bien los paquetes de areniscas son estratocrecientes.

Tramo 32: 15 m. Alternancia de areniscas grises, marrones y rojas y lutitas marrones y rojas.

El tamaño de grano de las areniscas varía desde grueso hasta fino.

Aparecen en paquetes lenticulares y tabulares de 0,8 a 4 m. de potencia. Las bases pueden ser planas, horizontales, con pequeñas incisiones, o canaliformes amplias. En el primer caso, la estructura interna visible es la laminación paralela. En el segundo caso, los cuerpos arenosos presentan cicatrices internas canaliformes y, localmente, se observa estratificación cruzada de relleno de canal, aunque generalmente sólo se reconoce granoselección positiva.

Las lutitas se presentan en niveles de 0,5 a 1,5 m. de potencia. En algunos casos muestran laminación paralela, aunque en la mayoría son masivas. Contienen rasgos de bioturbación.

Tramo 33: 11,5 m. Alternancia de areniscas de color marrón claro y lutitas y areniscas rojas.

Las areniscas son de grano fino-medio.

Representan niveles laminares de 0,1 a 0,6 m. de espesor, con bases y techos plano-paralelos. Ocasionalmente, contienen clastos dispersos.

Las lutitas junto con areniscas de grano muy fino aparecen formando intervalos de hasta 3 m. de potencia. Pueden tener laminación paralela o ser masivas.

Tramo 34: 12 m. de lutitas marrón-rojizas.

Constituyen un paquete tabular masivo.

Tramo 35: 7,5 m. de areniscas marrones, conglomerados grises y naranjas y lutitas marrones y naranjas.

Las areniscas son de grano medio.

Se presentan en niveles tabulares de 1 a 1,5 m. de potencia, que tienen bases planas subhorizontales. La estructura interna es la laminación paralela. También pueden aparecer niveles que forman parte de los cuerpos conglomeráticos como paso lateral y vertical.

Estratigrafía

Los conglomerados tienen textura granosostenida; los clastos son de calizas y areniscas fundamentalmente. Están bien redondeados y son heterométricos, con un centilo de hasta 8 cm. La matriz, en ocasiones muy abundante, es de arenisca gruesa a microconglomerado.

Forman estratos tabulares, o cuneiformes a gran escala, de 0,5 a 1 m. de potencia. Las bases son subhorizontales o canaliformes muy laxas. Verticalmente pueden pasar gradualmente a areniscas.

Las lutitas aparecen en dos niveles tabulares de 0,3 a 0,8 m. de espesor. Localmente muestran laminación paralela.

Tramo 36: 4,5 m. de areniscas marrones y grises.

Las areniscas son de grano grueso y medio.

Constituyen un paquete tabular de 4,5 m. de potencia, dentro del cual se reconocen, de base a techo: un nivel laminar de alrededor de 1,5 m. de espesor, con base plana subhorizontal e, internamente, con *ripples* asimétricos; este nivel es erosionado por el cuerpo suprayacente, que tiene una base marcadamente canaliforme, y que está integrado por niveles lenticulares de espesor métrico; cada uno de éstos suele contener un depósito conglomerático en la base o clastos dispersos; internamente presentan estratificación cruzada en surco.

Tramo 37: 4,5 m. parcialmente cubierto. Localmente afloran lutitas ocreas.

Tramo 38: 16,5 m. areniscas de color marrón, marrón-rojizo y gris y lutitas marrones y rojas.

Las areniscas son de grano muy fino a fino, con clastos de lutita.

Aparecen en niveles tabulares de 0,1 a 3 m. de potencia. Las bases son subhorizontales, irregulares, en ocasiones con canalizaciones de detalle. Internamente presentan cicatrices canaliformes, a veces con estratificación cruzada en surco, o bien superficies horizontales, que delimitan niveles laminares de hasta 20 cm. Cada uno de los cuerpos de arenisca tiene una evolución granodecreciente.

Las lutitas constituyen paquetes tabulares de hasta 4 m. de potencia intercalados entre las areniscas. Pueden tener laminación paralela y bioturbación.

Tramo 39: 14,5 m. Alternancia de areniscas marrones y lutitas rojas y marrones.

Las areniscas varían de grano fino a grueso y contienen clastos de caliza, arenisca y cuarzo, de hasta 10 cm. de diámetro.

Constituyen niveles lenticulares a gran escala, de 0,2 a 2 m. de potencia, con bases subhorizontales o canaliformes y techos planos o convexos. Internamente muestran superficies horizontales y canaliformes, a veces con estratificación cruzada en surco de potencia decimétrica. Los clastos pueden aparecer dispersos en el techo de algunos niveles de arenisca, dando una evolución granocreciente, o bien como cuñas o hiladas subhorizontales tapizando las cicatrices canaliformes.

Las lutitas, en ocasiones limolitas, forman intervalos de 0,3 a 3 m. de potencia. Las limolitas aparecen como láminas centimétricas dentro de las lutitas y pueden mostrar laminación paralela.

El tramo presenta una evolución vertical granocreciente.

Consideraciones:

El perfil de Agüero posee una evolución vertical compleja constituida por una megasecuencia granocreciente (tramos 1 al 4) seguida por un ciclo granodecreciente-granocreciente (tramos 5 al 35) y finalmente una macrosecuencia granodecreciente (tramos 36 al 39).

La figura 2.15A reproduce el corte geológico a lo largo del barranco de Agüero a partir de fotografías y esquemas de campo.

El límite inferior del perfil es una discordancia angular entre las areniscas y lutitas de Campodarbe (serie invertida en el Barranco de la Rabosera) y los conglomerados de Uncastillo (también invertidos en la porción basal del perfil).

El límite entre los tramos 4 y 5 es una discordancia sintectónica con un dispositivo geométrico de las capas en *offlap-onlap*, donde el abanico de capas se abre hacia el Sur y el eje de giro es aproximadamente Este-Oeste. La cartografía fotogeológica indica que los tramos 5 al 35 se corresponden con la Unidad U₂ del perfil de Fuencalderas, por tanto esta ruptura de tipo 1 marca el límite entre las Unidades U₁ y U₂. A lo largo de este perfil, la Unidad U₂ forma un sinclinal seguido por un anticlinal ambos de eje Este-Oeste, que van haciéndose más laxos hacia el techo de la Unidad (figura 2.15A). La parte final de esta Unidad se encuentra en relación con otro anticlinal, como se expone a continuación. El cambio de signo en la evolución de granocreciente a granodecreciente, situado en la base del tramo 36, marca la posición de una ruptura de tipo 1, que delimita las Unidades U₂ y U₃. En el perfil de Agüero, esta ruptura se encuentra en relación con una estructura anticlinal de eje Este-Oeste, cuyo flanco Sur presenta un abanico de capas. Los tramos 36 y siguientes se disponen en este abanico de forma "solapante". Se trata, pues, de una discordancia angular dentro de un abanico de capas.

La megasecuencia inferior granocreciente (Unidad U₁) está integrada por tres macrosecuencias también granocrecientes. Esta megasecuencia corresponde a la Unidad U₁².

La Unidad U₂ presenta una evolución compleja. El cambio de signo de granodecreciente a granocreciente se produce en el tramo 24 y marca la posición de una ruptura de tipo 2. La megasecuencia inferior granodecreciente de esta Unidad (U₂¹) consta de una macrosecuencia granodecreciente seguida por otra granocreciente y finalmente otra granodecreciente.

La Unidad U₃ (tramos 36 al 39) muestra, en este perfil, una tendencia granodecreciente poco definida.

Litoestratigráficamente, este perfil corresponde a la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Resumen del perfil:

- Yacente: areniscas y lutitas de la Formación Campodarbe
- Ruptura sedimentaria de tipo 1 (discordancia angular)
- Tramos 1 al 4: Unidad U₁²

Ruptura sedimentaria de tipo 1 (discordancia sintectónica: dispositivo geométrico en *offlap-onlap*)

- Tramos 5 al 24: Unidad U₂¹

Ruptura sedimentaria de tipo 2

- Tramos 24 al 35: Unidad U₂²

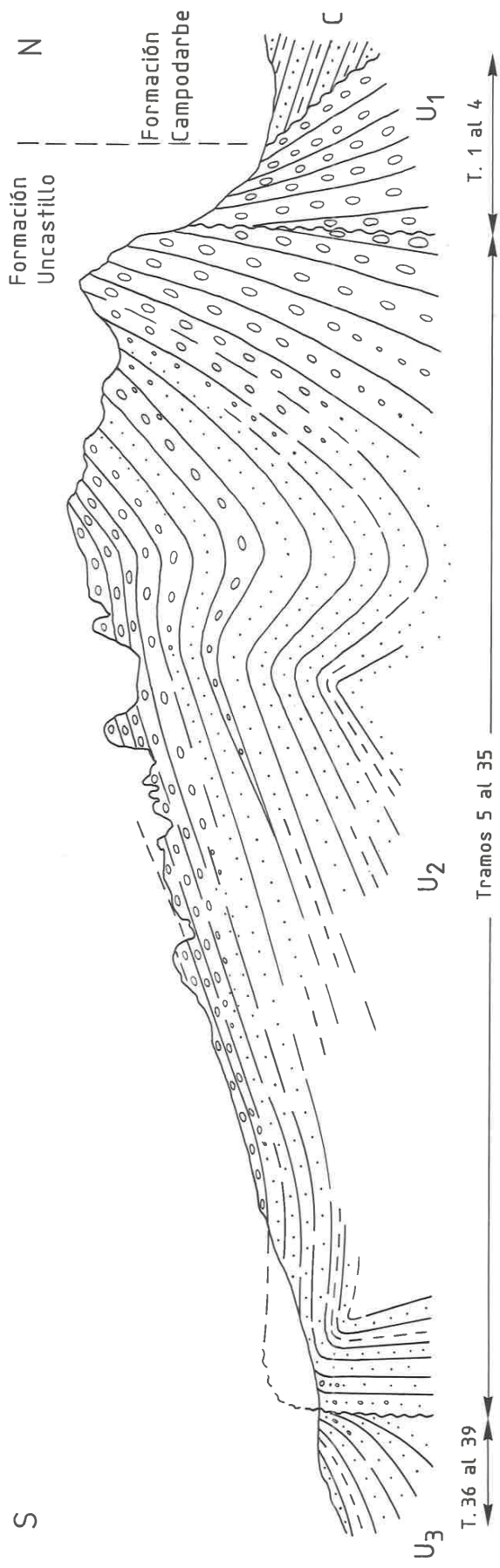
Ruptura sedimentaria de tipo 1 (discordancia sintectónica)

- Tramos 36 al 39: Unidad U₃¹

Desde el perfil de Agüero hasta el perfil de Linás de Marcuello, el siguiente hacia el Este, existe un conjunto de afloramientos de conglomerados y areniscas cuyas características topográficas y/o de calidad de afloramiento hacen imposible la realización de perfiles estratigráficos. Se trata de los mallos situados al Norte de Murillo de Gállego y los de Riglos y las areniscas asociadas lateral o verticalmente a ellos. La correlación desde Agüero hasta Linás de Marcuello se ha efectuado mediante el seguimiento de líneas de capa en fotografía aérea y a través de numerosas observaciones de campo, que incluyen el estudio de las relaciones estratigráficas entre las Unidades, la evolución vertical de los depósitos y los cambios laterales de facies. A partir de estos datos ha sido posible conocer las equivalencias estratigráficas desde el Este hacia el Oeste. Los cortes geológicos, de las figuras 2.15 A, B, C y D. ilustran dichas equivalencias. En primer lugar se observa que desde Agüero hacia el Este, el sustrato sobre el cual se apoyan las Unidades mediante discordancia son materiales marinos y transicionales del Terciario y Mesozoico, invertidos en la zona próxima al contacto. La Unidad U₁ desaparece al Este de Agüero y la U₂ va reduciendo su potencia y superficie de afloramiento hasta desaparecer en Riglos, donde la U₃ finalmente se apoya mediante discordancia sobre el sustrato.

Como ya se ha señalado, las unidades U₂ y U₃ se articulan inmediatamente al Sur de Agüero mediante una discordancia sintectónica, en relación con una estructura anticlinal activa durante el depósito de dichas unidades. Al Norte de Agüero los conglomerados de la Unidad U₂ y las areniscas laterales a ellos están afectados, además, por otros pliegues sinsedimentarios. Tal como se muestra en la figura 2.15A estas estructuras se supraatenúan al Oeste del barranco de Agüero.

No ocurre igual al Este, en su prolongación hacia el río Gállego: el anticlinal visible al Norte de Agüero se aprieta y su flanco Sur se invierte (figuras 2.15B y C). Esta



250 m.
(Escala aproximada)



Figura 2.15A.- Corte geológico de la Formación Uncastillo en la margen derecha del barranco de Agüero. Los tramos se refieren al perfil de Agüero (n° 11, figura 2.14). Arenas (1993)

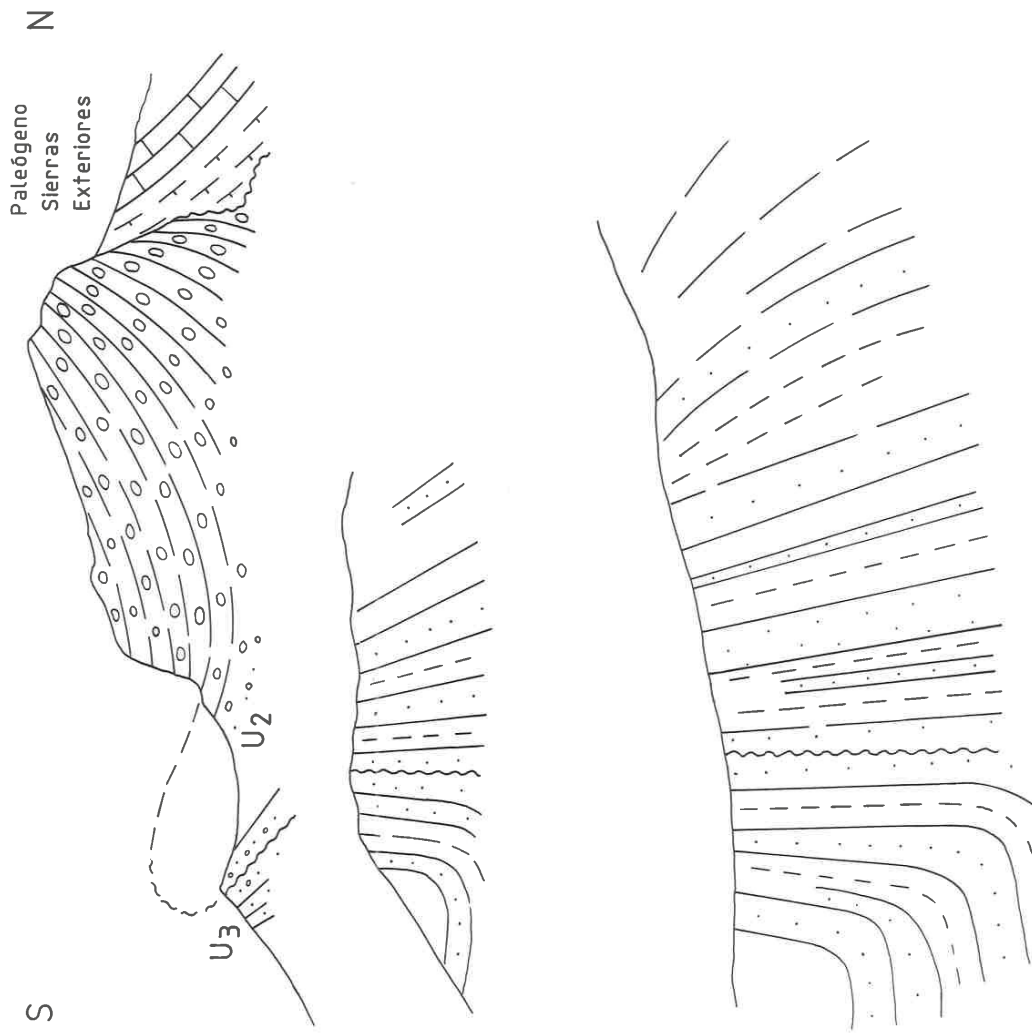


Figura 2.15B.- Interpretación de la panorámica de la Formación Uncastillo en la margen derecha del río Gállego
Arenas (1993)

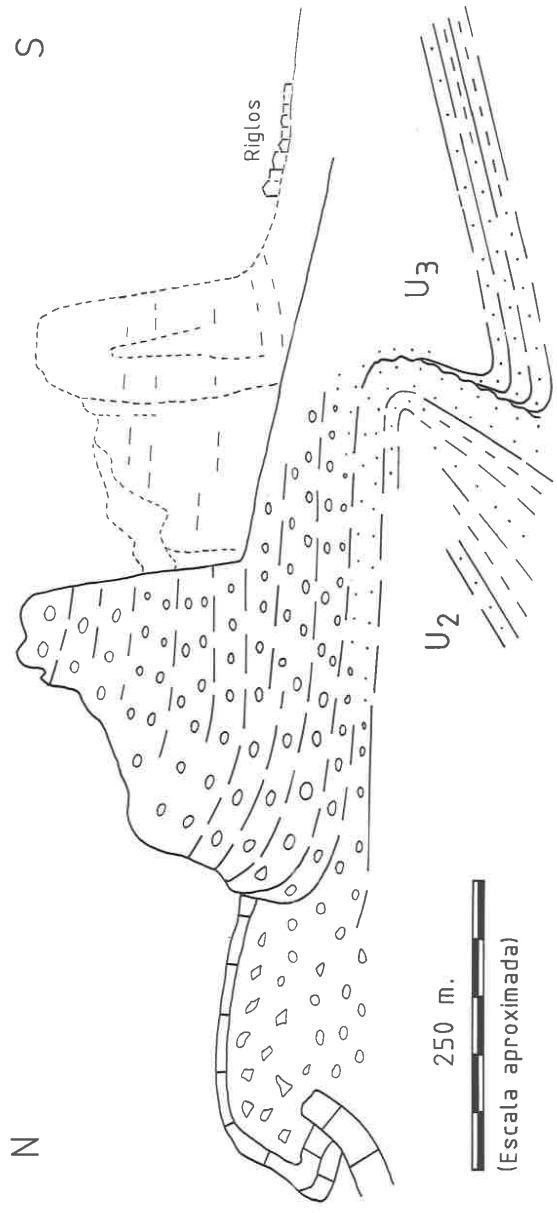


Figura 2.15C.- Interpretación de la panorámica de la Formación Uncastillo en la margen izquierda del río Gállego Arenas (1993)

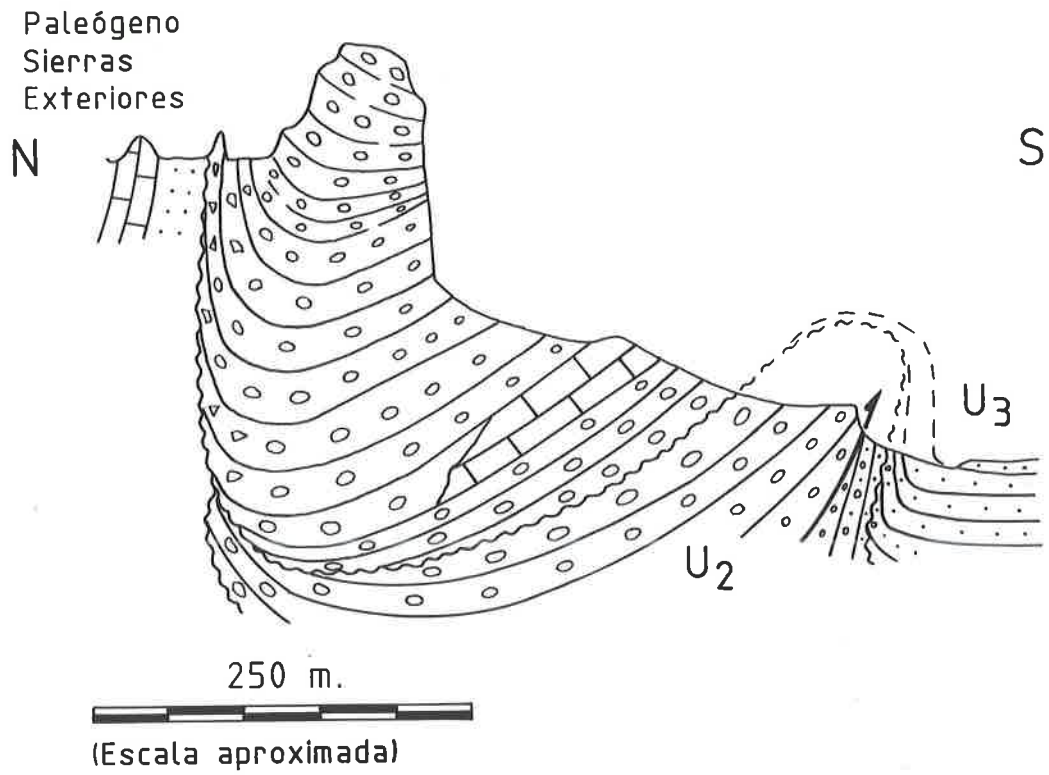


Figura 2.15D.- Corte interpretativo de las relaciones estratigráficas entre las Unidades U₂ y U₃ al Este de Riglos

estructura implica en un abanico de capas a las Unidades U_2 y U_3 , esta última con niveles estratigráficamente más altos que los visibles en la discordancia de Agüero.

El carácter sinsedimentario del anticlinal que ahora se trata determina la reducción de potencia de la Unidad U_3 hacia la charnela frente al aumento de la misma no sólo hacia el Sur, como se aprecia en el sinclinal tumbado que se encuentra al Sur del anticlinal, sino también hacia el Norte, en los sinclinales más laxos y también supraatenuados de los mallos de Murillo (figura 2.15B) y Riglos (figuras 2.15C y D), adosados a las Sierras Exteriores.

Esta estructura se prolonga hasta más al Este de la población de Riglos (figura 2.15D). Allí, la Unidad U_3 incluye cuerpos de potencia decamétrica y amplitud hectométrica de materiales del substrato (calizas de la Formación Guara y quizá lutitas de la facies Garum) que se interpretan como "olistolitos". El corte de la figura 2.15D es, en cualquier caso, interpretativo, puesto que algunas de las relaciones estratigráficas que se representan no son evidentes sobre el terreno, aunque sí congruentes con todo lo observado en la banda Agüero-Riglos. Otros autores interpretan la aparición de materiales del substrato como el efecto de un retrocabalgamiento (MILLAN, com. pers.). En el presente estudio la interpretación se basa en los siguientes hechos:

a) los conglomerados de la Unidad U_2 presentan polaridad normal y evolución granocreciente. Sólo en el extremo sur de su afloramiento aparecen verticales o con polaridad invertida.

b) hacia el Norte, los conglomerados de las Unidades U_2 y U_3 están afectados por un sinclinal asimétrico con el flanco Norte vertical y con marcada supraatenuación hacia techo.

Finalmente se señala que la Unidad U_3 en Riglos presenta una evolución vertical cíclica granodecreciente-granocreciente, por lo que puede afirmarse que se trata de las megasecuencias U_3^1 y U_3^2 . Más al Este, en las cercanías de Santo Román y del "Mirador de los Buitres" (Los Fils) afloran conglomerados estratigráficamente aún más altos que los de los mallos de Riglos. Se relacionan mediante un suave abanico de capas que pasa a perfecta concordancia hacia el Sur y hacia el Este. Su estratigrafía se detalla en el perfil de Linás de Marcuello.

12.- Perfil de Linás de Marcuello (Figura 2.16)

Situación:

Este perfil se ha levantado al Norte de Linás de Marcuello; comienza en dicha localidad y termina en la ermita de Nuestra Señora de Marcuello.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM902878

Techo: 30TXM903886

Descripción:

De base a techo se han diferenciado los siguientes tramos:

Tramo 1: 13,5 m. Alternancia de lutitas de color marrón claro y rojo y areniscas marrones, localmente grises.

Las lutitas constituyen intervalos de 1,5 a 3 m. de potencia, localmente con laminación paralela y, en general, con bioturbación.

Las areniscas son de grano medio-fino.

Se presentan en estratos lenticulares y con menor frecuencia tabulares, de 0,6 a 1,5 m. de potencia. Las bases son generalmente canaliformes y, a veces, horizontales. Internamente pueden ser masivos o pueden presentar estratificación cruzada en surco, en *sets* decimétricos. En el techo de los estratos existe bioturbación.

Tramo 2: 19,5 m. Alternancia de lutitas de color rojo y marrón claro y areniscas marrones y grises azuladas.

Las lutitas forman paquetes de 0,5 a 2,5 m. de potencia; son masivas y están bioturbadas; localmente contienen nódulos de yeso de 1-2 cm. de diámetro.

Las areniscas son de grano fino y fino-medio.

Aparecen en estratos de 0,3 a 0,5 m. de espesor, con geometría tabular y esporádicamente lenticular; las bases son horizontales e irregulares. Pueden ser masivas o presentar laminación paralela. Los cuerpos lenticulares muestran estratificación cruzada de relleno de canal (*sets* aislados de espesor decimétrico). Hacia techo, algunos estratos presentan bioturbación intensa, marcada por el color gris-azulado en la parte superior de los mismos.

Tramo 3: 4,5 m. de areniscas grises y marrones con una intercalación de lutitas rojas y marrones.

Las areniscas varían de grano medio-grueso a medio, con clastos blandos (lutíticos) centimétricos alineados.

Constituyen un paquete lenticular a gran escala, integrado por dos cuerpos de alrededor de 2 m. de potencia separados por lutitas. Las bases son canaliformes; internamente presentan cicatrices erosivas, a veces marcadas por hiladas de clastos lutíticos, los cuales también pueden tapizar las láminas de la estratificación cruzada en surco (*sets* de hasta 1-2 m. de espesor). Hacia techo del primer cuerpo se reconoce laminación paralela y cruzada de *ripples*. Desde el punto de vista granulométrico tienen evolución granodecreciente. El techo del tramo está bioturbado.

Estratigrafía

Las lutitas aparecen como una intercalación de hasta 0,5 m. de potencia entre los cuerpos de areniscas. Son masivas y están bioturbadas.

Lateralmente, este tramo es una alternancia de areniscas marrones y rojas y lutitas del mismo color. Las areniscas aparecen en niveles tabulares de 0,2 a 0,8 m. de espesor; presentan laminación paralela, localmente estratificación cruzada, y bioturbación. Las lutitas forman intervalos de alrededor de 0,4 m. de potencia, son masivas y están bioturbadas.

Tramo 4: 16,5 m. Alternancia de lutitas marrones y rojas en ocasiones versicolores, y areniscas marrones, grises y rosas.

Las lutitas aparecen en paquetes de 0,2 a 2,5 m. de potencia. Son masivas, están bioturbadas y, al igual que algunos niveles de areniscas, muestran rasgos de "marmorización".

Las areniscas son de grano fino y medio.

Se disponen en niveles de 0,1 a 1,1 m. de potencia; tienen geometría tabular y bases horizontales, a veces con irregularidades. Internamente están integrados por estratos tabulares de 0,1 a 0,4 m. de espesor, en los que se identifica laminación paralela, de bajo ángulo y cruzada de *ripples*, así como estratificación cruzada en surco. Desde el punto de vista granulométrico, pueden ser homogéneas o presentar granoselección negativa.

La bioturbación está presente en todos los niveles, especialmente hacia techo de éstos.

Tramo 5: 11,5 m. Alternancia de areniscas marrones, localmente grises, y lutitas marrones y rojas.

Las areniscas son de grano medio y medio-grueso, con clastos milimétricos de calizas, lutitas y lutitas.

Forman estratos tabulares y lenticulares de 0,2 a 1 m. de potencia; las bases pueden ser horizontales o convexas y los techos horizontales. Los de base canaliforme tienen cicatrices internas también canaliformes. El resto presenta laminación paralela, de bajo ángulo y cruzada de *ripples*. Tienen granoselección negativa y localmente positiva. Algunos presentan bioturbación.

Las lutitas constituyen intervalos de 1,5 a 2 m. de potencia. Son masivas y localmente están bioturbadas.

Tramo 6: 14,5 m. parcialmente cubiertos.

En algunos puntos se reconoce la existencia de lutitas marrones.

Tramo 7: 3 m. de areniscas grises y marrones con escasas intercalaciones de lutitas rojas.

Las areniscas son de grano fino-medio a medio-grueso y contienen clastos de hasta 1 cm. de calizas y lutitas.

El conjunto de las areniscas presenta geometría tabular, con base horizontal; internamente se organizan en niveles lenticulares y tabulares de 0,6 a 1,3 m. de potencia; el nivel tabular inferior presenta estratos laminares de espesor centimétrico. El nivel tabular superior tienen base canaliforme. Se reconoce estratificación cruzada en surco y planar y laminación paralela, de bajo ángulo y *ripples* asimétricos. Presentan bioturbación en la base.

Las intercalaciones lutíticas tienen de 0,1 a 0,2 m. de potencia y constituyen cuñas entre las areniscas. Se identifica laminación paralela.

El tramo tiene una evolución vertical grano y estratocreciente.

Tramo 8: 18,5 m. Alternancia de lutitas rojas y areniscas grises y rojas, éstas con intercalaciones de conglomerados y microconglomerados grises.

Las lutitas forman estratos de 0,2 a 2,5 m. de potencia; son masivas, aunque pueden tener laminación paralela hacia techo, a la vez que se hacen arenosas o contienen láminas milimétricas de areniscas.

Estratigrafía

Las areniscas oscilan desde grano fino hasta muy grueso, con clastos dispersos de calizas, cuarzo, areniscas rojas, liditas y yesos, siendo los más abundantes los calcáreos.

Aparecen en paquetes tabulares de 0,2 a 1,5-2 m. de potencia; internamente están integrados por estratos laminares de espesor centimétrico, con laminación paralela y *ripples* linguoides.

Los microconglomerados y conglomerados tienen textura granosostenida, aunque con abundante matriz de arenisca gruesa. Los clastos son de naturaleza calcárea mayormente y de cuarzo y arenisca; están poco redondeados y son heterométricos. El centilo es de hasta 6 cm.

Los niveles conglomeráticos son tabulares; varían entre 0,2 y 0,45 m. de potencia y son granocrecientes.

El tramo está organizado en dos intervalos granocrecientes, constituidos a su vez por secuencias de tercer orden de 1 a 3,5 m. de potencia, también granocrecientes y generalmente estratocrecientes. Estas secuencias constan de una parte basal lutítica, otra arenosa granocreciente con clastos hacia techo y finalmente un nivel conglomerático. Cabe señalar que, en ocasiones, encima del nivel conglomerático se dispone otro de areniscas gruesas.

Tramo 9: 15 m. de conglomerados grises, areniscas marrones y naranjas y lutitas rojas.

Los conglomerados tienen textura granosostenida, los clastos son mayormente calcáreos (90%) y de areniscas y cuarzo en menor proporción. Varían de angulosos a poco redondeados. El centilo varía desde 4 cm. en la base hasta 30 cm. en el techo del tramo. La matriz es de arenisca gruesa, a veces muy abundante.

Aparecen en niveles tabulares de hasta 0,9 m. de potencia, con bases horizontales o canaliformes. Los niveles situados hacia techo del tramo presentan estratificación cruzada de relleno de canal dada por la alternancia de láminas de clastos, granodecrecientes hacia la base. La organización interna más aparente es la granoselección negativa.

Las areniscas son de grano medio y grueso, con clastos dispersos.
Forman estratos tabulares y lenticulares de 0,1 a 0,5 m. de potencia.

Las lutitas se presentan en intervalos de 0,1 a 2,5 m. de potencia.

El tramo tiene una evolución granocreciente, integrada por varias secuencias de tercer orden también granocrecientes. En ocasiones, sobre el máximo granulométrico (conglomerados) se dispone una lámina de areniscas gruesas.

Tramo 10: 12,5 de areniscas naranjas y marrones y conglomerados grises con intercalaciones de lutitas naranjas.

Las areniscas varían desde grano fino a muy grueso con clastos dispersos y en hiladas.

Se presentan en paquetes tabulares de 0,5 a 2,5 m. de potencia, con bases horizontales. Internamente se reconocen superficies horizontales y canaliformes laxas, a veces con incisiones menores, que separan estratos laminares y lenticulares de 0,2 a 0,8 m. de espesor; en los primeros es frecuente la laminación paralela y/o de bajo ángulo y en los segundos la estratificación cruzada en surco y de relleno de canal, ésta marcada por láminas alternantes de arenisca y conglomerado (secuencias arena-grava). Pueden tener evolución vertical granodecreciente o granocreciente.

Los conglomerados tienen textura granosostenida; los clastos son principalmente calcáreos (85%) y en menor proporción de areniscas marrones y rojas y cuarzo; varían de poco redondeados a redondeados. El centilo es de hasta 16 cm., localizado en la base del tramo. La matriz es de arenisca gruesa.

Aparecen en niveles laminares de 0,1 a 0,3 m. de espesor, intercalados en los niveles arenosos o en el techo de éstos. También pueden configurar cuñas que forman parte, junto con las areniscas, de estratificación cruzada de relleno de canal.

Las intercalaciones lutíticas oscilan entre 0,1 y 0,4 m. de potencia.

El tramo tiene una evolución vertical granodecreciente, constituida por secuencias de tercer orden granodecrecientes y granocrecientes.

Estratigrafía

Tramo 11: 19 m. de conglomerados grises, areniscas- marrones anaranjadas y lutitas naranjas.

Los conglomerados tienen textura granosostenida; los clastos son de calizas (90%) y de areniscas marrones y rojas, cuarzo y lidita (10%). El centilo oscila desde 2-3 cm. en la base hasta 20 cm. en el techo del tramo. La matriz de arenisca gruesa.

Se presentan en paquetes tabulares y lenticulares de hasta 1,1 m. de potencia, dentro de los cuales se reconocen superficies canaliformes que separan niveles lenticulares de 0,2 a 0,5 m. de espesor, masivos o con estratificación cruzada de relleno de canal (formada por cuñas de 0,1 a 0,3 m.). Hacia techo del tramo muestran estratificación cruzada en surco y horizontal, ésta constituida por secuencias granocrecientes de primer orden de hasta 0,3 m. de espesor.

Las areniscas varían de grano fino a muy grueso con clastos dispersos y en hiladas.

Aparecen en estratos tabulares y lenticulares de 0,2 a 0,6 m. de potencia, con bases subhorizontales y, a veces, con un depósito conglomerático residual. Presentan estratificación cruzada en surco, laminación paralela, de bajo ángulo y *ripples* asimétricos.

Las lutitas forman intervalos de 0,3 a 1,5 m. de potencia, situados entre los paquetes de detríticos gruesos.

El tramo está organizado en dos secuencias granocrecientes de 8 y 11 m. de potencia, siendo el conjunto también granocreciente.

Tramo 12: 19 m. Alternancia de areniscas marrones y naranjas y conglomerados grises con intercalaciones de lutitas naranjas.

Las areniscas son de grano medio, grueso y muy grueso, con clastos dispersos.

Constituyen niveles tabulares y cuneiformes de 0,4 a 1,5 m. de potencia, incluidos en paquetes más potentes (de 1 a 7 m. de potencia) donde alternan con conglomerados. Presentan estratificación cruzada en surco en *sets* de 0,1 a 0,3 m. de espesor, marcada por variaciones granulométricas, y laminación paralela.

Los conglomerados presentan textura granosostenida; los clastos son calcáreos (95%) y de areniscas (5%) principalmente, con un centilo de hasta 15 cm. La matriz es de arenisca gruesa.

Configuran lentejones y cuñas de hasta 0,4 m. de potencia, que se disponen tapizando superficies canaliformes laxas y que pasan verticalmente y lateralmente a areniscas, constituyendo en ocasiones estratificación cruzada de relleno de canal. También pueden presentarse como estratos tabulares de hasta 0,8 m. de potencia, con bases canaliformes; en este caso, muestran tanto estratificación horizontal como cruzada en surco.

Las intercalaciones lutíticas oscilan entre 0,1 y 0,8 m. de potencia.

El conjunto del tramo muestra una evolución vertical granocreciente y está constituido a su vez por dos secuencias, de 12 y 7 m. de potencia aproximadamente, con tendencia granocreciente.

Tramo 13: 35,5 m. de areniscas marrones y naranjas con intercalaciones de conglomerados grises y de lutitas naranjas y rojas.

Las areniscas varían de grano fino-medio a muy gruesas, con clastos dispersos (a veces muy angulosos) y en hiladas, de 3 a 4 cm. de diámetro.

Aparecen, junto con los conglomerados, en paquetes tabulares de 1 a 6 m. de potencia, en donde las areniscas forman niveles tabulares, lenticulares y cuneiformes de 0,3 a 1 m. de potencia aproximadamente, con bases canaliformes laxas y subhorizontales. Presentan estratificación cruzada en surco, laminación paralela y de bajo ángulo y, localmente, hacia techo *parting lineation*. En ocasiones muestran bioturbación intensa.

Los conglomerados tienen textura granosostenida, con matriz de arenisca gruesa, a veces muy abundante; los clastos son mayormente calcáreos (90-95%), con un diámetro de hasta 15 cm.

Se presentan bien como depósitos basales de niveles arenosos, bien como cuerpos tabulares o lenticulares intercalados en las areniscas, éstos con bases canaliformes laxas o subhorizontales con pequeñas incisiones. La potencia oscila entre 0,1-0,2 m. para los primeros y hasta 0,8 m. para los

Estratigrafía

segundos. Con frecuencia presentan estratificación cruzada en surco en *sets* de hasta 30 cm. de espesor y a veces de relleno de canal (*sets* aislados).

Las intercalaciones lutíticas pueden ser laminares o lenticulares, de 0,3 a casi 1 m. de potencia. A veces incluyen clastos calcáreos dispersos, de 1 ó 2 cm. de diámetro, generalmente angulosos.

El conjunto del tramo tiene una evolución vertical compleja formada por un ciclo granodecreciente-granocreciente, sobre el que se sitúa un intervalo granodecreciente.

Consideraciones:

Este perfil presenta una evolución vertical compleja que, en conjunto, es granocreciente. Está compuesta por macrosecuencias granocrecientes, granodecrecientes y cíclicas granodecrecientes-granocrecientes.

Los tramos 1 al 9 se correlacionan por criterios cartográficos con los conglomerados más altos de los mallos de Riglos y, por tanto, corresponden a la megasecuencia U_3^2 . Los tramos 10 y siguientes se relacionan con los infrayacentes mediante un abanico de capas visible al Noroeste del perfil

El máximo granulométrico localizado entre los tramos 9 y 10 se correlaciona por identidad en la evolución secuencial con el máximo relativo que existe dentro de la parte granocreciente de la Unidad U_3 . Así, este máximo corresponde al límite entre las megasecuencias U_3^2 y U_3^3 . Esta última se apoya en *onlap* sobre el margen de la cuenca (sector de Santo Román).

Según la litoestratigrafía el perfil de Linás de Marcuello pertenece a la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 9: Megasecuencia U_3^2
- Tramos 10 al 13: Megasecuencia U_3^3

13.- Perfil de la central eléctrica de Bolea (Figura 2.17)

Situación:

Se ha levantado al Noreste de Bolea, en las proximidades de la central eléctrica de esta localidad.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TYM037839

Techo: 30TYM036843

Descripción:

De base a techo se distinguen los siguientes tramos:

Tramo 1: 12 m. Alternancia de areniscas de color gris y marrón, localmente marrón-rojizo, y lutitas rojas.

Las areniscas son de grano fino, medio y grueso. Contienen clastos dispersos o agrupados, de naturaleza calcárea (25-40%) y de areniscas (60-70%) principalmente; están muy redondeados y son muy heterométricos; el centilo alcanza los 10 cm.

Aparecen en paquetes tabulares de 0,2 a 2 m. de potencia y, a veces, lenticulares de hasta 0,2 ó 0,3 m. de espesor. Los primeros presentan bases subhorizontales, irregulares, a veces, con canalizaciones laxas; internamente están constituidos por niveles laminares y lenticulares de 0,1 a 1 m.; los lenticulares con bases canaliformes y techos horizontales. En estos últimos se reconoce estratificación cruzada de relleno de canal, y en el resto, aunque no con frecuencia, laminación paralela. Los esporádicos paquetes lenticulares son masivos. La organización interna más aparente es la granoselección, negativa -con clastos dispersos hacia el techo de los niveles- o positiva, a veces con clastos tapizando las bases. Hacia techo contienen nódulos de yeso alabastrino milimétricos-centimétricos.

Las lutitas forman unidades tabulares de hasta 1 m. de potencia, en las que se reconocen niveles centimétricos de yeso fibroso y nódulos milimétricos a centimétricos de yeso alabastrino.

Tramo 2: 8 m. de areniscas grises y rojas -con esporádicas intercalaciones de conglomerados grises- y lutitas rojas.

Las areniscas varían desde grano fino a grueso, con clastos dispersos de areniscas y calizas, bien redondeados, heterométricos y de hasta 12 cm. de diámetro.

Configuran paquetes tabulares de 0,4 a 2 m. de potencia y, esporádicamente, lenticulares de 0,1 a 0,2 m. de potencia. Los tabulares están integrados por cuerpos laminares y lenticulares de hasta 1 m. de potencia, con estratificación cruzada planar y en surco. Pueden ser granocrecientes o granodecrescentes.

Los conglomerados tienen textura granosostenida; los clastos son de arenisca (60-70%) y de caliza (25-35%) mayormente, están bien redondeados y son heterométricos; el centilo es de hasta 11 cm.

Forman lentejones de base cóncava y techo horizontal, de potencia decimétrica, situados dentro del paquete superior de areniscas.

Las lutitas constituyen intervalos de hasta 0,6 m. de potencia. Son masivas.

Tramo 3: 12,5 m. Alternancia de lutitas rojas y marrones y areniscas de color gris, marrón y marrón-rojizo.

Estratigrafía

Las lutitas, en ocasiones limolitas, se presentan en niveles tabulares de 0,2 a 1,5-2 m. de potencia. Son masivas.

Las areniscas son de grano fino, medio y grueso, con clastos calcáreos (25-35%) y de areniscas (65-75%) dispersos, con un centilo de hasta 6 cm.

Aparecen en estratos preferentemente laminares, aunque también los hay lenticulares, desde 0,1 hasta 0,7 m. de potencia. Las bases pueden ser horizontales, con incisiones de detalle, o canaliformes. Internamente muestran estratificación cruzada en surco y, en ocasiones, laminación paralela. Desde el punto de vista granulométrico tienen evolución positiva, aunque localmente puede ser negativa.

Tramo 4: 17,5 m. Alternancia de areniscas grises y rojas y lutitas marrones y rojas con intercalaciones de conglomerados de color gris y gris rojizo.

Las areniscas varían desde grano fino a muy grueso; contienen clastos calcáreos y de areniscas de hasta 15 cm. de diámetro, dispersos o en hiladas.

Constituyen niveles tabulares de 0,1 a 1,5 m. de potencia, con bases horizontales y, con menor frecuencia, canaliformes; los techos son horizontales y, en ocasiones, convexos. Dentro de algunos de ellos se reconocen superficies canaliformes que separan cuerpos lenticulares de hasta 0,6 m. de potencia, que generalmente presentan un depósito residual conglomerático en la base; en otras ocasiones, los niveles de areniscas contienen clastos dispersos hacia el techo, siendo entonces granocrecientes. Presentan laminación paralela y de bajo ángulo y, hacia techo del tramo, estratificación cruzada en surco.

Las lutitas aparecen en intervalos de 0,1 a 1 m. de potencia. Localmente están bioturbadas y contienen nódulos de yeso centimétrico.

Los conglomerados tienen textura granosostenida; los clastos son de arenisca (60%) y de caliza (40%) principalmente; están redondeados y son heterométricos, con un centilo que alcanza 15 cm.

Se presentan -siempre en relación con niveles de areniscas- bien como estratos lenticulares de hasta 1 m. de potencia, con bases marcadamente canaliformes, bien como cuñas o láminas de espesor decimétrico. Muestran estratificación cruzada de relleno de canal.

El conjunto del tramo tiene una evolución vertical granodecreciente, integrada por secuencias métricas tanto granodecrecientes como granocrecientes.

Tramo 5: 9 m. de areniscas de color gris, marrón y marrón-rojizo con intercalaciones de lutitas rojas y de conglomerados grises.

Las areniscas son de grano fino, medio y grueso, con clastos dispersos de areniscas (40-60%) y de calizas (40-60%), en proporciones variables según los niveles, de hasta 17 cm. de diámetro.

Configuran paquetes tabulares, esporádicamente lenticulares, de 0,2 a 2,5 m. de potencia, con bases subhorizontales, a veces canaliformes laxas. Internamente están integrados por niveles tabulares de hasta 1 m. de espesor. Presentan estratificación cruzada en surco en *sets* de alrededor de 20 cm., laminación paralela y de bajo ángulo. Tienen granoselección positiva y negativa. Localmente incluyen nódulos de yeso centimétricos.

Las intercalaciones lutíticas oscilan entre 0,1 y 0,4 m. de potencia.

Los conglomerados tienen textura granosostenida, a veces con abundante matriz de arenisca gruesa. Los clastos son calcáreos (40-60%) y de areniscas (60-40%) principalmente, están redondeados y son heterométricos, con un centilo de hasta 14 cm.

Se presentan como niveles tabulares de hasta 0,6 m. de potencia, intercalados en las areniscas. Las bases son canaliformes laxas, a veces con incisiones menores. Internamente muestran estratificación cruzada en surco y granoselección negativa. También pueden aparecer como niveles lenticulares en la base de las areniscas, a veces con estratificación cruzada de relleno de canal.

El tramo no tiene una evolución vertical definida. Cabe señalar que algunas secuencias presentan conglomerados en la base, con la máxima mediana, pero el centilo se encuentra en el techo de la secuencia, dado por los clastos dispersos en las areniscas.

Tramo 6: 1,6 m. cubiertos.

Estratigrafía

Tramo 7: 18 m. de areniscas de color marrón, marrón-rojizo, rojo y gris con intercalaciones de conglomerados grises y de lutitas rojas.

Las areniscas varían desde grano fino a muy grueso; incluyen clastos dispersos o agrupados en hiladas, de naturaleza calcárea (40-50%) y de areniscas (50-60%) mayormente, redondeados, heterométricos y de hasta 15 cm. de diámetro.

Se presentan en paquetes tabulares, esporádicamente lenticulares, de hasta 4 m. de potencia, con bases subhorizontales o canaliformes. Internamente están constituidos por niveles tabulares y, con menor frecuencia lenticulares, de 0,2 a 1,5 m. de espesor, dentro de los cuales se reconocen cicatrices canaliformes. Muestran estratificación cruzada de relleno de canal, marcada por la alternancia de láminas de arenisca y de microconglomerado, estratificación cruzada en surco y, en ocasiones, laminación de bajo ángulo. Los niveles pueden tener granoselección positiva, con un depósito conglomerático basal, o negativa, con clastos dispersos o láminas conglomeráticas en el techo.

Los clastos de los conglomerados se soportan unos a otros; son de naturaleza calcárea (40-50%) y de areniscas (50-60%) principalmente; en ocasiones llegan a estar muy bien redondeados. El centilo es de hasta 12 cm. En menor proporción (1 ó 2% del total) hay clastos de cuarzo y, localmente, de yeso, de diámetro milimétrico a centimétrico. La matriz es de arenisca gruesa.

Pueden configurar cuerpos lenticulares o laminares de hasta 0,3-0,4 m. de espesor dentro de los paquetes de areniscas.

Las intercalaciones lutíticas oscilan entre 0,2 a 0,5 m. de potencia.

El tramo no muestra una evolución vertical definida; está integrado por secuencias de tercer orden tanto granodecrecientes como granocrecientes. Algunas de éstas presentan un depósito conglomerático basal seguido por un nivel de areniscas que hacia techo incluye clastos dispersos, siendo éstos de mayor diámetro que el centilo en la base.

Tramo 8: 1,7 m. parcialmente cubiertos. Localmente afloran lutitas marrones.

Tramo 9: 11 m. areniscas grises y marrones con intercalaciones de conglomerados marrones y grises y de lutitas marrones.

Las areniscas son de grano medio y grueso, esporádicamente fino. Incluyen clastos de areniscas y calizas de hasta 18 cm. de diámetro, que pueden disponerse dispersos, en hiladas o agrupados en "bolsas".

Aparecen en paquetes tabulares de 1 a 2 m. de potencia y, con menor frecuencia, en lentejones y láminas de 0,2 y 0,4 m. de potencia. Dentro de algunos paquetes tabulares se identifican cicatrices erosivas subhorizontales o canaliformes que separan cuerpos tabulares y lenticulares de 0,3 a 1 m. de potencia, a veces con conglomerados o microconglomerados en la base. Generalmente tienen granoselección positiva y, en ocasiones, estratificación cruzada en surco y laminación paralela.

Los conglomerados tienen textura granostenida; los clastos son de arenisca (50-60%) y de caliza (30-40%); en menor proporción y tamaño se hallan clastos de cuarzo blanco y lítica; en general, están redondeados y son heterométricos. El centilo es de hasta 20 cm.

Constituyen niveles lenticulares y tabulares de alrededor de 0,3 m. de potencia y, excepcionalmente, de 1 m. Las bases son subhorizontales o canaliformes. Dentro del nivel de 1 m. se reconocen cicatrices canaliformes que individualizan cuerpos lenticulares de espesor decimétrico, con granoselección positiva. Esporádicamente presentan estratificación cruzada de relleno de canal.

Las lutitas se presentan como intercalaciones lenticulares de hasta 0,4 m. de potencia.

El tramo muestra una evolución vertical granodecreciente-granocreciente, integrada por secuencias métricas granodecrecientes.

Tramo 10: 9,5 m. de areniscas grises, esporádicamente rojas, con intercalaciones de lutitas marrones y rojas y de yesos blancos.

Las areniscas varían de grano medio-grueso a muy grueso. Contienen clastos de areniscas y de calizas (en proporción aproximada 65:35) dispersos, de hasta 4 cm. de diámetro.

Estratigrafía

Configuran estratos tabulares de hasta 1 m. de potencia, con bases subhorizontales, que a veces pueden estar tapizadas por un depósito conglomerático residual. Tienen granoselección positiva, en algunas ocasiones negativa, y muestran laminación paralela y/o de bajo ángulo.

Las lutitas aparecen en niveles de 0,1 a 0,4 m. de espesor. Son masivas.

Los yesos son fibrosos; forman capas laminares de hasta 0,3 m. de potencia; generalmente se sitúan sobre niveles lutíticos.

El conjunto del tramo tiene una evolución vertical granodecreciente, integrada por secuencias decimétricas-métricas, también granodecrecientes, que pueden culminar con un nivel de yeso.

Consideraciones:

La evolución vertical de este perfil consta de una megasecuencia granocreciente, formada a su vez por dos macrosecuencias también granocrecientes, y otra macrosecuencia granodecreciente. El cambio de signo en la evolución de granocreciente a granodecreciente se sitúa dentro del tramo 9. La correlación de este perfil con los adyacentes se realiza por criterios cartográficos y de evolución, de manera que el máximo granulométrico del tramo 9 se corresponde con el identificado en el perfil de Linás de Marcuello entre las megasecuencias U_3^2 y U_3^3 .

Desde el punto de vista estratigráfico este perfil se incluye en la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 9: Megasecuencia U_3^2
- Tramos 9 al 10: Megasecuencia U_3^3

14.- Perfil de Bolea (Figura 2.18)

Situación:

Este perfil se ha levantado en la localidad de Bolea. La base se halla a aproximadamente 1 km. al Suroeste de esta localidad. El techo se sitúa en vértice denominado "Muro".

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TYM013811

Techo: 30TYM021819

Descripción:

De base a techo se diferencian los siguientes tramos:

Tramo 1: 17,5 m. Alternancia de areniscas de tonos grises (gris-verdoso, gris-azulado y gris-marrón) y lutitas marrones y rojas.

El tamaño de grano de las areniscas varía desde fino a medio-grueso.

Aparecen bien como estratos tabulares de 0,1 a 0,75 m. de potencia, bien como paquetes tabulares de 2,5-3 m. de potencia con bases canaliformes. En los primeros se reconoce laminación cruzada de *ripples* y paralela y, ocasionalmente, estratificación cruzada planar, con clastos lutíticos entre las láminas. En los segundos se identifican cicatrices internas canaliformes, a veces jalonadas por clastos lutíticos, que individualizan cuerpos lenticulares y laminares de 1 a 1,5 m. de espesor, que internamente muestran estratificación cruzada en surco en *sets* de hasta 0,5 m. de espesor, estratificación cruzada de relleno de canal y, esporádicamente, cruzada planar.

Las lutitas forman paquetes tabulares y lenticulares de 0,1 a 3 m. de potencia. Son masivas y están bioturbadas.

Tramo 2: 16,5 m. Alternancia de areniscas grises y lutitas marrones y rojas, esporádicamente verdes.

Las areniscas son de grano fino, medio y medio-grueso.

Constituyen niveles lenticulares y laminares de 0,4 a 1,5 m. de potencia. Los lenticulares presentan bases canaliformes, a veces con varias incisiones, que pueden tener clastos blandos dispersos; internamente muestran estratificación cruzada en surco en *sets* de 0,1-0,3 m. de potencia y estratificación cruzada de relleno de canal, en ocasiones marcada por cuñas y láminas de areniscas separadas entre sí por lutitas. Dentro de uno de los niveles lenticulares se observa un desplazamiento lateral de los sucesivos cuerpos lenticulares que lo constituyen. Esporádicamente, sobre algunos niveles lenticulares se reconoce laminación cruzada.

Los niveles laminares pueden estar integrados por estratos lenticulares y laminares de 0,1 a 0,5 m. de espesor, dentro de cuales es frecuente la laminación cruzada, especialmente de tipo *climbing ripples*. Algunos estratos de areniscas están bioturbados.

Las lutitas forman estratos tabulares y lenticulares de 0,5 a 2,5 m. de potencia. Son masivas y pueden estar bioturbadas.

Tramo 3: 28,5 m. Alternancia de lutitas marrones, naranjas y rojas, ocasionalmente versicolores (verde, amarillo, rojo) y areniscas de color gris y gris-marrón.

Las lutitas, a veces limolitas, aparecen en intervalos de 0,3 a 3,5 m. de potencia. Son masivas, pueden estar bioturbadas y presentan rasgos de "marmorización".

Las areniscas son de grano fino y medio.

Constituyen estratos tabulares y, esporádicamente, lenticulares, de 0,1 a 1 m. de potencia. Las bases son horizontales, aunque ocasionalmente pueden ser canaliformes. La estructura más frecuente es la laminación cruzada de *ripples*, a veces como *climbing ripples*; también se reconoce laminación paralela, *ripples* asimétricos y, localmente, estratificación cruzada en surco y planar.

Puede tener evolución tanto granocreciente como granodecreciente.

El conjunto del tramo tiene una evolución vertical ligeramente granocreciente.

Estratigrafía

Tramo 4: 20 m. Alternancia de lutitas rojas y marrones y areniscas de color gris, marrón y marrón-rojizo.

Las lutitas forman niveles tabulares de 0,1 a 2 m. de potencia. Son masivas y están bioturbadas.

Las areniscas son de grano fino y fino-medio.

Se presentan en niveles tabulares de 0,1 a 0,5 m. de potencia. Internamente muestran laminación cruzada de *ripples* (tipo linguoide), laminación paralela y, con menor frecuencia, estratificación cruzada en surco y planar. Desde el punto de vista granulométrico pueden ser granocrecientes o uniformes. Presentan bioturbación y nódulos centimétricos y cristales de yeso.

Tramo 5: 15 m. Alternancia de areniscas de color gris, marrón y marrón-rojizo y lutitas marrones, rojas y grises.

Las areniscas son de grano fino, medio y grueso.

Constituyen niveles tabulares y, con menor frecuencia, lenticulares, de 0,1 a 1,5 m. de potencia. Las bases son horizontales o canaliformes, en ocasiones con clastos blandos sobre ellas. Internamente pueden estar integrados por estratos tabulares o cuneiformes de 0,2 a 0,3 m. de espesor. Presentan estratificación cruzada en surco en *sets* de 0,1-0,3 m. de potencia, laminación cruzada de *ripples*, *ripples* asimétricos, laminación paralela y de bajo ángulo. Desde el punto de vista granulométrico pueden ser granodecrecientes, uniformes o granocrecientes-granodecrecientes.

Las lutitas aparecen en estratos tabulares de 0,1 a 0,8 m. de potencia. Son masivas y están bioturbadas.

Consideraciones:

Este perfil muestra una evolución cíclica granodecreciente-granocreciente; el cambio de signo se produce dentro del tramo 3.

El techo de este perfil se sitúa estratigráficamente por debajo de la base del perfil de la Central eléctrica de Bolea, de manera que el ciclo granocreciente del perfil de Bolea tiene su continuación, con la misma tendencia, en aquel perfil. De este modo, el perfil de Bolea corresponde a la Unidad U_3 ; el cambio de signo de granodecreciente a granocreciente es, probablemente, la ruptura de tipo 2 que limita las megasecuencias U_3^1 y U_3^2 , aunque esta afirmación se hace con reservas, pues también cabe que éste sea un mínimo relativo y, entonces, todo el perfil se incluiría en la megasecuencia granocreciente de la Unidad 3 (U_3^2).

De acuerdo con los datos litoestratigráficos, este perfil pertenece a la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 3: Unidad U_3^1
Ruptura sedimentaria de tipo 2
- Tramos 3 al 5: Megasecuencia U_3^2

15.- Perfil de Concilio (Figura 2.19)

Situación:

Se ha realizado a lo largo de la carretera Nacional 240. La base se sitúa próxima a localidad de Concilio y el techo cerca del Km. 244 de dicha carretera.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM862863

Techo: 30TXM880848

Descripción:

De base a techo se distinguen los siguientes tramos:

Tramo 1: 3,5 m. de areniscas grises y marrones.

Son de grano medio y medio-fino.

Constituyen un paquete tabular de base canaliforme, dentro del cual se reconocen cuerpos lenticulares de 0,3 a 1 m. de potencia, separados mediante superficies canaliformes. Pueden presentar estratificación cruzada en surco. Tienen evolución vertical ligeramente granodecreciente.

Tramo 2: 5 m. cubiertos.

Tramo 3: 41 m. Alternancia de lutitas marrones, en ocasiones rojas y grises, y areniscas marrones y grises.

Las lutitas configuran niveles tabulares de 0,1 a 2 m. de potencia. Son masivas y contienen decoloraciones grises debidas a bioturbación y, a veces, muestran rasgos de "marmorización".

Las areniscas son de grano muy fino, fino y medio.

Aparecen en estratos tabulares de 0,1 a 1,3 m. de potencia, con bases horizontales y, esporádicamente, canaliformes muy laxas. Pueden ser masivas o presentar laminación horizontal o de bajo ángulo, laminación cruzada de *ripples* y, raramente, estratificación cruzada en surco. Desde el punto de vista granulométrico pueden ser uniformes o granodecrecientes. También muestran bioturbación vertical y horizontal, en ocasiones tan intensa que el techo de los estratos tiene aspecto noduloso.

El conjunto de tramo es ligeramente granodecreciente. Está constituido por secuencias métricas a decamétricas de evolución grano y estratodecreciente.

Tramo 4: 17,5 m. Alternancia de areniscas grises y marrones y lutitas marrones.

Las areniscas son de grano fino y medio.

Se presentan en niveles tabulares de 0,1 a 1,4 m. de potencia, con bases horizontales o canaliformes. En el primer caso son masivas y, más raramente, muestran laminación paralela. Cuando las bases son canaliformes, los niveles tabulares exhiben estratificación cruzada de relleno de canal, cuyas láminas pueden sobrepasar la zona canalizada y extenderse en forma de láminas; en otras ocasiones muestran cicatrices internas que separan cuerpos lenticulares de alrededor de 0,2 m. de potencia en los que se observa estratificación cruzada en surco. En cualquier caso presentan bioturbación horizontal y vertical.

Las lutitas integran estratos de 0,2 a 1,5 m. de espesor. Son masivas, están bioturbadas y pueden tener decoloraciones versicolores, probablemente debidas a "marmorización".

El tramo no muestra una organización vertical definida.

Tramo 5: 12,5 m. Alternancia de lutitas marrones, rojas y marrón-grisáceas y areniscas grises y marrones.

Las lutitas forman unidades tabulares y lenticulares de 0,1 a 1,2 m. de potencia. Las de color rojo se sitúan inmediatamente encima de algunos estratos de areniscas. En general, presentan bioturbación por raíces.

Las areniscas varían de grano fino a medio.

Constituyen estratos tabulares cuyas bases pueden ser horizontales o canaliformes. En el primer caso, la potencia oscila entre 0,15 y 0,8 m. e internamente se observa laminación paralela e intensa bioturbación. En el segundo caso, la potencia, que varía considerablemente dentro de un mismo estrato, es de hasta 1,7 m. Pueden contener clastos lutíticos planos alineados horizontalmente y laminación paralela. Hacia techo están bioturbados y, ocasionalmente, contienen una pátina roja ferruginosa.

El tramo posee una evolución vertical grano y estratocreciente.

Tramo 6: 14 m. Alternancia de lutitas marrones y rojas y areniscas marrones y grises.

Las lutitas aparecen en paquetes tabulares de 0,1 a 2 m. de espesor. Son masivas y presentan decoloraciones grises y verdes causadas por bioturbación.

Las areniscas son de grano fino y fino-medio.

Se ordenan en niveles tabulares, plano-parallelos, de 0,15 a 1 m. de potencia, constituidos por estratos tabulares de 0,15 a 0,5 m. de espesor. Pueden ser masivas o presentar laminación paralela. Muestran bioturbación horizontal y vertical.

La totalidad del tramo tiene una organización estratocreciente y granocreciente.

Tramo 7: 25,5 m. Alternancia de lutitas marrones y areniscas marrón-gris, grises y marrones.

Las lutitas configuran bancos tabulares y cuneiformes de 0,1 a 1,5 m. de potencia. Son masivas y están bioturbadas.

Las areniscas varían de grano fino a medio.

Se disponen en estratos tabulares y, con menor frecuencia, lenticulares, de hasta 2 m. de potencia. Las bases pueden ser horizontales y/o canaliformes, de manera que un mismo estrato puede mostrar las dos morfologías, a veces con varias incisiones. Localmente el techo puede ser cóncavo. Los estratos plano-parallelos se presentan masivos o con laminación paralela. En algunas zonas canalizadas se reconocen cicatrices internas cóncavas que separan cuerpos lenticulares de espesor decimétrico y que exhiben estratificación cruzada en surco. También se reconoce estratificación cruzada de relleno de canal.

La bioturbación vertical puede llegar a ser muy intensa.

El conjunto del tramo refleja una evolución vertical grano y estratodecreciente.

Tramo 8: 25,5 m. Alternancia de areniscas de color gris, marrón-gris y marrón y lutitas marrones.

Las areniscas son de grano medio y fino.

Constituyen niveles tabulares de 0,1 a 3,5 m. de potencia. Las superficies basales son horizontales y/o canaliformes; con frecuencia, las canalizaciones se extienden lateralmente en forma de láminas con base horizontal, a menudo separadas entre sí por lutitas. Dentro de algunas zonas canalizadas se identifican superficies erosivas cóncavas que separan cuerpos lenticulares de hasta 0,8 m. de potencia. La estructura más frecuente es la estratificación cruzada de relleno de canal, seguida de la cruzada en surco en *sets* de espesor decimétrico. Los niveles con base horizontal pueden ser masivos o presentar laminación paralela. Muestran bioturbación vertical y horizontal.

Estratigrafía

Las lutitas integran estratos de hasta 1,5 m. de espesor. Son masivas y, en ocasiones, están bioturbadas.

El tramo tiene una evolución vertical estratodecreciente.

Tramo 9: 23,5 m. Alternancia de areniscas marrones, grises y gris-marrón y lutitas marrones.

Las areniscas son de grano fino, medio y medio-grueso.

Forman niveles tabulares y, esporádicamente, lenticulares, de 0,3 a 3,5 m. de potencia, con bases canaliformes que lateralmente pasan a ser horizontales. En este caso, los estratos muestran laminación paralela y cruzada de *ripples*, mientras en las áreas canalizadas, que internamente pueden estar constituidas por varios cuerpos lenticulares de hasta 1 m. de espesor, se observa estratificación cruzada en surco en *sets* de 0,1 a 0,2 m. de espesor y estratificación cruzada de relleno de canal; esporádicamente se reconocen cuerpos sigmoidales de 0,1-0,2 m. de potencia constituyendo el relleno de uno de los niveles canaliformes.

Las lutitas configuran estratos tabulares de hasta 4 m. de potencia. Son masivas y, en ocasiones, están bioturbadas.

El tramo tiene una evolución vertical granocreciente.

Tramo 10: 11,5 m. Alternancia de lutitas marrones, grises y rojas y areniscas marrones, gris-marrón y grises.

Las lutitas aparecen en bancos tabulares de 0,2 a 2,5 m. de potencia. Presentan bioturbación intensa y rasgos de "marmorización" (versicoloración).

Las areniscas son de grano fino y fino-medio.

Se disponen en estratos tabulares con incisiones basales canaliformes. Varían desde 0,2 a 1,4 m. de potencia. En ocasiones contienen cicatrices erosivas canaliformes. Internamente se reconoce estratificación cruzada de relleno de canal y laminación paralela. A menudo están bioturbadas.

Tramo 11: 24 m. Alternancia de lutitas marrones, marrón-grisáceas y rojas y areniscas de color gris-marrón.

Las lutitas aparecen en intervalos de 0,1 a 3 m. de potencia. No presentan estructuras visibles salvo bioturbación y "marmorización".

El tamaño de grano de las areniscas varía de fino a fino-medio.

Se presentan en niveles tabulares, raramente lenticulares, de 0,05 a 1 m. de potencia, integrados por estratos laminares de 0,05 a 0,9 m. de potencia. Las bases son horizontales y, esporádicamente, canaliformes laxas. Internamente pueden ser masivos o exhibir laminación paralela. Desde el punto de vista granulométrico son bien uniformes, bien granodecrecientes. Localmente muestran bioturbación.

Consideraciones:

Este perfil tiene una organización vertical que consiste en una megasecuencia granocreciente (tramos 3 al 9) seguida por una macrosecuencia granodecreciente. El tramo 1 queda desconectado del resto del perfil por existir un tramo cubierto (tramo 2), con lo que no es posible integrarlo en la evolución del perfil.

La megasecuencia granocreciente consta de, al menos, 3 macrosecuencias también granocrecientes.

La posición estratigráfica de este perfil se deduce a partir de criterios cartográficos, que indican que corresponde a la parte granocreciente de la Unidad 3, más concretamente a la megasecuencia U₃², ya que queda por debajo del límite U₃²/U₃³ identificado en áreas adyacentes.

Desde el punto de vista litoestratigráfico el perfil queda comprendido en la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 11: Megasecuencia U₃²

16.- Perfil del Barranco de Artaso (Figura 2.20)

Situación:

Este perfil se ha levantado al Oeste de la carretera Nacional 240, próximo al cruce de ésta con la carretera local que se dirige a Agüero. La base se sitúa en el barranco de Artaso.

Las coordenadas aproximadas U.T.M. son:

Base: 30TXM838878

Techo: 30TXM842886

Descripción:

Se han diferenciado los siguientes tramos:

Tramo 1: 7,5 m. de lutitas ocre y areniscas de color marrón claro con decoloraciones grises y gris-marrón.

Las lutitas forman niveles tabulares de 0,5 a 3 m. de potencia. Hacia techo del tramo son limos con laminación cruzada de *ripples*.

Las areniscas son de grano fino y medio, en ocasiones con clastos lutíticos.

Aparecen en estratos tabulares de 0,5 a 0,7 m. de potencia, con evolución granocreciente. En su interior pueden ser masivos o, a veces, presentar superficies onduladas a la escala de afloramiento, sobre las que se dispone laminación cruzada de *ripples*, con frecuencia enmascarada por bioturbación.

Estratigrafía

Tramo 2: 3,5 m. cubiertos.

Tramo 3: 11,5 m. Alternancia de lutitas marrones (ocres) y areniscas de color marrón claro y gris.

Las lutitas, con frecuencia limolitas, se presentan en paquetes de 0,5 a 5 m. de potencia. Las capas limolíticas, de 0,2 a 0,4 m. de espesor, muestran laminación cruzada de *ripples*. A menudo se observa bioturbación.

Las areniscas son de grano muy fino y fino.

Se disponen en estratos laminares de 0,1 a 0,7 m. de potencia, dentro de los cuales se reconoce laminación cruzada de *ripples* y bioturbación, a veces intensa.

Tramo 4: 4 m. cubiertos.

Tramo 5: 44 m. Alternancia de areniscas grises y marrones y lutitas marrones (ocres) y rosas.

Las areniscas son de grano fino y medio.

Constituyen bien estratos tabulares, plano-paralelos, de 0,1 a 0,8 m. de potencia, bien paquetes tabulares, con base canaliforme, de 0,6 a 6 m. de potencia. En el primer caso, exhiben laminación cruzada de *ripples*, a veces del tipo *climbing ripples*. Ocasionalmente, uno de los estratos está formado por cuñas de alrededor de 0,2 m. de espesor, dentro de las cuales se reconoce laminación cruzada. Pueden ser granodecrecientes, granodecrecientes o uniformes. Cuando las bases son canaliformes, dentro de los paquetes se identifican superficies también canaliformes que separan cuerpos de 0,4 a 2,5 m. de potencia, a veces, con clastos lutíticos en la base; internamente muestran estratificación cruzada en surco en *sets* de hasta 0,5 m. de espesor, en otras ocasiones presentan estratificación cruzada de relleno de canal o son masivos. En cualquier caso, son granodecrecientes. La bioturbación está presente en las dos morfologías descritas, pero es más intensa en el caso de los estratos tabulares.

Las lutitas aparecen en intervalos de 0,2 a 2,5 m. de potencia. Son masivas, aunque esporádicamente pueden tener laminación paralela. Es frecuente la bioturbación vertical.

El tramo está constituido por varias secuencias métricas y decamétricas de evolución vertical granodecreciente.

Tramo 6: 7 m. parcialmente cubiertos. Visibles areniscas y lutitas de color marrón claro.

Tramo 7: 42 m. Alternancia de lutitas marrones, rojas y beige y areniscas de color marrón, gris y gris-marrón.

Las lutitas forman niveles de 0,2 a 3,5 m. de potencia. Son masivas y están bioturbadas.

Las areniscas son de grano fino y medio, en ocasiones con clastos blandos (lutíticos).

Se disponen en estratos tabulares y, ocasionalmente, lenticulares, de 0,1 a 1,5 m. de potencia, con bases horizontales, que eventualmente contienen pequeñas incisiones, y canaliformes laxas respectivamente. Internamente pueden ser masivos o presentar estratificación cruzada en surco en *sets* de 0,2-0,3 m. de espesor, laminación paralela, de bajo ángulo y cruzada de *ripples*. Están bioturbadas, localmente de manera muy intensa.

Tramo 8: 3 m. parcialmente cubiertos. Visibles lutitas marrones.

Tramo 9: 9 m. Alternancia de lutitas ocres y rojas y areniscas de color beige y marrón-ocre.

Las lutitas configuran niveles de 0,3 a 2 m. de potencia. Son masivas y, a veces, están bioturbadas.

Las areniscas son de grano fino y medio, en ocasiones con clastos blandos.

Constituyen estratos tabulares de 0,2 a 1 m. de potencia, con bases horizontales, en algunos casos irregulares. Pueden ser granodecrecientes o uniformes. Hacia techo del tramo muestran bioturbación.

Estratigrafía

Tramo 10: 3 m. cubiertos.

Tramo 11: 4 m. de lutitas marrones y areniscas del mismo color.

Las lutitas se presentan en dos paquetes tabulares de 1 y 2 m. de potencia. Son masivas.

Las areniscas son de grano fino.

Aparecen en dos estratos: uno basal tabular, de 0,4 m. potencia, y otro superior lenticular, de hasta 0,8 m. de potencia. El primero muestra laminación paralela.

Tramo 12: 1,5 m. cubiertos.

Tramo 13: 3 m. de areniscas de color marrón y gris y lutitas marrones.

Las areniscas son de grano medio y medio-fino.

Forman un paquete lenticular de hasta 2,5 m. de potencia, con base canaliforme fuertemente erosiva. Internamente exhibe superficies también canaliformes, poco continuas, que delimitan *sets* de estratificación cruzada en surco de hasta 1 m. de potencia. La base del paquete incluye laminación paralela o de bajo ángulo. Desde el punto de vista granulométrico tiene evolución granodecreciente.

Las lutitas se disponen como un nivel de potencia variable (máximo visible de 2 m. en la base del tramo). Son masivas.

Consideraciones:

El perfil presenta una evolución vertical general granodecreciente, compuesta por macrosecuencias también granodecrecientes.

Este perfil se correlaciona por criterios cartográficos con la Unidad U₃; la posición estratigráfica (inferior al perfil de Concilio) y la evolución del perfil indican que corresponde a la megasecuencia granodecreciente U₃¹.

Desde el punto de vista litoestratigráfico el perfil pertenece a la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 13: Unidad U₃¹

17.- Perfil de Monzorrabal (Figura 2.21)

Situación:

Se ha levantado a aproximadamente 3,5 Km. al Sureste de Ayerbe. El techo se sitúa en la cota 672 del cerro denominado Monzorrabal.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM927799

Techo: 30TXM928802

Descripción:

De base a techo se diferencian los tramos siguientes:

Tramo 1: 25,5 m. de lutitas rojas, marrones y grises con intercalaciones de areniscas grises.

Dentro de las lutitas pueden separarse grandes paquetes según el color. En general son masivas, aunque pueden mostrar laminación paralela. En ocasiones presentan decoloraciones marrones-verdosas que les confiere aspecto jaspeado. En la base del tramo, las de color gris contienen fragmentos de conchas. La bioturbación vertical está presente a lo largo de todo el tramo.

Las areniscas son de grano fino.

Constituyen intercalaciones laminares y cuneiformes de 0,1-0,15 m. de potencia. Tienen laminación cruzada de *ripples* y bioturbación, a veces muy intensa, tanto horizontal como vertical.

Tramo 2: 38 m. Alternancia de lutitas marrones, rojas y grises y areniscas grises, ocasionalmente marrones.

Las lutitas aparecen en paquetes tabulares de 0,15 a 5 m. de potencia. Los niveles de color gris, de alrededor de 0,2 m. de espesor, pueden contener fragmentos de conchas, gasterópodos y caráceas. Algunos niveles marrones y rojos incluyen nódulos de yeso, de milimétricos a pocos centímetros de diámetro. Las decoloraciones grises y verdes se atribuyen a bioturbación.

Las areniscas son de grano muy fino y fino.

Se disponen en estratos laminares de 0,05 a 0,3 m. de potencia, excepcionalmente alcanzan 0,9 m. de espesor. Las bases son horizontales, esporádicamente con fuertes incisiones. La estructura interna más frecuente es la laminación cruzada de *ripples*, generalmente trenes de *ripples*, seguida de la laminación paralela y/o de bajo ángulo. Ocasionalmente muestran estratificación cruzada en surco y clastos lutíticos tapizando las bases canaliformes. Los estratos pueden ser homogéneos o presentar granoselección positiva, que, a veces, culmina con limos o calizas. La bioturbación, tanto horizontal como vertical, puede llegar a ser muy intensa.

Tramo 3: 17 m. Alternancia de lutitas marrones, rojas y grises y areniscas grises, ocasionalmente marrones.

Las lutitas forman intervalos de 0,2 a 2,2 m. de potencia. Son masivas, aunque en ocasiones exhiben laminación paralela. Algunos niveles grises, próximos a la base del tramo, contienen conchas rotas y gasterópodos. Están bioturbadas, especialmente las zonas limosas. Hacia techo del tramo se observa la existencia de nódulos de yeso, de diámetro milimétrico a pocos centímetros, dentro de lutitas grises.

Estratigrafía

Las areniscas son de grano muy fino y fino.

Se presentan en niveles laminares y lenticulares, de 0,15 a 1 m. de potencia. Las bases pueden ser horizontales, a veces con huellas de carga, o canaliformes laxas. Están constituidos por estratos tabulares y lenticulares de 0,15 a 0,75 m. de espesor, en algunos de los cuales se observa estratificación cruzada en surco. También se reconoce estratificación cruzada de relleno de canal, constituida por cuerpos lenticulares de areniscas y lutitas alternando. Los estratos tabulares muestran laminación cruzada de *ripples*, paralela y de bajo ángulo. La mayoría de los niveles de areniscas contienen bioturbación vertical y horizontal, en ocasiones intensa.

Tramo 4: 36 m. Alternancia de lutitas marrones, rojas y marrón-grisáceas y areniscas grises y marrones.

Las lutitas, esporádicamente limolitas carbonatadas, constituyen paquetes de 0,1 a 3,75 m. de potencia. Son masivas, están bioturbadas y, hacia techo del tramo, incluyen nódulos de yeso de diámetro milimétrico-centimétrico.

Las areniscas son de grano muy fino y fino, con ocasionales clastos lutíticos milimétricos. El cemento puede ser yesífero en algunos casos.

Configuran estratos tabulares y lenticulares de 0,05 a 0,7 m. de potencia. Presentan bases horizontales o canaliformes laxas y, eventualmente, techos convexos. La estructura más frecuente es la laminación cruzada de *ripples*, seguida de la estratificación cruzada en surco, a veces de relleno simétrico de canal. Algunos estratos laminares muestran intensa bioturbación.

Consideraciones:

El perfil descrito tiene una evolución vertical integrada por una macrosecuencia granocreciente, sobre la que se dispone otra ligeramente granodecreciente, que al final muestra un granocrecimiento tenue. El cambio de signo de granocreciente a granodecreciente se da en el tramo 3.

Este perfil se sitúa estratigráficamente por encima del perfil de Concilio; este hecho, junto con la evolución que muestra el perfil de Monzorrabal y los datos cartográficos, hace posible situarlo en la parte granocreciente de la Unidad U₃. El cambio de signo en la evolución, de granocreciente a granodecreciente, se identifica, a partir de la cartografía, con la superficie que limita las megasecuencias U₃² y U₃³.

Según los datos litoestratigráficos, el perfil pertenece a la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 3: Megasecuencia U₃²
- Tramos 3 al 4: Megasecuencia U₃³

18.- Perfil de El Frago (Figura 2.22)

Situación:

Se ha levantado al Norte de la localidad de El Frago. La base se halla en el Barranco de Cuarzo y el techo en el cerro de cota 719.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM713824

Techo: 30TXM710834

Descripción:

De muro a techo se han distinguido los siguientes tramos:

Tramo 1: 28 m. Alternancia de areniscas de color marrón claro-amarillento, naranjas y grises y lutitas marrón-amarillentas y naranjas.

Las areniscas varían desde grano muy fino hasta medio-grueso.

Se disponen bien en niveles laminares de 0,05 a 1,5 m. de potencia, bien en paquetes tabulares o lenticulares de hasta 4,5 m. de potencia. En el primer caso, los niveles están constituidos por estratos laminares o lenticulares, que pueden presentar laminación paralela y, con frecuencia, intensa bioturbación vertical. En el segundo caso, internamente se reconocen superficies cóncavas erosivas que delimitan cuerpos lenticulares de hasta 1 m. de potencia, en cuyo interior muestran estratificación cruzada en surco y ocasionalmente planar. Hacia techo de estos cuerpos puede encontrarse laminación cruzada de *ripples* escalantes (*climbing ripples*).

Las lutitas, frecuentemente limos, a veces carbonatados, se presentan en intervalos desde milimétricos hasta 5 m. de potencia. Son masivas, contienen decoloraciones debidas a bioturbación y rasgos de "marmorización".

Tramo 2: 10 m. de areniscas marrones, marrón-amarillentas y grises, con esporádicas intercalaciones de lutitas de color marrón claro.

Las areniscas varían desde grano grueso a medio-fino.

Configuran un paquete de geometría tabular constituido por cuerpos lenticulares de 0,5 a 3,5 m. de potencia con bases fuertemente canaliformes. Internamente muestran estratificación cruzada en surco de hasta 3 m. de espesor. De forma ocasional se observa estratificación cruzada planar de potencia decimétrica.

Las lutitas aparecen como cuñas de 0,05 a 0,4 m. de potencia.

Este tramo tienen una evolución vertical granocreciente-granodecreciente.

Tramo 3: 9 m. de limos de color marrón-amarillento con intercalaciones de areniscas de color marrón claro.

Los limos, con frecuencia carbonatados, aparecen en niveles de milimétricos a decimétricos que intercalan láminas milimétricas-centimétricas de areniscas de grano muy fino, raramente de grano fino-medio.

La bioturbación está presente a lo largo de todo el tramo.

Estratigrafía

Tramo 4: 4 m. de areniscas grises con esporádicas intercalaciones de lutitas marrones.

Las areniscas son de grano grueso y medio.

Se disponen como un paquete tabular constituido por cuerpos lenticulares y tabulares de 0,7 a 2 m. de potencia con las bases cóncavas o subhorizontales. Internamente presentan estratificación cruzada en surco en "sets" de 0,1 a 0,5 m. de potencia, estratificación cruzada planar en "sets" plano- paralelos de 0,1 a 0,5 m. de potencia y *ripples* asimétricos, asociados verticalmente con laminación paralela y/o de bajo ángulo.

A lo largo del tramo es común la bioturbación vertical.

Tramo 5: 7,5 m. de limos de color marrón-amarillento con intercalaciones de areniscas del mismo color.

Los limos forman niveles de 1 a 3,5 m. de potencia. Presentan decoloraciones grises debidas a bioturbación.

Las areniscas son de grano fino y fino-medio.

Aparecen en estratos laminares de 0,1 a 0,4 m. de potencia, sin estructuras visibles.

Tramo 6: 17 m. de areniscas marrones, grises y naranjas con intercalaciones de limos de color marrón claro y azul-gris.

Las areniscas varían desde grano grueso a fino.

Se disponen en paquetes tabulares de 0,2 a 5,5 m. de potencia, con bases canaliformes, a veces fuertemente erosivas; Internamente están integrados por niveles lenticulares y tabulares de 0,5 a 2 m. de potencia. En los primeros se observa estratificación cruzada en surco en "sets" de potencia decimétrica a métrica, estratificación cruzada de relleno de canal y estratificación cruzada planar de espesor decimétrico. Hacia techo del primer paquete se reconocen cuerpos lenticulares de 0,2 a 0,4 m. de potencia, que muestran en desplazamiento lateral según el buzamiento de los mismos (acrecimiento lateral). En las areniscas de grano fino existe laminación cruzada de *ripples* y *ripples* escalantes.

Los limos, a veces carbonatados, forman intercalaciones cuneiformes y tabulares de 0,1 a 1,5, en ocasiones con intensa bioturbación.

Tramo 7: 5 m. parcialmente cubierto. Localmente se observan areniscas marrones de grano medio, con base cóncava y limos de color marrón claro.

Tramo 8: 2 m. de areniscas grises y marrones con esporádicas intercalaciones de lutitas marrones.

Las areniscas son de grano grueso y medio.

Constituyen un paquete tabular integrado por cuerpos lenticulares de 0,1 a 0,4 m. de potencia. En ocasiones exhiben moldes de huellas horizontales de bioturbación.

Los limos aparecen como cuñas de 0,05 a 0,1 m. de potencia. Son masivos.

Tramo 9: 2 m. cubiertos.

Tramo 10: 18 m. de areniscas marrones y grises con intercalaciones de limos de color marrón claro-amarillento.

El tamaño de grano de las areniscas oscila desde grueso hasta fino.

Las de grano grueso y medio se presentan en paquetes de 1 a 3,5 m. de potencia, con bases canaliformes o subhorizontales, que internamente muestran superficies cóncavas, a veces convexas, y cuerpos lenticulares y tabulares con estratificación cruzada en surco en "sets" de 0,3 a 0,5 m. de potencia. También se reconocen, hacia techo de algunos paquetes, trenes de *ripples* asimétricos, laminación cruzada y *climbing ripples*. Las areniscas de grano más fino configuran niveles tabulares de hasta 1,5 m. de potencia, sin estructuras visibles.

Las intercalaciones de limos varían desde unos pocos centímetros hasta 1 m. de potencia. Localmente contienen laminación paralela.

Tramo 11: 5 m. cubiertos.

Tramo 12: 7 m. areniscas grises y marrones y limos marrones.

Las areniscas son de grano medio-gruoso, medio y fino.

Se disponen en cuerpos lenticulares y tabulares con bases canaliforme y horizontal, de 0,2 a 2 m. de potencia, que en su interior muestran cicatrices erosivas cóncavas que separan "sets" de estratificación cruzada en surco de espesor decimétrico.

Los limos forman intervalos de 0,1 a 1 m. de potencia. Son masivos.

Tramo 13: 3,5 m. Parcialmente cubierto.

Se reconoce la existencia de limos y areniscas marrones de grano medio.

Consideraciones:

La evolución vertical de este perfil consta de una macrosecuencia granocreciente seguida de otra granodecreciente.

La posición estratigráfica de este perfil se establece por el seguimiento de líneas de capa en fotografía aérea, de manera que el cambio el signo de granocreciente a granodecreciente -localizado entre los tramos 6 y 7- se correlaciona con el máximo relativo que separa las megasecuencias U_3^2 y U_3^3 en áreas septentrionales adyacentes.

Desde el punto de vista litoestratigráfico el perfil de El Frago pertenece a la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 6: Megasecuencia U_3^2
- Tramos 7 al 13: Megasecuencia U_3^3

19.- Perfil de La Mingota (Orés) (Figura 2.23)

Situación:

Se ha realizado al Norte de la localidad de Orés. La base se halla en el barranco de Orés y el techo en el paraje denominado "La Mingota", en el vértice de cota 748.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM662851

Techo: 30TXM649861

Descripción:

De base a techo se han diferenciado los siguientes tramos:

Tramo 1: 25 m. de lutitas marrones, marrones con decoloraciones grises y rojas y areniscas marrones y grises.

Las lutitas, con frecuencia limos, constituyen paquetes tabulares de hasta 2,5 m. de potencia. Los limos pueden presentar laminación cruzada de *ripples* y *ripples* asimétricos. Están bioturbadas, especialmente hacia techo del tramo.

Las areniscas varían desde grano fino a grueso, localmente muy grueso.

Se disponen en paquetes tabulares y lenticulares de 0,1 a 8 m. de potencia. Los de menor potencia (0,1 a 0,5 m.) pueden ser masivos o mostrar estratificación cruzada en surco, en *sets* de 0,1 a 0,2 m. de espesor, o laminación cruzada de *ripples*. Los más potentes están integrados por niveles lenticulares de 1'5 a 2 m. de potencia, separados mediante superficies canaliformes; internamente estos niveles muestran estratificación cruzada de relleno de canal y, hacia techo, *sets* de estratificación cruzada en surco de potencia decimétrica. En ocasiones, en el techo de estos niveles se reconocen cuerpos lenticulares de espesor decimétrico constituyendo un depósito de acrecimiento lateral.

El conjunto del tramo tiene evolución vertical granodecreciente.

Tramo 2: 42,5 m. Alternancia de areniscas grises y marrones y lutitas marrones y marrón-rojizas.

Las areniscas varían desde grano fino a muy grueso, a veces con clastos de areniscas de hasta 1 cm. de diámetro, asociados a depósitos residuales.

Se presentan en paquetes tabulares y lenticulares de 0,1-0,2 a 6-7 m. de potencia. Los de menos potencia, de 0,1 a 0,6 m., son masivos, aunque de forma ocasional pueden mostrar estratificación cruzada en surco. Los más potentes tienen superficies basales canaliformes, a veces varias incisiones en una misma base. Internamente están compuestos por estratos lenticulares y tabulares de hasta 2 m. de potencia; en el primer caso es frecuente la estratificación cruzada en surco en *sets* de 0,1 a 0,5 m. de potencia, a veces dispuestos sobre depósitos con estratificación cruzada de relleno de canal o masivos, y la laminación cruzada de *ripples* (*climbing ripples*) hacia el techo del estrato. Los estratos tabulares muestran laminación cruzada de *ripples*, *climbing ripples* y laminación paralela.

Las lutitas, en ocasiones limos, aparecen en intervalos de hasta 2,5 m. de potencia y están bioturbadas.

El tramo posee una evolución vertical granodecreciente, integrada a su vez por secuencias métricas y decamétricas (de segundo y tercer orden) de evolución granodecreciente.

Tramo 3: 10 m. parcialmente cubiertos.

Se reconoce la existencia de niveles laminares de areniscas gris-azuladas y lutitas marrón-rojizas.

Tramo 4: 10 m. de areniscas grises y marrones con intercalaciones de limos marrones y grises.

El tamaño de grano de las areniscas varía de fino a muy grueso, con clastos de arenisca de hasta 1 cm. agrupados como depósitos residuales.

Se presentan en tres paquetes tabulares, de 2 a 4,5 m. de potencia, con bases canaliformes o subhorizontales, integrados por niveles lenticulares y tabulares de hasta 2,5 m. de potencia. En los lenticulares se identifica estratificación cruzada en surco en *sets* de 0,06 a 0,2 m. de potencia, así como

Estratigrafía

rellenos de canal con las láminas simétricas a la base canalizada. En el nivel tabular (aproximadamente en la mitad del tramo) no se aprecian estructuras visibles; hacia techo está bioturbado.

Estos tres paquetes están separados por niveles de limos masivos de 0,3-0,5 m. de potencia.

Tramo 5: 5,5 m. cubiertos.

Tramo 6: 9,5 m. de areniscas de color marrón claro y gris y lutitas rojas y marrones.

Las areniscas son de grano fino, medio y medio-grueso.

Forman dos niveles tabulares de 1,3 y 5,4 m. de potencia. En el basal se aprecia laminación cruzada de *ripples* y *climbing ripples* y en la base del nivel superior estratificación cruzada poco definida. Tanto uno como otro presentan granoselección negativa y bioturbación débil.

Las lutitas constituyen dos niveles tabulares de 0,8 y 1,5 m. de potencia, situados en la base del tramo y entre los niveles de areniscas. Exhiben laminación paralela y bioturbación.

Este tramo está organizado en dos secuencias métricas granocrecientes, siendo el conjunto también granocreciente.

Tramo 7: 8,5 m. de areniscas grises y marrones con escasas intercalaciones de lutitas marrones y marrón-rojizas.

El tamaño de grano de las areniscas oscila de grueso-muy grueso a medio, eventualmente fino.

Configuran dos paquetes tabulares de 6 y 1,5 m. de potencia. El inferior, más potente, tiene la base con varias canalizaciones; internamente se aprecian cicatrices erosivas cóncavas que delimitan cuerpos lenticulares de hasta 1-1,5 m. de potencia, en los que se reconocen *sets* de estratificación cruzada en surco de 0,2 a 0,7 m. de potencia. El paquete superior es plano-paralelo y muestra estratificación cruzada planar y en surco en *sets* de espesor decimétrico.

Las intercalaciones de lutitas varían desde 4-5 cm. hasta 1 m. de potencia. Son masivas y están bioturbadas.

Tramo 8: 2 m. cubiertos.

Tramo 9: 24,5 m. de areniscas grises y marrones con intercalaciones de limos marrones y grises.

Las areniscas son de grano fino, medio y grueso.

Aparecen en paquetes tabulares de 2 a 6 m. de potencia, con bases canaliformes o subhorizontales. Internamente se distinguen superficies cóncavas separando niveles lenticulares de 1 a 4 m. de potencia, integrados por *sets* de estratificación cruzada en surco de 0,1 a 0,5 m. de potencia, estratificación cruzada de relleno de canal de hasta 1 m. de espesor y, esporádicamente, hacia techo de algunos paquetes, se observan *ripples* asimétricos, *ripples* escalantes (*climbing*), laminación cruzada de *ripples* y laminación paralela. Hacia techo del tramo se hallan cuerpos lenticulares de potencia decimétrica, formando un depósito de acrecimiento lateral.

Los limos se encuentran como cuñas o láminas de 0,1 a 1,5 m. de potencia. Son masivos, aunque en la base del tramo tienen laminación paralela, así como bioturbación.

El tramo se organiza en secuencias métricas, de tercer orden, granodecrecientes.

Consideraciones:

Este perfil presenta una evolución general granocreciente, integrada por macrosecuencias granocrecientes.

Cartográficamente el perfil queda incluido en la parte granocreciente de la Unidad U₃. Además, la correlación mediante líneas de capa con el perfil de El Frago permite afinar su posición estratigráfica: los tramos 4, 5 y 6 del perfil de El Frago corresponden aproximadamente a los tramos 7, 8 y 9 de La Mingota y, en consecuencia, el perfil pertenece a la megasecuencia U₃², y su techo se encuentra muy próximo al límite U₃²/U₃³.

Litoestratigráficamente el perfil forma parte de la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 9: Megasecuencia U₃²

20.- Perfil de Malpica de Arba (Figura 2.24)

Situación:

Este perfil se ha realizado a aproximadamente 1,5 Km. al Norte de la localidad de Malpica de Arba. La base se halla en el barranco Mendi Navarral y el techo en el cerro de cota 724.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM541865

Techo: 30TXM542872

Descripción:

De base a techo se han diferenciado los siguientes tramos:

Tramo 1: 14 m. Alternancia de areniscas marrones y grises y lutitas marrones y rojas.

Las areniscas son de grano fino y medio, localmente con clastos lutíticos.

Se disponen en paquetes tabulares de 0,3 a 4 m. de potencia, con bases canaliformes y, con menor frecuencia, horizontales. Dentro de algunos de estos paquetes se distinguen cuerpos lenticulares de 0,1 a 0,4 m. de potencia, con estratificación cruzada en surco y laminación paralela en su interior, constituyendo depósitos de acrecimiento lateral. En otros paquetes, la estructura observada es la laminación paralela o la estratificación cruzada en surco, en *sets* de potencia decimétrica. La bioturbación está presente hacia techo de algunos depósitos.

Estratigrafía

Las lutitas constituyen niveles tabulares de 0,5 a 2 m. de potencia. Son masivas.

El conjunto del tramo tiene evolución granodecreciente.

Tramo 2: 8 m. de areniscas marrones y grises y lutitas marrones, grises y naranjas.

Las areniscas son de grano fino-medio y medio, con clastos de lutitas.

Se presentan en dos niveles lenticulares de hasta 2,5 m. de potencia, con bases subhorizontales. Están integrados por cuerpos cuneiformes de 0,2 a 0,5 m. de potencia, que se superponen a la vez que se desplazan lateralmente, constituyendo una megaestratificación cruzada planar. En el interior de cada uno de estos cuerpos se observa estratificación cruzada en surco y laminación paralela a la base de los mismos. La base de estas cuñas puede pasar lateralmente a un microconglomerado-conglomerado de clastos de lutita.

Las lutitas aparecen en dos niveles de 0,3-0,5 y 3 m. de potencia que, respectivamente, se sitúan entre los cuerpos de arenisca y en el techo del tramo. Son masivas y están bioturbadas.

Este tramo está compuesto por dos secuencias de tercer orden de evolución granodecreciente.

Tramo 3: 8,5 m. Alternancia de areniscas marrones y grises y lutitas marrones, esporádicamente grises.

El tamaño de grano de las areniscas varía desde fino hasta medio-grueso, eventualmente contienen clastos lutíticos dispersos.

Forman niveles lenticulares y tabulares de 0,1 a 1,5 m. de potencia. Las bases pueden ser horizontales o canaliformes. Dentro de ellos se reconocen cuerpos lenticulares y cuneiformes de 0,2 a 0,8 m. de potencia; localmente el techo de éstos, muestra incisiones. Presentan estratificación cruzada en surco en *sets* de 0,1 a 0,5 m. de espesor, laminación paralela, cruzada de *ripples* y *ripples* asimétricos. Hacia techo del tramo se reconocen cuñas de alrededor de 0,2 m. de potencia constituyendo una megaestratificación cruzada en surco. Desde el punto de vista granulométrico pueden ser homogéneos, granodecrecientes o granocrecientes.

Las lutitas conforman unidades de hasta 1 m. de potencia. Son masivas.

El tramo tiene una evolución vertical granodecreciente.

Tramo 4: 10,5 m. Alternancia de lutitas marrones (en ocasiones con decoloraciones grises), naranjas y rojas y areniscas marrones y grises.

Las lutitas aparecen en intervalos de hasta 2,5 m. de potencia. Pueden mostrar laminación paralela y bioturbación.

Las areniscas son de grano muy fino y fino.

Se disponen en estratos tabulares de 0,1 a 0,4 m. de potencia, a veces agrupados en conjuntos de hasta 1 m. de potencia. La estructura más frecuente es la laminación paralela, seguida de la laminación cruzada de *ripples*. Pueden ser homogéneos o tener granoclasificación positiva. La bioturbación puede ser intensa en algunas áreas.

Tramo 5: 13,5 m. Alternancia de areniscas grises y marrones y lutitas marrones y rojizas.

Las areniscas oscilan desde grano fino a muy grueso con clastos milimétricos de lutita.

Se disponen en paquetes tabulares y lenticulares de 0,1 a 3,5 m. de potencia. Pueden presentar bases canaliformes o ser plano-paralelos. En el primer caso se aprecian numerosas cicatrices internas de geometría cóncava, delimitando cuerpos lenticulares y tabulares de 0,3 a 0,7 m. de potencia, en cuyo interior se indentifica estratificación cruzada en surco en *sets* de espesor decimétrico. Los depósitos plano-paralelos exhiben laminación paralela, cruzada de *ripples* y *ripples* asimétricos.

Las lutitas configuran niveles de 0,1 a 1 m. de potencia, cuneiformes o laminares. Son masivas y están bioturbadas, localmente de forma intensa.

Estratigrafía

La parte central de este tramo se reconoce lateralmente como un paquete tabular de areniscas de 6-8 m. de potencia, en el que se observa estratificación cruzada en surco, megaestratificación cruzada en surco y estratificación cruzada planar.

Tramo 6: 13,5 m. Alternancia de lutitas marrones, grises y rojas y areniscas marrones y grises.

Las lutitas forman paquetes tabulares de 0,1 a 2 m. de potencia. Son masivas.

Las areniscas son de grano fino, eventualmente medio-grueso.

Constituyen estratos laminares y, de forma ocasional, lenticulares, de 0,1 a 0,4 m. de potencia, a veces agrupados en paquetes de hasta 0,6 m. de potencia. Pueden ser masivos o mostrar laminación paralela y, localmente, cruzada de *ripples*.

La parte inferior de este tramo está bioturbada.

Tramo 7: 5 m. de areniscas marrones y grises y lutitas marrones.

Las areniscas son de grano fino y medio.

Se presentan en niveles tabulares de 0,3 a 1,7 m. de potencia. Las bases son horizontales y los techos, en ocasiones, muestran áreas cóncavas (incisiones amplias). En su interior se aprecian cicatrices canaliformes sobre las que se desarrollan *sets* de estratificación cruzada en surco de 0,1 a 0,3 m. de espesor. También se indentifican laminación paralela y cruzada de *ripples*. En la base del tramo están bioturbadas.

Las lutitas se sitúan en la parte central del tramo. Aparecen en dos niveles tabulares de 0,7 m. de potencia. El inferior está laminado, con las láminas adaptándose a las superficies cóncavas de las areniscas infrayacentes.

Consideraciones:

Este perfil está integrado por una macrosecuencia granocreciente (tramos 1 al 5), seguida por otra de tendencia cíclica (tramos 5 al 7).

El seguimiento de líneas de capa permite correlacionar el tramo 5 de este perfil con el máximo relativo que separa las megasecuencias U_3^2 y U_3^3 .

Este perfil se sitúa en el flanco Sur del anticlinal de Uncastillo, de orientación ONO-ESE. En relación con dicho flanco existe un abanico de capas que se abre hacia el Sur y en el que, aparentemente, en algunos puntos se produce un biselamiento de las capas (las superiores cortan a las inferiores). El techo del tramo 5 de este perfil forma parte del conjunto de capas superiores de ese abanico.

Desde el punto de vista litoestratigráfico el perfil queda incluido en la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 5: Megasecuencia U_3^2
- Tramos 5 al 7: Megasecuencia U_3^3

21.- Perfil del Alto de Biota (Figura 2.25)

Situación:

Este perfil se ha levantado entre las localidades de Malpica de Arba y Biota. La base se sitúa próxima al corral de Cuevarroya Alto y el techo en el vértice Alto de Biota.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM537830

Techo: 30TXM535834

Descripción:

Se han diferenciado los siguientes tramos de base a techo del perfil:

Tramo 1: 9,5 m. Alternancia de lutitas marrones, naranjas y rojas y areniscas marrones y grises.

Las lutitas se presentan en niveles tabulares de 0,1 a 1,2 m. de potencia. Son masivas y pueden estar bioturbadas en ocasiones.

Las areniscas son de grano muy fino y fino, eventualmente de grano medio.

Se disponen en estratos tabulares de 0,02-0,03 a 0,5 m. de potencia. De forma ocasional presentan geometría lenticular, con base canaliforme. Pueden ser masivas o mostrar laminación paralela, de bajo ángulo y cruzada de *ripples*. En los ocasionales estratos lenticulares se observa estratificación cruzada en surco de espesor decimétrico. La bioturbación puede llegar a ser muy intensa, especialmente en el techo de los estratos.

Tramo 2: 3 m. de areniscas marrones y grises, localmente naranjas, con dos intercalaciones de lutitas rojas y marrones.

Las areniscas son de grano fino y medio.

Aparecen como dos niveles lenticulares de 1,55 y 0,9 m. de potencia, con bases canaliformes. Internamente están constituidos por cuerpos lenticulares de 0,3 a 1 m. de potencia, en los que se aprecia estratificación cruzada en surco en *sets* de hasta 0,5 m. de espesor. Los dos niveles son granodecrecientes.

Las lutitas configuran dos cuñas de hasta 0,2 m. de potencia. Son masivas.

Tramo 3: 20 m. Alternancia de lutitas marrones, rojas y naranjas, esporádicamente amarillas, y areniscas marrones y grises.

Las lutitas forman paquetes tabulares de 0,1 a 1,6 m. de potencia. Son masivas y, a veces, están bioturbadas.

Las areniscas son de grano fino y fino-medio, de forma ocasional con clastos de lutitas.

Se presentan en niveles tabulares, localmente lenticulares, de 0,1 a 0,5 m. de potencia, en ocasiones integrados por estratos tabulares de 0,1 a 0,2 m. de espesor. En la parte basal del tramo la estructura es masiva, mientras que en el resto se reconoce laminación paralela, cruzada de *ripples* y, esporádicamente, *ripples* simétricos y estratificación cruzada en surco en *sets* de 0,1 a 0,15 m. de espesor. Incluyen también bioturbación vertical y horizontal y, en ocasiones, rasgos de "marmorización".

Tramo 4: 11 m. de Alternancia de areniscas grises y marrones y lutitas marrones y naranjas.

Estratigrafía

Las areniscas varían desde grano fino a medio-grueso, a veces con clastos de lutitas alineados.

Se disponen en niveles tabulares, en ocasiones lenticulares, de 0,1 a 2 m. de potencia. Las bases pueden ser horizontales, con incisiones de detalle, o canaliformes. Eventualmente, en el techo y en el interior de algunos niveles se observan incisiones y/o superficies convexas. La estructura más frecuente es la laminación paralela y de bajo ángulo, seguida de la laminación cruzada de *ripples*, *ripples* asimétricos y estratificación cruzada en surco, en *sets* tabulares de hasta 0,2 m. de espesor. En la mitad superior del tramo se identifican varios cuerpos lenticulares, de base y techo cóncavos, separados entre sí por niveles centimétrico-decimétricos de lutitas, constituyendo una estratificación cruzada de relleno de canal, de 0,8-1 m. de potencia. Hacia techo del tramo se reconoce la existencia de cuerpos lenticulares, cóncavo-convexos, con *ripples* asimétricos en el techo, que probablemente configuran un depósito de acrecimiento lateral. Es frecuente la bioturbación vertical, a veces de longitud considerable (0,2-0,4 m.).

Las lutitas aparecen en intervalos de 0,2 a 0,4 m. de potencia. Son masivas y pueden presentar bioturbación.

La porción central de este tramo, es erosionada lateralmente por un cuerpo lenticular, en el que se aprecia estratificación cruzada de relleno de canal, a veces con intercalaciones lutíticas centimétricas.

Tramo 5: 8,5 m. Alternancia de lutitas marrones, localmente rosas y amarillas, y areniscas grises y marrones.

Las lutitas constituyen niveles tabulares de 0,1 a 1,4 m. de potencia. Son masivas y, de forma local, exhiben rasgos de "marmorización".

El tamaño de grano de las areniscas es muy fino y fino, en ocasiones medio y grueso.

Configuran estratos tabulares de 0,2 a 0,5 m. de potencia. Las bases son superficies horizontales, a veces con incisiones laxas. En general son masivas, aunque eventualmente muestran laminación cruzada de *ripples* y *ripples* asimétricos. Desde el punto de vista granulométrico pueden ser homogéneos o granodecrecientes. La bioturbación vertical está presente en algunos puntos.

Tramo 6: 3 m. cubiertos.

Tramo 7: 3 m. de areniscas grises y limos marrones.

Las areniscas varían desde grano fino a muy grueso.

Se disponen en niveles tabulares de 0,1 a 0,7 m. de espesor. Los de la base del tramo son plano-paralelos y masivos, mientras que el del techo, de 0,7 m. de potencia, tienen base canaliforme, con laminación paralela en la parte inferior y, en la superior, muestra cuerpos lenticulares de 0,2-0,3 m. de potencia, integrando un depósito de acrecimiento lateral. La bioturbación horizontal se observa en los niveles basales del tramo.

Tramo 8: 17 m. cubiertos.

Tramo 9: 2 m. de areniscas grises y marrones.

Son de grano medio. Aparecen en un paquete de base canaliforme, sin mostrar estructuras visibles. Es granodecreciente.

Consideraciones:

Este perfil presenta una evolución vertical poco definida, aunque parece granocreciente hasta el tramo 4 y después ligeramente granodecreciente hasta el tramo 6. La evolución de los tramos 7 al 9 no es apreciable en el perfil por la importancia de los recubrimientos, pero el reconocimiento de áreas próximas permite predecir una evolución granocreciente.

Estratigrafía

Se correlaciona mediante líneas de capa con el perfil de Malpica de Arba: el tramo 5 de éste se corresponde con el 4 del perfil del Alto de Biota, de forma que los tramos 1 al 4 se incluyen en la megasecuencia granocreciente U₃² y el resto del perfil en la parte basal de la megasecuencia U₃³.

Este perfil se sitúa al Sur del anticlinal de Uncastillo, de orientación ONO-ESE.

Según la litoestratigrafía el perfil pertenece a la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 4: Megasecuencia U₃²
- Tramos 4 al 9: Megasecuencia U₃³

22.- Perfil de Farasdués (Figura 2.26)

Situación:

Se ha realizado al Este de Farasdués. Comienza en el barranco de la Orés y termina en el cerro de cota 603.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM609764

Techo: 30TXM608769

Descripción:

De base a techo se han diferenciado los siguientes tramos:

Tramo 1: 22 m. Alternancia de lutitas de color marrón, gris-azulado y marrón-rojizo y areniscas marrones, gris-azuladas y anaranjadas.

Las lutitas, a veces limos, aparecen en niveles tabulares de 0,1 a 3,5 m. de potencia. En ocasiones muestran laminación paralela, si bien suelen ser masivas, y bioturbación. Localmente exhiben rasgos de "marmorización".

Las areniscas son de grano fino y medio.

Constituyen estratos laminares y lenticulares de 0,06 a 2 m. de potencia. En los primeros se observa laminación paralela y de bajo ángulo. La bioturbación puede ser intensa en algunos puntos.

Estratigrafía

Tramo 2: 4 m. de areniscas grises y marrones, ocasionalmente rojas, con esporádicas intercalaciones de limos marrones.

Son de grano grueso y medio, localmente muy grueso.

Configuran un paquete tabular con base canaliforme, dentro del cual se observan superficies erosivas cóncavas que separan cuerpos lenticulares de 0,5 a 1,5 m. de potencia. En éstos se reconoce estratificación cruzada en surco en *sets* de espesor decimétrico. También presentan cuerpos lenticulares de hasta 0,5 m. de potencia que se disponen con un suave buzamiento, según el cual el depósito crece lateralmente.

Los limos aparecen como cuñas y lentejones de 0,1-0,3 m. de potencia entre los cuerpos lenticulares de arenisca. Son masivos.

Tramo 3: 15 m. de lutitas de color marrón, marrón-rojizo y, localmente, gris, con intercalaciones de areniscas de color marrón claro.

Las lutitas, en ocasiones limos y raramente margosas, se presentan en intervalos de 0,2 a 7 m. de potencia, en los que se observa laminación paralela.

Las areniscas son de grano fino y medio.

Forman estratos tabulares y, con menor frecuencia, lenticulares, de 0,15 a 1 m. de potencia. Pueden ser masivas o mostrar laminación paralela.

Tramo 4: 16,5 m. Alternancia de areniscas de color marrón claro y gris y lutitas de color marrón y marrón-rojizo.

Las areniscas son de grano grueso, medio y fino.

Constituyen niveles tabulares y lenticulares de 0,4 a 1,5 m. de potencia. Las superficies basales pueden ser canaliformes o subhorizontales. Internamente pueden estar integrados por cuerpos cuneiformes y lenticulares de hasta 0,3 m. de potencia, que se superponen según el propio buzamiento hacia superficies canalizadas y que muestran estratificación cruzada y paralela a la base de los mismos. En ocasiones, en el techo de estos cuerpos se encuentran *ripples* asimétricos. Hacia techo del tramo se observa estratificación cruzada en surco y de relleno de canal. Localmente, en la base del tramo, se identifican cuñas de hasta 0,2 m. de espesor, a veces con morfología canaliforme en el techo, que pasan lateralmente a lutitas, a la vez que muestran *ripples* simétricos en el techo. Sobre estas cuñas aparecen depósitos más finos rellenando las depresiones.

Las lutitas aparecen en niveles tabulares de 0,5 a 3 m. de potencia.

Tramo 5: 4,5 m. parcialmente cubierto.

Se identifica la existencia de limos marrones y areniscas finas del mismo color.

Tramo 6: 13 m. Alternancia de areniscas de color marrón, gris y gris-marrón y lutitas de color marrón, localmente marrón-rojizo.

Las areniscas son de grano fino y medio.

Se disponen en niveles tabulares de 0,2 a 1 m. potencia, en los que se observa laminación paralela y cruzada de *ripples*.

Las lutitas conforman intervalos de hasta 1,5 m. de espesor. Pueden ser masivas o contener laminación paralela.

Tramo 7: 22,5 m. de lutitas de color marrón y marrón-rojizo con intercalaciones de areniscas marrones y marrón-grisáceas.

Las lutitas, a veces limos carbonatados, integran paquetes tabulares de hasta 3 m. de potencia, en los que, en ocasiones, se observa laminación paralela. Están bioturbadas y hacia techo del tramo exhiben rasgos de "marmorización".

Estratigrafía

Las areniscas varían desde grano fino a medio.

Se presentan en estratos tabulares y lenticulares de 0,1 a 0,8 m. de potencia, éstos con bases subhorizontales y canaliformes. Suelen ser masivos, aunque esporádicamente muestran estratificación cruzada en surco.

Tramo 8: 19 m. Alternancia de areniscas marrones y grises y lutitas marrones y marrón-rojizas.

Las areniscas varían desde grano fino a grueso.

Constituyen bien estratos laminares de 0,1 a 0,4 m. de potencia, bien paquetes tabulares de 1,5 a 4 m. de potencia. En el primer caso suelen ser masivas, si bien pueden contener laminación paralela y cruzada de *ripples*. En el segundo caso, los paquetes presentan bases canaliformes o subhorizontales; internamente se reconocen cicatrices canaliformes amplias que separan cuerpos tabulares de 1,5 a 2 m. de potencia, frecuentemente con estratificación cruzada en surco de escala decimétrica-métrica y, localmente, estratificación cruzada planar. Pueden mostrar decoloraciones grises que evidencian bioturbación.

Las lutitas, a veces limos, se disponen en intervalos de 0,1 a 1 m. de potencia, eventualmente con laminación paralela y bioturbación.

Consideraciones:

Este perfil muestra una evolución vertical mal definida y compleja, en conjunto de tendencia granocreciente.

El seguimiento de líneas de capa en fotografía aérea permite situar este perfil por debajo del límite U_3^2 - U_3^3 identificado en áreas adyacentes más al Norte y, por tanto, en la megasecuencia granocreciente U_3^2 . Los tramos 6, 7 y 8 se correlacionan de forma aproximada con los tramos 2, 3 y 4 del perfil de Luna.

Desde el punto de vista litoestratigráfico el perfil forma parte de la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970)

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 8: Megasecuencia U_3^2

23.- Perfil de Luna (Figura 2.27)

Situación:

Se ha levantado al Noroeste de Luna, a lo largo del camino que parte de esta localidad y se dirige a la ermita de San Jorge. El techo se encuentra en el cerro de cota 702.

Las coordenadas U.T.M. son, aproximadamente:

Base: 30TXM705713

Techo: 30TXM688733

Descripción:

De base a techo se establecen los siguientes tramos:

Tramo 1: 26,5 m. Alternancia de lutitas marrones y naranjas, en ocasiones con decoloraciones grises, y areniscas marrones y grises.

Las lutitas aparecen en intervalos de hasta 2 m. de potencia. Son masivas y a veces presentan bioturbación.

Las areniscas son de grano muy fino, fino y medio, con esporádicos clastos de lutitas.

Se disponen en niveles tabulares y lenticulares de 0,1 a 1,8 m. de potencia, con bases horizontales o canaliformes. Los de mayor potencia pueden estar compuestos por varios estratos lenticulares o tabulares, de 0,1 a 0,9 m. de potencia, algunos de los cuales tienen bases y/o techos con varias incisiones. En su interior se reconoce laminación paralela, cruzada de *ripples*, *ripples* linguoides y estratificación cruzada de relleno de canal, en ocasiones definida por la alternancia de niveles de arenisca y de lutita. También se observan cuerpos lenticulares, de base cóncava y techo convexo, de hasta 0,5 m. de potencia, separados por niveles lutíticos de 0,1-0,2 m. de potencia, constituyendo un depósito de acrecimiento lateral. Algunos de estos cuerpos muestran estratificación cruzada en su interior. Lateralmente, según el buzamiento, pueden pasar a un depósito con base canalizada en el que se aprecia estratificación cruzada. La bioturbación se manifiesta en las partes más altas, y finas, de estos cuerpos, así como en muchos de los estratos de este tramo.

Tramo 2: 17,5 m. Alternancia de lutitas marrones y naranjas, localmente rosas, y areniscas marrones y grises.

Las lutitas forman niveles de 0,1 a 3 m. de potencia. Son masivas y, en ocasiones, contienen decoloraciones grises atribuibles a bioturbación.

Las areniscas varían desde grano muy fino a medio, con ocasionales clastos de lutita.

Configuran estratos lenticulares y laminares, de 0,05 a 0,9 m. de potencia. Las bases pueden ser canaliformes u horizontales. Internamente pueden ser masivos o pueden mostrar estratificación cruzada en surco, de relleno de canal, laminación paralela, de bajo ángulo y cruzada de *ripples* (en ocasiones festoneada). La bioturbación llega a ser intensa en algunos estratos, especialmente en el techo de éstos.

Tramo 3: 18,5 m. Alternancia de lutitas marrones, eventualmente naranjas, y areniscas grises y marrones.

Las lutitas aparecen en unidades tabulares de hasta 3 m. de potencia, sin estructuras visibles.

Estratigrafía

El tamaño de grano de las areniscas es fino y fino-medio, a veces con clastos de lutita.

Se disponen en niveles tabulares de 0,1 a 1 m. de potencia, con bases horizontales o canaliformes, y, a veces, incisiones en el techo. Pueden estar integrados por estratos tabulares y, más raramente, lenticulares, de 0,2 a 0,9 m. de espesor. Internamente muestran laminación paralela, de bajo ángulo y cruzada de *ripples*. A mayor escala se aprecia estratificación cruzada en surco, en ocasiones originada por la superposición de cuerpos lenticulares de 0,1-0,2 m. de potencia. Aunque no es frecuente, muestran bioturbación vertical y horizontal.

Tramo 4: 19 m. de areniscas grises y marrones con intercalaciones de lutitas marrones y naranjas.

Las areniscas son de grano muy fino, fino y medio, con frecuencia con clastos de lutita asociados a depósitos de base.

Se presentan en estratos tabulares y lenticulares de 0,1 a 0,9 m. de potencia y en paquetes tabulares de 2 a 4,5 m. de potencia. En el primer caso, las bases son horizontales y/o con incisiones laxas; son masivos, aunque localmente se aprecia laminación cruzada de *ripples* y paralela. En la base del tramo, varios estratos lenticulares forman parte de estratificación cruzada de relleno de canal. Tienen bioturbación horizontal y vertical. En el segundo caso, los paquetes están compuestos por niveles lenticulares y tabulares, a la escala de afloramiento, de 1 a 2 m. de espesor, separados mediante superficies fuertemente canaliformes, a veces con finas intercalaciones de lutitas. Tienen granoselección positiva e internamente muestran estratificación cruzada en surco, en *sets* decimétricos, si bien pueden ser masivos. En la mitad superior del tramo, uno de dichos niveles está integrado por cuerpos lenticulares de 0,1 a 0,3 m. de potencia, en cuyo interior se observa laminación paralela y cruzada de *ripples*; el conjunto de estos cuerpos se identifica como un depósito de acrecimiento lateral. La bioturbación, horizontal y vertical, puede ser intensa localmente.

Las lutitas se hallan como intercalaciones de pocos centímetros a 1,5 m. de potencia. Son masivas. Contienen decoloraciones grises debidas a bioturbación.

Tramo 5: 11 m. Alternancia de lutitas marrones y areniscas marrones y grises.

Las lutitas, eventualmente limolitas, aparecen en intervalos de 0,3 a 1 m. de potencia. Son masivas.

El tamaño de grano de las areniscas es muy fino y fino, esporádicamente medio. Forman estratos tabulares y, con menor frecuencia, lenticulares, de 0,1 a 0,6 m. de potencia.

Los lenticulares tienen base cóncava y, en ocasiones, techo convexo. La estructura dominante en este tramo es la laminación cruzada de *ripples* y la laminación de tipo *climbing*. Pueden tener bioturbación horizontal y vertical.

Tramo 6: 23,5 m. Alternancia de areniscas marrones y grises y lutitas marrones, en ocasiones con decoloraciones grises, y rojas.

Las areniscas varían desde grano fino a grueso, con clastos de lutitas asociados a depósitos de base.

Se disponen en niveles tabulares y lenticulares de 0,1 a 5,3 m. de potencia. Los de menor potencia, de 0,1 a 0,4 m., pueden ser plano-paralelos, cóncavo-planos, plano-convexos o incluso con base y techo cóncavos; generalmente son masivos, aunque a veces muestran laminación paralela y cruzada de *ripples*, y con frecuencia, bioturbación. Los de base y techo cóncavos y los plano-convexos forman parte, junto con niveles lutíticos alternantes, de una estratificación cruzada de relleno de canal. Los de mayor potencia, de 0,4 a 5,3 m., tienen bases marcadamente canaliformes, simétricas o asimétricas; pueden aparecer bien como un único estrato, lenticular, de 0,4 a 2 m. de potencia, masivo, con estratificación cruzada en surco o con laminación paralela, bien como un conjunto tabular integrado por niveles lenticulares de 1 a 2,5 m. de potencia, separados por superficies canaliformes; en este último caso, dichos niveles están compuestos por cuerpos lenticulares de acrecimiento lateral de hasta 1 m. de espesor, en cuyo interior se aprecia estratificación cruzada en surco. Estos depósitos de acrecimiento lateral pueden culminar con estratificación cruzada de relleno de canal, cuyos niveles más altos y más finos, se encuentran intensamente bioturbados.

Las lutitas se presentan en intervalos de 0,4 a 1,5 m. de potencia. Son masivas.

Estratigrafía

El tramo en conjunto posee una evolución vertical grano y estratodecreciente.

Tramo 7: 24 m. Alternancia de lutitas marrones y areniscas grises y marrones.

Las lutitas forman paquetes masivos de 0,1 a 2 m. de potencia. Incluyen decoloraciones de tonos grises atribuidas a bioturbación.

El tamaño de grano de las areniscas es muy fino y fino, esporádicamente medio-fino.

Configuran estratos tabulares y lenticulares de 0,1 a 0,5 m. de potencia, en ocasiones agrupados en niveles lenticulares de hasta 1 m. de espesor. En general son masivos, excepto hacia techo del tramo, donde exhiben laminación cruzada de *ripples* y paralela. Eventualmente se identifica estratificación cruzada de relleno de canal, de hasta 1 m. de potencia. Se observa bioturbación a lo largo de casi todo el tramo.

Tramo 8: 7,5 m. de areniscas grises y marrones con intercalaciones de lutitas marrones.

Las areniscas son de grano fino.

Aparecen en tres paquetes tabulares, lenticulares a gran escala, de 0,7 a 2 m. de potencia y en estratos laminares y lenticulares de 0,1 a 0,5 m. de potencia. Dentro de los paquetes se observan cuerpos lenticulares, de 0,2 a 0,3 m. de potencia, que buzcan hacia superficies canaliformes, a la vez que se desplazan lateralmente. Internamente, dichos cuerpos son masivos o muestran laminación paralela. Los estratos laminares pueden ser masivos o presentar laminación cruzada de *ripples*. Hacia techo del tramo se halla un estrato lenticular, aislado en las lutitas, con la misma disposición geométrica que el depósito previo de areniscas.

Las intercalaciones lutíticas oscilan entre 0,1 y 0,7 m. de potencia. Son masivas.

Tramo 9: 28 m. Alternancia de lutitas marrones, naranjas, grises, rosas y violáceas y areniscas marrones y grises.

Las lutitas constituyen niveles tabulares de 0,1 a 3,5 m. de potencia. Son masivas. En ocasiones se aprecia una alternancia de niveles marrones y grises. Las lutitas de color gris suelen contener fragmentos de conchas. Las de color marrón están bioturbadas en ciertas áreas.

Las areniscas son de grano fino y fino-medio, ocasionalmente medio-grueso.

Se organizan en estratos tabulares de 0,2 a 0,4 m. de potencia, a veces agrupados en paquetes de hasta 0,6 m., y en estratos lenticulares de 0,2 a 1,1 m. de potencia. Estos últimos tienen bases canaliformes y, eventualmente, techos cóncavos. Generalmente son masivos, si bien localmente presentan estratificación cruzada en surco. Suelen ser granodecrecientes. Los estratos tabulares son masivos, excepto en la base del tramo, donde se observa laminación cruzada de *ripples* y paralela. Hacia techo del tramo se distingue bioturbación horizontal.

Consideraciones:

Este perfil está compuesto por una megasecuencia granocreciente, sobre la que se sitúa otra granodecreciente, en la que se diferencian dos macrosecuencias granodecrecientes. El cambio de signo de granocreciente a granodecreciente se sitúa en la base del tramo 6 y se correlaciona -mediante el seguimiento de líneas de capa en fotografía aérea- con el máximo relativo identificado dentro de la megasecuencia granocreciente compleja de la Unidad U₃ en áreas septentrionales. Dicho límite corresponde, pues, a la superficie que separa las megasecuencias U₃² y U₃³. A diferencia de los perfiles de áreas más septentrionales, donde la megasecuencia U₃³ es

cíclica, granodecreciente-granocreciente, en el perfil de Luna es claramente granodecreciente.

Desde el punto de vista litoestratigráfico el perfil queda incluido en la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 6: Megasecuencia U₃²
- Tramos 6 al 9: Megasecuencia U₃³

24.- Perfil de Bocazal (Figura 2.28)

Situación:

Se ha levantado al Oeste del embalse de Ardisa; el techo se halla en el vértice denominado Bocazal.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base : 30TXM848760

Techo: 30TXM847759

Descripción:

De base a techo se han diferenciado los tramos siguientes:

Tramo 1: 32 m. Alternancia de lutitas marrones, marrón-grisáceo y rojas y areniscas grises y marrones.

Las lutitas, en ocasiones limolitas, aparecen en niveles de 0,1 a 3,5 m. Son masivas y muestran decoloraciones grises debidas a bioturbación.

Las areniscas varían desde grano muy fino a fino-medio; raramente contienen clastos lutíticos milimétricos.

Se disponen en paquetes tabulares, ocasionalmente lenticulares, de 0,05 a 1,5 m. de potencia, con bases horizontales. Están compuestos por estratos tabulares de 0,05 a 1 m. de potencia. Dentro de ellos se identifica laminación paralela y cruzada de *ripples*. Desde el punto de vista granulométrico pueden tener evolución positiva, negativa o ser uniformes. La bioturbación está presente en algunos niveles.

El tramo tiene una evolución vertical ligeramente granocreciente.

Tramo 2: 5,5 m. de lutitas de color marrón-ocre y gris.

Estratigrafía

Constituyen un paquete tabular de aspecto masivo.

Tramo 3: 15,5 m. Alternancia de lutitas marrones y areniscas de color gris, marrón y gris-marrón.

Las lutitas forman niveles de 0,1 a 1,3 m. de espesor. Tienen aspecto masivo.

Las areniscas oscilan desde grano muy fino hasta medio-grueso.

Aparecen en estratos tabulares y lenticulares de 0,15 a 1,3 m. de potencia. Pueden ser masivos o mostrar laminación paralela, cruzada de *ripples* y estratificación cruzada en surco. En ocasiones exhiben bioturbación.

Tramo 4: 4,5 m. semicubiertos. Localmente se reconocen lutitas marrones.

Tramo 5: 2 m. de areniscas marrones.

Son de grano medio y fino.

Configuran un lentejón de base cóncava y techo convexo, de aspecto masivo y granclasificación positiva.

Tramo 6: 3,5 m. parcialmente cubiertos. Visibles lutitas marrones.

Tramo 7: 11,5 m. de areniscas grises y marrones y lutitas marrones.

Las areniscas son de grano medio-fino.

Constituyen un paquete de geometría biconvexa que presenta estratificación cruzada en surco a gran escala en la base y cuerpos sigmoidales de acrecimiento lateral hacia techo, éstos de potencia decimétrica.

Las lutitas aparecen en la base del tramo formando un nivel masivo de hasta 2 m. de espesor.

Consideraciones:

Este perfil tiene una evolución vertical granocreciente que cartográficamente se identifica con la megasecuencia U₃².

Desde el punto de vista litoestratigráfico el perfil se incluye en la Formación Uncastillo de SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 7: Megasecuencia U₃²

25.- Perfil de Ardisa (Figura 2.29)

Situación:

Se ha realizado al Sureste de la localidad de Ardisa, en las proximidades de la presa del río Gállego (Embalse de Ardisa), al Oeste del vértice denominado Pullantrón.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM859725

Techo: 30TXM861728

Descripción:

De base a techo se han considerado los siguientes tramos:

Tramo 1: 16 m. Alternancia de lutitas marrones y marrón-rojizas y areniscas de color marrón y gris.

Las lutitas integran niveles tabulares de 0,1 a 1,4 m. de potencia. Son masivas y están bioturbadas.

Las areniscas oscilan desde grano muy fino a medio.

Aparecen en estratos tabulares de 0,1 a 0,6 m. de potencia, con bases horizontales, ocasionalmente con incisiones. Presentan laminación cruzada de *ripples*, a veces de tipo *climbing ripples*, *ripples* simétricos, laminación paralela y, localmente, estratificación cruzada planar en *sets* de 0,2-0,3 m. de espesor. Desde el punto de vista granulométrico pueden ser homogéneos, granocrecientes o granodecrecientes. La bioturbación es frecuente a lo largo del tramo.

El tramo muestra una evolución vertical granodecreciente.

Tramo 2: 7,5 m. de lutitas marrones y marrón grisáceas y areniscas marrones y grises.

Las lutitas forman niveles masivos de 0,1 a 2 m. de potencia y pueden contener bioturbación.

Las areniscas varían desde grano medio a fino.

Se disponen en niveles tabulares de 0,2 a 1,4 m. de potencia, a veces integrados por láminas de 0,1 a 0,3 m. de espesor. Hacia techo del tramo se observa laminación paralela y cruzada de *ripples*. La bioturbación puede llegar a ser muy intensa.

Tramo 3: 10,5 m. de lutitas marrones, ocre y rojas con intercalaciones de areniscas de color marrón.

Las lutitas constituyen paquetes tabulares de 0,3 a 3 m. de potencia. Son masivas y, a veces, están bioturbadas.

Las areniscas son de grano fino.

Configuran estratos tabulares de 0,1 a 0,3 m. de potencia, localmente con laminación paralela. La bioturbación está presente en todos ellos.

Tramo 4: 15 m. Alternancia de lutitas marrones y ocre y areniscas marrones y grises.

Estratigrafía

Las lutitas aparecen en intervalos de 0,2 a 2,2 m. de potencia. Son masivas y pueden mostrar bioturbación.

Las areniscas son de grano fino y fino-medio, ocasionalmente medio-grueso.

Se presentan en niveles tabulares de 0,1 a 0,5 m. de potencia, en los que se incluyen estratos laminares de 0,1 a 0,3 m. de espesor. Pueden ser masivos o mostrar laminación paralela. En la base del tramo se identifica un paquete tabular, masivo, de 1,5 m. de potencia, con base canaliforme laxa. La bioturbación es frecuente a lo largo de todo el tramo.

Tramo 5: 8,5 m. de areniscas marrones y grises y lutitas marrones.

Las areniscas son de grano medio y medio-fino.

Forman tres paquetes tabulares a la escala de afloramiento: el inferior, de 0,8 m. de potencia, tiene la base horizontal y presenta laminación paralela; hacia techo del mismo hay cicatrices erosivas cóncavas de escasa continuidad lateral. Los otros dos paquetes, de hasta 1,6 m. y hasta 2,3 m. de potencia máxima, poseen superficies basales canaliformes; internamente muestran cicatrices cóncavas que separan cuerpos lenticulares de 0,5 a 1 m. de potencia, dentro de los cuales se aprecia estratificación cruzada de relleno de canal (de hasta 0,4-0,5 m. de espesor) y en surco (*sets* de hasta 0,35 m. de espesor). También se identifican láminas centimétricas de areniscas dentro de las lutitas.

Las lutitas constituyen niveles de hasta 3,5 m. de potencia, en los que se incluyen láminas finas de areniscas. Son masivas y localmente pueden estar bioturbadas.

Consideraciones:

Este perfil muestra una evolución vertical granocreciente, integrada a su vez por macrosecuencias también granocrecientes.

Se correlaciona de forma aproximada, con los tramos 1 (parte superior) al 7 del perfil de Monzorrabal, de manera que corresponde a la megasecuencia U₃².

Litoestratigráficamente este perfil queda comprendido en la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 5: Megasecuencia U₃²

26.- Perfil de la Atalayeta (figura 2.30)

Situación:

Este perfil se ha realizado a aproximadamente 2 km. al Noroeste de Alcalá de Gurrea, al Sur del embalse de la Sotonera. El techo se encuentra próximo al vértice Atalayeta.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM902617

Techo: 30TXM901618

Descripción:

De base a techo se han distinguido los tramos siguientes:

Tramo 1: 11,7 m. Alternancia de lutitas y margas marrones, amarillas, verdes y grises, localmente rojas, y yesos blancos, con intercalaciones de areniscas marrones, naranjas y rosas.

Las lutitas y margas se presentan en niveles cuya potencia varía desde 0,1 hasta 1,5 m. En general son masivas, si bien pueden contener intervalos milimétricos o centimétricos de arenisca fina, los cuales muestran *ripples* asimétricos o indeterminados, a menudo aislados.

Los yesos tienen textura microcristalina; en su mayoría son alabastrinos, aunque localmente existe yeso granular o sacaroides. Se trata de yeso nodular y micronodular, que aparece en capas tabulares (a la escala del afloramiento) de hasta 0,2 m. de espesor. En ocasiones, el yeso alabastrino no es nodular y exhibe laminación paralela. El yeso granular suele formar niveles centimétricos en los que se aprecian *ripples* asimétricos.

Las areniscas varían desde grano muy fino a fino-medio.

En su mayoría constituyen niveles laminares de 4-5 cm. hasta 0,1 m. de potencia, en los que se reconoce la existencia de *ripples* asimétricos. Hacia la mitad del tramo se aprecia un paquete lenticular de hasta 0,5 m. de potencia, con base canaliforme, en cuyo interior exhibe estratificación cruzada en surco y laminación paralela. La base de este paquete contiene fragmentos estromatolíticos milimétricos y centimétricos.

El tramo está compuesto por dos secuencias métricas granodecrecientes.

Tramo 2: 20,2 m. Alternancia de margas y lutitas grises, verdes, marrones y beige (localmente rojas) y yesos blancos, con intercalaciones de areniscas grises, marrones (a veces rojizas) y de calizas beige.

Las margas y las lutitas integran intervalos cuya potencia oscila entre 0,1 y 2 m. Suelen ser masivas, aunque en algunos casos muestran laminación paralela. Pueden incluir nódulos de yeso alabastrino dispersos o en capas irregulares de escasa continuidad. Hacia techo del tramo se aprecia bioturbación.

Los yesos son microcristalinos, de tipo alabastrino o granular. El primero generalmente es nodular o micronodular y se dispone en capas irregulares de espesor variable entre 5 cm. y 0,3 m. Otras veces el yeso alabastrino no es nodular y muestra laminación paralela. El yeso granular puede contener también

Estratigrafía

granos detríticos y aparece en niveles laminares de centimétricos hasta 0,2 m. de potencia, en los que con frecuencia existen *ripples* asimétricos, aislados por capas lutíticas o en trenes.

Las areniscas son de grano fino y fino-medio, excepcionalmente medio.

Configuran estratos laminares de 4-5 cm. hasta 0,3 m. de espesor. La base de algunos de éstos muestra convolución y/o estructuras de carga (*load casts*). Son frecuentes los *ripples* asimétricos, otras veces simétricos, que pueden tener crestas truncadas, así como estratificación *flaser*.

Las calizas componen estratos tabulares de espesor centimétrico hasta 0,2 m. Corresponden a facies laminadas en las que domina la laminación paralela y, a veces, se reconocen *ripples* indeterminados. En ocasiones contienen nódulos centimétricos o milimétricos de yeso alabastrino.

Aunque no son abundantes, asociadas a estas calizas se aprecia el desarrollo de incrustaciones estromatolíticas planares de tipo ondulado y de espesor centimétrico.

El tramo está compuesto por varias secuencias métricas granodecrecientes, si bien existe alguna secuencia menor granocreciente.

Tramo 3: 8,1 m. Alternancia de lutitas y margas grises, verdes y marrones y calizas beige y amarillas con intercalaciones de areniscas grises y marrones.

Las lutitas y margas constituyen intervalos cuya potencia varía entre 0,2 y 1,2 m. Esporádicamente se aprecia laminación paralela.

Las calizas se presentan en estratos tabulares de alrededor de 0,1 m. hasta 0,3 m. de espesor. Consisten en facies laminadas, con laminación paralela, debida a finas intercalaciones detríticas, y a veces estratificación lenticular. Pueden contener moldes de cristales lenticulares de yeso y, en ocasiones, son oquerosas.

Las areniscas oscilan desde grano muy fino a fino-medio.

Aparecen en niveles tabulares de alrededor de 0,1 m. hasta 0,3 m. de potencia, en cuyas bases puede haber estructuras de carga (*load casts*). Muestran *ripples* simétricos y asimétricos, a veces con crestas truncadas, así como *climbing ripples*. Presentan bioturbación horizontal.

El tramo no posee una evolución vertical definida. Está integrado por secuencias métricas granodecrecientes, aunque hacia techo del tramo pueden ser granocrecientes.

Tramo 4: 4 m. Alternancia de areniscas marrones y grises y lutitas y margas grises y marrones, con intercalaciones de calizas amarillas.

Las areniscas varían desde grano fino a medio.

Se disponen en estratos tabulares de 4 cm. hasta 0,3 m. de potencia, cuyas bases pueden mostrar estructuras de carga. La estructura dominante son los *ripples* asimétricos, aislados o como trenes; a veces también se aprecia laminación cruzada de *ripples* y estratificación *wavy* o *flaser*. En algunos casos, las crestas están truncadas.

Las lutitas y margas constituyen intervalos de espesor centimétrico a decimétrico (hasta 0,5 m.). Pueden exhibir laminación paralela y estratificación lenticular.

Las calizas integran tres estratos laminares de hasta 0,1 m. de espesor. Se trata de calizas con laminación paralela debida a finas intercalaciones arenosas. En ocasiones contienen moldes de cristales lenticulares de yeso o nódulos milimétricos o centimétricos de yeso.

En relación con ellas existen incrustaciones estromatolíticas onduladas de espesor centimétrico.

El conjunto del tramo es granodecreciente y está integrado por secuencias decimétricas granocrecientes y granodecrecientes.

Consideraciones:

El conjunto del perfil parece ligeramente granocreciente. Está compuesto por varias secuencias decamétricas-métricas granodecrecientes y granocrecientes.

La cartografía fotogeológica indica que este perfil pertenece a la parte granocreciente de la Unidad U₃ y, dentro de ésta, a la megasecuencia inferior (U₃²).

Desde el punto de vista litoestratigráfico los tramos 1 y 2 se incluyen en la Formación Zaragoza (QUIRANTES, 1978) y los tramos 3 y 4 en la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 4: Megasecuencia U₃².

27.- Perfil de Tormo (figura 2.31)

Situación:

Se ha realizado al Este del embalse de la Sotonera. La base se halla muy próxima a la orilla de dicho embalse y el techo al Sureste del vértice Tormo, en la Atalaya.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM944657

Techo: 30TXM952651

Descripción:

De base a techo se han establecido los siguientes tramos:

Tramo 1: 26,7 m. Alternancia de lutitas marrones, naranjas y grises y areniscas grises y marrones, con intercalaciones de calizas grises.

Las lutitas se presentan en niveles masivos cuya potencia varía entre 0,3 y 6,5 m. Las de color gris pueden contener fragmentos de conchas y de vegetales carbonosos. Muestran bioturbación y, en ocasiones, decoloraciones de tonos rosas atribuibles a "marmorización".

Las areniscas son de grano fino y muy fino.

Estratigrafía

Se disponen en estratos tabulares de 0,1 hasta 0,5 m. de potencia, a veces con bases irregulares en detalle. Muestran laminación paralela, cruzada de *ripples* y *ripples* asimétricos. Con frecuencia exhiben bioturbación, sobre todo vertical, a veces muy intensa.

Las calizas constituyen estratos tabulares de alrededor de 0,1 m. de potencia. Se trata de facies bioturbadas, cuya textura es un *mudstone* donde pueden reconocerse fragmentos de conchas. La bioturbación es vertical y a menudo muy intensa.

El conjunto del tramo posee una evolución vertical granocreciente, integrada por secuencias métricas y decimétricas granodecrecientes, que pueden culminar con intercalaciones carbonatadas en las lutitas.

Tramo 2: 1,6 m. parcialmente cubiertos.

Localmente afloran lutitas marrón-grisáceas.

Tramo 3: 14,5 m. Alternancia de areniscas marrones y grises y lutitas marrones y marrón-grisáceas, con intercalaciones de calizas de tonos grises.

Las areniscas varían desde grano muy fino a medio.

Aparecen en niveles tabulares, esporádicamente lenticulares, de alrededor de 0,1 hasta 1 m. de potencia, dentro de los cuales puede haber estratos tabulares de 0,15 a 0,5 m. De manera ocasional presentan cicatrices internas canaliformes de detalle. Las estructuras más frecuentes son: laminación cruzada de *ripples*, paralela o de bajo ángulo y *ripples* asimétricos, otras veces casi simétricos. Presentan bioturbación vertical y horizontal.

Las lutitas forman intervalos cuya potencia oscila entre 4-5 cm. y 1,3 m. En general son masivas, aunque pueden mostrar laminación paralela o estratificación lenticular. Es frecuente la bioturbación vertical.

Las calizas constituyen estratos tabulares de 4-5 cm. hasta 0,2 m. de potencia. Consisten en facies bioturbadas con textura *mudstone* y bioturbación vertical de moderada a intensa; pueden incluir pátinas ferruginosas y acanaladuras en el techo de los estratos. Ocasionalmente se identifica un estrato con laminación paralela debida a finos intervalos detríticos dentro de una textura *mudstone*; en relación con estas calizas laminadas existen incrustaciones estromatolíticas onduladas de espesor centimétrico.

El tramo posee una evolución vertical granodecreciente-granocreciente. Está compuesto por secuencias decimétricas y métricas granodecrecientes y granocrecientes; estas últimas son más comunes hacia el techo del tramo.

Tramo 4: 1,5 m. cubiertos.

Tramo 5: 2,5 m. Alternancia de lutitas marrones y marrón-grisáceas y areniscas marrones y grises, con una intercalación de calizas grises.

Las lutitas configuran intervalos masivos de 0,2 a 0,5 m. de potencia.

Las areniscas son de grano fino.

Se trata de estratos laminares de alrededor de 0,1 m. a 0,5 m. de potencia. Se aprecia laminación horizontal.

Las calizas integran un estrato laminar de 5 cm. de potencia que corresponde a un *mudstone* con bioturbación vertical.

El tramo no ofrece una evolución vertical definida.

Tramo 6: 9,6 m. parcialmente cubiertos. Se identifica la presencia de calizas grises bioturbadas, areniscas grises de grano fino y, hacia techo, lutitas marrones y rojas.

Estratigrafía

Tramo 7: 4,3 m. Alternancia de lutitas grises y naranjas y calizas grises, gris-rosáceas y beige, con una intercalación de areniscas grises.

Las lutitas forman intervalos masivos de 4-5 cm. hasta 0,8 m. de potencia. Son masivas.

Las calizas se disponen en niveles tabulares de 0,1 hasta 0,6 m. de potencia, integrados por estratos laminares de 0,1 hasta 0,2 m. Constan fundamentalmente de facies bioturbadas y, en menor proporción, masivas, ambas con texturas de tipo *mudstone*. Las facies bioturbadas contienen perforaciones verticales y, a veces, grietas de desecación. La "nodulización" es un rasgo común en este tramo y afecta a cualquiera de las facies.

Las areniscas son de grano fino y constituyen un nivel masivo de 0,1 m. situado sobre un paquete de calizas.

Este tramo está integrado por secuencias decimétricas y métricas granodecrecientes, caracterizadas por la sucesión lutitas (y/o areniscas) - calizas.

Tramo 8: 0,8 m. cubiertos.

Tramo 9: 1,3 m. de lutitas marrones (ocres), marrón-grisáceas y naranjas con intercalaciones de areniscas grises.

Las lutitas, a veces limos, aparecen en intervalos de 0,1 a 0,4 m. de potencia. En la base del tramo se aprecia laminación paralela y exhiben decoloraciones debidas a óxidos de hierro. En el techo están bioturbadas.

Las areniscas son de grano fino.

Configuran dos estratos tabulares de 0,1 y 0,2 m. de potencia, en los que no se reconocen estructuras sedimentarias visibles.

La parte inferior de este tramo es granocreciente hasta los niveles de areniscas.

Consideraciones:

Este perfil posee una evolución vertical cíclica, compuesta por una macrosecuencia granocreciente seguida de otra aparentemente granodecreciente, aunque la existencia de un tramo potente semicubierto (tramo 6) no permite asegurar el granocrecimiento. El cambio de signo se sitúa hacia techo del tramo 3.

Los tramos 1 al 5 se correlacionan cartográficamente con los tramos 1 al 4 del perfil de la Atalayeta. El seguimiento de líneas de capa en fotografía aérea indica que el perfil de Tormo se sitúa estratigráficamente por debajo del perfil de Monzorrabal. La macrosecuencia granocreciente es, en parte, equivalente al perfil de Ardisa. Así, el perfil de Tormo se incluye en la megasecuencia U₃².

Litoestratigráficamente este perfil pertenece en su mayor parte a la Formación Uncastillo de SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970), excepto desde la parte superior del tramo 6 al 9, que se incluye en la Formación Alcubierre (QUIRANTES, 1978).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 9: Megasecuencia U₃².

28.- Perfil de La Valduesca (figura 2.32)

Situación:

Se ha levantado en la Sierra de la Galocha, entre Almudévar y Huesca. La base se halla cercana al km. 60 de la carretera nacional 330 y el techo en el cerro de cota 542, situado sobre las Balsas de Valduesca.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TYM069614

Techo: 30TYM065616

Descripción:

De base a techo se han distinguido los tramos siguientes:

Tramo 1: 17,8 m. Alternancia de lutitas marrones, grises, naranjas y rojas y areniscas grises y marrones, con intercalaciones de calizas grises y gris rosáceas.

Las lutitas se presentan en intervalos masivos cuya potencia varía desde 0,3 hasta 5 m. Algunos niveles grises contienen abundantes fragmentos de conchas (sobre todo de gasterópodos) y trozos vegetales carbonosos. Las de color naranja y rojo pueden mostrar "marmorización". También se aprecia bioturbación.

Las areniscas oscilan entre grano muy fino y fino (localmente fino-medio).

Aparecen en estratos tabulares de 3 cm. hasta 0,4 m. de potencia, a veces con bases canaliformes, que suelen mostrar varias incisiones en continuidad lateral. En general son masivas y poseen bioturbación.

Las calizas configuran estratos laminares y lenticulares de 5-6 cm. hasta 0,2 m. de potencia. Se trata de calizas con textura *mudstone* y bioturbación vertical intensa.

El tramo no presenta una evolución vertical definida. Está compuesto por secuencias métricas granodecrecientes.

Tramo 2: 13 m. Alternancia de lutitas marrones, rojas, naranjas y grises y calizas grises.

Las lutitas constituyen niveles masivos cuya potencia varía de 0,1 hasta 5,5 m. Algunos niveles grises contienen abundantes fragmentos fósiles: gasterópodos, vertebrados y vegetales carbonosos. Las de color marrón y naranja pueden ser carbonatadas y estar "marmorizadas".

Estratigrafía

Las calizas se disponen en estratos tabulares de 0,1 hasta 0,3 m. de potencia. Consisten en facies bioturbadas y, en menor proporción, masivas, cuyas texturas son similares: oscilan entre *mudstone-wackestone* y *wackestone* de bioclastos, sobre todo fragmentos de moluscos (esencialmente gasterópodos); también contienen fragmentos vegetales carbonosos. La bioturbación es vertical debida a raíces y suele ser muy intensa.

El conjunto del tramo no muestra una evolución vertical definida. Está integrado por secuencias decimétricas y métricas granodecrecientes, caracterizadas por la sucesión: lutitas - calizas, aunque en ocasiones pueden culminar con lutitas rojas o naranjas.

Tramo 3: 19,3 m. Alternancia de lutitas y margas marrones, grises y rojas y areniscas grises y marrones (localmente naranjas), con intercalaciones de calizas grises y beige.

Las lutitas y margas forman intervalos masivos de 0,3 a 2,7 m. de potencia.

Las areniscas varían desde grano muy fino a medio, ocasionalmente medio-grueso.

Aparecen en niveles tabulares de 0,1 a 0,4 m. de potencia, integrados por estratos también tabulares de 5-6 cm. a 0,2 m. En general son masivas, si bien de manera local se aprecia laminación paralela. Existe un nivel de color naranja que contiene abundantes intraclastos (fragmentos planos de carbonato). Desde el punto de vista granulométrico pueden ser granocrecientes, granodecrecientes u homogéneas.

Las calizas configuran estratos tabulares de 0,15 a 0,3 m. de potencia, a veces agrupados en conjuntos de hasta 0,5 m. de espesor. Corresponden a facies bioturbadas, masivas y, esporádicamente, laminadas.

Las calizas bioturbadas y masivas tienen textura similar: varían de *mudstone* a *wackestone* de bioclastos (fundamentalmente gasterópodos, enteros o rotos) y, a veces, contienen abundantes granos de cuarzo dispersos. La bioturbación es vertical y suele ser intensa.

Las calizas laminadas muestran laminación paralela debida a la alternancia de intervalos arenosos milimétricos y de *mudstone*.

El tramo posee una evolución vertical granocreciente y está compuesto por secuencias decimétricas-métricas granodecrecientes (lutitas y/o areniscas - calizas, areniscas - lutitas) y granocrecientes (lutitas - areniscas); estas últimas dominan en la parte superior del tramo.

Tramo 4: 2,5 m. cubiertos.

Tramo 5: 2 m. de areniscas marrones y grises y lutitas marrones.

Las areniscas son de grano fino-medio.

Constituyen dos paquetes lenticulares de 0,5 y 0,6 m. de potencia, con bases canaliformes. Internamente, el superior exhibe superficies internas canaliformes de escasa extensión lateral. Son masivas y granodecrecientes.

Las lutitas aparecen en dos niveles de alrededor de 0,5 m. de potencia y son masivas.

Tramo 6: 1 m. cubierto.

Tramo 7: 5,8 m. de lutitas marrones, rojas y grises con intercalaciones de areniscas grises y marrón-grisáceas y de calizas grises.

Las lutitas se presentan en niveles cuya potencia visible varía de 0,3 hasta 1,7 m. Hacia la mitad del tramo muestran laminación paralela dada por láminas milimétricas de arena fina o muy fina.

Las areniscas son de grano fino y fino-medio.

Se trata de dos estratos laminares de 0,1 y 0,2 m. de potencia, en los que no se reconocen estructuras visibles.

Las calizas integran dos estratos tabulares de alrededor de 0,15 m. de potencia. Corresponden a *mudstone* con bioturbación vertical de raíces.

Estratigrafía

Tramo 8: 1 m. cubierto.

Tramo 9: 5,2 m. Alternancia de lutitas rojas, marrones y grises y calizas grises con intercalaciones de areniscas grises y marrones. Hacia techo del tramo hay dos intervalos cubiertos.

Las lutitas forman niveles masivos de 0,3 a 0,8 m. visibles.

Las calizas se presentan en estratos tabulares de alrededor de 0,1 m. de potencia. Constan de facies bioturbadas; la textura varía de *mudstone* a *wackestone* de fragmentos de conchas. La bioturbación es vertical debida a raíces y a veces coexiste con "nodulización" en el techo del estrato.

Las areniscas son de grano fino y fino-medio.

Configuran dos niveles tabulares, a la escala del afloramiento, de 0,2 y 0,4 m. de potencia. Son masivas.

Consideraciones:

Este perfil posee una evolución vertical cíclica, formada por una macrosecuencia granocreciente (tramos 1 al 5) seguida por otra granodecreciente (tramos 6 al 9).

La mitad superior del tramo 3, el 4 y el 5 se correlacionan mediante líneas de capa, de manera aproximada, con los tramos 3 al 5 del perfil de Tormo, de forma que el perfil de La Valduesa corresponde a la megasecuencia U_3^2 .

Litoestratigráficamente se incluye en la Formación Sariñena (QUIRANTES, 1978) o Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 9: megasecuencia U_3^2

2.1.3.- Consideraciones sobre la estratigrafía del sector septentrional

El estudio estratigráfico del sector septentrional ha hecho posible identificar tres Unidades tectosedimentarias dentro de la Formación Uncastillo definida por SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970). Los perfiles que han servido de base para la diferenciación inicial de las mismas son los de Luesia, Plano de Campo Raso y Corral de Melero. Estas Unidades se denominan con la inicial de la Formación a la que pertenecen: se denomina C a la Formación Campodarbe infrayacente, que no es objeto de estudio, y U₁, U₂ y U₃ a las Unidades correspondientes a la Formación Uncastillo. La correlación entre los 28 perfiles levantados en estas Unidades se ha efectuado principalmente mediante seguimiento de líneas de capa en fotografía aérea, complementado con criterios de identidad en la evolución secuencial. La cartografía de estas Unidades y la situación de los perfiles aparecen en la figura 2.1.

La Unidad U₁ aflora a lo largo de una banda de orientación ONO-ESE que se extiende desde el extremo occidental del área de estudio hasta las proximidades de San Felices, donde desaparece. Más al Este, en el barranco de Agüero, se halla un pequeño afloramiento de esta Unidad.

La Unidad U₂ presenta mayor extensión de afloramiento: ocupa una franja de orientación ONO-ESE que se sigue desde el límite occidental del área estudiada hasta la base de los mallos de Riglos. En los alrededores de Uncastillo aparece gracias a una estructura anticlinal.

La Unidad U₃ ocupa la mayor parte del sector septentrional, pues se reconoce de Este a Oeste a lo ancho del mismo, y de Norte a Sur, desde las zonas más proximales hasta los sectores lacustres marginales.

Así pues, a partir de los datos cartográficos, las Unidades diferenciadas muestran una disposición expansiva hacia el Este. En esta misma dirección, a partir del sector de Fuencalderas, se superponen en discordancia primero a la Formación Campodarbe (Unidades U₁ y U₂) y después a los materiales marinos y transicionales del Mesozoico y del Terciario de las Sierras Exteriores (Unidades U₂ y U₃).

En la figura 2.33 se muestra la correlación de los perfiles más representativos del sector septentrional, así como la evolución vertical de las Unidades. Las tres Unidades son cíclicas: constan de un ciclo inferior granodecreciente y otro superior granocreciente, en los que puede haber pequeños saltos en la evolución.

Los límites entre las Unidades son rupturas sedimentarias de tipo 1, es decir, cambios de signo de granocreciente a granodecreciente, a veces acompañados de salto granulométrico, en la evolución secuencial. Estas rupturas están en relación con abanicos de capas abiertos hacia el Sur en los que, al menos en apariencia, existe continuidad estratigráfica; pero desde el sector de Fuencalderas-Agüero hacia el Este se manifiestan ya como discordancias sintectónicas (figura 2.15).

En la Unidad U_3 no se conoce el techo. La parte granocreciente de ésta muestra un granocrecimiento seguido de un rápido granodecrecimiento, a partir del cual continúa la tendencia granocreciente. El primer máximo granulométrico se ha reconocido a lo largo de buena parte del área estudiada y ha servido para correlacionar la parte superior de esta Unidad. Por esta razón, dentro de ella se han distinguido dos megasecuencias: U_3^2 (granocreciente) y U_3^3 (granodecreciente-granocreciente). En relación con los anticlinales de Uncastillo y Fuencalderas, estas dos megasecuencias forman parte de abanicos de capas que se abren hacia el Sur (figura 2.6). Al Sur de Uncastillo, en fotografía aérea y de forma local, se observa que, aparentemente, las capas de la base de la megasecuencia U_3^3 biselan a las de la U_3^2 . Otro tanto parece suceder, a escala de panorámica de campo, en el sector de Linás de Marcuello, al Sur de Santo Román (Los Fils).

En definitiva, aunque existen indicios de que el límite U_3^2 - U_3^3 pudiera ser una ruptura sedimentaria y constituir un límite de Unidades, no hay evidencias seguras de ello; además se da el hecho anómalo de que megasecuencia U_3^3 , a pesar de su evolución final granocreciente, se dispone en *onlap* sobre el margen de la cuenca.

Finalmente, hay que reseñar que la evolución descrita en el margen de la cuenca presenta ciertas anomalías en la parte más meridional del sector que ahora se estudia. Así, la megasecuencia U_3^3 , de evolución cíclica, muestra una tendencia granodecreciente en el perfil de Luna, mientras que la megasecuencia U_3^2 , granocreciente, presenta hacia techo tendencias granodecrecientes en los perfiles de Tormo y La Valduesa (hojas de Almodévar y Huesca).

Por lo que se refiere a las variaciones de facies, las tres Unidades son esencialmente conglomeráticas a lo largo del margen septentrional, excepto entre Agüero y Biel y entre Linás y Aniés, donde constan de areniscas y lutitas; este paso es muy rápido en Agüero, Murillo, Riglos, Linás y al Norte de Bolea, tanto en dirección Este-Oeste como en dirección Sur. Por el contrario, los conglomerados de la Unidad U_3 del sector de los ríos Arba de Luesia y Arba de Biel presentan una extensa orla de facies de areniscas y lutitas, lutitas y areniscas y, finalmente, de lutitas (sistema de Luna de

Estratigrafía

NICHOLS, 1984). En las hojas de Aludévar y Huesca existen calizas y yesos de la Unidad U₃ relacionados en parte con el sistema de Luna y en parte con el sistema de Huesca (HIRST, 1983).

2.2.- ESTRATIGRAFIA DEL SECTOR MERIDIONAL

2.2.1.- Introducción

En este apartado se describen los perfiles estratigráficos realizados en la parte meridional del área de estudio (Sierra de Alcubierre, Montes de Castejón y estribaciones de estos dos conjuntos montañosos). Corresponden a las áreas de sedimentación lacustre, palustre y zonas mixtas, intermedias entre las áreas lacustre-palustres y las llanuras aluviales distales.

Cada uno de los perfiles comprende una descripción y una representación gráfica en la que se incluyen, distribuidos por columnas, los siguientes datos (figura 2.2B): número de tramo, potencia y número de muestra, color, litología, textura y estructuras, datos direccionales, estructuras sedimentarias y diagenéticas, componentes y estructuras de origen orgánico, evolución estratigráfica, Unidad o Unidades tectosedimentarias a la/las que corresponde el perfil y Formación/es en que se incluye. La escala vertical de estas representaciones es 1:50 ó 1:100.

Cuando el número de muestra está subrayado significa que se han realizado análisis de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$. En las muestras sin subrayar y en muchas de las subrayadas se han realizado secciones pulidas y/o láminas delgadas, levigados en el caso de margas o lutitas y calcimetrías, así como análisis de rayos x de una buena parte de ellas, especialmente de las correspondientes a la Sierra de Alcubierre.

En cuanto a la escala horizontal, debido a que en los perfiles aparecen términos químicos y detríticos, se ha establecido una equivalencia aproximada entre una escala de sedimentos detríticos y otra de sedimentos químicos, teniendo en cuenta fundamentalmente el significado energético. Para los términos carbonatados se ha utilizado la clasificación textural de DUNHAM (1962), en la que se ha eliminado el intervalo *boundstone* porque las únicas estructuras referibles a ese término -los estromatolitos- representan una energía de depósito mínima, por lo que se ha preferido incluirlos, dada su naturaleza calcárea, como *mudstones* o según la textura dominante de la caliza en la que aparecen incluidos, con el propósito de mantener el significado energético de la escala.

En el caso de rocas como calizas con láminas o lentículas de arena o limo, éstas se han clasificado según la textura de la porción carbonatada, generalmente un *mudstone* y a

veces un *mudstone-wackestone*. En aquellos casos en que esos intervalos detríticos tienen un espesor y tamaño de grano considerables, representables a la escala vertical, éstos se han clasificado de acuerdo con las escalas horizontales. En ocasiones, un determinado estrato de estas calizas (*mudstones*) con intervalos arenosos o limosos puede presentar una evolución vertical determinada, que se refiere a la variación del tamaño de grano y/o contenido en esos componentes detríticos.

Los intervalos detríticos representables a la escala vertical del perfil aparecen con la misma simbología en la columna litológica (puntos) independientemente de la naturaleza litológica de los granos; por ello, en la columna de estructuras sedimentarias y diagenéticas puede aparecer el símbolo general de "intraclastos", "bioclastos" o el de "lámina de fragmentos carbonatados" o de "fragmentos estromatolíticos", especificando que se trata de intervalos detríticos constituidos por un alto porcentaje de granos carbonatados. Cuando estos símbolos aclaratorios no están presentes, debe entenderse que los intervalos detríticos son areniscas, formadas principalmente por granos de cuarzo.

La clasificación textural reflejada en los perfiles se refiere a la microfacies observada en lámina delgada; si ésta no existe, la clasificación es la de *visu*.

En algunos perfiles, la longitud de la representación gráfica ha obligado a separarlos en 2, 3 ó 4 partes denominadas I, II, III y IV.

Finalmente se señala que dada la escala detallada de los perfiles (1:50 ó 1:100) y la gran cantidad de datos representados en ellos, las descripciones de los tramos se efectúan de forma sucinta, si bien en algunos perfiles, por considerarlos más representativos y completos, éstas descripciones son más detalladas. Estos tramos, relativamente potentes, se diferencian por la homogeneidad litológica, relación entre distintas litologías (alternancias, intercalaciones) y/o la existencia de una tendencia vertical determinada (granodecreciente, o positiva, granocreciente, o negativa, de "somerización" o de "profundización").

Algunos de los términos usados en esas descripciones (secuencias o superficies de diferente orden) se explican en el capítulo de sedimentología lacustre (apartado de "Descripción e interpretación de las facies").

Por último, con el fin de realizar una descripción sucinta, pero precisa de los tramos y con el propósito de no repetir la explicación de determinadas características, a continuación se enumeran los componentes litológicos más frecuentes, haciendo una breve reseña de los rasgos esenciales de algunos de ellos:

- calizas laminadas:

Son calizas y calizas margosas de color beige, amarillo, gris claro y, a veces, blancas, que incluyen láminas o lentículas de material detrítico (intraclastos, bioclastos y/o granos de cuarzo, plagioclasas y, con mucha menor frecuencia, piroxenos), de tamaño de grano variable entre limo y arena gruesa, configurando una alternancia de intervalos calcáreos y detríticos. Los intervalos detríticos tienen un espesor de milimétrico (a veces incluso menor) a centimétrico y una continuidad lateral de pocos centímetros a 1 ó 2 m. Los términos calcáreos tienen una potencia de pocos milímetros a 5-6 cm.

Estas calizas laminadas pueden mostrar *ripples*, estratificación lenticular, *wavy o flaser*, estratificación cruzada *hummocky* o laminación paralela. En raras ocasiones, cuando las láminas tienen gran continuidad lateral, la laminación muestra un "aspecto varvado".

Dentro del término "calizas laminadas" se incluyen los intervalos detríticos de granos carbonatados de 3 ó 4 a 10 cm. de espesor.

- calizas masivas:

En este término se incluyen todas las calizas y calizas margosas de color gris, beige, blanco o marrón, que carecen de estructuras sedimentarias internas. Suelen contener fósiles, fragmentados o enteros, principalmente moluscos (gasterópodos en su mayoría), ostrácodos, carofitas (tallos y oogonios), que originan texturas de tipo *mudstone*, *wackestone* y, localmente, *packstone*. En determinadas ocasiones las calizas masivas exhiben restos de laminación paralela, generalmente en la base de los estratos. Esta laminación se aprecia como bandas paralelas de la misma naturaleza litológica, con igual o diferente textura. La bioturbación vertical de raíces suelen ser de escasa intensidad.

- calizas bioturbadas:

Corresponden a calizas grises y beige, masivas, con decoloraciones verdes, amarillas o rosas, en las que el rasgo más significativo y generalizado es la bioturbación vertical de raíces. Esta aparece con intensidad variable y puede coexistir con otros procesos como "nodulización", "brechificación", "microcarstificación", "marmorización", "ferruginización" y agrietamiento superficial (grietas de desecación).

- Costras calcáreas o caliches:

Están representadas esencialmente por calizas laminadas que presentan una serie de procesos diagenéticos tempranos superpuestos a las características de depósito de estas calizas. Estos procesos son principalmente la "brechificación", crecimiento de evaporitas (nódulos de yeso, cristales lenticulares de yeso, cristales tolva), disolución parcial o total de estas evaporitas, así como desarrollo de carbonatos esparíticos, formación de sílex y dolomita, grietas de desecación, ... Son comunes los nódulos y láminas de sílex o de yeso-sílex.

El rasgo más llamativo es la existencia de cavidades irregulares que confieren a la roca un aspecto oqueroso.

Los términos litológicos presentes en los perfiles se asocian de diferentes formas, con una tendencia evolutiva determinada: granodecreciente o granocreciente, de "somerización" o de "profundización". Dado el carácter descriptivo de este capítulo, las evoluciones de los tramos y de los perfiles se harán haciendo alusión únicamente a la evolución granulométrica o estratonómica de los términos que formen las secuencias.

2.2.2.- Estratigrafía de la Sierra de Alcubierre y sus estribaciones

2.2.2.1.- Introducción

En este apartado se estudia la estratigrafía de los depósitos lacustres *s. l.* y de las zonas mixtas lacustre-fluviales del sector comprendido entre el río Gállego y los ríos Flumen-Alcanadre, que corresponde en su mayoría al dominio de Los Monegros. Los relieves más importantes son las Sierras de Alcubierre, de Pallaruelo, de Santa Quiteria y de Sigena.

En la figura 2.34 se muestra la extensión de este sector con referencia al Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

Desde el punto de vista estratigráfico, los trabajos previos (RIBA, 1971; RIBA *et al.*, 1971; RIBA *et al.*, 1973; QUIRANTES, 1969 y 1978) enmarcan este dominio en las Formaciones Sariñena, Zaragoza y Alcubierre. Estas formaciones fueron definidas inicialmente por QUIRANTES (1969), pero dado que ese trabajo es inédito, aquí se hará referencia a la publicación posterior del mismo en 1978. La Formación Sariñena aflora en la vertiente Nororiental de la Sierra de Alcubierre y está compuesta fundamentalmente por una alternancia de areniscas y lutitas, con intercalaciones de calizas, margas y yesos. La Formación Zaragoza se sitúa en las vertientes meridional y occidental de la Sierra de Alcubierre y sus estribaciones y consta esencialmente de yesos nodulares blancos con intercalaciones de calizas beige, amarillas y grises y de margas grises y verdes. Esta Formación constituye el paso lateral hacia el Sur de los depósitos detríticos de la Formación Sariñena. La Formación Alcubierre configura los relieves estructurales de las Sierras; está compuesta principalmente por sedimentos carbonatados: calizas grises, beige y amarillas y margas grises y verdes. Esta Formación se encuentra sobre las dos anteriores, aunque localmente existen pasos laterales entre ellas.

2.2.2.2.- Descripción de perfiles

La situación de los perfiles realizados en la Sierra de Alcubierre y sus estribaciones aparece en la figura 2.34. La numeración de los perfiles en ese mapa corresponde al número de orden de la descripción de cada perfil.

1.-Perfil de San Caprasio (figura 2.35)

Situación:

Este perfil se ha realizado al Noreste de la localidad de Farlete. Comienza al Oeste del paraje denominado Los Acampamentos y termina en la ermita de San Caprasio.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TYM103203

Techo: 30TYM108222

Descripción:

De base a techo se diferencian los siguientes tramos:

Tramo 1: 3 m. de calizas y calizas margosas beige y amarillas con intercalaciones de yesos blancos y margas ocres.

Las calizas aparecen en estratos tabulares de 0,1 a 0,3 m. de potencia. Presentan laminación paralela dada por intervalos milimétricos de arena fina. Desde el punto de vista textural corresponden a *mudstones*.

Hacia techo del tramo se han reconocido estromatolitos calcáreos. Son incrustaciones planares mameliformes de espesor centimétrico, asociadas a calizas laminadas.

Los yesos son microcristalinos (alabastrinos), nodulares; se disponen en niveles de 0,05 a 0,3 m. de potencia y, en ocasiones, tienen escasa continuidad lateral. Estos niveles se encuentran dentro de las calizas o como alternancia con éstas.

Las margas constituyen niveles de pocos centímetros a 0,25 m. de espesor. Son masivas.

Tramo 2: 9,6 m. Alternancia de margas grises y verdes, localmente marrón claro, y calizas beige, gris claro y amarillas, éstas con intercalaciones de areniscas grises y yesos blancos.

Las margas aparecen en paquetes tabulares de 0,2 a 3,6 m. de potencia. Pueden ser masivas o presentar laminación paralela, esporádicamente de tipo varvado. A veces contienen nódulos de yeso.

Estratigrafía

Las calizas se disponen en paquetes tabulares de hasta 2,2 m. de potencia, dentro de los cuales se observan estratos tabulares de 0,1 a 1 m. de espesor, en ocasiones separados por niveles detríticos centimétricos. Estos estratos muestran laminación paralela y, en ocasiones, en la base de los mismos se reconocen *ripples* simétricos en los intervalos más potentes y estratificación lenticular, corrientemente con predominio de intraclastos sobre granos de cuarzo. La porción calcárea de estas calizas laminadas corresponde a *mudstones* y, en raras ocasiones, a *wackestones* de ostrácodos rotos. Aunque no es un rasgo generalizado, hacia la mitad superior del tramo se han observado superficies erosivas onduladas, de longitud de onda decimétrica a métrica, que localmente aparecen asociadas a estratificación cruzada *hummocky*.

Dentro de las calizas laminadas existen niveles detríticos de 3 a 10 cm. de espesor, constituidos esencialmente por *coated grains* y granos de micrita. Estos niveles, normalmente laminares, pueden mostrar *ripples* simétricos y estratificación *flaser* (de caliza y caliza margosa).

Algunas calizas de color beige y gris claro son estromatolíticas: constituyen incrustaciones planares onduladas y mameliformes de 1-5 cm. de potencia.

Las areniscas son de grano fino a fino-medio; constituyen dos niveles laminares de 2-4 cm. de espesor, intercalados en las calizas, a veces asociados a la estratificación cruzada *hummocky*.

Los yesos son microcristalinos (alabastrinos) y se presentan como nódulos aislados, de hasta 0,3 m. de diámetro, o como capas de nódulos de 0,1 a 0,2 m. de potencia y escasa continuidad lateral. En ocasiones, la estructura laminada de las calizas se halla deformada por el desarrollo de los nódulos.

Tramo 3: 1,4 m. parcialmente cubiertos. Localmente se reconocen afloramientos discontinuos de calizas laminadas amarillas y margas y margas calcáreas verdes.

Tramo 4: 4,7 m. de calizas y calizas margosas beiges, gris claro, marrón claro y amarillas, margas verdes y areniscas grises.

Las calizas constituyen un paquete de 3 m., situado en el techo del tramo, y dos estratos de 0,1 y 0,3 m. de potencia en la parte inferior del tramo. El paquete está constituido por estratos tabulares de 0,1 a 0,5 m. de potencia, generalmente con bases horizontales, a veces onduladas. En cualquier caso, las calizas de este tramo están laminadas: la laminación más frecuente es la paralela, que puede ir asociada a estratificación lenticular y *ripples* simétricos, a veces aislados. Estas estructuras suelen estar formadas por intraclastos, mientras que la laminación paralela es esencialmente de granos de cuarzo. Localmente se reconocen superficies erosivas onduladas de longitud decimétrica a métrica. El estrato situado en la base del tramo incluye una lámina de 3-4 cm. de espesor, de granos carbonatados y de cuarzo, en la que se aprecian *ripples* simétricos y estratificación *flaser*. La bioturbación vertical de raíces se reconoce de forma local y con intensidad muy débil.

De forma ocasional se reconocen nódulos de yeso que no superan 0,1 m. de diámetro y generalmente están aislados dentro de calizas laminadas. Las láminas de sílex son un elemento poco común dentro de las calizas laminadas; tienen potencia milimétrica y extensión lateral escasa (1 ó 2 m.).

Dentro de algunos niveles con laminación paralela se observan fisuras verticales milimétricas, rellenas de arena.

Los estromatolitos aparecen de forma esporádica en el techo de algunas calizas laminadas, generalmente como incrustaciones planares onduladas de 3-5 cm. de espesor.

Las margas, a veces lutitas, se disponen en niveles tabulares de 0,1 a 0,4 m. de potencia, situadas en la parte inferior del tramo. Pueden ser masivas o mostrar laminación paralela debida a láminas milimétricas de arena.

Las areniscas son de grano fino y medio; forman dos estratos intercalados en las margas, de 0,1 - 0,2 m. de espesor, con geometría laminar y sin estructuras apreciables.

Tramo 5: 1 m. parcialmente cubierto. En determinados puntos se reconocen margas grises y verdes.

Tramo 6: 16 m. de calizas y calizas margosas beiges, amarillas, blancas y grises con intercalaciones de lutitas y margas grises y verdes y areniscas grises y marrones.

Estratigrafía

La mayor parte de las calizas beige y amarillas corresponden a calizas laminadas, donde la parte calcárea corresponde a un *mudstone*. Constituyen estratos tabulares de 0,2 a 0,7 m. de potencia, con bases horizontales, irregulares u onduladas, en ocasiones fuertemente erosivas, y techos generalmente horizontales. Estos estratos suelen comenzar con *ripples* simétricos o estratificación lenticular, especialmente en la mitad inferior del tramo, donde la base de los estratos contienen más detríticos, llegando a tener una lámina basal de intraclastos y bioclastos, a veces con estratificación *flaser*. Sobre esta lámina y después del intervalo con *ripples* o estratificación lenticular se aprecia laminación paralela y/o estratificación cruzada *hummocky*, esta última se desarrolla más ampliamente en la parte inferior del tramo. A veces, las superficies erosivas presentes, amplias ondas, no están asociadas a una estructura interna de tipo estratificación cruzada *hummocky*, sino que simplemente erosionan los niveles infrayacentes con laminación paralela. En otras ocasiones, las estructuras erosivas son acanaladuras de sección sumicircular, de anchura centimétrica a decimétrica.

Hacia techo de los intervalos con laminación paralela suele haber bioturbación vertical débil.

Las calizas grises y algunas de color beige son masivas. Se disponen en estratos tabulares de 0,1 a 0,25 m. de potencia, normalmente situados encima de los niveles de calizas laminadas, aunque también pueden aparecer alternando con margas, sobre todo en la porción superior del tramo. En la base de algunas de estas calizas masivas se conservan restos de laminación paralela de detríticos o de laminación paralela formada por bandas milimétricas-centimétricas de micrita. En general, las calizas masivas corresponden a micritas bioclásticas y biomicritas con terrígenos, constituidas por ostrácodos, caráceas (oogonios y tallos), gasterópodos (enteros o fragmentados, generalmente de tipo *Planorbis*), fragmentos carbonosos y granos de cuarzo. Las texturas suelen ser *mudstone* y *wackestone*.

Estas calizas masivas pueden presentar bioturbación vertical de raíces, más o menos intensa, así como bioturbación horizontal débil, y, localmente, grietas de desecación, pátinas ferruginosas y "nodulización" de escaso desarrollo. Cuando la bioturbación es intensa pueden mostrar "microcarstificación". De forma esporádica se ha reconocido "marmorización".

Las margas y lutitas configuran intervalos de 0,03 a 2 m. de potencia, intercalados entre los niveles calcáreos. Pueden ser masivas o presentar laminación paralela, a veces debida a la inclusión de finas láminas de arena, y contener fragmentos vegetales carbonosos.

En este tramo son frecuentes los estromatolitos (calizas beige, blancas y amarillas); se disponen como incrustaciones planares de espesor centimétrico, onduladas, uniformes y mameliformes, normalmente asociadas a superficies erosivas (superficies onduladas, acanaladuras), cubriendo grietas de desecación o niveles muy bioturbados y con pátinas ferruginosas. También se han reconocido pequeños biohermos (de 0,1 a 0,3 m. de altura), relacionados lateralmente con estratificación cruzada *hummocky* o laminación paralela. A veces, los estromatolitos presentan una orientación preferente.

Las areniscas son de grano fino y medio. Se presentan en niveles tabulares de 0,15 a 0,5 m. Pueden ser masivas o contener estratificación *flaser* o laminación paralela. En este último caso, la laminación puede ser debida a la intercalación de láminas micríticas y estromatolíticas.

El sílex es un componente frecuente del tramo: aparece como nódulos o láminas. Los nódulos de sílex tienen un diámetro de hasta 0,2 m.: se disponen alineados con el eje mayor paralelo a la estratificación y, frecuentemente, aparecen dentro de calizas masivas o bioturbadas. Las láminas de sílex y nódulos en coliflor de yeso-sílex son más frecuentes en las calizas laminadas: las láminas de sílex son paralelas a la estratificación, su espesor es milimétrico y su extensión lateral no supera 1 ó 2 m. Los nódulos en coliflor tienen un diámetro centimétrico.

El tramo en conjunto está integrado por secuencias de tercer orden de potencia decimétrica a métrica, caracterizadas por la sucesión margas-calizas laminadas-calizas masivas-calizas bioturbadas, sucesión que en ocasiones va precedida de calizas laminadas

Tramo 7: 1,6 m. cubiertos.

Tramo 8: 0,3 m. de calizas grises con decoloraciones gris-rosáceas.

Constituyen un estrato tabular masivo, si bien en la base se conservan restos de laminación paralela de origen no detrítico. Desde el punto de vista textural es un *mudstone-wackestone* de ostrácodos y caráceas. Hacia techo exhibe bioturbación vertical débil.

Estratigrafía

Tramo 9: 1 m. cubierto.

Tramo 10: 1 m. de calizas de color gris oscuro y gris claro.

Forman un paquete tabular integrado por estratos, también tabulares, de 0,15 a 0,4 m. de potencia. En general, son calizas masivas, aunque en la base de los estratos se reconoce laminación paralela incipiente, formada por bandas micríticas milimétricas-decimétricas.

Consisten en *mudstone-wackestone*, *wackestone* y *wackestone-packstone* de trozos de moluscos (generalmente gasterópodos), ostrácodos, carofitas (oogonios y tallos) y e incluyen fragmentos carbonosos. Las texturas más groseras se sitúan en la base de los estratos.

La bioturbación vertical está presente a lo largo del tramo, haciéndose más intensa hacia el techo de los estratos y, a su vez, hacia el techo del tramo. También se observan grietas de desecación y, de forma local, "marmorización".

Tramo 11: 1 m. cubierto.

Tramo 12: 0,7 m. de calizas grises y beige, gris claro, con una intercalación de lutitas grises.

Las calizas aparecen en dos paquetes tabulares de 0,25 y 0,35 m. de potencia. Son masivas, aunque en el paquete superior, constituido por estratos de alrededor de 0,1 m., se observa laminación paralela de origen no detrítico. Corresponden a *mudstones*. En el paquete inferior existe bioturbación vertical.

Las margas se presentan como una intercalación de 0,15 m. Son masivas.

Tramo 13: 3,1 m. cubiertos.

Tramo 14: 13,7 m. Alternancia de calizas de color gris, gris claro, beige y amarillo y margas y lutitas verdes y grises, con intercalaciones de areniscas verdes y grises.

En este tramo se diferencian tres tipos de calizas en función de las estructuras: calizas masivas, calizas bioturbadas y calizas laminadas.

Las calizas masivas forman estratos tabulares de 0,05 a 0,4 m. de potencia, generalmente con bases y techos planos, a veces irregulares. Internamente pueden mostrar restos de laminación paralela o superficies de estratificación horizontales y discontinuas. Las texturas más frecuentes son *mudstones* y *wackestones* de caráceas, ostrácodos, fragmentos de gasterópodos y, de forma esporádica, intraclastos. También pueden contener granos de cuarzo dispersos y fragmentos carbonosos. Muestran bioturbación vertical de raíces de poca intensidad.

Las calizas bioturbadas configuran estratos tabulares, de hasta 0,3 m. de potencia, a veces con superficies horizontales internas discontinuas. El techo puede ser muy irregular debido a erosión. Presentan las mismas características texturales que las calizas masivas. El rasgo predominante es la bioturbación vertical de raíces, que se hace más intensa hacia el techo de los estratos, llegando a producirse un paso gradual de caliza masiva a caliza bioturbada. Las cavidades de las raíces pueden estar rellenas de lutitas verdosas. Otros procesos presentes, especialmente en el techo de los estratos, son la "nodulización", la "ferruginización" en finas láminas y la "marmorización".

Las calizas laminadas se disponen en niveles tabulares de 0,2 a 0,6 m. de potencia, con bases horizontales, a veces onduladas y fuertemente erosivas. Suelen contener mayor porcentaje de detríticos en la base de los niveles, a veces también en el techo; en ocasiones estas acumulaciones son láminas erosivas de 2 ó 3 cm. de potencia, de fragmentos carbonatados (*packstone* de intraclastos). Muestran *ripples* simétricos, estratificación lenticular y *flaser* y laminación paralela. Ocasionalmente se observan superficies erosivas onduladas de longitud métrica. Asociados a las calizas laminadas, en la base o en el techo de los estratos, se aprecian estromatolitos como incrustaciones centimétricas planares onduladas y mameliformes.

Las margas y lutitas conforman intervalos de 0,05 a 1 m. de potencia. Puede ser masivas o laminadas, a veces debido a la presencia de láminas milimétricas de arena fina.

Las areniscas son de grano fino a fino-medio. Constituyen niveles laminares de pocos milímetros a 0,2 m. de potencia, masivos o con *ripples* simétricos.

Estratigrafía

El tramo en conjunto está organizado en secuencias de tercer orden, de potencia decimétrica a métrica, integradas por calizas laminadas-margas-(calizas laminadas)-calizas masivas-calizas bioturbadas, así como por margas-(calizas masivas)-calizas bioturbadas.

Tramo 15: 1 m. semicubiertos. Localmente se identifican margas grises.

Tramo 16: 8,1 m. Alternancia de calizas y calizas margosas grises, beige y amarillas y margas y lutitas verdes y grises.

Las calizas grises y gris-beige, a veces con decoloraciones gris-rosáceas, corresponden a calizas masivas y bioturbadas. Forman estratos tabulares de 0,1 a 0,3 - 0,4 m. de potencia, en los que es frecuente observar superficies internas, subhorizontales, ocasionalmente onduladas, de escasa continuidad lateral. Desde el punto de vista textural consisten en *mudstones* y *wackestones* de ostrácodos, caráceas y fragmentos de gasteróodos, ocasionalmente intraclastos. También contienen fragmentos vegetales carbonosos. La bioturbación vertical de raíces puede llegar a ser muy intensa. Se han reconocido pátinas ferruginosas sobre estos niveles intensamente bioturbados, así como nódulos de sílex de hasta 0,3 m. de diámetro en el interior de dichos niveles.

Las calizas de color beige, gris claro y amarillo están laminadas; aparecen en estratos tabulares de 0,2 a 0,6 m. de potencia, generalmente con bases y techos horizontales. Muestran estratificación lenticular, a veces de *ripples* simétricos y laminación paralela, mayoritariamente de arena y gris de grano fino; la fracción carbonatada es un *mudstone*.

De forma ocasional incluyen incrustaciones estromatolíticas, planares onduladas, de 2 ó 3 cm. de espesor, asociadas a las escasas superficies erosivas presentes.

Las margas y lutitas configuran niveles de 2 ó 3 cm. a 0,6 m. de potencia, masivos o con laminación paralela.

Este tramo está formado por secuencias de tercer orden, decimétricas a métricas, principalmente de tipo margas-(calizas laminadas)-calizas masivas-calizas bioturbadas o de tipo calizas laminadas-margas.

Tramo 17: 0,9 m. cubiertos. Hacia techo se identifican margas grises.

Tramo 18: 9,5 m. Alternancia de margas y lutitas verdes, grises y marrones y calizas grises, gris-rosáceas, beige y marrón-amarillentas.

Las margas y lutitas componen paquetes tabulares de hasta 1,5 m. de potencia. En general son masivas, si bien localmente presentan estratificación lenticular. Pueden contener ostrácodos, caráceas y gasterópodos rotos.

La mayor parte de las calizas son masivas y bioturbadas. Se disponen en estratos tabulares de 4-5 cm. a 0,4 m. de espesor, agrupados en paquetes de hasta 0,8 m. Consisten en *mudstones* y *wackestones* de ostrácodos y caráceas, con fragmentos de moluscos y, en ocasiones, intraclastos. Pueden contener granos de cuarzo y porosidad móldica. La bioturbación vertical de raíces puede ser intensa y estar acompañada de fenómenos locales de "marmorización" e indicios de "microcarstificación".

Hacia la mitad superior del tramo se reconoce un estrato de calizas laminadas beige, marrón-amarillentas, de 0,6 m. de potencia, que pasa lateralmente a un cuerpo de areniscas (extraclastos, bioclastos e intraclastos) de hasta 0,8 m., con convolución en la base. Estas calizas consisten en una alternancia de intervalos milimétricos-centimétricos de micrita (*mudstone* y *wackestone* de intraclastos y bioclastos, con granos de cuarzo) y láminas detríticas (*wackestone* y *packstone* de intraclastos y sobre todo *coated grains*), así como estratificación lenticular y *flaser*. Dentro de esta alternancia son frecuentes las incrustaciones estromatolíticas horizontales y onduladas, de espesor milimétrico, a veces de 1 ó 2 cm.

El tramo está compuesto por secuencias decimétricas-métricas donde se suceden margas-(calizas masivas)-calizas bioturbadas, ocasionalmente margas-calizas laminadas.

Tramo 19: 7,3 m. Alternancia de margas y lutitas verdes y grises y areniscas grises y marrones, con intercalaciones de calizas grises y beige.

Estratigrafía

Las margas y lutitas constituyen paquetes de 0,25 a 1,2 m. de potencia, masivos y, ocasionalmente, con laminación paralela. Hacia la parte superior del tramo tienen decoloraciones ocres debidas a bioturbación.

Las areniscas varían de grano fino a grueso; forman niveles laminares de 0,1 a 0,5 m. de espesor; en la base del tramo se presentan como un paquete de 2,2 m. integrado por niveles tabulares de 0,2 a 0,5 m. de potencia. En general predominan los granos silíceos, aunque contienen también *coated grains*, fragmentos estromatolíticos y micríticos y bioclastos en proporciones variables. Estos clastos carbonatados y los *coated grains* pueden estar dispersos o concentrados en láminas, originando una laminación paralela, generalmente con intercalaciones milimétricas de estromatolitos (incrustaciones planares uniformes u onduladas). Otras estructuras presentes en las areniscas son la estratificación *flaser* (de caliza o marga) y *ripples* simétricos con las crestas truncadas.

Las calizas de color gris son masivas; aparecen en estratos tabulares de 4-5 cm. a 0,2 m. de espesor. Corresponden a *mudstone-wackestone* y *wackestone-packstone*, fundamentalmente de ostrácodos y, en menor medida, de caráceas (oogonios) y fragmentos de gasterópodos. Contienen bioturbación vertical de raíces débil.

Las calizas de color beige configuran un estrato de alrededor de 0,4 m. de potencia, en el que se reconoce laminación paralela, estratificación *flaser* y finas incrustaciones estromatolíticas onduladas.

El conjunto del tramo es grano y estratodecreciente.

Tramo 20: 20,2 m. Alternancia de lutitas y margas marrones, grises y verdes y calizas y calizas margosas beige, amarillas y blancas, con esporádicas intercalaciones de areniscas marrón-rojizas y marrones y yesos blancos.

Las lutitas y margas se presentan en paquetes de 0,2 a 3,5 m. de potencia, masivos y, ocasionalmente, con laminación paralela debida a láminas de arena. Pueden contener restos fósiles (gasterópodos, ostrácodos, oogonios de caráceas y fragmentos vegetales carbonosos). En la parte inferior del perfil contienen nódulos de yeso dispersos (de alrededor de 0,1 m. de diámetro).

Las calizas y calizas margosas se disponen en estratos tabulares de 0,1 a 1 m. de potencia, con bases y techos horizontales, a veces irregulares. La estructura más frecuente es la laminación paralela, seguida de la estratificación lenticular y los *ripples* simétricos, donde la parte micrítica es un *mudstone*. En los estratos basales se reconoce estratificación cruzada *hummocky*, asociada a superficies erosivas onduladas de longitud decimétrica a métrica. Algunas calizas contienen acumulaciones laminares - *packstones*- de 2-8 cm. de espesor, de intraclastos (granos de micrita, fragmentos estromatolíticos), *coated grains* e incluso fragmentos carbonosos.

En relación con estos niveles laminados se encuentran calizas estromatolíticas en forma de incrustaciones planares mameliformes y onduladas (de hasta 0,1 m. de espesor) y pequeños biohermos (de 0,1 a 0,2 m. de espesor), que en determinadas situaciones se desarrollan sobre superficies erosivas.

De forma esporádica estas calizas contienen nódulos de yeso (de diámetro centimétrico) y moldes de cristales lenticulares de yeso (milimétricos), así como finas láminas de sílex beige-gris (de 3 ó 4 mm. de espesor).

Asociados a los nódulos de yeso puede encontrarse una oquerosidad importante en la roca, dando el aspecto de costra.

Las areniscas son de grano fino y medio; constituyen láminas de hasta 4-5 cm. de potencia, situadas en la base o en el techo de los estratos de calizas.

Los yesos son microcristalinos, de tipo alabastrino; además de aparecer como nódulos dispersos, forman capas irregulares, de hasta 0,2 m. de potencia, de continuidad lateral escasa (métrica).

Este tramo consiste en secuencias decimétricas-métricas de tipo calizas-margas y margas-calizas.

Tramo 21: 10,7 m. de calizas y calizas margosas beige, blancas y grises con intercalaciones de lutitas y margas grises.

Estratigrafía

La mayoría de las calizas y calizas margosas beigeas y todas las blancas corresponden a calizas laminadas. Se presentan en paquetes tabulares de 0,2 a 2,5 - 3 m. de potencia, integrados por niveles tabulares de 0,2 a 1 m. de potencia. La estructura más común es la laminación paralela, seguida de la estratificación lenticular y de los *ripples* simétricos en las láminas detríticas más potentes. La porción detrítica de estas calizas puede ser silícica o carbonatada; en este último caso los intervalos detríticos pueden ser también láminas milimétricas o de 1 ó 2 cm., donde los clastos son mayoritariamente *coated grains* y/o granos de micrita o fragmentos estromatolíticos. La parte micrítica de la laminación es un *mudstone* o *mudstone-wackestone*. La bioturbación vertical de raíces suele ser débil. También incluyen láminas milimétricas y nódulos centimétricos de sílex beige y gris y, de forma esporádica, nódulos centimétricos de yeso.

Asociadas a estas calizas laminadas son frecuentes las construcciones estromatolíticas calcáreas, de tipo planar mameliforme, horizontal y ondulado, de potencia centimétrica.

Las calizas grises y algunas beigeas consisten en facies masivas y bioturbadas. Se ordenan en paquetes de hasta 2,5 m. de potencia, integrados por estratos tabulares de 0,05 a 0,4 m. de potencia. Las bases y los techos suelen ser horizontales, a veces muestran irregularidades. Desde el punto de vista textural se clasifican como *mudstone-wackestone*, *wackestone* y, localmente, *packstone* de ostrácodos, caráceas y fragmentos de gasterópodos, ocasionalmente intraclastos. También contienen *pellets* y restos vegetales carbonosos. Es frecuente la porosidad móldica de fósiles. La bioturbación vertical de raíces tiene intensidad variable, observándose el paso gradual de calizas masivas débilmente bioturbadas a calizas masivas intensamente perforadas. Este aumento progresivo se reconoce también en el paso de calizas laminadas a masivas y finalmente muy bioturbadas. Localmente, en el techo de algunos estratos se aprecian acanaladuras de sección semicircular, de diámetro decimétrico, con una orientación preferente. También se aprecia "nodulización", "microcarstificación" y, esporádicamente, "marmorización" y grietas de desecación. De forma poco habitual contienen nódulos y láminas de sílex.

Las lutitas y las margas forman niveles masivos de pocos centímetros a 0,1 - 0,2 m. de potencia.

El conjunto del tramo exhibe una evolución vertical granodecreciente (respecto al contenido en terrígenos) que culmina con facies masivas e intensamente bioturbadas.

Tramo 22: 0,6 m. parcialmente cubiertos. Localmente se reconocen margas grises y calizas de color gris-azulado.

Tramo 23: 5,5 m. de lutitas y margas marrones y grises respectivamente, y areniscas grises.

Las lutitas, preferentemente limos, forman dos paquetes de 1,5 y 0,3 m. de potencia, masivos o con laminación paralela y, a veces, bioturbados:

Las margas aparecen en la base del tramo como un nivel de alrededor de 1 m. (potencia visible), masivo y con restos fósiles (fragmentos de moluscos y restos vegetales carbonosos).

Las areniscas varían de grano fino a grueso. Constituyen un paquete tabular a la escala de afloramiento, de alrededor de 2,3 m. de potencia, y un lentejón masivo de 0,2 m.; en ambos casos, las bases son canaliformes. En el paquete se diferencian varios niveles por el tamaño de grano y/o grado de cementación. En la base se aprecia estratificación cruzada en surco. Hacia techo se observan superficies inclinadas que probablemente delimitan cuerpos de acreción lateral. También se han reconocido niveles con *ripples* simétricos.

Tramo 24: 2,5 m. parcialmente cubiertos. Afloramientos locales indican la presencia de lutitas ocreas y areniscas grises de grano fino. Las lutitas tienen vestigios de bioturbación y "marmorización".

Tramo 25: 1 m. de areniscas grises y limos marrones.

Las areniscas son de grano fino. Aparecen como un nivel masivo de 0,5 m. de potencia.

Los limos configuran un intervalo masivo de 0,5 m.

Tramo 26: 1,7 m. parcialmente cubiertos. Hacia techo se identifican areniscas grises de grano fino y limos marrones masivos.

Estratigrafía

Tramo 27: 16,2 m. Alternancia de lutitas marrones y grises, a veces rojas, margas grises y areniscas grises y marrones, con escasas intercalaciones de calizas grises.

Las lutitas, en ocasiones limos, y las margas se disponen en paquetes de 0,1 a 2 m. de espesor son masivas. Las margas pueden contener fragmentos vegetales carbonosos. Las lutitas muestran bioturbación débil y rasgos incipientes de "marmorización".

Las areniscas varían desde grano fino a medio-grueso. Constituyen niveles tabulares de 0,05 a 1 m. de potencia, que pueden agruparse en paquetes de hasta 3 m. Las bases y los techos de estos niveles son horizontales, planas. En general son masivas, si bien se distingue un paquete en el que se observan *ripples* de interferencia, *ripples* simétricos y estratificación *flaser* (de caliza beige). En este paquete, las areniscas pueden contener clastos calcáreos y *coated grains*, normalmente en bajas proporciones y dispersos. En algunos casos, las areniscas contienen fragmentos vegetales carbonosos. La bioturbación está presente en algunos niveles, casi siempre con escasa intensidad.

Las intercalaciones de calizas se reducen a láminas de 2 ó 3 cm., masivas y bioturbadas.

El tramo está compuesto por secuencias decimétricas-métricas granodecrecientes o granocrecientes.

Tramo 28: 18 m. Alternancia de lutitas, a veces margas, marrones, grises y verdes y calizas grises, beige y amarillas, con intercalaciones de areniscas grises.

Las lutitas se presentan en niveles de 2 ó 3 cm. a 1,5 m. de potencia. Son masivas, si bien en determinadas situaciones incluyen láminas y lentículas arenosas. Pueden contener fragmentos de moluscos, caráceas (oogonios) y trozos vegetales carbonosos.

Las calizas grises y beiges-gris claro corresponden a facies masivas y bioturbadas. Se disponen en estratos tabulares de 2 ó 3 cm. a 1,2 m. de potencia, con bases y techos horizontales. Los estratos decimétricos y centimétricos suelen agruparse en paquetes de hasta 0,7 m. de potencia. Ocasionalmente exhiben superficies internas irregulares y discontinuas y, de forma esporádica, conservan restos de laminación paralela (no detrítica) en la base de los estratos. Desde el punto de vista textural consisten en *mudstones-wackestones* y *wackestones* de ostrácodos y caráceas, fragmentos de moluscos y, a veces, intraclastos; con frecuencia contienen granos de cuarzo dispersos. Los ostrácodos suelen ser más abundantes que las caráceas en las calizas masivas, mientras en las facies bioturbadas pueden dominar estas últimas. También existe porosidad móldica de fósiles. En general, la bioturbación vertical de raíces no es muy intensa.

Las calizas amarillas y algunas beiges pertenecen a la facies de calizas laminadas. Forman estratos tabulares de 0,2 a 0,6 m. de espesor. Corresponden a *mudstones* con intervalos detríticos silíceos o con una gran proporción de granos carbonatados. Muestran laminación paralela y, en el estrato del techo del tramo, incluyen *ripples* simétricos y, a veces, asimétricos, así como finas láminas detríticas, donde pueden predominar los intraclastos y *coated grains*. Además, en algunos casos, se aprecian estromatolitos (incrustaciones planares mameliformes y horizontales e incrustaciones de bloques), en ocasiones tapizando las acanaladuras presentes. Estas tienen sección semicircular de diámetro decimétrico y poseen una orientación preferente.

Las areniscas son de grano fino y fino-medio. Configuran niveles tabulares de 0,05 a 1,2 m. de potencia. En ocasiones muestran estratificación *flaser* y laminación paralela.

El tramo está constituido por secuencias decimétricas-métricas donde se suceden lutitas (± areniscas)-calizas (laminadas o masivas y bioturbadas).

Tramo 29: 32,5 m. Alternancia de lutitas marrones y grises, en ocasiones naranjas y rojas, y areniscas grises y marrones con intercalaciones de calizas beige y grises.

Las lutitas se organizan en intervalos de hasta 2,5 m. de potencia, masivos y, a veces, con laminación paralela o estratificación lenticular debida a intercalaciones arenosas. Pueden contener fragmentos vegetales dispersos o finas acumulaciones carbonosas (2 ó 3 cm. de espesor), a menudo asociadas a fragmentos de moluscos. Presentan bioturbación y "marmorización" débiles.

Estratigrafía

Las areniscas son de grano fino y medio. Aparecen en niveles laminares de 2 ó 3 cm. a 0,5 m., excepcionalmente de 1,7 m. de potencia (estos niveles más potentes suelen estar poco cementados). Pueden ser masivas o mostrar *ripples* simétricos, a menudo de crestas rectilíneas, estratificación *flaser* (lenticulas de caliza margosa o marga) y laminación paralela. Se reconocen rasgos de bioturbación y, localmente, huellas de escape de fluidos.

Las calizas constituyen intercalaciones tabulares de 2 ó 3 cm. a 0,2 m. de potencia. Ocasionalmente conservan restos de laminación paralela en la base de los estratos, si bien suelen ser masivas. Corresponden a *mudstone-wackestone* y *wackestone* de ostrácodos, con caráceas en menor proporción. Esporádicamente consisten en *packstone* de granos de micrita, fragmentos de conchas y *coated grains*, formando laminación paralela. La bioturbación vertical de raíces es de poca intensidad.

En este tramo existen secuencias decimétricas-métricas granodecipientes [areniscas-lutitas-(calizas)] y granocrecientes (lutitas-areniscas).

Tramo 30: 21,2 m. de lutitas naranjas, amarillo-anaranjadas, marrones y grises, calizas blancas y beigeas y areniscas grises.

Las lutitas, a menudo carbonatadas, configuran paquetes de hasta 7,5 m. de potencia. Son masivas y contienen rasgos de bioturbación, así como decoloraciones verdes, grises, amarillas y rosas, atribuibles a "marmorización". Las lutitas grises constituyen láminas centimétricas, masivas, intercaladas entre las calizas.

Las calizas se presentan en dos paquetes tabulares de 2,2 y alrededor de 1 m. de potencia, situados en el techo y en la base del tramo respectivamente. También se reconocen niveles de hasta 0,1 m. intercalados en las lutitas. Esos paquetes están integrados por estratos tabulares de 2 ó 3 cm. a 0,4 m. de potencia, masivos o, de forma ocasional, con laminación paralela en la base. Las texturas más corrientes son *mudstone*, y *wackestone* de ostrácodos y/o caráceas, a veces con gasterópodos. En algunos casos, la textura es un *wackestone-packstone* de caráceas e intraclastos. Es frecuente que algunos fósiles estén microespartizados. Se observa bioturbación vertical de pequeña longitud y anchura fina, a veces asociada a "microcarstificación" y "brechificación" local. La porosidad móldica de fósiles es frecuente.

Las areniscas son de grano fino y medio. Se disponen en cuerpos tabulares y lenticulares de 0,1 a alrededor de 1 m. de potencia; las bases son horizontales o canaliformes, más o menos acentuadas. Son masivas.

El tramo está compuesto por secuencias granodecipientes, de potencia decimétrica-métrica, constituidas por la sucesión areniscas-lutitas o margas-calizas.

Tramo 31: 2,5 m. parcialmente cubiertos. Localmente afloran lutitas marrones.

Tramo 32: 5,2 m. de calizas y calizas arenosas de color beige, blanco, amarillo y rojo, con intercalaciones de lutitas marrones y margas verdes.

Las calizas y calizas arenosas corresponden a facies masivas y, en menor proporción, bioturbadas. Integran paquetes tabulares de hasta 1,2 m., compuestos por estratos de 3 ó 4 cm. a 1,1 m. de potencia, con bases y techos horizontales, planos. En general consisten en *wackestone* y *mudstone-wackestone* de ostrácodos y/o caráceas, con frecuentes gasterópodos. Localmente corresponden a un *wackestone-packstone*. En las texturas más groseras puede existir laminación paralela. En algunas muestras, los fósiles o la totalidad de la roca están microespartizados o espartizados. Pueden contener granos de cuarzo dispersos. La bioturbación vertical es débil, haciéndose más intensa hacia el techo de los estratos y del tramo. Muestran fenómenos locales de "microcarstificación" y porosidad móldica de fósiles.

Las lutitas y las margas aparecen en intervalos de 1 ó 2 cm. a 1 m. de espesor. Pueden ser masivas o presentar laminación paralela.

En este tramo existen secuencias decimétricas-métricas granodecipientes, de tipo margas-calizas, que pueden ser estratocrecientes o estratodecipientes.

Consideraciones:

Desde el punto de vista litoestratigráfico, este perfil se incluye en la Formación Alcubierre (QUIRANTES, 1978), salvo el tramo 1, que pertenece a la Formación Zaragoza (QUIRANTES, *op. cit.*).

Este perfil está integrado por varias macrosecuencias de potencia decamétrica y evolución granodecreciente, que se agrupan en dos megasecuencias con evolución granodecreciente (tramos 2 al 21 y 22 al 32). El tramo 1 no muestra una evolución definida en este perfil, pero forma parte de una macrosecuencia granodecreciente que culmina con predominio de yesos (perfiles de Puig Ladrón y Lasfachastis).

El límite entre el tramo 1 y la megasecuencia inferior (tramos 2 al 21) es una ruptura sedimentaria asimilable a las de tipo 3 de GONZALEZ *et al.* (1988), que en este perfil se manifiesta por la sustitución neta de depósitos caracterizados por la presencia de yeso por sedimentos carbonatados.

El límite entre la megasecuencia inferior (tramos 2 al 21) y la superior (tramos 22 al 32) es una ruptura sedimentaria de tipo 3, que corresponde a una implantación generalizada de sedimentos detríticos fluviales sobre depósitos carbonatados previos y supone un salto granulométrico en la evolución secuencial. En áreas adyacentes de la Sierra de Alcubierre, la superficie de ruptura presenta un carácter erosivo, y los sedimentos inmediatamente infrayacentes y suprayacentes están afectados por estructuras tectónicas específicas de ese límite, que se explican en el apartado 2.3.

Las Unidades limitadas por esas rupturas se han correlacionado estratigráficamente con las U.T.S. establecidas por PEREZ *et al.* (1988) en áreas meridionales próximas de la Cuenca del Ebro, en razón de la identidad en la evolución secuencial de dichas Unidades y en la tipología de sus respectivos límites. Así, el tramo 1 queda incluido en la Unidad N₁; la megasecuencia inferior corresponde a la Unidad N₂ y la superior a la Unidad N₃. Esta correlación queda confirmada, además, por datos cronoestratigráficos: el yacimiento de San Caprasio (tramo 30 del perfil) tiene la misma edad que los yacimientos de la N₃ del sector meridional de la Cuenca del Ebro (ver apartado 2.4).

Resumen del perfil:

- Tramo 1: Unidad N₁
Ruptura sedimentaria de tipo 3
- Tramos 2-21: Unidad N₂
Ruptura sedimentaria de tipo 3
- Tramos 22-32: Unidad N₃

2.- Perfil del Barranco de Lasfachastis (figura 2.36)

Situación:

Se ha levantado al Norte de Farlete, al Este del barranco de Lasfachastis. La base se sitúa en las parideras del Pino Alto.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TYM074209

Techo: 30TYM078214

Descripción:

De base a techo se han establecido los siguientes tramos:

Tramo 1: 19,4 m. de margas y lutitas verdes, grises, beige y marrones, con intercalaciones de yesos blancos, calizas beige y amarillas y areniscas verdes y grises.

Las margas y lutitas se disponen en niveles de 0,1 a 4,5 m. de potencia. Pueden ser masivas o laminadas; la laminación es paralela, a veces marcada por finas intercalaciones de arena. Con frecuencia contienen fragmentos vegetales carbonosos y, ocasionalmente, bioturbación.

La mayor parte del yeso es nodular y micronodular, con textura microcristalina (yesos alabastrinos). Aparecen en niveles tabulares de hasta 0,4 m. de espesor, de continuidad lateral variable, generalmente escasa. También se ha reconocido yeso microcristalino formando capas masivas de 0,1-0,2 m. de potencia y cristales lenticulares dispersos dentro de calizas.

Las calizas constituyen estratos tabulares de hasta 0,2 m. de potencia, generalmente asociados a los niveles de yeso nodular. La estructura interna más común es la laminación paralela, dada por láminas arenosas y láminas micríticas (*mudstone*). A veces muestran superficies erosivas internas, configurando amplias ondas o acanaladuras de sección semicircular, casi rectangular, de diámetro decimétrico.

En relación con las calizas existen incrustaciones estromatolíticas calcáreas de espesor centimétrico, que pueden ser onduladas, regulares o mameliformes, dentro de las cuales se encuentran

Estratigrafía

láminas milímetros de sílex paralelas a la estructura estromatolítica. Con menor asiduidad, los estromatolitos se hallan incrustando bloques o relieves positivos dejados por erosión.

Las areniscas varían de grano fino a medio. El cemento suele ser yesífero. Se ordenan en láminas de 0,1 a 0,5 m. de potencia. Se reconocen *ripples* simétricos, *ripples* indeterminados, estratificación *flaser*, y laminación paralela. Otras veces son masivas. Pueden incluir fragmentos vegetales carbonosos.

En este tramo se aprecia la existencia de secuencias de tercer orden decimétricas-métricas granodecrecientes (margas±areniscas-calizas).

Tramo 2: 50 m. Alternancia de margas grises y verdes y yesos blancos, con intercalaciones de calizas beige y amarillas y esporádicas areniscas grises.

Las margas se presentan en intervalos de 0,1 a 1,5 m. de potencia. En general son masivas, aunque pueden incluir laminación paralela.

La mayor parte del yeso presente es microcristalino, nodular, generalmente constituyendo capas irregulares o tabulares de hasta 0,4 m. de potencia. Los nódulos pueden alcanzar 0,3-0,4 m. de diámetro y a veces están formados por macrocristales (1 ó 2 cm. longitud). El yeso micronodular presente (menos de 1 cm. de diámetro) también es microcristalino; forma niveles de hasta 0,3-0,4 m. de potencia. Estos niveles de yeso micronodular pueden asociarse a láminas de yeso microcristalino (0,1-0,2 m. de potencia) masivo. Estos últimos pueden alternar y dar lugar a intervalos laminados. También se han reconocido láminas centimétricas de yeso lenticular (tamaño milimétrico), asociado al micronodular. Hacia techo del tramo, algunos niveles de yeso nodular contienen nódulos de sílex marrón, masivo o laminado (sílex-caliza), de hasta 0,2 m. de diámetro.

Las calizas configuran estratos tabulares, a menudo irregulares debido al desarrollo de yesos en su interior, de hasta 0,5 m. de potencia. En conjunto, la estructura dominante es la laminación paralela (láminas de arena), aunque a veces, correspondiendo a la misma facies laminada, las láminas de arena son imperceptibles a escala mesoscópica. Estas calizas suelen incluir incrustaciones estromatolíticas centimétricas, normalmente mameliformes u onduladas.

Las areniscas son un componente muy minoritario en este tramo. Son de grano fino. Se reducen a láminas de espesor milimétrico-centimétrico (de hasta 5 cm), que a veces presentan *ripples* indeterminados y estratificación *flaser* (de caliza). Pueden contener micronódulos de yeso y, hacia techo, pátinas ferruginosas.

En este tramo se identifican secuencias de tercer orden, de potencia métrica, estratocrecientes (con referencia a la potencia de los niveles nodulares), que comienzan con niveles margosos con intercalaciones de capas de yeso nodular y yeso microcristalino, que van pasando hacia techo a potentes capas de nódulos, éstos de tamaño progresivamente mayor, con finos intervalos calcáreos.

Tramo 3: 4 m. Alternancia de margas grises y calizas beige y beige-gris claro.

Las margas integran intervalos de 0,2 a 1 m. de potencia, con laminación paralela, en ocasiones dada por finas láminas de arena.

Las calizas beige se organizan en estratos tabulares de hasta 0,5 m. de potencia. Presentan laminación paralela y, a veces, superficies erosivas onduladas, de longitud decimétrica-métrica. Corresponden a *mudstones* con láminas de arena. Estas calizas presentan nódulos de yeso en su interior o en la base de los estratos, con los cuales se hallan nódulos de sílex marrones, de diámetro centimétrico.

En la porción basal del tramo muestran incrustaciones estromatolíticas planares onduladas y mameliformes, de espesor centimétrico-decimétrico.

Las calizas de color beige-gris claro constituyen un paquete tabular de 0,6 m. de potencia, situado en el techo del tramo, compuesto por estratos tabulares de 0,2-0,3 m. de espesor. Son masivas y consisten en *mudstone-wackestone* de ostrácodos, caráceas (tallos y oogonios) y fragmentos de gasterópodos. A menudo, los ostrácodos y caráceas se reconocen por su porosidad móldica. Hacia techo, estas facies están bioturbadas y contienen nódulos de sílex gris (diámetro centimétrico).

Estratigrafía

En este tramo se observa una secuencia métrica formada por la sucesión calizas laminadas-margas-calizas laminadas-masivas-bioturbadas, y otras decimétricas-métricas de tipo margas-calizas laminadas y viceversa.

Consideraciones:

Este perfil está organizado en varias macrosecuencias métricas-decamétricas, con evolución granodecreciente. El conjunto de los tramos 1 y 2 muestra, en general, una tendencia granodecreciente y culmina con yesos nodulares, calizas y margas. El tramo 3 tiene también evolución granodecreciente y termina con facies bioturbadas.

El límite entre la megasecuencia integrada por los tramos 1 y 2 y el tramo 3 se reconoce como una ruptura sedimentaria, que se correlaciona fotogeológicamente con la establecida en el perfil de San Caprasio entre las Unidades N₁ y N₂ y presenta las mismas características sedimentarias.

Desde el punto de vista litoestratigráfico este perfil queda incluido prácticamente en su totalidad en la Formación Zaragoza (QUIRANTES, 1978), excepto los niveles carbonatados del tramo 3, que forman parte de las calizas de Alcubierre (QUIRANTES, *op. cit.*).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 y 2: Unidad N₁
Ruptura sedimentaria de tipo 3
- Tramo 3: Unidad N₂

3.- Perfil del Barranco de la Loba (figura 2.37)

Situación:

Este perfil se ha realizado al Norte-Noroeste de Farlete, a lo largo del camino situado entre el Barranco de la Loba y el del Olivar.

Estratigrafía

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TYM068224

Techo: 30TYM066228

Descripción:

Se han diferenciado los tramos siguientes:

Tramo 1: 2 m. de yesos blancos con intercalaciones de margas beige y calizas amarillas.

Los yesos son microcristalinos (alabastrinos) y de estructura nodular; se presentan en capas irregulares de alrededor de 0,2 m. de potencia, a veces formando paquetes de 0,7 m. Es frecuente encontrar nódulos de sílex marrón y gris, de hasta 0,2 m. de diámetro. En ocasiones, el sílex está laminado (láminas de sílex con diferente tonalidad y láminas calizas) y recuerda a estructuras estromatolíticas.

Las margas forman niveles masivos de 0,2-0,3 m. de potencia.

Las calizas constituyen un estrato tabular, a la escala de afloramiento, de 0,3 m. de potencia, que se sitúa en el techo del tramo. Presenta laminación paralela y, justo en la parte superior, incrustaciones estromatolíticas de espesor centimétrico, normalmente mameliformes y, a veces, con una orientación determinada.

Tramo 2: 1,7 m. parcialmente cubiertos.

Hacia techo afloran lutitas verdes.

Tramo 3: 11,7 m. Alternancia de calizas y calizas margosas amarillas, beige y grises y lutitas grises y verdes, en ocasiones ocre, con intercalaciones de areniscas grises.

Las calizas y calizas margosas amarillas y beige consisten en facies laminadas; se disponen en estratos tabulares de hasta 1 m. de potencia. Corresponden a *mudstone* con láminas detríticas. La base de algunos estratos presenta láminas de 1 ó 2 cm. de potencia de intraclastos y/o bioclastos. En algunas ocasiones estas calizas muestran construcciones estromatolíticas asociadas (incrustaciones mameliformes) que pueden alcanzar 0,5 m. de potencia, siendo entonces la facies dominante. En algunos estratos de calizas laminadas se observan nódulos de yeso y de sílex, por lo general de diámetro centimétrico.

Las calizas de color gris integran estratos tabulares de 0,2 a 0,3 m. de potencia, sin estructuras sedimentarias perceptibles. La textura corresponde a *mudstone-wackestone* y *wackestone* de gasterópodos y fragmentos de conchas en general. Son frecuentes los fragmentos carbonosos. En algunos estratos se aprecia bioturbación de raíces de intensidad moderada.

Las lutitas se presentan en niveles masivos de hasta 0,8 m. de potencia.

Las areniscas varían de grano fino a grueso. Se organizan en estratos tabulares de hasta 0,6 m. de potencia, con evolución granodecreciente, pasando gradualmente a lutitas, si bien en la base del tramo se halla un nivel granocreciente.

En este tramo se reconocen secuencias decimétricas-métricas granodecrecientes, de tipo margas-calizas o areniscas-lutitas-calizas.

Tramo 4: 8 m. de lutitas gris verdosas y marrones con intercalaciones de calizas de color gris oscuro.

Las lutitas forman paquetes masivos de hasta 3,5 m. de potencia, en los que es corriente la presencia de nódulos de yeso dispersos (diámetro de hasta 0,1-0,2 m.).

Estratigrafía

Las calizas constituyen dos estratos tabulares de 0,2 y 0,4 m. de potencia, sitos en la mitad del tramo. Corresponden a *mudstone-wackestone* y *wackestone* de gasterópodos, enteros y rotos, y además contienen abundantes fragmentos vegetales carbonosos. La bioturbación es muy débil.

Tramo 5: 33 m. Alternancia de calizas beigeas, amarillas y grises y lutitas y margas verdes, grises y marrones (ocres), con intercalaciones de yesos blancos y, esporádicamente, de areniscas de color marrón-grisáceo.

Las calizas beigeas y amarillas se disponen en estratos tabulares de 0,2 a 1,7 m. de potencia, donde la estructura interna es la laminación paralela y, con menor asiduidad, la estratificación lenticular. En la base de algunos estratos la fracción detrítica puede formar láminas de 2 ó 3 cm. de potencia, donde dominan los intraclastos (granos de micrita y fragmentos estromatolíticos).

Los estromatolitos son muy abundantes en este tramo, asociados siempre a las facies laminadas. Configuran incrustaciones planares mameliformes, así como pequeños biohermos, de hasta 15 cm. de altura y, esporádicamente, oncolitos de 6-7 cm. de diámetro. Pueden estar deformados por el desarrollo de nódulos de yeso en su interior o en los niveles infrayacentes.

Las calizas grises corresponden a estratos tabulares de 0,2 a 0,5 m. de potencia, masivos y bioturbados. Estos pueden agruparse en paquetes de hasta casi 3 m. de potencia. Desde el punto de vista textural consisten en *mudstone-wackestone* y *wackestone* de fragmentos de conchas en general y gasterópodos. También contienen restos carbonosos. La bioturbación es vertical y de intensidad moderada. Localmente presentan nódulos de sílex.

Las lutitas y las margas aparecen en niveles masivos de hasta 0,2 m. de potencia.

El yeso es microcristalino, nodular. Normalmente se presenta como capas irregulares de alrededor de 0,2 m. de potencia, agrupadas en paquetes de hasta 0,5 m., casi siempre en relación con las calizas laminares al igual que las formas nodulares aisladas.

Las areniscas están representadas por láminas centimétricas, de grano fino a medio. Contienen fragmentos carbonatados y cemento de yeso. Muestran trenes de *ripples* asimétricos.

El tramo posee una evolución vertical granocreciente y está integrado por secuencias decimétricas-métricas donde se suceden los términos margas-calizas laminadas y/o calizas bioturbadas.

Tramo 6: 8,3 m. de lutitas verdes y grises con intercalaciones de areniscas grises y verdosas y, esporádicamente, calizas beigeas y grises.

Las lutitas se organizan en intervalos de 0,2 a alrededor de 3-3,5 m. de potencia. Son masivas, aunque de forma muy ocasional contienen lentículas arenosas.

Las areniscas son de grano fino y fino-medio. Se disponen en niveles laminares de hasta 0,5 m. de potencia, masivos o, en raros casos, con estratificación *flaser* (de lutita). Pueden tener evolución granodecreciente o ser homogéneas.

Las calizas más o menos arenosas, forman dos estratos de 0,2 y 0,3 m. de potencia, con laminación paralela (de detríticos) y masivo respectivamente.

El tramo tiene evolución granodecreciente.

Tramo 7: 20 m. de yesos blancos con intercalaciones de calizas beigeas, margas verdes y escasas areniscas grises.

Los yesos son microcristalinos, nodulares. Constituyen capas irregulares de 0,2-0,4 m. de potencia, agrupadas en paquetes de hasta alrededor de 1,5 m. El sedimento huésped suelen ser calizas laminadas.

Las calizas aparecen en estratos tabulares, a menudo irregulares por el desarrollo del yeso en su interior (como capas o nódulos aislados), de pocos centímetros a 0,5-0,6 m. de potencia. Están compuestas esencialmente por laminación paralela, aunque a veces son aparentemente masivas. Presentan incrustaciones estromatolíticas mameliformes de espesor centimétrico y cristales lenticulares de yeso.

Estratigrafía

Las areniscas son de grano fino-medio. Se trata de dos láminas de 0,15 y 0,3 m. potencia, situadas entre niveles de yeso. En la de menor potencia se observan *ripples* simétricos y una pátina ferruginosa en el techo de la lámina. La más potente es masiva.

Tramo 8: 4 m. de calizas y calizas margosas beige y grises y margas verdes.

Las calizas y calizas margosas beige aparecen en dos niveles de alrededor de 1 m. de potencia. Presentan laminación paralela y contienen estromatolitos (incrustaciones planares mameliformes de espesor centimétrico), así como sílex gris, como láminas o nódulos de yeso-sílex en coliflor (nódulos centimétricos), siguiendo la estructura de las láminas y rellenando pequeñas fracturas.

Las calizas grises (gris claro) se disponen en dos paquetes tabulares de 0,5 y 0,9 m. de potencia, compuestos por estratos tabulares de 0,2 a 0,3 m. Son masivas, con rasgos de bioturbación vertical de raíces, a veces intensa. Localmente muestran "brechificación".

Las margas forman un intervalo de 0,4 m. de potencia en la base del tramo. Son masivas.

En este tramo existen dos secuencias métricas granodecrecientes donde se suceden (margas)-calizas laminadas-calizas masivas-calizas bioturbadas.

Consideraciones:

El perfil está constituido por varias macrosecuencias decamétricas (se han reconocido, al menos, cuatro) granodecrecientes.

El límite entre el tramo 1 y el 2 se correlaciona fotogeológicamente con la ruptura sedimentaria basal establecida en el perfil de San Caprasio entre las Unidades N₁ y N₂.

Los tramos 2 al 8 corresponden pues, según la correlación fotogeológica, a la Unidad N₂. El techo del perfil coincide prácticamente con el final de la Unidad N₂, aunque es posible que falten unos pocos metros (2 ó 3) hasta llegar al límite entre las Unidades N₂ y N₃, que se reconoce en áreas inmediatas al Este del perfil y en Monte Oscuro, inmediatamente al Oeste.

Cabe destacar que en este perfil la Unidad N₂ muestra mayor contenido en yesos, así como una reducción de potencia, con respecto al perfil de San Caprasio. Las calizas con que culmina esta Unidad tienen continuidad como tales a lo largo de la Sierra de Alcubierre.

Litoestratigráficamente este perfil se incluye en la Formación Alcubierre (QUIRANTES, 1978), excepto el tramo 1, que pertenece a los yesos de Zaragoza (QUIRANTES, *op. cit.*). Los tramos yesíferos de la Unidad N₂ pertenecen al Miembro Perdiguera (ver definición en la descripción del perfil de Perdiguera).

Resumen del perfil:

- Tramo 1: Unidad N₁

- Ruptura sedimentaria de tipo 3
- Tramos 2 al 8: Unidad N₂

4.- Perfil de Perdiguera (Figura 2.38)

Situación:

Este perfil se ha levantado al Este de Perdiguera. La base se sitúa en el Barranco de Santa Cruz y el techo en la ermita del mismo nombre.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TYM007251

Techo: 30TYM017254

Descripción:

De base a techo se han establecido los siguientes tramos:

Tramo 1: 6 m. Alternancia de margas yesíferas de color beige y marrón claro y calizas beiges y amarillas con intercalaciones de yesos blancos.

Las margas constituyen paquetes tabulares de 0,3 a 1,7 m. de potencia. Tienen aspecto pulverulento y son masivas.

Las calizas aparecen en estratos tabulares, muy irregulares debido al desarrollo de yeso, de pocos centímetros a 0,3 m. de potencia. La estructura interna dominante es la laminación paralela (láminas detríticas). La textura es un *mudstone*. Hacia techo contienen fragmentos estromatolíticos, así como incrustaciones estromatolíticas (planares mameliformes) de espesor centimétrico.

Los yesos son microcristalinos, nodulares; el diámetro de los nódulos varía de centimétrico a 0,1 ó 0,2 m. Se presentan en capas irregulares de 0,1 a 0,2 m. de potencia, dentro de los niveles de calizas.

Tramo 2: 6,3 m. Alternancia de margas y lutitas grises y verdes y calizas grises y beiges con una intercalación de areniscas grises.

Las margas y las lutitas forman paquetes tabulares de 0,7 a 1,7 m. de potencia. El paquete situado en la base del tramo muestra laminación paralela.

Las calizas de color gris, más o menos oscuro, se disponen en paquetes tabulares de 0,3 a 0,5 m. de potencia, en los que se distinguen estratos tabulares de 0,07 a 0,5 m. de potencia. Corresponden a facies masivas y bioturbadas. La textura es similar en ambas: *mudstone-wackestone* y *wackestone* de fragmentos de conchas (probablemente moluscos), gasterópodos y caráceas (oogonios), en proporciones variables. También contienen fragmentos carbonosos. Los estratos más bioturbados (perforaciones verticales de raíces) están "nodulizados", sobre todo en la parte superior.

Estratigrafía

Las calizas beige configuran un estrato tabular, a la escala de afloramiento, de 0,3 m. de potencia, en donde se aprecia laminación paralela debida a intercalaciones de lámina arenosas. Dentro de un *mudstone*.

Las areniscas varían desde grano medio a fino. Corresponden a una intercalación de 0,8 m. de potencia, lenticular a gran escala y con base canaliforme. Es masiva y granodecreciente.

Tramo 3: 0,8 m. cubiertos.

Tramo 4: 21,6 m. de Margas y margas yesíferas con intercalaciones de calizas grises y beige y yesos blancos.

Las margas y margas yesíferas constituyen paquetes tabulares de 0,6 a alrededor de 3 m., localmente son niveles milimétrico-centimétricos. Son masivas y, esporádicamente, presentan bioturbación.

Las calizas beige son masivas y las grises corresponden a facies bioturbadas. Se presentan en estratos tabulares de 0,1 a 0,3 m. de potencia, que pueden agruparse en paquetes de alrededor de 1 m. En general, la textura varía entre *mudstone* y *wackestone*, de gasterópodos, ostrácodos y oogonios de caráceas, en proporciones variables. Además contienen restos vegetales carbonosos. Cuando la bioturbación es intensa puede existir también "nodulización".

Los yesos son nodulares, microcristalinos. Configuran niveles irregulares de hasta 0,3 m. de potencia, donde los nódulos no sobrepasan 0,2 m. de diámetro. Estos niveles aparecen dentro de las margas. En la base del tramo se reconocen nódulos aislados dentro de las margas.

Tramo 5: 44,5 m. Alternancia de yesos blancos, calizas y calizas margosas beige y grises con intercalaciones de margas verdes y beige y, esporádicamente, de areniscas grises.

Los yesos tienen textura microcristalina y son siempre nodulares. Forman capas irregulares de 0,1 a 0,4 m. de potencia, que se ordenan en paquetes de hasta 1,5 m. de potencia. Los nódulos tienen un diámetro de hasta 0,2-0,3 m. A veces aparecen aislados dentro de las margas o de las calizas.

En la base del tramo son frecuentes los nódulos de sílex marrón oscuro y gris, junto con los de yeso. Estos nódulos tienen un diámetro de hasta 0,2 m. También se reconocen formas nodulares intermedias de yeso-sílex, de 1 ó 2 cm. de diámetro.

Las calizas consisten en facies laminadas y se organizan en estratos tabulares, a veces muy irregulares, de unos pocos centímetros a 0,6 m. de potencia; hacia la base del tramo, estos estratos constituyen paquetes de hasta 1,5 m. Corresponden a *mudstone* con láminas detríticas (normalmente de arenisca y, a veces, de fragmentos carbonatados). Ocasionalmente tienen bioturbación vertical débil.

Las calizas estromatolíticas son frecuentes en este tramo, generalmente en forma de incrustaciones planares mameliformes de espesor centimétrico. A menudo se hallan deformadas por el crecimiento de nódulos de sílex y/o de yeso en su interior.

Las calizas grises y algunas beige corresponden a facies masivas y bioturbadas, que se ordenan en estratos tabulares de 0,1 a 0,2 m. de potencia y se sitúan en el techo del tramo. La textura es esencialmente un *wackestone* de fragmentos de conchas (sobre todo gasterópodos y algunos ostrácodos). Hacia techo de estas calizas aumenta el grado de bioturbación. También contienen nódulos de sílex gris y de yeso blanco de alrededor de 0,1 m. de diámetro.

Las margas se disponen en niveles de hasta 1 m. de potencia. Pueden contener cristales lenticulares de yeso dispersos y, a veces, se trata de formas alteradas que confieren al estrato un aspecto pulverulento. Ocasionalmente poseen laminación paralela.

Las areniscas varían de grano medio a fino. Aparecen como láminas milimétricas o como un nivel tabular de 0,45 m. de potencia, con cemento de yeso. Aparentemente es masivo y tiene granoselección positiva.

A lo largo del tramo va aumentando hacia techo el contenido en yesos nodulares y disminuyendo el de margas y calizas, si bien el tramo termina con un paquete de calizas de 2,25 m..

Estratigrafía

Tramo 6: 3,8 m. Alternancia de lutitas, a veces margas, de color marrón, y areniscas marrones y grises.

Las lutitas y margas integran intervalos de 1 ó 2 cm. hasta 1,3 m. de potencia. Presentan laminación paralela, a veces dada por intercalaciones milimétricas de arena fina.

Las areniscas son de grano fino y fino-medio. Se presentan en niveles laminares de alrededor de 0,1 a 0,2 m. de potencia, en las que la estructura visible es la laminación paralela, en ocasiones con fragmentos vegetales entre las láminas.

Tramo 8: 4,1 m. de calizas beigeas, grises y amarillas con intercalaciones de margas grises y areniscas marrones.

Las calizas de color gris, gris oscuro y buena parte de las beigeas corresponden a calizas masivas y bioturbadas, que se disponen en estratos tabulares de 0,1 a 0,4 m. de espesor. En general, la textura es un *wackestone*, localmente *packstone*, de caráceas (oogonios y tallos), ostrácodos y gasterópodos (con frecuencia rotos), que aparecen en proporciones variables. Las facies bioturbadas sólo se diferencian de las masivas en el mayor grado de perforaciones verticales de raíces.

Algunas calizas beigeas y las amarillas consisten en facies laminadas, que se ordenan en tres niveles tabulares de hasta 0,5 m. de potencia. Son *mudstones* con láminas detríticas (generalmente de arenisca fina), configurando la laminación paralela.

Las margas constituyen intercalaciones de 2 ó 3 cm. a 0,15 m. de potencia. Son masivas.

Las areniscas son de grano fino-medio; forman dos láminas masivas de 0,1 m. de potencia.

En este tramo hay secuencias de potencia decimétrica-métrica caracterizadas por la sucesión de términos margas-calizas (laminadas, masivas y/o bioturbadas).

Tramo 9: 2,2 m. parcialmente cubiertos. Hacia techo se identifican margas grises y lutitas ocres.

Tramo 10: 0,6 m. de calizas beigeas y amarillas con una intercalación de margas grises.

Las calizas beigeas componen dos estratos tabulares de alrededor de 0,15 m. de potencia, sitos en la base del tramo. Corresponden a facies bioturbadas, con textura *mudstone-wackestone* de fragmentos de conchas.

Las calizas amarillas, localizadas en el techo del tramo, son margosas y consisten esencialmente en *mudstone* con laminación paralela, en donde las láminas detríticas contienen granos intraclásticos y bioclásticos. En la base de estas calizas se sitúa una lámina detrítica de hasta 0,1 m. de espesor, formada casi exclusivamente por *coated grains* y, en menor medida, granos carbonatados.

La intercalación de margas es de 4-5 cm. de potencia. Son masivas.

Tramo 11: 0,3 m. cubiertos.

Tramo 12: 0,3 m. de calizas grises.

Constituyen dos estratos tabulares de alrededor de 0,15 m. de potencia, masivos con bioturbación vertical de raíces. Son *wackestones* de fragmentos de conchas.

Tramo 13: 0,6 m. cubiertos.

Tramo 14: 1,9 m. de calizas beigeas, grises y blancas con intercalaciones de margas grises.

Las calizas beigeas y grises consisten principalmente en facies masivas y, en menor medida, bioturbadas. Se presentan en estratos tabulares de 0,1 a 0,2 m. de espesor, en donde la textura oscila entre *mudstone* y *wackestone* de caráceas (oogonios) y ostrácodos, así como gasterópodos. La bioturbación es vertical debida a raíces y no es muy intensa.

Estratigrafía

Las calizas blancas se sitúan en la base del tramo como un paquete tabular de 0,35 m. visibles. Tienen laminación paralela de intervalos detríticos; corresponden a un *mudstone*, en el que existen abundantes "manchas" o "puntos" de color gris.

Las margas aparecen como niveles de 3-6 cm. de potencia. Son masivas.

Consideraciones:

Este perfil está compuesto por varias macrosecuencias granodecrecientes, que terminan con calizas y/o yesos. Estas macrosecuencias forman parte de megasecuencias granodecrecientes.

El tramo 1 no presenta una evolución determinada. El límite entre este tramo y la megasecuencia definida por los tramos 2 al 5 es una ruptura sedimentaria de tipo 3, que se correlaciona fotogeológicamente (a través de los perfiles intermedios del Barranco de Lasfachastis y del Barranco de la Loba) con la ruptura entre las Unidades N₁ y N₂, establecida en el perfil de San Caprasio.

El límite entre esta megasecuencia (UTS N₂) y la megasecuencia superior (tramos 6 al 14) es otra ruptura sedimentaria de tipo 3, que se corresponde con la existente entre las Unidades N₂ y N₃ en el perfil de San Caprasio.

Cabe señalar que en el perfil de Perdiguera, la Unidad N₂ contiene muchos más depósitos evaporíticos que en San Caprasio o el Barranco de la Loba. Por otra parte, la Unidad N₃ presenta menos intercalaciones detríticas que en el área de San Caprasio o Monte Oscuro.

A lo largo de este perfil se han identificado numerosas fracturas, tanto en los tramos yesíferos inferiores como en los carbonatados superiores; en estos últimos se reconoce un pliegue sinclinal supraatenuado en relación con un sistema de fracturas que, como se explicará más adelante, es un rasgo tectónico que caracteriza al límite N₂/N₃.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, el tramo 1 corresponde a la Formación Zaragoza y los tramos 6 al 14, así como el paquete calcáreo del techo del tramo 5, pertenecen claramente a la Formación Alcubierre. Los tramos intermedios, si bien pertenecen cartográficamente a la Formación Alcubierre de QUIRANTES (1978), comprenden múltiples intercalaciones de yesos, situación no contemplada por este autor. Estos depósitos permiten definir en este sector una nueva unidad litoestratigráfica - denominada Miembro Perdiguera- como la parte de la Formación Alcubierre en la que aparecen numerosas intercalaciones de yesos. Su potencia, en el perfil de Perdiguera, es de 60 m. y en el del Barranco de la Loba de 27 m.; se extiende a lo largo del sector

suroccidental de la Sierra de Alcubierre, pasando hacia el Norte y hacia el Este a depósitos esencialmente carbonatados. El Miembro Perdiguera queda incluido dentro de la Unidad N₂.

Resumen del perfil:

- Tramo 1: Unidad N₁
Ruptura sedimentaria de tipo 3
- Tramos 2 al 5: Unidad N₂
Ruptura sedimentaria de tipo 3
- Tramos 6 al 14: Unidad N₃

5.- Perfil del Valle de Soler (Figura 2.39)

Situación:

Se ha levantado al Noreste de Leciñena. Comienza en las proximidades de la caseta del Valle de Soler (junto al barranco Bay Serrán) y termina en el sector denominado Villatuerta.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TYM002329

Techo: 30TYM019347

Descripción:

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

Tramo 1: 12,5 m. Alternancia de margas grises, verdes y marrones, lutitas rojas en ocasiones, y calizas grises y beige, con intercalaciones de areniscas grises y marrones.

Las margas y lutitas constituyen niveles de 0,1 a 1,5 m. de potencia. Son masivas, aunque localmente muestran laminación paralela. Pueden contener fragmentos vegetales carbonosos, especialmente las partes de color gris oscuro, así como nódulos de yeso, dispersos o en capas irregulares y discontinuas.

Estratigrafía

Las calizas aparecen en estratos tabulares de 0,1 a 0,5 m. de potencia, que se agrupan en paquetes de hasta 3,7 m. La mayor parte corresponde a facies masivas y bioturbadas y, en mucha menor proporción, a facies laminadas.

Las calizas masivas y bioturbadas muestran, en líneas generales, las mismas texturas: *mudstone-vackestone*, *wackestone* y, localmente, *packstone* de gasterópodos (enteros o fragmentados), caráceas (oogonios y tallos) y fragmentos de conchas indeterminados (quizás de ostrácodos), así como intraclastos (granos micríticos). Estos componentes están en proporciones variables y esporádicamente se ordenan como una laminación paralela, visible en la base de algunos estratos. Las texturas más groseras suelen corresponder a calizas masivas, débilmente bioturbadas. En algunos casos, la bioturbación de raíces puede ser muy intensa, especialmente en el techo de los estratos. Es frecuente observar el paso gradual de calizas masivas a bioturbadas. Hacia techo del tramo se reconocen nódulos de yeso, de diámetro centimétrico, dentro de las calizas bioturbadas.

Las calizas laminadas forman un estrato tabular de 0,3 m. de potencia; la textura es un *mudstone* con láminas detríticas. En la base presenta un nivel de 3-4 cm. de acumulación de intraclastos (láminas de fragmentos carbonatados más o menos planos), sobre el cual se dispone la laminación paralela.

Las areniscas son de grano medio y medio-grosero. A veces contienen granos de yeso y cemento de yeso. se presentan en niveles tabulares de 0,05 a 0,35 m. de potencia; las bases suelen ser planas, en ocasiones con canalizaciones laxas. Muestran laminación paralela y *ripples* asimétricos, aunque también pueden ser masivas. En cualquier caso pueden contener nódulos de yeso centimétrico-milimétricos.

El conjunto del tramo es granodecreciente y estratocreciente y está integrado por secuencias decimétricas-métricas también granodecrecientes.

Tramo 2: 37 m. Alternancia de lutitas y margas grises, verdes, beige y rojas y calizas beige, amarillas y grises, con intercalaciones de areniscas grises y yesos blancos.

Las lutitas y margas se organizan en paquetes de hasta 1-1,5 m. de potencia. Son masivas o laminadas (laminación paralela o estratificación lenticular) y contienen fragmentos vegetales carbonosos.

Las calizas se disponen en estratos de menos de 0,1 m. hasta 0,6 m. de potencia. Corresponden principalmente a facies laminadas y, en menor proporción, a facies masivas y bioturbadas.

Las calizas laminadas (beige y amarillas) exhiben laminación paralela y, en ocasiones, estratificación lenticular. Los niveles detríticos más potentes (3 ó 4 cm.) y generalmente más gruesos, muestran *ripples* simétricos.

De forma muy común, estas calizas se asocian con calizas estromatolíticas (incrustaciones planares mameliformes y onduladas de potencia centimétrica, esporádicamente decimétrica) y, a veces, muestran cristales o moldes de cristales lenticulares de yeso.

Las calizas masivas y bioturbadas (tonos grises) corresponden a *wackestones* de bioclastos (gasterópodos y fragmentos de conchas en general). Las facies bioturbadas presentan perforaciones verticales de raíces y, a veces, estructuras prismáticas verticales.

Las areniscas varían desde grano fino a medio; en ocasiones tienen cemento de yeso. Forman niveles tabulares de 4 ó 5 cm. a 0,8 m. de potencia, con bases horizontales. Exhiben laminación paralela, estratificación lenticular y laminación cruzada de *ripples* (con frecuencia *climbing ripples*), aunque también pueden ser masivas. Desde el punto de vista granulométrico poseen evolución granocreciente o granodecreciente.

Los yesos son microcristalinos, de tipo alabastrino, nodulares (de diámetro centimétrico a 0,1-0,2 m.) y ocasionalmente micronodulares (de 1 cm. o menos de diámetro). Los nodulares constituyen capas irregulares, en general tabulares, a veces de poca extensión lateral, y de espesor centimétrico a decimétrico; estas capas pueden agruparse en paquetes de hasta 0,3 m. de potencia. Se sitúan entre las lutitas o margas y en relación con las calizas laminadas. También se aprecian nódulos aislados dentro de cualquiera de las litologías presentes en este tramo. Los yesos micronodulares aparecen en niveles más o menos tabulares de 0,1 a 0,4-0,5 m. de potencia, localizados entre lutitas y/o en la base de calizas laminadas.

Como ya se ha citado, el yeso lenticular puede estar presente dentro de estas calizas laminadas.

El tramo en conjunto tiene una evolución ligeramente granodecreciente y está compuesto por secuencias decamétricas granodecrecientes.

Estratigrafía

Tramo 3: 25,2 m. Alternancia de calizas beiges, amarillas y grises y margas y lutitas grises, verdes y ocres (marrón claro) con intercalaciones de areniscas grises, marrones y rojas y yesos blancos, ocasionalmente rojizos.

Las calizas beiges y amarillas se disponen en niveles tabulares de 0,2 a 1,2 m. de potencia, generalmente con bases horizontales. La estructura dominante es la laminación paralela y, a veces, la estratificación cruzada *hummocky*. En cualquier caso corresponden a *mudstone* con láminas detríticas; estas láminas pueden alcanzar 8-10 cm. de espesor, y, a veces, tienen bases erosivas con canalizaciones de detalle; estas láminas más potentes suelen estar compuestas principalmente por granos carbonatados (de micrita y fragmentos estromatolíticos). También se ha reconocido estratificación lenticular y *flaser*, esta última de lenticulas de margas.

Estas calizas se relacionan lateral y verticalmente con calizas estromatolíticas: biohermos y biostromos de alrededor de 0,25 cm. de altura y hasta 10 m. de longitud e incrustaciones planares onduladas y mameliformes de espesor centimétrico-decimétrico.

Las calizas grises constituyen estratos tabulares de 0,1 a 0,2-0,3 m. de potencia. Consisten en facies masivas y bioturbadas. En ambas, la textura más común es un *wackestone*, localmente casi un *packstone*, de bioclastos (oogonios de caráceas, ostrácodos y gasterópodos enteros o fragmentados. Los estratos intensamente bioturbados pueden mostrar en el techo una pátina ferruginosa, así como decoloraciones amarillas y rosas (atribuibles a "marmorización").

Las margas y lutitas integran intervalos de 0,1 a 1,5 m. de potencia. En general son masivas, aunque hacia la base del tramo se aprecia laminación paralela, y estratificación lenticular.

Las areniscas oscilan entre grano fino y medio. Configuran niveles tabulares o lenticulares, éstos con base suavemente canaliforme, de 0,1 a 0,7 m. de potencia. Localmente muestran laminación paralela y *ripples* simétricos. Desde el punto de vista granulométrico pueden ser granodecrecientes u homogéneas.

El yeso es microcristalino, nodular o micronodular. Constituyen capas irregulares de hasta 0,2 m. de potencia; el micronodular forma niveles centimétricos intercalados entre el nodular. Pueden agruparse en paquetes de hasta 0,5 m. de potencia, generalmente con un aumento del tamaño de los nódulos hacia el techo (de hasta 0,2 m. de diámetro). Localmente, el yeso micronodular está embebido en lutitas rojas.

El tramo no muestra una evolución vertical definida y está compuesto por secuencias de potencia decimétrica-métrica granodecrecientes, caracterizadas por la sucesión de términos: lutitas±areniscas-calizas (laminadas, masivas y/o bioturbadas).

Consideraciones:

Este perfil no muestra una evolución vertical definida, si bien está constituido por macrosecuencias con tendencia ligeramente granodecreciente. Estas macrosecuencias coinciden aproximadamente con los tramos identificados en el perfil.

La correlación fotogeológica de este perfil con los de otras áreas de la Sierra de Alcubierre indica que pertenece a la Unidad N₁ (el tramo 3 corresponde al tramo 3 del perfil de Puig Ladrón).

Desde el punto de vista litoestratigráfico quedaría incluido en la Formación Alcubierre de QUIRANTES (1978), según la cartografía de dicho autor. No obstante, el tramo 2 puede considerarse como una indentación de la Formación Zaragoza.

Resumen del perfil:

- Tramos 1 a 3: Unidad N₁

6.- Perfil de Puig Ladrón (Figura 2.40)

Situación:

Este perfil se ha realizado al Noroeste de la localidad de Alcubierre. Comienza en el sector denominado Valdecampanero y termina en el vértice Puig Ladrón.

Las coordenadas aproximadas U.T.M. son:

Base: 30TYM098343

Techo: 30TYM064343

Descripción:

Se han diferenciado los siguientes tramos:

Tramo 1: 38,5 m. Alternancia de lutitas y margas grises y verdes y yesos blancos con intercalaciones de calizas beige y amarillas, esporádicamente grises, y de areniscas grises.

Las lutitas y margas aparecen en niveles de 0,1 a 0,8 m. de potencia. En general son masivas, aunque ocasionalmente contienen estratificación lenticular y láminas milimétricas de arenas, así como fragmentos carbonosos, hacia techo de los niveles.

Los yesos tienen textura microcristalina y son nodulares. Constituyen capas irregulares de espesor centimétrico a decimétrico, que se agrupan en paquetes de hasta 0,5 m. de potencia. De forma esporádica, el yeso es masivo y se dispone en un nivel tabular de 0,3 m. de potencia.

Las calizas corresponden a *mudstones* con finas láminas arenosas (calizas laminadas). Se presentan en estratos tabulares, a menudo muy irregulares por su asociación al yeso nodular, de hasta 0,35 m. de potencia. Muestran laminación paralela y estratificación lenticular. Pueden ser tanto granocrecientes como granodecrecientes, en función de la densidad y tamaño de grano de los niveles detríticos, que en raras ocasiones puede ser una lámina arenosa centimétrica.

Las calizas grises configuran un estrato laminar de 5 cm. de espesor, intensamente bioturbado.

Las areniscas varían desde grano fino a grueso. Forman paquetes tabulares y lenticulares de 0,1 a 1,5 m. de potencia, con bases horizontales o marcadamente canaliformes. Los niveles de base horizontal suelen ser masivos o, raramente, contienen estratificación lenticular. Los niveles de base canaliforme muestran estratificación cruzada en surco en *sets* aislados de espesor decimétrico, que hacia techo puede

Estratigrafía

pasar a laminación cruzada de *ripples* y laminación paralela, con una evolución vertical granodecreciente. En la base de alguno de estos niveles se encuentran nódulos de yeso y fragmentos vegetales carbonosos.

En este tramo se aprecia un granocrecimiento cuyo máximo granulométrico se halla hacia la parte superior del tramo, seguido por un granodecrecimiento. Está formado por secuencias de espesor decimétrico-métrico granodecrecientes (lutitas y/o areniscas-calizas), rara vez granocrecientes.

Tramo 2: 73,3 m. Alternancia de lutitas y margas marrones, grises, verdes y rojas y areniscas grises y marrones con intercalaciones de calizas grises y beige.

Las lutitas y margas se presentan en paquetes de hasta 8 m. Son masivas, aunque en la base del tramo, las margas exhiben laminación paralela. Pueden mostrar bioturbación y "marmorización".

Las areniscas tienen un tamaño de grano que oscila entre muy fino y medio. Aparecen en niveles tabulares y lenticulares de 4-5 cm. a 2 m. de potencia, con bases horizontales y canaliformes laxas respectivamente. En general son masivas, aunque en algunos niveles tabulares se aprecian *ripples* simétricos y laminación paralela.

Las calizas grises y algunas beige se disponen en estratos tabulares de 2 ó 3 cm. hasta 0,7 m. de potencia, a veces agrupados en paquetes de hasta 1,3 m. Corresponden a las facies de calizas masivas y bioturbadas. Desde el punto de vista textural corresponden a *mudstone* y *wackestone* de bioclastos (gasterópodos, caráceas y ostrácodos). La bioturbación vertical de raíces se intensifica hacia techo de los estratos y de los paquetes de estratos. Junto con ésta pueden coexistir "nodulización", "brechificación", grietas de desecación, "microcarstificación", desarrollo de estructuras prismáticas columnares (de longitud aproximada de 0,1 m.) y pátinas ferruginosas. Estos procesos suelen desarrollarse hacia techo de los estratos.

Las calizas beige consisten, en su mayoría, en facies laminadas (*mudstone* con láminas arenosas), que forman estratos tabulares de 0,1 a 0,3 m. de potencia. En ocasiones, estas calizas incluyen calizas estromatolíticas en forma de incrustaciones planares mameliformes de espesor centimétrico.

El tramo está integrado por macrosecuencias de potencia decamétrica, con evolución granodecreciente, en las que existen secuencias decimétricas-métricas también granodecrecientes, donde se suceden lutitas y/o areniscas-calizas.

Tramo 3: 25,4 m. Alternancia de calizas y calizas margosas beige, grises y amarillas y margas y lutitas grises, verdes y marrones, con intercalaciones de areniscas grises y de yesos blancos.

Las calizas y calizas margosas de tonos claros (beige, gris claro y amarillas) consisten en facies laminadas. Se disponen en estratos tabulares de 0,15 a 1,4 m. de potencia, a veces agrupados en paquetes de hasta 2,1 m. Las bases y los techos de los estratos suelen ser horizontales, en ocasiones aquéllas con incisiones fuertes (acanaladuras de 0,1-0,2 m. de altura y 0,2-0,3 m. de anchura) o superficies onduladas erosivas de amplitud decimétrica a métrica. En la base o en el techo de los estratos suelen contener estratificación lenticular (a veces *ripples* simétricos) o láminas detríticas de 2 ó 3 cm. de potencia, constituidas esencialmente por fragmentos carbonatados, entre los cuales destacan los de estromatolitos, así como *coated grains*. Hacia techo pasan a *mudstone* y *mudstone-wackestone* (que suelen contener granos de cuarzo dispersos) con láminas y lenticulas detríticas (arenosas), que pueden organizarse como una estratificación cruzada *hummocky* (de hasta 0,4 m. de altura y longitud de onda decimétrica-métrica) o como una laminación paralela. Dentro de los niveles con estratificación cruzada *hummocky* son frecuentes las acanaladuras o pequeñas incisiones (no suelen superar la escala centimétrica). En ocasiones muestran bioturbación vertical hacia techo de los paquetes. Asociadas a estas calizas existen fisuras perpendiculares a la laminación, de escala milimétrica-centimétrica, rellenas de arena, así como áreas "brechificadas" y múltiples fallas que no superan la escala decimétrica. Además se reconocen láminas milimétricas de sílex.

En relación con las calizas laminadas se encuentran estromatolitos: biohermos y biostromos, de 0,2-0,3 m. de potencia; la longitud visible de cada uno de estos últimos puede alcanzar 15 m. (la extensión lateral de este nivel de biohermos es kilométrica). También son frecuentes las incrustaciones planares onduladas y mameliformes, de espesor centimétrico; algunas de éstas constituyen la base de los biohermos y biostromos. Las incrustaciones suelen encontrarse tapizando superficies erosivas.

Las calizas de color gris corresponden a facies masivas y bioturbadas, que configuran estratos tabulares de pocos centímetros a 0,3 m. de potencia, excepcionalmente 0,5 m., que se agrupan en paquetes tabulares de hasta 0,6 m. En ocasiones muestran superficies internas irregulares de escasa

Estratigrafía

extensión lateral. Las texturas más comunes son *mudstone-wackestone* y *wackestone* de caráceas (oogonios y tallos), gasterópodos y fragmentos de conchas, probablemente de ostrácodos. También incluyen fragmentos carbonosos. La bioturbación vertical de raíces puede llegar a ser muy intensa, conduciendo a la "nodulización" del techo del estrato, especialmente hacia el final del tramo.

Las margas y lutitas aparecen en intervalos de pocos centímetros hasta 3 m. de potencia. Normalmente son masivas, aunque pueden mostrar laminación paralela y estratificación lenticular. A veces contienen gasterópodos y restos vegetales carbonosos.

Las areniscas varían desde grano fino a medio. Se presentan en niveles tabulares de 3-4 cm. hasta 0,3 m. de potencia. Pueden ser masivas o pueden incluir laminación paralela, así como *load casts* en la base.

Los yesos son microcristalinos y aparecen como nódulos de diámetro centimétrico, dispersos o en capas irregulares de 0,1-0,2 m. de espesor; éstas son más abundantes hacia la mitad inferior del tramo, en relación con calizas laminadas y margas.

En el conjunto del tramo se reconocen numerosas secuencias de tercer orden, de potencia decimétrica a métrica, caracterizadas por la sucesión margas o lutitas±areniscas-calizas (laminadas-masivas-bioturbadas), donde a veces faltan las facies laminadas. También se han reconocido secuencias de tipo calizas laminadas-margas-calizas laminadas.

Tramo 4: 3 m. cubiertos.

Tramo 5: 1,4 m. de calizas grises y amarillas, areniscas grises y lutitas marrones y grises.

Las calizas forman estratos tabulares de 5 a 10 cm. de potencia, situados en la base del tramo. Son masivas; consisten en *mudstone-wackestone* de bioclastos (fragmentos de conchas y oogonios de caráceas). Hacia techo van estando progresivamente más bioturbadas, llegando a mostrar pequeñas "carstificaciones".

Las areniscas son de grano fino y fino-medio. Constituyen dos estratos tabulares a la escala de afloramiento, de 0,1 y 0,35 m. de potencia. Son masivas; el nivel más fino está bioturbado.

Las lutitas, esencialmente limos, configuran dos intervalos de 5 y 40 cm. de potencia. Son masivos.

Tramo 6: 0,5 m. cubiertos.

Tramo 7: 12,4 m. Alternancia de margas y lutitas grises y marrones y calizas grises, beige y amarillas, con intercalaciones de areniscas grises.

Las margas y lutitas se presentan en niveles tabulares de 0,15 a 1,5 m. de potencia. En general son masivas, aunque localmente contienen estratificación lenticular. Pueden mostrar bioturbación.

Las calizas de color gris se organizan en estratos tabulares de 4-5 cm. hasta 0,3 m. de potencia, a veces agrupados en paquetes de hasta 0,6 m. Corresponden a facies masivas y bioturbadas, aunque esporádicamente exhiben restos de laminación paralela en la base. Consisten en *mudstone-wackestone*, localmente *wackestone* de bioclastos (oogonios de caráceas, ostrácodos y fragmentos de gasterópodos). Hacia techo del tramo se observa "nodulización" en relación con una intensa bioturbación. También se han reconocido pátinas ferruginosas.

Las calizas de color beige y amarillo se disponen en estratos tabulares de 4-5 cm. hasta 0,8 m. de potencia. Se trata de calizas laminadas y calizas estromatolíticas. En las primeras se aprecia laminación paralela y estratificación lenticular; en ocasiones, los intervalos detríticos están formados por granos carbonatados (micríticos y estromatolíticos), así como *coated grains*. Dentro de algunos estratos se aprecian pequeñas fisuras (mm. a 2 ó 3 cm. de longitud) perpendiculares u oblicuas a la estratificación, rellenas de arena. Las calizas estromatolíticas, con frecuencia de color amarillo, consisten en biohermos de hasta 0,3 m. de altura e incrustaciones planares mameliformes y onduladas de potencia centimétrica; a veces se observan fragmentos estromatolíticos de tamaño considerable en las calizas laminadas laterales a éstos. Se hallan hacia techo de las facies laminadas, culminando los estratos o intercaladas en su interior.

Estratigrafía

Las areniscas son de grano fino y fino-medio; forman tres niveles tabulares de 0,05, 0,1 y 0,7 m. de potencia, intercalados entre lutitas. Son masivas y su evolución vertical es granodecreciente o granocreciente.

En este tramo está compuesto por secuencias decimétricas-métricas granodecrecientes, donde se suceden los términos: margas±areniscas-calizas (laminadas, masivas y/o bioturbadas).

Tramo 8: 0,4 m. cubiertos.

Tramo 9: 12,4 m. Alternancia de calizas grises y beige y lutitas y margas marrones y grises, con intercalaciones de areniscas grises.

Las calizas grises y algunas beige (gris claro) se disponen en estratos tabulares de pocos centímetros a 0,35 m. de espesor, en ocasiones muy irregulares. Estos se reúnen en paquetes tabulares de hasta 1,5 m. de potencia. Consisten en facies masivas y bioturbadas. Desde el punto de vista textural, ambas corresponden a *mudstone-wackestone* y *wackestone* de bioclastos (esencialmente gasterópodos y caráceas, con menor frecuencia, ostrácodos) y ocasionalmente intraclastos. La bioturbación se hace más potente hacia techo de los estratos y de los paquetes. A veces coexiste con fenómenos de "marmorización" discretos y "nodulización" intensa.

La mayor parte de las calizas beige están laminadas. Se presentan en estratos de 0,2 a 0,4 m. de potencia, donde predomina la laminación paralela (*mudstone* con láminas y lenticulas detríticas) y, con menor frecuencia, la estratificación lenticular.

Las lutitas y margas constituyen intervalos de pocos centímetros hasta 1,3 m. de potencia. En algunos casos muestran laminación paralela y estratificación lenticular. Pueden contener fragmentos carbonosos. Muestran bioturbación y decoloraciones atribuibles a "marmorización".

En este tramo se diferencian varias secuencias de tercer orden, de potencia decimétrica a métrica granodecrecientes, caracterizadas por la ordenación de términos: margas o lutitas±areniscas-calizas (laminadas, masivas y/o bioturbadas).

Tramo 10: 45 m. de margas y lutitas verdes, grises y marrones (ocres), ocasionalmente rojas, con intercalaciones de yesos blancos, calizas beige, amarillas y grises y areniscas grises.

Las margas y lutitas aparecen en intervalos de 0,2 a 3,5 m. de potencia. Pueden ser masivas o presentar laminación paralela, a veces debida a la inclusión de láminas arenosas. También presentan, localmente, gasterópodos y restos carbonosos.

El yeso es microcristalino, nodular. Se dispone como nódulos aislados (de diámetro centimétrico a 0,1-0,2 m.) o como capas muy irregulares de 0,1-0,3 m. de potencia, que pueden constituir paquetes de hasta 1 m. de potencia; en cualquier caso, el yeso aparece dentro de las lutitas o margas o asociado a las calizas beige y amarillas.

Las calizas beige y amarillas forman estratos tabulares, a menudo muy irregulares por el desarrollo de yeso, de 0,1 a 0,3 m. de potencia, en los que se aprecia laminación paralela (*mudstone* con láminas o lenticulas detríticas). En ocasiones presentan superficies erosivas internas onduladas, de longitud de onda métrica. En estos niveles son frecuentes los fragmentos carbonatados, especialmente los de estromatolitos, y los *coated grains*. En algunos estratos se observa el desarrollo de cristales lenticulares de yeso (o moldes de éstos).

Asociados a las calizas laminadas se hallan incrustaciones estromatolíticas (planares, onduladas y mameliformes e incrustaciones de bloques) de espesor centimétrico. Es frecuente encontrarlas tapizando superficies erosivas. En ocasiones, las construcciones mameliformes tienen morfología elongada en planta, con una orientación preferente.

Las calizas de color gris aparecen en estratos tabulares de 4-5 cm. a 0,2 m. de potencia, los cuales integran niveles de hasta 0,8 m. de potencia. Consisten en facies masivas y bioturbadas, en las que las texturas dominantes son *mudstone-wackestone* y *wackestone* de bioclastos (gasterópodos, normalmente rotos y oogonios de caráceas), más abundantes en la base de los estratos masivos con débil bioturbación vertical; también contienen fragmentos vegetales carbonosos. La bioturbación puede llegar a ser muy

Estratigrafía

intensa; en estas facies bioturbadas, el techo de los estratos puede estar "nodulizado" y/o compartimentado en estructuras prismáticas columnares.

Las areniscas varían desde grano fino a medio; en ocasiones tienen cemento de yeso. Configuran niveles tabulares de 3 ó 4 cm. hasta 0,8 m. de potencia, en los que se observa laminación paralela, cruzada de *ripples* y estratificación cruzada en surco poco definida.

El conjunto del tramo está constituido por múltiples secuencias de tercer orden, de espesor métrico o decimétrico, determinadas por la sucesión margas o lutitas±areniscas-calizas (laminadas, masivas y/o bioturbadas)±yesos nodulares.

Tramo 11: 17,3 m. de calizas beigeas, grises, amarillas y gris-rosáceas con intercalaciones de margas grises y verdes, areniscas grises y marrones y, esporádicamente, yesos blancos.

Las calizas beigeas y amarillas se presentan en niveles tabulares, a la escala del afloramiento, de 0,1 a 1 m. de potencia. Las bases y los techos pueden ser horizontales, planas, o fuertemente onduladas. Corresponden a *mudstones* con láminas o lenticulas detríticas, que pueden organizarse como laminación paralela o como estratificación cruzada *hummocky*. Esta última tiene longitud de onda decimétrica a métrica y una altura de los *hummocks* de hasta 0,5 m. de potencia. Asociadas a estas estructuras suele encontrarse estratificación lenticular (con frecuencia *ripples* simétricos) y láminas de 2 ó 3 cm. de espesor, constituidos esencialmente por intraclastos. Dentro de esta facies laminada se reconocen pequeñas fisuras (milimétricas o centimétricas) perpendiculares u oblicuas a la estratificación, rellenas de arena o vacías. También contienen nódulos centimétricos de sílex y yeso, así como formas intermedias de yeso-sílex. Hacia el techo de algunos niveles se reconoce bioturbación vertical débil.

Asociados a las calizas laminadas se hallan estromatolitos, como incrustaciones planares mameliformes y, a veces, onduladas, de espesor centimétrico (4-6 cm.). Suelen encontrarse asociados a superficies erosivas, en el techo o en la base de los estratos de calizas laminadas.

Las calizas grises se disponen en estratos tabulares, de bases y techos planos, a veces muy irregulares, de 3-4 cm. hasta 0,3 m. de espesor, que suelen reunirse en paquetes tabulares de hasta 2,3 m. de potencia. Corresponden tanto a facies masivas como a bioturbadas, con una textura similar: *mudstone-wackestone* y *wackestone* de bioclastos (caráceas, ostrácodos y gasterópodos rotos), en los que se incluyen fragmentos carbonosos. Las facies bioturbadas pueden estar intensamente perforadas y, sobre todo hacia el techo del tramo, acompañadas de "nodulización", "brechificación" y "marmorización" incipiente.

Las intercalaciones de margas varían de 3-4 cm. hasta 1,7 m. de potencia. Suelen ser masivas, si bien localmente se aprecia laminación paralela, en ocasiones de "tipo varvado".

Las areniscas son de grano fino e integran láminas de 3 ó 4 cm. de espesor, a veces cementadas por yeso e incluso con granos de yeso. Pueden ser masivas o presentar *ripples* simétricos.

El tramo en conjunto tiene una evolución vertical granodecreciente. Existen secuencias decimétricas-métricas de tercer orden de tipo margas±areniscas-calizas (laminadas y/o masivas y/o bioturbadas), así como de tipo calizas laminadas-margas.

Tramo 12: 19 m. Alternancia de margas y lutitas grises, verdes, marrones y, ocasionalmente, rojas, y calizas grises, beigeas y gris-rosáceas.

Las margas y lutitas aparecen en intervalos de 4-5 cm. hasta 2,8 m. de potencia. Son masivas, pueden estar bioturbadas y, localmente, contienen cristales milimétricos de evaporitas. Pueden incluir fragmentos de gasterópodos, vertebrados y trozos vegetales carbonosos.

Las calizas se presentan en niveles tabulares de 0,2 a 0,6 m. de potencia, constituidos por estratos tabulares de hasta 0,2 m. de espesor. Consisten en facies masivas y bioturbadas, si bien son más abundantes estas últimas. Las texturas más comunes son *wackestone* y *mudstone-wackestone*, ocasionalmente existen acumulaciones de tipo *packestone* hacia o en el techo de los estratos; los granos dominantes son los bioclastos: gasterópodos, caráceas y ostrácodos; también presentan fragmentos carbonosos. En los niveles más intensamente bioturbados se aprecia "nodulización", "brechificación" y desarrollo de estructuras prismáticas columnares de escaso alcance (escala centimétrica), así como "microcarstificación". De forma esporádica se reconocen nódulos de yeso de 3-5 cm. de diámetro en el interior de las calizas.

Estratigrafía

En este tramo se diferencian varias secuencias de potencia métrica, con evolución granodecreciente, formadas por la repetición de los términos: margas-calizas (masivas y/o bioturbadas).

Consideraciones:

Este perfil muestra una evolución vertical compleja: está constituido por una macrosecuencia granocreciente en la base (tramo 1 y base del tramo 2) a la que suceden varias macrosecuencias de potencia decamétrica y evolución granodecreciente, cuyos límites no siempre coinciden con los de los tramos, si bien el conjunto de las macrosecuencias tiene una evolución vertical general granodecreciente.

El límite entre los tramos 10 y 11 se correlaciona cartográficamente con la ruptura definida en el perfil de San Caprasio entre las Unidades N₁ y N₂. Así, los tramos 1 al 10 quedan incluidos en una megasecuencia de evolución general granodecreciente que culmina con yesos y calizas y que corresponde a la Unidad N₁. Los tramos 11 y 12 pertenecen a la base de la Unidad N₂ que, en el perfil del Puig Ladrón, muestra una macrosecuencia granodecreciente y estratocreciente seguida por otras, aparentemente, granodecrecientes.

En este perfil, la Unidad N₁ incluye más depósitos carbonatados y detríticos que en el Sector de San Caprasio-Lasfachastis o Perdiguera, si bien hacia el techo de la Unidad se generalizan los depósitos de yeso, que desaparecen en la Unidad N₂. Hacia el Oeste y Noroeste (perfil del Valle de Soler) la Unidad N₁ presenta abundantes intercalaciones de yeso. El tramo 3 del perfil de Puig Ladrón equivale aproximadamente al tramo 3 del perfil del Valle de Soler.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, el perfil del Puig Ladrón queda incluido en su mayor parte en el conjunto cartográfico de la Formación Alcubierre de QUIRANTES (1978), si bien los tramos 1 y 2 presentan numerosas indentaciones de areniscas de la Formación Sariñena de dicho autor. El tramo 10, por otra parte, presenta una gran abundancia de yesos, referibles a una interdigitación de la Formación Zaragoza.

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 10: Unidad N₁
Ruptura sedimentaria de tipo 3
- Tramos 11 y 12: Unidad N₂

7.- Perfil de Robres (Figura 2.41)

Situación:

Se ha realizado al Noroeste de Robres, a lo largo del camino que parte de esta localidad y se dirige hacia la ermita de San Blas el Viejo. El techo se sitúa al Oeste de esta ermita, en la cota 592.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TYM062397

Techo: 30TYM047399

Descripción:

De base a techo se distinguen los siguientes tramos:

Tramo 1: 25 m. Alternancia de margas y margas yesíferas marrones, amarillas, verdes y grises y yesos blancos, con intercalaciones de areniscas grises, ocasionalmente rojas, y de calizas amarillas y beige.

Las margas y margas yesíferas se presentan en paquetes de 0,2 a 1,2 m. de potencia. De forma esporádica se aprecia laminación paralela.

El yeso es microcristalino (alabastrino), nodular (de diámetro centimétrico a decimétrico, generalmente no superan 0,3 m.), a veces micronodular (de hasta 1 cm. de diámetro) y aparece en capas de 0,1 a 0,3 m. de potencia, que se agrupan en niveles de hasta 0,6 m. de potencia.

Las areniscas son de grano fino y fino-medio, frecuentemente con cemento de yeso. Constituyen estratos tabulares, en ocasiones lenticulares, de 0,1 a 0,7 m. de potencia. Pueden ser masivas o presentar laminación cruzada de *ripples* o estratificación cruzada en surco.

Las calizas forman estratos tabulares de 0,1 a 0,5 m. de potencia. Muestran laminación paralela (*mudstone* con láminas detríticas), aunque en ocasiones este tipo de laminación está ausente. En estos casos, las calizas son esencialmente estromatolíticas (incrustaciones planares mameliformes).

En este tramo existen secuencias decimétricas y métricas granodecrecientes, caracterizadas por la sucesión areniscas-lutitas-(calizas) y más frecuentemente lutitas(±areniscas)-yesos.

Tramo 2: 12,5 m. Alternancia de margas y lutitas grises y marrones y areniscas grises con intercalaciones de calizas amarillas y grises.

Las margas y lutitas están organizadas en paquetes tabulares de 0,3 a 2 m. de potencia, en ocasiones con evolución vertical granocreciente por el progresivo contenido de areniscas, bien como láminas, bien como estratificación lenticular.

Las areniscas varían desde grano fino a medio, en algunos casos el cemento es de yeso. Se disponen en niveles tabulares de 0,1 a 1,3 m. de potencia. Muestran laminación paralela, cruzada de *ripples* asimétricos de crestas rectilíneas y estratificación *flaser*.

Estratigrafía

Las calizas amarillas forman un estrato tabular de 0,4 m. de potencia, en el que se reconocen estratificación lenticular en la base, seguida por estratificación cruzada *hummocky* y laminación paralela; la textura de la porción micrítica de estas calizas laminadas es un *mudstone*. Se observan pequeñas fallas afectando a este estrato.

Las calizas grises representan una intercalación de 0,2 m. de potencia; son masivas y corresponden a *wackestone* de bioclastos (gasterópodos y caráceas). En el techo se aprecia bioturbación vertical de raíces y nódulos milimétricos ferruginosos.

Este tramo está integrado por secuencias métricas granocrecientes y granodecrecientes, siendo el conjunto granocreciente.

Tramo 3: 20,6 m. Alternancia de lutitas y margas grises, marrones y verdes y calizas y calizas margosas grises, gris-claro (azulado) y amarillas con intercalaciones de areniscas grises.

Las lutitas y margas se disponen en niveles de pocos cm. hasta 2,3 m. de potencia. En general son masivas, aunque localmente incluyen estratificación lenticular. También se observa la existencia de bioturbación y "marmorización".

Las calizas de color gris aparecen en estratos tabulares masivos de 0,1 a 0,3 m. de potencia, a veces con bases irregulares, que se agrupan en paquetes de hasta 0,7 m. de espesor. Consisten en facies masivas (ocasionalmente con laminación paralela en la base) y bioturbadas; la textura más frecuente es el *wackestone* de gasterópodos, ostrácodos y caráceas, en proporciones muy variables. La bioturbación vertical de raíces puede ser muy intensa, sobre todo hacia el techo del tramo; en estos casos se aprecian, además, grietas de desecación, pátinas ferruginosas y decoloraciones rosas y naranjas atribuibles a "marmorización". En ocasiones, las superficies de desecación están tapizadas por finas incrustaciones planares estromatolíticas (milimétricas).

Las calizas y calizas margosas de color gris claro (azulado) y amarillo se presentan en estratos tabulares de 0,2 a 0,8 m. de potencia, con bases horizontales más o menos irregulares. La estructura dominante es la laminación paralela, seguida de la estratificación lenticular, donde la parte carbonatada corresponde a un *mudstone*. Normalmente estos estratos son "granodecrecientes", aunque también pueden incluir hacia techo láminas detríticas de hasta 0,15 cm. de espesor, formadas esencialmente por intraclastos. Localmente contienen moldes de cristales lenticulares de yeso.

En ocasiones, estas calizas están asociadas a calizas estromatolíticas (incrustaciones planares mameliformes y biohermos de espesor centimétrico-decimétrico).

Las areniscas son de grano fino-medio y medio. Constituyen niveles tabulares, en ocasiones lenticulares, de 0,1 a 0,7 m. de potencia. Las bases pueden ser horizontales, con pequeñas incisiones, o canaliformes laxas. En su interior se identifican *ripples* simétricos, laminación cruzada de *ripples* (a veces de tipo *climbing*) y estratificación cruzada poco definida. En otros casos, las areniscas son masivas.

Este tramo está compuesto por secuencias decimétricas-métricas granodecrecientes (lutitas-calizas o areniscas-lutitas-calizas) y, en menor proporción, granocrecientes.

Tramo 4: 66,7 m. Alternancia de lutitas, ocasionalmente margas, marrones, rojas, naranjas y grises y calizas grises, con intercalaciones de areniscas grises y marrón-grisáceas.

Las lutitas y poco frecuentes margas forman niveles tabulares que varían desde unos pocos centímetros hasta 5,7 m. de potencia. Son masivas, están bioturbadas y exhiben rasgos de "marmorización". Ocasionalmente incluyen lentículas de arena (estratificación lenticular). Lateralmente, algunos niveles de la base del tramo son muy ricos en gasterópodos y caráceas (área de Los Carasoles). De forma esporádica contienen nódulos centimétricos de yeso dispersos.

Las calizas aparecen en estratos tabulares de 0,1 a 0,7 m. de potencia, que pueden agruparse en paquetes de hasta 1 m., algunos de continuidad lateral kilométrica. En general corresponden a facies masivas y, en menor medida, bioturbadas. Las texturas más comunes son *wackestone* y *mudstone-wackestone* de bioclastos (gasterópodos, ostrácodos y caráceas en proporciones variables). En algunos casos, especialmente hacia techo de los estratos, cuando la bioturbación se intensifica, se reconocen grietas de desecación.

Estratigrafía

Las areniscas varían desde grano fino a medio. Se disponen en niveles tabulares, con bases horizontales, o lenticulares, con bases canaliformes, a veces muy acentuadas, cuya potencia oscila entre 0,1 y 1,7 m. En los niveles fuertemente erosivos se reconoce estratificación cruzada en surco en la base ("sets" aislados) y cuerpos de acreción lateral de espesor decimétrico hacia el techo.

El conjunto del tramo está compuesto por secuencias de tercer orden, de potencia métrica a decamétrica, integradas por los términos: areniscas-lutitas-calizas o lutitas-calizas-(lutitas).

Tramo 5: 13,5 m. Alternancia de lutitas y margas marrones, verdes y grises y calizas grises y beige, con esporádicas areniscas grises.

Las lutitas y margas se organizan en paquetes de espesor centimétrico hasta alrededor de 2 m. Son masivas, aunque los niveles margosos pueden mostrar laminación paralela.

Las calizas corresponden a facies masivas, bioturbadas y laminadas.

Las masivas y bioturbadas aparecen en estratos tabulares de espesor variable, desde centimétrico hasta 0,7 m., si bien las más bioturbadas no superan 0,3 m. de potencia. La textura es similar: *wackestone* de caráceas, ostrácodos y gasterópodos. La bioturbación vertical de raíces se intensifica hacia el techo de los estratos y de los paquetes, en los que puede reconocerse "nodulización" y "microcarstificación". Algunas calizas masivas débilmente bioturbadas exhiben grietas de desecación (polígonos de extensión decimétrica-métrica).

Las facies laminadas se presentan en estratos tabulares de 0,2 a 0,4 m. de potencia. Consisten en *mudstone* y *wackestone* de fragmentos de conchas, entre los que se incluyen granos de cuarzo, con láminas y lentículas detríticas, en las que a veces predominan los intraclastos (granos micríticos y estromatolíticos) y los *coated grains*. Aunque no es frecuente, el techo de estos estratos laminados puede mostrar pátinas ferruginosas.

Entre estas calizas laminadas pueden intercalarse incrustaciones estromatolíticas milimétricas a centimétricas, onduladas, regulares o mameliformes.

Las areniscas son de grano fino; representan una intercalación masiva, de 0,3 m. de potencia, situada hacia techo del tramo.

El conjunto del tramo está constituido por secuencias de tercer orden, de potencia decimétrica a métrica que evolucionan hacia términos bioturbados, con exposición subaérea, aunque también existen pequeñas secuencias de tipo calizas laminadas-margas.

Consideraciones:

Este perfil está organizado en varias macrosecuencias de potencia decamétrica, con una tendencia granocreciente (tramos 1 y 2) o granodecreciente, si bien el conjunto de los tramos es, a grandes rasgos, granodecreciente.

La correlación estratigráfica de este perfil con los de áreas próximas, basada primordialmente en la cartografía fotogeológica, indica que pertenece a la Unidad N1. El límite entre los tramos 1 y 2 supone la sustitución de los depósitos yesíferos por sedimentos detríticos y carbonatados. Se corresponde con el límite entre los tramos 1 y 2 del perfil de Puig Ladrón, donde presenta las mismas características litológicas que en el área de Robres. De la misma forma se correlaciona el máximo granulométrico existente dentro del tramo 2 de ambos perfiles.

Por último, el tramo 5 de Robres se correlaciona aproximadamente con el tramo 3 del perfil de Puig Ladrón, donde predominan las calizas laminadas sobre las masivas y bioturbadas.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, los tramos 1 y 2 deben incluirse en la formación Sariñena de QUIRANTES (1978), aunque la parte basal (tramo 1) contiene indentaciones de los yesos de Retuerta (Formación Zaragoza de QUIRANTES, *op. cit.*). El resto del perfil (tramos 3 al 5) pertenecen a la Formación Alcubierre de dicho autor.

Resumen del perfil:

- Tramos 1 a 5: Unidad N1

8.- Perfil de Tardienta (Figura 2.42)

Situación:

Este perfil se ha levantado al Oeste-Noroeste de Tardienta. El techo se sitúa en la ermita de Santa Quiteria.

Las coordenadas aproximadas U.T.M. son:

Base: 30TYM009508

Techo: 30TYM006507

Descripción:

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

Tramo 1: 17,5 m. Alternancia de lutitas y margas marrones, verdes y grises y areniscas grises y marrones, con intercalaciones de yesos blancos y, esporádicamente, de calizas de color marrón claro y gris claro (azulado).

Las lutitas y las margas se disponen en niveles de 0,1 a 1,7 m. de potencia. Hacia techo del tramo muestran laminación paralela y estratificación lenticular.

Las areniscas, en ocasiones arenas, varían desde grano fino a medio. Aparecen como niveles laminares de pocos centímetros a 0,6 m., excepcionalmente forman un nivel lenticular a gran escala, de

Estratigrafía

4,5 m. de potencia, en el que se aprecia estratificación cruzada en surco (de espesor decimétrico) en la base. Los niveles laminares pueden ser masivos o presentar laminación paralela y cruzada de *ripples*.

Los yesos son microcristalinos (alabastrinos), nodulares. Constituyen capas irregulares de 4-5 cm. a 0,2 m., que hacia la base del tramo se agrupan en paquetes de hasta 1 m. de potencia.

Las calizas consisten en un estrato tabular de 0,3 m. de potencia, situado en el techo del tramo. Corresponden a calizas con laminación paralela debida a láminas detríticas intercaladas entre micrita (*mudstone*).

El tramo está compuesto por secuencias decimétricas-métricas granodecrecientes o granocrecientes.

Tramo 2: 21 m. Alternancia de lutitas y margas grises y marrones, ocasionalmente rojas, y calizas grises y amarillas, con intercalaciones de areniscas grises.

Las lutitas y margas forman niveles masivos de 0,2 a 3 m. de potencia. Localmente contienen lentículas arenosas (estratificación lenticular). La bioturbación es frecuente hacia el techo del tramo.

Las calizas grises se presentan en estratos tabulares de 0,1 a 0,2 m. de potencia, a veces reunidos en niveles de hasta 0,6 m. Corresponden principalmente a facies bioturbadas y, en menor medida, masivas. La textura es un *mudstone-wackestone* y *wackestone* de bioclastos (fragmentos de conchas gasterópodos, caráceas y ostrácodos, en proporciones variables). Además de las perforaciones verticales de raíces pueden estar "nodulizadas" e incluir pátinas ferruginosas en el techo.

Las calizas amarillas configuran dos niveles laminares de 0,15 y 0,3 m. de potencia, hacia la base del tramo. Las estructuras dominantes son la laminación paralela y la estratificación lenticular; la textura es un *mudstone* con granos dispersos de cuarzo con intercalaciones de láminas o lentículas de areniscas, en ocasiones con un alto porcentaje de granos carbonatados.

Las areniscas son de grano fino-medio. Se presentan en niveles tabulares de 0,1 a 0,5 m. de potencia. Se reconocen laminación paralela y *ripples* asimétricos. Pueden tener bioturbación hacia techo.

El tramo es ligeramente granodecreciente, formado por secuencias decimétricas y métricas caracterizadas por la repetición de los términos: margas o lutitas±areniscas-calizas-(lutitas).

Consideraciones:

El conjunto del perfil tiene una evolución vertical granodecreciente. Está integrado por secuencias de tercer orden, de potencia decimétrica y métrica, con evolución granodecreciente.

El paquete inferior de yesos se correlaciona cartográficamente con el techo del tramo 1 del perfil de Robres. Así, el perfil queda incluido en la Unidad N₁.

El tramo 1 y la base del 2 se identifican con la Formación Sariñena de QUIRANTES (1978), aunque en la base presenta indentaciones de yesos de la Formación Zaragoza. El resto del tramo 2 corresponde a la Formación Alcubierre de dicho autor.

Resumen del perfil:

- Tramos 1 y 2: Unidad N₁

9.- Perfil de San Jorge (Figura 2.43)

Situación:

Este perfil se ha levantado al Sureste de la estación de Ferrocarril de Almudévar, próxima a la localidad de San Jorge. La base se sitúa al Este de la paridera de Sala y el techo en la cota 480.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM968508

Techo: 30TXM968511

Descripción:

De base a techo se distinguen:

Tramo 1: 9,5 m. Alternancia de yesos blancos y de lutitas marrones y marrón-grisáceas con intercalaciones de calizas amarillas y beige y de areniscas marrones.

Las lutitas se presentan en niveles de hasta 1 m. de potencia. Son masivas, aunque pueden incluir láminas, otras veces lentículas, centimétricas de arenisca fina, de yeso sacaroideo (granular), que se disponen formando *ripples* simétricos, a veces aislados.

Los yesos son alabastrinos, nodulares. Aparecen formando capas irregulares de 0,1-0,2 m. de potencia, que se agrupan en paquetes de hasta 1 m.

Las calizas corresponden a estratos tabulares, con frecuencia muy irregulares por el desarrollo de yeso, de alrededor de 0,2 m. de potencia. Consisten en *mudstone* con láminas detríticas.

Tramo 2: 15,2 m. Lutitas y margas grises y verdes con intercalaciones de yesos blancos, calizas de tonos ocre y amarillos y areniscas grises y ocre.

Las lutitas y margas constituyen niveles de 0,2 a 2 m. de potencia. Hacia la base del tramo poseen laminación paralela y hacia el techo incluyen láminas milimétricas de yeso microcristalino.

Los yesos son microcristalinos (alabastrinos), casi siempre nodulares. Se disponen en capas tabulares, generalmente irregulares, de alrededor de 0,1 a 0,3 m. potencia; son más frecuentes hacia el techo del tramo. Localmente el yeso microcristalino se ordena en láminas milimétricas a centimétricas, dando lugar a laminación paralela.

Las calizas forman estratos tabulares, muchas veces irregulares por su asociación con capas de yeso, de 0,2 a 0,3 m. de potencia. Internamente consisten en laminación paralela, debida a intercalaciones detríticas entre el carbonato (*mudstone*).

Hacia la base del tramo, estas calizas se hallan asociadas a calizas estromatolíticas: incrustaciones planares mameliformes centimétricas.

Las areniscas son de grano fino. Se presentan en estratos laminares de centimétricos hasta 0,15 m. de potencia, en los que se observa laminación paralela.

Estratigrafía

El conjunto del tramo tiene una evolución granodecreciente y está compuesto por secuencias granodecrecientes, decimétricas a métricas, caracterizadas por la ordenación: areniscas-lutitas o margas-(calizas)-yesos.

Tramo 3: 2,6 m. cubiertos. Hacia techo afloran limos ocreos.

Tramo 4: 0,25 m. de calizas amarillas.

Se trata de un estrato tabular en el que se reconoce laminación paralela (*mudstone* con intercalaciones de láminas detríticas).

Tramo 5: 0,8 m. cubiertos.

Tramo 6: 2,3 m. de margas grises y verdes con intercalaciones de calizas margosas amarillas.

Las margas forman un paquete masivo de 0,8 m. de potencia.

Las calizas constituyen dos intercalaciones tabulares de 0,3 m. de potencia, situadas en la base y en el techo del tramo. Presentan laminación paralela sin intervalos detríticos.

Tramo 7: 1,8 m. parcialmente cubiertos. Localmente se reconocen margas grises.

Tramo 8: 4,5 m. de calizas grises con intercalaciones de margas del mismo color.

Las calizas se disponen en estratos tabulares de 5 a 40 cm. de potencia. Los techos pueden presentar ondulaciones (sucesivas formas convexas) de amplitud decimétrica-métrica. Corresponden a facies bioturbadas y, en menor medida, masivas. Las texturas más frecuentes son *mudstone-wackestone* de bioclastos, a menudo de gasterópodos. La bioturbación vertical de raíces se intensifica hacia techo de los estratos.

Las margas se disponen en niveles masivos de hasta 0,4 m. de espesor.

Se reconoce la presencia de secuencias de espesor decimétrico, a veces, métrico, de tipo margas-calizas.

Consideraciones:

En este perfil se distinguen dos macrosecuencias granodecrecientes: la formada por el tramo 1, y la integrada por los tramos 2 al 8, que culmina con facies bioturbadas.

El tramo 1 se correlaciona fotogeológicamente con el tramo 1 de los perfiles de Tardienta y Robres.

En consecuencia, este perfil queda incluido en la Unidad N₁.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, los tramos 1 y 2 pertenecen a la Formación Zaragoza de QUIRANTES (1978) y los tramos 3 al 8 a la Formación Alcubierre de dicho autor.

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 8: Unidad N₁

10.- Perfil de Puig Sabina (Figura 2.44)

Situación:

Este perfil se ha realizado al Sur de la localidad de Alcubierre, a alrededor de 750 m. al Sur del vértice denominado Puig Sabina. Comienza en el barranco de San Caprasio y termina en el cerro de cota 640 m.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TYM108258

Techo: 30TYM113261

Descripción:

De base a techo se han establecido los siguientes tramos:

Tramo 1: 20 m. de margas grises y verdes con intercalaciones de yesos blancos. Localmente existen partes parcialmente cubiertas.

Las margas constituyen un único paquete masivo en el que se aprecian abundantes nódulos de yeso alabastrino dispersos; el diámetro de los nódulos es centimétrico-decimétrico. De forma ocasional se ha reconocido una capa irregular de yeso microcristalino, nodular, de 0,2 m. de potencia.

Tramo 2: 19,8 m. Alternancia de lutitas y margas grises, marrones y verdes y yesos blancos, con intercalaciones de calizas blancas, beige y amarillas y de areniscas grises.

Las lutitas y las margas aparecen en niveles de 0,5 y 1,7 m. de potencia. Son masivas.

Los yesos son microcristalinos (alabastrinos), nodulares. Se presentan en capas tabulares, irregulares, de 0,1-0,3 m. de potencia, que pueden reunirse en paquetes de hasta 0,7 m. de potencia. Frecuentemente se desarrollan asociados a niveles de calizas.

Las calizas forman estratos tabulares de 0,2 a 0,5 m. de potencia, aunque pueden variar lateralmente debido al crecimiento de yeso en su interior. Internamente muestran laminación paralela (*mudstone* con láminas detríticas).

Las areniscas son de grano fino y tienen cemento de yeso. Se trata de tres niveles tabulares de 0,2-0,3 m. de potencia que aparecen intercalados en las lutitas hacia la mitad superior del tramo. La base de éstos puede ser horizontal o suavemente cóncava. En uno de ellos se observan *ripples* indeterminados.

Tramo 3: 2 m. cubiertos.

Tramo 4: 7,1 m. Alternancia de lutitas marrones y marrón-grisáceas y yesos blancos con una intercalación de areniscas grises.

Las lutitas configuran intervalos de 0,2 a 1 m. de potencia. Son masivas.

Los yesos son microcristalinos (alabastrinos), con estructura nodular (los nódulos tienen un diámetro centimétrico-decimétrico). Constituyen niveles tabulares, irregulares, de 0,1-0,2 m. de potencia, que pueden agruparse en paquetes de hasta 0,7 m. de potencia.

Estratigrafía

Las areniscas son de grano fino. Integran un nivel lenticular de hasta 0,4 m. de potencia, cuya base es canaliforme. Se reconocen *ripples* indeterminados y laminación cruzada de *ripples*.

Tramo 5: 18,9 m. Alternancia de calizas grises, beige, amarillas y ocre y margas y lutitas verdes, grises y marrones, con una intercalación de areniscas ocre, ocasionalmente rojas.

Las calizas grises y ocre se presentan en estratos tabulares de 3-4 cm. hasta 0,3 m. de potencia, organizados en paquetes de hasta 1,5 m. de potencia. Consisten en facies bioturbadas y, en menor proporción, masivas, que corresponden a *mudstone-wackestone* y *wackestone*, localmente *packstone*, de bioclastos (gasterópodos, oogonios y tallos de caráceas, ostrácodos y, excepcionalmente, fragmentos vegetales de 1-2 cm. de longitud y diámetro milimétrico). La bioturbación vertical de raíces es más intensa hacia techo de los estratos y de los paquetes, donde puede originar la "nodulización" y compartimentación en prismas verticales del estrato.

Las calizas amarillas y beige se disponen en niveles tabulares de 0,4 a 2 m. de potencia, situados en la base de los paquetes de calizas masivas y bioturbadas. Internamente constan de *mudstone* con láminas o lentículas detríticas, que se organizan como una laminación paralela, frecuentemente interrumpida por superficies erosivas onduladas, de amplitud decimétrica-métrica, así como por acanaladuras de anchura decimétrica. Ocasionalmente la laminación tiene aspecto varvado, careciendo entonces de superficies erosivas. Hacia techo de algunos niveles se identifica bioturbación vertical débil. En la base pueden contener nódulos de yeso.

Hacia techo del tramo se observa un nivel constituido por un *packstone-grainstone* de intraclastos (a veces como láminas de clastos planos), entre los que se incluyen lentículas de areniscas finas rojas y naranjas, formando *ripples* aislados. En la parte inferior se observa la existencia de superficies erosivas onduladas de amplitud decimétrica.

En cualquier caso, las superficies erosivas suelen estar tapizadas por incrustaciones estromatolíticas planares mameliformes o incrustaciones de los relieves positivos (como incrustaciones de bloques), de espesor centimétrico.

Las margas y lutitas constituyen niveles de 0,1 a 2 m. de potencia, en los que a veces se aprecia laminación paralela.

Las areniscas aparecen formando la base del nivel de *packstone-grainstone*.

En este tramo se aprecia el desarrollo de secuencias granodecipientes determinadas por la sucesión margas-calizas (laminadas)-calizas masivas-calizas bioturbadas, localmente granocipientes.

Tramo 6: 1 m. cubierto.

Tramo 7: 0,7 m. de calizas grises con una intercalación de margas del mismo color.

Las calizas forman dos estratos de alrededor de 0,2 m. de potencia, de geometría tabular, en los que no se reconocen estructuras sedimentarias visibles. En el superior se observa bioturbación vertical de raíces. La textura es un *mudstone*.

Las margas aparecen como un nivel masivo de aproximadamente 0,2 m. de espesor.

Tramo 8: 0,9 m. cubiertos.

Tramo 9: 2,8 m. de calizas grises y amarillas con intercalaciones de lutitas verdes, marrones y margas grises y areniscas amarillas.

Las calizas grises constituyen estratos tabulares de 0,2 a 0,3 m. de potencia, que en la base del tramo integran un paquete de 1,2 m. Corresponden a facies masivas y bioturbadas; en las primeras existen abundantes gasterópodos, enteros y fragmentados, que localmente originan texturas de tipo *wackestone*, aunque generalmente el contenido en bioclastos es menor.

Las lutitas y margas configuran intervalos de 0,1 a 0,4 m. de potencia. Son masivas.

Estratigrafía

Las areniscas son de grano medio-grosso. Se presentan como un cuerpo lenticular de hasta 0,6 m. de potencia, con base cóncava, que erosiona a niveles calcáreos infrayacentes. Muestran estratificación cruzada en la base. Estas areniscas pueden estar compuestas por un alto porcentaje de granos carbonatados y bioclastos, definiendo entonces un *packstone*.

Sobre este nivel detrítico existe una incrustación estromatolítica calcárea (planar mameliforme) de espesor centimétrico.

Consideraciones:

El conjunto del perfil muestra una evolución vertical integrada por dos macrosecuencias separadas por un límite de cambio litológico abrupto. Los tramos 1 a 4 forman parte de una primera macrosecuencia granodecreciente, que se correlaciona fotogeológicamente con el tramo 10 del Perfil de Puig Ladrón. Los tramos 5 a 9 no presentan una evolución definida. El límite entre los tramos 4 y 5 se corresponde con la ruptura sedimentaria identificada en el perfil de Puig Ladrón entre las Unidades N₁ y N₂.

Litoestratigráficamente, el perfil queda incluido en la Formación Alcubierre, según la cartografía de QUIRANTES (1978). Sin embargo, los tramos 1 al 4, con abundancia de yesos, presentan una interdigitación de la Formación Zaragoza en esta vertiente Norte de la Sierra de Alcubierre.

Resumen del perfil:

- Tramos 1 a 4: Unidad N₁
Ruptura sedimentaria de tipo 3
- Tramos 5 a 9: Unidad N₂

11.- Perfil de la Aldea del Correo (Figura 2.45)

Situación:

Se ha levantado al Suroeste de Lanaja, cerca de la Aldea del Correo. La base se halla en el barranco de Valonguera y el techo en el cerro de cota 674 m.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Estratigrafía

Base: 30TYM154227

Techo: 30TYM150234

Descripción:

De base a techo se han establecido los siguientes tramos:

Tramo 1: 43 m. Alternancia de margas y lutitas verdes, grises, marrones y, localmente, rojas, y calizas grises, amarillas y gris-azulado, con intercalaciones de areniscas grises y escasos yesos blancos.

Las margas y lutitas constituyen intervalos de potencia variable entre 0,2 y 2,5 m. En la mitad inferior del tramo se aprecia laminación paralela y, esporádicamente, estratificación lenticular. Hacia la parte superior del tramo pueden contener fragmentos de conchas (probablemente de gasterópodos).

Las calizas grises se disponen en estratos tabulares de 0,2 a 0,7 m. de potencia, que pueden agruparse en conjuntos de hasta 1,5 m. Consisten en facies bioturbadas y, con menor frecuencia, masivas, con similar textura: *wackestone* de fragmentos de conchas, principalmente de moluscos. Localmente se observa laminación paralela (no detrítica) en la base de algunos estratos. La bioturbación es vertical de raíces y su intensidad aumenta hacia techo de los estratos, donde puede estar acompañada de grietas de desecación. Estas facies predominan en la parte superior del tramo.

Las calizas de color amarillo y gris azulado aparecen en niveles tabulares de 0,2 a 1 m. de potencia. La base puede ser horizontal u ondulada, erosiva sobre los sedimentos previos. Corresponden a facies laminadas (*mudstone* con intervalos detríticos); frecuentemente la laminación es paralela y puede incluir *ripples* simétricos desarrollados en los intervalos detríticos más potentes. Otras veces, la laminación se organiza como estratificación cruzada *hummocky* de amplitud decimétrica-métrica y altura decimétrica.

En relación con estas facies laminadas se hallan incrustaciones estromatolíticas centimétricas (planares mameliformes), normalmente desarrolladas hacia techo de los estratos de calizas laminadas.

Las areniscas son de grano fino, excepcionalmente fino-medio. Se presentan en niveles laminares de 0,2 a 0,7 m. de potencia, a veces intercalados dentro de las calizas laminadas, en cuyo caso muestran *ripples* simétricos. Se ha reconocido un paquete lenticular de hasta 3 m. de potencia, con base canaliforme, en el cual se aprecia estratificación cruzada incipiente.

Los yesos son microcristalinos (alabastrinos) y se presentan en nódulos centimétricos-decimétricos, bien dispersos, bien en capas de 0,1 m. de potencia. En cualquier caso se encuentran en la base del tramo.

El tramo en conjunto no indica una evolución vertical definida, aunque parece granocreciente y después granodecreciente. Está integrado por numerosas secuencias de tercer orden, de potencia métrica, compuestas por lutitas-(areniscas)-calizas (laminadas y/o bioturbadas). También existen secuencias de calizas laminadas-lutitas.

Tramo 2: 34,5 m. Alternancia de margas y lutitas grises y verdes y calizas amarillas, gris claro-azulado y grises con intercalaciones de yesos blancos y areniscas grises.

Las margas y lutitas forman niveles masivos de 0,3 a 2,7 m. de potencia.

Las calizas de tonos claros (amarillo, beige y gris claro) se organizan en estratos tabulares de 0,2 a 0,7 m. de potencia, donde la estructura interna dominante es la laminación paralela (*mudstone* con intervalos detríticos); ocasionalmente se observan superficies erosivas internas que pertenecen a estratificación cruzada *hummocky*, de escala decimétrica.

Entre estas calizas se hallan frecuentes construcciones estromatolíticas, tanto incrustaciones planares mameliformes de espesor centimétrico-decimétrico, como pequeños biohermos, de 0,1-0,2 m. de altura.

Estratigrafía

Las calizas grises configuran dos estratos tabulares de 0,4 y 0,6 m., en los que la textura es un *wackestone* o *mudstone-wackestone* de bioclastos (gasterópodos esencialmente). Presentan bioturbación vertical de raíces y, en el estrato superior, "nodulización".

Los yesos son microcristalinos (alabastrinos) y tienen estructura nodular. Los nódulos no superan los 0,3-0,4 m. de diámetro. Aparecen dispersos en las margas o en las calizas laminadas y formando capas irregulares de 0,1-0,3 m. de potencia; éstas pueden reunirse en paquetes de hasta 1 m. Se hallan en la base y en el techo del tramo.

Las areniscas son de grano fino. Constituyen estratos tabulares de 0,2 a 0,4 m. de potencia, más frecuentes hacia el techo del tramo. En su interior exhiben laminación cruzada de *ripples* y *ripples* asimétricos, aunque también pueden ser masivas.

El tramo tiene una evolución general poco definida. Está compuesto por varias secuencias de tercer orden, de potencia métrica o decimétrica, caracterizadas por la sucesión: lutitas o margas-calizas laminadas (y estromatolíticas)-calizas bioturbadas. Con frecuencia los términos lutíticos o margosos incluyen areniscas o yesos nodulares.

Tramo 3: 11 m. Alternancia de margas y lutitas verdes, marrones y grises y calizas blancas, amarillas y grises.

Las margas y lutitas se disponen en niveles masivos de 0,2 a 1,3 m. de potencia.

Las calizas blancas y amarillas aparecen en estratos tabulares de 0,2 a 0,5 m. de potencia. La estructura interna predominante es la laminación paralela (*mudstone* con láminas detríticas). Estas calizas pueden encontrarse bajo las masivas y bioturbadas y, a veces, se observa un paso gradual de unas facies a otras, que consiste en la desaparición de la laminación y comienzo de la bioturbación.

En el techo de algunas calizas masivas existen incrustaciones estromatolíticas planares mameliformes, de espesor centimétrico.

Las calizas grises se presentan en estratos tabulares de 0,2 a 0,4 m. de potencia, que consisten en facies bioturbadas; la textura más asidua es el *wackestone* de bioclastos (fragmentos de conchas). La bioturbación vertical de raíces es moderada.

Este tramo está compuesto por secuencias de tercer orden, de potencia decimétrica a métrica, con evolución granodecreciente: margas-calizas laminadas y/o estromatolíticas-calizas bioturbadas.

Consideraciones:

Este perfil está integrado por, al menos, tres macrosecuencias decamétricas, granocrecientes o granodecrecientes

Desde el punto de vista granulométrico, el conjunto del perfil muestra, en líneas generales, un pequeño granocrecimiento -con el máximo en el tramo 1- seguido de un granodecrecimiento.

Los tramos 1 y 2 se correlacionan cartográficamente con los tramos 9 y 10 del perfil de Puig Ladrón. El límite entre el tramo 2 y el 3 corresponde a la ruptura sedimentaria entre las Unidades N₁ y N₂.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, el perfil pertenece a la Formación Alcubierre de QUIRANTES (1978), si bien el tramo 2 muestra indentaciones de la Formación Zaragoza (QUIRANTES, *op. cit.*).

Resumen del perfil:

- Tramo 1 y 2: Unidad N₁
Ruptura sedimentaria de tipo 3
- Tramo 3: Unidad N₂

12.- Perfil de Lanaja (Figura 2.46)

Situación:

Este perfil se ha levantado al Sur de Lanaja, a lo largo de la carretera que se dirige a Castejón de Monegros, al Este de Torre Ventosa. La base se encuentra próxima a la casa de la Vitoriana.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TYM211202

Techo: 30TYM205174

Descripción:

De base a techo se diferencian los siguientes tramos:

Tramo 1: 5 m. de lutitas rojas.

Constituyen un paquete masivo.

Tramo 2: 12 m. Alternancia de calizas grises y margas grises y rojas.

Las calizas aparecen en estratos tabulares, de bases y techos planos, cuya potencia oscila entre 0,1 y 0,4 m. Estos pueden agruparse en paquetes tabulares de hasta 0,7 m. de espesor. Corresponden a facies masivas y bioturbadas, con una textura *mudstone-wackestone*, formada por ostrácodos, caráceas y gasterópodos enteros o fragmentados. La bioturbación vertical debida a raíces es de intensidad moderada, más intensa en la parte superior de los estratos y más frecuente en el tercio superior del tramo.

Estratigrafía

Las margas configuran intervalos de 0,2 a 0,5 m. de espesor. Son masivas.

Este tramo está organizado en varias secuencias métricas de tendencia estratocreciente, siendo el conjunto también estratocreciente y granodecreciente.

Tramo 3: 10,5 m. Alternancia de lutitas grises, esporádicamente amarillas y rojas, y areniscas grises y verdosas, con intercalaciones de calizas grises.

Las lutitas constituyen paquetes masivos de 0,25 a 3 m. de potencia.

Las areniscas varían de grano medio a fino-medio. Se disponen en estratos tabulares de 0,3 a 0,5 de potencia, cuyas bases son horizontales e irregulares, a veces suavemente convexas. No muestran estructuras sedimentarias visibles. Desde el punto de vista granulométrico todos los estratos son granodecrecientes.

Las calizas forman estratos tabulares de 0,1 a 0,2 m. de potencia. Corresponden a facies masivas y, en menor medida bioturbadas. Ambas poseen una textura de tipo *mudstone-wackestone*, integrada por fragmentos de gasterópodos y, más localmente, caráceas. La bioturbación vertical de raíces es más aparente en el último nivel. Los niveles masivos se sitúan en la base de estratos de areniscas, mientras el bioturbado se encuentra entre lutitas.

El tramo está compuesto por secuencias métricas, a veces decimétricas, granodecrecientes, donde se suceden areniscas-lutitas-(calizas).

Tramo 4: 16 m. de lutitas y margas grises, marrones, localmente amarillas y naranjas, con intercalaciones de calizas grises y de areniscas grises.

Las lutitas y las margas se presentan en intervalos de potencia variable entre 0,1 y 5,4 m. Son masivas. Aproximadamente hacia la mitad del tramo, las lutitas contienen nódulos de yeso alabastrino (de diámetro centimétrico-decimétrico) dispersos.

Las calizas forman estratos tabulares de 0,1 a 0,3 m. de potencia, que se agrupan en conjuntos, también tabulares, de hasta 0,6 m. de espesor. Consisten esencialmente en facies bioturbadas y, en mucha menor proporción, masivas. Las texturas más frecuentes son *mudstone* y *mudstone-wackestone* de fragmentos de conchas, corrientemente de gasterópodos. No obstante, la intensidad de la bioturbación impide, en muchos casos, el reconocimiento de los componentes texturales. Localmente se observan grietas de desecación en el techo de los estratos.

Las areniscas son de grano medio y fino-medio. Aparecen en niveles tabulares a la escala de afloramiento, de 0,2 a 0,3 m. de potencia. Son masivas y tienen evolución granodecreciente. Suelen situarse en la base de los niveles de calizas. Estas areniscas son más abundantes hacia el techo del tramo.

A lo largo del tramo se observa la presencia de secuencias decimétricas-métricas granodecrecientes, formadas por lutitas y/o areniscas-calizas.

Tramo 5: 9,2 m. de margas y lutitas grises, verdes, marrones y beige con intercalaciones de calizas beige, amarillas y grises y de areniscas grises y, esporádicamente, marrones.

Las margas y lutitas configuran niveles de espesor variable entre 5 cm. y 1,6 m. Son masivas.

Las calizas beige y amarillas constituyen niveles tabulares de 0,1 a 0,8 m. de potencia, con bases y techos horizontales. La estructura dominante es la laminación paralela (*mudstone* o *mudstone-wackestone* de bioclastos y granos de cuarzo con finas láminas detríticas, generalmente arenosas, seguida de la estratificación lenticular; esta última es más frecuente en la base de los niveles, donde también puede aparecer una fina lámina detrítica con intraclastos y bioclastos, que no sobrepasa 0,1 m. de espesor, y en la que se reconoce estratificación *flaser* (de sedimento carbonatado).

Asociadas a estas calizas laminadas se identifican finas incrustaciones estromatolíticas (de pocos centímetros de espesor y de escasa continuidad lateral) de tipo mameliforme y ondulado; otras veces los estromatolitos están fragmentados.

Estratigrafía

Las calizas grises aparecen en estratos tabulares de pocos centímetros a 0,1 m. de potencia. En general consisten en facies masivas, en las que la textura es un *mudstone-wackestone* de fragmentos de conchas y caráceas; también incluyen granos de cuarzo y fragmentos carbonosos. También se han reconocido calizas correspondientes a la facies bioturbadas; éstas tienen textura similar a las masivas e incluyen, además de la bioturbación por raíces, "nodulización" y "brechificación".

Las areniscas son de grano medio-fino y medio. Integran niveles tabulares de 2-3 cm. a 0,3 m. de potencia. Son masivas.

Tramo 6: 3,3 m. de areniscas grises con intercalaciones de lutitas grises y verdes y, esporádicamente, calizas grises.

Las areniscas -en su mayoría arenas- varían desde grano fino a medio. Están organizadas en paquetes de hasta 1 m. de potencia, con evolución granocreciente. Estos paquetes comienzan con lutitas con estratificación lenticular, que van pasando progresivamente a areniscas con estratificación *flaser* y finalmente, en el techo, a areniscas masivas o con laminación paralela. Ocasionalmente, encima de estas últimas puede hallarse un nivel arenoso más fino.

Las lutitas constituyen intercalaciones de alrededor de 0,2-0,3 m. de potencia, en las que se aprecia laminación paralela.

Las calizas forman láminas de 3-5 cm. de espesor. Consisten en facies masivas con textura *mudstone*, que a veces incluye granos de cuarzo.

Este tramo está integrado por tres secuencias decimétrico-métricas de evolución vertical grano y estratocreciente.

Tramo 7: 8 m. Alternancia de calizas grises y beige, ocasionalmente gris-rosáceas y azuladas, y lutitas y margas verdes, grises y marrones, con intercalaciones de areniscas grises.

Las calizas se disponen en estratos tabulares de 2-3 cm. hasta 0,25 m. de potencia, cuyas bases y techos en algunos casos están suavemente onduladas. Consisten en facies masivas y bioturbadas, ambas con textura *mudstone-wackestone* y, en ocasiones, *wackestone* de caráceas, ostrácodos y gasteropos (frecuentemente rotos) en proporciones variables, y en menor medida intraclastos. También son frecuentes los fragmentos vegetales carbonosos. Ocasionalmente se aprecia laminación paralela muy fina (de "aspecto varvado"). En el techo de algunos estratos existe una lámina milimétrica de acumulación de bioclastos y/o intraclastos, con cantidades variables de cuarzo. En los niveles más intensamente bioturbados se observan procesos locales de "microcarstificación" y "marmorización", así como porosidad móldica y pátinas ferruginosas en el techo de algunos de ellos.

Hacia la mitad superior del tramo se reconocen procesos de deslizamiento por colapso que afectan a varios estratos de calizas y lutitas.

Las lutitas y margas forman niveles de potencia variable entre 3-4 cm. y 0,7 m. Eventualmente exhiben laminación paralela debida a la inclusión de finas láminas arenosas y estratificación lenticular (*ripples* aislados).

El tamaño de grano de las areniscas oscila desde fino hasta medio. Se presentan en varios niveles tabulares de 2-3 cm. hasta 0,4 m. de potencia, cuyas bases pueden ser irregulares y erosivas sobre calizas. En su interior se aprecia laminación paralela, a veces debida a láminas carbonatadas milimétricas y estratificación *flaser*.

En este tramo existen secuencias decimétricas-métricas granodecrecientes y granocrecientes.

Tramo 8: 11 m. de lutitas grises, verdes, marrones y rojas con intercalaciones de calizas grises y beige.

Las lutitas aparecen en paquetes de 0,6 a 2,7 m. de potencia. En algunos de ellos se observa laminación paralela, en ocasiones marcada por la presencia de láminas arenosas, y estratificación lenticular.

Estratigrafía

Las calizas constituyen estratos tabulares, de bases y techos planos, cuya potencia oscila entre unos pocos centímetros y 0,45 m.; a veces se agrupan en conjuntos de hasta 0,9 m. de espesor. Se trata de facies masivas y bioturbadas, en las que la textura es idéntica; *mudstone* y *mudstone-wackestone* de bioclastos. Localmente, las calizas masivas muestran laminación paralela (no detrítica). La bioturbación vertical de raíces es más intensa en el techo de los estratos, especialmente en los de la mitad superior del perfil.

Tramo 9: 9,2 m. Alternancia de calizas grises y beige y lutitas marrones, rojas, grises y beige con intercalaciones de areniscas grises.

Las calizas grises y algunas beige (gris claro) configuran estratos tabulares de 2-3 cm. hasta 0,6 m. de potencia, esporádicamente con bases y techos ondulados, irregulares. Estos estratos a veces se agrupan en paquetes de hasta 1,7 m. En su mayoría son calizas masivas, aunque también pueden mostrar laminación paralela (no detrítica) o restos de ésta en la base de algunos niveles. Con menor frecuencia se aprecia calizas bioturbadas. En cualquier caso la textura es similar: oscila de *mudstone* a *wackestone* de bioclastos (sobre todo gasterópodos, a menudo rotos, y en menor medida caráceas y ostrácodos, en proporciones variables) y, de forma eventual, intraclastos; también incluyen fragmentos vegetales carbonosos y granos de cuarzo. En estos niveles con más cuarzo se encuentran lentículas lutíticas como estratificación *flaser*. Las facies bioturbadas pueden llegar a estar intensamente perforadas (raíces verticales), a veces con las cavidades rellenas de lutitas verdes; exhiben rasgos de "marmorización" y de "nodulización" locales, porosidad móldica y, hacia techo del tramo, "microcarstificación". Estos caracteres son más frecuentes en la parte superior de los paquetes, pasando de forma más o menos gradual de calizas masivas a bioturbadas.

Existe un conjunto de calizas beige que corresponde a la facies de calizas laminadas. Se presentan como un nivel tabular de alrededor de 0,5 m. de potencia, con laminación paralela, donde las láminas detríticas contienen, además de granos de cuarzo, intraclastos. Internamente se observan superficies onduladas erosivas de longitud de onda decimétrica. Hacia techo de este nivel se reconoce una lámina de 2-3 cm. con abundantes granos carbonatados y de cuarzo. Estas calizas laminadas se sitúan justo en la base de los paquetes de calizas masivas.

Las lutitas configuran intervalos de potencia variable entre 2-3 cm. y 0,6 m. Generalmente son masivas, aunque localmente exhiben laminación paralela.

Las areniscas, mayoritariamente arenas, son de grano fino y fino-medio. Aparecen en dos niveles tabulares de 0,15 a 0,35 m. de potencia; en uno de ellos se identifica laminación paralela.

Este tramo está compuesto por varias secuencias de tercer orden, de potencia métrica o decimétrica, que culminan con calizas bioturbadas o "carstificadas" y/o lutitas marrones o rojas.

Tramo 10: 20,3 m. Alternancia de calizas grises, gris-rosáceas y beige y margas y lutitas grises, verdes, marrones y rojizas con intercalaciones de areniscas marrón-grisáceas y marrones.

Las calizas se disponen en estratos tabulares, ocasionalmente lenticulares a gran escala, de potencia variable entre 3-4 cm. y 1,1 m. Estos, en ocasiones, se asocian en paquetes de hasta alrededor de 1 m. de espesor. Las bases y los techos pueden ser muy irregulares, mostrando superficies suavemente convexas u onduladas, respectivamente. Internamente, los estratos más potentes muestran superficies irregulares discontinuas. Estas calizas corresponden a facies masivas y bioturbadas. En ambas la textura varía desde *mudstone* a *wackestone*; los componentes más abundantes son los bioclastos: fragmentos de conchas, en su mayoría de gasterópodos, caráceas y ostrácodos, en proporciones variables. También contienen intraclastos dispersos o agrupados en finas láminas. Son muy frecuentes los fragmentos vegetales carbonosos y, en ocasiones, los granos de cuarzo dispersos. Las facies bioturbadas, más comunes en la mitad superior del tramo, presentan rasgos locales de "nodulización" y/o "brechificación", así como de "marmorización"; pueden tener porosidad móldica. Hacia techo del tramo existe "microcarstificación". Todos estos procesos son más intensos hacia el techo de los estratos y/o paquetes.

En la base del tramo se reconoce un nivel de 0,15 m. de calizas beige, gris-azuladas, que consisten en laminación paralela debida a intervalos detríticos, los cuales incluyen granos carbonatados. En este nivel la bioturbación vertical es muy débil.

Estratigrafía

Las margas y lutitas se presentan en intervalos de 3-4 cm. hasta 1,2 m. de potencia. Eventualmente exhiben laminación paralela y, hacia la base del tramo, "marmorización" y bioturbación. Localmente contienen restos fósiles, a veces fragmentos de vertebrados.

Las areniscas varían desde grano fin o a fino-medio. Constituyen tres niveles laminares hacia la base del tramo cuya potencia oscila entre 0,1 y 0,25 m. tienen evolución granocreciente. Internamente se observa laminación paralela y *ripples* simétricos, a veces asociados a estratificación *flaser*. En la base del nivel superior se reconocen estructuras de deformación por carga.

Este tramo está integrado por secuencias métricas y decamétricas granodecrecientes y, en conjunto, estratocrecientes, que culminan con calizas intensamente bioturbadas o "carstificadas" y/o lutitas marrones o rojas. El tramo en conjunto presenta esta misma evolución.

Tramo 11: 28,7 m. Alternancia de lutitas y margas marrones, rojizas, grises y verdes y calizas grises, gris-rosáceas, beige y gris claro, con intercalaciones de areniscas grises y marrones.

Las lutitas y margas forman niveles cuya potencia varía desde 0,1 hasta 2 m. Son masivas; localmente están bioturbadas y "marmorizadas" y pueden incluir fragmentos de conchas.

Las calizas grises, gris-rosáceas y algunas beige consisten en facies masivas y bioturbadas. Aparecen en estratos tabulares de 0,1 a 0,6 m. de potencia, en ocasiones con las bases y los techos irregulares. Pueden agruparse en paquetes de hasta 1,5 m. Las texturas varían entre *mudstone* y *wackestone* de caráceas, ostrácodos y gasterópodos, a menudo rotos. A veces incluyen granos de cuarzo y trozos vegetales carbonosos. Algunas calizas masivas poseen restos de laminación milimétrica-centimétrica en la base de los estratos. Las calizas bioturbadas pueden llegar a estar intensamente perforadas por raíces; además, también exhiben "nodulización", "marmorización", "microcarstificación" y porosidad móldica.

Algunas calizas de color beige y gris-azulado se identifican como facies laminadas. Se presentan en niveles tabulares de 0,3 a alrededor de 0,5 m. de espesor, situados en la base y hacia el techo del tramo. La estructura dominante es la laminación paralela (generalmente son *mudstone* con láminas arenosas), seguida de la estratificación lenticular, a veces reconocible como *ripples* simétricos. Localmente se observa laminación cruzada. En estas calizas son frecuentes los fenómenos de colapso y pequeñas fallas, a escala macro y microscópica. De forma excepcional, se han reconocido grietas de desecación.

En relación con estas facies laminadas existen incrustaciones estromatolíticas onduladas de espesor centimétrico, así como fragmentos estromatolíticos.

Las areniscas varían desde grano medio a fino. Configuran dos cuerpos canaliformes de alrededor de 0,5 m. de potencia, cuyas bases pueden ser fuertemente erosivas sobre los niveles calcáreos infrayacentes. Contienen fragmentos lutíticos y carbonatados en la base. Tienen evolución granodecreciente y son masivas.

Este tramo está compuesto por varias secuencias métricas que pueden culminar con intensa bioturbación de las calizas y/o con lutitas rojas o naranjas. Localmente existen secuencias decimétricas o métricas caracterizadas por la sucesión calizas laminadas-margas grises.

Tramo 12: 16,5 m. de lutitas y margas marrones, grises y naranjas con intercalaciones de calizas beige, gris-azulado, amarillas y grises y de areniscas grises y marrones.

Las lutitas y margas constituyen niveles de 0,1-0,2 a 2,5 m. de potencia. Son masivas, aunque en ocasiones se aprecia laminación paralela. En algunos niveles se identifican finas láminas de yeso fibroso.

Las calizas de color beige y gris-azulado se disponen en estratos tabulares de 0,1 a 0,5 m. de potencia. Corresponden a la facies de calizas laminadas; la textura suele ser un *mudstone* de bioclastos y granos de cuarzo dispersos en el que se intercalan los intervalos detríticos. La estructura más asidua es la laminación paralela, que en ocasiones, hacia el techo, pasa a estratificación lenticular, a veces *ripples* simétricos. Internamente pueden mostrar superficies erosivas onduladas o cóncavas, de longitud de onda o anchura centimétrica-métrica.

Hacia o en el techo de estas calizas laminadas pueden encontrarse incrustaciones estromatolíticas de espesor centimétrico, de tipo mameliforme u ondulado. También se han reconocido estas estructuras como incrustaciones de superficies erosivas.

Estratigrafía

Las calizas de color amarillo y gris, así como algunas beige, consisten en facies masivas y bioturbadas, que se ordenan en estratos tabulares de 3-4 cm. hasta 0,25 m. La textura es un *mudstone*, a veces con gran proporción de granos de cuarzo o cristales milimétricos de yeso. Localmente se conserva laminación paralela (de origen no detrítico). La bioturbación tiene intensidad variable y puede ir asociada a fenómenos locales de "marmorización".

Las areniscas varían desde grano fino a medio. Se presentan en niveles laminares de 3-4 cm. a 0,45 m. de potencia. En general son masivas, aunque en ocasiones exhiben laminación paralela y estratificación *flaser*.

Este tramo no posee una evolución vertical definida.

Tramo 13: 13,6 m. Alternancia de calizas de color gris, gris-rosáceo y beige y margas y lutitas grises, verdes y rojas.

Las calizas constituyen estratos tabulares de 3-4 cm. hasta alrededor de 1 m. de potencia. Con frecuencia se asocian en paquetes, que pueden alcanzar 1,7 m. de espesor. Consisten en facies masivas y bioturbadas; la textura de ambas es mayoritariamente de tipo *mudstone* o *mudstone-wackestone* de bioclastos (gasterópodos, caráceas y ostrácodos, en proporciones variables). En ocasiones contienen niveles de acumulación de fragmentos carbonosos. La bioturbación tiene intensidad variables; normalmente se observa el paso gradual de calizas masivas a bioturbadas hacia techo, dentro de un mismo estrato. Pueden mostrar rasgos de "marmorización" (decoloraciones rosas y verdes), "nodulización" y desarrollo de estructuras prismáticas verticales, de altura centimétrica.

De forma ocasional, las calizas corresponden a la facies de calizas laminadas con laminación paralela debida a finos intervalos detríticos dentro de una textura *mudstone*.

Las margas y lutitas aparecen en intervalos de potencia variable desde 2-3 cm. hasta alrededor de un metro. Son masivas. Hacia la base del tramo se aprecia bioturbación.

El conjunto del tramo constituye una macrosecuencia estratocreciente con referencia a los niveles de calizas y con clara disminución de la potencia de las margas hacia techo.

Consideraciones:

En este perfil se diferencian varias macrosecuencias de potencia decamétrica, granodecrecientes y que culminan con calizas bioturbadas.

Los tramos 5, 6 y 7 y parte del 8 se correlacionan cartográficamente con el tramo 3 del perfil de Puig Ladrón y, del mismo modo, el límite entre las Unidades N₁ y N₂ reconocido en ese perfil se sitúa dentro del tramo 12 del perfil de Lanaja (metro 143-144), en este caso sin salto litológico manifiesto, ya que en este perfil, la Unidad N₁ presenta un claro predominio de los sedimentos carbonatados y carece de depósitos evaporíticos.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, este perfil queda incluido en la Formación Alcubierre de QUIRANTES (1978).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 12: Unidad N1
- Tramos 12 y 13: Unidad N2

13.- Perfil de Albalatillo (figura 2.47)

Situación:

Se ha levantado al Sur de la localidad de Albalatillo, en la margen derecha del río Alcanadre. La base se sitúa en el Arroyo de los Pedregales y el techo entre los parajes denominados El Serrato y Esquilador.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TYM374182

Techo: 30TYM364158

Descripción:

De base a techo se distinguen los siguientes tramos:

Tramo 1: 28,3 m. Alternancia de lutitas marrones, marrón-rojizas, rojas y grises y areniscas grises y marrones con escasas intercalaciones de calizas grises y beige.

Las lutitas constituyen niveles de potencia variable entre 0,2 y alrededor de 4 m. Son masivas. Localmente contienen nódulos de yeso de diámetro no superior a 1 ó 2 cm. Pueden mostrar bioturbación y decoloraciones atribuibles a "marmorización".

Las areniscas oscilan desde grano fino a medio. Se disponen en niveles de 4-5 cm. hasta 0,25 m. de potencia, cuya geometría es tabular, ocasionalmente lenticular, con bases suavemente cóncavas. En general son masivas, aunque de forma esporádica se aprecia laminación paralela. Algunos niveles muestran bioturbación, sobre todo hacia el techo de los mismos.

Las calizas forman estratos tabulares de 5 a 15 cm. de potencia. Constan de facies masivas y bioturbadas, en las que la textura varía desde *mudstone* a *wackestone-packstone* de bioclastos (gasterópodos, enteros y fragmentados, caráceas y ostrácodos). También contienen trozos vegetales carbonosos, restos de vertebrados y, a veces, granos de cuarzo. La bioturbación es de intensidad débil a moderada; se reconoce el paso de calizas masivas a bioturbadas hacia techo.

Este tramo posee una ligera tendencia granocreciente hacia techo, con marcada disminución de la potencia de los niveles lutíticos.

Tramo 2: 44,2 m. Alternancia de lutitas marrones, rojas y, en ocasiones, rosas y grises y areniscas grises y marrones con intercalaciones de calizas grises.

Estratigrafía

Las lutitas aparecen en paquetes tabulares de 0,4 a alrededor de 3,5 m. de potencia. Son masivas, aunque ocasionalmente se observa laminación paralela. Pueden estar bioturbadas, a veces con las marcas de las perforaciones "ferruginizadas", o con nódulos milimétricos ferruginosos, y "marmorizadas". Algunos niveles contienen gasterópodos, restos de vertebrados y/o trozos carbonosos.

Las areniscas varían desde grano fino a medio, excepcionalmente medio-grueso. Se presentan en niveles tabulares, en ocasiones lenticulares, de 0,1 a 1,2 m. de potencia. Internamente muestran laminación paralela, estratificación cruzada en surco de espesor decimétrico y laminación cruzada de *ripples*, si bien pueden ser masivas. La bioturbación puede estar presente en algunos niveles.

Las calizas configuran estratos tabulares de 0,1 a 0,2 m. de potencia, que ocasionalmente se agrupan en un nivel de 0,4 m. Consisten en facies bioturbadas, con texturas que varían de *mudstone* a *wackestone*, donde los componentes son bioclastos (trozos de gasterópodos y, en ocasiones, ostrácodos). La bioturbación puede llegar a ser muy intensa, asociada a "microcarstificación" de escasa entidad.

Este tramo está integrado por secuencias métricas a decamétricas de evolución granodecreciente. La tendencia general del tramo es granocreciente (continuando la evolución del tramo 1)-granodecreciente.

Tramo 3: 12,4 m. de lutitas marrones, naranjas y rojas con escasas intercalaciones de areniscas grises y calizas grises.

Las lutitas aparecen en paquetes masivos de alrededor de 2,5 m. hasta 6,5 m. de potencia. En la parte basal se observa bioturbación y en la superior nódulos milimétrico-centimétricos de yesos.

Las areniscas varían de grano fino-medio a fino y tienen cemento de yeso. Constituyen un estrato tabular de 0,4 m. de potencia, masivo y granodecreciente.

Las calizas forman un estrato tabular de alrededor de 0,2 m. de potencia, en el que la textura es un *mudstone* con bioturbación de raíces.

Tramo 4: 2,4 m. cubiertos.

Tramo 5: 34 m. Alternancia de lutitas marrones, naranjas, rojas y grises y calizas grises y beige, con intercalaciones de areniscas grises. Localmente existen áreas cubiertas.

Los intervalos lutíticos tienen una potencia que oscila entre 3-4 cm. y alrededor de 5 m. En general son masivos, si bien, a veces, se reconoce laminación paralela. La bioturbación, aunque no muy intensa, es frecuente.

Las calizas se disponen en estratos tabulares de 4-5 cm. hasta 0,7 m. de potencia, cuyas bases y techos son horizontales. Estos suelen agruparse en conjuntos de hasta 1,4 m. de potencia, con frecuencia estratodecrecientes. Consisten en facies masivas y bioturbadas, ambas con texturas que varían de *mudstone* a *wackestone*; los componentes más asiduos son los gasterópodos, a menudo rotos, seguidos por las caráceas y los ostrácodos. En ocasiones incluyen fragmentos vegetales carbonosos y restos de vertebrados. En algunos niveles se aprecia el paso gradual de las facies masivas a las bioturbadas. Estas últimas pueden tener una densa red de perforaciones, que suele ir asociada, especialmente en el techo de los estratos, a "nodulización" intensa, "brechificación" y "microcarstificación". Algunas trazas de bioturbación están rellenas de lutitas verdosas; también existen fragmentos lutíticos milimétricos dispersos.

Las areniscas son de grano fino y fino-medio. Configuran tres estratos tabulares de 0,2 a 0,4 m. de potencia, cuyas bases son horizontales. No se aprecian estructuras sedimentarias.

Este tramo está compuesto por secuencias de tercer orden decimétricas a métricas que culminan con calizas bioturbadas y/o lutitas marrones o rojas.

Se observa un aumento de la potencia de los niveles lutíticos hacia el techo.

Tramo 6: 12,7 m. Alternancia de calizas beige, grises y gris-rosáceas y lutitas verdes, marrones y rojas.

Estratigrafía

Las calizas se presentan en estratos tabulares de 0,1 a 0,5 m. de potencia, en general con bases y techos planos. Consisten en facies bioturbadas y, en menor medida, masivas, aunque localmente se aprecia laminación paralela (no detrítica); en ambas facies las texturas son *mudstone-wackestone* de bioclastos (caráceas, ostrácodos y fragmentos de gasterópodos). También incluyen trozos vegetales carbonosos y clastos lutíticos milimétricos.

La bioturbación de estos niveles puede ser muy intensa y, a veces, va acompañada de "nodulización" o "marmorización". Es frecuente la porosidad móldica y los rellenos lutíticos de las marcas de las raíces.

Las lutitas aparecen en niveles cuya potencia varía de 2-3 cm. hasta 0,5 m. Son masivas.

El tramo está compuesto por secuencias de potencia decimétrica-métrica donde se suceden los términos marga-caliza-lutita marrón o roja. El conjunto muestra un claro estrodecrecimiento de los niveles de calizas, a la vez que un progresivo aumento de la intensidad de la bioturbación hacia techo del tramo.

Hacia la base del tramo existe un nivel laminar de 4-5 cm. de espesor, de color blanco y blanco-grisáceo, constituido por cristales milimétricos (Alba-22). El análisis de rayos X de una muestra de este nivel indica que contiene hasta un 90% de ceolitas (en concreto analcima), minerales de la arcilla (esmectitas), calcita, cuarzo y feldespatos.

Tramo 7: 42,2 m. Alternancia de lutitas rojas, naranjas, marrones, grises y verdes y calizas grises y beige, con intercalaciones de areniscas grises y verdes.

Las lutitas forman niveles masivos de 4-5 cm. hasta alrededor de 2,5 m. de potencia. Localmente pueden tener abundantes fragmentos carbonosos.

Las calizas constituyen estratos tabulares de 5-6 cm. hasta 0,35 m. de potencia. Corresponden esencialmente a facies bioturbadas, en las que la textura varía de *mudstone* a *mudstone-wackestone* de bioclastos. Los niveles más intensamente bioturbados suelen presentar también procesos de "nodulización" y "brechificación", así como desarrollo de estructuras prismáticas columnares de altura centimétrica. Los huecos de las raíces pueden estar ocupados por lutitas verdosas.

Las areniscas varían de grano fino a medio. Se disponen en niveles tabulares de alrededor de 0,1 hasta 0,25 m. de potencia; hacia techo del tramo estos niveles están agrupados en un conjunto de 0,9 m. de espesor, granocreciente, en el que se observa laminación cruzada de *ripples* en la base.

El tramo está integrado por varias secuencias métricas que se inician con lutitas, frecuentemente marrones o rojas, y culminan con calizas muy bioturbadas.

Tramo 8: 12 m. de lutitas marrones, rojas, verdes y grises con intercalaciones de calizas grises, a veces gris-rosáceas. En la base del tramo existen áreas cubiertas.

Las lutitas configuran intervalos masivos de 4-5 cm. hasta alrededor de 4 m. de potencia.

Las calizas se disponen en estratos tabulares de 0,1 a 0,2 m. de potencia. Se trata de facies bioturbadas, con textura *mudstone*, a veces con trozos vegetales carbonosos y muy intensa perforación de raíces, en ocasiones las huellas de éstas se hallan rellenas de lutitas verdosas.

Los tramos 7 y 8 presentan, en conjunto, una evolución granocreciente.

Consideraciones:

Este perfil muestra una evolución vertical compleja constituida por una megasecuencia granocreciente, cuyo máximo granulométrico se halla alrededor del metro

60 del perfil, seguida por otra megasecuencia granodecreciente, que culmina en el tramo 6, y finalmente otra granocreciente. Estas megasecuencias están integradas por macrosecuencias granodecrecientes y que evolucionan hacia términos con mayor bioturbación, cuando se consideran los sedimentos carbonatados.

El techo de este perfil queda estratigráficamente por debajo de la base del perfil de Lanaja. La parte superior del tramo 7 y el 8 equivalen, de forma aproximada, al tramo 1 y base del 2 del perfil de Puig Ladrón. La parte superior del tramo 6 se correlaciona mediante fotogeología con la mitad inferior del tramo 4 del perfil de la Cantera del Tejar.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, los tramos 1 al 4 y la base del 5 se identifican con la Formación Sariñena de QUIRANTES (1978) y el resto con la Formación Alcubierre (Calizas de Sigena) de este mismo autor.

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 8: Unidad N₁

14.- Perfil de Val de Zapata (figura 2.48)

Situación:

Este perfil se ha realizado al Norte-Noroeste de Castejón de Monegros. Comienza en la Val de Chuerga y culmina en el vértice Peña.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TYM286123

Techo:30TYM289156

Descripción:

De base a techo se han distinguido los tramos siguientes:

Estratigrafía

Tramo 1: 3 m. de lutitas rojas y naranjas con esporádicas intercalaciones de calizas de color gris claro y beige.

Las lutitas se presentan en niveles masivos de 0,7 a alrededor de 1,5 m. de potencia.

Las calizas forman estratos tabulares de aproximadamente 0,1 m. de potencia. Se trata de *mudstone* con bioturbación vertical de raíces.

Tramo 2: 13,7 m. Alternancia de calizas grises y beige y margas y lutitas grises, verdes y marrones.

Las calizas constituyen estratos tabulares cuya potencia varía desde 5-6 cm. hasta 0,4 m. A veces se agrupan en paquetes de hasta 2 m. de potencia. Consisten esencialmente en facies bioturbadas y, en mucha menor proporción, facies masivas. Las texturas oscilan entre *mudstone* y *wackestone* de bioclastos (fragmentos de gasterópodos y caráceas en proporciones variables) y, en ocasiones, intraclastos milimétricos de calizas o margas. Hacia la base se reconocen fragmentos vegetales carbonosos dispersos. Las acumulaciones más abundantes de bioclastos o intraclastos suelen localizarse en la base de los estratos y, a veces, en el techo. La bioturbación puede llegar a ser muy intensa; en estos casos puede ir asociada a "nodulización", especialmente en el techo de los estratos.

Las margas y lutitas configuran niveles masivos de 3-4 cm. hasta alrededor de 1,5 m. de potencia. Localmente incluyen fragmentos carbonosos, de gasterópodos y caráceas, así como restos de vertebrados.

En este tramo, los paquetes calcáreos más potentes se sitúan en la base y en techo del mismo.

Tramo 3: 15,3 m. Alternancia de lutitas naranjas, rojas y marrones y grises y calizas grises, con intercalaciones de areniscas marrones y grises.

Las lutitas forman intervalos masivos de 0,3 a 3 m. de potencia.

Las calizas se disponen en estratos tabulares de 0,1 a 0,4 m. de potencia, a veces con bases y techos irregulares. Corresponden a facies bioturbadas y, ocasionalmente, masivas, donde las texturas más frecuentes varían de *mudstone* a *wackestone*, corrientemente de gasterópodos, caráceas y ostrácodos, localmente intraclastos. La bioturbación puede ir asociada a "nodulización".

Las areniscas aparecen como dos paquetes tabulares a la escala de afloramiento, de 1,4 y 1,1 m. de potencia. Son masivas y tienen evolución granodecreciente.

Tramo 4: 19,3 m. Alternancia de calizas grises y beige y lutitas y margas grises, marrones y rojas con esporádicas intercalaciones de areniscas marrones, en ocasiones parcialmente cubierto.

Las calizas forman estratos tabulares de 5-6 cm. hasta 0,3 m. de potencia, frecuentemente agrupados en paquetes de hasta 2 m. En su mayoría corresponden a facies bioturbadas y, en menor medida, a facies masivas. En general se trata de *mudstone-wackestone* de bioclastos, aunque en muchos casos la densa bioturbación por raíces impide reconocer la textura. Pueden mostrar fenómenos de disolución ("microcarstificación"). Hacia techo del tramo se observa "nodulización".

Las margas y lutitas se presentan en niveles de 3-4 cm. hasta 1,5 m. de potencia. Son masivas.

Las areniscas son de grano fino. Constituyen un nivel tabular masivo de 0,5 m. de espesor.

Este tramo está formado por secuencias métricas granodecrecientes, que evolucionan hacia un predominio de las calizas bioturbadas hacia techo.

Tramo 5: 4,4 m. parcialmente cubiertos. Localmente afloran calizas grises.

Se trata de estratos tabulares de alrededor de 0,2 m. de calizas bioturbadas.

Estratigrafía

Tramo 6: 32 m. Alternancia de lutitas y margas grises, verdes, marrones y naranjas y calizas grises y beige, con intercalaciones de areniscas grises y marrones. En la mitad inferior del tramo existen algunas partes cubiertas.

Las lutitas y margas aparecen en niveles masivos cuya potencia varía de 3-4 cm. hasta alrededor de 2 m. Localmente muestran acumulaciones bioclásticas que contienen también restos carbonosos y de vertebrados.

Las calizas consisten mayoritariamente en facies bioturbadas y masivas y, muy ocasionalmente, laminadas.

Las bioturbadas y masivas se disponen en estratos tabulares de 5-6 cm. hasta 0,35 m. de potencia, en ocasiones con las bases y techos irregulares. Estos estratos pueden estar asociados en paquetes de hasta 0,8 m. de potencia. Ocasionalmente se aprecia laminación paralela (no detrítica). En ambas facies, la textura más común es *mudstone-wackestone* de bioclastos (gasterópodos, caráceas y ostrácodos en proporciones variables), en donde son frecuentes los trozos vegetales carbonosos. De forma esporádica existen texturas de tipo *wackestone* de intraclastos (dispersos o acumulados en láminas discontinuas). El grado de bioturbación varía de débil a muy intenso; a veces se reconoce el paso gradual de las facies masivas con muy débil bioturbación hasta las facies fuertemente perforadas. En el techo de los estratos puede existir "nodulización" y pátinas ferruginosas, sobre todo cuando éstos están afectados por bioturbación.

Las escasas calizas laminadas presentes se encuentran hacia la base del tramo. Constituyen niveles tabulares de 0,2 a 0,4 m. de potencia, en los que se aprecia laminación paralela y estratificación lenticular, en ocasiones *ripples* simétricos. La textura es un *mudstone* o *mudstone-wackestone* con intercalaciones detríticas arenosas o intraclásticas; en este último caso, los niveles detríticos pueden alcanzar hasta 0,2 m. de espesor.

Las areniscas son de grano fino-medio. Se presentan en niveles tabulares a la escala de afloramiento, de 0,1 hasta 0,4 m. de potencia. Son masivas.

Este tramo está compuesto por secuencias de tercer orden de potencia decimétrica-métrica, caracterizadas por la sucesión marga-caliza bioturbada, aunque en la base existen tránsitos caliza laminada-marga.

Tramo 7: 4 m. cubiertos. De forma local se aprecian calizas masivas beige.

Tramo 8: 5,7 m. Alternancia de lutitas marrones y grises y rojas y calizas beige y grises. En el techo, 0,8 m. cubiertos.

Las lutitas configuran dos intervalos masivos de 1,2 y 1,9 m. de potencia. Pueden incluir láminas milimétricas de arena y trozos carbonosos.

Las calizas se disponen en tres niveles tabulares de 0,2, 0,5 y 1 m. de potencia, integrados por estratos tabulares de 0,1-0,2 m. de espesor. Consisten en facies bioturbadas y masivas, ambas con texturas de tipo *mudstone-wackestone* de bioclastos (fragmentos de gasterópodos o caráceas). La bioturbación vertical se intensifica hacia la parte superior de los estratos y de los niveles, donde puede estar asociada a "nodulización".

Este tramo refleja un incremento de las facies bioturbadas hacia techo.

Consideraciones.

Este perfil está formado por macrosecuencias decamétricas, en conjunto granodecrecientes, que terminan con calizas muy bioturbadas.

El tramo 6 de este perfil se correlaciona cartográficamente, de forma aproximada, con los tramos 9 y 10 del perfil de Lanaja; del mismo modo, el tramo 3 corresponde al techo del tramo 4 y base del tramo 5 de Lanaja.

Por lo tanto, la sucesión abarcada por este perfil queda incluida en la Unidad N₁.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, este perfil corresponde a la Formación Alcubierre de QUIRANTES (1978).

Resumen del perfil.

- Tramos 1 a 8: Unidad N₁

15.- Perfil de La Almolda (figura 2.49)

Situación:

Se ha levantado en las inmediaciones de La Almolda. La base se halla próxima a la Balsa Alta y el techo en la ermita de Santa Quiteria.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base:30TYM325045

Techo:30TYM325048

Descripción:

De base a techo se distinguen los siguientes tramos:

Tramo 1: 9,7 m. de lutitas naranjas y grises con intercalaciones de calizas grises y escasas areniscas grises.

Las lutitas constituyen niveles de alrededor de 1 m. hasta 5,4 m. de potencia. Son masivas y, a veces, muy arenosas o carbonatadas. Los niveles grises pueden contener bioclastos y restos vegetales carbonosos. Algunas tonalidades naranjas y rosas se atribuyen a "marmorización".

Las calizas se presentan en estratos laminares de alrededor de 0,1 m. de espesor. Se trata de facies bioturbadas con textura *mudstone*, en la que se aprecian escasos fragmentos de conchas, así como restos vegetales carbonosos.

Estratigrafía

Las areniscas son de grano muy fino. Forman láminas de 3-4 cm. de espesor, a veces con laminación paralela.

Tramo 2: 18,5 m. Alternancia de lutitas naranjas, grises y marrones y calizas grises y beige, con esporádicas intercalaciones de areniscas grises.

Las lutitas, con frecuencia carbonatadas, configuran intervalos cuya potencia varía desde 0,1 hasta 2,9 m. de potencia. Son masivas y pueden estar "marmorizadas". También se aprecia localmente la existencia de nódulos milimétricos "ferruginizados". Hacia techo están bioturbadas.

Las calizas se disponen en estratos tabulares de 2-4 cm. hasta 0,4 m. de potencia, a veces agrupados en niveles de hasta alrededor de 1 m. Consisten en facies bioturbadas y, con menor importancia, masivas. Las texturas más asiduas son *mudstone* y *mudstone-wackestone* de bioclastos (esencialmente gasterópodos y caráceas) y, localmente de intraclastos. La bioturbación puede ser intensa y, en ocasiones, va asociada a la "nodulización" del techo del estrato.

Las areniscas son de grano fino. Constituyen un nivel tabular de alrededor de 0,2 m. de espesor, masivo, localizado hacia techo del tramo.

El tramo está integrado por secuencias decimétricas-métricas que culminan con facies intensamente bioturbadas y/o "nodulizadas".

Tramo 3: 23,8 m. Alternancia de calizas beige y grises y lutitas y margas verdes, grises y marrones.

Las calizas aparecen en estratos tabulares de 5-6 cm. hasta 0,5 m. de espesor, a menudo agrupados en paquetes cuya potencia máxima es de casi 4 m. A veces las bases y los techos de los estratos son muy irregulares. Corresponden en su mayoría a facies bioturbadas y, en menor proporción, masivas. En algunos niveles se observa laminación paralela. En ambas, las texturas varían de *mudstone* a *wackestone* de bioclastos (gasterópodos, enteros o rotos, y caráceas) y, de forma ocasional, incluyen trozos vegetales carbonosos. Es frecuente el paso gradual de calizas masivas a bioturbadas hacia techo de los estratos o paquetes. Se reconoce, asociada a la bioturbación, "nodulización" y, muy localmente, "marmorización" y "microcarstificación".

Las lutitas y margas se presentan en niveles de 0,1 hasta 2 m. de espesor. Son masivas, pueden estar bioturbadas y pueden contener restos vegetales carbonosos.

En este tramo se aprecia una evolución granodecreciente con respecto a la disminución de potencia de las lutitas y el aumento de la potencia de los niveles calcáreos hacia techo. Las secuencias decimétricas-métricas presentes están caracterizadas por la sucesión margas -(calizas masivas)- calizas bioturbadas y "nodulizadas".

Tramo 4: 13,7 m. Alternancia de lutitas y margas verdes y grises y calizas grises, beige y blancas, con intercalaciones de areniscas de color gris y naranja. Localmente, cubierto.

Las lutitas y margas se disponen en intervalos de 0,2 a 1 m. de potencia. En ocasiones se observa laminación paralela.

La mayor parte de las calizas grises y beige consisten en facies bioturbadas y masivas, las cuales forman estratos tabulares de 4-5 cm. hasta 0,3 m. de espesor, que pueden asociarse en niveles de hasta casi 2 m. de potencia. Hacia la base del tramo se reconoce laminación paralela. Las texturas dominantes son de tipo *mudstone* y *mudstone-wackestone* de gasterópodos y caráceas, a veces con fragmentos vegetales carbonosos. La bioturbación vertical se intensifica hacia el techo de los niveles y del tramo.

Una pequeña proporción de calizas, de tonos grises, beige y blancos corresponde a calizas laminadas, que se hallan en la mitad inferior del tramo. Constituyen niveles tabulares de 0,1 a 0,5 m. de potencia, en los que se identifica estratificación lenticular, a menudo *ripples* simétricos, y laminación paralela; con frecuencia estos intervalos detríticos son mayoritariamente de granos carbonatados.

Las areniscas son de grano fino-medio. Aparecen en niveles laminares de alrededor de 0,1 m. de potencia, en los que se aprecia laminación paralela.

Estratigrafía

El tramo tiene una evolución vertical granodecreciente, con predominio de las facies bioturbadas hacia techo.

Tramo 5: 22,2 m. Alternancia de calizas beige y grises y margas verdes, grises y beige, con escasas intercalaciones de areniscas grises.

Las calizas se presentan en estratos de 3-4 cm. hasta 0,4 m. de potencia, en ocasiones con las bases y los techos muy irregulares. Estos pueden asociarse en conjuntos de hasta alrededor de 1 m. de espesor. Corresponden a facies bioturbadas y masivas, ambas con texturas que varían de *mudstone* a *wackestone* de bioclastos (gasterópodos, a menudo fragmentados, caráceas y ostrácodos en proporciones variables). También incluyen trozos vegetales carbonosos. En ocasiones, las calizas masivas conservan restos de laminación paralela en la base de los niveles. La bioturbación varía desde muy débil en las facies masivas hasta muy intensa. En este último caso, puede ir acompañada de "nodulización", especialmente en el techo de los estratos. En cualquiera de estas facies pueden encontrarse nódulos de sílex, sobre todo en la mitad inferior del tramo. Estos nódulos son elípticos, con el eje mayor paralelo a la estratificación y de diámetro centimétrico-decimétrico.

Las margas forman niveles de 0,1 a 1,3 m. de potencia. Pueden mostrar laminación horizontal, localmente de "aspecto varvado".

Las areniscas oscilan entre grano fino y fino-medio. Aparecen en dos niveles de 0,4 y 0,5 m. de espesor, con geometría tabular. Se reconoce laminación paralela, estratificación lenticular en los intervalos más lutíticos y estratificación *flaser*. Pueden ser granocrecientes o granodecrecientes.

El tramo tiene una evolución vertical granodecreciente, seguida por un ligero incremento de las margas hacia techo.

Consideraciones.

El conjunto del perfil muestra una evolución vertical granodecreciente, compuesta por macrosecuencias decamétricas también granodecrecientes, que culminan con calizas bioturbadas.

Los tramos 4 y 5 de este perfil se correlacionan cartográficamente con los tramos 6 y 7 del perfil de Val de Zapata y, por tanto, con los tramos 9 y 10 del perfil de Lanaja. La base del perfil de La Almolda queda estratigráficamente por encima del techo del perfil de Albalatillo.

En consecuencia, este perfil pertenece a la Unidad N₁.

Desde el punto de vista litoestratigráfico se incluye en la Formación Alcubierre de QUIRANTES (1978).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 5: Unidad N₁

16.- Perfil de Monegrillo (figura 2.50)

Situación:

Este perfil se ha levantado aproximadamente a 3 km. al Noreste de Monegrillo, a lo largo del camino que se dirige hacia el vértice Chanzón, donde se sitúa el techo del perfil.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TYM182148

Techo: 30TYM185156

Descripción:

De base a techo se han diferenciado los siguientes tramos:

Tramo 1: 2 m. de calizas grises.

Constituyen un paquete tabular integrado por estratos también tabulares de 0,2 a 0,3 m. de potencia. Consisten en facies masivas y bioturbadas, con textura *wackestone*, donde los elementos más comunes son los fragmentos de gasterópodos y los oogonios de caráceas. Se reconoce el tránsito gradual de calizas masivas a bioturbadas. Hacia techo existe "nodulización".

Tramo 2: 34 m. Alternancia de lutitas y margas grises y verdes, ocasionalmente marrones, y calizas amarillas y grises, con intercalaciones de yeso blanco y, esporádicamente, de areniscas grises.

Las lutitas y margas aparecen en niveles de potencia variable entre 0,2 y alrededor de 4 m. En general son masivas, si bien localmente muestran estratificación lenticular. En la base y hacia techo del tramo incluyen yesos nodulares (de diámetro centimétrico-decimétrico) dispersos o agrupados en capas de 0,1 ó 0,2 m. de potencia.

Las calizas de color amarillo y algunas de color gris claro-beige se disponen en niveles tabulares de 0,2 hasta 0,6 m. de potencia, donde la estructura dominante es la laminación paralela debida a intercalaciones milimétricas detríticas; a veces se aprecia estratificación lenticular.

En la base del tramo, estas calizas laminadas incluyen abundantes calizas estromatolíticas, predominantemente incrustaciones mameliformes centimétricas; en ocasiones los estromatolitos se encuentran fragmentados, formando parte o no de la fracción detrítica de las calizas laminadas.

Las calizas de color gris se presentan en estratos de 0,1 a 0,8 m. de potencia, de geometría tabular, a veces con superficies irregulares y discontinuas en su interior. Corresponden a facies masivas y bioturbadas; en las primeras se aprecia laminación paralela (no detrítica) en la base de algunos estratos. En ambos casos, la textura varía de *mudstone* a *wackestone* de bioclastos. Las calizas masivas pasan gradualmente hacia techo a calizas bioturbadas, a veces intensamente perforadas. Estas facies se sitúan aproximadamente hacia la porción central del tramo.

Los yesos son microcristalinos, de tipo alabastrino, con estructura nodular. Los nódulos son centimétricos a decimétricos y forman capas irregulares de 0,1-0,2 m. de potencia, que se intercalan entre las calizas laminadas del techo del tramo.

Las areniscas son de grano fino-medio. Se trata de un estrato laminar de alrededor de 0,1 m. de potencia, en el que se reconocen *ripples* simétricos. Este nivel se encuentra en la parte central del tramo, dentro de margas grises con estratificación lenticular.

Estratigrafía

Este tramo no muestra una evolución vertical precisa. Está integrado por secuencias decimétricas-métricas formadas por margas - calizas laminadas -(estromatolitos)- (yesos), calizas laminadas - margas o margas -(calizas masivas)- calizas bioturbadas.

Tramo 3: 12,6 m. Alternancia de margas y lutitas verdes y grises y calizas amarillas.

Las lutitas y margas constituyen niveles tabulares cuya potencia varía entre 0,2 y alrededor de 2,5 m. Se aprecia laminación paralela, en ocasiones de "tipo varvado", y estratificación lenticular, así como bioturbación en los niveles masivos.

Las calizas constituyen niveles tabulares de 0,25 a 1,2 m. de potencia, a veces con bases y superficies internas onduladas. La estructura más frecuente es la laminación paralela (*mudstone* con finas láminas detríticas); también se observa estratificación cruzada *hummocky*, de longitud de onda decimétrica-métrica. Sobre las superficies onduladas erosivas pueden encontrarse fragmentos estromatolíticos.

Asociadas a estas facies laminadas se hallan incrustaciones estromatolíticas de espesor centimétrico, mayoritariamente de tipo mameliforme.

A lo largo del tramo se reconoce un estratodecrecimiento de los niveles calcáreos. Existen secuencias decimétricas-métricas caracterizadas por la sucesión margas - calizas laminadas -(estromatolitos) y calizas laminadas - margas.

Tramo 4: 22,6 m. Alternancia de calizas grises y beige y margas y lutitas grises y marrones, con intercalaciones de areniscas grises.

Las calizas aparecen en estratos tabulares de potencia variable entre 0,1 y 1,2 m., que con frecuencia se agrupan en paquetes también tabulares de hasta casi 2 m. de espesor. Corresponden tanto a facies masivas como a bioturbadas. En ambas, las texturas varían de *mudstone* a *wackestone* de bioclastos (fundamentalmente caráceas en las facies masivas y gasterópodos en las bioturbadas, si bien las proporciones de estos elementos son variables). Se reconoce el paso vertical gradual de calizas masivas, con escasa o nula bioturbación, a facies intensamente perforadas, en las que a veces se observa la presencia de grietas de desecación en el techo de los paquetes.

Muy localmente, hacia la mitad inferior del tramo, se identifica un nivel de 0,4 m. de espesor, correspondiente a facies laminadas, con laminación paralela debida a finas intercalaciones detríticas.

Las margas y lutitas configuran intervalos de 1-2 cm. hasta 2 m. de potencia. En los interestratos se identifican fragmentos milimétricos de lutitas verdes. Pueden mostrar laminación paralela. Existe un nivel que contiene abundantes fragmentos de gasterópodos y trozos vegetales carbonosos. Localmente exhiben bioturbación.

Las areniscas oscilan entre grano fino y medio. Constituyen dos niveles de 0,2 y 1,4 m. de potencia; el primero es masivo; en el segundo se aprecia estratificación *flaser*, así como una evolución granocreciente-granodecreciente.

El conjunto del tramo está compuesto por secuencias métricas estratocrecientes y granodecrecientes, que culminan con calizas más o menos bioturbadas, aunque hacia techo del tramo existen secuencias que terminan con lutitas marrones.

Tramo 5: 21,8 m. Alternancia de lutitas y margas grises, verdes, marrones y, localmente, rojas y calizas grises, en raras ocasiones beige, con intercalaciones de areniscas grises y marrones. Existen algunos intervalos cubiertos.

Las lutitas y margas se presentan en niveles de 1-2 cm. hasta alrededor de 2 m. de potencia. Eventualmente se aprecia estratificación lenticular. El nivel inferior del tramo tiene abundantes gasterópodos rotos y fragmentos vegetales carbonosos.

Las calizas se disponen en estratos tabulares cuya potencia oscila entre 0,2 y 0,4 m. De forma local, los más finos pueden ser muy irregulares. En ocasiones se asocian en niveles también tabulares, de hasta 1 m. de espesor. Están compuestos mayoritariamente por facies bioturbadas y, en menor proporción masivas. Las texturas son de tipo *mudstone-wackestone* y *wackestone* de bioclastos (en

Estratigrafía

general, gasterópodos). Las calizas bioturbadas pueden mostrar en el techo de los estratos "nodulización", grietas de desecación, pátinas ferruginosas y "microcarstificación".

En la mitad superior del tramo se identifica un estrato de alrededor de 0,3 m. de potencia que consiste en facies laminadas (laminación paralela dada por finos intervalos detríticos).

Las areniscas son de grano fino y medio. Forman dos niveles tabulares de 0,3 y 1,2 m. de espesor, en los que no existen estructuras sedimentarias visibles. En el inferior, parte de los granos son carbonatados.

El conjunto del tramo tiene una evolución vertical granodecreciente, formada a su vez por secuencias decimétricas-métricas en general granodecrecientes, frecuentemente de lutitas±areniscas o margas - calizas.

Consideraciones.

El perfil está integrado por una primera macrosecuencia sin evolución definida, que culmina con yesos nodulosos (techo del tramo 2) y otra cíclica, granodecreciente-granocreciente, en la que desaparecen los depósitos evaporíticos y dominan los carbonatados.

El límite entre los tramos 2 y 3 se correlaciona cartográficamente con la ruptura sedimentaria entre las Unidades N₁ y N₂ reconocida en los perfiles de San Caprasio y Lanaja. Los tramos 3 y 4 constituyen niveles fotogeológicos importantes en este sector suroriental de la Sierra de Alcubierre, donde mantienen características litológicas y de facies relativamente constantes.

La base de este perfil se sitúa estratigráficamente o bien por encima (aunque sólo unos pocos metros) del techo del perfil de La Almolda, o bien es posible que se solapen ligeramente.

El perfil se incluye en la Formación Alcubierre de QUIRANTES (1978), si bien debe destacarse la presencia de yesos en el techo de la Unidad N₁.

Resumen del perfil.

- Tramos 1 y 2: Unidad N₁
Ruptura sedimentaria de tipo 3.
- Tramos 3 al 5: Unidad N₂.

17.- Perfil de Puisocarra (figura 2.51)

Situación:

Se ha realizado al Norte-Noroeste de Monegrillo, entre el Barranco de San Benito y el Barranco del Hereu. La base se halla en este último y el techo en la cota de 660 m.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TYM134188

Techo: 30TYM134194

Descripción:

Se han distinguido los siguientes tramos:

Tramo 1: 23,3 m. Alternancia de lutitas y margas verdes y grises y calizas beige, blancas y grises con intercalaciones de areniscas grises, verdes y ocre.

Las lutitas y margas forman intervalos de 0,1 hasta 2 m. de potencia. Pueden mostrar laminación paralela y estratificación lenticular. Localmente contienen fragmentos estromatolíticos centimétricos.

Las calizas de color blanco, beige y gris claro se disponen en niveles tabulares de 0,3 a 1,2 m. de potencia. Corresponden a la facies de calizas laminadas, donde la estructura más frecuente es la laminación horizontal, seguida de la estratificación lenticular, a veces reconocible como *ripples* simétricos, y ocasionalmente la estratificación cruzada *hummocky* de amplitud métrica. En algunos casos, las láminas o lenticulas detríticas que configuran estas estructuras contienen granos carbonatados.

En el techo de algunos estratos se aprecian surcos de amplitud decimétrica-centimétrica, con una orientación definida. También se reconocen superficies erosivas onduladas con una pátina ferruginosa. En estas facies laminadas puede encontrarse algún nivel centimétrico de yeso nodular blanco.

Las calizas de color gris y algunas beige se presentan en estratos tabulares de 0,1 hasta 0,2 m. de potencia, a menudo asociados en niveles de hasta 0,5 m. de espesor. Consisten en facies masivas y bioturbadas, cuyas texturas comunes varían de *mudstone* a *wackestone* de bioclastos (gasterópodos, caráceas y ostrácodos, en proporciones variables). En la base del tramo contienen fragmentos vegetales carbonosos dispersos. La bioturbación vertical de raíces es de intensidad moderada y puede estar acompañada por "nodulización" en el techo de los estratos.

Las areniscas son de grano fino y fino-medio. Aparecen en niveles tabulares de 0,1 a 0,4 m. de potencia. Internamente muestran laminación paralela, estratificación *flaser* y laminación cruzada de *ripples*, aunque también pueden ser masivas.

En este tramo se observa un aumento de la potencia de los niveles lutíticos hacia techo, así como un estratodecrecimiento de los niveles calcáreos. Se reconocen secuencias decimétricas-métricas caracterizadas por la sucesión calizas laminadas - margas - calizas laminadas - calizas masivas - calizas bioturbadas, o bien lutitas - calizas masivas - calizas bioturbadas. Las margas o lutitas pueden formar parte de secuencias granodecrecientes con areniscas en la base de las mismas.

Tramo 2: 37,4 m. Alternancia de lutitas y margas verdes y grises, yesos blancos y calizas de color amarillo, beige y gris claro, con intercalaciones de areniscas grises. Localmente, cubierto.

Estratigrafía

Las lutitas y margas constituyen niveles de potencia variable entre 0,2 y 3 m. Localmente se observa laminación paralela y estratificación lenticular. Hacia la base contienen nódulos milimétricos y pátinas de naturaleza ferruginosa.

Los yesos son microcristalinos, de tipo alabastrino. En su mayoría son nodulares o micronodulares y forman capas de hasta 0,4 m. de espesor, a menudo muy irregulares y agrupadas en niveles tabulares de hasta 1 m. de potencia. Hacia la base del tramo existen yesos micronodulares (menos de 1 cm. de diámetro) y fibrosos dispuestos en láminas de 0,1 a 0,2 m. de potencia, dando lugar a una laminación paralela. En cualquiera de estos dos casos, el yeso suele desarrollarse dentro de niveles calcáreos (huésped de calizas laminadas) o margoso-lutíticos.

Las calizas aparecen en niveles tabulares de 0,1 hasta 0,7 m. de potencia. Corresponden a facies laminadas, en las que los intervalos detríticos se organizan como laminación paralela y, en ocasiones, estratificación lenticular. Eventualmente, en la base de estos niveles se aprecia la existencia de una lámina detrítica de hasta 0,2 m. de espesor, en la que se aprecia estratificación *flaser* de carbonato. De forma esporádica, estas calizas son masivas y muestran bioturbación horizontal. En relación con estas facies laminadas pueden hallarse calizas estromatolíticas, generalmente como incrustaciones planares mameliformes de espesor centimétrico.

Las areniscas son de grano fino y, en menor medida, fino-medio. Forman niveles tabulares masivos cuya potencia varía de 0,25 a 0,4 m. Desde el punto de vista granulométrico pueden ser granodecrecientes o granocrecientes.

El conjunto del tramo está compuesto por dos secuencias decamétricas granodecrecientes, que terminan con calizas y yesos.

Tramo 3: 8,9 m. Alternancia de calizas grises, beige y amarillas y margas y lutitas grises.

Las calizas de color gris se disponen en paquetes tabulares de alrededor de 1 m. de potencia, constituidos por estratos también tabulares, aunque a veces muy irregulares, de 0,1 hasta 1 m. de espesor. Se trata de facies masivas y bioturbadas, con texturas *wackestone* de caráceas y ostrácodos, ocasionalmente de intraclastos (granos micríticos). Se reconoce el paso gradual de facies masivas a bioturbadas hacia techo de los estratos, donde también se observa "nodulización".

Las calizas de color beige y amarillo componen niveles tabulares de 0,1 hasta 0,5 m. de potencia, en los que domina la laminación paralela dada por finas intercalaciones detríticas dentro de una textura *mudstone*. Se reconocen superficies de tipo canaliforme, de altura y anchura decimétricas en el techo de algunos niveles, así como fisuras centimétricas, perpendiculares u oblicuas a la laminación, rellenas de arena fina o limo. En la base del tramo incluyen nódulos de yeso dispersos, de diámetro centimétrico. En estas calizas laminadas se aprecia una evolución vertical, dentro de cada nivel, hacia un estratocrecimiento debido a la disminución de los intervalos detríticos.

Asociadas a estas facies laminadas existen incrustaciones estromatolíticas de tipo mameliforme de espesor centimétrico.

Las margas y lutitas forman intervalos de 4-5 cm. hasta 0,8 m. de potencia. Son masivas.

El conjunto del tramo es granodecreciente y estratocreciente. Las facies laminadas se sitúan en la mitad inferior y las masivas en la superior, con facies bioturbadas en el techo.

Tramo 4: 17,2 m. Alternancia de lutitas grises y verdes y calizas grises, beige y amarillas con intercalaciones de areniscas grises y marrones. Localmente existen partes cubiertas o parcialmente cubiertas.

Las lutitas constituyen niveles masivos de 0,2 a 2 m. de potencia.

Las calizas corresponden a facies masivas, bioturbadas y laminadas.

Las masivas y bioturbadas aparecen en estratos tabulares de 0,2 a 0,4 m. de potencia, a veces asociados en conjuntos de hasta 1,5 m. Las texturas son de tipo *mudstone-wackestone* y *wackestone* de bioclastos (gasterópodos, caráceas y ostrácodos, en diferentes proporciones), e incluyen fragmentos vegetales carbonosos. La bioturbación vertical puede ser muy intensa; en este caso puede existir "nodulización" o pátinas ferruginosas en el techo de los estratos.

Estratigrafía

Las calizas laminadas se presentan en niveles tabulares de 0,15 a 1 m. de potencia, en ocasiones con bases fuertemente erosivas. La estructura dominante es la laminación paralela, debida a láminas detríticas milimétricas (en ocasiones con granos carbonatados) intercaladas en una textura *mudstone*. Esta ordenación puede reconocerse también como estratificación cruzada *hummocky*, de amplitud métrica, o como estratificación lenticular, con frecuencia *ripples* simétricos. En el techo de algunos niveles se observa la presencia de acanaladuras de anchura decimétrica. También se reconoce el desarrollo de fisuras centimétricas oblicuas a la estratificación y rellenas por arena fina.

En la base de estas calizas existen incrustaciones estromatolíticas mameliformes de espesor centimétrico.

Las areniscas varían desde grano fino a grueso. Integran niveles laminares de 0,1 hasta 0,5 m. de potencia. Pueden ser masivos o mostrar *ripples* simétricos de interferencia, en cuyos surcos existe sedimento carbonatado (estratificación *flaser*).

Este tramo está formado por secuencias decimétricas-métricas de margas (\pm areniscas) - calizas laminadas - calizas masivas - calizas bioturbadas, aunque la presencia de trozos cubiertos no descarta otras posibilidades como calizas laminadas - margas \pm areniscas.

Tramo 5: 17,2 m. de calizas grises, beige y blancas, lutitas verdes y areniscas grises y marrones. Existen numerosas áreas cubiertas entre estas litologías.

Las calizas grises forman estratos tabulares de 0,1 a 0,5 m. de espesor, a menudo agrupados en paquetes de hasta 2,2 m. de potencia. Se trata de facies bioturbadas y, en menor medida, masivas, en las que las texturas visibles son *mudstone-wackestone* de gasterópodos. La bioturbación se intensifica hacia techo de los estratos y de los paquetes. En la base del tramo contienen nódulos de sílex.

Las calizas beige y blancas constituyen niveles tabulares de 0,1 hasta 0,8 m. de potencia, en las que domina la laminación paralela dada por intercalaciones milimétricas detríticas; también se aprecia estratificación lenticular. En relación con estas calizas se observa el desarrollo de incrustaciones estromatolíticas mameliformes de espesor centimétrico.

Las lutitas configuran intervalos de alrededor de 0,4 m. Son masivas.

Las areniscas, visibles hacia techo del tramo, son de grano fino-medio. Se trata de dos láminas de aproximadamente 0,1 m. de espesor, a veces con granos carbonatados, y con estratificación *flaser* de carbonato.

Tramo 6: 9,6 m. Alternancia de lutitas marrones, rojas, verdes y grises y calizas grises, esporádicamente beige.

Las lutitas se presentan en intervalos cuya potencia varía desde 0,1 hasta 3 m. Son masivas.

Las calizas se disponen en estratos tabulares de alrededor de 0,1 hasta 0,3 m. de potencia, que suelen integrar paquetes también tabulares de 0,5 a 0,9 m. de potencia. Consisten en facies bioturbadas y masivas, ambas con texturas próximas a *wackestone*, mayoritariamente de gasterópodos. También incluyen restos carbonosos. La bioturbación varía de débil (calizas masivas) a intensa y puede coexistir con "nodulización" o "microcarstificación".

En la base de este tramo se reconoce un estrato tabular de calizas beige de casi 0,1 m. de potencia, con laminación paralela (láminas detríticas).

El tramo está compuesto por secuencias decimétricas-métricas caracterizadas por la sucesión margas - calizas masivas y/o calizas bioturbadas; en la base existe una secuencia de calizas laminadas - calizas masivas - margas.

Tramo 7: 5 m. cubiertos.

Tramo 8: 3,5 m. Alternancia de calizas y margas grises.

Las calizas constituyen niveles tabulares de 0,6 a 0,9 m. de potencia compuestos por estratos también tabulares de 0,1 a 0,3 m. Se trata de facies masivas, con textura *mudstone-wackestone* de gasterópodos y caráceas, en proporciones variables. Muestran bioturbación vertical débil.

Estratigrafía

Las margas aparecen como niveles masivos de 0,2-0,3 m. de espesor.

Las secuencias que se observa son de tipo margas-calizas.

Consideraciones:

Exceptuando la mitad inferior del tramo 1, este perfil está formado por varias secuencias granodecrecientes que terminan con calizas y/o yesos.

El límite entre los tramos 2 y 3 se correlaciona mediante líneas de capa con la ruptura N₁/N₂ reconocida en el perfil de San Caprasio. Los tramos 3 al 5 se corresponden aproximadamente con los tramos 2 al 10 de San Caprasio. Asimismo, el tramo 2 se correlaciona con el tramo 2 del perfil de Monegrillo.

Desde el punto de vista litoestratigráfico este perfil se incluye en la Formación Alcubierre de QUIRANTES (1978), si bien el techo de la Unidad N₁ presenta indentaciones de la Formación Zaragoza (tramo 2).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 y 2: Unidad N₁
Ruptura sedimentaria de tipo 3.
- Tramos 3 al 8: Unidad N₂.

18.- Perfil de la Cantera del Tejar (figura 2.52)

Situación:

Se ha levantado al Sureste de Lanaja. La base se encuentra próxima a la paridera de Las Negras y el techo en la Cantera del Tejar (cota de 400 m.).

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TYM271249

Techo: 30TYM256239

Descripción:

De base a techo se diferencian los tramos siguientes:

Tramo 1: 22,3 m. Alternancia de lutitas marrones y rojas y areniscas grises y marrones, con raras intercalaciones de calizas grises.

Las lutitas aparecen en niveles de potencia variable entre 0,2 y 1,6 m. Son masivas; pueden estar bioturbadas y "marmorizadas".

Las areniscas oscilan desde grano fino a grueso. Se disponen en niveles lenticulares y tabulares de 0,1 a 2,2 m. de potencia; los más potentes suelen tener base canaliforme. Estos últimos pueden mostrar estratificación cruzada en surco en *sets* de potencia decimétrica. También se reconocen cuerpos cuneiformes de 0,2 a 0,7 m. de espesor, localmente con *ripples* en su interior, que configuran un depósito de acrecimiento lateral, sobre el cual existe estratificación de relleno de canal.

Los niveles más finos y laminares son masivos y pueden estar bioturbados.

Las calizas, a veces arenosas, constituyen estratos tabulares de alrededor de 0,1 m. de potencia. Corresponden a facies masivas y bioturbadas; en el primer caso la textura es un *wackestone* de ostrácodos y caráceas; en el segundo se trata de *wackestone-packstone* de fragmentos de gasterópodos, ostrácodos, caráceas e incluso granos micríticos. La bioturbación vertical es muy intensa.

El tramo está compuesto por dos macrosecuencias granodecrecientes, que a su vez están integradas por secuencias métricas también granodecrecientes.

Tramo 2: 17,4 m. Alternancia de lutitas marrones, naranjas, rojas y grises, localmente margas grises, y areniscas marrones y grises, con intercalaciones de calizas grises y rosas.

Las lutitas y escasas margas se presentan en niveles de 0,1 hasta alrededor de 3,5 m. de potencia. Son masivas. Con frecuencia están bioturbadas y exhiben decoloraciones debidas a "marmorización". Las margas grises contienen fragmentos de conchas y restos carbonosos.

Las areniscas varían desde grano fino a medio. Forman niveles tabulares de alrededor de 0,1 hasta 0,5 m. de espesor. Localmente muestran laminación paralela y a menudo están bioturbadas.

Las calizas aparecen en estratos tabulares de 5-6 cm. hasta alrededor de 0,2 m. de potencia. Consisten en facies bioturbadas, con texturas *mudstone* y *wackestone* de bioclastos (fundamentalmente fragmentos de moluscos). La bioturbación es vertical, debida a raíces. De forma local se aprecia una pátina ferruginosa en el techo de uno de los estratos. En el estrato más alto se observa "marmorización" (tonalidades rosas).

Tramo 3: 15,3 m. Alternancia de areniscas grises y marrones, localmente rojas, y lutitas naranjas, rojas y marrones, con esporádicas intercalaciones de calizas grises.

El tamaño de grano de las areniscas varía desde fino hasta medio, localmente medio-grueso. Se disponen en niveles tabulares y lenticulares, de 5-6 cm. hasta 1,8 m. de potencia, en ocasiones agrupados en paquetes de alrededor de 2 m. Pueden tener bases canaliformes, más o menos acentuadas, o ser plano-paralelos. En los más potentes se aprecia laminación de bajo ángulo y estratificación cruzada planar en *sets* de 5 a 10 cm. de espesor, sobre los cuales puede haber *ripples* asimétricos o estratificación cruzada en surco, en *sets* centimétricos-decimétricos. En otras ocasiones se observa estratificación cruzada de relleno de canal o laminación paralela en el techo de los niveles. Localmente existe acrecimiento lateral de cuerpos cuneiformes de potencia decimétrica. Los niveles menos potentes son masivos o presentan laminación paralela, y ocasionalmente contienen fragmentos de gasterópodos.

Estratigrafía

Las lutitas componen intervalos masivos de 0,1 hasta 2 m. de potencia, que pueden estar bioturbados.

Las calizas aparecen como un estrato laminar de 0,15 m. de potencia, con textura *wackestone* (principalmente de fragmentos de gasterópodos), con decoloraciones rojas en la base y bioturbación vertical hacia techo.

En este tramo existen secuencias métricas granodecrecientes.

Tramo 4: 23,2 m. Alternancia de lutitas rojas, naranjas, marrones y grises, localmente margas grises, y areniscas grises, marrones, verde-grisáceas y rosas, con intercalaciones de calizas grises.

Las lutitas y margas constituyen niveles de 0,1 hasta 3 m. de potencia. Son masivas y muestran bioturbación, así como "marmorización" local.

Las areniscas varían desde grano muy fino a medio, a veces con cemento de yeso. Se presentan en niveles laminares y lenticulares de 3-4 cm. hasta 2,2 m. de potencia. Los laminares son masivos, aunque en ocasiones se observa laminación paralela. Los lenticulares muestran estratificación cruzada en surco en *sets* decimétricos y laminación cruzada de *ripples*.

Las calizas integran estratos tabulares de 6-7 cm. hasta 0,4 m. de potencia. Se trata de calizas masivas y bioturbadas de textura *mudstone*. La bioturbación vertical puede ser muy intensa, con las cavidades de las raíces rellenas de lutitas o incluso con micronódulos de yeso, los cuales también existen de forma dispersa y muy local. Pueden mostrar "marmorización".

El conjunto del tramo tiene una evolución granodecreciente, si bien en el techo parece existir un salto granulométrico.

Hacia la base de ese tramo, aproximadamente en el metro 58 del perfil, se reconoce un nivel laminar de alrededor de 5 cm. de potencia, blanco en la base y rosa en el resto, de tacto jabonoso y que, aparentemente, se identifica como una arenisca de grano medio. Contiene decoloraciones verdes y grises, con forma tubular, perpendiculares a la estratificación.

Este nivel laminar se sitúa sobre margas grises y bajo un estrato de calizas grises, las cuales "deforman" suavemente el techo de este nivel.

El análisis de rayos X de esta "arenisca" indica que contiene más del 90% de ceolitas (concretamente, analcima) y pequeños porcentajes de cuarzo y feldespatos. En lámina delgada, los cristales de cuarzo y feldespato son muy irregulares y están muy corroídos; éstos se encuentran flotando dentro de una masa isótropa que corresponde a analcima.

Consideraciones:

Este perfil está constituido por varias macrosecuencias decamétricas granodecrecientes, exceptuado el paquete de areniscas del techo, que debe pertenecer al inicio de otra macrosecuencia. El conjunto del perfil tiene una evolución vertical granocreciente-granodecreciente, con el máximo en el tramo 3.

El tramo 4 se correlaciona mediante líneas de capa, de forma aproximada, con el techo del tramo 5 y el tramo 6 del perfil de Albatillo y, del mismo modo, el tramo 1 se corresponde con la parte superior del tramo 2 del perfil de Albatillo.

Estratigrafía

El techo de este perfil queda estratigráficamente por debajo de la base del perfil de Lanaja.

Los tramos 2, 3 y la base del 4 del perfil de la Cantera del Tejar se correlacionan cartográficamente con el tramo 1 del Perfil de Puig Ladrón.

Por lo tanto, queda comprendido en la Unidad N₁.

Litoestratigráficamente, este perfil se incluye en la Formación Sariñena de QUIRANTES (1978).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 4: Unidad N₁.

2.2.2.3.- Consideraciones sobre la estratigrafía de la Sierra de Alcubierre y sus estribaciones.

El análisis estratigráfico de los materiales de la Sierra de Alcubierre y de sus estribaciones ha permitido identificar tres Unidades Tectosedimentarias, denominadas N₁, N₂ y N₃.

El mapa de la figura 2.34 muestra la cartografía de estas Unidades y la situación de los perfiles realizados.

La mayor extensión de afloramiento y la mayor potencia reconocida es la de la Unidad N₁; en ella existen cambios laterales de facies importantes, que han dificultado la correlación estratigráfica y han obligado a la realización de numerosos perfiles estratigráficos. La Unidad N₂ se extiende a lo largo de la Sierra de Alcubierre propiamente dicha y ocupa una franja de orientación Noroeste-Sureste, que hacia el Norte se prolonga hasta el vértice Puig Ladrón y hacia el Sur hasta el vértice Miramón. La Unidad N₃ queda restringida a las áreas de Monte Oscuro, San Caprasio y ermita de Santa Cruz.

Los cortes geológicos de la figura 2.53, cuya situación se señala en la figura 2.34, ilustran la distribución de estas Unidades y sus facies.

En la figura 2.54 se expone la correlación de varios perfiles estratigráficos sintéticos representativos de este sector. Su correlación se ha llevado a cabo principalmente mediante el seguimiento de líneas de capa en fotografía aérea. En dicha figura se ha representado la evolución vertical de cada Unidad.

La Unidad N₁ presenta una evolución relativamente compleja, aunque en conjunto es granodecreciente. Si bien la base de esta Unidad no ha llegado a localizarse en ninguno de los perfiles realizados en este sector, LUZON (com. per.) la identifica a aproximadamente 60-80 m. por debajo de la base del perfil de Albalatillo, en el sector del río Alcanadre; allí, la Unidad N₁ limita con la UTS T₄ que GONZALEZ (1989) caracteriza en el margen meridional de la Cuenca del Ebro. Dentro del granodecrecimiento general se reconoce, más en detalle, un granocrecimiento inicial (perfil de Albalatillo) seguido por un ciclo granodecreciente-granocreciente, a partir del cual existe un granodecrecimiento. Localmente, la parte final de esta Unidad presenta un ligero granocrecimiento (visible, por ejemplo, en el área de Lanaja o Puig Ladrón). El máximo granulométrico situado hacia la porción central se ha identificado a lo largo de la vertiente Norte y Este de la Sierra de Alcubierre y sus estribaciones (por ejemplo, en los perfiles de Puig Ladrón, Robres y Tardienta). Este máximo relativo se correlaciona con el máximo que existe dentro de la Unidad U₃ (límite de las megasecuencias U₃² y U₃³) en

el sector septentrional del área de estudio. En el mapa cartográfico de la figura 2.34 aparece representado dicho límite.

Dentro de la Unidad N₁, las variaciones de facies más importantes son las que se observan en sentido ONO-ESE y N-S. En líneas generales, estas variaciones consisten en el paso de las facies yesíferas (al O y NO) a facies carbonatadas (al E y SE). De N a S se aprecia que las facies carbonatadas pasan gradualmente a yesos y que los depósitos detríticos van intercalando progresivamente sedimentos carbonatados, que se hacen dominantes hacia el Sureste; aquí las facies detríticas se reducen a lutitas.

La evolución de la Unidad N₂ es, en conjunto, granodecreciente, y está compuesta por varias macrosecuencias granodecrecientes (se ha reconocido la presencia de, al menos, cuatro) y generalmente estratocrecientes. Está formada esencialmente por calizas y margas, a excepción del área occidental y suroccidental (al Este de Perdiguera y en los alrededores de Monte Oscuro) donde presenta importantes depósitos yesíferos. Las principales variaciones se refieren al tipo de calizas (figura): las calizas laminadas predominan en el área occidental; en la parte central de la Sierra, junto con las laminadas aparecen calizas masivas y en el extremo suroriental sólo aparecen calizas masivas y bioturbadas (las calizas laminadas están prácticamente ausentes). Los yesos que presenta la Unidad N₂ (Miembro Perdiguera) desaparecen rápidamente hacia el Sureste; 2 ó 3 Km. al Este del perfil del Barranco de la Loba no existen.

Tan sólo en los perfiles de San Caprasio, Barranco de la Loba y Perdiguera aparece la Unidad N₂ completa (es posible que en el del Barranco de la Loba falten 3 ó 4 m. hasta su techo), debido a que en otras áreas las condiciones de afloramiento no son buenas y/o el acceso no es fácil. A partir de esos perfiles se deduce una reducción de potencia de la Unidad hacia el Oeste.

Cabe señalar que a pesar de las variaciones de facies que muestra la Unidad N₂, el paquete de calizas con que culmina es un rasgo estratigráfico y fotogeológico que se mantiene a lo largo de toda la Sierra. Además, este paquete muestra características sedimentarias y tectónicas particulares, que se expondrán más adelante.

La Unidad N₃ muestra una evolución vertical general granodecreciente, que resulta de la sucesión de varias macrosecuencias también granodecrecientes.

Consta tanto de depósitos detríticos (areniscas y lutitas) como de depósitos carbonatados (calizas y margas).

La reducida extensión de afloramiento que presenta la Unidad N₃ no permite establecer variaciones laterales de facies importantes. Se destaca que los depósitos detríticos (canales de areniscas y lutitas) con que se inicia esta Unidad en el área de San

Caprasio aparentemente pierden continuidad como tales, pues en Monte Oscuro y Ermita de Santa Cruz la base de la Unidad contiene lutitas, calizas y láminas de areniscas. Por otra parte, el conjunto de la Unidad en Monte Oscuro contiene más depósitos de calizas que en San Caprasio.

En cuanto al límite entre estas Unidades, la ruptura que existe entre la N₁ y la N₂ es una ruptura de tipo 3 (según la terminología de GONZALEZ *et al.*, 1988) y desde el punto de vista litológico se manifiesta de manera diferente según las áreas: aproximadamente en la mitad occidental de la Sierra, desde Monegrillo hacia el Oeste, este límite se caracteriza por la desaparición de las facies yesíferas y el predominio de los depósitos carbonatados. En la mitad oriental, donde la Unidad N₁ está formada por sedimentos carbonatados, la ruptura no ofrece un cambio litológico importante, si bien la N₂ supone un incremento rápido de la proporción de calizas frente a las calizas y margas (o lutitas) del techo de la N₁. Localmente, por ejemplo en el perfil de Lanaja, la ruptura se encuentra dentro de una alternancia lutitas y areniscas con intercalaciones de calizas laminadas con estromatolitos.

Se señala que, en muchos puntos, el inicio de Unidad N₂ viene marcado por la aparición de calizas laminadas con estromatolitos.

El límite entre la Unidad N₂ y N₃ es una ruptura sedimentaria de tipo 3 y tiene características constantes: supone la aparición de facies detríticas (areniscas y lutitas) sobre los depósitos carbonatados del techo de la N₂. Las características sedimentarias y tectónicas de este límite se exponen más adelante (apartado 2.3).

2.2.3.- Estratigrafía de los Montes de Castejón y sus estribaciones

2.2.3.1.- Introducción

En este apartado se exponen los datos estratigráficos de los depósitos lacustres *s. l.* y de las áreas fluvio-lacustres del sector comprendido entre el río Gállego y los ríos Arba de Biel y Arba de Luesia y que corresponde mayoritariamente a los Montes de Castejón y sus estribaciones (El Castellar y dominio suroriental de las Cinco Villas). El límite meridional se sitúa próximo a la margen izquierda del río Ebro.

En la figura 2.55 aparece la situación de este sector con referencia al Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

Desde el punto de vista estratigráfico, los únicos datos conocidos sobre este sector son los de RIBA *et al.* (1971), RIBA *et al.* (1973) y QUIRANTES (1969 y 1978). Dado que el trabajo de 1968 de QUIRANTES es inédito, aquí se hará referencia a su publicación de 1978. En ese trabajo las sucesiones lacustres se asignan a las Formaciones Zaragoza (Yesos de Remolinos) y Alcubierre (Miembros Castellar y Castejón). Los Yesos de Remolinos constan fundamentalmente de yesos nodulares blancos con intercalaciones de calizas beige, amarillas y grises y de margas grises y verdes, así como de niveles de lutitas ocre y rojas. La Formación Alcubierre está integrada esencialmente por calizas grises y beige con intercalaciones de margas grises y verdes. Según QUIRANTES (1978) la parte inferior de esta Formación, el Miembro Castellar, incluye más depósitos margosos que el Miembro Castejón y es paso lateral del nivel inferior de los Yesos de Remolinos hacia el Este y el Norte; en el sector Norte, el Miembro Castejón sucede a los Yesos de Remolinos y hacia el Sur se indenta con la parte superior de los mismos. Las estribaciones septentrionales de los Montes de Castejón, con presencia importante de sedimentos detríticos (lutitas ocre y rojas y areniscas marrones y grises con intercalaciones de calizas grises y de yesos nodulares blancos), son el área de interdigitación de las Formaciones anteriores y la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970).

2.2.3.2.- Descripción de los perfiles

La situación de los perfiles realizados en el sector de los Montes de Castejón y sus estribaciones se señala en la figura 2.55. La numeración de los perfiles en este mapa corresponde al número de orden de la descripción de cada perfil que a continuación se expone.

1.- Perfil de Caldero (figura 2.56)

Situación:

Este perfil se ha realizado a aproximadamente 3,5 km. al Noreste de Remolinos. Comienza en el sector denominado Los Balsetes y termina próximo al vértice de Puntaza o Caldero.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM545358

Techo: 30TXM548367

Descripción:

De base a techo se distinguen los siguientes tramos:

Tramo 1: 12,6 m. Alternancia de margas verdes, ocasionalmente beiges, y yesos blancos con intercalaciones de calizas beiges y, esporádicamente, areniscas marrones.

Las margas constituyen niveles masivos de potencia variable entre 0,1 y 3 m. Pueden contener nódulos de yeso, dispersos o en capas irregulares y discontinuas.

El yeso es microcristalino, de tipo alabastrino, y tiene estructura nodular (nódulos de hasta 0,2 m. de diámetro), ocasionalmente micronodular (de hasta 2-3 cm.). Forman capas tabulares, irregulares, de 0,1 hasta 0,3 m. de potencia, a veces agrupadas en paquetes de hasta 0,6 m. A menudo se reconoce que el sedimento huésped del yeso son calizas. Hacia techo incluyen nódulos de sílex de diámetro centimétrico.

Las calizas aparecen en estratos tabulares de 0,1 a 0,3 m. de potencia, con frecuencia muy irregulares debido al desarrollo del yeso. En general son masivas, aunque en ocasiones se aprecia laminación paralela debida a intercalaciones detríticas de espesor milimétrico.

Estratigrafía

Las areniscas son de grano fino y tienen cemento de yeso. Se presentan en un nivel laminar de alrededor de 0,1 m. de potencia en el que no existen estructuras sedimentarias perceptibles.

Las secuencias de tercer orden que se observan en este tramo se disponen según el orden margas - calizas ± yesos.

Tramo 2: 9,6 m. de yesos blancos con intercalaciones de calizas y calizas margosas beige y de margas verdes.

Los yesos son microcristalinos, de tipo alabastrino, y, con menos frecuencia, macrocristalinos. Cualquiera de estos tipos constituye nódulos de hasta 0,3 m. de diámetro, aunque también existe yeso micronodular (de hasta 2-3 cm. de diámetro). Se disponen en capas tabulares, a menudo irregulares, de 0,1 a 0,3 m., excepcionalmente 0,5 m. de potencia. Estas suelen agruparse en paquetes tabulares, generalmente estratocrecientes, de hasta 0,7 m. de espesor, en los que con frecuencia el tamaño de los nódulos aumenta hacia techo.

Las calizas y calizas margosas forman estratos tabulares, comúnmente muy irregulares, de 0,1 hasta 0,3 m. de potencia; hacia la base del tramo se agrupan en un paquete de alrededor de 1 m. de espesor. Corresponden a la facies de calizas laminadas (*mudstone*) y muestran laminación paralela, aunque en ocasiones los intervalos detríticos son poco abundantes o incluso están ausentes. Muestran marcas de gotas de lluvia y cristales o moldes de yeso lenticular. En el nivel inferior, se aprecia bioturbación vertical muy débil. Normalmente, estas calizas son el sedimento huésped del yeso.

Las margas configuran niveles masivos cuya potencia varía entre 0,2 y 0,3 m.

Este tramo se organiza en secuencias decimétricas y métricas, granodecrescentes y estratocrecientes que culminan con yesos nodulares y/o calizas. A menudo los nódulos aumentan de tamaño hacia techo de las secuencias.

Tramo 3: 17,6 m. Alternancia de margas y margas calcáreas verdes, beige y grises y calizas de color beige, gris claro y blanco. Localmente existen sectores cubiertos.

Las margas y margas calcáreas constituyen niveles cuya potencia oscila entre 0,1 y 2,3 m. Pueden mostrar laminación paralela, si bien en su mayoría son masivas. Hacia la base del tramo contienen fragmentos de gasterópodos y restos vegetales carbonosos, así como fragmentos calcáreos milimétrico-centimétricos.

Las calizas aparecen en estratos tabulares de 0,1 hasta 0,7 m. de potencia. Consisten en facies y bioturbadas, ambas con texturas *mudstone-wackestone* y *wackestone* de bioclastos (fragmentos de gasterópodos, caráceas y ostrácodos en diversas proporciones). También contienen restos vegetales carbonosos. De forma ocasional se reconoce laminación paralela (no detrítica). La bioturbación puede ser muy intensa en el techo de algunos estratos y con frecuencia se identifica el paso gradual de calizas masivas débilmente bioturbadas a facies bioturbadas hacia techo. En la mitad superior del tramo se observa el desarrollo de una pátina ferruginosa en el techo de un estrato.

Este tramo está compuesto por secuencias decimétricas-métricas granodecrescentes, donde se suceden los términos margas - calizas masivas y/o calizas bioturbadas.

Tramo 4: 10,2 m. Alternancia de calizas beige y grises y margas verdes.

Las calizas se disponen en estratos tabulares de 0,1 hasta 0,7 m. de potencia, cuyas bases y techos son planas. Internamente pueden mostrar superficies irregulares de escasa continuidad lateral. En ocasiones, estos estratos se asocian en conjuntos tabulares de hasta 1 m. de potencia. Corresponden mayoritariamente a facies bioturbadas y, en menor proporción, masivas. Las texturas más comunes en ambas son *wackestone* y *mudstone-wackestone* de gasterópodos (fragmentados o enteros), caráceas (oogonios y tallos) y ostrácodos y, ocasionalmente, fragmentos carbonatados. También incluyen restos vegetales carbonosos y granos de cuarzo. Se observa el paso gradual de calizas masivas a bioturbadas. Estas últimas poseen bioturbación vertical, a veces muy intensa, que puede ir asociada a "nodulización" y "microcarstificación" local. Asimismo existe porosidad móldica.

Estratigrafía

Las margas integran niveles masivos de potencia variable entre 4-5 cm. hasta alrededor de 1 m.

En este tramo se distinguen secuencias decimétricas-métricas granodecrecientes, que culminan con calizas bioturbadas y/o "nodulizadas" y "carstificadas". A su vez, estos procesos son más intensos hacia techo del tramo.

Tramo 5: 5,2 m. de margas y lutitas verdes y marrones y calizas beigeas. Localmente, cubierto.

Las margas y lutitas aparecen en intervalos masivos de 0,1 hasta 1 m. (máxima potencia visible). Localmente contienen abundantes restos fósiles: gasterópodos, en su mayoría rotos, caráceas, trozos vegetales carbonosos y de vertebrados.

Las calizas forman estratos tabulares de 0,15 hasta alrededor de 0,5 m. de potencia, en ocasiones con superficies internas irregulares de poca continuidad lateral. Consisten en facies masivas y, hacia techo del tramo, bioturbadas. Las primeras corresponden a *mudstone* y *mudstone-wackestone*, esencialmente de caráceas y contienen restos carbonosos. Las facies bioturbadas poseen una textura próxima a *wackestone*, compuesta por fragmentos de gasterópodos y con perforaciones verticales.

Tramo 6: 7 m. Alternancia de calizas y calizas margosas beigeas y blancas y margas verdes.

Las calizas y calizas margosas se presentan en niveles tabulares de 0,15 a alrededor de 1 m. de potencia, a veces con los techos irregulares. Internamente exhiben superficies irregulares discontinuas. Se trata de calizas bioturbadas y, en menor proporción, masivas, en las que de manera esporádica se identifica laminación paralela (no detrítica) en la base de los estratos. La textura varía desde *mudstone* a *wackestone* en las dos facies. Los componentes son bioclastos (gasterópodos, rotos o enteros, caráceas (oogonios y tallos) y ostrácodos, en proporciones variables). La bioturbación es vertical y de longitud variable, desde unos pocos milímetros a varios centímetros. Cuando es intensa va acompañada de "nodulización" en el techo. A lo largo del tramo, las calizas muestran porosidad de disolución de fósiles.

Las margas componen intervalos masivos de 3-4 cm. hasta 0,5 m. de potencia. Pueden contener fragmentos de conchas fósiles.

El tramo en conjunto es estratocreciente y se organiza en secuencias decimétricas-métricas granodecrecientes, que culminan con facies bioturbadas y/o "nodulizadas".

Tramo 7: 3,8 m. cubiertos.

Tramo 8: 6,7 m. de calizas grises, rosas y amarillas. Existen varios sectores cubiertos.

Las calizas se disponen en niveles cuya potencia visible oscila entre 0,5 y 0,7 m. Son tabulares, aunque pueden mostrar el techo y la base muy irregulares. En algunos de éstos se diferencian estratos de 0,2 a alrededor de 0,7 m., si bien suelen estar débilmente delimitados. Estas calizas corresponden a *mudstone* con intensa bioturbación vertical, en las que la "nodulización", "brechificación" y "marmorización" están bien desarrolladas y afectan al nivel completo, llegando a reconocerse nódulos individualizados dentro de una matriz de lutitas rosas. Se identifica porosidad móldica. Estos procesos se intensifican hacia techo del tramo.

Tramo 9: 4 m. cubiertos.

Tramo 10: 4,5 m. de calizas blancas y rosas con varios intervalos cubiertos.

Las calizas integran niveles tabulares de 0,3 a alrededor de 0,5 m. de potencia visible. Las bases y los techos suelen ser muy irregulares y poco definidos. Corresponden a facies bioturbadas, de textura variable entre *mudstone* y *wackestone* principalmente de gasterópodos; incluyen restos vegetales carbonosos. La estructura dominante es la "nodulización", muy intensa y extensa; ésta puede convertir el nivel en un conjunto de bolos o nódulos de calizas embebidos en lutitas rosas y rojas. También existe "brechificación", que origina nódulos angulosos, "marmorización" y "microcarstificación". Se reconoce la existencia de nódulos de sílex de diámetro centimétrico a 0,2 m., que muestran gasterópodos en su interior.

Consideraciones:

Desde el punto de vista litoestratigráfico, los tramos 1 y 2 se corresponden con la Formación Zaragoza de QUIRANTES (1978) y los restantes con la Formación Alcubierre (Miembro Castejón) de dicho autor.

En este perfil se identifican varias macrosecuencias decamétricas granodecrecientes, que terminan con un predominio de yesos nodulares (tramos 1 + 2) o con calizas intensamente bioturbadas (tramos 3 + 4 ó 4 + 5).

El límite entre los tramos 2 y 3 constituye una ruptura sedimentaria de tipo 3, que se correlaciona con la que existe en áreas próximas, más meridionales, de la Cuenca del Ebro (La Muela, PEREZ *et al.* 1988) y también en la Sierra de Alcubierre, entre las Unidades N₁ y N₂. Esta correlación se basa en la identidad de las características sedimentarias que implica la ruptura y en la identidad de evolución de las Unidades que separa. En el sector de Remolinos no se ha reconocido la facies de calizas laminadas en la Unidad N₂.

Resumen del perfil:

- Tramos 1 y 2: Unidad N₁
Ruptura sedimentaria de tipo 3.
- Tramos 3 al 10: Unidad N₂.

2.- Perfil de la Venta del Porro (figura 2.57)

Situación:

Este perfil se ha levantado a alrededor de 7 km. al Noreste de Remolinos, al Este de la Acequia Principal de Sora. La base se halla aproximadamente a 1 km. al Noreste de la Venta del Porro y el techo en el camino que asciende hasta la Casa del Jabalí.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Estratigrafía

Base: 30TXM546403

Techo: 30TXM577393

Descripción:

De base a techo se han diferenciado los siguientes tramos:

Tramo 1: 25,2 m. de lutitas grises, marrones y rojas con intercalaciones de yesos blancos, areniscas marrones y grises y calizas beigeas.

Las lutitas aparecen en niveles masivos cuya potencia varía desde 0,1 hasta 8 m. Las de color gris, hacia la base del tramo, incluyen nódulos dispersos de yeso alabastrino.

Los yesos son microcristalinos, de tipo alabastrino, nodulares (los nódulos tienen un diámetro centimétrico, normalmente no alcanzan más de 0,1 m.). Constituyen capas tabulares, irregulares, de 0,1 a 0,3 m. de potencia, que pueden asociarse en paquetes de hasta 1,5 m. de potencia. En ocasiones el yeso es sacaroideo (granular) y masivo. Localmente existe desarrollo de pátinas ferruginosas oxidadas y bioturbación.

Las areniscas son de grano fino. Se presentan en niveles laminares de alrededor de 0,1 hasta 0,3 m. de potencia. Pueden ser masivas o pueden mostrar laminación paralela.

Las calizas forman estratos tabulares de 0,1 a 0,2 m. de potencia, comúnmente irregulares por su asociación a los niveles de yeso. Muestran laminación paralela debida a finas intercalaciones detríticas, e incluyen nódulos de yeso alabastrino de 1-2 cm. de diámetro.

Este tramo no posee una evolución vertical definida.

Tramo 2: 39 m. de yesos blancos y margas verdes y grises con intercalaciones de calizas beigeas y blancas y, esporádicamente, de areniscas marrones.

Los yesos son microcristalinos, de tipo alabastrino, y muy localmente macrocristalino. Se trata de yeso nodular, de diámetro centimétrico o de hasta 0,15 m., que se presenta en capas irregulares de 0,1 a 0,2 m. de potencia, a menudo agrupadas en paquetes de hasta alrededor de 2 m. de potencia, en los que se reconoce una evolución estratocreciente.

Las margas constituyen niveles masivos de potencia variable entre 0,1 y 5 m. de potencia. A veces contienen nódulos de yeso alabastrino dispersos. Ocasionalmente poseen laminación paralela de aspecto varvado.

Las calizas se disponen en estratos tabulares, a veces irregulares por el desarrollo de yeso, de 0,1 a 1 m. de potencia. Con frecuencia aparecen intercaladas entre niveles de yesos. Se trata de *mudstone* con finas láminas detríticas, que se organizan como laminación paralela. En su interior pueden mostrar nódulos centimétricos de yeso o huecos de disolución de éstos.

Las areniscas son de grano fino y poseen cemento de yeso, así como microcristales de yeso. Forman un nivel tabular, a la escala de afloramiento, de 0,9 m., en el que no se aprecian estructuras sedimentarias visibles.

El tramo tiene una evolución vertical aparentemente granodecreciente, si bien los yesos enmascaran el sedimento original. Está integrado por secuencias decimétricas-métricas granodecrecientes, donde se suceden margas - calizas, en estas últimas suele desarrollarse el yeso.

Tramo 3: 2 m. cubiertos.

Estratigrafía

Tramo 4: 9,8 m. Alternancia de margas verdes y calizas beige y blancas con intercalaciones de yesos blancos.

Las margas forman niveles de 0,1 a 1,5 m. de potencia, en los que a veces se observa laminación paralela. Hacia la base del tramo contienen nódulos milimétricos y microcristales lenticulares de yeso.

Las calizas se presentan en niveles tabulares cuya potencia varía de 0,2 a 0,9 m. En su mayoría corresponden a facies laminadas, en las que se aprecia laminación paralela debida a intervalos detríticos milimétricos dentro de una textura *mudstone*. La laminación puede venir marcada por finos niveles de yeso sacaroideo, de textura granular. Estas calizas laminadas pueden contener nódulos centimétricos de yeso alabastrino. En la base de uno de estos niveles existen estromatolitos, como incrustaciones mameliformes de espesor centimétrico. Hacia techo de los niveles se observa bioturbación vertical débil.

En menor proporción se identifican calizas masivas que consisten en *mudstone* y *mudstone-wackestone* de gasterópodos y caráceas. Ocasionalmente conservan restos de laminación paralela de naturaleza no detrítica. Pueden tener bioturbación vertical de débil a moderada y, en algunos casos, contienen nódulos centimétricos de sílex. Hacia techo del tramo, estas calizas se reconocen como paso vertical de las facies laminadas. Localmente contienen nódulos milimétricos de yeso.

Los yesos son de tipo alabastrino, mayoritariamente nodulares (nódulos centimétricos a 0,1-0,2 m.) y, en ocasiones, micronodulares (de 1-2 cm. de diámetro). Integran capas irregulares, más o menos tabulares, de 0,1 a 0,2 m. de potencia, que se encuentran hacia techo del tramo.

El conjunto del tramo tiene una evolución vertical granodecreciente y está compuesto por secuencias también granodecrecientes, de espesor decimétrico a métrico, donde se suceden margas - calizas (laminadas y/o masivas o bioturbadas); en las laminadas aparece el yeso nodular.

Tramo 5: 7 m. cubiertos.

Tramo 6: 1,6 m. de calizas beige y grises y margas verdes.

Las calizas forman estratos tabulares de 4-5 cm. a 0,4 m. de potencia. Consisten en facies masivas y bioturbadas. La textura común es *wackestone* y, en menor proporción, *mudstone* de fragmentos de gasterópodos, caráceas y ostrácodos (en proporciones variables). Se aprecia el paso gradual de las facies masivas con escasa bioturbación a las calizas bioturbadas.

Las margas aparecen como dos intercalaciones masivas de 3-4 cm. y 0,5 m. de potencia.

Tramo 7: 3,6 m. parcialmente cubiertos. Localmente afloran margas verdes.

Tramo 8: 6,5 m. Alternancia de calizas beige, grises y marrón-anaranjadas y margas verdes.

Las calizas se presentan en estratos tabulares de 0,15 a 1 m. de potencia, a veces con los techos irregulares. Se trata de facies bioturbadas y, en menor proporción, masivas, en las que la textura más asidua es de tipo *wackestone*, esencialmente de trozos de gasterópodos y, en otras ocasiones, de caráceas. También incluyen fragmentos vegetales carbonosos. Las calizas masivas pasan verticalmente a facies bioturbadas. Estas últimas pueden mostrar perforaciones verticales de hasta 0,3-0,4 m. de longitud, asociadas a estructuras prismáticas verticales que afectan a todo el estrato. Además, existe "nodulización" y "brechificación" en el techo de los estratos, a veces asociada a pátinas ferruginosas. Localmente se aprecia "marmorización".

Las margas componen niveles masivos de 4-5 cm. hasta 0,8 m. de potencia.

El conjunto del tramo posee una evolución estratocreciente y granodecreciente, y está integrado por secuencias decimétricas-métricas también granodecrecientes, que culminan en su mayoría con facies bioturbadas.

Consideraciones:

Este perfil está organizado en varias macrosecuencias granodecrecientes, que culminan con yesos y calizas (tramos 1 + mitad inferior del 2 y parte superior del 2 + 3 + 4) o con calizas intensamente bioturbadas (tramo 8).

El techo del tramo 4 se correlaciona mediante líneas de capa con el techo del tramo 2 del perfil de Caldero. Así, el límite entre los tramos 4 y 5 corresponde al límite entre las Unidades N₁ y N₂. La parte superior del tramo 2, 3 y 4 se correlaciona aproximadamente con los tramos 1 y 2 de Caldero.

Litoestratigráficamente, los tramos 1 al 4 quedan incluidos en la Formación Zaragoza (Yesos de Remolinos) de QUIRANTES (1978) y los tramos 6 al 8 en la Formación Alcubierre (Miembro Castejón) de dicho autor.

Resumen del perfil.

- Tramos 1 al 4: Unidad N₁
Ruptura sedimentaria de tipo 3.
- Tramos 5 al 8: Unidad N₂.

3.- Perfil de El Ginebral (figura 2.58)

Situación:

Se ha realizado al Suroeste de Castejón de Valdejasa, en el sector denominado El Ginebral. El techo se encuentra próximo al área conocida como Puntas de Vasallo.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM622478

Techo: 30TXM628471

Descripción:

De base a techo se han establecido los siguientes tramos:

Estratigrafía

Tramo 1: 16 m. de lutitas rojas, grises y marrones, localmente margas verdes, con intercalaciones de areniscas grises y yesos blancos.

Las lutitas y margas aparecen en intervalos masivos de 0,2 hasta 6,3 m. de potencia. Se aprecia bioturbación.

Las areniscas son de grano fino y muy fino. Constituyen estratos laminares de alrededor de 0,1 hasta 0,3 m. de potencia. Algunos de ellos muestran laminación paralela y cruzada de *ripples*.

El yeso es microcristalino, de tipo alabastrino, y macrocristalino. El primero constituye nódulos o micronódulos y el segundo es masivo. Forman capas tabulares de alrededor de 0,1 a 0,3 m. de potencia. Se sitúan en la parte inferior del tramo.

Tramo 2: 40 m. de lutitas y margas verdes, grises, rojas y marrones, con intercalaciones de yesos blancos, calizas beige y grises y areniscas marrones y grises.

Las lutitas y margas se presentan en niveles masivos cuya potencia varía entre 0,5 y 12 m. En los más potentes, es frecuente que alternen diferentes tonos o colores.

Los yesos son microcristalinos, de tipo alabastrino y consisten en facies nodulares (nódulos de hasta 0,1-0,2 m. de diámetro). Se disponen en capas tabulares, irregulares, de alrededor de 0,1 a 0,3 m. de potencia, que pueden asociarse en intervalos de hasta 1,3 m. de potencia. Generalmente, el sedimento en el que se han desarrollado son calizas.

Las calizas configuran estratos tabulares, a menudo muy irregulares, de alrededor de 0,1 a 0,2 m. de potencia. Las de color beige corresponden a facies laminadas, donde predomina la laminación paralela, aunque en ocasiones los intervalos detríticos son escasos o incluso están ausentes. Las calizas de color gris consisten en *mudstone* con bioturbación vertical.

Las areniscas son de grano muy fino. Forman niveles laminares de alrededor de 0,1 a 0,6 m. de potencia. Exhiben laminación cruzada de *ripples* y *ripples* asimétricos.

Este tramo no presenta una evolución vertical definida.

Tramo 3: 13,9 m. Alternancia de yesos blancos y calizas y calizas margosas beige, blancas y amarillas, con intercalaciones de margas verdes.

Los yesos tienen textura microcristalina (alabastrinos) y son nodulares (de diámetro centimétrico a 0,2 m.). Aparecen en niveles tabulares de 0,3 a alrededor de 1 m. de potencia, compuestos por capas irregulares de hasta 0,4 m. de espesor.

Las calizas y calizas margosas integran estratos tabulares de 0,2 a 0,3 m. de potencia, excepcionalmente 1 m. Suelen ser muy irregulares a causa del desarrollo de yeso. Corresponden a facies laminadas con laminación paralela debida a finas intercalaciones detríticas, que a veces están ausentes o son muy escasas. El nivel más potente presenta geometría lenticular y en su interior se aprecia la existencia de fisuras perpendiculares u oblicuas a la estratificación, rellenas de sedimento arenoso o de pequeños nódulos de yeso; éstos últimos también se reconocen dispersos dentro del mismo nivel.

Las margas se presentan en intervalos masivos cuya potencia oscila entre 0,3 y 2 m.

Las secuencias reconocibles en este tramo, de espesor decimétrico-métrico, se organizan según la sucesión margas - yesos y/o calizas.

Tramo 4: 0,5 m. cubiertos.

Tramo 5: 5,7 m. Alternancia de calizas blancas, beige y grises y margas verdes, ocasionalmente marrones. Localmente existe algún intervalo cubierto.

Estratigrafía

Las calizas y calizas margosas de color blanco y beige se disponen en niveles tabulares de 0,3 a 0,8 m. de potencia. Consisten en facies laminadas con laminación paralela y, eventualmente, estratificación lenticular y flaser, en las que la textura es un *mudstone*. De forma ocasional contienen una lámina de 4-5 cm. de espesor donde existe un alto porcentaje de granos carbonatados. Muestran sílex en láminas milimétricas o con morfología fusiforme, ambas paralelas a la laminación.

En relación con estas facies laminadas existen incrustaciones estromatolíticas de tipo mameliforme de espesor centimétrico.

Las calizas de tonos grises forman estratos tabulares de 5-6 cm. a 0,4 m. de potencia, generalmente situados sobre los de las facies laminadas. Se trata de *mudstones* con bioturbación vertical, de débil a intensa. Localmente contienen cristales milimétricos de yeso.

Las margas aparecen en intervalos masivos de 0,2 a 0,3 m. de potencia. A veces incluyen nódulos centimétricos de yeso alabastrino.

En este tramo se identifican secuencias decimétricas-métricas granodecrecientes que suelen culminar con calizas bioturbadas.

Tramo 6: 6,9 m. parcialmente cubierto. Se reconocen calizas y margas grises.

Las calizas constituyen estratos tabulares de alrededor de 0,2 hasta 0,3 m. de potencia. Tienen textura *mudstone* y muestran bioturbación vertical de moderada a intensa.

Las margas forman dos niveles masivos de 0,1 y 0,5 m. de potencia visible.

Consideraciones:

Este perfil está compuesto por varias macrosecuencias métricas a decamétricas granodecrecientes, que culminan con calizas y/o yesos.

El conjunto de los tramos 1 al 3 muestra asimismo una evolución granodecreciente y corresponde, según la correlación fotogeológica, a la Unidad N₁ reconocida en el perfil de Caldero, que en el perfil de El Ginebral presenta más depósitos lutíticos que en aquél. Los tramos 1 al 3 se correlacionan con los tramos 1 al 4 del perfil de la Venta del Porro. A diferencia de estos dos perfiles, en el de El Ginebral la Unidad N₂ (tramos 4 al 6) presenta facies de calizas laminadas en la base.

Los tramos 1 al 3 corresponden, según la cartografía de QUIRANTES (1978), a la Formación Zaragoza, si bien en este sector presentan importantes intercalaciones lutíticas. Los tramos 4 al 6 corresponden a la Formación Alcubierre (Miembro Castejón).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 3: Unidad N₁
Ruptura sedimentaria de tipo 3.
- Tramos 4 al 6: Unidad N₂.

4.- Perfil de Pogallinero (E.) (figura 2.59)

Situación:

Se ha levantado a aproximadamente 2 km. al Oeste-Noroeste de Castejón de Valdejasa, al Este del vértice Pogallinero.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM642508

Techo: 30TXM643509

Descripción:

Se han establecido los tramos siguientes:

Tramo 1: 15,5 m. de lutitas y margas verdes, grises, rojas y marrones con intercalaciones de calizas grises y beige y, de forma esporádica, areniscas grises.

Las lutitas y margas constituyen niveles masivos de alrededor de 1 m. hasta casi 10 m. de potencia. Localmente contienen fragmentos de conchas. Hacia techo muestran nódulos de yeso alabastrino dispersos, de diámetro centimétrico, que ocasionalmente se agrupan en capas irregulares de alrededor de 0,1 m. de potencia y escasa continuidad lateral.

Las calizas se disponen en dos niveles tabulares de 0,4 y 0,6 m. de potencia, situados hacia la base del tramo. Las de color gris consisten en *mudstone-wackestone* y *wackestone* de gasterópodos y bioturbación vertical. Las de color beige corresponden a facies laminadas con laminación paralela (*mudstone* con finos intervalos detríticos). Estas últimas pasan verticalmente a las calizas bioturbadas.

Las areniscas son de grano muy fino. Forman un nivel laminar de 0,15 cm., localizado en la base del tramo. Son masivas.

Tramo 2: 20,8 m. Alternancia de calizas beige, blancas, amarillas y grises y margas verdes, marrones y naranjas. Localmente existen intervalos cubiertos.

Las calizas aparecen en niveles tabulares, a la escala de afloramiento, cuya potencia oscila entre 0,2 y 1,6 m. Internamente están compuestos por estratos tabulares que consisten en facies laminadas y/o facies bioturbadas.

Las primeras presentan laminación paralela debida a intercalaciones milimétricas de sedimento detrítico de tamaño limo o arena. Dentro de ellas son frecuentes los nódulos de yeso, de diámetro centimétrico, así como cavidades relacionadas posiblemente con la disolución de éstos y/o de otras evaporitas. Estos rasgos confieren a la facies laminada un aspecto cavernoso o de carniola. También se aprecia el desarrollo de una red de grietas rellenas de sedimento carbonatado, que atraviesa de forma oblicua los estratos. Localmente existen fisuras centimétricas oblicuas a la estratificación, comúnmente con una orientación preferente y rellenas por sedimento carbonatado o arenoso.

Asociadas a estas calizas se encuentran incrustaciones estromatolíticas de tipo ondulado de espesor centimétrico.

Las facies bioturbadas pueden situarse sobre las laminadas previamente descritas. Se trata de *mudstone-wackestone* de fragmentos de conchas. La bioturbación vertical puede llegar a ser muy intensa, especialmente en el techo de los estratos, donde puede coexistir con "nodulización" o "brechificación".

Estratigrafía

Las margas configuran niveles de 0,1 hasta 3,7 m. de potencia. De manera ocasional exhiben laminación paralela. Hacia la parte central del tramo incluyen nódulos de yeso alabastrino, de diámetro centimétrico, dispersos o agrupados en niveles de 0,1-0,2 m. de espesor y de poca continuidad lateral.

El tramo, en conjunto, tiene una evolución granodecreciente. Está compuesto por secuencias de potencia decimétrica-métrica también granodecrecientes, integradas por la sucesión margas - calizas (laminadas y/o bioturbadas); a veces estas secuencias culminan con lutitas naranjas o marrones.

Tramo 3: 16,7 m. de calizas grises y beige y margas verdes. Existen numerosos intervalos cubiertos, algunos de los cuales posiblemente corresponden a margas.

Las calizas de color gris se presentan en estratos tabulares de 0,1 hasta 0,4 m. de potencia; éstos pueden agruparse en paquetes de hasta 1,3 m. de espesor. Consisten esencialmente en facies bioturbadas, con texturas que varían de *mudstone* a *mudstone-wackestone* de fragmentos de conchas. La bioturbación es vertical y puede ser muy intensa hacia techo de los estratos.

Las calizas de color beige se disponen en niveles tabulares, a la escala del afloramiento, de 0,4 a 0,8 m. de potencia. Muestran laminación paralela, en ocasiones estratificación lenticular, debida a finas intercalaciones detríticas, a veces formadas por fragmentos carbonatados (sobre todo estromatolíticos). En la mitad inferior del tramo estas calizas laminadas muestran intercalaciones de estromatolitos, principalmente mameliformes, de espesor centimétrico; asimismo incluyen nódulos centimétricos o milimétricos de yeso o formas intermedias de yeso-sílex.

Dada la deficiente calidad del afloramiento, en este tramo no se puede precisar su evolución, si bien se identifican secuencias decimétricas o métricas que culminan con facies intensamente bioturbadas; éstas son predominantes hacia techo del tramo, mientras que las facies laminadas parecen ser más abundantes en la mitad inferior del mismo.

Consideraciones:

En este perfil se reconoce una macrosecuencia decamétrica granodecreciente compuesta por los tramos 1 y 2. El tramo 3 no permite precisar ninguna evolución.

El límite entre el tramo 2 y el 3 se correlaciona con la ruptura entre las Unidades N₁ y N₂, definida en el perfil de Caldero. Ahora bien, en el perfil de Pogallinero E. la Unidad N₁ no muestra desarrollo de yesos nodulares, sino calizas laminadas con aspecto oqueroso y nódulos dispersos de yeso (facies de costras), que se correlacionan con los yesos del tramo 3 del perfil de El Ginebral.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, el conjunto del perfil se atribuye a la Formación Alcubierre de QUIRANTES (1978). El tramo 3 corresponde al Miembro Castejón y los tramos 1 y 2 al Miembro Castellar, aunque en el tramo 1 existen interdigitaciones de la Formación Uncastillo (SOLER Y PUIGDEFABREGAS, 1970).

Entre los perfiles de El Ginebral y el de Pogallinero E. se asiste, por tanto, dentro de la Unidad N₁, al paso lateral hacia el Norte de la Formación Zaragoza (Yesos de Remolinos) al Miembro Castellar de la Formación Alcubierre.

Resumen del perfil:

- Tramos 1 y 2: Unidad N₁
Ruptura sedimentaria de tipo 3.
- Tramo 3: Unidad N₂.

5.- Perfil de la Val de Luna (figura 2.60)

Situación:

Se ha levantado al Este de Castejón de Valdejasa, entre la Val de Luna y la Val de Lafuén. La base se halla próxima a la Val de Luna y el techo sobre la cota de 600 m.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM668502

Techo: 30TXM669504

Descripción:

De base a techo se han establecido los siguientes tramos:

Tramo 1: 26,5 m. de lutitas rojas y margas grises y gris-marrón con intercalaciones de calizas beige, gris-azulado y grises y de areniscas de color gris claro y beige.

Las lutitas y margas forman intervalos masivos cuya potencia varía desde 0,2 hasta alrededor de 7 m. En ocasiones, los intervalos rojos incluyen niveles centimétricos o decimétricos de limos grises. Hacia la mitad del tramo, las margas grises contienen nódulos de yeso alabastrino dispersos (de diámetro centimétrico o incluso decimétrico). Hacia techo del tramo se aprecia un intervalo gris rico en fragmentos de conchas. En el techo del tramo exhiben morfologías atribuibles a grietas de desecación.

Las calizas aparecen en niveles tabulares de 5 cm. hasta 0,8 m. de espesor. Consisten en facies laminadas, masivas y bioturbadas.

Las calizas laminadas constituyen dos niveles de 0,3 y 0,7 m. de espesor. Muestran laminación paralela dada por la alternancia de láminas detríticas y de *mudstone*. Pueden contener intraclastos y bioclastos dentro de los intervalos detríticos, los cuales pueden originar láminas centimétricas con textura *wackestone-packstone*. También existen nódulos de yeso alabastrino milimétricos o de hasta 2-3 cm., dispersos u ordenados en láminas paralelas a la laminación.

Las calizas masivas y bioturbadas configuran un paquete de 0,8 m. de potencia integrado por estratos tabulares de 0,2 y 0,6 m. Corresponden a *wackestone* de gasterópodos y/o intraclastos. Las facies masivas pasan verticalmente a bioturbadas. La bioturbación es vertical debida a raíces.

Estratigrafía

Las areniscas son de grano muy fino y fino. Aparecen como láminas centimétricas masivas dentro de las lutitas rojas.

El tramo no posee una evolución vertical definida.

Tramo 2: 5,3 m. Alternancia de calizas beige, amarillas, blancas y grises y lutitas y margas grises, marrones, naranjas y beige.

Las calizas de tonos claros (beige, blancas y amarillas) constituyen paquetes tabulares, a menudo irregulares, de 0,2 hasta 1,3 m. de potencia. Consisten en facies con laminación paralela debida a intervalos detríticos milimétricos. La mayor parte de estos paquetes se caracteriza por presentar un aspecto oqueroso, donde a veces se reconocen nódulos milimétricos o centimétricos de yeso en las cavidades. Estas calizas corresponden a las facies de calcretas o costras. En el paquete de la parte central del tramo se aprecia la existencia de niveles decimétricos muy irregulares, en ocasiones con bases erosivas, dentro de los cuales se desarrollan brechas (que alcanzan 0,2 m. de espesor y dan lugar a niveles "brechificados" continuos), fenómenos de colapso, cristales tolva (moldes vacíos o conservados en calizas), cristales lenticulares de yeso o de caliza, así como una red de grietas (oblicuas y/o paralelas a la estratificación) rellenas de yeso microcristalino o micronodular o de carbonato. Las superficies erosivas pueden estar tapizadas por incrustaciones estromatolíticas mameliformes de espesor centimétrico. Es frecuente encontrar fragmentos estromatolíticos o de otras calizas incorporados en las brechas o en la laminación paralela.

Las calizas de color gris se sitúan en la base del tramo y componen tres niveles tabulares de 0,3 a 0,6 m. de espesor, que a su vez están integrados por estratos tabulares de alrededor de 0,2 a 0,3 m. de potencia. Consisten en facies bioturbadas y, en menor proporción, masivas, donde las texturas más frecuentes son de tipo *wackestone*, localmente *packstone*, de bioclastos (caráceas, ostrácodos y/o fragmentos de gasterópodos), intraclastos y *coated grains*. Estos componentes pueden aparecer agrupados en bandas, originando laminación paralela. La bioturbación es vertical y se intensifica hacia techo de los estratos y/o paquetes.

Las lutitas y margas se presentan en intervalos cuya potencia varía desde 4-5 cm. hasta 0,6 m. Son masivas. Hacia la mitad del tramo muestran rasgos de oxidación y fragmentos vegetales carbonosos.

Tramo 3: 3,8 m. Parcialmente cubierto. Se reconocen lutitas grises y marrones y un estrato de calizas beige.

Las lutitas grises contienen nódulos de yeso dispersos.

El estrato de calizas tiene 0,2 m. de potencia visible y consisten en facies laminadas (laminación paralela).

Tramo 4: 25,8 m. Alternancia de calizas beige, blancas, grises y amarillas y margas y lutitas verdes, grises y marrones (en ocasiones amarillas).

Las calizas se disponen en niveles tabulares de 0,2 hasta alrededor de 3,5 m. de potencia. Constan de facies masivas, bioturbadas y laminadas.

Las calizas masivas y bioturbadas forman estratos tabulares de 4-5 cm. hasta 0,6 m. de potencia, a veces asociados en paquetes de hasta 1,8 m. Ambas facies tienen texturas similares: *mudstone-wackestone* y *wackestone*, localmente *packstone*, de bioclastos (fragmentos de conchas, generalmente de gasterópodos, caráceas y ostrácodos); también muestran fragmentos vegetales carbonosos. Las facies masivas, débilmente bioturbadas, pasan verticalmente a calizas perforadas, a veces intensamente; en este caso puede existir también "nodulización".

Las calizas laminadas aparecen en niveles tabulares de 0,2 hasta alrededor de 1 m. de potencia. La estructura más común es la laminación paralela, ocasionalmente estratificación lenticular, dada por intercalaciones detríticas milimétricas y micrométricas dentro de una textura *mudstone*. Las láminas detríticas pueden contener abundantes granos carbonatados (intraclastos o bioclastos), así como *coated grains*; generalmente, estas láminas tienen un espesor centimétrico, excepcionalmente alcanzan 0,4 m., y muestran texturas próximas a *packstone*. A veces exhiben superficies internas erosivas, onduladas (de amplitud decimétrica a métrica).

Estratigrafía

Son frecuentes los nódulos de yeso, sílex o formas intermedias entre estas dos litologías, de diámetro centimétrico y con frecuencia con morfología en coliflor. Localmente se aprecia "brechificación".

Asociadas a las facies laminadas existen incrustaciones estromatolíticas planares de tipo ondulado o mameliforme y de espesor centimétrico.

Las margas y lutitas configuran intervalos masivos cuya potencia oscila entre 4-5 cm. y 1 m. Esporádicamente se observa laminación paralela.

En el conjunto del tramo se identifican varias secuencias métricas granodecrecientes que culminan con facies bioturbadas, las cuales predominan en la mitad superior del tramo. A su vez, estas secuencias se organizan en secuencias decimétricas-métricas menores, también granodecrecientes, caracterizadas por la sucesión: margas - calizas (a menudo se suceden facies laminadas - masivas - bioturbadas). Con menor frecuencia se reconocen secuencias de tipo calizas laminadas - margas.

Tramo 5: 6,2 m. de lutitas marrones, margas verdes y calizas beige y grises, con numerosos intervalos cubiertos.

Las lutitas y margas constituyen dos paquetes masivos de 0,5 y 1,5 m. de potencia visible.

Las calizas se disponen en estratos tabulares de 4 cm. hasta 0,3 m. de espesor. Se trata de facies laminadas y bioturbadas. En las primeras se identifica laminación paralela, incrustaciones estromatolíticas mameliformes y onduladas, así como fragmentos de éstas. Las facies bioturbadas consisten en *mudstone* con bioturbación vertical de raíces.

Consideraciones:

El conjunto del perfil muestra una evolución granodecreciente y está compuesto por secuencias métricas y decamétricas también granodecrecientes.

El límite entre el tramo 2 y el 3 se correlaciona fotogeológicamente con la ruptura entre las Unidades N₁/N₂ reconocida en el sector occidental de los Montes de Castejón.

El tramo 2 equivale aproximadamente al tramo 1 del perfil de Esteban y a la parte superior del tramo 3 del perfil de El Ginebral.

Desde el punto de vista litoestratigráfico el perfil se incluye en la Formación Alcubierre de QUIRANTES (1978).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 y 2: Unidad N₁
- Ruptura sedimentaria de tipo 3.
- Tramos 3 al 5: Unidad N₂.

6.- Perfil de Esteban (figura 2.61)

Situación:

Se ha levantado a lo largo de la carretera comarcal que une Villanueva de Gállego y Castejón de Valdejasa, en la vertiente que desde esta última localidad asciende al vértice Esteban. La base se sitúa próxima al Pozo de Cayo y el techo aproximadamente en el Km. 21,800 de esta carretera.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM691488

Techo: 30TXM713452

Descripción:

De base a techo se distinguen los siguientes tramos:

Tramo 1: 7,1 m. Alternancia de calizas y calizas margosas de color beige, gris y marrón claro y margas grises, verdes y beiges, con intercalaciones de areniscas grises. Localmente, cubierto.

Las calizas y calizas margosas se disponen en niveles tabulares, a la escala del afloramiento, de 4-5 cm. hasta alrededor de 1 m. Corresponden a la facies de calizas laminadas; la textura es un *mudstone* con intervalos detríticos (a veces de granos carbonatados y *coated grains*) milimétricos a centimétricos, constituyendo laminación paralela y, a veces, estratificación lenticular. En otras ocasiones, la laminación es paralela, pero carece aparentemente de intervalos detríticos. Pueden mostrar bioturbación débil, láminas de sílex milimétricas paralelas a la estratificación, así como nódulos centimétricos, e incluso algunos niveles están silicificados. Hacia techo del tramo las calizas presentan cavidades, probablemente de evaporitas disueltas.

Las margas forman niveles masivos cuya potencia oscila entre 3-4 cm. y 1 m. Hacia la base del tramo muestran bioturbación débil.

Las areniscas son de grano fino. Constituyen dos niveles laminares de alrededor de 5 cm. de potencia, en los que no se aprecian estructuras sedimentarias.

Tramo 2: 2,4 m. cubiertos.

Tramo 3: 19,9 m. Alternancia de calizas y calizas margosas beiges, blancas y grises y margas grises, verdes y marrones.

Las calizas y calizas margosas aparecen en niveles tabulares cuya potencia varía desde 4-5 cm. hasta alrededor de 2 m. de potencia. Corresponden a facies laminadas, masivas y bioturbadas.

Las calizas laminadas tienen tonalidades suaves, beiges y blancas. Se presentan en niveles de 4-5 cm. hasta 1 m. de potencia; son tabulares y, en ocasiones, sus bases son suavemente onduladas y erosivas. En su interior pueden mostrar también acanaladuras y superficies onduladas erosivas. La estructura más frecuente es la laminación paralela (*mudstone* y *mudstone-wackestone* con intercalaciones micro y milimétricas detríticas). También se aprecia estratificación lenticular, a menudo *ripples* simétricos, generalmente en la base de los niveles. En algunos casos incluyen láminas detríticas de hasta 0,1 m., en las que los granos pueden ser predominantemente carbonatados (*packstone*, mayoritariamente de fragmentos estromatolíticos).

Estratigrafía

En relación con estas facies laminadas se reconocen calizas estromatolíticas en forma de incrustaciones planares onduladas y mameliformes, de espesor centimétrico; en ocasiones se encuentran tapizando superficies erosivas.

Las facies laminadas pueden contener nódulos esféricos o elípticos o en coliflor de yeso, sílex y formas intermedias de yeso-sílex, de diámetro centimétrico. Los elípticos pueden alcanzar hasta 0,3 m. de diámetro y están alineados paralelamente a la estratificación.

Las facies masivas y bioturbadas (en su mayoría de tonos grises y beiges-gris claro) se disponen en estratos tabulares de 5 cm. hasta casi 1 m. de potencia. Internamente, los más potentes pueden mostrar superficies irregulares y discontinuas. Estos estratos suelen agruparse en paquetes, de hasta 1,3 m. de espesor. Ambas facies tienen texturas similares, que oscilan de *mudstone* a *wackestone*, localmente *packstone*, de bioclastos (gasterópodos, enteros o rotos, ostrácodos y caráceas, oogonios y tallos); también incluyen restos vegetales carbonosos y materia orgánica dispersa. Con frecuencia se observa el paso gradual de calizas masivas a bioturbadas, por un progresivo aumento de las perforaciones verticales hacia techo de los estratos. En las facies masivas se encuentran fragmentos lutíticos. Hacia techo del tramo, la bioturbación es muy intensa y va acompañada de "nodulización" y "brechificación", así como, localmente, de "microcarstificación". En determinados casos incluyen nódulos milimétricos ferruginosos y nódulos elípticos de sílex gris, de hasta 0,3 m. de diámetro, con su eje mayor paralelo a la estratificación.

Las margas forman intervalos cuya potencia oscila entre 4-5 cm. y 1 m. En ocasiones poseen laminación paralela, a veces de aspecto varvado.

En este tramo se distinguen secuencias de tercer orden de espesor decimétrico a métrico, cuya evolución suele ser granodecreciente (margas - calizas laminadas y/o masivas y bioturbadas), aunque también se reconocen secuencias de tipo calizas laminadas - margas.

Se observa que las facies laminadas dominan en la parte inferior del tramo, mientras que hacia techo lo hacen las masivas y bioturbadas.

Tramo 4: 9,8 m. Alternancia de calizas grises, beiges y amarillas, localmente rosas, y margas verdes, grises y marrones (ocres).

Las calizas constituyen niveles tabulares de 0,1 hasta alrededor de 1,5 m. de potencia, que corresponden a facies masivas, bioturbadas y laminadas.

Las calizas masivas y bioturbadas integran estratos tabulares de 0,1 hasta 0,7 m. de espesor, cuyas bases pueden ser irregulares, onduladas, e internamente pueden existir superficies irregulares de escasa continuidad. Con frecuencia los estratos aparecen agrupados en paquetes, cuya potencia varía desde 0,5 hasta alrededor de 1 m. Las texturas fluctúan entre *mudstone* y *wackestone*, localmente *packstone*, comúnmente de bioclastos (son muy abundantes los fragmentos de gasterópodos, aunque también los hay enteros, así como las caráceas y, en menor medida, los ostrácodos). También contienen fragmentos vegetales carbonosos. Se aprecia el tránsito vertical de calizas masivas, con débil bioturbación o sin ella, a calizas intensamente perforadas; en algunos casos las perforaciones están ocupadas por lutitas. Hacia la mitad superior del tramo, los techos de los estratos muestran "nodulización", "brechificación" y, esporádicamente, "marmorización".

Las calizas laminadas componen niveles tabulares de 0,15 a 0,3 m. de potencia y se sitúan en la parte inferior del tramo. Sus bases pueden ser erosivas. La textura es de tipo *mudstone* con intercalaciones detríticas de espesor milimétrico o micrométrico, que se ordenan bien como laminación paralela, bien como estratificación cruzada *hummocky* o incluso como estratificación lenticular. Son muy comunes las superficies erosivas onduladas, de amplitud decimétrica o métrica. En relación con éstas se hallan incrustaciones estromatolíticas mameliformes u onduladas, de potencia centimétrica y generalmente tapizando dichas superficies. También existen fragmentos estromatolíticos milimétricos-centimétricos dispersos o formando parte de la fracción detrítica de la laminación. En uno de los niveles laminados se reconocen moldes de cristales lenticulares.

Las margas aparecen en niveles de 4-5 cm. hasta 1,2 m. de espesor. Hacia la base del tramo exhiben laminación paralela, debida a intercalaciones milimétricas de arena fina. Pueden contener fósiles y nódulos ferruginosos, así como bioturbación, cuyas trazas pueden estar oxidadas.

Estratigrafía

El conjunto del tramo es granodecreciente. Está compuesto por secuencias decimétricas-métricas granodecrecientes, formadas por margas - calizas masivas - calizas bioturbadas; en la parte inferior existen secuencias de tipo calizas laminadas - margas y margas - calizas laminadas.

Tramo 5: 5,2 m. de margas grises y verdes con esporádicas intercalaciones de calizas grises.

Las margas son masivas y en la mitad inferior del tramo están bioturbadas y contienen nódulos de yeso centimétricos dispersos.

Se ha reconocido un estrato tabular de calizas, de 0,1 m. de espesor, hacia la parte central del tramo. Se trata de *mudstone* con bioturbación vertical de raíces.

Tramo 6: 20,2 m. Alternancia de calizas grises, beige, blancas y amarillas y margas verdes, grises y marrones.

Las calizas se presentan en niveles o paquetes tabulares cuya potencia varía desde 0,1 hasta 4,3 m. y constan de facies masivas, bioturbadas y laminadas.

Las calizas masivas y bioturbadas se disponen en estratos tabulares de 0,1 a 0,8 m. de potencia, generalmente agrupados en paquetes de 0,3 hasta 1,5 m. y, excepcionalmente, 4,3 m. de espesor. En ambas facies las texturas son similares: oscilan de *mudstone* a *wackestone* de bioclastos (gasterópodos - enteros o rotos- oogonios y tallos de caráceas y ostrácodos) y, en menor medida, intraclastos (granos micríticos) e incluso *coated grains*. Estos componentes pueden organizarse en bandas y dan lugar a laminación paralela (por ejemplo, en la base del tramo, la alternancia de *wackestone* de ostrácodos y caráceas y de *mudstone* origina dicha laminación). También contienen restos vegetales carbonosos. Comúnmente las facies masivas pasan verticalmente a facies bioturbadas. La bioturbación es vertical de raíces y puede ser extremadamente intensa. En relación con ella puede existir "microcarstificación", pátinas ferruginosas y "marmorización". En ocasiones incluyen nódulos de yeso milimétricos.

Las calizas laminadas constituyen niveles tabulares de 0,15 hasta 0,8 m. de potencia. En algunos casos, las bases son irregulares. La estructura dominante es la laminación paralela, donde alternan intervalos detríticos milimétricos y bandas de *mudstone*, a veces con bioclastos; esta alternancia puede originar también *ripples* simétricos o estratificación cruzada "hummocky" poco definida (aunque las superficies erosivas onduladas están bien desarrolladas). Con cierta asiduidad, las facies laminadas pasan verticalmente a facies masivas o bioturbadas.

Las margas forman niveles masivos de 4-5 cm. hasta 0,5 m. de potencia.

El tramo en conjunto refleja una evolución granodecreciente, con predominio de las calizas laminadas en la mitad inferior. Se identifican secuencias decimétricas-métricas granodecrecientes, caracterizadas por la sucesión margas - calizas (laminadas y/o masivas y bioturbadas).

Tramo 7: 4,8 m. cubiertos.

Tramo 8: 5,2 m. Alternancia de calizas de color gris claro-beige y gris y lutitas y margas grises y marrones.

Las calizas de color gris claro-beige aparecen en paquetes tabulares, a la escala del afloramiento, de 0,5 hasta 1 m. de potencia. Muestran laminación paralela originada por la alternancia de láminas detríticas e intervalos de *mudstone*. Hacia techo exhiben bioturbación vertical muy débil.

Las calizas de color gris se presentan en estratos tabulares de 0,1 a 0,25 m. de espesor. Corresponden a *mudstones*, que localmente contienen granos de cuarzo. Poseen bioturbación vertical de raíces.

Las lutitas y margas configuran intervalos masivos cuya potencia varía de 0,4 a 1,2 m. Pueden estar bioturbadas.

Este tramo no posee una evolución vertical definida. Las secuencias que lo componen, de espesor decimétrico a métrico son, en su mayoría, granodecrecientes.

Tramo 9: 1,5 m. cubiertos.

Estratigrafía

Tramo 10: 21,5 m. Alternancia de calizas de color gris, gris-rosáceo y beige y margas verdes, grises, marrones y amarillas.

Las calizas se disponen en estratos tabulares cuya potencia oscila entre 4-5 cm. y 1 m. Las bases pueden ser irregulares. Internamente, los estratos más potentes suelen mostrar superficies irregulares de escasa continuidad, aunque lateralmente pueden individualizar estratos. Generalmente aparecen agrupados en paquetes que pueden alcanzar 1,5 ó 2 m. de potencia.

Corresponden a facies masivas y bioturbadas, en las que las texturas varían de *mudstone* a *wackestone*, de forma local *packstone*, de bioclastos (gasterópodos, ostrácodos y caráceas, oogonios y tallos). También incluyen fragmentos vegetales carbonosos y, en muchos casos, materia orgánica dispersa, que confiere a la roca un olor fétido. A veces muestran laminación paralela (no detrítica). La bioturbación es vertical, debida a raíces, y su intensidad aumenta hacia techo de los estratos o de los paquetes, de manera que es frecuente el tránsito de calizas masivas débilmente bioturbadas a calizas fuertemente perforadas. En el techo de algunos estratos se aprecia el desarrollo de pátinas ferruginosas, "nodulización" o "marmorización" y, ocasionalmente, nódulos centimétricos de yeso.

De manera muy local, hacia la base del tramo, existe un paquete de calizas en el que se observa una laminación gruesa de caliza margosa - arenisca (de grano fino-medio y con cemento de yeso), que hacia techo pasa a calizas masivas con cavidades circulares, dentro de algunas de las cuales se reconoce yeso nodular.

Las margas constituyen intervalos de 3-4 cm. hasta 1,7 m. de potencia. De forma ocasional se identifica laminación paralela definida por delgadas intercalaciones de arena fina.

En este tramo se reconocen varias secuencias métricas granodecrecientes, constituidas por secuencias menores también granodecrecientes, caracterizadas por la sucesión margas - calizas (masivas y/o bioturbadas) y generalmente estratodecrecientes.

Tramo 11: 4,8 m. cubiertos.

Tramo 12: 13,5 m. Alternancia de margas y lutitas verdes, marrones y grises y calizas grises y beiges.

Las margas y lutitas se presentan en niveles masivos de 4-5 cm. hasta 1,2 m. de potencia. A menudo poseen rasgos de bioturbación y ocasionalmente de "marmorización".

Las calizas integran estratos tabulares cuya potencia varía desde 4-5 cm. hasta 0,7 m. Las bases de éstos pueden ser irregulares. Suelen agruparse en paquetes que alcanzan 1,3 m. de espesor. Consisten en facies masivas y bioturbadas, con una textura similar, que fluctúa de *mudstone* a *wackestone*, localmente *packstone*, de gasterópodos (enteros o rotos), caráceas y, con menor frecuencia, ostrácodos. Contienen restos vegetales carbonosos y materia orgánica dispersa e incluso, en ocasiones, granos de cuarzo. Comúnmente, las texturas más groseras se hallan en la base de los estratos y/o paquetes. La bioturbación vertical se intensifica o aparece en el techo de éstos, donde pueden existir pátinas ferruginosas o decoloraciones atribuibles a "marmorización". Las cavidades de las raíces suelen estar ocupadas por lutitas verdes o grises.

Este tramo está compuesto por dos secuencias métricas granodecrecientes y estratocrecientes y en ellas se aprecia la existencia de secuencias decimétricas-métricas también granodecrecientes, donde se suceden margas o lutitas - calizas.

Tramo 13: 3 m. cubiertos.

Tramo 14: 21 m. Alternancia de calizas grises, beiges y esporádicamente gris-rosáceas y margas y lutitas de tonos grises, marrones y verdes.

Las calizas se disponen en estratos tabulares, a veces con bases irregulares, cuya potencia oscila entre 4-5 cm. y 1 m.; a menudo se hallan agrupados en paquetes de 0,5 a 2 m. de espesor. Se trata de facies bioturbadas y masivas, cuyas texturas varían de *mudstone-wackestone* a *wackestone* y localmente *packstone*, donde predominan los gasterópodos, fragmentados o enteros, seguidos de las caráceas (oogonios y tallos) y, en menor proporción, los ostrácodos. Son muy frecuentes los trozos vegetales carbonosos (a veces acumulaciones) y la materia orgánica dispersa, que produce el olor fétido que

Estratigrafía

caracteriza a algunas de estas calizas. Se destaca que las texturas más groseras suelen corresponder a las facies masivas y se sitúan en o hacia la base de los estratos. Hacia techo pasan a calizas con bioturbación vertical -cuyas trazas suelen estar ocupadas por lutitas verdes- porosidad móldica, "nodulización", "microcarstificación" y/o "marmorización".

Las margas y lutitas configuran niveles masivos de 0,1 hasta 2 m. Pueden contener fragmentos de conchas. Presentan decoloraciones debidas a bioturbación y "marmorización". Hacia techo incluyen nódulos milimétricos de carbonato (posiblemente caliza).

En este tramo se diferencian dos secuencias métricas granodecrecientes y estratocrecientes; posiblemente los dos paquetes de calizas de la base del tramo formen el techo de otra con iguales características. Las secuencias de tercer orden que componen este tramo, de espesor decimétrico-métrico, son también granocrecientes y suelen culminar con facies bioturbadas.

Consideraciones:

Este perfil está constituido por varias macrosecuencias de espesor decamétrico con evolución granodecreciente y, generalmente, estratocreciente (tramos 3 + 4, 5 + 6, 8 + 9 + 10, 12 + 13, aunque posiblemente podrían establecerse otras secuencias menores con la misma evolución).

El tramo 1 se correlaciona fotogeológicamente con la parte superior del tramo 3 del perfil de El Ginebral y la del 2 de Pogallinero (E.), así como con la parte superior del tramo 2 de La Val de Luna. Corresponde, por tanto, al techo de la Unidad N₁, que aquí no presenta yesos nodulares, sino desarrollo de costras calcáreas. Los tramos 2 al 14 forman parte de la Unidad N₂.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, el perfil se incluye en la Formación Alcubierre (Miembro Castejón) de QUIRANTES (1978).

Resumen del perfil:

- Tramo 1: Unidad N₁
Ruptura sedimentaria de tipo 3.
- Tramos 2 al 14: Unidad N₂.

7.- Perfil del Castillo de Sora (figura 2.62)

Situación:

Se ha levantado en el Monte de Sora, al Noroeste de Castejón de Valdejasa. La base se halla en el lugar denominado Las Canteras y el techo en el cerro en donde se encuentran las ruinas del Castillo de Sora.

Las coordenadas aproximadas U.T.M. son:

Base: 30TXM606547

Techo: 30TXM611547

Descripción:

De base a techo se han diferenciado los siguientes tramos:

Tramo 1: 8,5 m. Alternancia de lutitas y margas verdes, marrones, a veces rojizas, y grises y calizas grises y gris-rosáceas.

Las lutitas y margas forman niveles cuya potencia oscila entre 4-5 cm. y 4 m. Hacia techo del tramo muestran laminación paralela. Pueden contener restos de gasterópodos y trozos vegetales carbonosos, así como huellas de bioturbación.

Las calizas se presentan en estratos tabulares de 0,1 a 0,2 m. de potencia, a veces con bases y techos irregulares. En la base del tramo los estratos están agrupados en un paquete de alrededor de 0,8 m. de espesor. Se trata de facies bioturbadas y, en menor medida, masivas. Las texturas varían de *mudstone* a *wackestone* de bioclastos (principalmente gasterópodos, enteros o fragmentados), en donde se aprecian restos vegetales carbonosos. La bioturbación vertical puede ser intensa, especialmente en el paquete de la base del tramo.

Tramo 2: 14,3 m. Alternancia de lutitas rojas, verdes y marrones y areniscas grises.

Las lutitas constituyen niveles de 0,1 hasta 4,7 m. de potencia, en donde pueden alternar los diferentes colores. En general son masivas, aunque localmente se aprecia laminación paralela. Las de color rojo contienen, en algunos niveles, nódulos de yeso alabastrino, generalmente de diámetro centimétrico.

Las areniscas varían desde grano muy fino a fino-medio y pueden tener cemento de yeso. Aparecen en niveles tabulares de base plana, de alrededor de 0,1 hasta 0,6 m. de potencia. Internamente poseen laminación paralela, laminación cruzada de *ripples* (con frecuencia de tipo festoneado o debida a *ripples* escalantes), *ripples* asimétricos, laminación de bajo ángulo y, localmente, estratificación cruzada en surco. En algunos niveles existen nódulos de yeso alabastrino dispersos de diámetro centimétrico.

El tramo no presenta una evolución vertical definida, si bien se reconoce la existencia de secuencias decimétricas o métricas granodecrecientes y granocrecientes.

Tramo 3: 15,9 m. de lutitas y margas grises, marrones y verdes con intercalaciones de calizas grises y beigeas.

Estratigrafía

Las lutitas configuran intervalos de 0,4 a alrededor de 13 m. de potencia. Los colores gris y marrón suelen alternar y dan lugar a bandas, generalmente de espesor métrico, masivas y en algunas de ellas se reconocen nódulos de yeso alabastrino dispersos. Hacia techo, las margas verdes también contienen nódulos de yeso.

Las calizas forman dos estratos tabulares de alrededor de 0,2 m. de espesor, situados hacia la parte inferior del tramo. Consisten en facies masivas y bioturbadas, con texturas de tipo *mudstone-wackestone* y *mudstone* respectivamente. Las masivas contienen caráceas y ostrácodos, así como porosidad móldica. Las bioturbadas muestran perforaciones verticales.

Tramo 4: 1,4 m. de calizas y calizas margosas beigeas, blancas, amarillas y grises con una intercalación de margas verdes.

El tramo constituye en sí un paquete tabular, en donde las calizas y calizas margosas beigeas, blancas y amarillas integran niveles tabulares o lenticulares, a veces con bases irregulares, onduladas y erosivas, cuya potencia varía desde 0,1 hasta 0,3 m. La estructura más frecuente es la laminación paralela debida a la alternancia de intervalos detríticos milimétricos (mayoritariamente de granos carbonatados) y de *mudstone*. Esta laminación puede estar interrumpida por la presencia de superficies internas onduladas y erosivas. También incluyen láminas centimétricas de acumulación de fragmentos carbonatados y de granos de cuarzo. En el techo del tramo se identifica un nivel erosivo sobre una superficie encostrada en la que se desarrollan incrustaciones estromatolíticas mameliformes de espesor centimétrico. Dicho nivel tiene una textura *packstone* compuesta por fragmentos carbonatados (esencialmente estromatolíticos) y ostrácodos.

Las calizas de color gris se sitúan en la base del tramo. Se trata de un estrato aparentemente tabular de alrededor de 0,3 m. de potencia, que corresponde a un *mudstone* con bioturbación vertical. El techo de este estrato muestra ondulaciones erosivas, de amplitud decimétrica, sobre las cuales se desarrollan incrustaciones estromatolíticas mameliformes, de espesor centimétrico.

Las margas componen un nivel masivo de 0,1 m. de potencia.

El tramo tiene una evolución granocreciente.

Tramo 5: 52,3 m. Alternancia de lutitas y margas grises, verdes, rojas y marrones y calizas grises, con intercalaciones de areniscas grises, marrones y naranjas.

Las lutitas y margas se disponen en niveles de 0,1 hasta 7,5 m. de potencia. Son masivas. Localmente, las de color rojo incluyen nódulos de yeso alabastrino dispersos.

Las calizas aparecen en niveles de 0,2 a 0,8 m. de potencia, compuestos por estratos tabulares de 4-5 cm. hasta 0,5 m. Consisten en facies bioturbadas y, en menor proporción, masivas. Las texturas de ambas son similares: varían de *mudstone* a *mudstone-wackestone*, localmente *wackestone*, de bioclastos (fundamentalmente gasterópodos); también incluyen fragmentos vegetales carbonosos. Las texturas más groseras son las de las calizas masivas y normalmente aparecen en la base de los niveles. La bioturbación es vertical de raíces y se intensifica hacia techo de los estratos y/o niveles y, en ocasiones, va acompañada de "nodulización" o "brechificación".

Las areniscas son de grano fino y muy fino, en ocasiones con cemento de yeso. Constituyen dos niveles tabulares granodecrecientes de 0,4 y 0,8 m. de potencia, en los que se aprecia laminación paralela, cruzada de *ripples* y *ripples* asimétricos.

El conjunto del tramo parece granodecreciente y está integrado por secuencias decimétricas y métricas también granodecrecientes, caracterizadas por la sucesión lutitas y/o margas - calizas o areniscas - lutitas y/o margas - calizas.

Tramo 6: 1,7 m. Alternancia de calizas beigeas y yesos blancos con una intercalación de lutitas naranjas.

Las calizas forman estratos tabulares, aunque suelen ser muy irregulares, de 0,1 hasta 0,2 m. de potencia. Corresponden a facies laminadas, en donde alternan intervalos milimétricos detríticos y de *mudstone*, dando lugar a laminación paralela o, con menos frecuencia, estratificación lenticular.

Estratigrafía

Hacia techo de algunos de estos estratos hay incrustaciones estromatolíticas mameliformes de espesor centimétrico..

Los yesos tienen textura microcristalina (alabastrinos) y son nodulares (nódulos de diámetro centimétrico). Aparecen en capas irregulares de 0,10 a 0,15 m. de potencia.

Las lutitas componen un nivel masivo de alrededor de 0,1 m. de potencia, situado en el techo del tramo.

Tramo 7: 24,3 m. Alternancia de calizas beigeas, blancas y grises, a veces gris-rosáceas, y margas y lutitas verdes, grises y marrón-grisáceas.

Las calizas se presentan en niveles y paquetes de 0,2 hasta 4,5 m. de potencia, los cuales constan de facies bioturbadas, masivas y laminadas.

Las calizas masivas y bioturbadas se disponen en estratos de 0,1 hasta 0,7 m. de potencia, con geometría tabular, aunque en ocasiones son irregulares y tienen bases y techos con morfologías cóncavas y/o convexas. En general se agrupan en potentes paquetes, de hasta 3 m. de potencia. Las texturas más frecuentes son de tipo *mudstone-wackestone*, localmente *wackestone*, de bioclastos (moluscos, principalmente gasterópodos, caráceas y ostrácodos, en proporciones variables). Con frecuencia las facies masivas, con bioturbación vertical débil o aparentemente ausente, pasan verticalmente a calizas con perforaciones verticales de raíces, a menudo rellenas de lutitas verdes. La bioturbación se hace más intensa hacia techo de los paquetes y del tramo. De manera ocasional muestran decoloraciones rosas atribuibles a "marmorización".

Las calizas laminadas integran intervalos tabulares de 0,4 a 1 m. de potencia, que generalmente se hallan en la base de los paquetes integrados por las facies previamente descritas. La estructura más usual es la laminación paralela debida a intercalaciones micro o milimétricas detríticas, que también pueden dar lugar a estratificación lenticular. A veces, los intervalos detríticos componen láminas de 3-4 cm., que generalmente contienen abundantes granos carbonatados, en las que se observa estratificación *flaser* de caliza. Hacia techo, estas facies pueden tener bioturbación vertical débil. En algunas de estas facies laminadas se identifica la presencia de pequeños deslizamientos, de escala decimétrica, así como fracturas centimétricas oblicuas a la laminación y rellenas de sedimento detrítico.

Asociadas a las calizas laminadas y, en algunos casos, sobre los deslizamientos, se encuentran incrustaciones estromatolíticas de tipo ondulado y mameliforme, de potencia centimétrica.

Las margas y las lutitas aparecen en niveles masivos de 3-4 cm. hasta alrededor de 3 m. de potencia, con una rápida reducción de potencia hacia techo del tramo.

El conjunto del tramo es granodecreciente y está compuesto por secuencias decimétricas-métricas también granodecrecientes, caracterizadas por la sucesión margas - calizas (masivas-bioturbadas); las facies laminadas pueden preceder a las masivas.

Consideraciones:

El conjunto del perfil es granodecreciente y está constituido por macrosecuencias también granodecrecientes.

El límite entre los tramos 6 y 7 se correlaciona mediante líneas de capa con la ruptura N₁/N₂ identificada en el sector occidental de los Montes de Castejón, de manera que los tramos 2 (parte superior) al 6 se corresponden aproximadamente con los tramos 1 al 4 de la Venta del Porro.

Desde el punto de vista litoestratigráfico los tramos 1 al 6 pertenecen a la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970) con interdigitaciones de

la Formación Alcubierre de QUIRANTES (1978) y el tramo 7 a la Formación Alcubierre (Calizas de Castejón).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 a 6: Unidad N₁
Ruptura sedimentaria de tipo 3.
- Tramo 7: Unidad N₂.

8.- Perfil del Corral de las Agudas (figura 2.63)

Situación:

Se ha realizado en el Monte de Sora, en el sector conocido como Las Agudas, próximo al corral de las Agudas.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM643578

Techo: 30TXM639577

Descripción:

De base a techo se han distinguido los siguientes tramos:

Tramo 1: 18 m. de lutitas marrones, grises y naranjas y rojas con intercalaciones de areniscas marrones y grises y de calizas grises, localmente marrones.

Las lutitas constituyen niveles masivos cuya potencia varía desde 0,1 hasta 4,2 m. En la base del tramo poseen bioturbación débil. Pueden contener nódulos de yeso dispersos.

Las areniscas son de grano fino. Aparecen hacia la base del tramo. Se disponen en niveles tabulares y lenticulares de 0,1 a 0,6 m. de potencia, dentro de los cuales puede haber cuerpos cuneiformes de hasta 0,5 m. de potencia. En ocasiones muestran laminación cruzada de *ripples*.

Las calizas aparecen en estratos tabulares de 0,1 a 0,2 m. de potencia, a veces asociados en niveles de 0,2 a 0,35 m. Consisten en facies bioturbadas y, en menor medida, masivas, con texturas *wackestone* y *wackestone-mudstone* de gasterópodos, caráceas y/u ostrácodos; también contienen restos vegetales carbonosos y materia orgánica dispersa; tienen un característico olor fétido. La bioturbación es vertical

Estratigrafía

debida a raíces y es más intensa en las intercalaciones situadas hacia techo del tramo. Localmente incluyen nódulos centimétricos de yeso alabastrino.

El tramo muestra una evolución vertical granodecreciente.

Tramo 2: 3 m. de areniscas de tonos marrones.

El tamaño de grano varía de medio a fino. Se presentan como un paquete tabular, a la escala del afloramiento, con base canaliforme, en el que se diferencian niveles de 0,8 hasta 2 m. de potencia que contienen cicatrices erosivas suavemente canaliformes. Internamente, el nivel inferior muestra cuerpos sigmoidales de 0,3-0,4 m. de espesor, que en su interior exhiben estratificación cruzada. Sobre estos cuerpos de crecimiento lateral se reconoce estratificación cruzada en surco, en parte de relleno de canal. Hacia techo existe laminación cruzada de *ripples* y paralela.

Este paquete posee una evolución granodecreciente seguida de un granocrecimiento y finalmente un granodecrecimiento.

Tramo 3: 12,6 m. Alternancia de lutitas y margas marrones, naranjas, rojas y grises y areniscas grises y marrones, con intercalaciones de calizas grises y gris-rosáceas.

Las lutitas y margas forman intervalos masivos de 0,2 hasta alrededor de 5 m. de potencia. Hacia techo del tramo, las margas grises contienen abundantes gasterópodos.

Las areniscas son de grano fino y fino-medio. Se disponen en capas tabulares, de base horizontal, plana, de 0,15 a 0,3 m. de potencia. En general son masivas, aunque ocasionalmente se aprecia laminación cruzada de *ripples*.

Las calizas configuran dos estratos tabulares de 0,15 a 0,3 m. de potencia, que corresponden a facies bioturbadas. La textura es un *wackestone* de gasterópodos y caráceas, en donde también existen fragmentos carbonatados (calcáreos y lutíticos). La bioturbación es vertical, moderada. Se reconoce porosidad móldica.

El conjunto del tramo es granodecreciente.

Tramo 4: 12,8 m. Alternancia de margas y lutitas grises y marrones y calizas beigeas, blancas y grises. Dos partes del tramo están cubiertas.

Las margas y lutitas integran intervalos masivos de 0,1 hasta 5 m. de potencia.

Las calizas se disponen en niveles de 0,2 a 1,5 m. de potencia, compuestos por estratos tabulares de 0,1 hasta 1 m. de espesor. Constan tanto de facies masivas como bioturbadas. En ambas las texturas son similares: oscilan entre *mudstone* y *wackestone* de bioclastos (gasterópodos y/o caráceas) e incluyen fragmentos vegetales carbonosos. En ocasiones se conservan restos de laminación paralela en la base de los estratos. La bioturbación vertical puede llegar a ser intensa, especialmente hacia el techo de los estratos y/o niveles, y puede coexistir con "nodulización".

El conjunto del tramo muestra, aparentemente, un estratodecrecimiento de los niveles calcáreos. Está compuesto por secuencias decimétricas-métricas granodecrecientes (margas - calizas).

Consideraciones:

El perfil tiene una evolución vertical granocreciente-granodecreciente, con el máximo granulométrico en el tramo 2.

La cartografía fotogeológica indica que este perfil se sitúa estratigráficamente por debajo del perfil del Castillo de Sora.

Desde el punto de vista litoestratigráfico el perfil se asigna a la Formación Uncastillo (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970), aunque hacia techo muestra intercalaciones carbonatadas de la Formación Alcubierre (QUIRANTES, 1978).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 4: Unidad N₁

9.- Perfil de los Montes de Castejón (figura 2.64)

Situación:

Se ha levantado en la vertiente septentrional de los Montes de Castejón, en la Sierra de Baro, a lo largo de la carretera comarcal que comunica Castejón de Valdejasa y Sierra de Luna. La base se encuentra aproximadamente en el km. 32,800 y el techo en el Corral de la Contienda.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM717562

Techo: 30TXM697538

Descripción:

De base a techo se han establecido los tramos siguientes:

Tramo 1: 5 m. de lutitas marrones y marrones-grisáceas con intercalaciones de calizas grises y beige.

Las lutitas aparecen en paquetes masivos de 0,7 a 3 m. de potencia. En la base muestran rasgos de bioturbación.

Estratigrafía

Las calizas constituyen dos estratos 0,1 y 0,3 m. de potencia, tabulares a la escala del afloramiento. Se trata de facies masivas con textura *wackestone* de fragmentos de conchas y caráceas, más abundantes en la base de los estratos. También contienen restos vegetales carbonosos y, hacia techo, bioturbación vertical débil.

Tramo 2: 11,5 m. Alternancia de calizas de color gris, gris-rosáceo, beige y amarillo y margas y lutitas grises y marrones, con intercalaciones de areniscas grises y gris-verdosas.

Las calizas consisten en facies bioturbadas, masivas y laminadas.

Las calizas bioturbadas y masivas, generalmente de color gris, gris-rosáceo y beige, se disponen en estratos tabulares de 4-5 cm. hasta 0,2 m. de potencia, en ocasiones agrupados en niveles de hasta 0,45 m. Las texturas de ambas facies son semejantes: varían de *mudstone* a *wackestone*, aunque localmente existen acumulaciones de tipo *packstone*. Los componentes son esencialmente bioclásticos (gasterópodos, ostrácodos y caráceas). Ocasionalmente se preserva laminación paralela (no detrítica). La bioturbación es vertical, de raíces, y a veces es muy intensa. Hacia techo del tramo existe "nodulización". Localmente el techo de algunos niveles muestra pátinas ferruginosas.

Las calizas laminadas aparecen en niveles tabulares, a veces irregulares, de 0,1 hasta 0,5 m. de potencia. Presentan fundamentalmente laminación paralela debida a la alternancia de intervalos detríticos y de *mudstone*; esta organización puede encontrarse también como estratificación lenticular en la base de los niveles; en relación con estos niveles más groseros se reconocen superficies erosivas que dan lugar a acanaladuras en las facies bioturbadas subyacentes. Con frecuencia los intervalos detríticos contienen abundantes granos carbonatados y en ocasiones originan láminas de tipo *wackestone-packstone*.

Asociadas a estas facies se hallan incrustaciones estromatolíticas mameliformes y onduladas, de espesor centimétrico, así como pequeños biohermos (de hasta 0,2 m. de altura).

Las margas y lutitas configuran intervalos cuya potencia varía desde 3-4 cm. hasta 1,2 m. En general son masivas, aunque localmente muestran laminación paralela.

Las areniscas varían desde grano muy fino a medio-grueso. Forman estratos tabulares y lenticulares de 4-5 cm. hasta 0,25 m. Son masivas.

Este tramo está integrado por secuencias decimétricas-métricas granodecrecientes, caracterizadas por la sucesión areniscas y/o margas - calizas masivas y bioturbadas, y granocrecientes, compuestas por calizas laminadas - margas.

Tramo 3: 4,6 m. Alternancia de lutitas marrones (ocres) y rojas, localmente margas grises, y calizas grises.

Las lutitas y margas se presentan como dos paquetes masivos de alrededor de 0,6 y 3 m. de potencia. Lateralmente, el paquete inferior de lutitas pasa, en parte, a un cuerpo canaliforme de areniscas de grano medio-grueso, de hasta 2 m. de potencia.

Las calizas constituyen dos niveles tabulares de 0,2 y 0,8 m. de potencia; este último, situado en el techo del tramo, está compuesto por estratos tabulares de 0,1 a 0,35 m. de potencia. Corresponden a facies bioturbadas y masivas, con texturas que varían de *mudstone-wackestone* a *wackestone* de fragmentos de conchas (posiblemente gasterópodos) y/u oogonios de caráceas, en donde también existen restos vegetales carbonosos. Las facies masivas, débilmente bioturbadas, pasan verticalmente a calizas con perforaciones verticales, en las que también se observa "microcarstificación" de escaso desarrollo.

El tramo es granodecreciente y estratocreciente, aunque la parte final estratodecrece.

Tramo 4: 4 m. cubiertos.

Tramo 5: 16,3 m. Alternancia de lutitas marrones (ocres) y marrón-grisáceas, ocasionalmente grises, y calizas grises y beiges, con esporádicas intercalaciones de areniscas marrón-grisáceas. Existen algunos intervalos cubiertos.

Las lutitas configuran niveles masivos cuya potencia oscila entre 3-4 cm. y 2 m.

Estratigrafía

Las calizas aparecen en estratos tabulares de 4-5 cm. hasta 0,25 m. de potencia, con frecuencia asociados en paquetes de hasta 0,9 m. de espesor. Constan de facies bioturbadas y, en menor proporción, masivas, con texturas que oscilan de *mudstone* a *wackestone*, localmente llegan a *packstone-grainstone*, donde los componentes más asiduos son los bioclastos (fragmentos de gasterópodos, ostrácodos y/o caráceas) y, en ocasiones, los intraclastos (generalmente trozos micríticos, a veces organizados en láminas). También incluyen restos vegetales carbonosos. La bioturbación vertical es más intensa hacia el techo de los estratos y/o paquetes y puede ir acompañada de "nodulización". A menudo se aprecia porosidad móldica.

Las areniscas son de grano fino y fino-medio. Configuran dos niveles tabulares de 5 cm. y 0,4 m. de potencia. En este último se reconoce bioturbación vertical. En el de 5 cm. parte de los componentes son carbonatados.

El tramo no posee una evolución vertical definida. Está compuesto por secuencias decimétricas-métricas granodecrecientes, donde se suceden margas - calizas masivas y bioturbadas; en algunos casos hay areniscas en la base de estas secuencias.

Tramo 6: 16,3 m. Alternancia de lutitas y margas marrones, grises y beige y calizas beige, amarillas, blancas y grises, con raras intercalaciones de areniscas marrones. Hacia la base existe 1 m. cubierto.

Las lutitas y margas se presentan en niveles masivos de 4-5 cm. hasta 1,4 m. de potencia.

Las calizas se disponen en niveles aparentemente tabulares de 4-5 cm. hasta 1,2 m. de potencia. Constan de facies laminadas, masivas y bioturbadas.

Las calizas laminadas, de color beige, blanco y amarillo, aparecen en niveles tabulares de 4-5 cm. hasta alrededor de 1 m. de potencia. La base de algunos de ellos puede ser fuertemente erosiva. Las estructuras más comunes son la laminación paralela y la estratificación lenticular. A veces incluyen granos carbonatados (intraclastos) dentro de la fracción detrítica, los cuales pueden llegar a ser dominantes y formar láminas de hasta 4-5 cm., que corresponden a texturas próximas a *packstone*.

En relación con estas facies se hallan calizas estromatolíticas, mayoritariamente incrustaciones mameliformes y onduladas, de espesor centimétrico, y, en menor medida, pequeños biohermos (de 0,1-0,2 m. de altura).

Las calizas masivas y bioturbadas forman estratos tabulares de 4-5 cm. hasta 0,35 m. de espesor, que a veces se agrupan en conjuntos de hasta 1,2 m. La textura de ambas facies es similar: varía de *mudstone* a *wackestone* de bioclastos (fundamentalmente de gasterópodos y, a veces, de caráceas y ostrácodos). También pueden contener restos carbonosos. La bioturbación vertical puede ser intensa, sobre todo en el techo de los estratos y/o conjuntos de estratos, donde las facies masivas se encuentran en la base. Se aprecia "nodulización" y pátinas ferruginosas en el techo de algunos de ellos.

Hacia la base del tramo se identifica un estrato carbonatado tabular, a la escala del afloramiento, de 0,15 m. Es de color blanco y de aspecto pulverulento (*chalk*).

Las intercalaciones de areniscas se reducen a una lámina de 3-4 cm. de potencia, de grano fino y masiva.

El tramo posee una evolución ligeramente granocreciente y está compuesto por secuencias métricas granodecrecientes. Las secuencias de tercer orden, decimétricas a métricas, se caracterizan por la sucesión: lutitas - calizas, si bien existen también de tipo calizas (laminadas) - lutitas.

Tramo 7: 1,5 m. cubiertos.

Tramo 8: 6 m. de lutitas marrones, a veces naranjas, y margas grises y verdes.

Constituyen un paquete masivo, donde las lutitas se hallan en la base.

Tramo 9: 6,3 m. Alternancia de margas y lutitas grises y marrones y calizas beige, amarillas, blancas y grises, con una intercalación de areniscas marrón-grisáceas.

Las margas y lutitas integran niveles masivos de 6-7 cm. hasta alrededor de 1,5 m. de potencia.

Estratigrafía

Las calizas de tonos claros (beige, amarillo, blanco, gris claro-azulado) se presentan en niveles tabulares, a la escala del afloramiento, cuya potencia varía de 0,15 hasta alrededor de 0,5 m. Consisten en facies laminadas, esencialmente con laminación paralela y estratificación lenticular, a menudo *ripples* simétricos. Los intervalos detríticos que forman estas estructuras pueden contener intraclastos. En ocasiones, en la base de estos niveles se aprecia una capa irregular de 0,1 m. de potencia, erosiva sobre facies previas, donde los componentes mayoritarios son intraclastos (granos micríticos y estromatolíticos) y *coated grains*, así como bioclastos (caráceas y ostrácodos). Se han reconocido moldes de cristales lenticulares de yeso y colapsos microscópicos.

Asociadas a estas facies se desarrollan estromatolitos, como incrustaciones planares mameliformes y onduladas, de espesor centimétrico.

Las calizas de color gris y, ocasionalmente, beige, se disponen en estratos tabulares de 3-4 cm. a 0,2 m. de potencia. Se trata de facies masivas y bioturbadas con textura que oscila de *mudstone-wackestone* a *wackestone* de bioclastos (fragmentos de conchas, caráceas y ostrácodos). En ocasiones contienen granos de cuarzo dispersos. La bioturbación vertical aumenta progresivamente hacia techo de los estratos, sin llegar a ser muy intensa.

Las areniscas son de grano fino-medio. Aparecen en un estrato tabular de 0,3 m. de potencia, en el que no se reconocen estructuras sedimentarias visibles.

El tramo no muestra una evolución definida y está integrado por secuencias decimétricas-métricas granodecrecientes y granocrecientes.

Tramo 10: 15,7 m. Alternancia de lutitas y margas marrones, rojas, naranjas y grises, localmente verdes, y calizas grises, con esporádicas intercalaciones de areniscas grises. Hacia la mitad del tramo existe un metro cubierto.

Las lutitas y margas forman intervalos cuya potencia oscila entre 0,25 y 3,5 m. En general son masivas, aunque en algunos casos se aprecia laminación paralela y, especialmente hacia techo del tramo, bioturbación y "marmorización".

Las calizas configuran estratos tabulares de 4-5 cm. hasta 0,2 m. de potencia, que a veces se agrupan en paquetes de hasta 0,5 m. de espesor. Consisten fundamentalmente en facies bioturbadas y, en menor proporción, masivas. Las texturas son próximas a *mudstone*, localmente *wackestone*, de fragmentos de conchas. La bioturbación es vertical, debida a raíces; hacia techo del tramo estas perforaciones se encuentran ocupadas por lutitas verdes.

Las areniscas son de grano fino y constituyen una intercalación laminar de alrededor de 5 cm., masiva.

Este tramo posee una evolución general granodecreciente; está compuesto por secuencias decimétricas-métricas granodecrecientes, de tipo lutitas±margas-calizas, si bien existen otras que culminan con lutitas rojas o naranjas.

Tramo 11: 3,5 m. cubiertos.

Tramo 12: 18,8 m. Alternancia de margas marrones y grises, lutitas rojas y naranjas y calizas grises. En algunos sectores, parcialmente cubierto.

Las margas y lutitas integran paquetes tabulares de 0,25 hasta 7 m. de potencia. Son masivas y con frecuencia están bioturbadas. En la parte superior del tramo contienen gasterópodos y caráceas.

Las calizas conforman estratos tabulares cuya potencia varía desde 5 cm. hasta 0,3 m. En ocasiones las bases son irregulares. Consisten en facies masivas y bioturbadas, con textura de tipo *mudstone-wackestone* y *wackestone* de bioclastos (gasterópodos, enteros o rotos y/o caráceas). La bioturbación vertical se hace más intensa hacia techo de los estratos; se observa el paso vertical de facies masivas débilmente bioturbadas a calizas con perforaciones. También muestran porosidad fenestral y, muy localmente, pátinas ferruginosas.

El tramo no posee una evolución granulométrica definida, si bien es estratodecreciente con relación a las calizas.

Estratigrafía

Tramo 13: 15,9 m. Alternancia de calizas grises, beige y amarillas y margas grises y verdes, con escasas intercalaciones de areniscas marrones.

Las calizas se disponen en niveles tabulares de 4-5 cm. hasta 0,7 m. de potencia y constan de facies masivas, bioturbadas y laminadas.

Las calizas masivas y bioturbadas aparecen en estratos tabulares de 4-5 cm. hasta 0,5 m. de potencia, cuyas bases pueden ser irregulares; en su interior pueden mostrar superficies irregulares de variable continuidad lateral. Las texturas más frecuentes se hallan en torno a *wackestone*, aunque también las hay de tipo *wackestone-packstone*. Los componentes son fundamentalmente bioclastos (gasterópodos, caráceas y ostrácodos) y esporádicamente intraclastos (granos micríticos o trozos estromatolíticos). También contienen fragmentos vegetales carbonosos y granos de cuarzo dispersos. En muchos casos presentan materia orgánica dispersa y un olor fétido intenso. A menudo se aprecia el paso vertical de calizas masivas, débilmente bioturbadas, a calizas con perforaciones verticales. En el techo de algunos estratos se observa "nodulización" o pátinas ferruginosas.

Las calizas laminadas (de color beige, gris claro-azulado y amarillo) componen niveles tabulares de 0,1 hasta 0,3 m. de espesor. La estructura más común es la laminación paralela y, con menor asiduidad, la estratificación lenticular. La fracción detrítica de estas laminaciones puede estar formada, en algunos casos, por intraclastos y *coated grains*. En el paquete del techo del tramo existe un nivel detrítico de 4 a 7 cm. de espesor, con base erosiva, formado por intraclastos (fragmentos de las calizas infrayacentes y de estromatolitos) y *coated grains*. En el techo de este paquete, las calizas laminadas tienen "brechificación" incipiente y huecos irregulares de disolución.

En relación con las calizas laminadas existen incrustaciones estromatolíticas onduladas y mameliformes, de espesor centimétrico y escasa continuidad lateral.

Las margas forman intervalos cuya potencia oscila entre 4-5 cm. y 1,7 m. A veces son arenosas; localmente contienen restos fósiles (caráceas y gasterópodos) y pueden mostrar bioturbación.

Las areniscas son de grano fino y constituyen niveles laminares de 3-4 cm. a 0,15 m. de potencia sin estructuras sedimentarias visibles.

El conjunto del tramo no posee una evolución vertical definida, si bien está integrado por secuencias métricas granodecrecientes que culminan con facies bioturbadas. Las secuencias de tercer orden, de espesor decimétrico a métrico, son también granodecrecientes y están caracterizadas por la sucesión margas - calizas (laminadas o masivas - bioturbadas).

Tramo 14: 8,1 m. Alternancia de margas grises y marrones y calizas de tonos grises, con una intercalación de areniscas grises.

Las margas constituyen niveles tabulares cuya potencia varía desde 4-5 cm. hasta 1,5 m. Son masivas y pueden estar bioturbadas.

Las calizas se presentan en estratos tabulares de 0,1 hasta 0,3 m. de potencia. Consisten en facies laminadas, masivas y bioturbadas.

Las calizas laminadas muestran laminación paralela debida a intercalaciones milimétricas detríticas, que también pueden originar estratificación lenticular, generalmente en la base de los estratos; en este caso, la base de éstos puede ser irregular y erosiva. Localmente existe laminación cruzada de *ripples*. Incluyen incrustaciones estromatolíticas de tipo mameliforme de espesor centimétrico y escasa continuidad lateral.

Las calizas masivas y bioturbadas corresponden a *wackestone*, *mudstone-wackestone* y, localmente, *packstone* de fragmentos de conchas (mayoritariamente de gasterópodos) y de caráceas. La bioturbación puede ser muy intensa, sobre todo hacia el techo de los estratos, donde también se aprecia, en algunos casos, "nodulización" y pátinas ferruginosas.

Las areniscas son de grano fino. Se trata de un paquete aparentemente tabular de 0,6 m. de potencia, sin estructuras visibles. Se encuentra hacia el techo del tramo.

En este tramo se identifican varias secuencias métricas granodecrecientes. Las secuencias de tercer orden, decimétricas-métricas, son también granodecrecientes, formadas por la sucesión de términos margas - calizas o areniscas - margas, aunque existen secuencias de tipo calizas (laminadas) - margas.

Tramo 15: 4,7 m. cubiertos.

Tramo 16: 12,5 m. Alternancia de calizas grises y beige-amarillentas y margas grises.

Las calizas aparecen en niveles tabulares de 0,1 a 1,3 m. de potencia, los cuales consisten en facies masivas, bioturbadas y laminadas.

Las calizas masivas y bioturbadas se disponen en estratos tabulares de pocos centímetros hasta 0,4 m. de potencia, a veces con las bases irregulares. Internamente muestran superficies irregulares, suavemente onduladas y de escasa continuidad lateral. Estos estratos pueden agruparse en paquetes tabulares, cuya potencia máxima es de 1,2 m. Muy localmente se preserva laminación paralela en la base de algunos de éstos, si bien puede encontrarse también en el techo. Las texturas de estas facies masivas y bioturbadas son similares: las más frecuentes son *wackestones* y, a veces, *packstones* de bioclastos (gasterópodos, enteros o rotos, caráceas y ostrácodos en proporciones variables). En ocasiones contienen granos de cuarzo dispersos y fragmentos vegetales carbonosos; estos últimos pueden constituir acumulaciones carbonosas milimétricas. Las facies masivas pasan verticalmente a bioturbadas. La bioturbación es vertical y se intensifica hacia el techo de los estratos y/o paquetes. En determinados casos va acompañada de "microcarstificación", "nodulización", pátinas ferruginosas y/o "marmorización" (ésta de escasa profusión).

Las calizas laminadas configuran niveles tabulares cuya potencia varía desde 0,2 hasta 0,5 m. y cuyas bases pueden ser erosivas sobre facies bioturbadas previas. La estructura más asidua es la laminación paralela y, con menor profusión, la estratificación lenticular, en ocasiones reconocible como *ripples* simétricos. Los intervalos detríticos que describen estas estructuras pueden ser en parte o en su mayoría de intraclastos, bioclastos y *coated grains*. Estos componentes localmente dan lugar a acumulaciones laminares de tipo *wackestone-packstone*, de hasta 0,15 m. de espesor, en las que se aprecia la existencia de *ripples* simétricos.

En relación con las facies laminadas se hallan incrustaciones estromatolíticas mameliformes u onduladas de espesor centimétrico y de escasa continuidad lateral.

Las margas forman intervalos masivos desde alrededor de 5 cm. hasta 1,6 m. de espesor. En ocasiones contienen fragmentos de conchas y bioturbación.

En este tramo se distinguen varias secuencias métricas granodecrecientes, que culminan con calizas bioturbadas y/o "carstificadas" y "nodulizadas". Dentro de éstas se diferencian secuencias decimétricas o métricas, también granodecrecientes, caracterizadas por la sucesión margas - calizas (masivas y/o bioturbadas), aunque también existen otras granocrecientes de tipo calizas laminadas - margas.

Tramo 17: 14,8 m. Margas grises y lutitas marrones y grises, esporádicamente rojas, con intercalaciones de calizas grises.

Las margas y lutitas integran paquetes masivos cuya potencia oscila entre 0,3 y alrededor de 6,7 m. Hacia la mitad superior del tramo existen varios niveles grises con abundantes gasterópodos y fragmentos vegetales carbonosos. Localmente exhiben rasgos de bioturbación.

Las calizas componen estratos tabulares de 0,2 a 0,5 m. de potencia, a veces con bases irregulares. Se trata de facies masivas y bioturbadas con texturas *mudstone-wackestone* a *wackestone* de gasterópodos y/o caráceas; normalmente las texturas más groseras son las de las facies masivas, las cuales pasan verticalmente a facies bioturbadas. La bioturbación vertical puede llegar a ser muy intensa.

El conjunto del tramo es aparentemente granocreciente.

Tramo 18: 18,5 m. Alternancia de margas grises, ocasionalmente marrones y calizas grises.

Las margas constituyen niveles masivos de 4-5 cm. hasta alrededor de 2 m. de potencia. En ocasiones contienen fósiles (fragmentos de gasterópodos, caráceas y restos de vertebrados). Suelen mostrar bioturbación.

Las calizas se presentan en estratos tabulares de alrededor de 5 cm. hasta 1 m. de potencia; las bases pueden estar suavemente onduladas e interiormente pueden mostrar superficies irregulares. A menudo los estratos se agrupan en paquetes de hasta 0,6 m. Se ha observado el paso lateral de un estrato

Estratigrafía

a varios más pequeños separados por lutitas. Consisten en facies masivas y bioturbadas, cuyas texturas son similares: las más comunes son *wackestone* y, a veces, *mudstone*. Los componentes son bioclastos: fragmentos de gasterópodos, ostrácodos y caráceas, que aparecen en proporciones variables. Las facies masivas pasan verticalmente a calizas bioturbadas. La bioturbación es vertical, a veces muy intensa, especialmente hacia techo de los estratos y/o paquetes, donde también puede haber pátinas ferruginosas. Con frecuencia se observa porosidad móldica.

El conjunto del tramo es granocreciente, si bien está compuesto por secuencias decimétricas-métricas granodecrecientes donde se suceden los términos margas - calizas (masivas - bioturbadas).

Consideraciones:

Este perfil posee una evolución vertical compleja: se organiza en varias macrosecuencias decamétricas granodecrecientes, que culminan con un predominio de las calizas (generalmente bioturbadas) sobre las lutitas y/o margas.

La cartografía fotogeológica ha permitido identificar en el techo del tramo 13 (límite entre los tramos 13 y 14) la ruptura entre las Unidades N₁ y N₂, de manera que los tramos 9 al 13 se corresponden aproximadamente con los tramos 4 al 6 del perfil del Castillo de Sora (el tramo 4 del Castillo de Sora equivale al paquete de calizas laminadas con estromatolitos del tramo 9 del perfil de los Montes de Castejón). Las calizas laminadas del techo de la Unidad N₁ se reconocen con diverso grado de "brechificación" y presencia de oquedades en todo el sector Norte de los Montes de Castejón; hacia el Monte de Sora y El Ginebral contienen yesos nodulares.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, este perfil pertenece a la Formación Alcubierre (Miembros Castellar y Castejón) de QUIRANTES (1978).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 13: Unidad N₁
- Ruptura sedimentaria de tipo 3
- Tramos 13 al 18: Unidad N₂

10.- Perfil de Zuera (figura 2.65)

Situación:

Se ha levantado en los alrededores de Zuera. La base se encuentra al Norte de esta localidad, en la cantera de yeso del Barrio El Campillo. El techo se sitúa aproximadamente a 1 Km. al Oeste de Zuera, en el cerro de cota 382.

Las coordenadas UTM son aproximadamente:

Base: 30TXM838390

Techo: 30TXM821377

Descripción:

Se han establecido, de base a techo, los siguientes tramos:

Tramo 1: 4 m. de yesos blancos con intercalaciones de calizas margosas beige y margas beige.

Los yesos son microcristalinos, de tipo alabastrino. Se disponen en capas tabulares de 2-3 cm. hasta 0,2 m. de potencia, constituidas por nódulos (de hasta 0,2 m. de diámetro) y, en menor proporción, micronódulos.

Las calizas margosas forman estratos tabulares de pocos centímetros hasta 0,2 m. de potencia; a menudo son muy irregulares por el desarrollo de yeso. Corresponden a *mudstone* y son masivas.

Las margas aparecen intervalos de 0,1-0,2 m. de espesor. Son masivas.

En este tramo se reconoce la presencia de secuencias decimétricas o métricas caracterizadas por un estratocrecimiento de las capas de yeso, a la vez que un aumento del tamaño de los nódulos hacia techo. El conjunto del tramo muestra también esa evolución.

Tramo 2: 12,2 m. Alternancia de yesos blancos y calizas margosas beige con intercalaciones de margas beige y marrón claro.

Los yesos son microcristalinos, de tipo alabastrino. Se presentan en capas tabulares, a veces irregulares, cuya potencia varía entre 1-2 cm. y 0,5 m. En su mayoría están compuestas nódulos (de hasta 0,3 m. de diámetro) y micronódulos. En otras ocasiones el yeso no es nodular. En estos últimos, así como en el caso del yeso micronodular o de hasta 2-3 cm. de diámetro es frecuente la laminación paralela, a menudo con finas láminas de calizas margosas entre las láminas de yeso. De manera local, en la base del tramo, el yeso no nodular constituye lentículas centimétricas dentro de las calizas margosas o margas. Ocasionalmente, el yeso nodular tiene aspecto enterolítico.

Las calizas margosas configuran estratos tabulares, comúnmente irregulares por ser el sedimento huésped del yeso, cuya potencia varía entre 1-2 cm. hasta 0,6 m. La estructura más usual es la laminación dada por finas intercalaciones detríticas.

Localmente, estas calizas margosas están asociadas a incrustaciones estromatolíticas mameliformes y onduladas de espesor centimétrico y escasa continuidad lateral.

Las margas constituyen intervalos masivos cuya potencia oscila entre 4-5 cm. y 0,3 m.

Estratigrafía

En este tramo se aprecia la existencia de secuencias decimétricas-métricas estratocrecientes y/o granodecrecientes, caracterizadas por la sucesión: margas-yesos laminados-yesos nodulares, con intercalaciones de calizas margosas; el estratocrecimiento suele ir acompañado de un aumento del tamaño de los nódulos de yeso hacia techo.

Tramo 3: 0,7 m. cubiertos.

Tramo 4: 13,4 m. de yesos blancos con intercalaciones de calizas margosas beige y de escasas margas beige y verdes.

Los yesos son microcristalinos, de tipo alabastrino, y, de manera esporádica, macrocristalinos y fibrosos. Se disponen en capas tabulares, a veces irregulares, de 3-4 cm. hasta 0,4 m. de potencia, constituidas por nódulos de hasta 0,35 m. de diámetro y micronódulos (de hasta 1-2 cm. de diámetro). Estos últimos y los nodulares de hasta 3-4 cm. suelen exhibir laminación paralela, en ocasiones ondulada, con frecuentes intercalaciones milimétricas de calizas margosas.

Los yesos macrocristalinos aparecen hacia techo del tramo, formando parte de capas potentes de yesos nodulares.

Los yesos fibrosos forman un nivel de alrededor de 0,2 m. de potencia, situado en la mitad inferior del tramo. En él se aprecia laminación paralela debida a la alternancia de láminas de yeso y de caliza margosa, esta última con restos vegetales.

Las calizas margosas se presentan en estratos tabulares de alrededor de 0,1 hasta 0,5 m. de potencia. A menudo son irregulares debido al crecimiento de los nódulos de yeso, de los cuales constituyen el sedimento huésped. Corresponden a facies laminadas donde domina la laminación paralela (finas intercalaciones detríticas). De forma ocasional, la laminación viene dada por láminas milimétricas de yeso microcristalino dentro de la caliza. Hacia la base del tramo se observa la existencia de moldes de cristales tova en su interior. En otros caso, las calizas tienen aspecto oqueroso o de carniola.

Las margas se limitan a dos niveles masivos de alrededor de 0,2 m. de espesor, en los que puede haber nódulos centimétricos de yeso alabastrino.

El tramo no muestra una evolución granulométrica precisa. Está integrado por secuencias decimétricas-métricas estratocrecientes, que pueden comenzar con yesos micronodulares laminados y culminar con nódulos de hasta 0,35 m. de diámetro. Las margas son visibles en la base de algunas de estas secuencias, mientras que las calizas se hallan intercaladas en cualquiera de los tipos de yeso presentes, siendo más potentes hacia techo de las secuencias.

Tramo 5: 5,7 m. Alternancia de yesos blancos y margas y lutitas de color beige y marrón, con raras intercalaciones de calizas margosas beige.

Los yesos son microcristalinos (alabastrinos y sacaroideos) y, esporádicamente, macrocristalinos. Constituyen capas tabulares, a veces irregulares, cuya potencia varía desde 0,1 hasta 1 m. Pueden ser micronodulares, nodulares (de hasta 0,4 m. de diámetro) o no nodulares. Estos últimos y los micronodulares muestran laminación paralela y cruzada de *ripples*.

Los yesos macrocristalinos forman una capa de alrededor de 0,2 m. de potencia, donde los cristales no superan 1 ó 2 cm. de longitud.

Las margas y lutitas configuran intervalos masivos de alrededor de 0,1 m. hasta 1 m. de potencia. Internamente pueden contener nódulos dispersos o capas discontinuas de nódulos de yesos.

Las intercalaciones de calizas se restringen a finos niveles (de menos de 0,1 m. de espesor) tabulares con laminación paralela (facies laminadas) o masivas.

En el conjunto del tramo se aprecia la presencia de secuencias decimétricas-métricas estratocrecientes (yesos laminados-yesos nodulares masivos) y/o granodecrecientes (margas o lutias-yesos nodulares ± calizas margosas).

Tramo 6: 1,4 m. cubiertos.

Estratigrafía

Tramo 7: 2,3 m. parcialmente cubiertos. Se reconoce la presencia de lutitas marrones y yesos blancos.

Las lutitas aparecen en dos niveles de 0,3 y 0,5 m. de potencia visible. Se identifica laminación paralela en uno de ellos.

Los yesos tienen textura microcristalina (alabastrinos y sacaroideos) y macrocristalina. Los primeros se disponen en capas tabulares, irregulares, de espesor centimétrico hasta 0,15 m., integradas por nódulos (de 3-4 cm. hasta 0,1 m. de diámetro) y micronódulos. En las capas de micronódulos se aprecia laminación paralela incipiente. Los yesos macrocristalinos componen un nivel de alrededor de 0,2 m. de potencia.

Tramo 8: 2,5 m. cubiertos.

Tramo 9: 0,9 m. de yesos blancos y lutitas marrones y verdes.

Los yesos son microcristalinos, alabastrinos. Se presentan en capas tabulares de hasta 0,1 m. de potencia constituidas por nódulos centimétricos.

Las lutitas forman un nivel masivo situado en la base del tramo, de alrededor de 0,4 m. de potencia visible. Las de color verde se hallan sobre las marrones.

Tramo 10: 0,9 m. parcialmente cubiertos. Localmente afloran yesos blancos nodulares y micronodulares.

Tramo 11: 1,4 m. cubiertos.

Tramo 12: 5,5 m. de yesos blancos con intercalaciones de lutitas y calizas margosas beigeas, con numerosos intervalos cubiertos.

Los yesos tienen textura microcristalina (alabastrinos). Configuran capas tabulares, a veces lenticulares, con frecuencia irregulares, de espesor centimétrico hasta de alrededor de 0,2 m., compuestas por nódulos (de 4-5 cm. hasta 0,15 m. de diámetro) y, en menor proporción, micronódulos.

Las lutitas aparecen en niveles masivos de 0,1 a 0,2 m. de potencia.

Las calizas componen estratos tabulares o lenticulares de espesor centimétrico. Son masivas.

El tramo en conjunto no exhibe una evolución definida.

Tramo 13: 1 m. cubierto.

Tramo 14: 2 m. parcialmente cubiertos. Se observa la existencia de yesos blancos.

Son microcristalinos (alabastrinos y sacaroideos, muy alterados) y se presentan en dos niveles tabulares de 0,6 y 0,2 m. de potencia visible, cuya estructura es nodular (nódulos centimétricos) y micronodular. En el más potente se aprecia laminación paralela poco definida.

Tramo 15: 2,3 m. de yesos blancos con intercalaciones de margas y margas calcáreas beigeas.

Los yesos son microcristalinos (alabastrinos y, a veces, sacaroideos). Forman capas aparentemente tabulares cuyo espesor varía de centimétrico a alrededor de 0,2 m. Están compuestas por nódulos de hasta 0,1 m. de diámetro.

Las últimas capas de este tramo configuran superficies cóncavas de amplitud métrica.

Las margas y margas calcáreas aparecen en intervalos masivos de alrededor de 0,1 hasta 0,2 m. de potencia.

El tramo no muestra una evolución definida, si bien se reconocen secuencias decimétricas caracterizadas por la sucesión margas-yesos.

Consideraciones:

Este perfil no muestra una evolución vertical precisa. Las calizas laminadas y los yesos con laminación son más frecuentes en la mitad inferior del mismo.

Los tramos 9 al 14 se correlacionan mediante fotogeología con los tramos 1 y 2 del perfil de Pusibirón.

La cartografía fotogeológica indica que este perfil queda incluido en la Unidad N₁.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, el perfil pertenece a la Formación Zaragoza (Yesos de Alfocea) de QUIRANTES (1978).

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 15: Unidad N₁

11.- Perfil de Pusibirón (Figura 2.66)

Situación:

Este perfil se ha realizado al Noroeste de Zuera. Comienza en la Val de la Horca, a alrededor de 3 Km. de Zuera y termina en el vértice Pusibirón.

Las coordenadas U.T.M. aproximadas son:

Base: 30TXM803391

Techo: 30TXM793406

Descripción:

De base a techo se han distinguido los tramos siguientes:

Tramo 1: 7,9 m. Alternancia de lutitas y margas marrones y grises y calizas y calizas margosas de color beige-gris claro, gris y amarillo, con intercalaciones de yesos blancos y marrón-rojizos y de areniscas grises y marrones.

Estratigrafía

Las lutitas y margas aparecen en intervalos cuya potencia oscila entre 0,2 y 1 m. Suelen mostrar laminación paralela.

Las calizas y calizas margosas se disponen en niveles tabulares de 0,1 hasta 1,6 m. de potencia. Consisten mayoritariamente en facies laminadas y, en menor medida, facies masivas y bioturbadas.

Las laminadas constituyen capas de 0,1 hasta 1,1 m. de potencia, donde la estructura dominante es la laminación paralela debida a intercalaciones detríticas milimétricas, esencialmente arenosas o, en ocasiones, de granos carbonatados (intraclastos). Dentro de estas calizas puede haber niveles discontinuos de yesos nodulares. También se hallan incrustaciones estromatolíticas mameliformes de espesor centimétrico.

Las facies masivas y bioturbadas, que corresponden a las calizas de color gris, forman dos estratos tabulares de 0,2 y 0,3 m. de potencia. La textura se encuentra en torno a *wackestone* de bioclastos (caráceas y/u ostrácodos), aunque en la base de uno de ellos existen acumulaciones locales de tipo *packstone*. Estas facies se sitúan sobre calizas laminadas; se reconoce un paso gradual de las calizas masivas, débilmente bioturbadas, a la facies con perforaciones verticales.

Los yesos son microcristalinos: el de color blanco es alabastrino y el marrón-rojizo es de aspecto acaramelado. El alabastrino se dispone en capas tabulares, a veces irregulares, de 0,1-0,2 m. de espesor, que en algunos casos se agrupan en paquetes de hasta 0,5 m. de potencia. Están compuestas por nódulos de diámetro centimétrico.

El yeso de aspecto acaramelado constituye un estrato aparentemente tabular, de hasta 12 cm. de potencia (ésta varía localmente). Se aprecia laminación paralela y ondulada, originada por la alternancia de láminas y lenticulas de yeso de color rojizo y láminas lutíticas de color marrón claro.

Las areniscas son de grano fino y tienen cemento de yeso. Se trata de niveles tabulares de 5 a 15 cm. de potencia, masivos o con laminación cruzada de *ripples*.

Este tramo está compuesto por secuencias decimétricas-métricas granodecrecientes, caracterizadas por la ordenación: margas o lutitas±areniscas-calizas; sobre estas últimas puede haber yesos.

Tramo 2: 4,6 m. de margas grises y marrones.

Consisten en un paquete masivo en el que alternan los colores gris y marrón. Incluyen capas discontinuas de yeso nodular de hasta 0,4 m. de potencia, así como nódulos de yeso dispersos, los cuales son más abundantes y de mayor tamaño hacia el techo del tramo, donde alcanzan 0,2 m.

Tramo 3: 11,4 m. Alternancia de yesos blancos y margas y lutitas de color beige, marrón claro, amarillo y gris, con intercalaciones de calizas y calizas margosas beiges, ocasionalmente marrón-grisáceas.

Los yesos son microcristalinos (alabastrinos) y macrocristalinos. Los primeros se disponen en capas tabulares de alrededor de 0,1 hasta 0,45 m. de potencia, compuestas por nódulos cuyo diámetro varía desde centimétrico hasta 0,4 m. Hacia techo incluyen nódulos de sílex, de diámetro centimétrico y con morfología en coliflor. Los macrocristalinos aparecen en niveles tabulares de 0,3 a 0,4 m. de potencia; a veces incluyen nódulos de yeso alabastrino. Son masivos. El tamaño de los cristales puede ser de hasta 10-15 cm. de longitud.

Las margas y lutitas configuran intervalos masivos de pocos centímetros hasta 0,3 m. de potencia.

Las calizas y calizas margosas se presentan en estratos tabulares, en ocasiones lenticulares o muy irregulares debido al desarrollo de yeso; su potencia oscila entre 4-5 cm. y 0,5 m. Corresponden a facies laminadas con laminación paralela dada por intercalaciones detríticas milimétricas; en algunos casos esta laminación no es aparente. Localmente existen incrustaciones estromatolíticas mameliformes silicificadas. Hacia techo del tramo se identifica un estrato de calizas de color marrón-grisáceo, masivo, con textura *mudstone-wackestone* de gasterópodos.

En este tramo se observa la presencia de secuencias decimétricas-métricas granodecrecientes determinadas por la sucesión: margas-calizas, si bien la existencia de yeso puede enmascarar estos términos.

Estratigrafía

Tramo 4: 6,7 m. de calizas y calizas margosas beige y grises con intercalaciones de margas verdes, escasos yesos blancos y, muy localmente, dolomías verdosas.

Las calizas y calizas margosas constituyen niveles tabulares de 4-7 cm. hasta 1,2 m. de potencia. Consisten en facies laminadas, masivas y bioturbadas.

Las calizas y calizas margosas de color beige presentan laminación paralela debida a intercalaciones detríticas milimétricas, generalmente arenosas y, a veces, de granos carbonatados (intraclastos y bioclastos). En algunos casos esta laminación está ausente. Hacia la mitad del tramo, uno de los niveles muestra aspecto oqueroso y áreas "brechificadas", así como nódulos centimétricos de sílex y yeso en coliflor (facies de costras); en este nivel hay superficies aparentemente canaliformes y grietas longitudinales oblicuas a la estratificación, que se hallan rellenas del mismo sedimento que la roca encajante. En el resto de los niveles también puede haber nódulos centimétricos de sílex y, localmente, moldes de cristales lenticulares de yeso.

En la mitad superior del tramo, asociadas a las facies laminadas se reconoce el desarrollo de incrustaciones estromatolíticas mameliformes y onduladas, de espesor centimétrico y escasa continuidad lateral.

Las calizas masivas y bioturbadas se presentan en estratos tabulares de 0,1 a 0,2 m. de espesor, que a veces se agrupan en niveles de hasta 0,4 m. Corresponden a *wackestone* y, localmente, *packstone* de bioclastos (gasterópodos, enteros o rotos, caráceas y ostrácodos, en proporciones variables) y/o intraclastos (fragmentos calcáreos y de estromatolitos). En la base de algunos estratos se conserva laminación paralela (no detrítica).

Las margas forman intervalos masivos cuya potencia varía entre 0,1 y 0,6 m.

Los yesos son microcristalinos, de tipo alabastrino. Aparecen en capas tabulares, irregulares, en ocasiones discontinuas, de 0,1-0,2 m. de espesor, compuestas por nódulos de diámetro centimétrico.

Las dolomías configuran un nivel laminar de 5-6 cm. de potencia, situado en la base del paquete de calizas laminadas oquerosas y con "brechificación".

El tramo en conjunto tiene evolución granodecreciente. Está integrado por secuencias decimétricas-métricas granodecrecientes caracterizadas por la sucesión de margas-calizas (laminadas y/o masivas y/o bioturbadas).

Tramo 5: 16,8 m. Alternancia de yesos blancos y calizas y calizas margosas beige y grises con intercalaciones de margas y margas calcáreas beige y verdes y, muy localmente, de dolomías grises y de areniscas naranjas.

Los yesos son mayoritariamente microcristalinos (alabastrinos y sacaroideos) y, en menor proporción, macrocristalinos. Los primeros son nodulares (de diámetro centimétrico a 0,3 m.) y micronodulares. Se disponen en estratos tabulares, a veces lenticulares, de 6-7 cm. hasta 1 m. de potencia. Los macrocristalinos, con cristales de hasta 15 cm. de longitud, aparecen en capas tabulares de 0,2 a 0,5 m. de potencia, donde generalmente coexisten con el yeso microcristalino nodular. Se sitúan en la mitad inferior del tramo.

Las calizas y calizas margosas se presentan en niveles tabulares y lenticulares, generalmente irregulares, de 5-6 cm. hasta 0,7 m. de potencia. Corresponden en su mayoría a facies laminadas con laminación paralela (finas intercalaciones detríticas dentro de una textura *mudstone*). En algunos casos esta laminación no es aparente o carece de intervalos detríticos. De manera ocasional se observa laminación cruzada de *ripples*. Uno de los niveles tiene aspecto oqueroso y muestra "brechificación", así como nódulos centimétricos de sílex y yeso.

Hacia la mitad superior del tramo se reconoce un estrato tabular de 0,2 m. de espesor, que consiste en facies masivas en la base y bioturbadas en el techo, ambas con textura *mudstone-wackestone*. Las perforaciones verticales de la bioturbación pueden contener yeso micronodular.

Las margas y margas calcáreas configuran intervalos masivos de 6-7 cm. hasta 0,3 m.

Las dolomías forman un nivel aparentemente tabular de alrededor de 0,2 m. de potencia. Son masivas. Se hallan en la base del nivel de calizas laminadas con aspecto oqueroso (facies de costras).

Estratigrafía

Las areniscas son de grano fino. Se trata de un estrato laminar de alrededor de 0,1 m. de potencia, en el que se aprecia laminación paralela y nódulos centimétricos de yeso.

En este tramo no se reconoce una evolución granulométrica definida. Está compuesto por secuencias decimétricas-métricas formadas por margas o margas calcáreas-calizas-yesos.

Tramo 6: 3,3 m. de calizas beigeas, blancas y grises y margas beigeas.

Las calizas beigeas y blancas constituyen un paquete tabular de 1,8 m. de potencia, en el que se diferencian varios niveles decimétricos también tabulares. La estructura dominante es la laminación paralela debida a la alternancia de intervalos detríticos milimétricos, a veces de 1-2 cm. y de intervalos calcáreos (*mudstone* o *wackestone* de caráceas esencialmente). Los primeros también pueden incluir granos carbonatados entre los detríticos. Localmente existe "brechificación", huecos de disolución de evaporitas y nódulos centimétricos de yeso-sílex con morfología en coliflor (facies de costra). Hacia techo se observa bioturbación vertical débil.

Las calizas grises se presentan en un paquete tabular de alrededor de 1,2 m. de espesor, situado sobre las facies laminadas. Está compuesto por estratos también tabulares, de potencia variable entre 7 cm. y 0,2 m. Corresponden a facies masivas y bioturbadas, con textura similar: *wackestone*, localmente puede ser *packstone*, de bioclastos (fragmentos de conchas, gasterópodos y ostrácodos, en proporciones variables). Se reconoce el paso gradual vertical de calizas masivas, débilmente bioturbadas, a calizas con perforaciones verticales, más intensas hacia el techo del tramo.

Las margas conforman un nivel masivo de 0,3 m. de potencia en la base del tramo.

El tramo en conjunto es granodecreciente y estratocreciente.

Tramo 7: 1,2 m. parcialmente cubiertos. Localmente afloran calizas margosas amarillas y margas de color marrón-beige.

Las calizas forman dos estratos aparentemente tabulares, de alrededor de 0,1 m. de potencia visible. Son masivas.

Las margas integran un nivel masivo de 0,25 m. de espesor visible.

Tramo 8: 3,5 m. Alternancia de calizas grises y beigeas y margas grises y verdes.

Las calizas se disponen en niveles tabulares de 0,2 a 0,8 m. de potencia integrados por estratos también tabulares de 0,1 a 0,3 m. de espesor. Consisten en facies bioturbadas y, en menor medida, masivas; las texturas de ambas son similares: *mudstone-wackestone* y *wackestone* de bioclastos (fundamentalmente caráceas y fragmentos de conchas, posiblemente de gasterópodos). Estos componentes pueden estar agrupados en láminas dando lugar a laminación paralela milimétrica o centimétrica. La bioturbación es vertical de raíces y se hace más intensa hacia techo de los estratos; las facies masivas tienen bioturbación débil y pasan verticalmente a las calizas con perforaciones.

Las margas aparecen en niveles masivos cuya potencia varía entre 0,1 y 0,2 m.

El tramo no ofrece una evolución granulométrica precisa. Se observa la existencia de secuencias decimétricas formadas por la sucesión margas-calizas (masivas y/o bioturbadas).

Tramo 9: 4,5 m. parcialmente cubiertos. A lo largo del tramo afloran calizas y margas grises.

Las calizas se presentan en estratos aparentemente tabulares de 0,1 a 0,2 m. de potencia. Se trata de facies masivas y bioturbadas con textura *mudstone-wackestone* y *wackestone* de bioclastos. La bioturbación vertical de raíces es moderada.

Las margas son visibles hacia techo del tramo, constituyendo un nivel masivo de alrededor de 0,2 m. de espesor.

Consideraciones:

Los tramos 1 al 5 muestran una evolución vertical granodecreciente, con disminución del contenido en margas y lutitas y predominio de los yesos con intercalaciones de calizas hacia techo. Los tramos 6 al 9 no permiten establecer una evolución precisa.

Los tramos 1 y 2 se corresponden aproximadamente con los tramos 9 al 14 del perfil de Zuera.

El límite entre los tramos 5 y 6 se correlaciona fotogeológicamente y por la similitud de las características litológicas y de evolución del perfil con el límite entre las Unidades N₁ y N₂ reconocido en los Montes de Castejón.

Desde el punto de vista litoestratigráfico los tramos 1 al 5 se incluyen en la Formación Zaragoza (Yesos de Remolinos o Alfocea) de QUIRANTES (1978) y los tramos 6 al 9 en la Formación Alcubierre de este mismo autor.

Resumen del perfil:

- Tramos 1 al 5: Unidad N₁
- Ruptura sedimentaria de tipo 3
- Tramos 6 al 9: Unidad N₂

2.2.3.3. Consideraciones sobre la estratigrafía de los Montes de Castejón y sus estribaciones

El estudio estratigráfico de los materiales de los Montes de Castejón y de sus estribaciones ha hecho posible diferenciar dos Unidades Tectosedimentarias. Las características litológicas y evolutivas permiten correlacionarlas con las Unidades N₁ y N₂ establecidas en la Sierra de Alcubierre y sus alrededores. Por otra parte, a pesar de no existir continuación física entre estos dos relieves montañosos, pues quedan separados por el río Gállego y sus depósitos cuaternarios, las unidades litológicas más bajas de estos dos sectores llegan a estar muy próximas físicamente en las inmediaciones del río Gállego y su correlación no es difícil. Además, el seguimiento de líneas de capa en fotografía aérea en sectores septentrionales adyacentes confirma esta correlación.

La distribución espacial de estas Unidades aparece en la figura 2.55. La Unidad N₁ ocupa buena parte de este sector, aunque los depósitos cuaternarios reducen considerablemente su área de afloramiento. La Unidad N₂ presenta una extensión de afloramiento importante: se extiende desde el vértice Puntaza o Caldero (al Noreste de Remolinos) hasta el Monte de Sora-Sierra de Baro.

El corte geológico de la figura 2.67, cuya situación se halla en las figuras 2.34 y 2.55, muestra la distribución de estas Unidades y sus facies.

En la figura 2.68 se encuentra la correlación de algunos de los perfiles sintéticos representativos de este sector. En esta figura se ha representado la evolución vertical de las Unidades: sólo se conoce parte de la Unidad N₁, pues en ninguno de los perfiles realizados en este sector se ha localizado su base. Esa parte superior muestra una evolución general granodecreciente formada, a su vez, por macrosecuencias también granodecrecientes.

Por debajo de los perfiles representados en la figura 2.68, las observaciones de campo y el estudio fotogeológico de las unidades litológicas más bajas del sector de los Montes de Castejón y sus alrededores han permitido localizar un máximo relativo dentro de la evolución de la N₁ (perfil del Corral de las Agudas), a partir del cual se produce el granodecrecimiento que se registra en los perfiles realizados en este sector. Este máximo granulométrico relativo se ha reconocido a lo largo de la vertiente septentrional de los Montes de Castejón y al Noreste de Remolinos. Este máximo se correlaciona con el que existe al Noreste de la hoja de Ejea de los Caballeros (en Monlora) y con el reconocido en la hoja de Luna. Su posición estratigráfica y su significado en la evolución de la Unidad N₁ son idénticos a los del máximo granulométrico que se identifica en la vertiente Norte de la Sierra de Alcubierre. Corresponde, por tanto, al límite entre las megasecuencias

U₃² y U₃³ del sector septentrional. Del mismo modo que en el sector de la Sierra de Alcubierre, este límite se ha representado en el mapa de la figura 2.55.

A partir de estas figuras se observa que la Unidad N₁ presenta importantes cambios laterales de facies, principalmente en las direcciones N-S y E-O. En la vertiente septentrional de los Montes de Castejón, la Unidad N₁ consta de depósitos carbonatados (calizas y margas) con intercalaciones detríticas (lutitas y/o areniscas), que hacia el Sur pasan a facies yesíferas con intercalaciones de lutitas y escasas calizas, si bien en la porción suroriental existen depósitos carbonatados hacia techo de la Unidad (Calizas del Castellar de QUIRANTES, 1978). En sentido E-O se reconoce un aumento de los sedimentos detríticos (lutitas y/o areniscas) hacia el Oeste.

Con referencia a las variaciones de potencia de esta Unidad parece que no existen cambios importantes en los perfiles estudiados.

La evolución vertical de la Unidad N₂ es granodecreciente y está constituida por macrosecuencias también granodecrecientes y generalmente estratocrecientes.

La Unidad N₂ está constituida fundamentalmente por calizas y margas. La relativa homogeneidad de los tipos de calizas (esencialmente calizas masivas y bioturbadas) no permite hacer diferenciaciones cartográficas. Tan sólo cabe señalar que las calizas laminadas son más abundantes en la parte septentrional y, en especial, en la parte inferior de la Unidad. Hacia el Sur, las calizas laminadas son muy escasas y predominan las masivas y/o bioturbadas.

Los perfiles levantados no permiten deducir variaciones de potencia de la Unidad. La máxima potencia medida es la del perfil de Esteban, próxima a la reconocida en el área de San Caprasio. Las calizas del techo del perfil de Esteban se asemejan a las del final de la N₂ en la Sierra de Alcubierre por ser potentes y estratocrecientes. Es posible que el techo de este perfil esté próximo al techo de la Unidad. Por otra parte, a lo largo de la plataforma calcárea que se extiende desde el vértice Esteban hacia el Suroeste, en las partes más altas existen depósitos de lutitas ocre, naranjas y marrones que podrían corresponder al inicio de la Unidad N₃; no obstante, se trata de afloramientos aislados, con malas exposiciones que no permiten ver su relación con las calizas infrayentes, y de los que actualmente no existen datos paleontológicos para su datación, por lo que en este momento se considera arriesgado cartografiar esos depósitos lutíticos como Unidad N₃.

Con referencia al límite entre las Unidades N₁ y N₂, éste es una ruptura de tipo 3 (según la terminología de GONZALEZ *et al.*, 1988) que, desde el punto de vista litológico, se manifiesta de forma diferente en las áreas Norte y Sur de los Montes de

Estratigrafía

Castejón. En las vertientes oriental, occidental y gran parte de la meridional, esta ruptura se caracteriza por la desaparición de las facies yesíferas de la Unidad N₁ y el predominio de las carbonatadas en la Unidad N₂. En la vertiente septentrional, donde no existen facies yesíferas, y en algunas zonas de la meridional, donde el techo de la Unidad N₁ es carbonatado, las calizas y margas de la Unidad N₂ se disponen sobre facies de costras calcáreas, que alcanzan su máximo desarrollo en los alrededores de Castejón de Valdejasa.

2.3. CORRELACION Y CARACTERIZACION DE LAS UNIDADES TECTOSSEDIMENTARIAS

A lo largo de las descripciones de los perfiles de cada sector se ha ido realizando su correlación con los de áreas más vecinas y, finalmente, en el apartado de consideraciones sobre cada sector (2.1.3., 2.2.2.3. y 2.2.3.3) se muestra la cartografía de las Unidades (figuras 2.1, 2.34 y 2.55) y la correlación de los perfiles (figuras 2.31, 2.54, y 2.68) para cada uno de ellos. En dichos apartados se hacía también una breve reseña sobre el tipo de rupturas, disposición geométrica de los estratos, potencia y facies en cada Unidad.

Considerando la sucesión estratigráfica general, el punto de partida es el sector septentrional, donde se han diferenciado tres Unidades tectosedimentarias: U₁, U₂ y U₃. Estas U.T.S. son fundamentales complejas según la terminología de GONZALEZ *et al.* (1988), es decir, están limitadas por rupturas sedimentarias de tipo 1 y poseen una evolución cíclica, debida a la superposición de dos o más UTS elementales no fundamentales (megasecuencias de evolución de signo único). Hay que hacer la salvedad, no obstante, de que no se ha identificado el límite superior de la Unidad U₃.

En el sector meridional se han identificado, de forma independiente, tres Unidades tectosedimentarias que se designan N₁, N₂ y N₃. Estas unidades son fundamentales elementales según GONZALEZ *et al.* (*op. cit.*), es decir, están limitadas por rupturas sedimentarias de tipo 3 y poseen una evolución de signo único, aunque más o menos compleja. Ahora bien, tampoco se conoce en este caso el límite superior de la Unidad N₃.

La correlación entre el sector septentrional y el meridional se basa en la continuidad física de los materiales y en la similitud en cuanto a significado, en términos de dinámica sedimentaria, de determinados hitos de la evolución secuencial.

Con estos criterios, tan sólo la Unidad U₃ es reconocible en el sector meridional, donde se corresponde, al menos parcialmente, con la Unidad N₁: El máximo granulométrico del límite de las megasecuencias U₃²/U₃³, reconocido en el sector septentrional hasta los alrededores de Luna (perfil de Luna o en Monlora), se correlaciona con el máximo granulométrico relativo que se identifica hacia la parte central de la Unidad N₁, tanto en la vertiente Norte de los Montes de Castejón (perfil del Corral de las Agudas) como de la Sierra de Alcubierre (perfiles de Tardienta, Robres, Puig Ladrón, Albalatillo). Este evento en la evolución vertical tiene el mismo significado en ambas unidades: la "progradación" de sistemas aluviales de procedencia septentrional. Por debajo de este límite U₃²/U₃³, la megasecuencia U₃² tiene continuidad de afloramiento con la Unidad N₁.

A partir de estos hechos, la correlación entre el sector septentrional y el sector meridional, así como la evolución de las unidades, sus relaciones estratigráficas, potencias y facies se reflejan en la figura 2.69. La cartografía geológica se muestra en el mapa de la figura 2.70.

Como se acaba de decir, la Unidad U₃ se correlaciona con la Unidad N₁, por lo que podría establecerse una nomenclatura equivalente para las Unidades meridionales, es decir, N₁=U₃, N₂=U₄ y N₃=U₅. Sin embargo, se cree conveniente seguir manteniendo, por el momento, diferentes denominaciones -"U" para el sector septentrional y "N" para el meridional- por evitar confusiones y facilitar la comprensión del texto, pues el lector ya está familiarizado con el uso de esas dos siglas. Además, no se conocen equivalentes septentrionales de las Unidades N₂ y N₃. En el caso particular de la Unidad U₃ o N₁, ésta se denominará a partir de ahora U₃-N₁.

A continuación se exponen los aspectos esenciales de cada Unidad: área de afloramiento, litofacies, evolución y límites.

2.3.1. Unidad tectosedimentaria U₁

Afloramiento:

Se identifica en la parte más septentrional del área estudiada (figs. 2.1. y 2.70) a lo largo de una franja continua de orientación ONO-ESE, desde el cerro Palanga hasta los alrededores de la ermita de San Miguel de Liso, al Norte de Fuencalderas, y como un pequeño afloramiento en el barranco de Agüero.

Litofacies y evolución:

En el cerro Palanga, al Norte del vértice Puig Moné y al Norte de Biel está formada por conglomerados gris-marrones de clastos esencialmente de areniscas, que incluyen intercalaciones de areniscas o de areniscas y lutitas de color marrón. Estas últimas se extienden entre dichos cerros y al Noreste de Biel. En el barranco de Agüero sólo afloran conglomerados gris-marrón y marrón-rojizos de composición mayoritariamente calcárea.

La ordenación vertical de esta litofacies da lugar a una evolución cíclica, granodecreciente-granocreciente, reconocible en los perfiles de Luesia, Biel y Fuencalderas I (megasecuencias U₁¹ y U₁²). En el perfil de Agüero sólo se reconoce parte de la megasecuencia granocreciente U₁², que aquí se halla formada por al menos tres macrosecuencias granocrecientes.

La potencia de esta Unidad es de 550 m. en el perfil de Luesia, 350 m. en el de Biel y 430 m. en el de Fuencalderas I. En todos ellos, la megasecuencia granodecreciente inferior tiene una potencia más reducida que la superior. En Agüero la potencia visible es de alrededor de 100 m.

Las direcciones de paleocorrientes son compatibles con la distribución de litofacies, que señalan un área fuente septentrional.

Límites:

A lo largo de una franja ONO-ESE, desde el límite occidental del área de estudio hasta el sector de Fuencalderas, la unidad U₁ se apoya en aparente continuidad estratigráfica sobre la Formación Campodarbe (Unidad C). El límite es una ruptura de tipo 1 que viene dada por un cambio de signo en la evolución, de granocreciente a granodecreciente, acompañado o no por un salto granulométrico.

A lo largo de esta franja, los estratos se disponen de forma vertical o con buzamientos de más de 60°. En las márgenes del río Arba de Luesia y en Puig Moné, esta Unidad está en relación con un abanico de capas que se abre hacia el Sur, pero no existe, aparentemente, biselamiento de las capas de la Formación Campodarbe (figura 2.71A).

Al Norte de Fuencalderas, en relación con la discordancia sintectónica intra-Campodarbe (PUIGDEFABREGAS, 1975), términos cada vez más modernos de la unidad U₁ se apoyan en discordancia y con dispositivo en *onlap* hacia el Este sobre dicha formación, a la vez que cortan términos progresivamente más antiguos de la misma.

Inmediatamente al Este, cerca del Barranco de Reacuba, la unidad U₁ desaparece. La discontinuidad se produce, entonces, entre la Formación Campodarbe y la Unidad U₂, de la cual posiblemente falten los intervalos inferiores.

El afloramiento más oriental de la unidad U₁ se reconoce en Agüero, donde la megasecuencia U₁² se apoya, mediante una discordancia angular, con fuerte paleorrelieve, sobre la Formación Campodarbe.

El límite superior es otra ruptura de tipo 1, que se manifiesta por un cambio de signo de granocreciente a granodecreciente, dentro de una situación general de conformidad, a veces relacionada con abanicos de capas (Puig Moné). Sin embargo, en Agüero esta ruptura se manifiesta como una discordancia sintectónica entre la megasecuencia U₁², invertida en esta zona, y la unidad U₂ (figura 2.15A).

2.3.2. Unidad tectosedimentaria U2

Afloramiento:

Se reconoce al Norte del sector septentrional (figuras 2.1 y 2.70); ocupa una banda continua que se extiende desde la parte más occidental de dicho sector hasta las inmediaciones de Riglos. Al Norte de Uncastillo aflora como ojales gracias a una estructura anticlinal.

Litofacies y evolución:

Aproximadamente entre los vértices Selva y Cruz y en los alrededores de Bañón y Puig Moné, esta Unidad está formada por conglomerados de color gris y gris-marrón, con clastos mayoritariamente de areniscas, muy bien redondeados. Esta facies pasa lateralmente (en sentido longitudinal y transversal al margen de la cuenca) a areniscas grises y marrones y conglomerados grises, o a areniscas y lutitas marrones. En las inmediaciones de Agüero, al Norte de Murillo de Gállego y en Riglos, los conglomerados se presentan en masas de extensión discreta; son de color gris y gris-rojizo o marrón y los clastos son predominantemente calcáreos, con bajo grado de redondeamiento. Estas masas pasan rápidamente a areniscas y lutitas marrones, tanto en sentido longitudinal como transversal al margen actual de la cuenca.

Las direcciones de paleocorrientes son congruentes con la distribución de litofacies e indican procedencia septentrional.

La sucesión de estos materiales da lugar a una evolución vertical cíclica, granodecreciente-granocreciente, visible en los perfiles de Luesia y Plano de Campo Raso, en el de Fuencalderas II y III y en el de Agüero. El cambio de signo que se produce dentro de la Unidad es una ruptura sedimentaria de tipo 2, que separa las unidades elementales U₂¹ y U₂².

La potencia de esta Unidad es de alrededor de 450 m. en el río Arba de Luesia, 550 m. en el perfil de Fuencalderas II y III y 450 m. en Agüero, y va disminuyendo progresivamente desde aquí hacia el Este, hasta la desaparición de la Unidad en las inmediaciones de Riglos (figura 2.33).

Límites:



Figura 2.71A.- Unidades U_1 , U_2 y U_3-N_1 en el área de Puig Moné. Nótese el abanico de capas que forman los conglomerados de la Formación Uncastillo y la Campodarbe infrayacente (al fondo, área con más vegetación).



Figura 2.71B.- Conglomerados de la megasecuencia U_3^2 al Este-Noreste de Riglos discordantes sobre Calizas de Guara y otras formaciones de las Sierras de Exteriores.

En la mayor parte del sector septentrional la Unidad U₂ se dispone en aparente continuidad estratigráfica sobre la Unidad U₁. El límite entre ambas Unidades es una ruptura sedimentaria de tipo 1 (cambio de signo en la evolución de granocreciente a granodecreciente), relacionada con abanicos de capas que se abren hacia el Sur, visibles, por ejemplo, en los ríos Arba de Luesia y Arba de Biel (figuras 2.6 y 2.71A).

Desde el Norte de Fuencalderas hasta Riglos, la Unidad U₂ se apoya en discordancia sucesivamente sobre la Formación Campodarbe y sobre materiales marinos y transicionales del Terciario y Mesozoico.

Sólo en el Barranco de Agüero el límite inferior de esta Unidad se manifiesta como discordancia sintectónica sobre la Unidad U₁ (figura 2.15A).

Desde el Norte de Agüero hacia el Este, la Unidad U₂ está afectada por pliegues supraatenuados de dirección aproximada E-W (figura 2.15A).

El límite superior de la Unidad es otra ruptura sedimentaria de tipo 1 que se manifiesta como aparente continuidad estratigráfica en casi todo el sector. Esta ruptura está implicada en abanicos de capas, tanto en las proximidades al margen de la cuenca como en relación con el anticlinal de Uncastillo, en cuyo flanco Norte las Unidades U₂ y U₃ forman un abanico abierto al Norte y donde posiblemente hay biselamiento de capas de la Unidad U₂. Desde el Sur de Agüero hasta Riglos este límite se manifiesta como una discordancia sintectónica, en relación con pliegues anticlinales de orientación aproximada Este-Oeste. Estos anticlinales presentan vergencia Sur, que se va acentuando hacia el Este (figuras 2.1 y 2.15).

Justo en la localidad de Riglos existe un pequeño afloramiento de esta Unidad (figura 2.15D). La evolución vertical es granocreciente (megasecuencia U₂²). Estos conglomerados, presumiblemente, forman parte del flanco Sur de un sinclinal de eje E-O. Dicho sinclinal se observa en los conglomerados inmediatamente suprayacentes de la Unidad U₃, aunque con un buzamiento mucho menor, de manera que en este flanco la Unidad U₃ se encuentra discordante sobre los conglomerados de la Unidad U₂² previamente descritos (figura 2.15D).

2.3.3. Unidad tectosedimentaria U₃-N1

Afloramiento:

Ocupa la mayor extensión del sector estudiado. Se reconoce desde las áreas más septentrionales hasta el sector meridional (figura 2.70).

Litofacies y evolución:

Muestra una gran variedad litológica. En la hoja de Uncastillo, los conglomerados de esta Unidad se extienden desde la carretera que se dirige a Sos del Rey Católico hasta el Cerro Gozopaño, al Oeste de Biel. Longitudinalmente se reconocen hasta las inmediaciones de la carretera Z-550 (Biel-Uncastillo). Se trata de conglomerados de tonos grises y gris-marrones compuestos por clastos de areniscas fundamentalmente, en general muy bien redondeados. Contienen intercalaciones de areniscas grises y marrones y lutitas marrones, que se hacen más potentes en el sentido de los aportes, de forma más o menos radial, sentido en el que las facies conglomeráticas pasan a areniscas y lutitas. Este paso es relativamente rápido.

Hacia el Este, en las hojas de Agüero y Ayerbe, los conglomerados aparecen adosados a las Sierras Exteriores constituyendo afloramientos discontinuos y, en general, de reducida extensión. Son conglomerados de tonos marrón-rojizos y gris-rojizos, constituidos por clastos mayoritariamente de composición calcárea, en general con bajo grado de redondeamiento. En Aniés y al Norte de Bolea incluyen sucesivas intercalaciones de areniscas naranjas y marrones y, en menor proporción, lutitas del mismo color. Estas facies pasan muy rápidamente a areniscas y lutitas. Al Este del río Gállego, entre Aniés y Bolea, la litofacies de areniscas y lutitas está restringida a orlas que bordean a los conglomerados, y pasan muy rápidamente a lutitas y areniscas y, finalmente, a lutitas o a lutitas, areniscas y calizas o yesos en sentido longitudinal a los aportes.

Las areniscas y lutitas ocupan una amplia área que se extiende desde las inmediaciones del río Gállego hasta el extremo occidental del área estudiada y que hacia el Sur se reconoce hasta los alrededores de Luna. Estas litologías pasan gradualmente, según el sentido de los aportes, a lutitas marrones y naranjas con intercalaciones de areniscas grises y marrones y, finalmente, a lutitas marrones, naranjas y rojas.

La ordenación vertical de estos materiales conduce a una evolución compleja, a grandes rasgos cíclica, granodecreciente-granocreciente, visible en los perfiles de Plano de Campo Raso y Corral de Melero o en Fuencalderas II y III.

El cambio de signo de granodecreciente a granocreciente marca la existencia de una ruptura sedimentaria de tipo 2. La parte superior de esta Unidad es compleja y muestra, dentro de la tendencia general granocreciente, un máximo relativo seguido por un granodecrecimiento muy rápido o un salto brusco, a partir del cual continúa la tendencia granocreciente. Como se ha comentado anteriormente, este máximo relativo se ha

correlacionado a lo largo de buena parte del septentrional y, además, es el nexo de unión con las áreas lacustres meridionales. Por todo ello se ha creído conveniente la diferenciación de tres megasecuencias dentro de la Unidad U₃-N₁ para el sector septentrional:

- Megasecuencia U₃¹, granodecreciente, con rango de Unidad tectosedimentaria elemental.
- Megasecuencia U₃², granocreciente.
- Megasecuencia U₃³, cíclica, con una parte granodecreciente muy reducida o ausente y una granocreciente potente.

La potencia de la megasecuencia U₃¹ es de alrededor de 100 m. en el perfil de Plano de Campo Raso y 150 m. en el de Fuencalderas III. La megasecuencia U₃² alcanza 150 m. en el sector del Arba de Luesia y entre 150 y 200 m. al Norte de Fuencalderas y, muy posiblemente, supera estas cifras en los mallos de Murillo y Riglos. En el sector septentrional no se conoce el techo de la Unidad U₃-N₁, por lo que es difícil precisar la potencia de la megasecuencia U₃³ en este sector. En los perfiles realizados se ha medido hasta 100 m., sin llegar al techo de la serie. A juzgar por los afloramientos podría superar los 250 m. (por ejemplo, en el cerro Gozopaño). En esta megasecuencia existen variaciones de potencia relacionadas con estructuras sinclinales y anticlinales.

En el sector meridional, la Unidad U₃-N₁ está compuesta por depósitos carbonatados, yesíferos o facies mixtas terrígeno-químicas, que ocupan las estribaciones, laderas o llanuras adosadas a los relieves principales: Sierra de Alcubierre y Montes de Castejón. En estos sectores existen variaciones de facies muy importantes, tanto en sentido N-S como E-O (figuras 2.53, 2.67, 2.69 y 2.70).

Las facies mixtas constan de lutitas marrones, grises, naranjas y rojas, areniscas marrones y grises, calizas grises y beige y/o yesos blancos, mayoritariamente nodulares y de tipo alabastrino. Estas facies se encuentran, a grandes rasgos, en las vertientes septentrionales de este sector, generalmente como paso intermedio entre las facies fluviales y lacustres propiamente dichas. No obstante, también se hallan intercaladas entre sedimentos carbonatados.

Los depósitos carbonatados comprenden calizas grises, beige y amarillas, calizas estromatolíticas beige y margas grises y verdes o lutitas marrones y naranjas. Están bien representados en la vertiente Norte de los Montes de Castejón y vertiente Nororiental y Suroriental de la Sierra de Alcubierre. En esta Sierra, los depósitos carbonatados pasan hacia el Sur y hacia el Oeste a facies yesíferas, alcanzando su máximo desarrollo en la

parte suroccidental de la misma (figura 2.53). En los Montes de Castejón, los yesos están bien representados en la ladera Este, especialmente en los alrededores de Zuera, y en el extremo Suroccidental, al Noreste de Remolinos (figura 2.67). Estos yesos son de color blanco y corresponden en su mayoría a yesos nodulosos de tipo alabastrino.

La sucesión vertical de estos materiales tiene una evolución general granodecreciente (figuras 2.54, 2.68 y 2.69) y consta de varias macrosecuencias decamétricas de evolución granodecreciente y, con menos frecuencia, granocreciente. Localmente la parte final de la evolución exhibe un granocrecimiento discreto (por ejemplo, en Lanaja).

La máxima potencia medida para la Unidad U_3-N_1 en el sector meridional es de alrededor 350 m., sin llegar a su base. En zonas situadas al Este, ya fuera del área de estudio, se ha localizado el límite inferior de esta Unidad (LUZON, com. pers.) y se estima que desde ese límite hasta el comienzo de la serie en el área estudiada hay 60-80 m. de potencia, por lo que se calcula un espesor total aproximado de 410-430 m. para la Unidad U_3-N_1 en el sector meridional. Aproximadamente hacia la mitad de la serie estudiada se localiza un máximo granulométrico, visible en los perfiles de Albalatillo, Puig Ladrón, Tardienta, Robres y Corral de las Agudas. Este máximo relativo, que permite diferenciar dos megasecuencias en este sector (una inferior y otra superior), se corresponde con el límite entre las megasecuencias U_3^2 y U_3^3 definido en el sector septentrional, de manera que la megasecuencia superior es equivalente a la U_3^3 y la inferior, como mínimo, a la U_3^2 , sin poder precisar más por el momento debido a la falta de datos sobre la parte inferior de la Unidad U_3-N_1 en las áreas lacustres (figura 2.72).

Se destaca un hecho importante: la particular evolución de la Unidad U_3-N_1 en los sectores septentrional y meridional (figura 2.72). En el septentrional es cíclica, granodecreciente (U_3^1) -granocreciente ($U_3^2 + U_3^3$). En las áreas lacustres y adyacentes, la parte visible de esta Unidad es, en conjunto, granodecreciente. La megasecuencia superior o U_3^3 es igualmente granodecreciente.

La diferente evolución de esta Unidad en los sectores Norte y Sur traduce un comportamiento o polaridad sedimentaria particular de cada uno de los medios de sedimentación (aluvial o fluvial y lacustre) dominantes en cada sector, que se explicará más adelante.

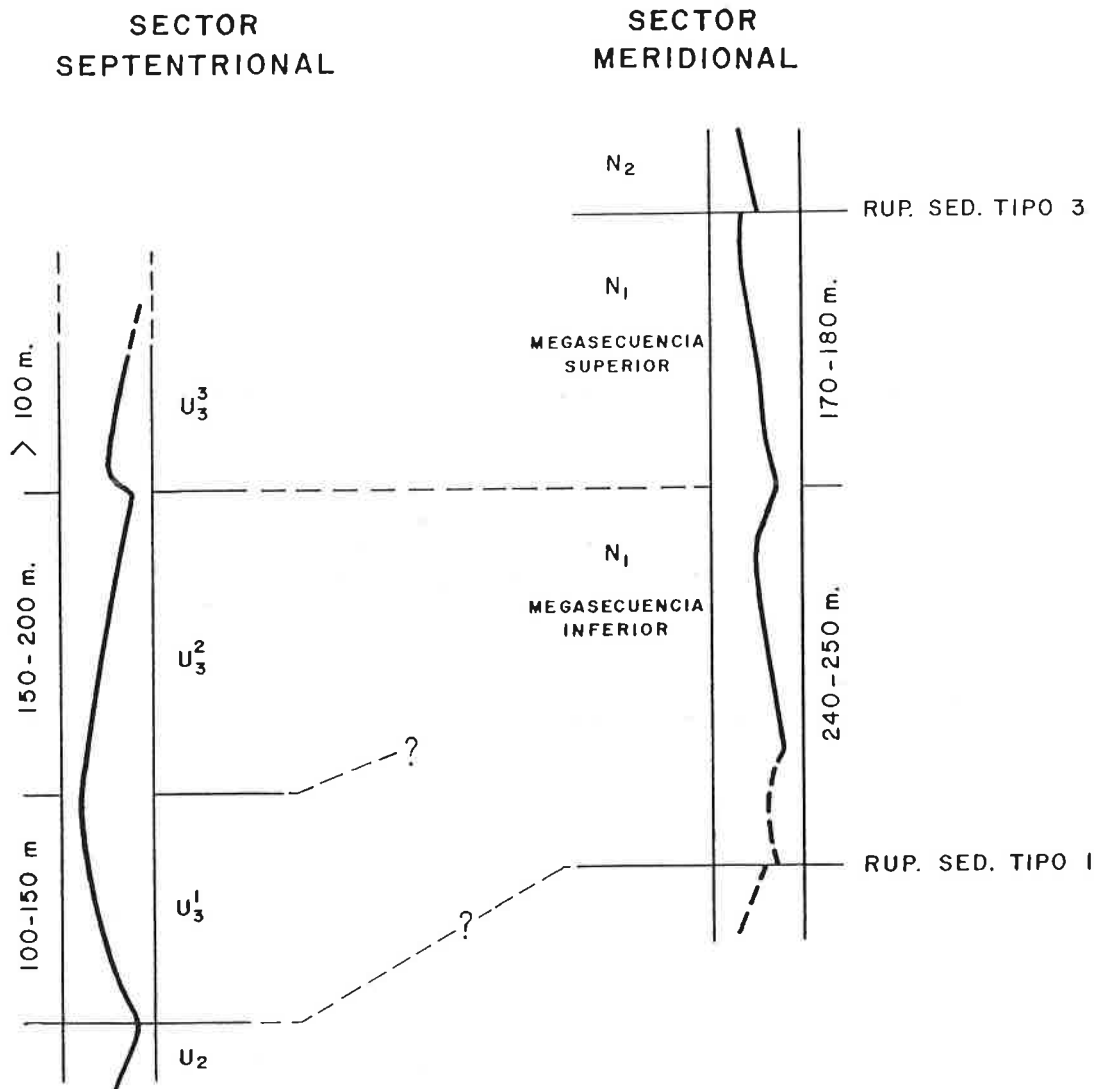


Figura 2.72.- Características evolutivas, potencias y tipos de límites para la Unidad U₃-N₁ en los sectores septentrional y meridional

En cualquiera de los dos sectores, las paleocorrientes indican un área fuente septentrional.

Finalmente, se llama la atención sobre la presencia de pequeñas fallas, deslizamientos, fisuras, colapsos y áreas "brechificadas" en determinadas facies (calizas laminadas y, eventualmente, bioturbadas) a lo largo de la Unidad U₃-N₁ en el sector meridional, que se describen en el apartado 2.3.4.

Límites:

El límite inferior de la Unidad U_3-N_1 es una ruptura sedimentaria de tipo 1 que se aprecia como continuidad estratigráfica sobre materiales de la Unidad U_2 desde el extremo Noroccidental del área de estudio hasta las proximidades de Agüero. Dentro de esta continuidad, la Unidad puede hallarse en relación con abanicos de capas que se abren hacia el Sur (al Norte de Fuencalderas y en Bañón o Puig Moné), sin que exista, al menos aparentemente, biselamiento de las mismas (figuras 2.6 y 2.71A). Desde Agüero hasta Riglos, la ruptura del límite inferior se manifiesta como una discordancia sintectónica, en relación con la actuación de pliegues sinsedimentarios de orientación Este-Oeste (figura 2.15). Al Norte de estas estructuras, desde el río Gállego hasta el área de Bolea, la Unidad U_3-N_1 se apoya en discordancia o es cabalgada por materiales transicionales y marinos del Terciario y Mesozoico de las Sierras Exteriores (figura 2.71B).

El límite inferior de la Unidad U_3-N_1 no tiene continuidad física desde el sector septentrional al sector meridional del área de investigación. Sin embargo, como se ha señalado antes, LUZON (com. pers.) identifica en las proximidades del sector meridional una ruptura basal. Esta ruptura es de tipo 1 y constituye el afloramiento más septentrional del límite de las Unidades tectosedimentarias T_4/T_5 que GONZALEZ (1989) caracteriza en el margen suroriental de la Cuenca del Ebro.

En cuanto al límite entre las megasecuencias U_3^2 y U_3^3 , éste presenta algunos rasgos propios de las rupturas de tipo 1; no obstante, el granodecrecimiento sobre este límite es muy rápido, e incluso en ocasiones es más bien un salto granulométrico entre dos megasecuencias del mismo signo (granocrecientes). En relación con este límite, las facies proximales conglomeráticas muestran, localmente, abanicos de capas (por ejemplo, en Santo Román, al Norte de Linás de Marcuello, donde las megasecuencias U_3^2 y U_3^3 están cabalgadas) (figuras 2.73 y 2.74). En el sentido de los aportes, ya en facies de areniscas y lutitas, las megasecuencias U_3^2 y U_3^3 se encuentran en relación con abanicos de capas creados en los flancos de pliegues; por ejemplo, al Sur del anticlinal de Uncastillo o al Sur del anticlinal de Fuencalderas (al Sureste de Sierra Mayor). Desafortunadamente, estos abanicos de capas sólo son perceptibles en fotografía aérea y de manera poco definida. Por todo, en principio, se considera que el límite entre las megasecuencias U_3^2 y U_3^3 es una superficie estratigráfica de quinto orden que, con los datos disponibles, no puede afirmarse que se corresponda con una ruptura sedimentaria de tipo 1.



Figura 2.73.- Conglomerados de la megasecuencia U_3^3 en Santo Román formando un abanico de capas con disposición en *onlap*.



Figura 2.74.- Megasecuencias U_3^2 y U_3^3 al Este de Riglos articuladas mediante un suave abanico de capas. Al fondo se aprecia un anticlinal desarrollado en conglomerados de la megasecuencia U_3^3 .

Del mismo modo, en el sector meridional, el límite entre las megasecuencias inferior y superior de la UTS N₁ o límite U₃²/U₃³ no es referible claramente a una ruptura sedimentaria de tipo 1, puesto que el granocrecimiento que conduce a este máximo granulométrico relativo es allí muy rápido y sin entidad para ser considerado una megasecuencia. En el caso de ser aún más neto y llegar a constituir un salto, estaría más próximo a las características de las rupturas de tipo 3 (salto entre dos megasecuencias granodecrecientes).

En cuanto al límite superior de la Unidad U₃-N₁, éste sólo se reconoce en las áreas de sedimentación lacustre: se identifica como una ruptura sedimentaria de tipo 3, dada por el cambio litológico brusco que se produce al pasar de la Unidad U₃-N₁ a la N₂. La Unidad U₃-N₁ culmina con importantes depósitos yesíferos (figura 2.75A) en la vertiente suroccidental de la Sierra de Alcubierre y en la oriental y suroccidental de los Montes de Castejón, donde además o en lugar del desarrollo de depósitos evaporíticos existen costras calcáreas (figura 2.76). Estas costras son una característica particular del límite N₁/N₂ que se tratará a continuación, en este mismo apartado. El comienzo de la Unidad N₂ supone la desaparición de las facies yesíferas y el dominio de las carbonatadas. Suele iniciarse con depósitos de margas y/o lutitas de relativa importancia, a veces acompañadas por areniscas como elemento menor (vertiente Norte de los Montes de Castejón y sector de Lanaja). Este aumento de los detríticos en relación con el límite entre las Unidades U₃-N₁ y N₂ es el único signo de ruptura en aquellas áreas donde la Unidad U₃-N₁ no presenta facies de yesos o de costras hacia el techo, pero donde dicho límite queda situado con toda precisión mediante correlación fotogeológica. En este caso, como ya se ha puesto de manifiesto al hablar de la evolución vertical, existe un discreto granocrecimiento en el techo de la Unidad U₃-N₁.

- *Características particulares del límite U₃-N₁/N₂:*

Como ya se ha dicho, el límite U₃-N₁/N₂ se caracteriza en la mayor parte del sector meridional por el cambio litológico brusco de facies yesíferas a facies carbonatadas. Sin embargo, en la mitad oriental de los Montes de Castejón las facies yesíferas del techo de la Unidad U₃-N₁ se ven sustituidas por facies de costras calcáreas. Su descripción detallada y su interpretación se dan en el apartado 3.2.2.1.

La relación lateral entre facies yesíferas y facies de costras es un hecho comprobado tanto cartográficamente como en afloramientos, por ejemplo en el Barranco de la Casa de

Alvaro. Las observaciones a escala de afloramiento permiten asegurar igualmente que las facies de costras proceden de facies de calizas laminadas que alojaban un huésped evaporítico volumétricamente importante, tras verse éstas sometidas a complejos procesos de disolución-recristalización con posterioridad al depósito. Cabe preguntarse cuál es la causa que desencadena estos procesos posteriores y la razón de su limitación areal.

Ha podido comprobarse sobre el terreno que la generación de costras está en relación con la existencia de fracturas que afectan a la Unidad U₃-N₁ (figura 2.76B). Esta fracturación ha facilitado la penetración de aguas subálveas, de carácter inicialmente diluido, hasta los niveles originalmente yesíferos del techo de la Unidad U₃-N₁. Puede pensarse que dichas aguas eran las del freático de los sistemas lacustres de la Unidad N₂ suprayacente, ya de carácter carbonatado y, por tanto, de más baja concentración.

Por otra parte, el área de aparición de la facies de costras calcáreas coincide con la existencia de deformaciones a mayor escala de los materiales: todo el sector oriental de los Montes de Castejón aparece afectado por basculamientos de bloques y pliegues de pequeña escala. Estas estructuras llevan el límite U₃-N₁/N₂ a niveles topográficamente más bajos de lo que cabría esperar de los suaves buzamientos que afectan, en su conjunto, al sector meridional (por ejemplo, sinclinal del río Gállego, figura 2.67).

Las condiciones de afloramiento no permiten concluir con seguridad si esta fracturación y deformación, que afecta al límite U₃-N₁/N₂ de forma local pero notable, tuvo lugar inmediatamente tras el depósito de la Unidad U₃-N₁ o si es muy posterior. En este último caso estaría relacionada con fenómenos de deslizamiento relativamente recientes, que se producen en los márgenes de las plataformas carbonatadas de la Unidad N₂ a favor de los yesos subyacentes. Estos deslizamientos son muy frecuentes en el sector meridional de los Montes de Castejón, así como en la vertiente occidental de la Sierra de Alcubierre; sin embargo, en relación con ellos no se ha observado la presencia de facies de costras en el techo de la Unidad U₃-N₁.

En definitiva, aunque sólo como hipótesis pendiente de falsación, se plantea la coexistencia de una actividad tectónica en relación con el límite U₃-N₁/N₂. Esta sería una característica particular y local de dicho límite, cuyo significado más general es el cambio de quimismo que experimentan los sistemas lacustres. El carácter tectónico propuesto no es, por otra parte, algo aislado en las Unidades del sector meridional del área de investigación: en los dos apartados siguientes se describen fenómenos similares inequívocamente relacionados con el límite U₃-N₁/N₂, así como la existencia de manifestaciones de actividad sísmica en las Unidades U₃-N₁ y N₂.



Figura 2.75.- **A:** Vista general de la vertiente Sur de la Sierra de Alcubierre. Unidades N₁ (parte inferior de color blanco), N₂ (finalizando con un resalte calcáreo) y N₃ (parte más alta, de tonos ocre). **B:** Unidad N₂ en la vertiente Sur de Monte Oscuro. La parte inferior con yesos corresponde al Miembro Perdiguera y la superior con calizas al techo de la Unidad. Sobre éste, en tonos ocre, la Unidad N₃.



Figura 2.76.- Costras del techo de la Unidad N₁. **A:** Vista general. **B:** Detalle de fracturas perpendiculares a la estratificación desarrolladas en costras.

• *Niveles ceolíticos de la Unidad U₃-N₁:*

Dentro de esta Unidad, en tres localidades diferentes se ha encontrado un nivel con un alto contenido en ceolitas. Dicho nivel se sitúa en la parte superior de la megasecuencia inferior. El seguimiento de líneas de capa en fotografía aérea y las apreciaciones hechas sobre el terreno permiten situar estos tres niveles dentro de la misma macrosecuencia, muy próximos estratigráficamente entre sí, pero no es posible asegurar que se trate de un único nivel. En cada localidad el nivel ceolítico presente tiene geometría tabular, aunque no siempre es posible su apreciación, paralela a la del resto de los sedimentos en los que se encuentran. Su espesor varía de 3-4 a 8-10 cm. como máximo y su color puede oscilar dentro de la misma sección desde blanco-verdoso a rosa-violáceo. Con estas características se han encontrado a aproximadamente 4,5 km al Noreste de Tardienta, en el Canal del Cinca, y al Sureste de Lanaja, en el área de la Cantera del Tejar (perfil nº 18 de la Sierra de Alcubierre, figura 2.52), en ambos casos dentro de una alternancia de lutitas y areniscas con intercalaciones de calizas. Un tercer punto en donde se han localizado ceolitas es en el área de la Sierra de Sigena (perfil nº 13 de la Sierra de Alcubierre, Albalatillo, figura 2.47), en este caso dentro de un potente paquete de calizas beige y grises. En el nivel de la Cantera del Tejar, la capa ceolítica tiene tacto jabonoso; presenta decoloraciones verdosas tubulares perpendiculares a la estratificación y en forma de "manchas" esféricas, fácilmente atribuibles a bioturbación. En ella existe, además, granoselección, también apreciable en lámina delgada, con los cristales más gruesos en la base.

Dichos niveles constan de hasta un 90% de ceolitas, concretamente analcima, minerales de la arcilla (ilita y esmectita llegan a suponer el 85% de los filosilicatos) y, en menores proporciones, también contienen cuarzo, feldespatos y calcita. Recientemente, BAULUZ *et al.* (1993) han dado a conocer la composición mineralógica y de elementos minoritarios de dos de estas localidades. En lámina delgada se aprecia la existencia de granos de cuarzo y feldespato, muy corroídos, dentro de una masa isótropa que corresponde a la analcima. En el microscopio electrónico, los cristales de analcima presentan hábitos muy bien conservados.

Por las características mineralógicas y microscópicas, así como por el contenido en elementos traza (véase BAULUZ *et al.*, *op. cit.*) estos niveles se han formado a partir de cenizas volcánicas, transportadas por el viento hasta esta zona de la Cuenca del Ebro. No puede decirse, por el momento, su zona de procedencia.

HIRST (1983) fue el primero en dar a conocer la existencia de niveles volcánicos en la Cuenca del Ebro, concretamente describió el nivel del área del Canal del Cinca; en él encontró sanidina, analcima y esmectitas.

Recientemente, CANUDO *et al.* (1993) y CUENCA *et al.* (1993) han estudiado desde un punto de vista petrológico y geoquímico un "nivel volcanoclástico cinerítico, que con un espesor inferior a 40 cm. aflora, con continuidad, entre las poblaciones de Peñalba y Lanaja, distantes entre sí unos 45 km". Por la situación geográfica proporcionada por estos autores, este nivel debe corresponder a los que en el presente trabajo se encuentran en los perfiles de la Cantera del Tejar y de Albalatillo. Sin embargo, estos autores no citan la presencia de ceolitas, sino una "matriz parcialmente desvitrificada".

El estudio comparativo de elementos traza de las localidades de Tardienta y Cantera del Tejar indica que posiblemente se trata de diferentes episodios de emisión volcánica (BAULUZ *et al.*, 1993).

2.3.4. Unidad tectosedimentaria N2

Afloramiento:

Aparece configurando los relieves estructurales de la Sierra de Alcubierre y los Montes de Castejón (figura 2.75A), en especial en estos últimos, donde la Unidad constituye extensas plataformas (figura 2.69).

Litofacies y evolución:

La Unidad N₂ consiste esencialmente en sedimentos carbonatados: calizas grises, beige, amarillas y blancas y margas grises y verdes, en ocasiones lutitas verdes, grises, marrones y naranjas.

En los Montes de Castejón predominan las facies de calizas masivas y bioturbadas. En ciertas áreas, las calizas laminadas pueden ser importantes, pero sin ser las facies mayoritarias.

En la Sierra de Alcubierre, las facies masivas y bioturbadas dominan en el extremo suroriental, desde el cual y hacia el Oeste van siendo sustituidas por facies laminadas, de manera que en la parte occidental y suroccidental, esta Unidad está integrada mayoritariamente por calizas laminadas. Asociadas a las calizas laminadas suelen encontrarse calizas estromatolíticas beige. En esta parte de la Sierra, las facies

carbonatadas contienen intercalaciones de yesos blancos, nodulosos, de tipo alabastrino, que corresponden al Miembro Perdiguera, definido en el Perfil de Perdiguera (n° 4), en la sección 2.2.2.2 (figuras 2.70 y 2.75B).

En cualquiera de estas dos áreas, cuando las calizas laminadas están presentes, éstas son más abundantes hacia la base de la Unidad. La Unidad culmina con potentes y extensos paquetes de calizas masivas y bioturbadas, cartografiables a lo largo de kilómetros (figura 2.75).

La evolución vertical de estos depósitos es, en conjunto, granodecreciente y consta, a su vez, de varias macrosecuencias de potencia decamétrica y evolución granodecreciente. Muchas de estas macrosecuencias son estratocrecientes.

La potencia de esta Unidad es de 116 m. en el perfil de San Caprasio, y se estima en unos 90 m. en el del Barranco de la Loba. En el perfil de Esteban, sin conocer su techo, se registran 133 m.

Son muy escasas las posibilidades de medir direcciones de aporte en esta Unidad, dada la infrecuencia de detríticos gruesos. Sin embargo, la composición mineralógica de la fracción arcillosa, que se detallará en el apartado 3.2, es invariable respecto a la de las Unidades U₃-N₁ y N₃, en las que se constata el origen septentrional de las paleocorrientes. Por consiguiente, se infiere un origen septentrional para las tres (ARENAS *et al.*, en prensa b).

A lo largo de esta Unidad y especialmente en relación con las facies laminadas se reconoce un conjunto de rasgos tectónicos que se encuentran también en la Unidad U₃-N₁. Asimismo, el techo de la Unidad N₂ y la base de la N₃ muestran características particulares. Estos aspectos se tratan en este apartado y en el siguiente (2.3.5).

Límites:

El límite inferior es una ruptura sedimentaria de tipo 3, que se manifiesta por un cambio brusco en la litología y se traduce en un salto en la evolución secuencial. Este salto es más aparente en aquellas áreas en donde la Unidad N₂ se dispone sobre depósitos evaporíticos de la U₃-N₁ (ver apartado 2.3.3).

El límite superior es otra ruptura sedimentaria de tipo 3 que se caracteriza por la sustitución neta de los depósitos carbonatados de la N₂ por sedimentos detríticos (areniscas y lutitas) fluviales de la N₃.

Este límite N₂/N₃ posee características tectónicas y sedimentarias particulares (ver apartado 2.3.5).

• *Características tectónicas particulares de las Unidades U₃-N₁ y N₂: "Sismitas"*

En el sector meridional, a lo largo de estas Unidades se reconoce la existencia de estructuras tectónicas de pequeña dimensión en sedimentos carbonatados, especialmente en facies de calizas laminadas y, eventualmente, en calizas bioturbadas.

En relación con la facies de calizas laminadas se encuentran pequeñas fallas normales, de salto no superior a 5 cm., que afectan a un conjunto de láminas o a varios niveles de calizas laminadas. A veces originan *grabens* diminutos (figura 2.77A). Asociadas de forma más o menos directa con las áreas de fracturación existen zonas "brechificadas", donde la estructura original ha desaparecido y sólo se reconocen clastos más o menos angulosos de calizas laminadas. Estos clastos, que muchas veces incluyen fragmentos estromatolíticos, pueden aparecer incorporados en las calizas laminadas inmediatamente suprayacentes o incluso laterales a la zona de donde proceden (figura 2.77B).

Otra estructura muy común en esta facies es la "fisuración", de escala generalmente centimétrica. Las fisuras son oblicuas o perpendiculares a la laminación y/o estratificación; su altura varía de 1 ó 2 cm. a 10 cm. y su anchura es milimétrica. Suelen estar rellenas de sedimento procedente de los intervalos detríticos infrayacentes o suprayacentes que constituyen la laminación de esta facies (figura 2.78).

De manera muy local se han reconocido fenómenos de deformación en la facies de calizas bioturbadas y margas: varios estratos de calizas con finas intercalaciones de margas, que en conjunto no superan 0,8 m. de espesor, se encuentran afectados por colapsos. En la figura 2.79 se muestra uno de éstos, que recuerda, a grandes rasgos, la forma de un embudo de hasta 1 m. de diámetro, con la parte más estrecha hacia la base del conjunto de estratos implicados. En los márgenes de esta estructura, los niveles se hallan plegados con vergencia hacia la depresión, mientras en la parte central muestran un aspecto caótico, brechoide, dado por la fragmentación de los niveles más competentes (figura 2.79). En relación con estos colapsos pueden existir fallas de plano casi vertical en alguno de los márgenes visibles de estos hundimientos.

Estas estructuras se originaron durante o inmediatamente después del depósito, por lo que denotan fases de inestabilidad de las áreas lacustres en relación con eventos

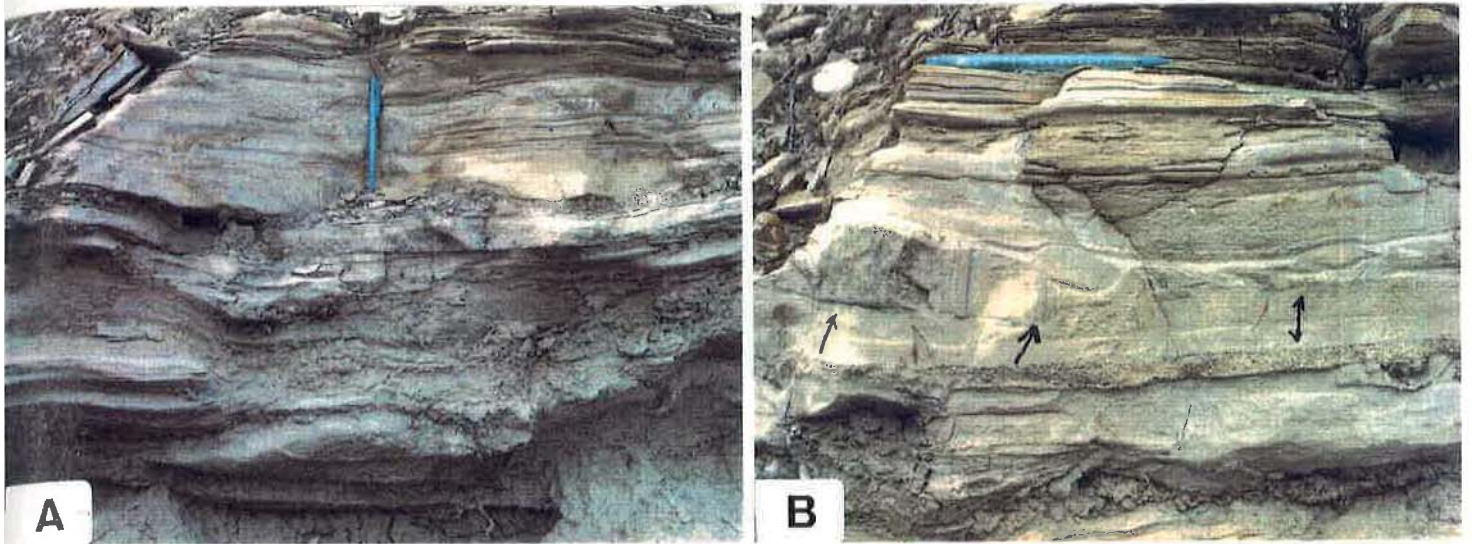


Figura 2.77.- A: Pequeños *grabens* en calizas de la base de la Unidad N₂ (Puig Ladrón). B: Fragmentos de calizas laminadas desplazados dentro de un nivel con estratificación cruzada *hummocky* (Puig Ladrón).

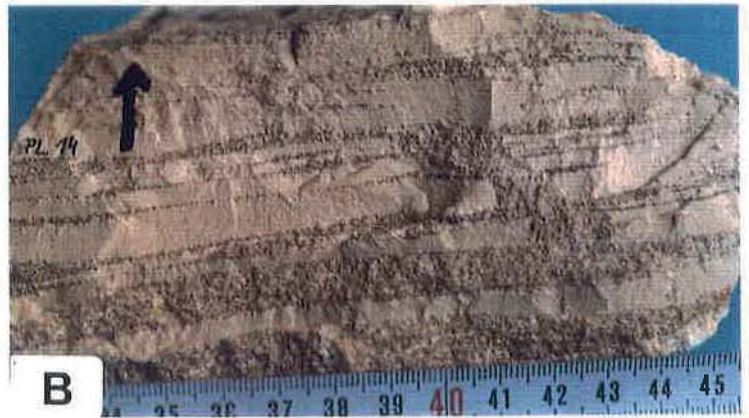
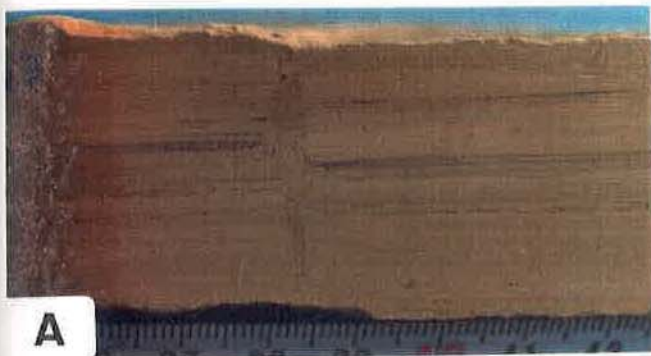


Figura 2.78.- A, B y C: Diferentes formas de aparición de la fisuración dentro de calizas laminadas.

Figura 2.79.- Colapso en un tramo de calizas bioturbadas y margas de la Unidad N₁ al Sur de Lanaja.



tectónicos de mayor o menor entidad. Por este motivo, estas estructuras se han designado con el nombre de "sismitas".

2.3.5. Unidad tectosedimentaria N3

Afloramiento:

Solamente se ha identificado en la Sierra de Alcubierre: alrededores de San Caprasio, Corral de Calvo, Monte Oscuro y ermita de Santa Cruz. Ocupa pequeñas extensiones, a excepción de Monte Oscuro, que se hallan sobre las plataformas calcáreas del techo de la Unidad N₂ (figuras 2.75A y B).

Cabe la posibilidad de que se encuentre en los Montes de Castejón, sobre las calizas más altas de la Unidad N₂. Esta posibilidad se indica con reservas por los motivos que se mencionan a continuación.

Litofacies y evolución:

Está constituida por lutitas marrones, naranjas, rojas y grises y areniscas grises y marrones, con intercalaciones de calizas grises, beige y amarillas y de margas grises.

La pequeña extensión de afloramiento no ofrece variaciones laterales importantes, aunque en el área de Santa Cruz, aparentemente, no hay tantos depósitos detríticos en la base de la Unidad como en los afloramientos orientales.

La sucesión vertical de estos depósitos muestra una evolución granodecreciente, formada por varias macrosecuencias decamétricas también granodecrecientes.

En el perfil de San Caprasio, la Unidad N₃ tiene alrededor de 110 m. de potencia y se estima que es similar a la del área de Monte Oscuro. En el perfil de Perdiguera sólo aparece la porción basal de la Unidad.

Las direcciones de paleocorrientes reflejan la procedencia septentrional de esta Unidad. La composición mineralógica de la fracción arcilla es invariable con respecto a la de las Unidades U₃-N₁ y N₂.

Sobre las plataformas calcáreas de los Montes de Castejón, estratigráficamente por encima del perfil de Esteban, existen algunos afloramientos aislados de lutitas marrones y ocre. Su posición estratigráfica podría corresponder a la N₃; sin embargo, por el momento, se considera arriesgada esta asignación, debido a la pequeña extensión y

potencia de esos afloramientos, a la mala exposición de su contacto con las calizas infrayacentes y a la ausencia de datos paleontológicos.

Límites:

El límite inferior de esta Unidad, como ya se ha dicho en el apartado anterior, es una ruptura sedimentaria de tipo 3 que se aprecia por la brusca sustitución de los depósitos carbonatados de la Unidad N₂ por sedimentos detríticos. Localmente, este límite es erosivo. No se conoce el techo de esta Unidad.

• *Características tectónicas y sedimentarias particulares del límite N₂/N₃:*

En el extremo suroccidental de la Sierra de Alcubierre, en Monte Oscuro y ermita de Santa Cruz, la ruptura N₂/N₃ muestra un conjunto de estructuras tectónicas y sedimentarias que afectan al techo de la Unidad N₂ y a la base de la Unidad N₃, así como a la propia superficie de ruptura. Estas estructuras y su significado han sido estudiadas previamente por ARENAS y PARDO (1991). En el diagrama de la figura 2.80 se muestran estas estructuras.

La superficie de ruptura muestra grietas de desecación, pátinas ferruginosas y acanaladuras (figura 2.81). Las acanaladuras (figura 2.81A) presentan una dirección constante de 120°; tienen una profundidad variable de 3 a 6 cm. y una anchura que oscila entre 3 cm. y 1 m. La sección es rectangular y, en ocasiones, dentro de la misma acanaladura se reconocen dos niveles de incisión, que producen una sección escalonada o encajada a diferentes alturas. En planta, la morfología de estas incisiones puede ser rectilínea o ligeramente sinuosa, a veces, anastomosada, con el tramo más estrecho e incidido hacia el Sureste, presumiblemente según la pendiente regional. Estos pequeños canales presentan un depósito residual de areniscas naranjas de granos carbonatados y, a veces, se conserva la estratificación cruzada de relleno de canal. Esporádicamente, sobre las incisiones se encuentran estromatolitos (incrustaciones planares milimétricas). Cabe señalar que en los alrededores de San Caprasio las acanaladuras son sustituidas por canales de anchura y profundidad métricas.

Desde el punto de vista tectónico se destaca la existencia de un sistema de fallas sinsedimentarias de dirección Norte-Sur y de salto entre 3 y 6 m. (figuras 2.80 y 2.81B y F). En Monte Oscuro, una de tales fracturas afecta a los yesos y calizas del techo de la

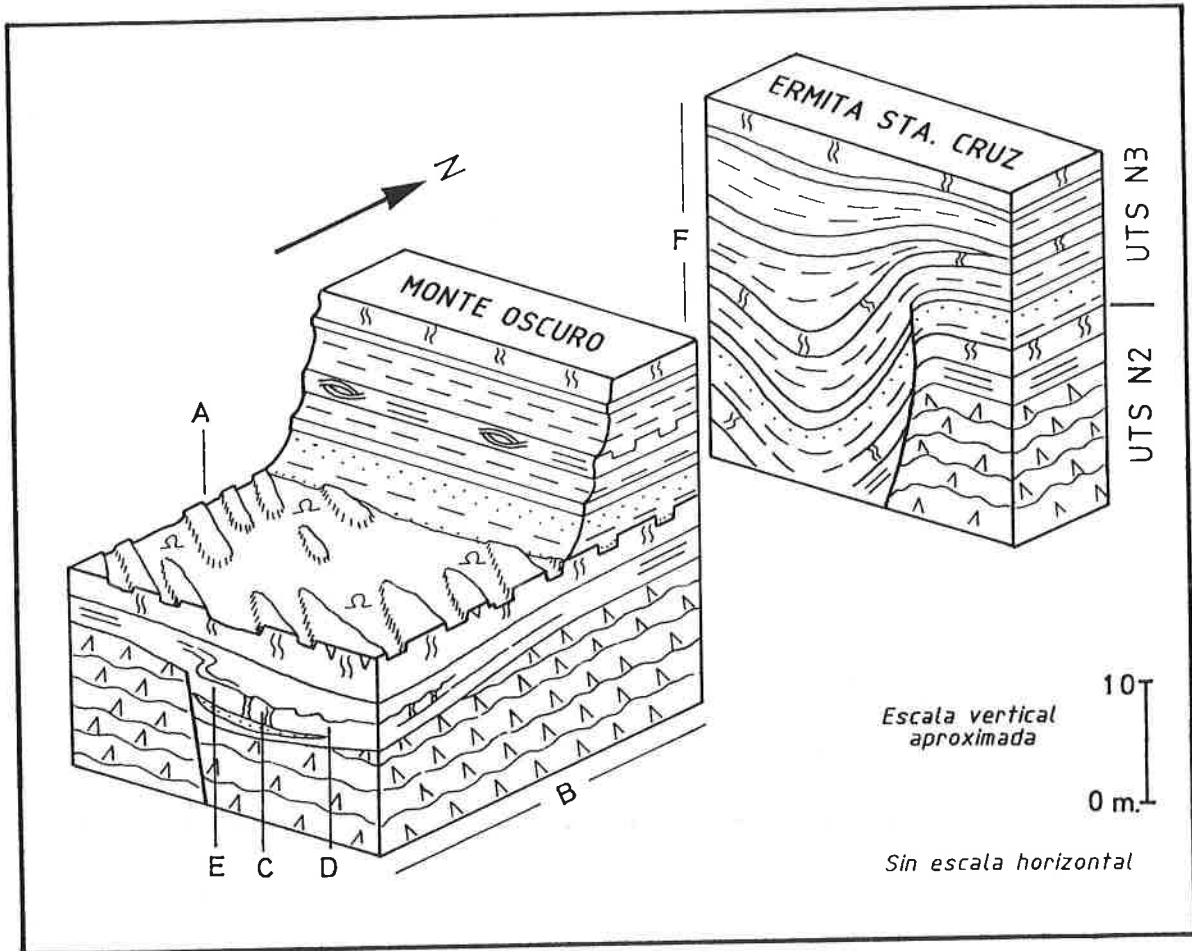


Figura 2.80.- Síntesis de las características tectónicas y sedimentarias del límite N₂/N₃ en Monte Oscuro y ermita de Santa Cruz. Las letras corresponden a las fotografías de la figura 2.81 (Según ARENAS y PARDO, 1991).

UTS N₂. En relación con esta estructura se observa un biselamiento del techo de los yesos, sobre los cuales los depósitos carbonatados se presentan discordantes, con disposición sinclinal laxa en la que se reconoce una supraatenuación (figura 2.81B). La base de estos depósitos carbonatados son calizas laminadas donde existen fisuras rellenas y pequeños deslizamientos sinsedimentarios.

Las fisuras (figura 2.81C) son oblicuas o perpendiculares a la estratificación; su altura varía de 2 a 25 cm. y su anchura de 1 a 8 cm. Están rellenas por yeso blanco y beige nodular y sílex blanco rosáceo en coliflor. Generalmente se estrechan hacia abajo y, en ocasiones, el sedimento que las rellena se extiende a lo largo de los planos de estratificación que las limitan, tanto el superior como el inferior, llegando a comunicarse el relleno de varias fisuras. Los deslizamientos aparecen como capas irregularmente

plegadas (figura 2.81D). Estos pliegues pueden alcanzar tamaño decimétrico y vergencia acusada hacia el bloque hundido (figura 2.81E).

En la Ermita de Santa Cruz, otra falla Norte-Sur afecta en esta ocasión tanto a los yesos y carbonatos de la UTS N₂, como a los depósitos detríticos y carbonatados de la UTS N₃. En el bloque hundido se observa un agudo sinclinal con una acusada supraatenuación en los depósitos basales de la UTS N₃ (figuras 2.80 y 2.81F).

Todas estas estructuras son la respuesta a una etapa de inestabilidad en las áreas lacustres, en el tránsito de la Unidad N₂ a la N₃, que se manifiesta en los sedimentos inmediatamente adyacentes a la ruptura. Esta ruptura se materializa en una superficie que representa un período de interrupción sedimentaria, durante el cual se consolida el sustrato y se desarrollan incrustaciones estromatolíticas. Esta ruptura debe relacionarse con una fase de actividad diastrófica en el margen septentrional de la Cuenca (ARENAS y PARDO, 1991).

2.3.6.- Otros afloramientos de la Formación Uncastillo

Las Unidades establecidas hasta el momento en los materiales de la Formación Uncastillo se reconocen en la Cuenca del Ebro y se adosan al margen de las Sierras Exteriores. Dentro del área de estudio, PUIGDEFABREGAS (1975) cartografía, además, al Este del río Gállego, otros pequeños afloramientos de esta Formación, que se sitúan sobre las Sierras Exteriores, próximos pero desconectados del relleno de la Cuenca del Ebro.

Estos afloramientos corresponden a conglomerados que difieren notablemente en su composición litológica de los materiales que se encuentran un poco más al Sur, ya en el margen de las Sierras, y que pertenecen a la Unidad U₃-N₁. Por otro lado, como se verá a continuación, su posición estratigráfica es problemática y sus afloramientos muy limitados, por lo que no es posible, por el momento, integrarlos en alguna de las Unidades previamente establecidas ni caracterizar adecuadamente otra u otras nuevas con ellos. Entre estos afloramientos se diferencian los conglomerados de la Peña del Sol y los constituidos por brechas monogénicas (figuras 2.1 y 2.70).

2.3.6.1.- Unidad de Conglomerados de la Peña del Sol

Afloramiento:

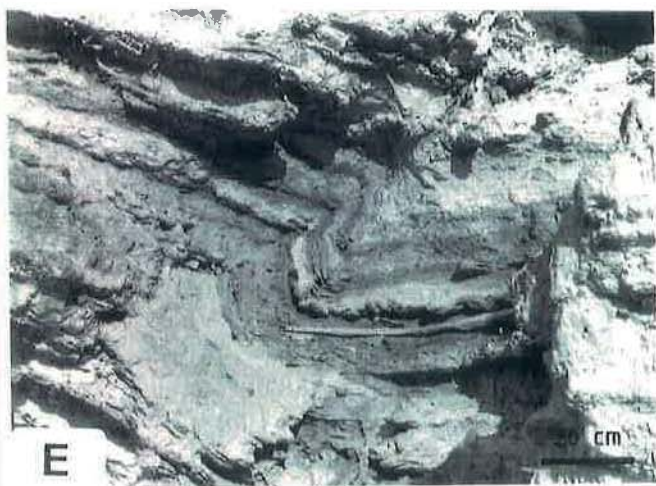
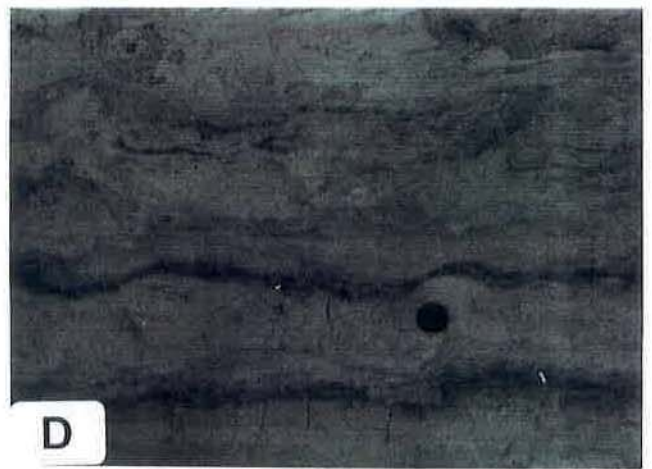
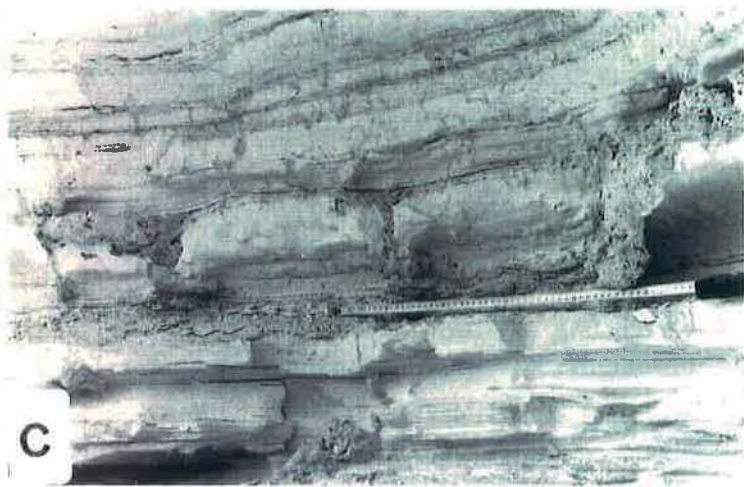
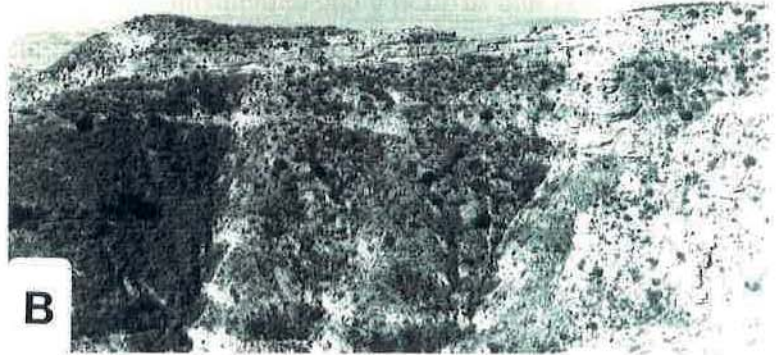
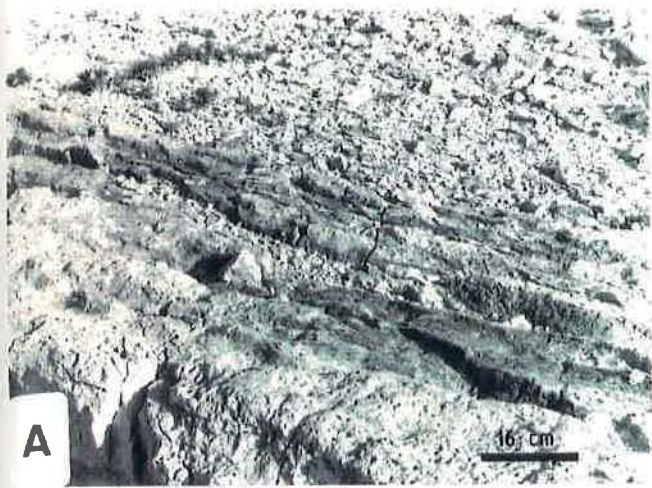


Figura 2.81.- Características del límite N_2/N_3 en la Sierra de Alcubierre. **A:** Acanaladuras sobre la superficie de ruptura. **B:** Depósitos de calizas del techo de la Unidad N_2 "discordantes" sobre yesos de la misma Unidad. **C:** Fisuras rellenas de yeso micronodular. **D:** Capas irregularmente plegadas. **E:** Deslizamiento hacia el labio hundido. **F:** Sinclinal supraatenuado en los depósitos de la base de la Unidad N_3 .

Se localizan al Norte de Linás de Marcuello y Sarsamarcuello y ocupan una zona relativamente amplia denominada Peña del Sol, donde se sitúa el vértice con el mismo nombre (figura 2.82A).

Litofacies y evolución:

Los conglomerados de la Peña del Sol tienen color marrón-rojizo y gris-rojizo. Están constituidos por clastos silíceos (areniscas y cuarcitas) y, en menor proporción, de calizas. Los de areniscas son mayoritariamente de color marrón (proceden principalmente, pero no únicamente, de la Formación Campodarbe) y, con menos frecuencia, de color rojo o naranja (probablemente procedentes de formaciones transicionales, como la Facies Garum). Los de cuarcitas son de tonos blancos o verdosos, a menudo con una pátina rojiza (proviene del Buntsandstein y del Pérmico). Los de calizas son de tonos grises y beige (parte de ellos parece provenir de formaciones paleozoicas de la Zona Axial pirenaica). Todos ellos están muy bien redondeados y varían desde discoidales a esféricos (figura 2.82B). El centilo es de hasta 0,5 m. en ciertas áreas y viene dado por los clastos de areniscas marrones. La matriz es de lutitas o areniscas y tiene tonalidades marrones y rojas. La cementación es aparentemente escasa, aunque localmente están bien cementados. Estas características se refieren a observaciones locales, pero se puede concluir que los clastos han tenido un transporte largo o que han sido reciclados de formaciones conglomeráticas previas.

No se conoce cuál es la evolución vertical de estos conglomerados debido a las deficientes condiciones de afloramiento, aunque en determinadas zonas (por ejemplo, al Norte-Noroeste de Santa Engracia), la parte expuesta muestra un granocrecimiento. La potencia de estos conglomerados es superior a 200 m.

Los aportes medidos a partir de la imbricación de clastos dan direcciones de corriente de 130-150°.

Límites:

Estos conglomerados se disponen de forma discordante sobre sedimentos marinos y transicionales del Terciario y Mesozoico.

En conjunto configuran una estructura sinclinal sobre el sustrato. En la vertiente Norte de la Peña del Sol, cerca de la ermita de Santa Marina, estos conglomerados están afectados por un cabalgamiento de vergencia Sur (figura 2.82A). En ese punto, los

conglomerados tienen un buzamiento hacia el Sur próximo a los 70-80° y pasan rápidamente a buzamientos de menos de 30° en áreas adyacentes meridionales. En la vertiente Sur presentan buzamientos suaves hacia el Norte.

No se conoce el límite superior de esta Unidad.

En la Peña del Sol, el sustrato sobre el que se encuentran los conglomerados forma parte de una lámina de cabalgamiento, que afecta a los conglomerados de la megasecuencia U₃³ en Santo Román. Los conglomerados de la Peña del Sol podrían ser posteriores a la instalación de esta lámina cabalgante, o bien podrían haberse formado en áreas más septentrionales, con anterioridad al emplazamiento de la misma.

NICHOLS (1984) destaca un punto, al Norte-Noroeste de Santa Engracia, donde existe conexión entre estos conglomerados y unas areniscas y lutitas situadas topográficamente más bajas y en posición subhorizontal; éstas son equivalentes laterales de las areniscas y conglomerados de Linás de Marcuello. Las observaciones realizadas por este autor apuntan la existencia de un paso vertical gradual desde las areniscas y lutitas hasta los conglomerados.

Si se admite como cierta esta relación, los conglomerados de la Peña del Sol deberían incluirse, al menos en su parte basal, en la megasecuencia U₃³, puesto que las areniscas y lutitas sobre las que yacen en aparente continuidad pertenecen a dicha megasecuencia.

Ahora bien, como también señala NICHOLS (*op. cit.*), las características texturales y la composición litológica de los conglomerados de la Peña del Sol son completamente diferentes de las que presentan los de la megasecuencia U₃³ de Linás y equivalentes laterales hacia el Este (clastos más angulosos, procedentes exclusivamente de los materiales aflorantes en las Sierras Exteriores). Esto evidencia su desconexión genética, tanto desde el punto de vista del área fuente como de los sistemas sedimentarios implicados en los respectivos depósitos.

Las observaciones realizadas a lo largo de esta investigación llevan a pensar que el contacto entre la megasecuencia U₃³ cartografiada en el margen de la Cuenca y los conglomerados de la Peña del Sol no es una continuidad estratigráfica ni un cabalgamiento, sino una discordancia. Los conglomerados de la Peña del Sol se habrían formado con posterioridad al emplazamiento de la lámina cabalgante sobre la que se encuentran y constituirían, por tanto, una Unidad genética distinta y más moderna que la



Figura 2.82.- Unidad de Conglomerados de la Peña del Sol. A: afectados por un cabalgamiento (próximo a la ermita de Santa Marina) y B: Detalle de la textura. Nótese el predominio de los clastos de areniscas de color marrón claro y la imbricación (afloramiento al N-NO de Santa Engracia).

U₃-N₁, sin que se pueda caracterizar su evolución ni precisar su posición cronoestratigráfica.

Respecto a esto último, BENITO (1989), utilizando criterios geomorfológicos, apunta que la sedimentación de estos conglomerados se produciría entre el Burdigaliense y el Plioceno, ya que los encuentra relacionados con la génesis de una superficie de erosión Mio-Pliocena que se reconoce en el interior de la Cordillera pirenaica.

2.3.6.2.- Brechas monogénicas

Afloramiento:

Se localizan como dos pequeños afloramientos al Noreste de Aniés (figura 2.83A).

Litofacies y evolución:

Estas brechas tienen color gris-azulado; están formadas por clastos de origen puramente local, exclusivamente de naturaleza calcárea y por lo general están bien cementadas. Los clastos son angulosos y heterométricos y su tamaño llega a superar 1-2 m. de diámetro en algunas zonas (figura 2.83B). No suelen estar estratificados, excepto en la parte más distal de los afloramientos, donde pueden mostrar una estratificación tabular muy grosera.

No ha sido posible precisar su evolución vertical.

Su potencia es de alrededor de 40 m.

Límites:

Se hallan relacionados con cabalgamientos de las Sierras Exteriores, más o menos próximos al contacto de éstas con la Cuenca del Ebro. Los afloramientos situados al Noreste de Aniés están cabalgados en su parte más septentrional (figura 2.83C) y se prolongan hacia el Sur de forma discordante sobre los materiales de las Sierras Exteriores, que cabalgan, a su vez, a los materiales de la Unidad U₃ del margen de la Cuenca, quedando "colgados" con respecto a ellos.

Su situación estratigráfica podría ser inferior, equivalente o superior a la de la Unidad U₃.



Figura 2.83.- Brechas monogénicas: **A:** Aspecto de uno de los afloramientos al NE de Aniés. Se señala la posición de la Unidad U_3 en la Cuenca del Ebro. **B:** Detalle de sus características texturales y estructurales. **C:** Cabalgamiento de Calizas de Guara en la parte Norte de las brechas monogénicas.

2.4. CRONOESTRATIGRAFIA: LOS DATOS PALEONTOLOGICOS Y MAGNETOESTRATIGRAFICOS

En los sedimentos continentales que ocupan el área de investigación sólo se dispone de los datos que proporcionan dos instrumentos de datación: los yacimientos paleontológicos y los perfiles magnetoestratigráficos.

La datación mediante yacimientos paleontológicos encuentra serias dificultades en el área estudiada debido esencialmente a su escasez, condicionada en parte por el tipo de facies (detríticas o yesíferas) y en parte por la ausencia de campañas sistemáticas. No obstante, en las facies lacustres de la Sierra de Alcubierre se ha llevado a cabo una campaña inicial de recogida de muestras, que desafortunadamente no ha sido muy satisfactoria y precisa ser ampliada. Este hecho parece indicar que las facies lacustres tampoco son excesivamente "bondadosas" en este sector de la Cuenca del Ebro. Por otra parte, las Unidades más bajas (U₁ y U₂) sólo afloran en facies detríticas groseras, y su datación, por ahora, es imposible mediante datos paleontológicos.

En esta sección se exponen los yacimientos paleontológicos presentes en el área estudiada, con la fauna encontrada en cada uno de ellos y la edad atribuida por los autores. Se incluyen aquéllos que han librado restos de vertebrados, debido a que hasta el momento los vertebrados, muy especialmente los micromamíferos, parecen ser los fósiles más adecuados para la datación de series continentales. No se expondrán los datos de gasterópodos, ostrácodos o carofitas, ya que su dispersión temporal suele ser amplia y poco precisa.

La descripción de los yacimientos se realizará por orden cronológico, de más antiguo a más moderno dentro de la serie estratigráfica, independientemente de la datación hecha por los autores. En este trabajo ha surgido la necesidad de "ordenar" los yacimientos según su posición estratigráfica real, aunque a veces ésta es sólo aproximada por la carencia de datos: en muchos casos, la situación geográfica de los yacimientos proporcionada por los autores que los describen es vaga y en determinadas ocasiones confusa. Asimismo, la posición estratigráfica suele ser imprecisa en cuanto a la ubicación relativa de unos yacimientos respecto a otros y, además, sólo se hace mención a grandes unidades litoestratigráficas.

En la figura 2.84 se apunta su posición estratigráfica con respecto a las Unidades U₃-N₁, N₂ y N₃ establecidas en el presente trabajo. Tanto en esa figura como en el texto

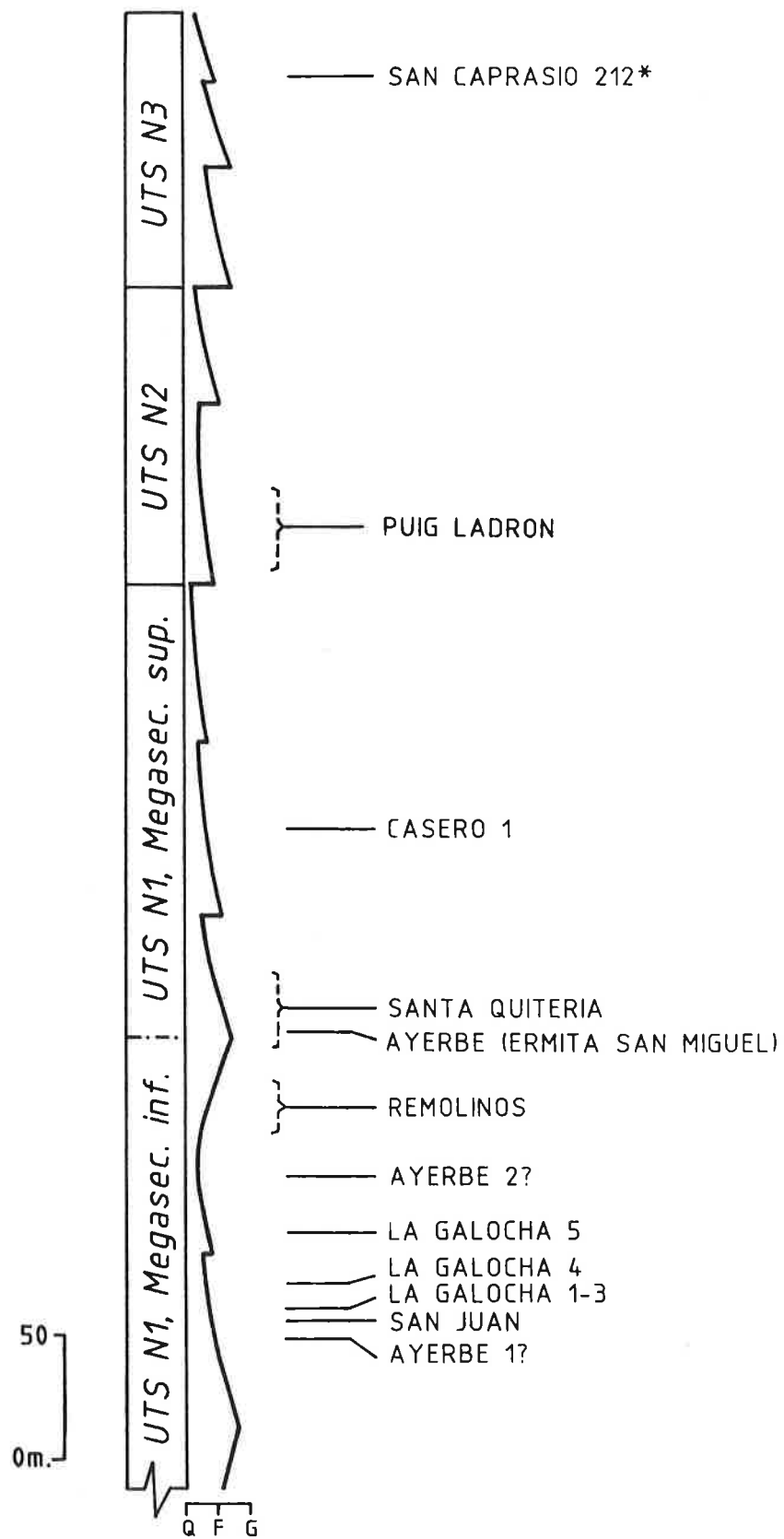


Figura 2.84.- Posición estratigráfica de los yacimientos de vertebrados encontrados en el área de estudio por diferentes autores (ver texto). En algunos la situación es sólo aproximada.

que sigue se señala con un asterisco el único yacimiento que ha proporcionado datos cronoestratigráficos de todos los estudiados a lo largo de la realización de esta investigación.

Para cada uno de los yacimientos se reseñan los siguientes datos:

- Denominación.
- Situación geográfica y geológica.
- Autores que lo han estudiado.
- Asociación faunística.
- Atribución de edad.

Otro método de datación utilizado dentro del área es la magnetoestratigrafía, aunque también presenta serias dificultades en el sector de estudio, pues de hecho, por el momento no existen puntos de referencia bien datados, a partir de los cuales se pueda enlazar los perfiles magnetoestratigráficos realizados en el área con la escala temporal de polaridad magnética. En el apartado 2.4.3. se hará una breve reseña de los datos proporcionados por HOGAN (1993).

2.4.1. Descripción de los yacimientos

• *San Juan*

Se sitúa en la Sierra de La Galocha (Hoja 286, Huesca), a alrededor de 500 m. al Sureste del Castillo Alto de San Juan (Kms. 60 y 61 de la carretera nacional N-330). Desde el punto de vista estratigráfico este yacimiento se incluye en las megasecuencias U₃¹+U₃² o megasecuencia inferior de la Unidad N₁.

Los primeros datos son los de ALVAREZ SIERRA *et al.* (1987). Aquí se expone la asociación faunística proporcionada por ALVAREZ SIERRA *et al.* (1990):

Rodentia:

Peridyromys turbatus

Quercomys daamsi

Peridyromys murinus

"*Peridyromys*" *brailloni*

Palaeomys castoroides

Eucricetodon aff. *aquitanicus*

Pseudotheridomys murinus

Lagomorpha:

Prolagus vasconiensis fortis

Este yacimiento ha sido atribuido por ALVAREZ SIERRA *et al.* (1990) a la zona Y2 (Ageniense). CUENCA (1991) considera que el yacimiento de Peñalba (en: CUENCA, *op. cit.*) se puede correlacionar con el de San Juan por la presencia de *Q. daamsi* y *P. cf. turbatus*.

• *La Galocha*

Se encuentra en la Sierra de la Galocha, al Suroeste de Huesca, en los alrededores de los Kms. 60 y 61 de la carretera nacional N-330. Esta área queda comprendida en las megasecuencias U₃¹+ U₃² (megasecuencia inferior de la Unidad N₁).

Los primeros datos son los de HIRST (1983), que proporciona varios niveles fosilíferos en este sector: V1 y V2, al Oeste de la carretera (más altos estratigráficamente) y V3, V4 y V5, al Este de la carretera (más bajos estratigráficamente) (figura 4.6 de dicho trabajo). A partir del perfil que muestra dicha figura, aparentemente, V1 y V2 se situarían en el tramo 2 del perfil de La Valduesca (nº 28, figura 2.32 del presente trabajo). Al parecer, V3 está muy próximo al yacimiento de San Juan de ALVAREZ SIERRA *et al.* (1987 y 1990).

Los fósiles fueron estudiados por AGUSTI y libraron el siguiente contenido:

V1: *Prolagus cf. tobieni* LOPEZ (Lagomorpha).

V3: *Stenofiber aff. depereti* MAY (Rodentia).

V5: *Caenotherium cf. miocaenicum* CRUSAFONT & VILLENA.

Esta asociación puede indicar, según AGUSTI, una edad comprendida entre las biozonas MN-4 y MN-5, que son equivalentes (HIRST, *op. cit.*) al Burdigaliense superior-Langiense inferior o al Aragoniense medio.

Los niveles V1 y V2 fueron estudiados con mayor detalle por DAAMS y LOPEZ (en: HIRST, *op. cit.*). Los resultados iniciales arrojaron el siguiente contenido en lagomorfos:

Prolagus vasconiensis

Lagopsis spiranensis

DAAMS y LOPEZ estiman una edad para V1 y V2 correspondiente a la biozona Z (Ramblense). Esta edad es más antigua que la determinada por AGUSTI y puede reflejar la naturaleza diácrona de las biozonas MN (HIRST, *op. cit.*, pp. 218 y 219).

Posteriormente, ALVAREZ SIERRA *et al.* (1990) han estudiado los yacimientos de La Galocha 1, 2, 3, 4 y 5 en el sector situado al Oeste-Noroeste de los Kms. 60 y 61 de la carretera nacional N-330. Aparentemente, los niveles 1 y 2 parecen estar próximos a los V1 y V2 de HIRST (1983). Es imposible situar el resto de los niveles en el perfil de La Valduesa (nº 28, figura 2.32) debido a las diferencias litológicas entre este perfil y el de ALVAREZ SIERRA *et al.* (*op. cit.*), a pesar de estar levantados en el mismo cerro o en áreas muy próximas.

En La Galocha 1-3 encuentran:

Peridyromys turbatus (Rodentia)

En La Galocha 5 proporcionan la siguiente asociación:

Rodentia:

Peridyromys murinus

"*Peridyromys*" *brailloni*

Quercomys parsani

Ligerimys cf. *fahlbuschi*

Heteroxerus cf. *rubricati*

Lagomorpha:

Prolagus vasconiensis aff. *fortis*

ALVAREZ SIERRA *et al.* (*op. cit.*) asignan las siguientes edades:

La Galocha 1 a 4: biozona Y2 (Ageniense)

La Galocha 5: biozona Z (Ramblense)

• *Remolinos*

Se sitúa al Noreste de Remolinos, en el "cuerpo alto" de sal que se explotaba inicialmente en la mina "La Real". Desde el punto de vista estratigráfico este yacimiento se

sitúa por debajo del límite entre las megasecuencias U₃² y U₃³ (megasecuencia inferior de la Unidad N₁).

Los primeros datos sobre este yacimiento se deben a LLAMAS (1959) que estudió dos fragmentos óseos y un trozo de madera carbonizada, encontrados en unos bloques de sal del "cuerpo alto". Sólo uno de los fragmentos óseos, un trozo de mandíbula con dos molares, pudo clasificarse y corresponde a:

Caenotherium miocaenicum CRUSAFONT & VILLENA.

La atribución al *C. miocaenim* fue sólo provisional; éste fue caracterizado por primera vez en el Burdigaliense del Vallès-Penedès por CRUSAFONT *et al.* (1955).

LLAMAS (*op. cit.*) estima que "el dato paleontológico no introduce ninguna alteración fundamental en la datación de estos terrenos como miocenos hecha en 1873 por MARTIN DONAYRE", sino que induce a pensar que se trata de un Mioceno inferior, en vez del medio que desde trabajos de SAENZ (1931 y 1942) se les venía atribuyendo.

- *Ayerbe*

Este yacimiento incluye tres localidades fosilíferas próximas: ermita de San Miguel en Ayerbe y dos puntos de la carretera nacional N-330-N-240, al Sureste de Ayerbe: uno a alrededor de 2 Km. de esta localidad y otro entre Plasencia del Monte y Esquedas.

El de la ermita de San Miguel pertenece a la base de la megasecuencia U₃³ y los otros dos a la parte inferior de la megasecuencia U₃² o a la superior de la U₃¹ (la situación geográfica proporcionada por los autores que estudiaron este yacimiento es muy confusa para los dos puntos encontrados en la N-330-N240).

Estas tres localidades fosilíferas fueron estudiadas por CRUSAFONT PAIRO y PONS (1969), que encontraron la fauna siguiente (entre paréntesis se indica la denominación de estas localidades que se adopta en este trabajo, de más moderna a más antigua):

- Ermita de San Miguel (Ayerbe 3):

Amphitragulus elegans POMEL

Testudo sp

Crocodílidos indeterminados

Lymnaea sp.

- Localidad a aproximadamente 2 Km. al Sureste de Ayerbe (Ayerbe 2):

Crocodflidos indeterminados

Helix sp.

- Localidad entre Plasencia del Monte y Esquedas (Ayerbe 1):

Crocodflidos indeterminados

Carnívoro indeterminado (¿Mustélido?)

- *Caenotherium laticurvatum* (GEOFFROY)

Estos autores consideran que "la asociación de un cérvido del tipo *Amphitragulus* con un *Caenotherium* pone de manifiesto la edad aquitaniense de estas localidades" (nótese que estas dos especies fueron encontradas en dos localidades diferentes, cuyas situaciones estratigráficas -deducidas de forma aproximada- distan al menos 100 m. dentro de la serie local).

Estiman que la biofacies del yacimiento de Ayerbe (con su litofacies correspondiente) es exactamente igual a la del yacimiento de Santa Cilia (CRUSAFONT *et al.*, 1966).

CRUSAFONT y PONS (*op. cit.*) concluyen que la edad de la formación que se extiende al pie Sur de las Sierras prepirenaicas del Norte de la provincia de Huesca debe ser considerada Mioceno inferior (Aquitaniense), es decir, hacen equivalentes en edad los yacimientos de Santa Cilia y Ayerbe.

El yacimiento de Santa Cilia ha sido estudiado posteriormente por ALVAREZ SIERRA (1987) y ALVAREZ SIERRA *et al.* (1990) y se ha incluido en la zona X (Ageniense).

- *Santa Quiteria*

Su posición geográfica no ha sido proporcionada de forma precisa por los autores que han descrito este yacimiento (CUENCA *et al.*, 1992). Sólo puede decirse, a partir de la figura 1 de dicho trabajo, que se sitúa al Oeste de Tardienta (Hoja nº 323, Zuera), en los alrededores de la ermita de Santa Quiteria.

Este yacimiento se sitúa en la Unidad U3-N1. Dado que los autores que lo descubrieron lo incluyen en la Formación Alcubierre (QUIRANTES, 1978), este

yacimiento probablemente se sitúa en la megasecuencia superior de la Unidad N₁ o U₃³. Además, en este sector la megasecuencia inferior de la Unidad N₁ o U₃² no presenta facies propicias (lutitas, yesos y areniscas) para dicho hallazgo, por lo que parece más lógico que se encuentre en la base de la U₃³.

CUENCA *et al.* (*op. cit.*) encuentran en Santa Quiteria:

Microdyromys sp.

Estos autores consideran, "por la posición estratigráfica relativa" y esta escasa fauna, que el yacimiento de Santa Quiteria es de edad Aragoniense sin poder precisar más por el momento. Sin embargo, en la figura 1 de CUENCA *et al.* (*op. cit.*) este yacimiento es atribuido al Aragoniense medio-superior.

• *Casero 1*

Se encuentra en el cuadrante Nororiental de la Hoja 323 (Zuera), en las inmediaciones de la Balsa de Casero, al Oeste del vértice denominado Corona de la Reina.

Desde el punto de vista estratigráfico se incluye en la megasecuencia superior de la Unidad N₁ o U₃³.

Ha sido descrito por CUENCA (1991) y el contenido faunístico es:

Gliridae indet.

En la figura 2 de ese trabajo, Casero 1 contiene "*Tempestia-Margar.*"; asimismo, en esa figura, Casero 1 se hace equivalente al yacimiento de El Buste (atribuido al Aragoniense superior por AZANZA, 1986).

• *Puig Ladrón*

Está ubicado en el cuadrante Noroeste de la Hoja 356 (Lanaja), en la carretera comarcal 129 (entre Lanaja y Leciñena), en el desvío hacia el monumento a Los Caídos, junto al cual se halla el vértice Puig Ladrón. Probablemente se halla en la base de la Unidad N₂.

Los primeros datos sobre este yacimiento son los de CUENCA (1991), que encuentra:

Microdyromys Koenigswaldi o
Microdyromys complicatus

Esta autora estima que la poca abundancia del material "no permite hacer precisiones y sólo se puede apuntar que las dos especies se encuentran desde el Mioceno medio hasta el Mioceno superior (zonas D-G) en la Cuenca de Calatayud-Teruel según DAAMS (1981)" (en: CUENCA, *op. cit.*).

En la figura 2 del trabajo de CUENCA (*op. cit.*) Puig Ladrón se hace equivalente al yacimiento de la Paridera de los Pinos (MN 4 a 8). Posteriormente, CUENCA *et al.* (1992) consideran que el yacimiento de la Paridera de los Pinos queda situado en la biozona F o en la G (MN 6,7), y que el de Puig Ladrón pertenece al Aragoniense, sin mayor precisión (aunque en la figura 1 de dicho trabajo, Puig Ladrón aparece como Aragoniense medio-superior).

• *San Caprasio 212**

Estratigráficamente por encima de todos los anteriores, se localiza en las inmediaciones del vértice geodésico de 812 m., en el camino que asciende a la ermita de San Caprasio (vertiente Sur de la Sierra de Alcubierre). Su situación estratigráfica se señala en el perfil de San Caprasio (nº 1, fig. 2.35) con la sigla ALC-212. Este yacimiento pertenece a la Unidad N3, ya en su parte más alta.

La primera asociación faunística ha sido proporcionada por AGUSTI *et al.* (en prensa):

Cricetidae:

Género *Megacricetodon*

Megacricetodon sp.

Gliridae:

Género: *Ramys*

Ramys cf. *perezi* (ALVAREZ SIERRA, 1986)

Sciuridae:

Género *Spermophilinus*

Spermophilinus bredai (von MEYER, 1848)

AGUSTI *et al.* (*op. cit.*) estiman que la asociación de *Ramys perezii* y *Megacricetodon* sp. indica la pertenencia de ese yacimiento al final del Aragoniense (MN 8) o al inicio del Vallesiense (MN 9). Esta datación confirma la atribución de estos materiales a la Unidad N₃ efectuada por ARENAS *et al.* (1989b)

2.4.2. Análisis y discusión de los datos paleontológicos

A la vista de los resultados paleontológicos previamente expuestos resulta difícil establecer una atribución cronológica precisa para cada una de las Unidades distinguidas en este trabajo, bien por razones inherentes al tipo de facies, que, en parte, condiciona la distribución desigual de los yacimientos en el tiempo abarcado en el área estudiada, bien por razones relacionadas con las asignaciones biocronológicas.

Como ya se ha señalado anteriormente, sólo se tienen datos paleontológicos de las Unidades U₃-N₁, N₂ y N₃, pues las Unidades U₁ y U₂ sólo afloran en facies detríticas groseras, donde hasta ahora no se tiene noticia de la existencia de yacimientos. Además, la mayoría de los hallazgos paleontológicos se encuentran en la Unidad U₃-N₁ y, dentro de ésta, en la megasecuencia inferior de la N₁ (o U₃¹ + U₃²), por lo que existe una concentración de yacimientos en un intervalo relativamente reducido de la serie estratigráfica general.

En cuanto a los datos biocronológicos, en primer lugar hay que considerar que, dentro del área estudiada, existen atribuciones cronológicas dispares según diferentes autores para yacimientos idénticos o muy próximos estratigráficamente. Este es el caso de los yacimientos de La Galocha y San Juan: HIRST (1983) considera que las localidades V1 a V5 corresponden al Aragoniense medio (MN 4 y 5, según datos proporcionados por AGUSTI a dicho autor). Posteriormente, DAAMS y LOPEZ (en: HIRST, *op. cit.*) estiman que V1 y V2 pertenecen a la biozona Z (Ramblense), es decir, que son más antiguos con respecto a la primera atribución por AGUSTI. Si esto es verdad, V3, V4 y V5 -más bajos estratigráficamente- deberían estar en la biozona Z o biozonas más antiguas. Más tarde, ALVAREZ SIERRA *et al.* (1990) señalan que los yacimientos de la Galocha 1-4 (La Galocha 1 y 2 parecen ser muy próximos a V1 y V2 de HIRST, *op. cit.*) se sitúan en la biozona Y2 (Ageniense) y que La Galocha 5 pertenece a la biozona Z (Ramblense, Mioceno inferior). Por lo que respecta al yacimiento de San Juan, estratigráficamente por debajo de La Galocha 1-4, ALVAREZ SIERRA *et al.* (*op. cit.*) lo asignan a la biozona Y2. El yacimiento de San Juan está muy próximo o en la misma

posición estratigráfica que el V3 de HIRST (*op. cit.*); V3 fue atribuido inicialmente al Aragoniense medio por este autor.

A la vista de estos datos resulta difícil precisar la edad de los materiales implicados. Dado que en los trabajos más recientes se ha estudiado un mayor número de muestras, éstos parecen ser más fiables y cabe la posibilidad de que los yacimientos de San Juan y La Galocha pertenezcan al Ageniense y Rambliense y, por tanto, que la megasecuencia inferior de la Unidad N₁ (o U₃¹ + U₃²) sea, al menos en parte, de esa edad.

Un hecho sorprendente lo constituye el yacimiento de Ayerbe (CRUSAFONT y PONS, 1969), del cual estos autores proporcionan una asociación faunística atribuida al Aquitaniense; en esta asociación incluyen especies encontradas en localidades fosilíferas distintas, cuyas posiciones estratigráficas distan como mínimo 100 m. dentro de la serie local. Esta circunstancia induce a dudar de la exactitud biocronológica de ese trabajo. Por otra parte, CRUSAFONT y PONS (*op. cit.*) hacen equivalentes en edad el yacimiento de Ayerbe (al parecer las tres localidades allí encontradas) y el de Santa Cilia (zona X, Ageniense, según ALVAREZ SIERRA *et al.*, 1990), con lo cual aumenta todavía más la confusión, dado que el yacimiento más alto de Ayerbe, el único de posición geográfica, y por tanto estratigráfica, más clara, está muy por encima de los yacimientos de San Juan y La Galocha (cuyas dataciones más bajas son las zonas Y2 y Z). En consecuencia, el yacimiento de Ayerbe no se tendrá en cuenta en este trabajo por su imprecisión estratigráfica y cronológica.

Finalmente, señalar que algunas asignaciones biocronológicas establecidas inicialmente, en su mayor parte por equivalencia con otros yacimientos de la Cuenca del Ebro, han sido modificadas o ampliadas temporalmente, con posterioridad, por el mismo autor. Este es el caso de Casero 1 y Puig Ladrón (CUENCA, 1991) y Santa Quiteria (CUENCA *et al.*, 1992), de los que finalmente CUENCA *et al.* (en prensa) estiman que podrían pertenecer indistintamente al Aragoniense medio o superior, debido a la pobreza o escasa significación de las especies reconocidas en ellos.

Así pues, a partir de todo lo expuesto, resulta imposible establecer el intervalo temporal abarcado por cada UTS, pues los únicos datos biocronológicos que hasta ahora aportan información de interés son escasos y puntuales. Como aproximación se podrían dar las dataciones siguientes:

- parte media de la megasecuencia inferior de la Unidad N₁ (U₃¹+U₃²): Ageniense (San Juan y La Galocha).

- parte superior de la megasecuencia inferior de la Unidad N₁ (U₃²): Mioceno inferior (Remolinos).
- megasecuencia superior de la Unidad N₁ y Unidad N₂: Aragoniense (Santa Quiteria, Casero 1 y Puig Ladrón)
- parte superior de la Unidad N₃: Aragoniense superior-Vallesiense inferior (MN 8 ó 9) (San Caprasio 212).

2.4.3. Los datos magnetoestratigráficos

El estudio magnetoestratigráfico puede proporcionar resultados cronológicos satisfactorios cuando la serie analizada es continua temporalmente, es decir, cuando no existen lagunas estratigráficas; otro requisito que condiciona la veracidad o exactitud de este método lo constituye la existencia de puntos de referencia bien datados (en el área Norte de estudio sólo son factibles los hallazgos paleontológicos) que puedan correlacionarse con la escala magnetoestratigráfica de tiempo.

Dentro del área estudiada, los únicos datos referentes a este método son los de HOGAN (1993), que presenta tres secciones o cortes magnetoestratigráficos localizados a lo largo del margen Sur de las Sierras Exteriores. Estos cortes son utilizados para "calibrar los episodios oligocenos de deformación" (HOGAN, *op. cit.*). Los cortes corresponden a las áreas de San Felices, Agüero y Ayerbe. El corte de San Felices se apoya, según este autor, sobre materiales transicionales (Formación Belsué-Atarés) y comprende materiales continentales de las Formaciones Campodarbe y Uncastillo. Los materiales transicionales permiten la correlación con varias magnetoestratigrafías llevadas a cabo en la Cuenca de Jaca (HOGAN, *op. cit.*). El corte de Agüero está realizado en el barranco de Agüero; no incluye los conglomerados basales de la Formación Uncastillo y pasa por la discordancia sintectónica del límite U₂/U₃. La sección de Ayerbe registra 500 m. de serie. Comienza en las inmediaciones de Concilio y "termina en la localidad fosilífera Aquitaniense de Ayerbe" (HOGAN, *op. cit.*).

Así, con referencia al presente trabajo, el corte de San Felices comprende la Unidad C (Formación Campodarbe) infrayacente a la discordancia sintectónica intra-Campodarbe, la Unidad U₂ y la parte inferior de la U₃ (U₃¹). En el de Agüero se registra la Unidad U₂² y parte inferior de la U₃ (U₃¹), y en el de Ayerbe la Unidad U₃ (U₃¹, U₃² y el inicio de la megasecuencia U₃³ en la ermita de San Miguel de Ayerbe). En los cortes de San Felices y Agüero falta el registro sedimentario que suponen las discordancias

presentes entre Formación Campodarbe y Unidad U₂ (San Felices) y entre U₂² y U₃¹. Existen, pues, importantes lagunas estratigráficas en dichos cortes magnetoestratigráficos.

La correlación del perfil de Ayerbe con materiales inferiores se establece (HOGAN, 1993) por el seguimiento de unidades aluviales desde Riglos hacia el Sur, a lo largo del río Gállego, hasta la base del perfil de Ayerbe (en Concilio).

La correlación entre la estratigrafía de polaridad magnética (MPS) de Ayerbe y la escala temporal de polaridad magnética (MPTS) se basa en (HOGAN, *op. cit.*): 1) correlación del techo del perfil de Ayerbe con el Aquitaniense inferior, a partir del yacimiento de vertebrados descrito en la ermita de San Miguel, en Ayerbe, por CRUSAFONT y PONS (1969), 2) correlación de la "señal" magnética de la MPS de Ayerbe con la secuencia de inversiones identificada por la MPTS, y 3) correlación con los perfiles de Agüero y San Felices mediante cartografía de facies a lo largo del frente de cabalgamiento y del río Gállego desde Riglos. Establecidos estos datos, el autor considera que la MPS de Ayerbe se puede correlacionar desde cerca de la base del *cron* 10 hasta cerca del techo del *cron* 6B (figura 12A de HOGAN, *op. cit.*), por lo que la sección de Ayerbe es considerada por este autor de edad Chattiense a Aquitaniense inferior.

Existen, sin embargo, varios aspectos que inducen a dudar de la fiabilidad de esta datación: en primer lugar, la correlación que este autor establece entre los perfiles de San Felices y Agüero y el de Ayerbe (figura 12B, en HOGAN, *op. cit.*), pues el techo del perfil de Agüero (que en el presente trabajo correspondería a las Unidades U₂² y U₃¹) lo correlaciona con la parte central del perfil de Ayerbe (megasecuencia U₃² en el presente trabajo), lo cual parece bastante improbable si se tienen en cuenta las estructuras que afectan a esta zona y el buzamiento general.

Por otra parte, si la sección de Ayerbe se considera de edad Chattiense-Aquitaniense, las dataciones establecidas mediante yacimientos de vertebrados en otros puntos del área de investigación (secciones 2.4.1 y 2.4.2) serían totalmente incongruentes. Además, si se tiene en cuenta que el punto de referencia de HOGAN (*op. cit.*) es el yacimiento de Ayerbe (CRUSAFONT y PONS, *op. cit.*) -que aquí se estima de escasa precisión estratigráfica y cronológica- se comprende que la datación de la sección de Ayerbe sea de escasa credibilidad.

Finalmente, se recuerda que los cortes o perfiles magnetoestratigráficos realizados por HOGAN (*op. cit.*) cuentan con lagunas estratigráficas (discordancias) importantes (por ejemplo, en el perfil de San Felices la discordancia angular que existe entre la

Formación Campodarbe y la Unidad U₂ supone una laguna superior al tiempo de depósito de la Unidad U₁). La estimación del tiempo que representan dichas discordancias mediante el análisis de la polaridad magnética es muy difícil y, en algunos casos, imposible (HOGAN, *op. cit.*, considera que el tiempo que supone la discordancia entre la Formación Campodarbe y la Uncastillo en el barranco de Agüero es desconocido).

En cualquier caso, según este autor la Formación Campodarbe en el corte de San Felices se dataría como Priaboniense-Rupeliense y los primeros conglomerados de la Formación Uncastillo en dicho corte, y por tanto la Unidad U₂, se situaría en el Oligoceno (Rupeliense-Chattienense) y podría inferirse que la Unidad U₁ se sitúa dentro del Oligoceno inferior (Rupeliense).

Sin embargo, a partir de los mismos datos de HOGAN (*op. cit.*) se puede llegar a otras conclusiones diferentes, probablemente más ajustadas. En efecto, este autor considera que el "sistema de Luna" de NICHOLS (1984) inicia el vaciado erosivo de la Cuenca de Jaca. En esta Cuenca se registra sedimentación al menos hasta -30,6 m.a. (por encima del *cron* 11) según las dataciones obtenidas en el corte de Salinas. HOGAN (*op. cit.*) detecta la primera aparición de depósitos fluviales del sistema de Luna en el área de San Felices-Agüero, en una posición equivalente a la de los tramos 24 a 35 del perfil de Agüero del presente trabajo, y quizás por ello sitúa el *cron* 10 dentro de materiales que corresponden a la Unidad U₂ de este trabajo. HOGAN, sin embargo, desconoce la estratigrafía al Oeste de San Felices, por lo que ignora que el sistema de Luna, y en consecuencia el vaciado erosivo de la Cuenca de Jaca, se inicia con anterioridad al depósito de los primeros conglomerados aflorantes en el área de Agüero, los cuales corresponden, como ya se sabe, a la Unidad U₁² (tramos 1 al 4 del perfil de Agüero). El sistema de Luna comienza, de hecho, con la Unidad U₁¹ en los perfiles de Luesia, Biel y Fuencalderas I y, por lo tanto, la Formación Uncastillo (que comprende en el área de estudio al sistema de fluvial de Luna y a los conglomerados marginales de los mallos) comenzó a sedimentarse después del *cron* 11, con mucha probabilidad en el *cron* 10.

Por otra parte, este autor señala que el movimiento de la unidad cabalgante de San Felices se produce entre -35 y -32,4 m.a. Dicha lámina es fosilizada por la parte de la Formación Campodarbe situada por encima de la discordancia sintectónica intra-Campodarbe. Esta parte más alta de la citada Formación empezaría, por tanto, en o muy cerca de la base del *cron* 11 (aproximadamente -32 m.a.), dentro de lo que HOGAN denomina "Upper Campodarbe Group fluvial strata". No es posible saber qué *cron*es

incluye la Formación Campodarbe supra-discordancia sintectónica, puesto que ha desaparecido en el corte de San Felices; pero el comienzo de la Formación Uncastillo suprayacente en continuidad estratigráfica (es decir, la Unidad U₁ al Oeste de San Felices) es ya en el *cron* 11 y con más probabilidad en el *cron* 10, como se ha señalado.

De hecho, puede hacerse un intento de aproximación a partir de las tasas de sedimentación y la potencia de la Formación Campodarbe supra-discordancia sintectónica. La tasa de sedimentación para el "Grupo Campodarbe superior" no puede conocerse en esta área, pero un poco más al Norte (corte de Salinas) puede calcularse a partir de los datos de HOGAN (1993) en alrededor de 0,5 m/1000 años (sedimento compactado), y es del mismo orden de la que dicho autor da para el "Grupo Campodarbe inferior" en esta misma área .

Tomando este valor como una aproximación y teniendo en cuenta que la potencia de la Formación Campodarbe supra-discordancia sintectónica está en torno a 1000 m. inmediatamente al Oeste de San Felices, se obtiene un tiempo de 2 m.a. para la sedimentación de esta parte de la Formación Campodarbe situada directamente por debajo de la base de la Unidad U₁. Esta última empezaría, pues, hace aproximadamente -30 m.a., en el *cron* 10 (límite Rupeliense-Chattiense), desplazando la Unidad U₂ a edades más modernas.

Como la Unidad U₁ no ha sido muestreada en ninguno de los cortes realizados por HOGAN no puede precisarse ni su límite superior ni la edad de la Unidad U₂ a partir de los datos magnetoestratigráficos existentes.

2.5.- CORRELACION CON OTRAS AREAS DE LA CUENCA DEL EBRO

A lo largo del capítulo de estratigrafía se ha ido haciendo la correlación dentro de cada sector diferenciado y, finalmente, la correlación entre éstos (apartado 2.3). A partir de estos datos ha sido posible distinguir cinco Unidades tectosedimentarias, denominadas U₁, U₂ y U₃ en el sector septentrional y N₁, N₂ y N₃ en el sector meridional. Como ya se ha expuesto, la Unidad N₁ equivale a la U₃ y se designa U₃-N₁ en el texto.

En esta sección se expone un ensayo de correlación entre estas Unidades y las establecidas por diversos autores en áreas próximas de la Cuenca del Ebro, todas ellas del margen ibérico.

En el sector central del margen ibérico de la Cuenca del Ebro, PEREZ *et al.* (1988) diferencian cinco Unidades, que designan como Paleógeno, N₁, N₂, N₃ y N₄; con referencia a la nomenclatura usada en la Cordillera Ibérica (PEREZ *et al.*, 1983; GONZALEZ *et al.*, 1984), estas Unidades se corresponden (PEREZ, 1989) con las U.T.S. T₄, T₅, T₆, T₇ y T₈.

En el sector oriental de la Cuenca del Ebro, GONZALEZ (1989) reconoce dos U.T.S., T₄ y T₅, correlativas con las de PEREZ (*op. cit.*) de igual denominación.

Con el trabajo de MUÑOZ (1991) sobre el sector riojano, queda completado el análisis tectosedimentario de todo el borde meridional de la Cuenca del Ebro y cubetas ibéricas marginales. Este autor distingue diez Unidades, que nombra como A₁ hasta A₁₀; las A₁ a A₈ las correlaciona con las T₂ a T₈ de PEREZ (1989) y GONZALEZ (1989).

El presente estudio es, hasta ahora, el único trabajo, desde el punto de vista del análisis tectosedimentario, que se ha realizado en el margen pirenaico de la Cuenca del Ebro. Como la única posibilidad de correlación es con el margen ibérico, se encuentran dificultades e inconvenientes derivados de la desconexión física y de la evolución particular de algunas Unidades. A estos problemas se suma la escasez de datos cronoestratigráficos, por lo que la correlación que se establezca puede ser susceptible de modificaciones.

El punto de partida para esta correlación es el sector meridional de este trabajo: ARENAS *et al.* (1986b) distinguieron tres Unidades en la Sierra de Alcubierre y las

correlacionaron con las N₁, N₂ y N₃ de PEREZ *et al.* (1988). Como se ha expuesto en el apartado 2.3., tan sólo la Unidad N₁ tiene equivalente en el sector septentrional (U₃). Así pues, la Unidad U₃-N₁ es la que sirve de referencia para el ensayo que se propone. En la figura 2.85 se muestra la correlación entre las Unidades diferenciadas en este trabajo y las establecidas por PEREZ (1989), GONZALEZ (1989) y MUÑOZ (1991) en el margen ibérico de la Cuenca del Ebro, así como la nomenclatura usada para las Unidades en la Cordillera Ibérica. En dicho esquema se representan las biozonas de MEIN (1975) y las de DAAMS y VAN DER MEULEN (1984). Asimismo, se señala con un asterisco la posición de los yacimientos más representativos.

La equivalencia entre la Unidad U₃-N₁ y la N₁-T₅ de PEREZ (1989) se fundamenta en su posición sobre la Unidad T₄ del margen oriental de la cuenca (LUZON, com.pers.) y en su continuidad física con la T₅ de GONZALEZ (1989), en el extremo suroriental del área estudiada.

Esta equivalencia parece confirmada por los yacimientos de vertebrados de San Juan y la Galocha, así como por el de Remolinos, que se sitúan en la parte inferior de la Unidad; la edad de estos yacimientos es congruente con la que arrojan los yacimientos de la Unidad T₅ en el margen ibérico.

La Unidad U₃-N₁ en el sector meridional del área de estudio es, en conjunto, granodecreciente, como la T₅ de PEREZ (1989), aunque se diferencia de ésta en la presencia de dos máximos granulométricos relativos en la parte inferior. En cambio, en La Rioja, la Unidad A₅, equivalente a la T₅ de PEREZ (*op. cit.*), es cíclica, con una parte granocreciente reducida. Estas diferencias en la evolución han sido atribuidas al diferente contexto geodinámico en que se generan las Unidades (MUÑOZ, 1991).

Pero, a diferencia de las Unidades T₅ y A₅, que muestran en las áreas en que han sido caracterizadas una evolución constante desde el margen hasta los sectores centrales, la U₃-N₁ posee una evolución distinta en el sector septentrional. Allí es cíclica, con una parte superior granocreciente potente y compleja constituida por dos megasecuencias (una granocreciente, U₃², y otra cíclica asimétrica, U₃³).

Estas diferencias en la evolución de la Unidad U₃-N₁ desde el margen septentrional al sector central de la Cuenca serán tratadas en el capítulo 5, pero se debe recordar ahora que el límite entre las megasecuencias U₃² y U₃³ del sector Norte se correlaciona con el máximo granulométrico relativo observado en el sector Sur (límite entre la megasecuencia inferior y superior de la Unidad N₁).

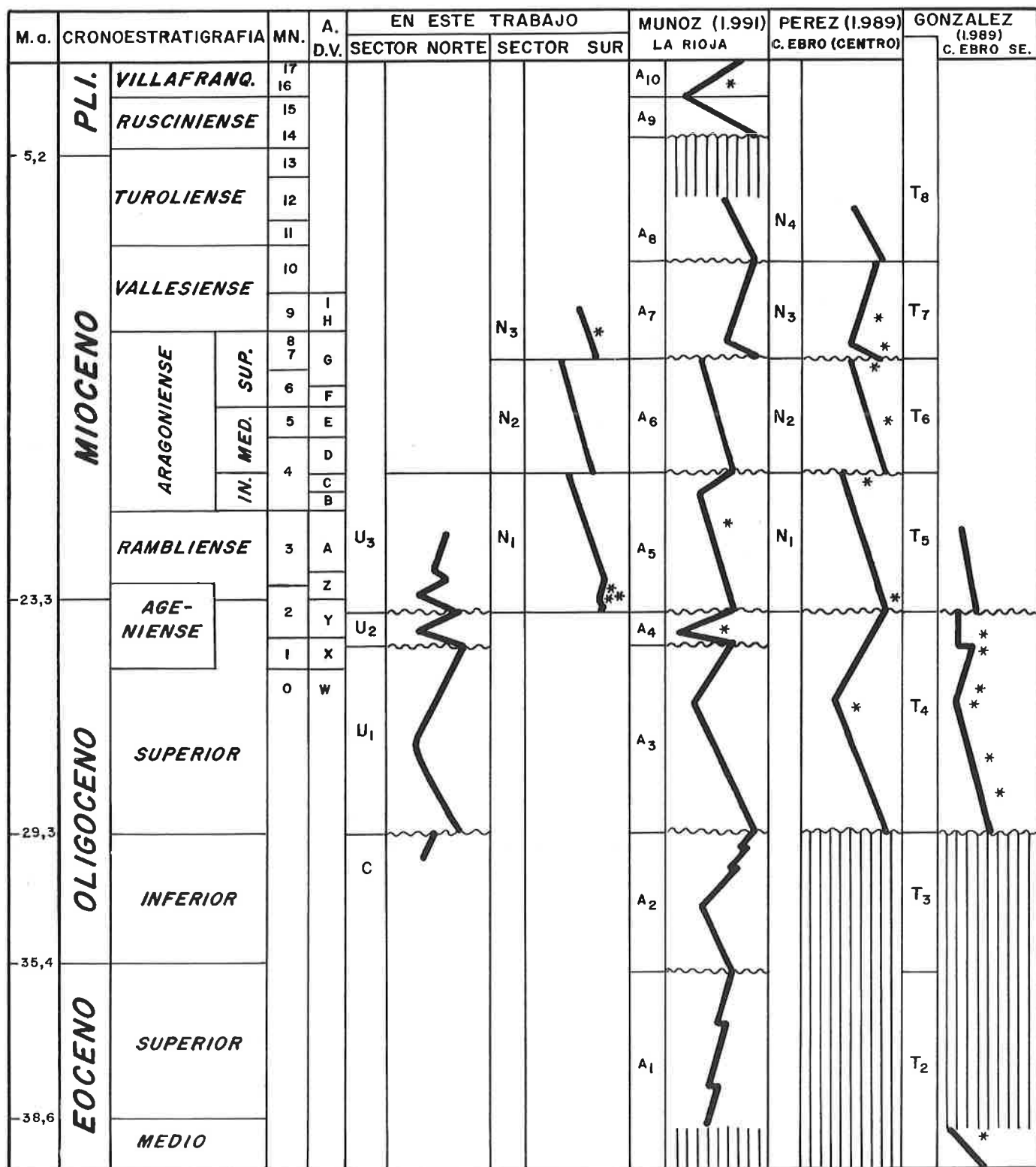


Figura 2.85.- Ensayo de correlación entre las U.T.S. establecidas en este trabajo y las definidas por otros autores en el margen ibérico de la Cuenca del Ebro. Edades absolutas según HARLAND *et al.* (1990). Cronoestratigrafía basada en CALVO *et al.* (en prensa)

El límite superior de la Unidad U₃-N₁, sólo reconocible en el sector meridional, es una ruptura de tipo 3, igual que en la parte central del margen ibérico de la Cuenca; en cambio, en La Rioja es una ruptura de tipo 1. MUÑOZ (1991) explica esta desigualdad por el contexto compresivo en que tiene lugar el límite A₅-A₆ en la zona de Cameros, a diferencia del marco distensivo propuesto por PEREZ (1989) para el límite T₅-T₆ en la parte central del margen ibérico. En el área estudiada, dadas las características especiales de la evolución de la Unidad U₃-N₁ y el desconocimiento de la evolución de la parte superior de esta Unidad en el sector Norte, no puede decirse si su límite superior obedece a un régimen compresivo o distensivo.

La Unidad N₂ presenta características evolutivas y límites idénticos a los encontrados en otras áreas de la Cuenca del Ebro. Su correlación con las A₆ y T₆ es inmediata según este criterio.

La Unidad N₃ es granodecreciente en la Sierra de Alcubierre. Su correlación con la Unidad T₇=N₃ de PEREZ *et al.* (1988) queda confirmada por el yacimiento de San Caprasio 212 (AGUSTI *et al.*, en prensa), que indica una edad Aragoniense superior - Vallesiense (MN 8 ó 9). Al no conocerse el techo de esta Unidad, no es posible saber su evolución completa. En otras áreas de la Cuenca del Ebro, ésta es cíclica, con un granodecrecimiento inicial muy corto.

Por lo que respecta a las Unidades U₁ y U₂, su correlación con las Unidades del margen ibérico resulta muy problemática debido a la desconexión física y a la inexistencia de dataciones precisas. Los datos magnetoestratigráficos existentes (HOGAN, 1993) apuntan que la Unidad U₂ se sitúa en el intervalo Rupeliense superior-Chattiense y se podría inferir que la U₁ se encuentra dentro del Oligoceno inferior (Rupeliense=Stampiense). Congruente con esto, HOGAN (com. pers.) indica que cabe la posibilidad de que la discordancia U₁/U₂ de Agüero sea de edad Oligoceno "medio".

Sin embargo, como ya se decía en el apartado 2.4.3, la fiabilidad de estas dataciones es dudosa debido a la imposibilidad de conocer el tiempo que suponen las discordancias presentes en los perfiles de polaridad magnética, a la dudosa correlación hecha por este autor entre las áreas proximales de la Unidad U₃ y sus equivalentes distales de Concilio-Ayerbe y a la carencia de significado preciso del "Aquitaniense" con que calibra sus perfiles (yacimiento de la ermita de San Miguel en Ayerbe). En este trabajo, los datos de este autor se reinterpretan atribuyendo la base de la Unidad U₁ al límite Rupeliense-Chattiense.

SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970) y PUIGDEFABREGAS (1975) ya habían situado el límite entre la Formación Campodarbe y la Uncastillo en el límite Stampiense-Chattiense (Oligoceno inferior-Oligoceno superior); esta datación se basaba en los restos fósiles (esencialmente carofitas) encontrados en la parte superior de la Formación Campodarbe. Aunque la precisión de esta datación puede presentar dudas por el amplio rango temporal que tienen las carofitas, no debe olvidarse que se apoya en un trabajo estratigráfico y sedimentológico de escala regional (PUIGDEFABREGAS, 1975) que, hasta ahora, no ha resultado incongruente con otros estudios realizados en el Prepirineo y en el margen pirenaico de la Cuenca del Ebro.

En este sentido, cabe reseñar que las recientes dataciones con foraminíferos y el estudio de las secuencias de depósito (en: CANUDO *et al.*, 1991), realizados en los equivalentes marinos y transicionales de la Formación Campodarbe (parte inferior), son coherentes con los datos aportados inicialmente por PUIGDEFABREGAS (*op. cit.*). Del mismo modo, los estudios sobre tectónica en las Sierras Exteriores (MILLAN y POCOVI, en prensa) no encuentran dificultades con la datación de este autor.

En definitiva, con los datos actualmente disponibles, lo único que se puede afirmar es que las Unidades U₁ y U₂ quedarían situadas, como conjunto, en el intervalo Oligoceno superior-Mioceno inferior.

Ante esta situación, y mientras no exista información cronoestratigráfica adicional, la correlación que puede establecerse es:

Unidades U₁ + U₂ = T₄ de los sectores central y oriental de la Cuenca del Ebro = A₃ + A₄ del sector occidental o riojano.

La U.T.S. T₄ de GONZALEZ (1989) en el sector Sureste de la Cuenca del Ebro (Puigmoreno y Mequinenza) (figura 2.85), así como en los sectores de Aliaga y Aguaviva presenta una evolución compleja, formada por un ciclo granodecreciente - granocreciente seguido de una megasecuencia sin evolución vertical definida; localmente, en el área de Belmonte (Sureste de la Cuenca del Ebro), esta megasecuencia se articula con el ciclo inferior mediante una discordancia sintectónica. Basándose en estos hechos y en los datos cronoestratigráficos, MUÑOZ (1991) correlaciona las Unidades A₃ y A₄ de La Rioja con el ciclo inferior y la megasecuencia superior, respectivamente, de la Unidad T₄ de GONZALEZ (1989). En ese sector occidental de la Cuenca del Ebro, la Unidad A₄ es una

Unidad tectosedimentaria fundamental compleja (en el sentido de GONZALEZ *et al.*, 1988) y tal como apunta MUÑOZ (*op. cit.*), el hecho de que esa Unidad se reconozca también en sectores más centrales (al Norte de Tudela y posiblemente al Sur de Belchite) y orientales (megasecuencia superior de la U.T.S. T4 de Puigmoreno y Mequinenza) de la Cuenca del Ebro, así como en las cubetas ibéricas de Aliaga y Aguaviva, parece indicar que se trata, efectivamente, de una U.T.S. fundamental. GONZALEZ (1989) y PARDO *et al.* (1989) explican la megasecuencia superior de la U.T.S. T4 del área de Belmonte mediante la actuación de factores locales.

En el margen pirenaico de la Cuenca del Ebro, donde se centra este trabajo, las Unidades U₁ y U₂ son, como ya se ha dicho, cíclicas y se articulan mediante una ruptura sedimentaria de tipo 1, visible como discordancia sintectónica en Agüero. Estas características hacen sospechar, si se considera que $U_1 + U_2 = T_4$, que la Unidad U₁ podría ser equivalente a la A₃ y la U₂ a la A₄ de MUÑOZ (*op. cit.*).

Si se admite esta hipótesis se debería reconsiderar el argumento propuesto por PARDO *et al.* (*op. cit.*) y GONZALEZ (*op. cit.*) para explicar la megasecuencia superior de la U.T.S. T₄, pues en el margen pirenaico no se puede argüir la actuación de factores locales para explicar la evolución de la Unidad U₂. Se trataría, en definitiva, de una nueva U.T.S., que no ha sido detectada en la parte central del margen ibérico.

Una vez correlacionadas las Unidades caracterizadas en este estudio con las reconocidas por PEREZ (1989), GONZALEZ (1989) y MUÑOZ (1991), se encuentra que existe una amplia zona de la Cuenca del Ebro donde el análisis tectosedimentario ha permitido caracterizar y correlacionar esas Unidades genéticas. Además, PEREZ (*op. cit.*) y GONZALEZ (*op. cit.*) han extendido esta correlación a las cubetas terciarias de la Cordillera Ibérica, con lo que se tiene cubierta una extensión considerable.

Las Unidades tectosedimentarias representan intervalos concretos de tiempo geológico (representados por registro material y eventuales lagunas en sus límites) que pueden establecerse allí donde los límites de las Unidades son conformidades. Por ello, una vez hecha la correlación entre U.T.S. de sectores diferentes de una misma cuenca con los criterios disponibles (continuidad cartográfica, identidad en la evolución secuencial y en los tipos de límites, yacimientos existentes), existe la posibilidad de asignar un intervalo cronoestratigráfico a cada una de ellas integrando los datos que aportan yacimientos paleontológicos arealmente dispersos, pero cuya situación estratigráfica se conoce con seguridad dentro de cada U.T.S.

Este proceso es el que se viene siguiendo en las investigaciones sobre los distintos sectores de la Cuenca del Ebro y sobre las cubetas ibéricas, aportando sucesivas aproximaciones al intervalo cronoestratigráfico de cada una de las Unidades reconocidas. De la misma forma, a partir de las correlaciones establecidas, pueden asignarse unas dataciones preliminares para las U.T.S. de una cuenca o sector de cuenca que carezca de yacimientos.

En el caso del sector de la Cuenca del Ebro objeto de la presente investigación, son escasos los datos cronoestratigráficos que pueden aportarse (véase los apartados 2.4.2 y 2.4.3.), ninguno de ellos contradictorio con las dataciones establecidas en otros sectores de la Cuenca. El dato de mayor relevancia se obtiene, sin duda, de la interpretación que se hace en este trabajo de los perfiles de polaridad magnética de HOGAN (1993), que conduce a la datación del límite inferior de la Unidad U₁ como límite Oligoceno inferior-Oligoceno superior, con lo que se confirma la edad atribuida al límite T₃/T₄ en el resto de la Cuenca del Ebro.

En definitiva, teniendo en cuenta las correlaciones que se muestran en la figura 2.85 y los escasos datos cronoestratigráficos propios, es posible hacer una asignación preliminar de intervalos temporales para las Unidades:

- U.T.S. U₁: Oligoceno superior (hasta Ageniense, MN1)
- U.T.S. U₂: Ageniense (MN1-MN2)
- U.T.S. U₃-N₁: Ageniense (MN2 o Zona Y) - Aragoniense inferior (MN4)
- U.T.S. N₂: Aragoniense medio (MN4) - Aragoniense superior (MN7).
- U.T.S. N₃: Aragoniense superior (MN7) - Vallesiense.

3.- SEDIMENTOLOGIA

3.- SEDIMENTOLOGIA

La Formación Uncastillo, que ocupa todo el sector septentrional del área de investigación, ha sido atribuida por diversos autores a la sedimentación en abanicos aluviales, mientras que las Formaciones Zaragoza y Alcubierre de los sectores meridionales de Montes de Castejón y Sierra de Alcubierre lo han sido a sistemas lacustres. En el presente capítulo se tratará de realizar una aproximación a las características de estos sistemas como paso previo al establecimiento de la evolución paleogeográfica del área de estudio.

3.1.- LAS FACIES ALUVIALES

3.1.1. Introducción. Jerarquía secuencial.

En el capítulo de antecedentes se ha citado la existencia de trabajos estratigráficos y sedimentológicos sobre el borde Norte de la Cuenca del Ebro. Las facies aluviales de la Fm. Uncastillo han sido estudiadas por SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970 y 1972), PUIGDEFABREGAS (1975), SLATER (1977), FRIEND *et al.* (1979), HIRST (1983), HIRST y NICHOLS (1986), NICHOLS (1984, 1987 a y b, 1989), FRIEND *et al.* (1986) y HOGAN (1993) con un enfoque estratigráfico, sedimentológico y/o tectónico. Desde un punto de vista petrográfico y paleogeográfico han sido consideradas por PINILLA (1966), PINILLA *et al.* (1968) y QUIRANTES y RIBA (1973). Dentro del área de estudio y desde un punto de vista eminentemente sedimentológico destacan los trabajos de PUIGDEFABREGAS (1975), SLATER (1977), HIRST (1983), HIRST (1989), NICHOLS (1984, 1987 b y c, 1989), HIRST y NICHOLS (1986) y FRIEND *et al.* (1979 y 1989). HIRST y NICHOLS en sus diferentes trabajos distinguen los sistemas fluviales de Luna y Huesca basándose fundamentalmente en la distribución de direcciones de paleocorrientes; además hacen una caracterización mineralógica de estos sistemas y de los abanicos aluviales "marginales" (figura 3.1) a partir de la composición de las areniscas y de los clastos de los conglomerados.

En este trabajo no se pretende realizar un análisis detallado de facies y depósitos particulares, sino establecer una aproximación a los modelos representativos de los medios de depósito existentes durante el Terciario en el área.

El punto de partida para este trabajo es la descripción de litofacies, entendiendo como tales unos cuerpos rocosos susceptibles de ser cartografiados y que se caracterizan esencialmente por su composición litológica, geometría externa e interna y estructuras sedimentarias de los depósitos; estas características permitirán interpretar el conjunto de procesos que intervinieron durante su sedimentación.

El paso siguiente es la realización de mapas de distribución espacial de litofacies para cada Unidad tectosedimentaria y, finalmente, a partir de las asociaciones laterales de litofacies, la interpretación de los medios de depósito, que en el caso de los sedimentos aluviales se limitará a definir los aspectos fundamentales de los distintos subambientes.

En la literatura sobre medios fluviales es ampliamente conocida la nomenclatura de facies sedimentarias (MIALL, 1978; RUST, 1978), que atiende a aspectos litológicos,

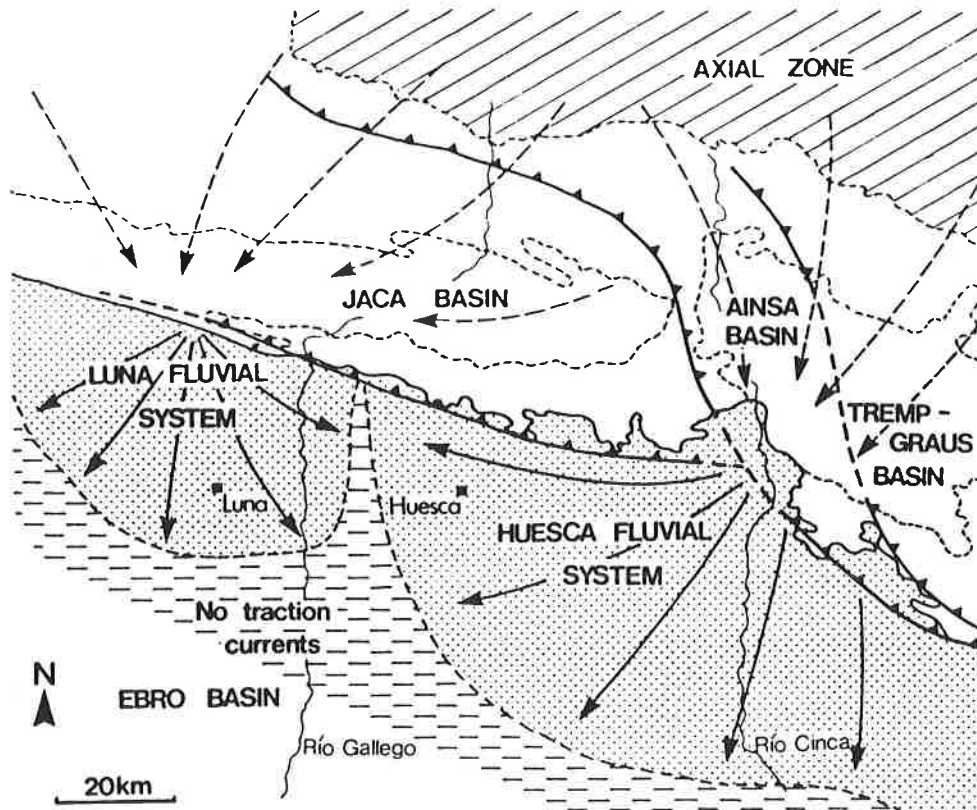


Figura 3.1.- Sistemas fluviales de Luna y Huesca, con indicación de las zonas de procedencia (HIRST y NICHOLS, 1986)

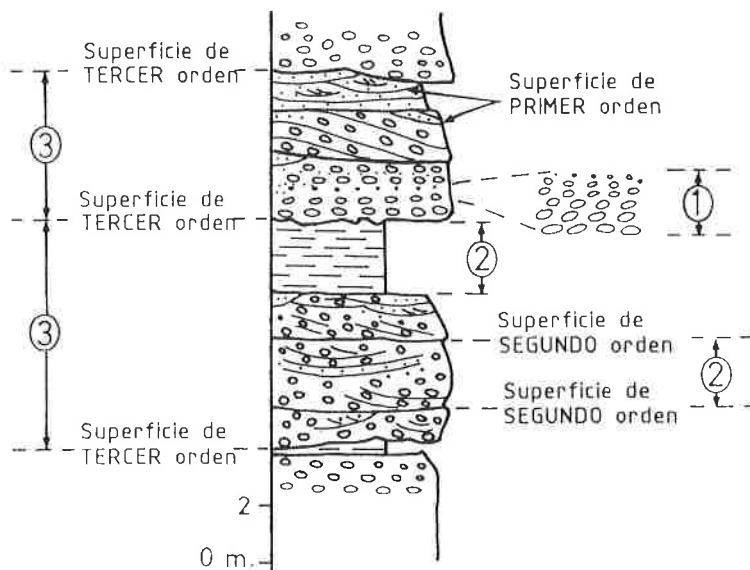


Figura 3.2.- Jerarquía de secuencias aluviales. 1: Secuencia elemental o de primer orden. 2: Secuencia simple o de segundo orden. 3: Secuencia básica o de tercer orden (ARENAS *et al.*, 1989a).

texturales y estructurales de los depósitos, por lo que no se hará hincapié en su significado e interpretación. Cada una de estas facies es el resultado de un proceso sedimentario particular, como la migración de un *bed form* específico, el acrecimiento vertical de un determinado tipo de barra, etc.

Cada una de las litofacies que se describen más adelante englobará varias de estas facies y, por tanto, será la suma de unos procesos particulares, en conjunto, los propios de un sector de los sistemas aluviales.

Por otra parte, los procesos tienen diferentes órdenes de magnitud espacial y temporal y dan lugar a agrupaciones de facies de diferente jerarquía y con un significado sedimentológico determinado.

Este tipo de análisis ha sido considerado por diversos autores (ROBLES, 1980, 1982 y 1984; DELFAUD, 1984; CABRERA *et al.*, 1985; PEREZ, 1989; entre otros) y forma parte de la metodología de estudio de los sistemas aluviales.

En este trabajo se adopta la jerarquía de secuencias establecida por ARENAS (1986) y ARENAS *et al.* (1989a) para medios aluviales, aunque con ligeras modificaciones. Así, en función de la escala y del significado sedimentológico se distinguen las siguientes categorías de secuencias (figura 3.2):

- **Secuencia elemental o de primer orden:** de potencia centimétrica a decimétrica, con menos frecuencia métrica; se produce por un único episodio de flujo. Está formada por la asociación de un reducido número de facies o incluso por una sola facies sedimentaria. Sus límites son superficies de primer orden de extensión decimétrica a decamétrica. Pueden ser graduales o netos, erosivos o no, pero nunca representan una interrupción sedimentaria mayor que la que existe entre dos episodios sucesivos de flujo. Un ejemplo de secuencia elemental sería cada uno de los cuerpos de acrecimiento lateral de un *point bar*.

- **Secuencia simple o de segundo orden:** de potencia decimétrica a métrica; cada una está constituida por la superposición y yuxtaposición de secuencias de primer orden. Sus límites son superficies de segundo orden de extensión métrica a kilométrica que implican erosión o interrupción de un proceso sedimentario, en relación con cambios importantes en las condiciones de flujo. El desarrollo total de una barra o el relleno de un canal son ejemplos de secuencias de segundo orden.

- **Secuencia básica o de tercer orden:** su potencia es métrica a decamétrica; están compuestas por la superposición de dos o más secuencias simples. Sus límites son

superficies de tercer orden, erosivas o no, de extensión hectométrica a kilométrica. Registran el acrecimiento vertical de cualquier segmento del sistema sedimentario durante un proceso autocíclico de avance, retroceso o desplazamiento lateral, que transforma dicho segmento de área de sedimentación activa en área inactiva o a la inversa.

En esta ordenación jerárquica, en el presente trabajo se establecen dos tipos más de secuencias:

- Macrosecuencia o secuencia de cuarto orden: de potencia métrica a hectométrica. Están integradas por varias secuencias de tercer orden. Sus límites son superficies de cuarto orden, de carácter no erosivo y extensión hectométrica a kilométrica, comparable a la del sistema aluvial. Cada macrosecuencia tiene una polaridad sedimentaria determinada, que se relaciona con el avance o retroceso del correspondiente sistema aluvial y obedece a causas alocíclicas (tectónicas o climáticas).

- Megasecuencia o secuencia de quinto orden: de potencia decamétrica a hectométrica. Resultan de la agrupación de dos o más macrosecuencias. Sus límites son superficies de quinto orden de carácter erosivo o no y extensión equiparable a la de la cuenca, e implican un cambio de signo o un salto brusco en la evolución. Cuando estas superficies se reconocen como rupturas sedimentarias de tipo 1, 2 ó 3 (según la terminología de GONZALEZ *et al.*, 1988), la o las megasecuencias limitadas por dichas rupturas son unidades tectosedimentarias (genéticas), cuyo origen obedece a factores alocíclicos (tectónicos o climáticos).

3.1.2. Descripción e interpretación de las litofacies

Las facies que se describen a continuación generalmente son de carácter heterogéneo y corresponden, como se ha dicho anteriormente, a cuerpos rocosos susceptibles de ser cartografiados por su potencia y/o extensión de afloramiento. Estas facies han sido diferenciadas principalmente por la abundancia relativa de sus componentes litológicos, es decir, se trata de facies o litofacies cuantificadas. Desde el punto de vista litoestratigráfico, estas litofacies son unidades litológicas cartografiables dentro de cada U.T.S. establecida. Algunas de ellas, o la agrupación de varias de estas litofacies serían susceptibles de ser diferenciadas como Miembros dentro de la Fm. Uncastillo, posibilidad a la que se ha renunciado por no aportar datos de valor desde el punto de vista estratigráfico. Según la terminología de ARENAS *et al.* (1989a) pueden definirse como la superposición y yuxtaposición de secuencias de tercer orden, de

manera que estas litofacies tienen entidad suficiente como para que sus características litológicas, geométricas y estructurales puedan ser la respuesta a una parte o al conjunto de procesos de un sector de un medio determinado.

Las litofacies diferenciadas en este trabajo son las siguientes:

Litofacies de conglomerados

- Conglomerados tipo Mallos (COM)
- Conglomerados fluviales tipo Luesia (COF)

Litofacies de areniscas y conglomerados (ACO)

- Areniscas y conglomerados de tipo mallos (ACOM)
- Areniscas y conglomerados fluviales de tipo Luesia (ACOF)

Litofacies de areniscas y lutitas (AL) y de lutitas y areniscas (LA)

- En cuerpos tabulares con geometría interna lenticular.
- En cuerpos tabulares con geometría interna sigmoidal.
- En cuerpos lenticulares aislados.
- En cuerpos tabulares con geometría interna laminar.

Litofacies de lutitas (L)

Las diferenciaciones establecidas dentro de algunas litofacies se refieren a las características geométricas de los detriticos gruesos o a variaciones de la organización interna en el caso de los conglomerados. Estas diferenciaciones están relacionadas con la intervención de procesos sedimentarios distintos.

En el mapa de la figura 2.70 aparecen cartografiadas estas litofacies. En algunos casos no ha sido posible la delimitación de ciertas litofacies debido a la imprecisa definición de sus límites o a la pequeña extensión de afloramiento, por lo que su representación en ese mapa es aproximada y carece de límites.

3.1.2.1. Litofacies de conglomerados

Se trata de facies compuestas mayoritariamente por conglomerados (más del 85%). En función de la organización interna se distinguen:

- Conglomerados tipo mallos (Litofacies COM)

El afloramiento de este tipo de conglomerados tiene un aspecto muy peculiar (figura 3.3.A): constituyen potentes masas rojizas o grises de paredes casi verticales, que destacan en el relieve como pilares de 200 a 400 m. de altura. Se distribuyen en afloramientos aislados, adosados al margen Norte de la cuenca (figura 2.70), de extensión areal reducida, entre 0,5 y 4-5 Km².

El rasgo más característico es su apariencia casi masiva: en panorámica se aprecia la existencia de paquetes tabulares de espesor métrico a decamétrico, no siempre bien definidos, separados por superficies planas que suelen coincidir con un cambio en la granulometría de los depósitos. Estos paquetes tienden a reducir su potencia al aumentar la distancia del margen (figura 3.3.B).

Se apoyan de forma discordante sobre materiales marinos, transicionales y continentales del Terciario y Mesozoico de las Sierras Exteriores. Los depósitos de la base de algunos mallos aparecen en áreas restringidas con morfología de valles (por ejemplo, en Riglos o en Agüero; figura 3.4); localmente incluyen brechas de bloques de calizas de hasta 3 m. de diámetro.

Esta litofacies está formada por un porcentaje igual o mayor al 90% de conglomerados y por areniscas y lutitas, que no suelen superar el 10%.

Los conglomerados son de color gris, gris-rojizo, marrón, marrón-grisáceo o marrón-anaranjado (figuras 3.3 y 3.4). La textura es casi siempre granostenida; los clastos son calcáreos de tonos grises (40 a 90%) y de areniscas de tonos marrones (5 a 60%) y con frecuencia dominan los de calizas. En mucha menor proporción se encuentran clastos de cuarzo, cuarcita, lidita y areniscas de tonos rojizos (1-5% del total), que corrientemente son mucho más pequeños que los clastos dominantes y pueden formar parte de la matriz. Varían de angulosos a redondeados, aunque por lo general dominan los poco redondeados. Son siempre heterométricos. El centilo es muy variable, comúnmente superior a 25-30 cm. y, en algunos casos, supera 1 m. La matriz es

microconglomerática o de arenisca gruesa, de color marrón claro, naranja y, ocasionalmente, rojo; localmente puede ser muy abundante, con lo que esporádicamente adquieren textura no granosostenida. Estos conglomerados suelen estar bien cementados (cemento calcáreo).

Las areniscas tienen tonos marrones (generalmente claros), naranjas y, con menos frecuencia, grises y rojos. El tamaño de grano varía de medio a muy grueso. Pueden contener clastos centimétricos dispersos o tapizando la base de los depósitos.

Las lutitas son de color marrón claro, marrón-grisáceo o naranja y, más raramente, rojo. En determinadas áreas pueden incluir clastos dispersos.

Esta litofacies está compuesta por numerosas secuencias de tercer orden. Cada una de éstas se aprecia como un paquete tabular, predominantemente conglomerático, de hasta 15 m. de potencia visible (no se conoce cuál es la potencia en la parte alta de los Mallos) y de amplitud variable desde decamétrica a kilométrica. Las bases de estos paquetes pueden ser erosivas o no, horizontales o subhorizontales. Su evolución vertical puede ser granocreciente, granodecreciente u homogénea. Estos paquetes están formados por cuerpos tabulares o lenticulares con bases horizontales, subhorizontales o canaliformes muy laxas. La potencia de estos cuerpos varía entre 0,3 y 3 m. y corresponden a secuencias de segundo orden de continuidad lateral métrica a hectométrica.

Las secuencias de segundo orden se caracterizan por ser mayoritariamente masivas (facies Gm) (figura 3.5A), aunque de forma eventual muestran estratificación horizontal poco definida (facies Gh).

La facies Gm suele formar niveles tabulares de espesor decimétrico, ocasionalmente de hasta 3 m., o se halla sobre superficies suavemente canaliformes. Estos depósitos pueden carecer de granoselección (facies Gm₁) o pueden ser granocrecientes o granodecrecientes (facies Gm₂) (figura 3.5). Esporádicamente se reconoce en estas facies imbricación de cantos.

La facies Gh viene definida por la alternancia de niveles decimétricos con clastos de diferente tamaño (secuencias de primer orden de tipo "grava gruesa-grava" o "grava-gravilla"); cada una de estas alternancias tiene un espesor variable entre 0,3 y 1 m. (figura 3.5B). Esta facies suele encontrarse como paso vertical de la Gm₁ y, en conjunto, tienen evolución granodecreciente.



Figura 3.3.- Litofacies COM. **A:** Aspecto general de los mallos de Riglos. Nótese la estratificación incipiente. **B:** Mallos situados al Norte de Murillo de Gállego; se aprecia una reducción de la potencia de las capas en el sentido de los aportes, hacia el Sur.



Figura 3.4.- Depósitos de la Unidad U2 en Riglos, discordantes sobre Calizas de Guara y configurando un paleovalle.



Figura 3.5.- Características texturales y estructurales de la litofacies COM. **A:** Conglomerados masivos (Gm1); en el ángulo superior derecho, paso lateral a Gs. **B:** Facies Gh constituida por secuencias granocrescentes y granodecrecientes. **C:** Detalle de una secuencia de primer orden granodecreciente.

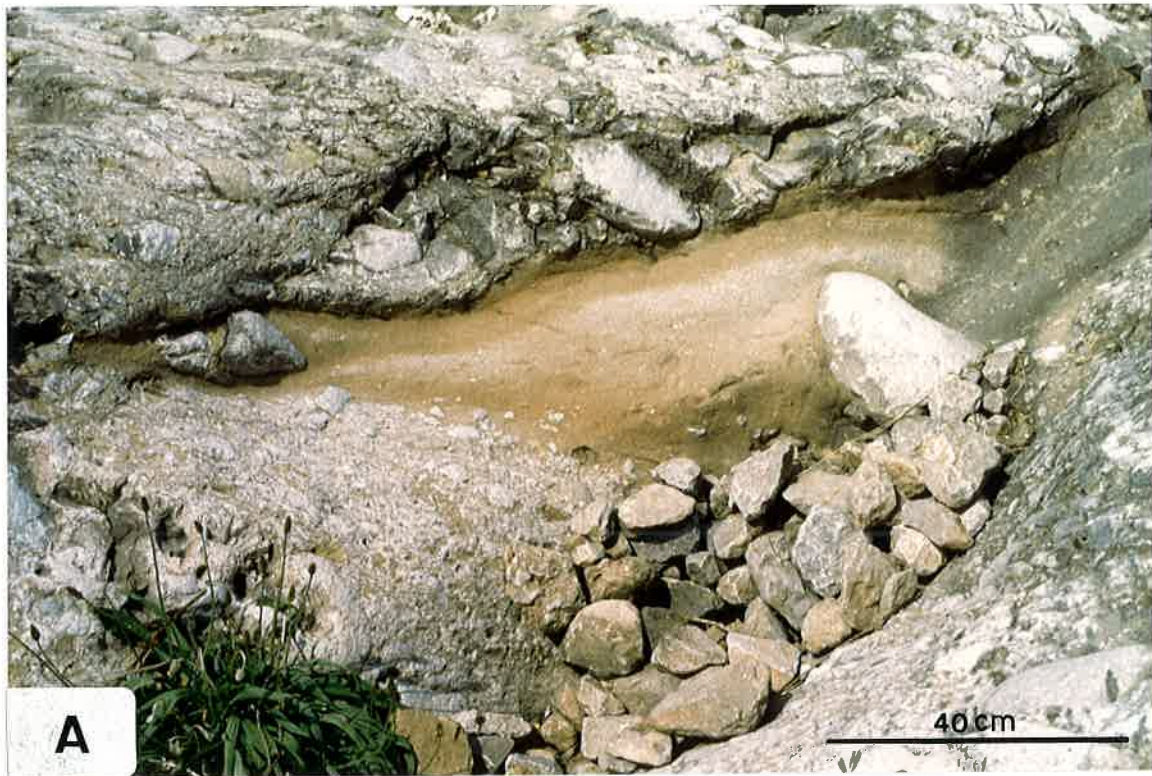


Figura 3.6.- Litofacies COM. **A:** Depósito lenticular de la facies Am sobre conglomerados masivos, culminando una secuencia de segundo orden granodecreciente. **B:** Depósito de lóbulo, con un nivel de areniscas en la base de escasa potencia.

En relación lateral con estas facies existen, esporádicamente, conglomerados con estratificación cruzada en surco (G_S), en *sets* lenticulares de espesor decimétrico a métrico, generalmente aislados. Esta estratificación viene marcada por la alternancia de láminas con diferente granulometría.

En muchos sectores destaca el rápido paso lateral de conglomerados a areniscas de la litofacies de areniscas y lutitas (AL).

En cuanto a las areniscas, éstas se presentan en niveles lenticulares y, eventualmente, tabulares, con bases cóncavas suaves o subhorizontales, cuya potencia oscila entre 0,1 y 0,5 m. Estos niveles están compuestos en muchos casos por facies masivas (A_m), aunque también pueden mostrar laminación paralela u horizontal (facies A_h). Estas facies suelen encontrarse en el techo de las facies conglomeráticas (figura 3.6A) o bien, como niveles tabulares, situados en la base de cuerpos conglomeráticos granocrecientes (facies G_{m2}) constituyendo secuencias de segundo orden de hasta 2 m. (figura 3.6B), donde la facies G_{m2} tiene una potencia muy superior a la de las areniscas. En otras ocasiones, el término basal de estas secuencias consta, además, de lutitas masivas (facies L_m).

Interpretación:

Depósitos con características en gran parte similares a las descritas han sido atribuidos a la actuación de flujos acuosos de muy alta energía confinados en cañones (McGOWEN y GROAT, 1971). En ellos la corriente es capaz de mover clastos de gran tamaño, dando lugar al predominio de facies desorganizadas.

En el caso de la litofacies COM, una parte puede tener esta misma interpretación por cuanto se halla fosilizando estrechos paleovalles (con laderas de unos 11° de pendiente, según NICHOLS, 1984) excavados en el sustrato, con un relleno masivo, altos centilos y máxima heterometría. En ellos, localmente, la textura puede ser no granostenida, por lo que tampoco se descarta la intervención de procesos de *mass flows* turbulentos (WELLS, 1984); además pueden estar representados los depósitos de talud (brechas monogénicas).

Sin embargo, la mayor parte de la litofacies COM aparece organizada en secuencias de geometría tabular cuya amplitud no es compatible con flujos confinados, sino que sugiere un origen mayoritariamente a partir de flujos acuosos no canalizados (*sheet floods*) de alta energía, que depositan el sedimento en forma de mantos. Estos flujos dan

lugar tanto a los depósitos masivos de la facies Gm₁ (*flash floods*) como a depósitos granodecrecientes de la facies Gm₂, si el flujo va perdiendo intensidad progresivamente. Si la lámina de clastos transportados por tracción en esos flujos es potente y de alta concentración, intervienen también fenómenos de presión dispersiva originada por colisión entre clastos, lo que puede dar lugar a depósitos granocrecientes de la facies Gm₂ (ALLEN, 1981).

Los niveles de areniscas representan el depósito de la carga de suspensión una vez depositada la más gruesa de tracción, cuando el flujo se disipa (TODD, 1989). El depósito puede efectuarse de forma más o menos rápida (facies Am) o a través de sucesivos episodios de fluctuación en la descarga (facies Ah).

En estas fases de disminución de la descarga puede producirse eventualmente una canalización de las corrientes, pero siempre de carácter menor y somero, como denuncia la rareza de los depósitos correspondientes a relleno de canales, entre los que se cuenta la facies Gs, resultado de la migración de barras de crestas onduladas. En este contexto, la presencia de secuencias de segundo orden Gm --> Gh indicaría la formación local de barras conglomeráticas longitudinales y su acrecimiento vertical por sucesivos episodios de flujo, que van superponiendo secuencias de primer orden.

En definitiva, la litofacies COM corresponde en su mayor volumen a la actuación de flujos laminares de alta energía, resultantes de un rápido proceso de expansión al dejar de estar confinados en cañones. En este contexto, las secuencias de tercer orden de evolución granocreciente deben corresponder al desarrollo de lóbulos, y los límites de dichas secuencias representan las fases de desplazamiento lateral de los mismos.

La baja proporción de lutitas en esta litofacies, especialmente en el caso de los depósitos granodecrecientes, sugiere el escaso desarrollo o bajo potencial de conservación de los depósitos de áreas inactivas, donde predominan los procesos de decantación, lo que es congruente con una amplia extensión y rápida migración de los sectores activos. Las áreas inactivas se situarían preferentemente en las orlas de los lóbulos y en sentido transversal a las corrientes serían barridas, total o parcialmente, por la migración de éstos. Cuando se conservan, aparecen incorporados a la base de una secuencia de lóbulo.

Por el contrario, la presencia de las lutitas se acrecienta aguas abajo, de manera que se observa un tránsito bastante brusco de la litofacies conglomerática a la de areniscas y lutitas. Este hecho evidencia el rápido agotamiento de la capacidad de transporte de los flujos laminares.

Todos los procesos interpretados para esta litofacies son referibles a los sectores más proximales de abanicos aluviales.

Finalmente, señalar que NICHOLS (1984 y 1989) hace consideraciones similares para los depósitos conglomeráticos adosados a las Sierras Exteriores.

- Conglomerados fluviales de tipo Luesia (Litofacies COF)

Los afloramientos de esta litofacies se presentan como masas conglomeráticas extensas de tonos marrones (figura 3.7A), que ocupan franjas amplias de orientación ONO-ESE (figura 2.70). Su apariencia de conjunto es masiva, pero con más detalle se distinguen paquetes tabulares de potencia métrica a decamétrica limitados por superficies planas, a veces suavemente canaliformes, y de extensión hectométrica (figura 3.7B). Estas superficies suelen coincidir con cambios de granulometría en el depósito, muchas veces por la presencia de areniscas.

Este tipo de conglomerados se dispone de forma concordante sobre los materiales subyacentes de la Formación Campodarbe.

Está constituida por más del 85% de conglomerados y hasta un 15% de areniscas. Las lutitas pueden estar presentes en proporciones muy bajas (1-6%).

Los conglomerados muestran tonalidades grises, gris-marrón y marrones. La textura es siempre granosostenida. Los clastos son de areniscas de color marrón y marrón-grisáceo (hasta un 95%) y de calizas de color gris-azulado (5-30%) principalmente. En mucha menor proporción siempre se hallan clastos de cuarzo, cuarcita y lidita, que suelen mostrar un tamaño más pequeño que los clastos dominantes. Son heterométricos y generalmente están bien redondeados. El centilo es muy variable, casi siempre superior a 20 cm. y puede ser de hasta 1 m. en algunos puntos. La matriz es de arenisca gruesa o microconglomerática, de color marrón-grisáceo; localmente puede ser abundante. Estos conglomerados están bien cementados, aunque en algún caso parece que la cementación ha sido menor.

Las areniscas son de color marrón, marrón-amarillento, marrón-grisáceo y, con menos asiduidad, naranjas. Varían desde grano medio a muy grueso; esporádicamente son de grano fino. Pueden contener clastos de hasta 1 ó 2 cm. dispersos o en hiladas.

Esta litofacies está formada por numerosas secuencias de tercer orden. Cada una de éstas constituye un paquete tabular o lenticular, a veces cuneiforme a gran escala, de hasta 15 m. de potencia (excepcionalmente hasta 25 m.) y amplitud variable desde decenas a centenas de metros. Las superficies basales son erosivas, subhorizontales o canaliformes muy laxas, en ocasiones irregulares en detalle. La evolución de estos paquetes puede ser granodecreciente, granocreciente o incluso cíclica granocreciente-granodecreciente (figura 3.7B). Dentro de estas secuencias básicas se observa la existencia de superficies erosivas irregulares, subhorizontales o canaliformes laxas, generalmente de escasa continuidad lateral. Estas superficies (de segundo orden) delimitan cuerpos conglomeráticos tabulares, lenticulares o cuneiformes de 1 a 4 m. de potencia (generalmente son de 1 a 2 m.) y de continuidad lateral métrica a decamétrica. Estos cuerpos corresponden a secuencias de segundo orden y están compuestos a su vez por un número variable de secuencias de primer orden.

Las secuencias de segundo orden pueden estar constituidas por facies masivas (Gm) (figura 3.8A), que normalmente se relacionan vertical y lateralmente con conglomerados con estratificación horizontal (Gh). La facies Gm suele aparecer tapizando superficies canaliformes y los depósitos generalmente tienen una evolución homogénea (facies Gm₁) o granodecreciente (facies Gm₂). En otras ocasiones, esta facies forma cuerpos tabulares de espesor decimétrico-métrico y evolución granocreciente (facies Gm₂).

La facies Gh resulta de la alternancia de niveles decimétricos de diferente granulometría (figura 3.8B): grava gruesa-grava, grava-gravilla o grava-gravilla-arena; cada una de estas alternancias (secuencias de primer orden) tiene un espesor de 0,2 a 0,5 m. Es frecuente encontrar clastos imbricados (comunmente según a (t) b (i)) en estas facies, en especial en la Gh. La evolución vertical de las secuencias de segundo orden compuestas por estas facies puede ser granodecreciente o granocreciente.

La alternancia de niveles decimétricos de diferente granulometría también puede dar lugar a una estratificación de bajo ángulo (facies Gb) o, con menos asiduidad, a una estratificación cruzada en surco (Gs) o planar (Gp). La facies Gs (figura 3.8C) suele aparecer como relleno de canales, en *sets* de hasta 1,5 m. de espesor, normalmente aislados. La facies Gp es casi ocasional; se presenta en *sets* tabulares o cuneiformes de espesor decimétrico, a veces como relleno de canales menores.



Figura 3.7.- Litofacies COF. **A:** Aspecto general. **B:** Detalle de las superficies de estratificación. **Secuencias de tercer orden granodecrecientes constituidas por secuencias de segundo orden también granodecrecientes.**



Figura 3.8.- Características texturales y estructurales de la litofacies COF. **A:** Conglomerados masivos. Nótese el buen redondeamiento. **B:** Secuencia de tercer orden grandecreciente, con Gh pasando hacia techo a As. **C:** Facies Gs formada por una alternancia de niveles de conglomerado y de arenisca (secuencias de primer orden).

Las facies Gb, Gs y Gp suelen estar relacionadas lateralmente con las facies Gm y Gh.

En cuanto a las areniscas, éstas aparecen en niveles lenticulares y, en ocasiones, cuneiformes o tabulares, de 0,1 a 0,6 m. de espesor, excepcionalmente hasta 1 m., con bases canaliformes, subhorizontales u horizontales. Estos niveles pueden corresponder a secuencias de segundo orden, y están integradas a su vez por un reducido número de secuencias elementales. Pueden ser masivas (facies Am) o pueden mostrar laminación paralela u horizontal (facies Ah) o de bajo ángulo (facies Ab); en otras ocasiones presentan estratificación cruzada en surco en *sets* decimétricos (facies As). Estas facies suelen disponerse como paso vertical sobre las secuencias de segundo orden conglomeráticas (figura 3.8B).

Las lutitas son un término poco abundante en esta litofacies; tienen tonos marrones; constituyen niveles tabulares de potencia decimétrica hasta 4,5 m. Suelen ser masivas (facies Lm) o, en otras ocasiones, mostrar laminación paralela (facies Lh). Generalmente están bioturbadas. Suelen aparecer como alternancia entre secuencias de segundo orden de conglomerados y areniscas.

Interpretación:

A partir de las características descritas es evidente que las secuencias de segundo orden presentes en esta litofacies reflejan el desarrollo de sistemas de barras y canales más o menos complejos, en general de bajo relieve.

Los depósitos desorganizados (facies Gm) representan los episodios de flujo mayor (*flash floods*) durante la implantación inicial de uno de tales sistemas. Sobre estos depósitos se desarrollan barras que crecen verticalmente (facies Gh) durante sucesivos episodios de flujos. El crecimiento de estas barras en sentido longitudinal suele producirse sin desarrollo de frentes de avalancha, dando lugar a un depósito granodecreciente o granocreciente (si la barra tiene un avance muy rápido en el sentido de la corriente). Estas barras pueden finalizar su crecimiento con frentes de avalancha (Gp), lo que indica la formación tardía de una barra transversa a partir de una longitudinal previa (ROBLES, 1984), generalmente en relación con el avance de la barra sobre pequeños canales.

La facies G1 representa depósitos de acrecimiento lateral (aproximadamente a 90° con respecto a la dirección del canal) e indican que la barra ha alcanzado una altura considerable en relación con la profundidad del flujo, de manera que el depósito se produce en los márgenes de la barra durante sucesivos episodios de flujo. Procesos similares han sido descritos por SMITH (1974), BLUCK (1976), RAMOS y SOPEÑA (1983) y ARENAS (1986).

Los cuerpos conglomeráticos con estratificación cruzada en surco indican la migración sobre el fondo de los canales de barras con crestas onduladas.

Los cuerpos lenticulares de areniscas que aparecen sobre los conglomerados se formaron durante las caídas de flujo, en relación con épocas de decrecimiento de la avenida, cuando las corrientes pueden canalizarse sobre el techo de las barras. Los depósitos laminares de areniscas, aunque muy escasos, sugieren la existencia de episodios de flujo no canalizados (expansivos). BOOTHROYD y ASHLEY (1975) apuntan este tipo de depósitos en sectores proximales y medios de abanicos.

Finalmente se señala que la escasa proporción de depósitos lutíticos en esta litofacies indica, en principio, la práctica ausencia de sectores inactivos o, si existieron, su escaso desarrollo o su destrucción debido a la rápida migración de los sectores activos.

Los depósitos lutíticos parecen alcanzar mayor profusión ya en las proximidades del límite con la litofacies de areniscas y lutitas.

Por otra parte, el bajo relieve que se infiere para estos sistemas entrelazados, con canales de orillas muy suaves, hace pensar en la fácil erosión de los materiales por su falta de cohesión, que propiciaría la alta velocidad de migración de los canales.

Concluyendo, las secuencias de segundo orden de esta litofacies se identifican con sistemas de canales someros y barras de escaso relieve, atribuibles a cursos poco sinuosos, de tipo entrelazado. Las secuencias de tercer orden representarían sucesivos episodios de acrecimiento vertical de esos sistemas, como resultado del avance o retroceso de los mismos, sin que exista representación de los sectores inactivos (ausencia de facies de desbordamiento), al menos en las áreas más proximales. La evolución de estas secuencias indica el tipo de migración de estos sistemas: una evolución granodecreciente significa el abandono progresivo del sistema de canales y barras; una evolución granocreciente expresa el avance de dicho sistema y su abandono repentino por rápida migración o avulsión y, por último, una secuencia cíclica implica la implantación y abandono graduales.

Estas características son propias de las partes proximales de abanicos aluviales con desarrollo de procesos fluviales.

3.1.2.2. Litofacies de areniscas y conglomerados (Litofacies ACO)

Está compuesta por areniscas (40-80%) y conglomerados (20-60%), con bajas proporciones de lutitas (hasta un 30%).

Los conglomerados pueden ser de tipo Luesia (COF) o de tipo mallos (COM), dando lugar a las litofacies ACOF y ACOM.

Estas litofacies presentan características texturales, estructurales y geométricas diferentes, por lo que se describen e interpretan por separado. Esta distinción también se ha realizado, siempre que ha sido posible, en el mapa geológico de la figura 2.70.

- Litofacies de areniscas y conglomerados tipo mallos (Litofacies ACOM).

Se reconoce configurando fuertes relieves, a veces también de pilares, aunque no tan espectaculares como los de la litofacies COM, de la que constituye una orla y de la que se diferencia, en cuanto a aspecto general, por su estratificación bien definida, mayoritariamente horizontal (figura 3.9A).

En cuanto a los términos litológicos que la componen, las areniscas son de color marrón claro, naranja y, en ocasiones, gris y rojo. El tamaño de grano varía desde fino a muy grueso y, a menudo, contienen clastos dispersos, alineados o agrupados en pequeñas extensiones ("bolsas"). Estos clastos oscilan desde angulosos a redondeados, son de naturaleza calcárea y de areniscas en proporciones muy variables, pues pueden dominar tanto unos como otros. Pueden mostrar bioturbación.

Los conglomerados mayoritariamente son de color gris; tienen textura granosostenida. Los clastos son de calizas de tonos grises y azules (30-95%) y de areniscas de color marrón (5-70%). En mucha menor proporción y tamaño se hallan clastos de cuarzo, areniscas rojizas y, con menos frecuencia, de lidita; localmente también contienen clastos de yeso de tonos rojos y rosas. En general varían de angulosos a poco redondeados, aunque los de areniscas suelen estar bien redondeados. Son muy

heterométricos. El centilo es muy variable y puede llegar a superar los 30 cm. La matriz es de arenisca gruesa, de color marrón o naranja y generalmente es abundante.

Las lutitas son de color marrón, naranja o rojo. De manera esporádica contienen clastos dispersos de naturaleza calcárea, angulosos y de 1 ó 2 cm. de diámetro. Localmente se hallan nódulos de yeso alabastrino, de color blanco, y de diámetro milimétrico a centimétrico. A veces están bioturbadas y/o "marmorizadas".

Estos tres términos litológicos o sólo dos de ellos se relacionan verticalmente dando lugar a secuencias de tercer orden, de potencia métrica a decamétrica y geometría tabular, de amplitud hectométrica. Sus superficies basales suelen ser planas, en ocasiones con irregularidades de detalle. La evolución de estas secuencias puede ser granodecreciente, granocreciente o cíclica (granocreciente-granodecreciente).

Las secuencias de tercer orden de evolución granocreciente constan, de base a techo, de un término lutítico (a veces ausente), otro de areniscas y finalmente otro de conglomerados (figura 3.9B). En algunas ocasiones, estas secuencias culminan con un depósito de areniscas sobre los conglomerados. Normalmente, esta sucesión no supera 4 m. de potencia. Cada uno de estos términos litológicos está constituido por una o más secuencias de primer orden o de segundo orden, limitadas por superficies horizontales, subhorizontales o canaliformes.

Las lutitas suelen ser masivas (facies Lm) y su potencia oscila entre 0,1 y 2,5 m.

Las areniscas constituyen niveles tabulares y, con menos frecuencia, lenticulares, de 0,1 a 1,5 m. de espesor. Pueden ser masivas (facies Am) o bien pueden mostrar laminación paralela (facies Ah). Otras veces constan de estratificación cruzada en surco y, eventualmente, planar (facies As y Ap respectivamente).

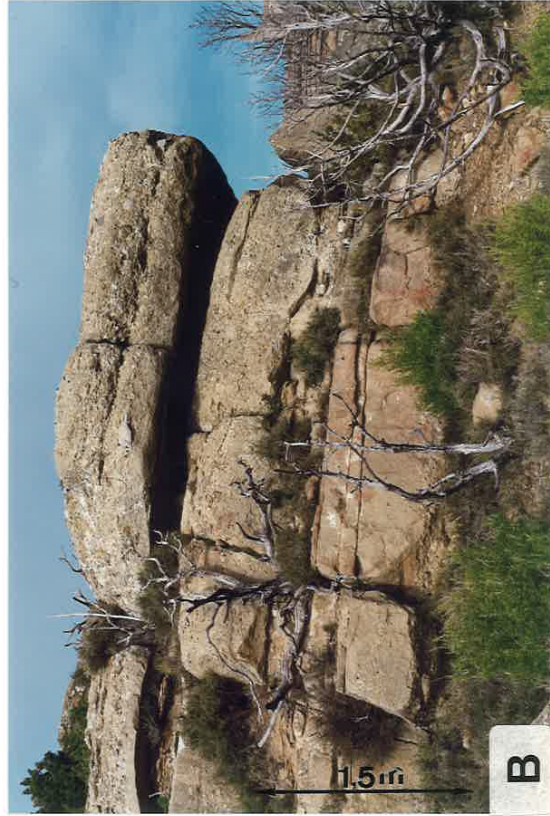
Las facies As y Ap forman *sets* lenticulares, a menudo aislados, de hasta 1 m. de potencia, donde las láminas suelen estar jalonadas por clastos o incluso pueden alternar con láminas de arenisca y de microconglomerado o conglomerado. Estas facies se relacionan vertical y lateralmente entre sí (figura 3.9C).

También se ha reconocido la presencia de *ripples* linguoides (facies Ar) como paso vertical de las facies Am o Ah.

Los conglomerados se disponen en cuerpos tabulares de 0,1 hasta 1 m. de potencia. Sus bases son bien horizontales, bien canaliformes muy laxas y, con frecuencia, se observa un paso gradual de las areniscas infrayacentes a los



A



B



C



D

Figura 3.9.- Litofacies ACOM. **A:** Aspecto general (Los Fils, Unidad U3). **B:** Secuencias de tercer orden granoclasticas (las dos superiores), formadas por (lutitas), areniscas y conglomerados.

Figura 3.9.- Litofacies ACOM. Estratificación cruzada en surco en areniscas (**C**) y en conglomerados (**D**) de una secuencia de tercer orden granoclastica (Linás de Marcuello, Unidad U3).

conglomerados. Por lo general son masivos y poseen una clara evolución granocreciente (facies Gm₂). Esta facies puede pasar lateralmente a una estratificación cruzada en surco (de relleno de canal) (facies Gs), en *sets* lenticulares, aislados, de hasta 0,5 m. de espesor. Estos *sets* resultan de la alternancia de láminas decimétricas de diferente granulometría (secuencias de primer orden de tipo "grava-gravilla" o "gravilla-arena"), que suelen acuíñarse hacia la base a la vez que disminuye el tamaño de los clastos (figura 3.9D).

Dicha alternancia puede verse también como una estratificación horizontal (facies Gh) de hasta 0,3 m. de espesor, donde los clastos más gruesos se encuentran en el techo. Suele estar en relación vertical con la facies Gm₂.

El término arenoso con que culminan algunas de estas secuencias es un depósito laminar de 0,1 a 0,3 m. de espesor, masivo o con laminación paralela. Su evolución es casi siempre granodecreciente o carece de granoclasificación.

En algunas de estas secuencias de tercer orden, el nivel conglomerático está ausente o se reduce a una lámina de clastos en el techo de las areniscas.

Las secuencias granodecrecientes de tercer orden están compuestas por un intervalo de detríticos gruesos (areniscas y/o conglomerados) y otro lutítico. La potencia de estas secuencias no suele superar 15 m. (secuencia inferior de la figura 3.9B). Los conglomerados y areniscas normalmente constituyen un paquete cuya potencia puede ser de hasta 10 m. Las superficies basales son planas o canaliformes. En este paquete, un conjunto de superficies horizontales, planas o canaliformes delimitan cuerpos tabulares, lenticulares y cuneiformes de hasta 2 m. de espesor y de extensión lateral variable, de métrica a decamétrica. Cada uno de estos cuerpos puede estar integrado por conglomerados en la base y areniscas hacia techo, o bien por un solo término litológico.

Estos cuerpos pueden ser masivos (facies Am, Gm₁ o Gm₂ granodecreciente), aunque a menudo poseen estratificación cruzada en surco (facies As o Gs) en *sets* lenticulares de espesor decimétrico, aislados o agrupados. En algunos casos se observa que esa estratificación viene marcada por la alternancia de láminas o cuñas de areniscas y conglomerados; esas láminas se afinan hacia la base de los *sets* a la vez que se afina la granulometría. Las facies As y Gs pueden encontrarse como paso lateral de las facies Am Gm₁ o Gm₂. Estas dos últimas a veces pasan verticalmente a Gh.

En otras ocasiones, el intervalo de areniscas exhibe laminación paralela y/o de bajo ángulo (facies Ah y Ab respectivamente). Localmente, estas facies contienen *parting lineation*. Las facies Ah y Ab son frecuentes como tránsito vertical de las anteriores.

El término lutítico con que culminan estas secuencias de tercer orden tiene comúnmente geometría tabular; su potencia varía desde 0,1 m. hasta 5 m. Por lo general son masivas (facies Lm).

Interpretación:

Los depósitos de esta litofacies son el resultado de procesos debidos tanto a flujos canalizados como no confinados, en general de alta energía. Ambos tipos de procesos parecen estar espacialmente relacionados, y dentro de ellos los de decantación en áreas marginales o inactivas adquieren ya cierta importancia.

Las secuencias granodecrecientes de tercer orden representan mayoritariamente los depósitos originados por implantación, acrecimiento vertical y migración gradual de sistemas de barras y canales entrelazados de escaso relieve. Estos sistemas pueden ser tanto conglomeráticos como arenosos, evidenciando variaciones en el volumen de la descarga a lo largo del depósito de la facies. La geometría y la potencia de las secuencias de segundo orden, así como la abundancia de facies masivas y con laminación horizontal y de bajo ángulo, apuntan hacia un carácter relativamente efímero de las corrientes.

Las secuencias granocrecientes de tercer orden reflejan mayoritariamente el desarrollo de lóbulos a partir de sucesivos episodios de flujo laminar. La presencia, en el techo de algunas de estas secuencias, de cuerpos lenticulares con facies Gs, As y Ap refleja el avance de canales situados aguas arriba de tales lóbulos.

Todas estas características se atribuyen a sectores proximales-medios de abanicos aluviales.

• Litofacies de areniscas y conglomerados fluviales tipo Luesia (Litofacies ACOF)

Esta litofacies se reconoce como una alternancia de potentes niveles duros y blandos, con fuerte contraste de relieve y vegetación (figura 3.10).

Las areniscas son de color gris, marrón y marrón-grisáceo, a veces de tonos ocres. Su tamaño de grano varía desde fino a muy grueso y, en ocasiones, contienen clastos centimétricos dispersos. Esos clastos están bien redondeados, son de arenisca y de caliza y aparecen en proporciones muy variables, aunque suelen dominar los de arenisca.



Figura 3.10.- A y B: Dos aspectos generales de la litofacies ACOF (cercañas de Luesia).

Los conglomerados son de color gris y marrón-grisáceo. La textura es granosostenida. Los clastos son de areniscas de color marrón (hasta un 90%) y de calizas de color gris azulado (hasta un 40%). En menor proporción y tamaño se hallan clastos de cuarzo, cuarcita y lidita. Son muy heterométricos; generalmente están bien redondeados. El centilo es muy variable, de hasta 30 cm. La matriz es de arenisca gruesa de color marrón-grisáceo. En ocasiones es abundante. En general están muy bien cementados.

Las lutitas tienen tonos marrones, amarillos y beige. Localmente son rojizas o grises. A menudo muestran bioturbación (decoloraciones verdes o grises) y, de manera esporádica, "marmorización".

Estos términos se organizan dando lugar a numerosas secuencias de tercer orden de hasta 15 m. de potencia y de amplitud métrica a hectométrica. Cada una de ellas consta de un término conglomerático y/o de areniscas y otro de lutitas. En la mayor parte de los casos estos términos se ordenan de forma granodecreciente, aunque también se han identificado algunas secuencias granocrecientes.

En estas secuencias, el intervalo de detríticos gruesos configura un paquete tabular o cuneiforme, más raramente lenticular, con bases planas o canaliformes, a veces con varias incisiones o irregularidades de detalle; tiene potencia muy variable, sin superar casi nunca 10 m. La evolución de este intervalo puede ser granodecreciente, caso más habitual, o granocreciente. Internamente se identifica la existencia de superficies erosivas horizontales, subhorizontales o canaliformes más o menos laxas que separan cuerpos de geometría tabular, lenticular o cuneiforme, de espesor decimétrico a métrico, correspondientes a secuencias de segundo orden (excepcionalmente el intervalo detrítico puede estar constituido por una sola secuencia de segundo orden).

Las secuencias de segundo orden compuestas por areniscas pueden ser masivas (facies Am), aunque la facies dominante suele ser la estratificación cruzada en surco (As). Esta se dispone en *sets* lenticulares, aislados o agrupados, de potencia decimétrica, excepcionalmente métrica. A menudo, la base de estos *sets* está tapizada por un depósito de conglomerados de 0,1-0,2 m. de espesor. De forma eventual, la facies As se relaciona verticalmente con la facies Ap; ésta aparece en *sets* tabulares o cuneiformes de espesor decimétrico. A su vez, estas facies pueden pasar hacia techo a laminación paralela o de bajo ángulo (facies Ah y Ab, respectivamente) o a la facies Am.

Finalmente, se señala la existencia de depósitos de acrecimiento lateral, compuestos por cuerpos sigmoidales o lenticulares decimétricos, masivos, sobre los cuales se

dispone estratificación cruzada de relleno de canal. El conjunto varía entre 2 y 4 m. de potencia. Este tipo de depósitos es poco común en esta litofacies.

Las secuencias de segundo orden formadas por conglomerados constan de facies masivas, sin granoclasificación (Gm₁) o, con más asiduidad, granodecrecientes o granocrecientes (Gm₂). En ocasiones la facies Gm₂ pasa verticalmente de forma gradual a areniscas (facies Am).

Aunque no es frecuente, también se identifica estratificación cruzada en surco (Gs) y estratificación horizontal (Gh), en *sets* decimétricos, ambas compuestas por una alternancia de niveles decimétricos de diferente granulometría (secuencias de primer orden de tipo "grava-gravilla" o "grava-gravilla-arena").

Como ya se ha dicho, tanto las facies de areniscas como las de conglomerados pueden integrar por sí solas el paquete de detríticos gruesos de las secuencias de tercer orden. Cuando aparecen las dos litología, el contacto es una superficie de segundo orden, normalmente erosiva.

Las secuencias granocrecientes de segundo orden suelen corresponder a facies exclusivamente o mayoritariamente conglomeráticas.

Las lutitas suelen ser masivas (facies Lm) o, con menos frecuencia, laminadas (facies Lh).

Interpretación:

Las características previamente descritas indican que las secuencias de segundo orden responden al desarrollo de sistemas de barras y canales entrelazados, tanto arenosos como conglomeráticos. Estos sistemas pueden estar relacionados lateralmente en el sentido de la pendiente (MIALL, 1978) y sucederse a lo largo del tiempo en diferentes secuencias de tercer orden de una misma sección estratigráfica debido a fenómenos de "progradación"- "retrogradación". Pero algunas secuencias de tercer orden sugieren, además, la existencia de sistemas con dos niveles topográficos diferenciados: uno más bajo y más energético que transporta gravas y otro más alto, activo sólo durante las avenidas, que transporta arenas preferentemente.

Las barras de los sistemas conglomeráticos tienen un relieve moderado y son de tipo longitudinal, generalmente sin caras de avalancha (facies Gm₂, granocreciente o granodecreciente, y Gh), aunque a veces muestran desarrollo de las facies Gp y Sp. La

facies Gm₂ granocreciente se forma cuando la barra tiene un avance rápido en el sentido de la corriente y la parte de cabecera, más gruesa, migra sobre la de cola, más fina.

Los canales laterales a las barras muestran rellenos masivos (Gm₁) o laterales (Gp), producidos durante el descenso de las inundaciones, y rellenos producidos por la migración de barras de crestas onduladas (Gs) y, finalmente, dunas de arena (As).

En los sistemas arenosos migran barras de crestas sinuosas (facies As), así como barras linguoides y transversas (facies Ap), estas últimas de bajo relieve. Durante épocas de menor descarga es posible la formación local de depósitos de acrecimiento lateral en canales arenosos.

Como se ha apuntado, el relieve de cualquiera de estos sistemas es moderado, pero en el caso de aquéllos con dos niveles topográficos debe suponerse la existencia de diferencias de relieve de al menos 3 m. (MIALL, 1981).

Las secuencias de tercer orden representan los sucesivos episodios de acrecimiento vertical de esos sistemas de canales y barras durante su migración lateral. La evolución del paquete de detríticos gruesos refleja el tipo de migración: una evolución granodecreciente indica el abandono gradual del sistema activo, y una granocreciente el abandono brusco, por migración rápida o avulsión.

Los rasgos descritos son característicos de las partes medias a distales de sistemas aluviales de carácter conglomerático (RUST, 1978).

3.1.2.3. Litofacies de areniscas y lutitas (AL) y litofacies de lutitas y areniscas (LA)

Estas litofacies presentan numerosas características comunes; no en vano son una división arbitraria, aunque objetiva (cuantificada) de una asociación compuesta esencialmente por dos términos litológicos cuyo porcentaje relativo varía de forma continua. Tal variación refleja la evolución aguas abajo de un sistema de depósito, sin que los procesos cambien en sentido cualitativo, y ha resultado sumamente útil a la hora de reconocer los momentos de avance y retroceso de dicho sistema en el área de trabajo.

La uniformidad en los procesos se refleja en la similitud geométrica y de organización de los depósitos de una y otra litofacies. Por ello, tras una somera

exposición de las características más generales de ambas, sus depósitos se describirán e interpretarán conjuntamente.

Litofacies de areniscas y lutitas (AL)

Está constituida por areniscas (40-80%) y lutitas (20-60%).

Su aspecto general es el de potentes paquetes de areniscas separados por niveles más finos de lutitas (figura 3.11A).

Las areniscas son de color gris, marrón, marrón-amarillento, marrón-grisáceo, naranja y, esporádicamente, rosa. El tamaño de grano oscila desde muy fino a grueso, a menudo con clastos centimétricos. Estos son mayoritariamente heterométricos. Pueden ser de caliza, arenisca, cuarzo, cuarcita y/o lidita y, en otras ocasiones, son clastos lutíticos (en muchos casos, la lutita ha desaparecido y sólo se conservan los moldes vacíos). Aparecen dispersos, alineados en láminas o concentrados en la base de algunos depósitos, más raramente en el techo.

Las lutitas tienen tonalidades marrones (generalmente marrón claro), naranjas y rojas. Localmente son versicolores (amarillo, rosa, blanco, naranja, gris) y, en esos casos, casi siempre son carbonatadas. Otras veces se trata de lutitas arenosas o limos.

Litofacies de lutitas y areniscas (LA)

Está constituida por lutitas (60-90%) y areniscas (10-40%) esencialmente; localmente puede incluir calizas (hasta un 10%).

Esta litofacies se organiza como una alternancia de potentes paquetes lutíticos y niveles tabulares y lenticulares de areniscas (figura 3.11B).

Las areniscas muestran tonos marrones, grises, naranjas y, en ocasiones, rojizos. Su tamaño de grano varía desde muy fino a medio, ocasionalmente grueso. Pueden tener cemento yesífero, aunque no es corriente. Algunas areniscas contienen clastos de lutitas o sus moldes agrupados o tapizando las bases de los depósitos. La bioturbación aparece en el techo de algunos depósitos.

Las lutitas presentan color marrón, marrón-grisáceo, naranja, rosa, rojo y ocre. A veces contienen intervalos limosos. Aunque no es común, algunas son versicolores; en



Figura 3.11.- **A:** Aspecto general de la litofacies AL (proximidades de Uncastillo, Unidad U2). **B:** Aspecto general de la litofacies LA (Ayerbe, Unidad U3).

esos casos suelen ser carbonatadas y exhiben rasgos de "marmorización". Un rasgo habitual es la bioturbación.

Algunas lutitas son de color gris o gris-verdoso y pueden contener fragmentos de gasterópodos, de vegetales carbonosos, caráceas y restos de vertebrados.

Las de color rojo o naranja pueden incluir nódulos milimétricos o centimétricos de yeso alabastrino, dispersos.

Las calizas son de color gris; corresponden a *mudstone* y *wackestone* de bioclastos (gasterópodos, ostrácodos y caráceas) y están bioturbadas.

Organización:

Dentro de ambas litofacies es posible diferenciar secuencias de tercer orden de hasta alrededor de 25 m. de potencia; cada una de éstas está constituida por un depósito de areniscas y otro de lutitas, separados por una superficie de segundo orden, casi siempre de carácter no erosivo, según la cual se produce el cambio litológico de manera brusca o gradual.

El intervalo de areniscas de estas secuencias puede estar formado verticalmente por una o más secuencias de segundo orden. En función de la geometría externa e interna de dichos intervalos de areniscas se distinguen:

- depósitos tabulares con geometría interna lenticular
- depósitos tabulares y lenticulares con geometría interna de acrecimiento lateral.
- depósitos lenticulares aislados
- depósitos tabulares con geometría interna laminar

Todos los tipos de depósitos enumerados se dan en las dos litofacies, variando de una a otra, esencialmente su frecuencia y espesor, así como la potencia del intervalo lutítico que los acompaña en las correspondientes secuencias de tercer orden. Estas diferencias se recogen en forma de cuadro sinóptico en la figura 3.12.

• Depósitos tabulares con geometría interna lenticular

Corresponden a paquetes tabulares generalmente de potencia métrica y extensión lateral decamétrica a hectométrica. Las bases pueden ser subhorizontales, planas, con

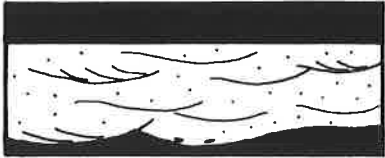
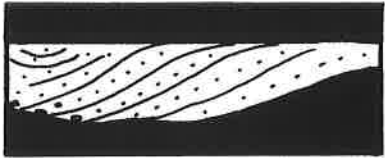
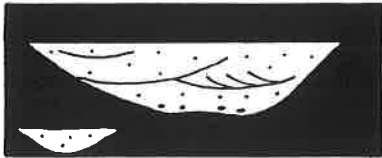
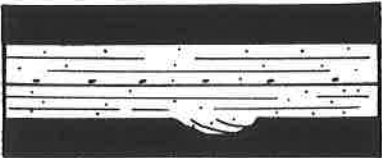
		LITOFACIES		DEPOSITOS
		AL	LA	
Potencia	intervalo de areniscas	hasta 13 m.	hasta 6 m.	Tabulares con geometría interna lenticular 
	secuencias de 2º orden	hasta 3,5 m.	hasta 2 m.	
	intervalo lutítico	0,2 - 10 m.	0,2 - 20 m.	
Frecuencia		muy frecuentes	poco frecuentes	
Potencia	intervalo de areniscas	0,5 - 7 m.	0,5 - 4 m.	Tabulares o lenticulares con geometría interna de acrecimiento lateral 
	secuencias de 2º orden	hasta 3,5 m.	hasta 1,5 m.	
	intervalo lutítico	hasta 3 m.	hasta 6 - 7 m.	
Frecuencia		frecuentes sólo localmente	frecuentes	
Potencia	intervalo de areniscas	hasta 2,5 m.	hasta 2 m.	Lenticulares aislados 
	secuencias de 2º orden	0,2 - 0,8 m.	0,1 - 0,8 m.	
	intervalo lutítico	0,2 - 4 m.	hasta 15 m.	
Frecuencia		poco frecuentes	frecuentes	
Potencia	intervalo de areniscas	0,1 - 10 m.	0,1 - 1,5 m.	Tabulares con geometría interna laminar 
	secuencias de 2º orden	0,1 - 3 m.	0,1 - 1 m.	
	intervalo lutítico	0,1 - 5 m.	0,1 - 25 m.	
Frecuencia		localmente, frecuentes	muy frecuentes	

Figura 3.12.- Características de los depósitos de las litofacies AL y LA

irregularidades de detalle, o canaliformes, más o menos pronunciadas. Es posible encontrar varias canalizaciones a lo largo de la misma superficie basal. Los techos son generalmente horizontales, a veces son superficies cóncavas.

Estos paquetes están constituidos por cuerpos lenticulares o cuneiformes amalgamados (secuencias de segundo orden), generalmente con base canaliforme, de amplitud muy variable (figura 3.13A).

Dichos cuerpos suelen estar integrados por estratificación cruzada en surco (facies As), en *sets* aislados o agrupados (figura 3.13A). Los *sets* aislados suelen aparecer en la base de dichos niveles, generalmente con las láminas de estratificación paralelas a canalizaciones de la misma; su potencia es de hasta 3 m. en la litofacies AL. En esta litofacies dicha estructura viene marcada localmente por la alternancia de láminas de arenisca con diferente tamaño de grano. Es frecuente que en la base de dichos rellenos "únicos" se halle un depósito residual de clastos centimétricos. En cualquier caso, las láminas de la facies As pueden estar jalonadas por clastos lutíticos.

En relación lateral o vertical con la facies As, de forma esporádica, se encuentra estratificación cruzada planar (facies Ap), en *sets* tabulares de potencia decimétrica, así como laminación horizontal y de bajo ángulo (facies Ah y Ab) (figura 3.14A y B). Otras veces el relleno de las canalizaciones se efectúa con facies masivas (Am).

Es frecuente que sobre estos cuerpos lenticulares (facies As, Am y Ap) exista un nivel tabular, de hasta 4 m. de potencia, integrado por estratos tabulares o cuneiformes de alrededor de 0,2 m. de espesor. Este nivel superior suele ser de granulometría más fina que los infrayacentes y consta de facies Am, Ah o Ar (*ripples* asimétricos y/o laminación cruzada, a veces de tipo escalante).

Otras veces, sobre las facies As o Am se dispone un depósito tabular o lenticular de hasta 1 m. de potencia, en cuyo interior se aprecia la existencia de cuerpos lenticulares, sigmoidales o cuneiformes de 0,1 a 0,4 m. de espesor. Estos cuerpos pueden ser masivos o presentar laminación paralela y, en conjunto, definen un depósito de acrecimiento lateral (3.13B).

En cualquiera de los casos descritos, las areniscas del techo de los paquetes exhiben bioturbación vertical y/u horizontal y, excepcionalmente, pátinas ferruginosas.

Las lutitas asociadas a estos depósitos tabulares tienen una potencia variable, desde decimétrica hasta alrededor de 20 m. A menudo muestran decoloraciones grises o verdes

atribuibles a bioturbación y, localmente, exhiben "marmorización", nódulos carbonatados o incluso "nodulización".

En la mayor parte de los paquetes de areniscas, la evolución vertical es granodecreciente, con el término lutítico culminando las secuencias de tercer orden. Existen, sin embargo, casos con evolución granocreciente, donde el paso de lutitas a areniscas hacia techo es gradual (las lutitas contienen niveles arenosos finos, que van haciéndose más potentes y/o frecuentes hacia techo).

Interpretación:

El depósito de areniscas representa la superposición de sucesivos episodios de acrecimiento vertical de un sistema de canales poco sinuosos, con desplazamiento lateral activo.

El relleno de estos canales se realiza preferentemente por migración y superposición de barras de crestas sinuosas y pequeñas dunas de arena en el fondo de los mismos. (facies As). Por el contrario, las barras de tipo linguoide o transverso, propias de zonas más someras (facies Ap), tienen muy bajo desarrollo y son de escaso relieve.

El relleno final del sistema puede producirse mediante flujos de carácter no confinado, laminares, generalmente de poca energía (facies Ah, Am y Ar) que pueden interpretarse como los depósitos de desbordamiento inmediatos al sistema activo, que está migrando y acaba de desplazarse de la sección observada; pero también puede culminar con depósitos de acrecimiento lateral, lo que implica la creación de tramos sinuosos en las últimas fases del relleno. Este hecho debe estar en relación con épocas de disminución de la descarga o con un cambio "importante" de la pendiente.

Las lutitas asociadas a estos cuerpos arenosos representan los depósitos de decantación en áreas de inundación adyacentes al sistema activo de canales. Las intercalaciones arenosas o limosas que muestran las lutitas evidencian etapas de desbordamiento de la red fluvial. Su potencia en las secuencias de tercer orden es, en muchos casos, importante (ver figura 3.12), lo que sugiere que las áreas inactivas del sistema eran extensas y que al menos localmente, alcanzan un amplio desarrollo temporal. Tanto la extensión como la potencia se incrementan aguas abajo, desde la litofacies AL a la litofacies LA. Estos hechos, frente a la activa migración que muestran



Figura 3.13A: Depósito tabular con geometría interna lenticular (Fuencalderas), con facies As.



Figura 3.13B: Acrecimiento lateral culminando un depósito tabular con geometría interna lenticular (cercañas de Biel).

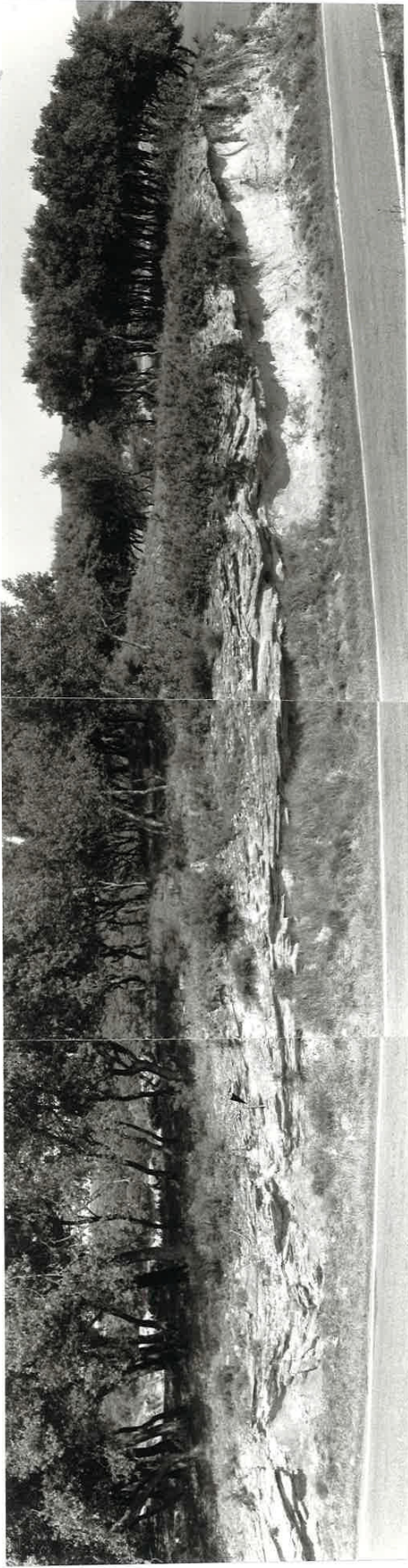


Figura 3.14A: Depósito tabular con cuerpos lenticulares con facies As y Ab.



Figura 3.14B: Detalle de las Facies Ah y Ab relacionadas con depósitos tabulares con geometría interna lenticular.

los canales, evidencian que los procesos de avulsión eran frecuentes e implicaban desplazamientos importantes de la red activa, todo lo cual es congruente con el carácter inconfinado, típico de abanico aluvial, que poseía el sistema.

En las llanuras lutíticas, las oscilaciones del nivel freático llevarían a la formación del aspecto versicolor por diferenciación del hierro ("marmorización") e incluso a la creación de pequeños nódulos calcáreos. Las pátinas ferruginosas implican épocas relativamente largas de condiciones oxidantes.

• *Depósitos tabulares y lenticulares con geometría interna de acrecimiento lateral*

Constituyen paquetes tabulares o lenticulares de potencia variable (ver figura 3.12) y de amplitud métrica a decamétrica.

Muestran una superficie basal subhorizontal o canaliforme, ésta generalmente asimétrica, aunque no siempre es posible su apreciación; el techo suele ser horizontal, a veces convexo y, en ciertas ocasiones, se reconoce un área deprimida (cóncava) hacia uno de los extremos del depósito.

Algunos de los depósitos más potentes constan de dos o tres niveles lenticulares o tabulares de potencia métrica, cuyas bases son también canaliformes laxas, más o menos irregulares.

El rasgo más característico de estos niveles o paquetes es la presencia de cuerpos lenticulares, sigmoidales o cuneiformes superpuestos, de espesor entre 0,1 y 1 m., que buzcan suavemente, en ocasiones hasta 20°, con respecto a la estratificación (secuencias de primer orden, figura 3.15A), dando lugar a un depósito de acrecimiento lateral. Internamente estos cuerpos pueden ser masivos (facies Am) o pueden presentar estratificación cruzada (facies As), laminación paralela (Ah) o incluso, en el techo o en la terminación distal de dichos cuerpos, *ripples* asimétricos o laminación cruzada de *ripples* (figura 3.15B); frecuentemente es posible apreciar una disminución del tamaño de grano desde la base hacia la parte más alta o distal. Localmente, en la litofacies AL, se ha observado el paso lateral de estos cuerpos, hacia la base, a un depósito conglomerático masivo, ocasionalmente formado por clastos lutíticos. En otras ocasiones los cuerpos de acrecimiento lateral muestran una morfología escalonada (figura 3.16A): en la parte inferior domina la estratificación cruzada y en la parte superior la laminación cruzada de *ripples*, con una intensa bioturbación vertical.

En algunos depósitos el acrecimiento lateral termina contra un relleno de canal; dicho relleno es un *set* de estratificación cruzada con las láminas simétricas (figuras 3.16B). Excepcionalmente, dicho relleno simétrico se aprecia como una alternancia de láminas de arenisca y de lutita. En otros casos, la estratificación cruzada con que culminan estos depósitos es de gran escala y cada lámina de estratificación corresponde a un cuerpo lenticular de 0,2-0,3 m. de espesor .

Los depósitos que ahora se describen tienen siempre evolución granodecreciente y constituyen la base de secuencias de tercer orden que culminan con un intervalo lutítico de potencia métrica. En estas lutitas es común la bioturbación, y en la litofacies de lutitas y areniscas (LA) pueden incluir láminas centimétricas de calizas (*mudstone* o *wackestone* de gasterópodos, ostrácodos y/o caráceas), que muestran asimismo bioturbación vertical de moderada a intensa.

Interpretación:

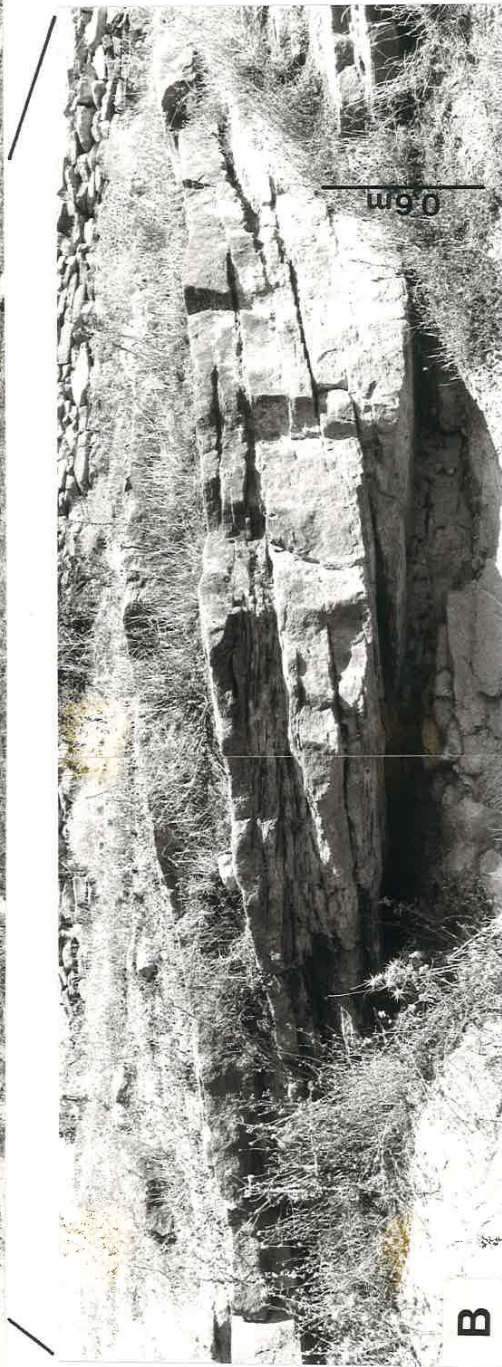
Las características descritas sugieren una red fluvial de tipo meandriforme o, al menos, con tramos curvos en el trazado de la misma. Las variaciones granulométricas y de estructuras dentro de cada secuencia de primer orden dan cuenta de la variación del *stream power* propia de flujos helicoidales en tramos curvos de los canales (ALLEN, 1970). En algunos meandros pudieron existir dos niveles topográficos; el más alto, sólo funcional durante las avenidas, intensamente colonizado por vegetación. Ahora bien, el relleno final de algunos canales se efectúa por acrecimiento vertical.

Estos canales discurrían por una amplia llanura de inundación. La extensión de ésta aumenta aguas abajo, y en sus áreas más deprimidas se producen pequeños encharcamientos donde proliferan la fauna y la flora acuáticas y se sedimenta fango carbonatado.

Esta asociación de ambientes es referible a sectores medio-distales de abanicos aluviales.



A



B

Figura 3.15.- Depósito de acrecimiento lateral (al Norte de Malpica de Arba). A: Vista general. B: Detalle de los cuerpos de acrecimiento mostrando la estructura interna.

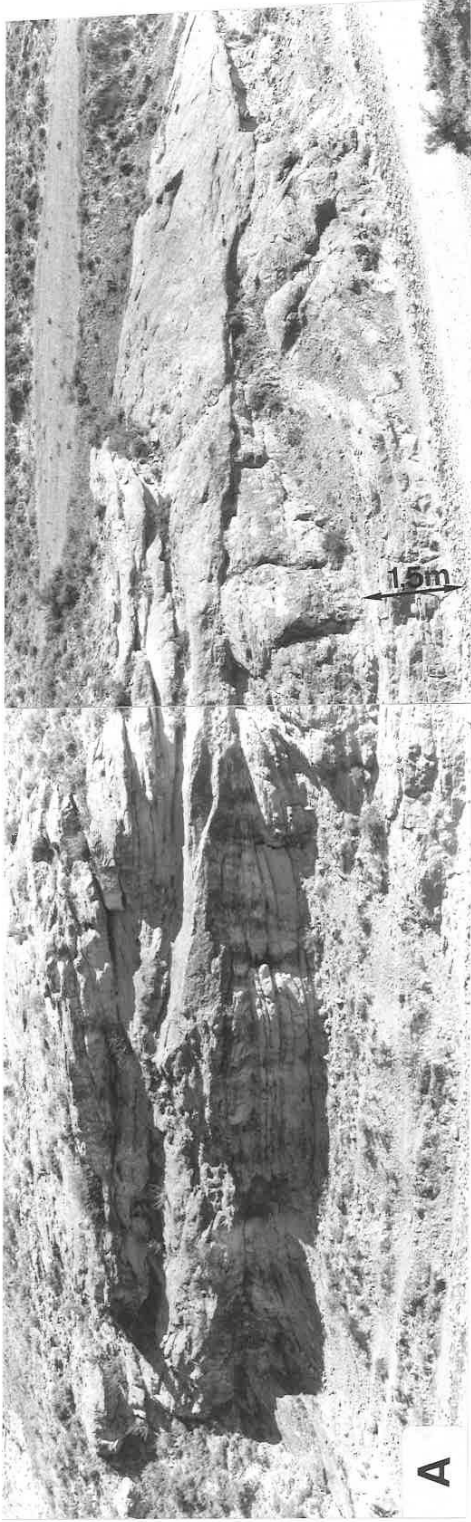


Figura 3.16.- Depósitos de acrecimiento lateral. **A:** complejo, con cuerpos lenticulares con morfología escalonada (Litofacies AL, Luesia). **B:** culminando con estratificación cruzada de relleno de canal (Litofacies LA, al Este de Farasdtús).



Figura 3.17.- Depósitos lenticulares de areniscas: **A**: con relleno multiepisódico (al Norte de Farasdués), **B**: techo irregular convexo (en Luna), **C**: relleno asimétrico mediante una alternancia de areniscas y lutitas (en Bolea). **D**: Lutitas con intensa bioturbación e incipiente "marmorización".

• Depósitos lenticulares aislados

Se trata de niveles lenticulares de potencia decimétrica a métrica (ver figura 3.12) y de amplitud discreta, generalmente métrica o de escasas decenas de metros (figuras 3.17A). Sus bases son canaliformes, más o menos pronunciadas; a veces muestran más de una canalización. Los techos suelen ser planos, esporádicamente convexos (figura 3.17B), pero también pueden mostrar superficies cóncavas. En algunos casos muestran bioturbación.

El relleno puede ser aparentemente simple, pero por lo general se observa la existencia de cicatrices erosivas internas que separan cuerpos lenticulares (secuencias de segundo orden) de espesor decimétrico, no siempre bien definidos (relleno *multistorey*, según la terminología de FRIEND *et al.*, 1979).

Estos depósitos tienen una evolución vertical granodecreciente. Pueden ser masivos (facies Am), pero es más común la presencia de estratificación cruzada en surco en sets de espesor decimétrico, agrupados o aislados. A esta facies As puede suceder en la vertical laminación paralela, de bajo ángulo y/o laminación cruzada de ripples (facies Ah, Ab y Ar respectivamente). En otros casos son estas últimas las únicas facies presentes dentro de los cuerpos lenticulares. En la litofacies LA algunas secuencias de segundo orden, preferentemente del techo de los depósitos, presentan un relleno simétrico o asimétrico mediante un *set* de estratificación cruzada, formado por una alternancia de láminas o cuñas de areniscas y de lutitas (figura 3.17C).

Las lutitas que engloban a estos depósitos suelen ser masivas, ocasionalmente presentan laminación paralela y casi siempre bioturbación. En la litofacies LA, además, exhiben, en ocasiones, rasgos incipientes de "marmorización" y, a veces, nódulos milimétricos o centimétricos de yeso alabastrino, que se disponen de forma dispersa; También, de manera local, incluyen niveles tabulares centimétricos de calizas (*mudstone* y *wackestone* de bioclastos), que muestran bioturbación vertical de raíces.

Interpretación:

Estos depósitos arenosos reflejan el acrecimiento vertical simple o multiepisódico de canales aislados en una llanura lutítica (figura 3.17D). Este relleno, sea único o con sucesivas fases de erosión, se efectúa principalmente como consecuencia de la migración

por el fondo de los canales de barras arenosas, que dan lugar a la facies As. Cuando la profundidad de un canal disminuye por relleno, o en las fases de descenso de la descarga, el acrecimiento continúa mediante flujos laminares, generalmente poco energéticos (facies Ah asociada a Ar).

Estos canales se reconocen en afloramiento y en fotografía aérea como cuerpos acintados poco sinuosos. Su relleno, según las características descritas, debía ser rápido y, por tanto, su desplazamiento frecuente, relacionado con fenómenos de avulsión. En las litofacies de lutitas y areniscas se han reseñado rellenos mediante *sets* únicos de estratificación cruzada que pueden incluir decantación de lutitas. Tal hecho supone la existencia de canales con funcionamiento intermitente, con episodios de estiaje en que quedan totalmente inactivos, lo que puede ser debido a una situación de acentuada aridez o a que la avulsión de esos canales tuvo lugar al poco tiempo de su implantación.

La potencia de las lutitas en las secuencias de tercer orden integradas por estos depósitos (ver figura 3.12) evidencia la creciente amplitud aguas abajo de las áreas inactivas intercanales, al tiempo que comienzan a aparecer pequeñas zonas encharcadas donde se deposita barro carbonatado y crece fauna y flora de carácter palustre. Las oscilaciones del nivel freático originan "marmorización", y el ascenso de fluidos altamente concentrados por evaporación, nódulos de yeso.

Todas estas características son propias de sectores medio-distales y distales de abanicos aluviales.

• Depósitos tabulares con geometría interna laminar

Consisten en niveles de potencia decimétrica a métrica y extensión lateral decamétrica a hectométrica. Las bases suelen ser horizontales o subhorizontales, planas, con irregularidades de detalle (por ejemplo, huellas de carga) o con canalizaciones discretas locales. Los techos son generalmente planos, aunque en ciertos casos muestran áreas cóncavas (una o varias a lo largo de la misma superficie) (figura 3.18A y B).

Estos niveles están compuestos por uno o varios estratos tabulares o cuneiformes de espesor centimétrico a métrico. De manera local aparecen cicatrices cóncavas, muy laxas, de escasa entidad. Cada estrato está constituido por una o más secuencias de primer orden. Su evolución suele ser granodecreciente u homogénea y la del depósito, en conjunto, puede ser granodecreciente, caso más habitual, homogénea o granocreciente.

Las facies más comunes en este tipo de depósitos son las arenas masivas (Am), con laminación paralela (Ah) o con laminación de bajo ángulo (Ab); estas dos últimas, en la litofacies AL, pueden presentar clastos jalonando las láminas. Estas facies pueden relacionarse verticalmente con laminación cruzada (facies Ar) debida a *ripples* liguoides o *climbing ripples* (figura 3.18C). En algunos estratos sólo está presente la facies Ar. En ocasiones se conserva la morfología en planta de *ripples* asimétricos y de forma esporádica se han reconocido *ripples* simétricos.

Algunos depósitos con evolución granodecreciente muestran en sus bases una o varias canalizaciones (figura 3.18A y D), cuyo relleno se realiza mediante facies As, la cual que se reconoce como rellenos simétricos o como *sets* agrupados. Estos rellenos lateral y verticalmente pasan a facies Ah una vez sobrepasada la zona canalizada.

De manera local, algunos niveles exhiben estratificación cruzada planar y/o en surco en *sets* de espesor decimétrico, en el techo de los depósitos de evolución granocreciente. La facies As se ve también como rellenos simétricos de pequeñas canalizaciones en estos depósitos granocrecientes.

En las facies de granulometría más fina, la bioturbación vertical y/u horizontal alcanza gran intensidad.

Las lutitas asociadas a estos depósitos componen intervalos de espesor muy variable (ver figura 3.12). Suelen ser masivas (facies Lm), aunque en algunos casos muestran laminación paralela (Lh). Cuando existen láminas intercaladas de arena o limo es posible la presencia en ellas de *climbing ripples*.

En conjunto, las lutitas muestran bioturbación y, de manera local, "marmorización", nódulos carbonatados de 1-2 cm. e incluso "nodulización". En la litofacies de lutitas y areniscas también pueden presentarse nódulos milimétricos o centimétricos de yeso alabastrino, dispersos, así como pátinas y/o nódulos milimétricos de composición ferruginosa, niveles de color gris y gris verdoso con fragmentos carbonosos, gasterópodos y caráceas y, finalmente, niveles de calizas de unos centímetros a 0,2 m. de potencia. Estas últimas consisten en *mudstone* y *wackestone* de bioclastos, están bioturbadas y, de manera local, poseen decoloraciones rosas y rojas atribuibles a "marmorización".

Interpretación:

La geometría externa e interna y las facies que muestran estos depósitos evidencian un acrecimiento vertical a partir de sucesivos flujos laminares. Estas corrientes inconfinadas pueden corresponder tanto a régimen alto como a régimen bajo de flujo; en el primer caso, las facies Ah y Ab están asociadas a granulomerías gruesas (incluidos clastos entre las láminas) y contactos basales netos; en el segundo caso, dichas facies son de granulometría fina y se asocian, a menudo, con la facies Ar. La facies Am representaría, como facies primaria, un depósito rápido, si bien la bioturbación ha podido enmascarar posibles estructuras.

El desarrollo de las facies As y Ap significa la existencia de pequeñas y generalmente someras canalizaciones en las que migran *bed forms* arenosos de diferentes morfologías.

En asociación con importantes depósitos de decantación, tal como suele ser habitual en estas litofacies, los procesos descritos suelen asignarse a sectores distales de abanicos aluviales (McKEE *et al.*, 1967; WILLIAMS, 1971), con características de playa (ARENAS *et al.* 1989a).

Ahora bien, en la litofacies AL este tipo de depósitos suele alternar con los tipos descritos anteriormente, que representan sistemas canalizados de mayor o menor sinuosidad. Deben interpretarse, por tanto, como depósitos de desbordamiento en épocas de fuertes descargas. En otras áreas de la litofacies AL, y con más frecuencia en la litofacies LA, estos depósitos son los dominantes, alternando con niveles lutíticos. En este caso se interpreta que se forman a partir de canales situados aguas arriba y que pierden progresivamente su carácter dando lugar a flujos expandidos, lo que sí es característico de los sectores distales de abanicos. Tanto en una como en otra de las situaciones descritas, la evolución vertical y el desplazamiento lateral de estos depósitos está condicionada por la migración de los correspondientes canales. Así, las secuencias granodecrecientes responden a la implantación brusca de un sistema de canales en las proximidades, seguida de su migración o retroceso graduales; mientras que las secuencias granocrecientes, que pueden incluso culminar con depósitos de canales, obedecen al desplazamiento o avance progresivo de éstos hacia sus áreas de desbordamiento.



A



B



C



D

Figura 3.18.- Depósitos tabulares con geometría interna laminar. **A:** de la litofacies AL (cercanías de Concilio). **B:** de la litofacies LA (canal del Cinca, próximo a Tardienta).

Figura 3.18.- Depósitos tabulares con geometría interna laminar. **C:** Detalle de laminación paralela y cruzada de ripples (cercanías de Concilio). **D:** Desarrollo de una pequeña canalización dentro de un nivel tabular.

Consideraciones finales: Visión de conjunto de las litofacies AL y LA

Las litofacies de areniscas y lutitas y de lutitas y areniscas muestran diversidad de depósitos: aguas arriba predominan los correspondientes a sistemas de barras y canales entrelazados, en los que pueden desarrollarse tramos meandriformes incluso en áreas relativamente próximas a la litofacies COF. Aguas abajo son más frecuentes los canales aislados, rectilíneos o sinuosos.

En ambos casos, los canales activos discurren por una amplia llanura aluvial de carácter confinado, más extensa aguas abajo, cuyo acrecimiento vertical, preferentemente por decantación, se realiza en las etapas de avenida. Durante éstas, los desbordamientos dan lugar también a depósitos laminares de areniscas, que adquieren su máxima predominancia en las partes más distales de la litofacies LA, a expensas de la pérdida de relieve de los canales. Las observaciones de fotografía aérea permiten reconocer, en estas áreas más distales, fenómenos de difluencia de canales en relación con la pérdida de entidad de los mismos.

La migración de los canales activos se realiza preferentemente por avulsión en los sectores más aguas arriba. Es éste un fenómeno posiblemente frecuente, hasta el punto de que algunos canales de relativa importancia presentan un relleno pasivo, e implica desplazamientos importantes de la red.

Todas estas características son propias de sectores medios y distales de abanicos aluviales.

En abanicos con extensas áreas de inundación, como es el caso que se trata, el desplazamiento lateral de los canales no se ve favorecido, debido a la resistencia a la erosión de las orillas lutíticas. Esta resistencia suele aumentar aguas abajo por el incremento de los depósitos de decantación y porque la cementación de éstos suele ser mayor. Debido a ello los depósitos de canales activos son preferentemente de geometría acintada, en especial en la litofacies LA. En esta litofacies se observa, en muchos casos, que los depósitos con geometría interna de acrecimiento lateral son de sección lenticular y se dan como tramos de unos canales que inmediatamente aguas arriba o aguas abajo presentan baja sinuosidad.

En cualquier caso, debería esperarse un aumento de la sinuosidad de la red aguas abajo, como consecuencia de un cambio progresivo en la pendiente del sistema aluvial. Sin embargo, la variación de sinuosidad se observa también en la vertical de algunos depósitos, incluso en áreas proximales de la litofacies AL. Los casos más notables se registran en el sector de Luesia, en las proximidades de la litofacies arenoso-conglomeráticas: allí se reconoce la amalgamación de depósitos con acrecimiento lateral (a veces varios superpuestos) sobre potentes depósitos lenticulares aislados, donde el conjunto está englobado en facies de decantación. Esto evidencia que los canales inciden profundamente la llanura de inundación, para posteriormente, disminuida su competencia, divagar repetidamente sobre la misma área.

Para explicar estos fenómenos podrían invocarse pendientes críticas, de manera que la sinuosidad de la red estuviera controlada por variaciones en la descarga (LEOPOLD y WOLMAN, 1957), pero parece más probable que fuera la pendiente del abanico la que, para un punto dado, variara a lo largo del tiempo, pues estos depósitos parecen relacionados espacial y temporalmente con el desarrollo de pliegues sinsedimentarios.

Los depósitos laminares debidos a la pérdida de entidad de los canales son, como ya se ha dicho, predominantes en los sectores más distales de la litofacies LA. Pero dentro de esta generalidad, son más abundantes en unas áreas que en otras, e incluso en ciertos momentos pueden ser más frecuentes en términos porcentuales en la litofacies AL (por ejemplo en el sector de Concilio-Ayerbe) que en la litofacies LA (por ejemplo, en el sector de Luna). Esto significa que, por alguna razón de tipo paleogeográfico que se analizará más adelante (capítulo paleogeografía), la pendiente del abanico, a partir de una cierta distancia al ápice disminuía más rápidamente hacia el Este que hacia el Sur.

3.1.2.4. Litofacies de lutitas (L)

Está formada por más del 80% de lutitas y porcentajes muy bajos de areniscas (hasta 10%) y calizas (hasta 10%); muy esporádicamente incluye yesos (hasta 5%).

Ocupa áreas relativamente extensas que constituyen amplias llanuras surcadas por los ríos Arba de Biel, Arba de Luesia, Sotón y Riel.

Se trata de lutitas de color marrón, naranja y rojo con esporádicas intercalaciones de areniscas marrones, naranjas y grises y de calizas grises y beige.

Las lutitas constituyen potentes paquetes de espesor métrico a decamétrico. Suelen ser masivas, aunque en ocasiones muestran laminación paralela y, en ciertos intervalos limosos, laminación cruzada de *ripples*. La bioturbación es un rasgo frecuente y, con menos asiduidad la "marmorización". En algunos afloramientos existen intervalos de tonos grises o gris-verdosos. Estos pueden incluir restos fósiles (gasterópodos y trozos vegetales carbonosos e incluso fragmentos de huesos).

Las areniscas, de grano fino, se disponen mayoritariamente en niveles laminares de espesor centimétrico a decimétrico. Sus bases y techos suelen ser horizontales. Muestran facies masivas (Am), laminación paralela (Ah) y con menos frecuencia laminación cruzada (Ar). La evolución de estos niveles es granodecreciente y a menudo poseen bioturbación.

Las calizas aparecen en niveles tabulares de pocos centímetros hasta 0,5 m. de espesor, con bases y techos horizontales. Internamente, los más potentes están compuestos por varios estratos tabulares de 0,1 a 0,2 m. de potencia, sin estructuras perceptibles. Consisten en *mudstone* y *wackestone* de fósiles, fragmentados o enteros (gasterópodos, ostrácodos y caráceas). Muestran bioturbación vertical de raíces de débil a intensa. Esta suele ser más importante hacia techo de los estratos y/o de los niveles.

Las esporádicas intercalaciones de yesos componen niveles lenticulares, de escasa continuidad lateral, de espesor centimétrico a decimétrico. Se trata de yeso nodular y micronodular de color blanco de tipo alabastrino. En ocasiones se reduce a nódulos centimétricos dispersos. En las inmediaciones del embalse de la Sotonera, estos depósitos evaporíticos comienzan a ser importantes y se hallan asociados a calizas.

Interpretación:

Las características de esta litofacies reflejan la existencia de amplias llanuras lutíticas dominadas por la decantación, en las que es posible la colonización animal y vegetal. Su proximidad a la litofacies de lutitas y areniscas (aguas arriba) y a las litofacies carbonatadas (aguas abajo) explica las intercalaciones de areniscas y de calizas presentes en esta litofacies. Las areniscas corresponderían a etapas de mayor descarga que alcanzan

la llanura lutítica, predominantemente en forma de flujos laminares. Las calizas representarían bien el desarrollo de áreas encharcadas dentro de la llanura lutítica, bien los momentos de expansión de zonas lacustres de cierta entidad localizadas más aguas abajo. Esto último parece deducirse en las partes de la litofacies lutítica próximas a las litofacies carbonatadas, pues allí aumenta el porcentaje de depósitos calcáreos.

Así pues, esta litofacies representa amplias llanuras de lutitas con pendiente mínima, donde predominan los procesos de acrecimiento vertical por decantación.

3.2.- LAS FACIES LACUSTRES

3.2.1. Introducción. Jerarquía secuencial

Como ya se ha señalado en el apartado de antecedentes, son escasos los estudios sedimentológicos publicados sobre los sistemas lacustres en el área estudiada de la Cuenca del Ebro. Tan sólo cabe citar a BIRNBAUM (1976), QUIRANTES (1969, 1971 y 1978), QUIRANTES y RIBA (1973) y MANDADO (1987). En áreas vecinas del Este y Sur de la Cuenca del Ebro destacan los tratados de CABRERA (1983), SAEZ (1987), PEREZ *et al.* (1988) y PEREZ (1989) y en sectores occidentales, ORTI y SALVANY (1986a y b), ORTI *et al.* (1986), SALVANY (1989) y MUÑOZ (1991).

Por otra parte, los trabajos referentes a los sistemas aluviales septentrionales (SLATER, 1977; PUIGDEFABREGAS, 1975; HIRST, 1983, NICHOLS, 1984 y HOGAN, 1993) establecen la existencia de abanicos aluviales y sistemas fluviales conectados con áreas lacustres, sin que se caractericen dichas áreas. Estos hechos, junto con la variedad de facies carbonatadas encontradas, justifica la especial atención prestada a los sistemas lacustres en este trabajo. En definitiva, uno de los objetivos propuestos en este estudio es la caracterización ambiental de tales sistemas.

Dicho estudio, más detallado que en el caso de los sistemas aluviales, se basa en el análisis de facies y en la asociación de éstas en secuencias. Así, atendiendo a las características litológicas, texturales y estructurales -tanto macroscópicas como microscópicas- se ha establecido un conjunto de facies; cada una de estas facies representa unos procesos determinados, que caracterizan un conjunto de condiciones ambientales particulares dentro de las áreas lacustres. Ahora bien, la interpretación de estos medios se realiza más adecuadamente cuando se establecen las relaciones laterales y verticales de facies, es decir, cuando éstas se asocian en secuencias.

Una vez descritas e interpretadas las facies y estudiadas las secuencias, se establece un conjunto de agrupaciones de facies o litofacies. Cada una de ellas queda definida por sus facies dominantes y caracterizada por la presencia de determinadas asociaciones verticales de facies, de manera que representa la extensión areal de un conjunto de subambientes o de un tipo determinado de sedimentación lacustre, susceptible de ser cartografiada.

El paso siguiente es la elaboración de mapas de distribución espacial de esas agrupaciones para cada UTS y, posteriormente, a partir de sus relaciones laterales, la

interpretación de los medios de depósito y el establecimiento de modelos lacustres. Ahora bien, esas relaciones laterales comprenden también la conexión de los sistemas lacustres con los sistemas aluviales, por lo que tanto la distribución de litofacies como la interpretación de los medios se tratan conjuntamente para sistemas aluviales y lacustres en los apartados 3.3 y 3.4.

Antes de comenzar con la descripción e interpretación de las facies se estima necesario el establecimiento de una jerarquía de secuencias y de las superficies que las limitan, ya que las secuencias pueden tener distinto significado sedimentológico según su escala, sus superficies limitantes y sus procesos sedimentarios. Así, una sola facies o una agrupación de facies puede estar constituida por secuencias y superficies de diferente magnitud y, por tanto, distinto significado sedimentológico. Esta jerarquía secuencial permitirá, cuando se considere oportuno, referir las facies y sus componentes a determinados rangos secuenciales, facilitando la tarea descriptiva y la lectura del texto. Una vez descritas e interpretadas las facies, la jerarquía secuencial será un elemento muy útil a la hora de estudiar las agrupaciones de facies y de caracterizar las diferentes áreas de sedimentación lacustre.

En este sentido, ARRIBAS (1982, 1986), ARMENTEROS (1986), FREYTET (1984), CABRERA (1983), SAEZ (1987), SALVANY (1989) y PEREZ (1989), entre otros, utilizan el análisis secuencial de facies para el estudio sedimentológico según su escala, sus superficies limitantes y sus procesos. Este tipo de análisis ha sido considerado por diversos autores (ROBLES, 1980, 1982 y 1984; DELFAUD, 1984; CABRERA *et al.*, 1985 y ARENAS *et al.*, 1989a) en el estudio de sistemas aluviales. Sin embargo, no existen o son poco conocidos los trabajos sobre medios lacustres donde se desarrolle una jerarquía secuencial basada en los aspectos anteriormente citados. PEREZ (1989) utiliza la terminología de ARENAS *et al.* (1989a) aplicándola a medios lacustres, pero no define el significado de las secuencias en esos medios. La jerarquía secuencial establecida por ARENAS *et al.* (*op. cit.*) para las facies aluviales (apartado 3.1.1) tiene validez igualmente para las facies lacustres, aunque con diferente significado en cuanto a procesos genéticos. No obstante, en estos medios lacustres no siempre es posible identificar todos los rangos de secuencias, concretamente las secuencias más elementales, que pueden ser indiferenciables en determinadas facies debido a la homogeneidad del sedimento.

Así, manteniendo la nomenclatura de ARENAS *et al.* (1989a) se establecen los siguientes tipos de secuencias para sistemas lacustres:

• Secuencia elemental o de primer orden: de potencia milimétrica, a veces submilimétrica, a decimétrica. Cada una representa el depósito producido por un único episodio de aporte terrígeno y/o etapa de remoción, transporte y sedimentación de depósitos lacustres previos, en relación con una corriente, seguida por un período de decantación de barro carbonatado. Otros procesos que originan secuencias de primer orden son las variaciones de la tasa de sedimentación en relación con la productividad orgánica, que a veces se manifiestan por la presencia de laminaciones. En el caso de las calizas estromatolíticas, las secuencias elementales obedecen a ciclos ecológicos y sólo son perceptibles a escala microscópica.

Sus límites son superficies de primer orden, que pueden ser graduales o no, erosivas o no, pero nunca suponen una interrupción sedimentaria mayor que la que existe entre dos episodios de aportes terrígenos y/o etapas de remoción o entre dos ciclos biológicos de corta duración.

Un ejemplo de secuencia elemental sería cada uno de los intervalos granodecrecientes -que comienza con sedimentos detríticos y pasa gradualmente a micrita- que constituyen la facies de calizas laminadas.

En áreas lacustres o palustres donde no se manifiesta el influjo de terrígenos o la etapa de remoción de forma directa, la sedimentación carbonatada puede ser más o menos continua a lo largo del tiempo, siendo imposible distinguir límites de secuencias elementales. En determinadas situaciones es posible que, dentro de esta continuidad, existan variaciones de la tasa de sedimentación en relación con la productividad orgánica. Estas variaciones o ciclos de productividad de corta duración podrían originar laminaciones en el barro carbonatado, asimilables a secuencias elementales. Sin embargo, en el área estudiada estas laminaciones son relativamente poco comunes, probablemente debido a la homogeneización producida por la actividad de organismos que viven en la interfase agua-sedimento.

Otra posible explicación del carácter indistinguible de estas laminaciones o secuencias elementales contempla la posibilidad de que con cada entrada de aportes terrígenos y/o etapa de remoción debida a corrientes se enmascarase la laminación existente en las áreas con alta productividad.

Por lo tanto, un estrato de calizas masivas o bioturbadas registra probablemente sucesivos episodios de sedimentación lacustre, aunque no sean diferenciables físicamente, y, en consecuencia, representa varias secuencias elementales.

- Secuencia simple o de segundo orden: de espesor centimétrico a métrico. Cada una está constituida por la superposición y yuxtaposición de secuencias de primer orden. Sus límites son superficies de segundo orden de extensión métrica a kilométrica que implican erosión o interrupción de un proceso sedimentario en relación con cambios más o menos bruscos de las condiciones de sedimentación. Estos cambios están asociados a variaciones del nivel lacustre o de la salinidad y/o a etapas de productividad orgánica. Estos factores están condicionados a su vez por variaciones climáticas. Es decir, cada secuencia simple refleja el depósito lacustre bajo unas condiciones ambientales determinadas, que definen un subambiente lacustre particular.

El conjunto de intervalos granodecrecientes que integran un cuerpo mayor de calizas laminadas o cada estrato de calizas masivas serían ejemplos de este tipo de secuencias. Así, las superficies de estratificación son una de las manifestaciones de los límites de las secuencias de segundo orden.

- Secuencia básica o de tercer orden: de potencia decimétrica a métrica. Están formadas por la superposición de dos o más secuencias simples. Sus límites son superficies de tercer orden, erosivas o no, de extensión decamétrica a kilométrica. Reflejan la superposición de uno o más subambientes, de manera que registran el depósito total de un sector lacustre comprendido entre dos momentos de máxima "somerización" relativa o entre uno de éstos y otro de máxima "profundización" relativa y viceversa. Un ejemplo lo constituye la sucesión de un nivel de calizas masivas y otro de margas, o bien la sucesión completa de una secuencia ideal de "somerización" o de "profundización".

- Macrosecuencia o secuencia de cuarto orden: de potencia métrica a decamétrica. Están compuestas por la agrupación de varias secuencias de tercer orden que, en conjunto, presentan una determinada tendencia evolutiva. Dicho de otra forma, cada macrosecuencia tiene una polaridad sedimentaria definida, granodecreciente o granocreciente, de "somerización" o de "profundización", que conduce, en definitiva, al progresivo predominio de un determinado subambiente lacustre (o unas condiciones ambientales particulares). Están limitadas por superficies de cuarto orden de extensión kilométrica, equiparable, al menos, a la del sistema lacustre. Estas superficies tienen

carácter no erosivo y pueden implicar saltos bruscos en la evolución secuencial, pero siempre dentro de subambientes lacustres. Estos saltos corresponden a etapas de fuerte variación en los aportes terrígenos y tienen su origen en factores alocíclicos, tectónicos o climáticos.

- Megasecuencia o secuencia de quinto orden: de potencia decamétrica a hectométrica. Están integradas por dos o más macrosecuencias que componen una evolución vertical con una tendencia determinada (granocreciente o granodecreciente, de "somerización" o de "profundización"). Sus límites son superficies de quinto orden, generalmente de carácter no erosivo y extensión equiparable a la de la cuenca, que implican cambios de signo o saltos bruscos en la evolución.

Quando estas superficies se reconocen como rupturas sedimentarias de los tipos 1, 2 ó 3 (según la terminología de GONZALEZ *et al.*, 1988), la o las megasecuencias limitadas por tales superficies son Unidades tectosedimentarias. En los sectores lacustres estudiados sólo se han identificado rupturas de tipo 3 (saltos bruscos en la evolución secuencial), que se correlacionan con discordancias locales en el margen ibérico de la Cuenca del Ebro.

3.2.2. Descripción e interpretación de las facies

Las facies que a continuación se describen corresponden esencialmente a las establecidas por ARENAS *et al.* (1989b), a las que se han añadido nuevos términos.

Se han diferenciado las siguientes facies:

Facies carbonatadas

- Margas
- Calizas laminadas:
 - con estratificación lenticular o *wavy*
 - con estratificación cruzada *hummocky* o de *megaripples*
 - con laminación paralela
- Estromatolitos:
 - incrustaciones planares

- incrustaciones de "bloques"
- biohermos
- biostromos
- oncolitos
- Calizas masivas
- Calizas bioturbadas
- Costras

Facies yesíferas

- Yeso nodular
- Yeso masivo
- Yeso laminado
- Yeso "acaramelado"
- Yeso lenticular
- Yeso macrocristalino

Facies terrígenas

- Lutitas rojas y marrones
- Lutitas grises y verdes
- Areniscas grises y marrones:
 - en cuerpos tabulares
 - en cuerpos lenticulares

3.2.2.1. Facies carbonatadas

a) Margas (Facies M)

En general tienen tonalidades grises y verdes, aunque también pueden ser de color marrón claro o beige. La composición mineralógica es esencialmente de calcita, minerales de la arcilla (ilita y clorita fundamentalmente; en menor proporción se encuentran esmectitas e interestratificados ilita-esmectita) y cuarzo.

En función de la presencia o no de estructuras sedimentarias internas se distinguen dos subfacies:

•• Margas masivas (Mm)

Se disponen en niveles de espesor variable entre 1 ó 2 cm. y 4 m. La continuidad lateral es de decamétrica a kilométrica.

Normalmente, la subfacies de margas masivas incluye restos fósiles, fragmentados o enteros (gasterópodos, ostrácodos, carofitas y, en algunos casos, vertebrados) y trozos vegetales transportados.

En determinados casos contienen yesos nodulares blancos, como nódulos aislados (de hasta aproximadamente 10 cm. de diámetro) o como estratos más o menos continuos (de potencia comprendida entre 5 y 20-30 cm.).

•• Margas laminadas (Ml)

Constituyen niveles cuya potencia varía entre muy pocos centímetros y 2 m. Su continuidad lateral oscila entre decamétrica y kilométrica.

Pueden presentar laminación paralela milimétrica o centimétrica, marcada por cambios de coloración o tonalidad, que, de forma esporádica, se aprecia como una laminación de "tipo varvado" (figura 3.19A).

Otro rasgo distintivo es la intercalación de láminas detríticas de tamaño arena, de pocos milímetros a 3-4 cm. de potencia, y de *ripples*, generalmente simétricos, que dan lugar a intervalos con estratificación lenticular. Los granos que forman el material detrítico corresponden esencialmente a cuarzo, aunque siempre incluyen en proporciones variables granos de naturaleza carbonatada (intraclastos y bioclastos). Cuando estas estructuras están presentes, los niveles margosos pueden mostrar evolución granodecreciente o granocreciente. En algunos casos, estas evoluciones comienzan o culminan con un término arenoso (de espesor centimétrico) que, a veces, incluye lenticulas de material lutítico o margoso, dando lugar a una estratificación *flaser*.

No es muy frecuente encontrar fósiles en esta subfacies, aunque pueden estar presentes gasterópodos, por lo general fragmentados, ostrácodos, carofitas y restos vegetales transportados.

Tanto en las margas masivas como en las laminadas pueden encontrarse, aunque no con mucha frecuencia, niveles de varios milímetros a 2 ó 3 cm. de espesor de color casi negro, que corresponden prácticamente a acumulaciones de fragmentos carbonosos y, en menor porcentaje, conchas de gasterópodos.

Interpretación:

La facies de margas representa la sedimentación, mayoritariamente por procesos de decantación, en áreas lacustres relacionadas de forma directa o indirecta con la llegada de terrígenos: las margas masivas reflejan el depósito en zonas internas o marginales, alejadas de la influencia directa de aportes terrígenos; algunas de estas zonas marginales podrían estar sometidas a procesos de bombeo evaporítico, que originarían los yesos nodulares intercalados en las margas. En el caso de las margas laminadas con intervalos detríticos habría que pensar en áreas lacustres más o menos internas, con influencia más directa de la afluencia de terrígenos.

La laminación de "tipo varvado" probablemente corresponde a las denominadas "varvas anuales o estacionales", aunque en este trabajo, dada su escasez, no se ha hecho hincapié en su estudio. No obstante, representaría, dentro de la facies de margas, la sedimentación en las áreas más tranquilas e internas del lago.

Los finos niveles de color casi negro provienen de la acumulación de fragmentos carbonosos y conchas de gasterópodos, transportados desde áreas marginales de carácter palustre. La preservación de estos depósitos supone la existencia de un ambiente reductor.

b) Calizas laminadas (Facies Cl)

Esta facies incluye calizas y calizas margosas de color beige, amarillo, blanco y gris claro, que se disponen en estratos tabulares o lenticulares de pocos centímetros a 1 m. de potencia; lateralmente su continuidad varía de escala decamétrica a kilométrica.

La composición mineralógica de estas calizas consiste fundamentalmente en calcita (80-100%), con proporciones pequeñas de minerales de la arcilla (0-15%) (ilita y esmectita) y cuarzo (0-15%). En unos pocos casos, las calizas contienen entre 20 y 80%

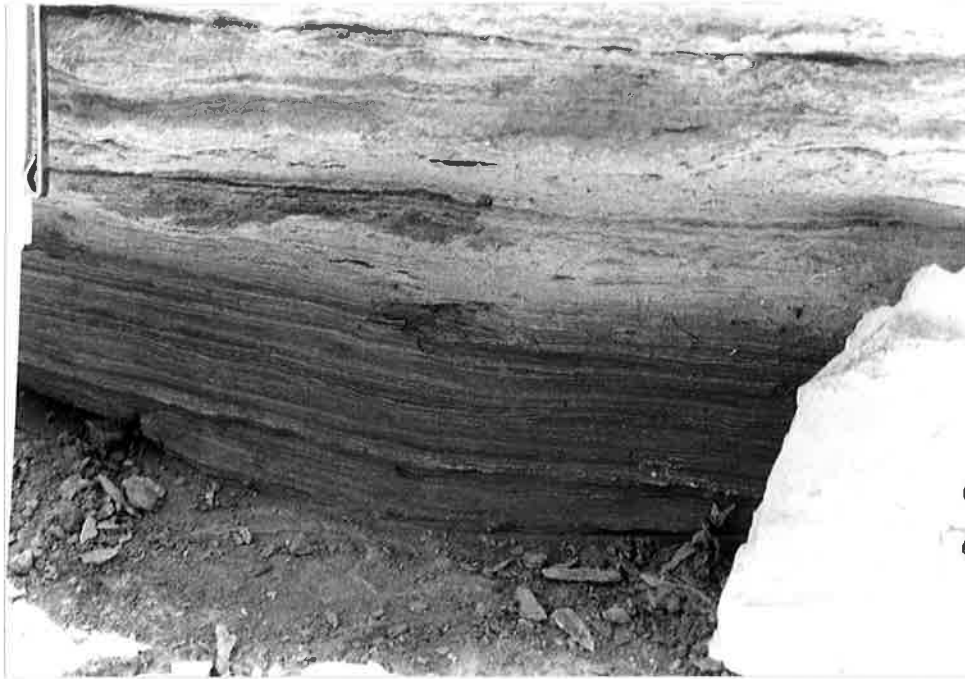


Figura 3.19A.- Margas con laminación paralela.

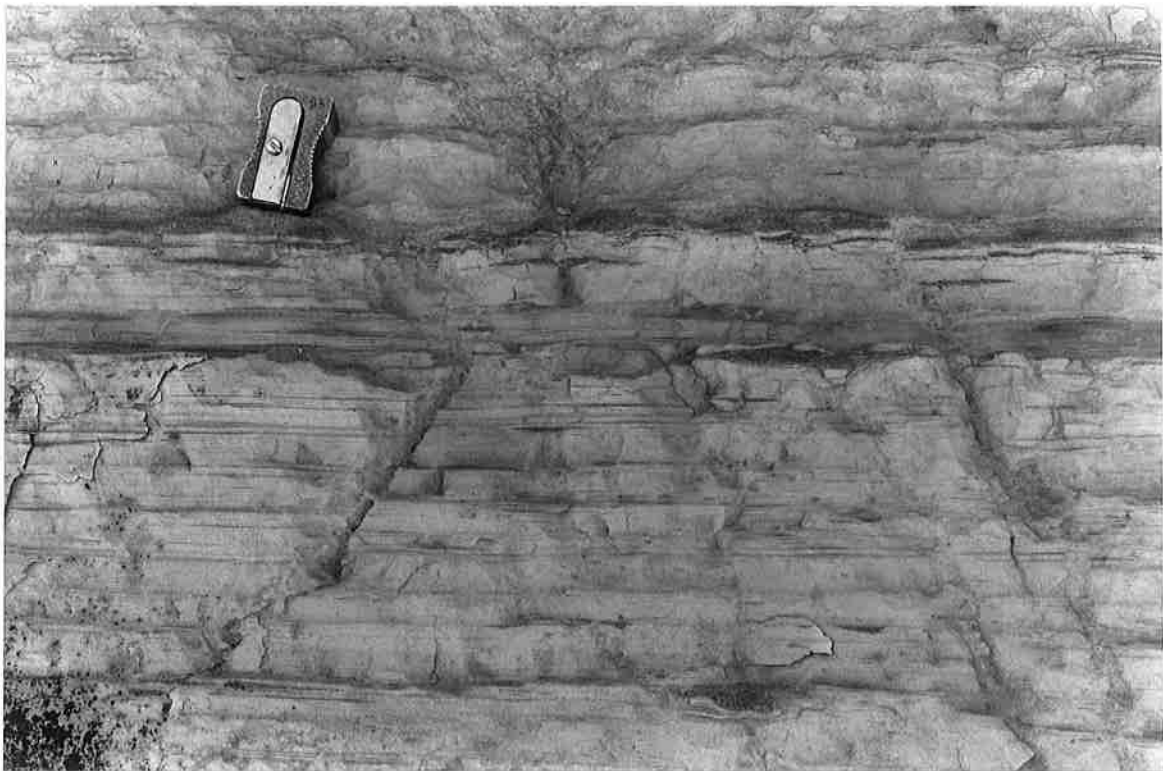


Figura 3.19B.- Aspecto de las calizas laminadas



Figura 3.19C.- Moldes de cristales lenticulares en una caliza laminada asociada a yéso nodular (en la parte inferior).



Figura 3.19D.- Cristal tolva conservado en caliza, dentro de la facies Cl.

de dolomita en su composición global. En raras muestras se ha encontrado celestina (hasta un 23% del total), normalmente cuando aquéllas son dolomíticas.

La laminación viene dada por la sucesión de secuencias de primer orden; cada una de ellas está formada por un intervalo detrítico (de tamaño limo o arena) y otro calcáreo (calizas y calizas margosas), de potencia milimétrica a centimétrica, ocasionalmente decimétrica (figura 3.19B). Los intervalos detríticos, de espesor milimétrico a centimétrico, incluyen granos de cuarzo, bioclastos e intraclastos; cabe señalar que *coated grains*, fragmentos estromatolíticos y esporádicos oncolitos suelen estar presentes en la fracción detrítica, pudiendo llegar a ser componentes mayoritarios, especialmente en el caso de las subfacies Cl.1 y Cl.2 que a continuación se describen, configurando láminas o lenticulas de potencia milimétrica a centimétrica (frecuentemente de 1 a 3 centímetros) de acumulación de granos carbonatados más o menos planos.

Un rasgo característico de la facies Cl es la práctica ausencia de bioturbación; ésta sólo se aprecia en casos muy locales y raramente tiene alta intensidad.

Cuando la facies de calizas laminadas está relacionada con depósitos evaporíticos es frecuente encontrar cristales o moldes de cristales lenticulares de yeso dentro del intervalo calcáreo (figura 3.19C). De forma esporádica se han reconocido cristales tolva (figura 3.19D).

Las secuencias de primer orden dan lugar a secuencias de segundo orden caracterizadas por una estructura particular. Según dichas estructuras se distinguen las siguientes subfacies de calizas laminadas:

b.1. Calizas laminadas con estratificación lenticular o wavy (Subfacies Cl.1)

Esta subfacies se presenta en secuencias de segundo orden con un espesor centimétrico a decimétrico, aunque generalmente no superan 0,1 ó 0,2 m., donde las secuencias de primer orden están constituidas por un intervalo detrítico de potencia centimétrica, generalmente sin sobrepasar 4-5 cm. y otro calcáreo de potencia milimétrica a centimétrica (hasta 2-3 cm.)

El tamaño de grano de la fracción detrítica varía de fino a muy grueso, siendo frecuente el predominio de los clastos de composición carbonatada. Esta fracción aparece organizada en *ripples* que suelen ser simétricos, con bajo índice H/L. Estos *ripples* pueden estar aislados (desconectados) o pueden formar trenes. En ocasiones, la longitud

de onda es de 0,2 ó 0,3 m. Normalmente no se reconoce la estructura interna de estos *ripples* (figura 3.20).

En casos extremos, cuando domina la porción detrítica (por lo general formada mayoritariamente por granos carbonatados) es frecuente observar lentículas de lodo carbonatado constituyendo una estratificación *flaser*.

También existen láminas de espesor centimétrico constituidas por granos carbonatados, normalmente en la base de los niveles con *ripples* (figura 3.20C).

Las secuencias de segundo orden integradas por esta subfacies pueden tener evolución vertical granodecreciente (positiva) o granocreciente (negativa).

b.2. Calizas laminadas con estratificación cruzada *hummocky* o estratificación cruzada de *megaripples* (Subfacies Cl.2)

Los niveles que muestran esta subfacies -secuencias de segundo orden- tienen una potencia variable entre 0,1 y 1 m.

El tamaño de grano de la fracción detrítica varía de fino a medio, en ocasiones grueso; la proporción de clastos carbonatados y silíceos es muy variable, aunque suelen predominar estos últimos.

La alternancia de intervalos detríticos (de pocos milímetros, o incluso de menos de un milímetro, hasta 4-5 cm. de potencia) y calcáreos (de pocos milímetros a 4-5 cm. de potencia) se reconoce como una laminación suavemente ondulada, con longitud de onda métrica, donde tanto las láminas detríticas como las calcáreas pierden su continuidad lateral rápidamente, muchas veces debido a la existencia de erosión de las detríticas sobre las calcáreas. Estas ondas configuran relieves convexos y cóncavos, que se suceden vertical y lateralmente de forma aleatoria (figuras 3.21 y 3.22). Es común observar variaciones de espesor de las láminas o de conjuntos de láminas (de espesor centimétrico) según pasan de un relieve cóncavo a otro convexo. En ocasiones, estas estructuras se corresponden en morfología y estructura interna con una estratificación cruzada *hummocky* (*Hummocky Cross Stratification* o HCS). Sin embargo, éste no es el caso más común en el área estudiada, ya que en la mayoría de las ocasiones estas superficies onduladas sólo se reconocen en un plano de observación, mientras que en el plano perpendicular aparecen como láminas más o menos horizontales, es decir, corresponden a estructuras asimilables a grandes *ripples* o *megaripples*. No obstante, la estructura



Figura 3.20.- Subfacies Cl.1. Desarrollo de ripples simétricos (A, B y C) y lámina de granos carbonatados (C).



Figura 3.21.- Subfacies Cl.2 (Puig Ladrón).- **A:** Relieves convexos y cóncavos.
B: Detalle de las ondas.

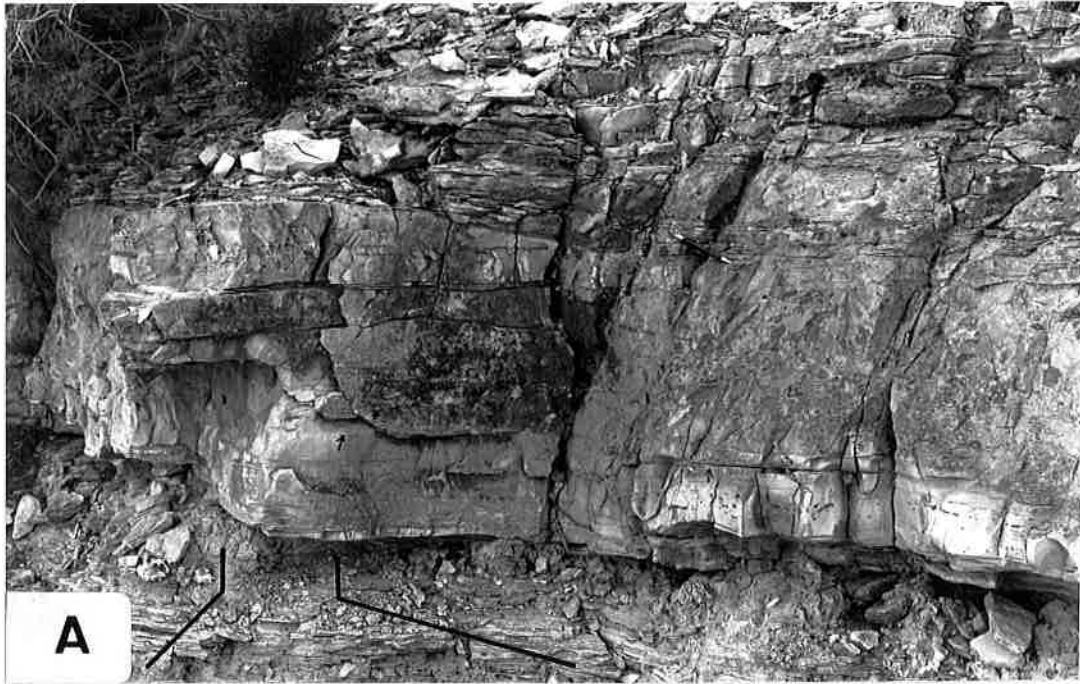


Figura 3.22.- Subfacies Cl.2 (al Norte de Farlete).- **A**: Superficies onduladas de diferente escala. **B**: Detalle de la laminación de parte inferior de la fotografía A

interna, vista en un solo plano, es idéntica a la descrita para la estratificación cruzada *hummocky*.

En cualquier caso es frecuente la presencia de superficies erosivas internas de segundo orden, que se aprecian como ondas de longitud variable, generalmente métrica, y que limitan a las secuencias de segundo orden, llegando a afectar, en ocasiones, a la totalidad del estrato calcáreo (figura 3.23). El resultado, a lo largo de un perfil longitudinal, es una sucesión de relieves convexos (*hummocks*) y cóncavos (*swales*). Este tipo de truncamiento es común en la facies que ahora se describe, de manera que las secuencias de segundo orden formadas por esta facies están amalgamadas (corresponderían a secuencias de tipo H.H.H... de DOTT y BOURGEOIS (1982)).

Otras superficies erosivas, de menor entidad, son las acanaladuras (*scours, gutter casts*) que, en la facies Cl.2, tienen una profundidad de hasta 0,1 m. y una anchura de hasta 0,2 m. (figura 3.24). Pueden aparecer en la base de los niveles con estratificación cruzada *hummocky* o dentro de ellos, generalmente coincidiendo con el comienzo de las secuencias de segundo orden. Su relleno puede ser masivo, de calizas margosas, o con estratificación cruzada, donde las láminas alternantes de detríticos y calizas margosas se adaptan a la geometría de la acanaladura. Generalmente estas estructuras tienen una orientación preferente (figura 3.24A). También es posible apreciar pequeñas acanaladuras o "regueros" de profundidad y anchura milimétrica o como máximo de hasta 1-2 cm., rellenos por sedimento detrítico.

Sobre las calizas con estratificación cruzada *hummocky* o de *megaripples* suele haber un término de calizas con laminación paralela (subfacies Cl.3) o con *ripples* simétricos (subfacies Cl.1).

Asociados a la facies Cl.2 se encuentran corrientemente estromatolitos, que se describen más adelante. Se disponen bien como construcciones que interrumpen lateralmente la laminación, o bien como incrustaciones que tapizan las láminas de estratificación cruzada, los surcos de los *ripples* o las acanaladuras de mayor tamaño.

Un componente asiduo de esta facies lo constituyen las láminas milimétricas de sílex de color beige a gris claro, que se sitúan de forma paralela, como intercalaciones de continuidad lateral decimétrica a métrica (generalmente no superan 2 m.) entre las láminas que integran esta facies (figura 3.25A). Asimismo se encuentra sílex beige con morfología irregular (de estrellada a nodular) o formas intermedias de yeso-sílex de color

beige-rosáceo, con morfología de pequeños nódulos en coliflor (1 a 5 cm. de diámetro), generalmente asociados a las láminas de sílex (figura 3.25B). Estos dos tipos de sílex suelen aparecer en relación con niveles de calizas laminadas que incluyen nódulos de yeso de tamaño variable.

b.3. Calizas laminadas con laminación paralela (Subfacies Cl.3).

Las secuencias de segundo orden que muestra esta subfacies configuran estratos que varían desde unos pocos centímetros hasta 1 m. de potencia. Generalmente tienen geometría tabular y se caracterizan por su laminación interna horizontal (figura 3.26A y B).

La laminación resulta de la alternancia de niveles detríticos (generalmente de tamaño arena fina o limo, con predominio de extraclastos) y de caliza (micrita), ambos de espesor milimétrico (o incluso menor para los intervalos detríticos) a centimétrico y de continuidad lateral muy variable, ya que las láminas detríticas son, en la mayoría de los casos, discontinuas y no sobrepasan nunca 1 ó 2 m. de longitud (figura 3.26).

De forma muy ocasional, las láminas pueden tener gran continuidad lateral, con un espesor constante de las láminas (milimétrico o, más raramente, centimétrico), dando lugar a "calizas de aspecto varvado", sin que éste implique necesariamente un origen anual o estacional. En estas situaciones, el término carbonatado es una caliza muy margosa o incluso una marga y el detrítico es un limo o lutita.

Comúnmente, esta subfacies se halla asociada vertical y lateralmente a la subfacies de estratificación cruzada *hummocky* y/o a la subfacies con estratificación lenticular o *wavy* (figura 3.26A).

Esta subfacies puede incluir láminas milimétricas de sílex beige o gris claro, paralelas a las de la estructura que la define, y nódulos de sílex de color gris, de forma elipsoidal, de hasta 25-30 cm. de diámetro, normalmente con el eje mayor paralelo a la laminación.

Características microscópicas (Subfacies Cl.1, Cl.2 y Cl.3)

En el microscopio óptico la facies de calizas laminadas está constituida por calizas micríticas con intercalaciones de láminas o lenticulas detríticas (arenisca o limo). En la

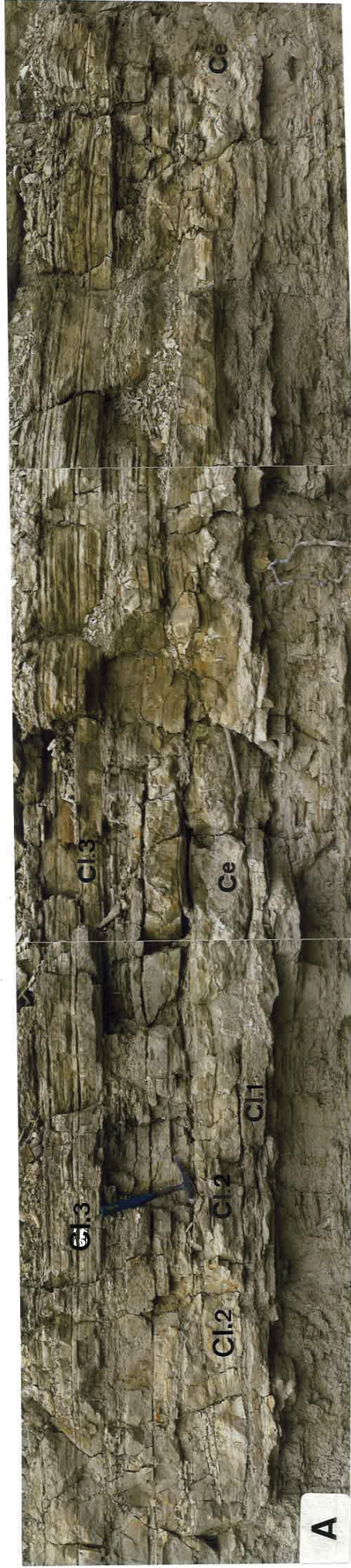


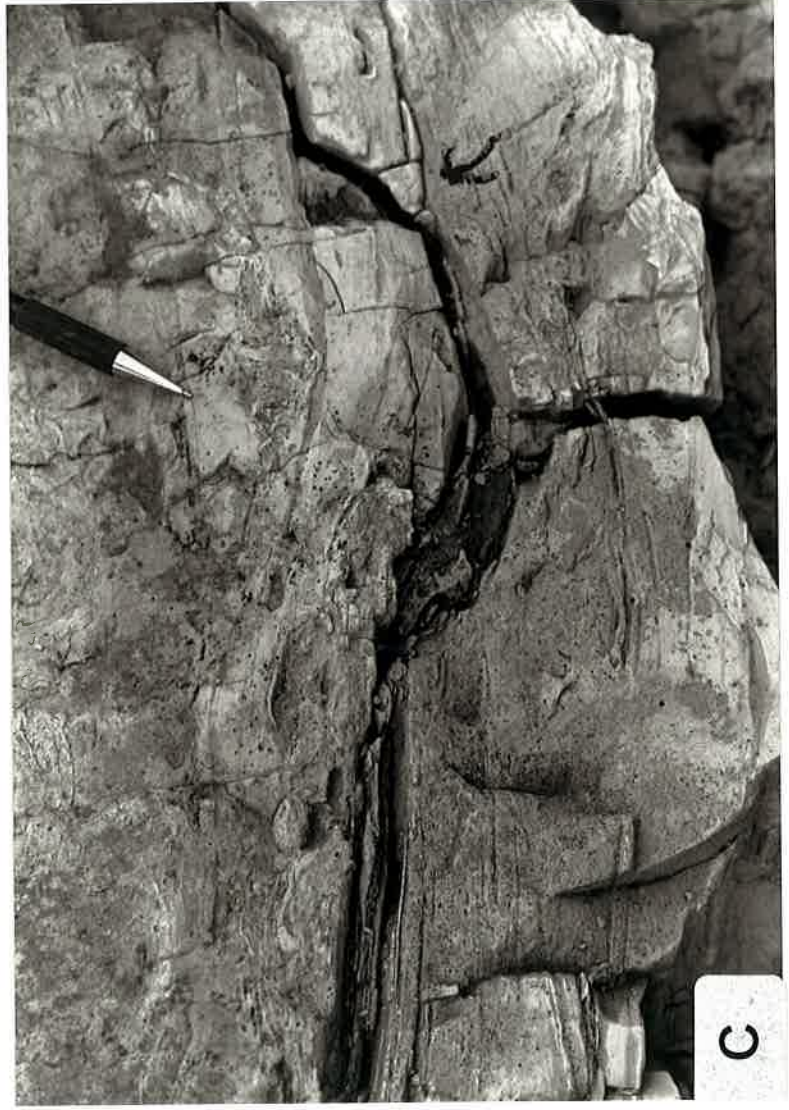
Figura 3.23.- Diferentes aspectos de la subfacies Cl.2 (vertiente Norte de la Sierra de Alcubierre). **A:** asociada a biohermos y biostromos. **B:** Morfología de *hummocks* y *swales*; nótese la presencia de superficies erosivas internas de segundo orden. **C y D:** Detalle de las superficies erosivas.



B



A



C

Figura 3.24.- Acanaladuras en la subfacies Cl.2 en la base de secuencias de segundo orden. **A** y **C**: rellenas de caliza; **B**: nótese la orientación (E-O) de las de la fotografía A; **B**: rellenas por una alternancia de caliza y arena fina.

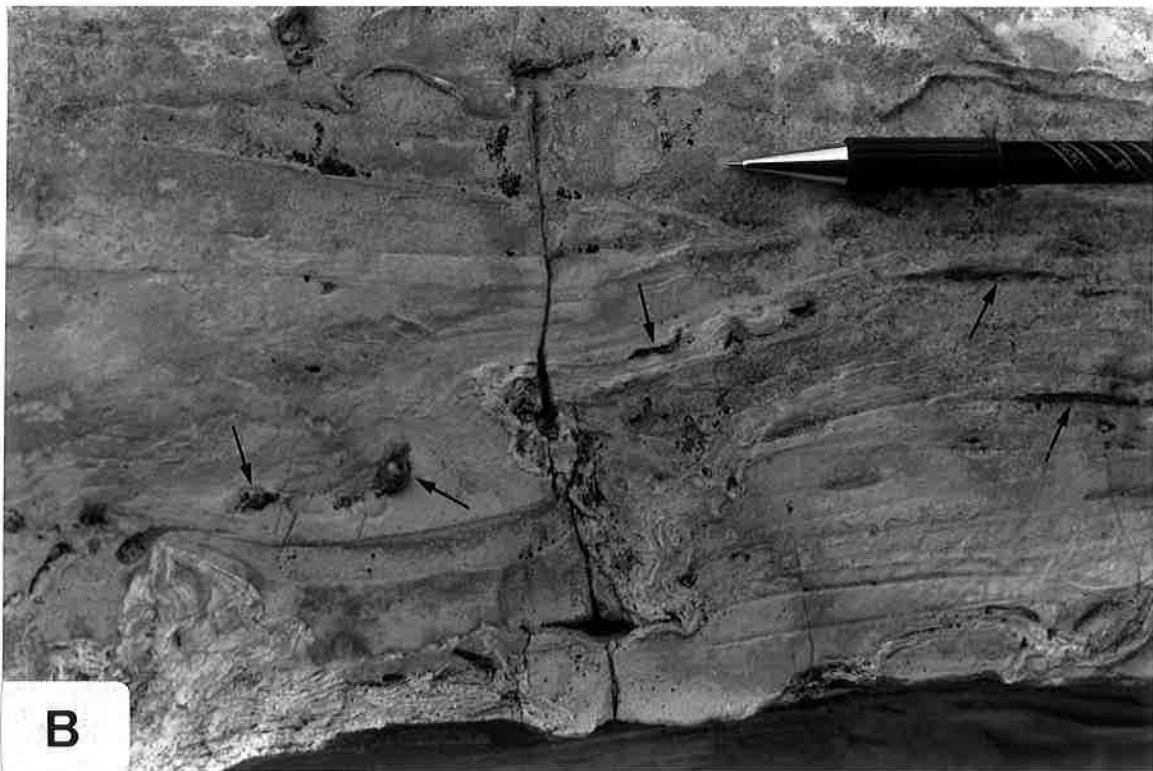
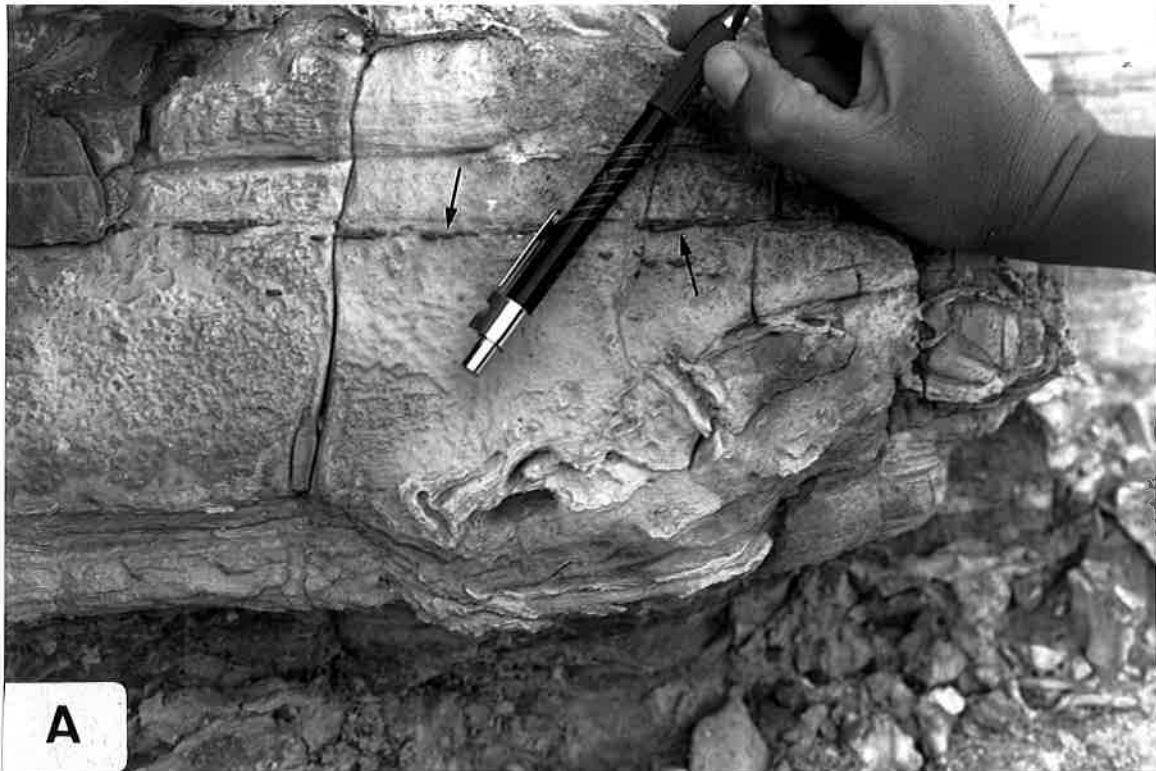


Figura 3.25.- Formas del sílex en la subfacies C1.2. **A:** laminar; **B:** irregular. En B se observa cómo una construcción estromatolítica tapiza un relieve erosivo de esta subfacies.

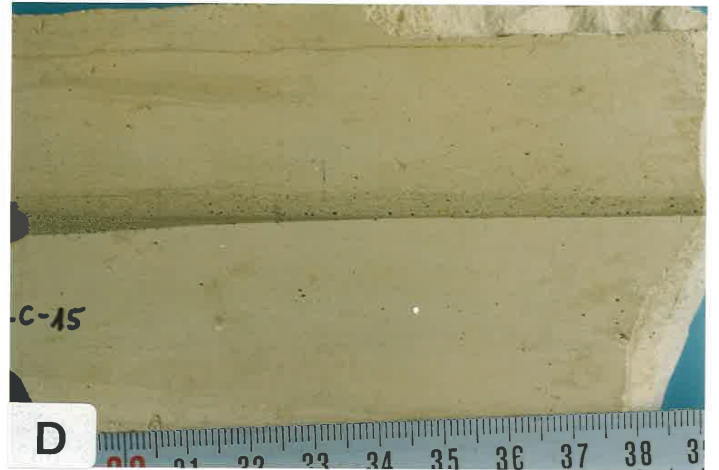
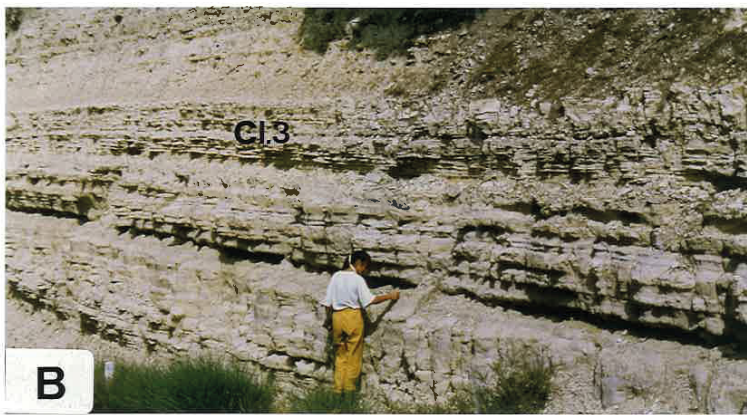
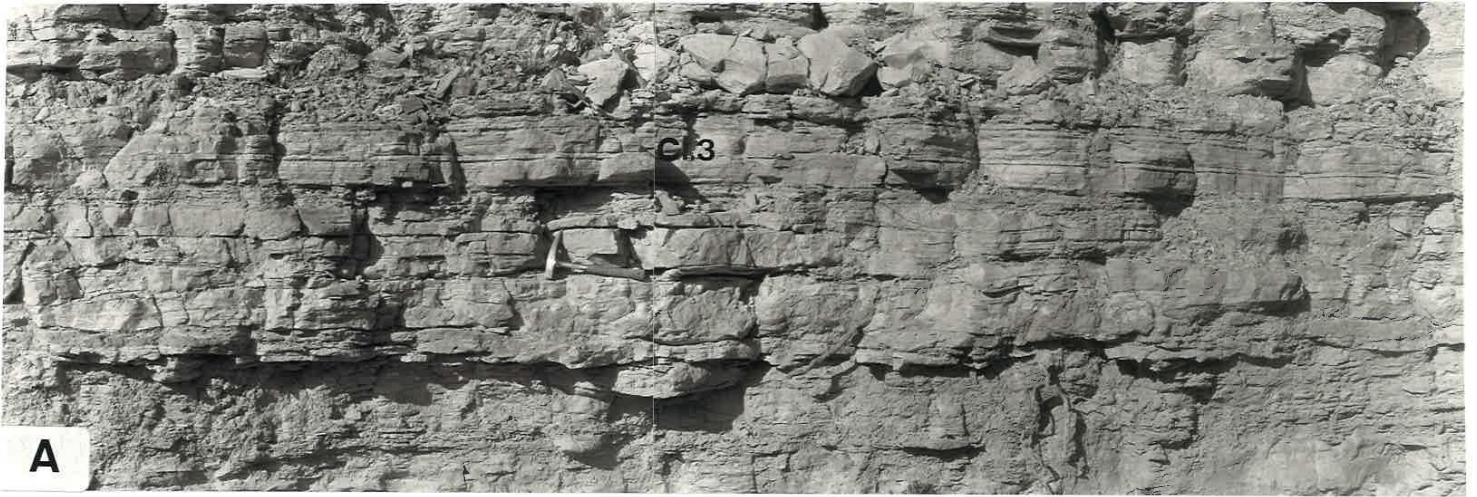


Figura 3.26.- Diferentes aspectos de la subfacies Cl.3. A y B: Aspecto general tabular (Sierra de Alcubierre y Montes de Castejón, respectivamente). C, D y E: Detalles de la laminación. F: Laminación de bajo ángulo en la base y paralela hacia techo (los niveles más oscuros son de arenisca).

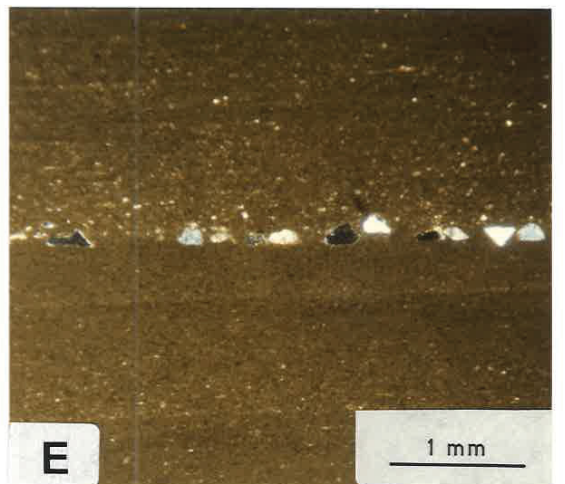
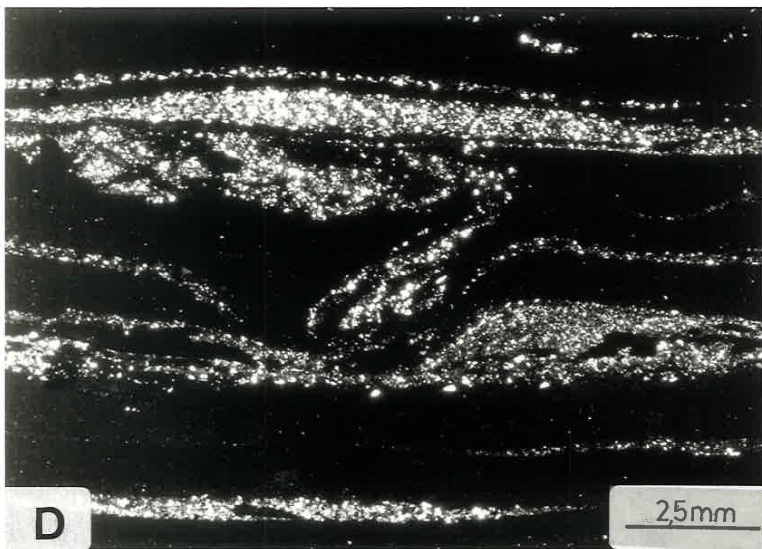
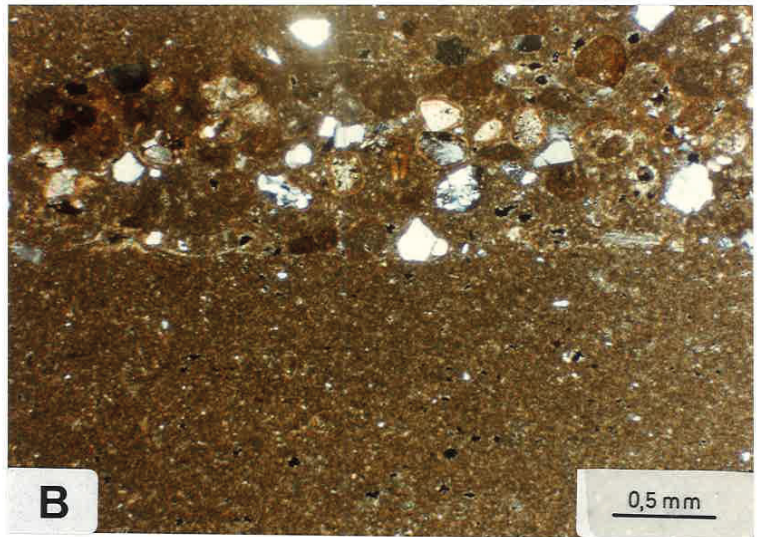


Figura 3.27.- Aspecto de microscopio de la facies de calizas laminadas (explicación en el texto).

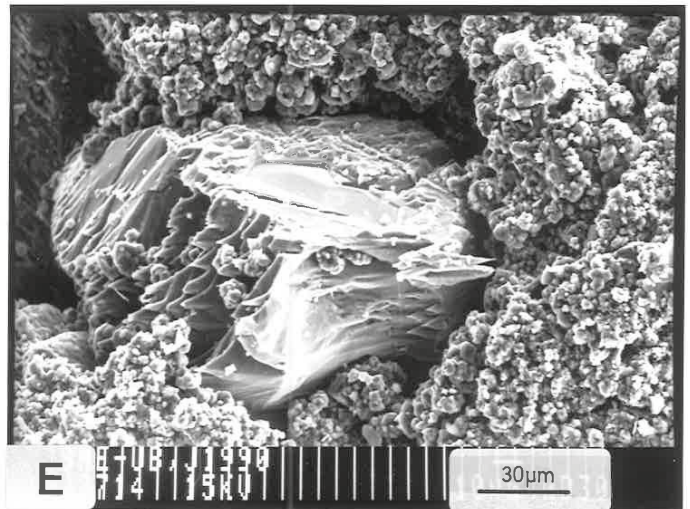
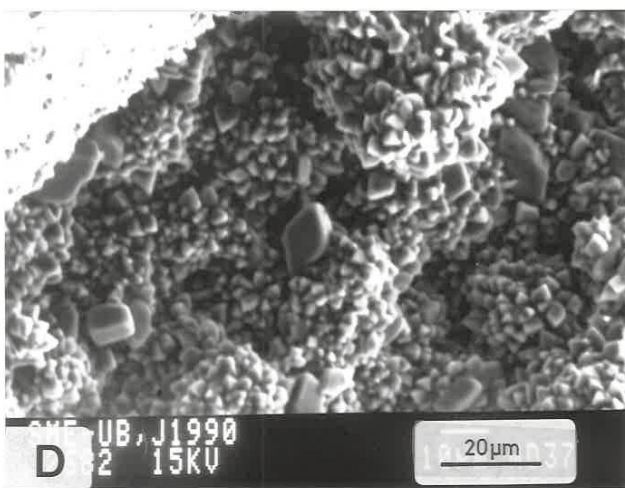
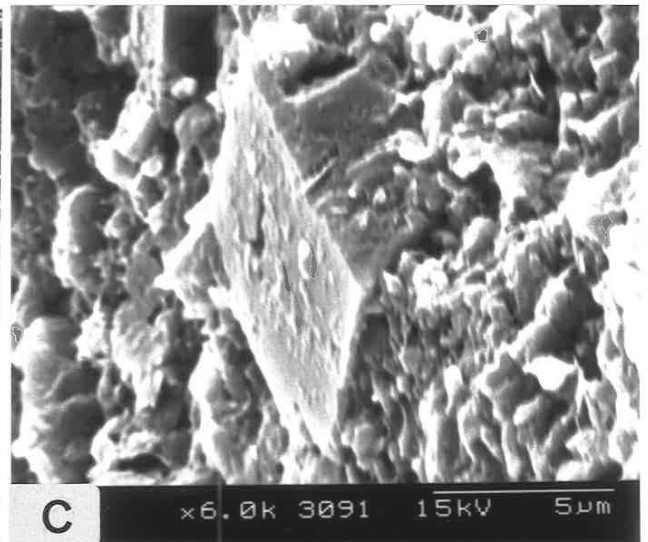
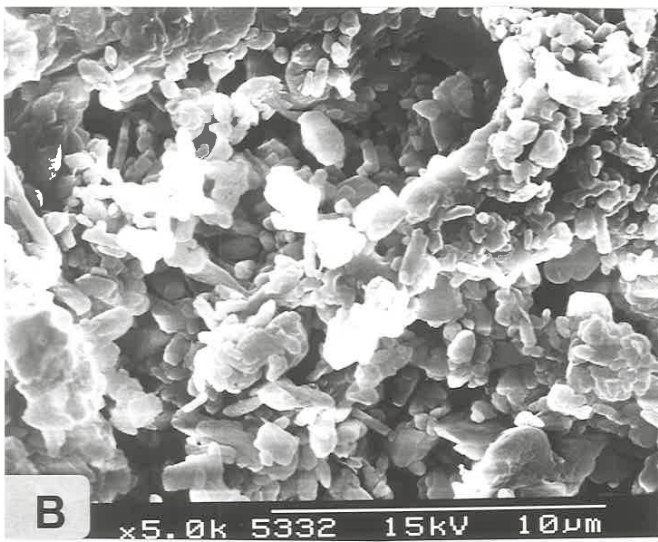
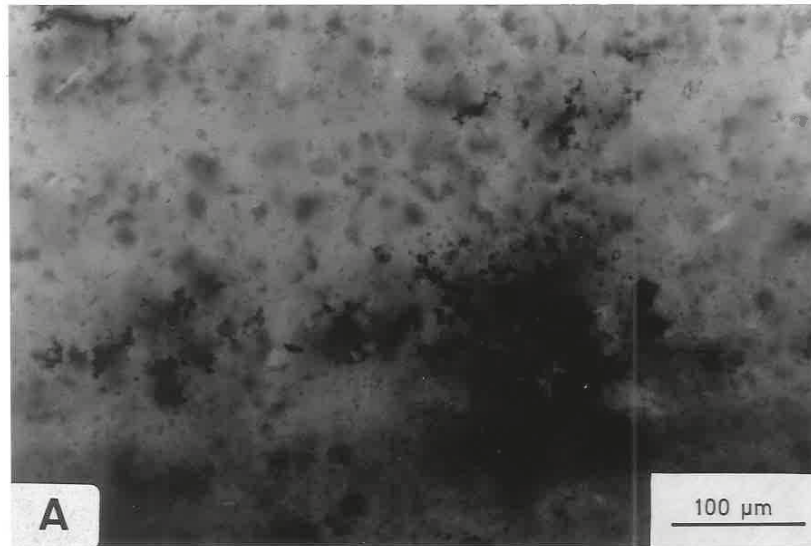


Figura 3.28.- Características microscópicas de la facies de calizas laminadas. **A:** Agregados de color gris de la micrita con áreas más oscuras sobrepuestas. **B:** Bastones y esferas de calcita. **C y D:** Cristales de dolomita entre otros más pequeños de calcita; nótese en D las agrupaciones esféricas. **E:** Cristal de celestina.

mayoría de los casos, estos dos términos suelen formar una alternancia de intervalos detríticos y micríticos, organizados como secuencias de primer orden con evolución granodecreciente. Estas secuencias, cuyo espesor no suele superar 1 cm., con un promedio de 2 a 5 mm., comienzan a partir de un contacto neto, generalmente erosivo, horizontal o ligeramente cóncavo (figura 3.27A), a veces con irregularidades (incisiones o deformaciones de tipo *flame* y convolución), sobre el cual se dispone una lámina o un conjunto de lentículas (aisladas o conectadas formando trenes) de granos detríticos (de 200 μm a 3-4 mm. de espesor), casi siempre con granoselección positiva -ocasionalmente sin granoselección- que pasa gradualmente a un intervalo micrítico (de 200 μm a 1 cm. de espesor). Aunque no es un rasgo generalizado, se ha reconocido laminación cruzada, a veces de bajo ángulo, en un solo sentido (figura 3.27C). En ocasiones, la laminación está deformada, simplemente por la implantación de una nueva lámina detrítica, que provoca la entrada de material detrítico en la lámina micrítica infrayacente (fenómenos de colapso), o en relación con microfallas y micropliegues, que pueden llegar a afectar a buena parte de la lámina delgada (figura 3.27D).

En otros casos, menos frecuentes, el intervalo detrítico no tiene un contacto basal neto ni erosivo, sino que aparece como granos flotando en la matriz micrítica (textura no granosostenida), alineados a lo largo de un plano horizontal o dispersos (figura 3.27E).

Los intervalos detríticos están integrados por granos de cuarzo, de micrita, esporádicamente de yeso, y bioclastos (oogonios y tallos de carofitas, ostrácodos y, a veces, gasterópodos y fragmentos estromatolíticos); estos componentes pueden aparecer en proporciones muy variables. Es frecuente que estos granos tengan envueltas estromatolíticas (*coated grains* e incluso oncolitos) (figura 3.27B). La matriz es micrítica, muy esporádicamente tienen cemento de yeso.

Los intervalos micríticos corresponden a un *mudstone*, aunque también puede llegar a reconocerse la presencia de *wackestones* de granos de la misma naturaleza que los de la porción detrítica infrayacente. Además de encontrarse como paso gradual del término detrítico inferior, los niveles calcáreos se disponen también como intervalos separados entre sí mediante bases netas y sin incluir láminas o lentículas de componentes detríticos (figura 3.27E). Este tipo de laminación no es muy asidua en las muestras estudiadas.

Las calizas laminadas que se encuentran asociadas, generalmente en forma de alternancia, con niveles de micrita estromatolítica se tratan en el apartado siguiente (Facies Ce: Calizas estromatolíticas).

En el microscopio óptico la micrita presenta tonalidades grises: en ella se aprecian pequeños "agregados" o "grumos" (*clots, clumps*) (figura 3.28A) que corresponden a áreas con mayor concentración de materia orgánica. Asociadas a la micrita gris existen zonas con tonalidades negras y rojas o amarillas; en estas zonas se identifican pequeños círculos aislados o agrupados, que generalmente se superponen a la micrita gris o bien ocupan áreas de fracturación. En el microscopio electrónico la micrita aparece como esferas o bastones de 0,5 a 1 μm de diámetro o agrupaciones de esferas en conjuntos más o menos esféricos (figura 3.28B y D), generalmente sin ninguna ordenación aparente. Entre ellos existen algunos cristales de dolomita (figura 3.28C y D) y, más raramente, de celestina (figura 3.28E).

Interpretación:

Consideraciones iniciales:

En primer lugar, en cuanto al origen de la micrita *s.s.*, tanto los estudios en microscopio óptico como los realizados en microscopio electrónico revelan su relación con comunidades microbianas. Cada una de las esferas o bastones de micrita corresponde a un cristal de calcita cuya precipitación se atribuye a la acción de un microorganismo, posiblemente una bacteria por su pequeño tamaño. Así, los "agregados" o "grumos" grises vistos en lámina delgada se atribuyen a colonias o grupos de bacterias, siendo el conjunto de la micrita de origen bacteriano. Este fenómeno de formación de carbonato cálcico controlada bacterianamente es considerado por muchos autores como uno de los procesos más importantes, si no el único, en la precipitación del barro micrítico (ADOLPHE y BILLY, 1974; CHAFETZ y FOLK, 1984; GERDES *et al.*, 1985; CASTANIER, 1987; BUCZYNSKI y CHAFETZ, 1990 y 1991 y CHAFETZ y BUCZYNSKI, 1992, entre otros). Las zonas de mayor concentración de materia orgánica, roja o negra, se relacionan también con comunidades bacterianas, aunque con carácter más o menos secundario con respecto a la comunidad que originó la precipitación de la micrita.

Teniendo en cuenta las características microscópicas y macroscópicas descritas, es evidente que la facies de calizas laminadas (Cl.1, Cl.2 y Cl.3) registra la entrada repetida de aportes detríticos y/o la remoción de los sedimentos preexistentes en áreas lacustres

donde domina la sedimentación carbonatada. Así, cada secuencia elemental formada por un intervalo detrítico granodecreciente (o sin granoselección) seguido por otro micrítico representa el depósito producido por un único episodio energético, que incluye la erosión y el retrabajamiento de depósitos lacustres previos, la sedimentación del material transportado durante la fase de energía decreciente y, finalmente, con el restablecimiento de las condiciones normales de sedimentación lacustre, la decantación del lodo carbonatado. Así pues, cada intervalo detrítico supone la interrupción de la sedimentación lacustre carbonatada (decantación de lodo micrítico) a causa de la entrada de agua en el lago y/o la remoción de depósitos previos debida a una corriente. Estas interrupciones quedan reflejadas como láminas o lenticulas, cuya composición puede ser enteramente carbonatada (intraclastos y bioclastos), con proporciones variables de *coated grains*, o silícica (granos de cuarzo, feldespatos y plagioclasas), si bien es frecuente que contengan tanto intraclastos, bioclastos y *coated grains*, como extraclastos, en proporciones muy variables.

A partir de las características descritas previamente es evidente que las láminas y lenticulas detríticas de las subfacies Cl.1 y Cl.2 reflejan la actuación del oleaje durante su formación. Este sería responsable también del retrabajamiento de sedimentos lacustres previos.

En función de la longitud de onda, de la profundidad, del diámetro de las órbitas y del tamaño de grano del sedimento disponible se generarán estructuras de oleaje correspondientes a las subfacies Cl.1 o Cl.2: en las áreas más someras, más próximas a la orilla del lago, justo antes o en la zona de rompiente, donde las olas pierden su carácter como tales debido a la alta intensidad del flujo, el transporte del sedimento es laminar; como resultado se formarán depósitos laminares, generalmente de granulometría gruesa. En áreas adyacentes, por debajo de la zona de rompiente, donde domina el movimiento oscilatorio, las estructuras dominantes son los *ripples* más o menos simétricos y de longitud de onda variable en función de la velocidad del flujo y de la profundidad. En la subfacies Cl.2. la longitud de onda es mayor y las lenticulas tienen menor altura, con un tamaño de grano normalmente más pequeño que en la subfacies Cl.1. Por otra parte, las estructuras presentes en la subfacies Cl.2 indican que además del flujo oscilatorio también existen corrientes unidireccionales, responsables de transportar el material hacia áreas lacustres más internas y dar origen a acanaladuras. En cualquier caso, la granoselección presente en los intervalos detríticos (a la escala de secuencias de primer orden) es el resultado de asentamiento de nubes de sedimento puesto en suspensión temporalmente por las olas (REINECK y SINGH, 1972) o el producto de la clasificación

inducida por las fluctuaciones de las olas (POWERS y KINSMAN, 1953). No obstante, como se comenta en las páginas siguientes, también es posible que las capas gradadas sean producidas por corrientes de fondo.

En cuanto a las secuencias de segundo orden presentes en la subfacies Cl.2, tanto los *bedforms* tridimensionales como los *megaripples* muestran la misma estructura interna: estratificación cruzada *hummocky*. En la mayoría de los casos es imposible la distinción entre unos y otros, pues el afloramiento sólo ofrece un plano de observación. La mayor parte de la bibliografía referente a estas estructuras admite que reflejan la actuación de flujos oscilatorios, que retrabajan y modelan los sedimentos lacustres previos, y de corrientes unidireccionales, que transportan el material hacia áreas más internas como corrientes de densidad. Se asignan a la acción de fuertes tormentas por encima del nivel de base del oleaje.

En el caso de la subfacies Cl.3, dado el paralelismo general de las láminas y la ausencia de estructuras de oleaje, el origen de las láminas detríticas debe de relacionarse con corrientes de fondo que transportan el sedimento hacia áreas internas, a la vez que van haciéndose menos energéticas, dando lugar a finas lentículas o láminas de material detrítico (mayoritariamente extraclastos) de granulometría fina (arena fina o limo), con granoselección positiva, sin granoselección o con laminación paralela o de bajo ángulo. Conforme se restablecen las condiciones de "calma" aumenta la producción de barro carbonatado, que irá depositándose junto con las partículas finas que quedasen en suspensión hasta que la acción de una nueva corriente interrumpa esta situación.

En muchos casos existe una relación vertical entre esta facies y la Cl.2, por lo que las corrientes de fondo podrían asimilarse a turbiditas diluidas que actúan en áreas situadas por debajo del nivel de base de las olas de tormenta. Sin embargo, algunos depósitos de la subfacies Cl.3 se hallan asociados a la Cl.1 o la facies de calizas estromatolíticas dentro de un proceso general de "somerización". Este hecho hace suponer que la subfacies Cl.3 también puede tener su origen en áreas someras, por encima del nivel de base del oleaje. En dichas áreas su depósito puede producirse a partir de sucesivos flujos laminares procedentes de las llanuras aluviales adyacentes.

Revisión bibliográfica. Comparación con las facies estudiadas:

El tipo de laminación gradada presente en la facies de calizas laminadas ha sido atribuido por varios autores a turbiditas. Ejemplos de laminación gradada son descritos

por KUENEN (1966) en arenas, por REINECK y SINGH (1972) en arenas y ritmitas gradadas o por HIGGS (1991) en facies de lutitas y areniscas, entre otros.

Por otra parte, ejemplos de arenas laminadas por acción de tormentas son descritos por MASTERS (1967), HÄNTZSCHEL y REINECK (1968), HOBDAV y MORTON (1984), SWIFT y THORNE (1991), etc. AGER (1974) propone para las "turbiditas calcáreas de aguas someras" con granoselección, pero sin estructuras obvias de corrientes (Jurásico superior en Polonia central), un origen como depósitos de tormentas.

No obstante, aunque existen muchos ejemplos de laminación gradada debida a estos procesos, en ninguno de ellos se ha descrito una granoselección como la presente en el área estudiada formando la estratificación de las subfacies Cl.2 y Cl.3, pues tanto la escala (potencia y extensión lateral de las láminas con granoselección) como la composición litológica (intervalo detrítico + intervalo micrítico) difieren considerablemente. Tan sólo cabe citar como ejemplos similares por su organización gradada, pero sin constituir HCS, los casos estudiados por REINECK *et al.* (1967, 1968), GADOW y REINECK (1969) y REINECK y SINGH (1972), donde las capas de limo y arena, generalmente laminadas, comienzan mediante una base neta y gradan verticalmente hacia capas de lutitas. Estas capas son denominadas por REINECK y SINGH (1972) "capas de areniscas de tormenta".

En cualquier caso, la mayoría de los autores coinciden en atribuir la HCS a olas producidas por tormentas, que re trabajan el sedimento y lo depositan bajo el nivel de base de las olas de buen tiempo, pero por encima del nivel de base de las olas de tormentas (HARMS *et al.*; 1975; DOTT y BOURGEOIS, 1982; HUNTER y CLIFTON, 1982; WALKER *et al.*, 1983; WALKER, 1984; DUKE, 1985; BRENCHLEY, 1985; BRENCHLEY *et al.*, 1986; FENTON y WILSON, 1985, etc).

AGER (1974) establece que los caracteres esenciales de los depósitos de tormentas son la evidencia de perturbación violenta de los sedimentos preexistentes seguida por su rápido redépósito, todo ello en un ambiente de agua somera. Indica que comúnmente las "tempestitas" recuerdan a las "turbiditas" por caracteres tales como granoselección, bases truncadas de forma neta y techos transicionales. Difieren en que los depósitos de tormenta suelen carecer de *sole marks* erosionales bien desarrollados y de trazas fósiles de pacer y en que se formaron en aguas muy someras.

DOTT y BOURGEOIS (1982) apuntan como criterios diagnósticos de la HCS los *hummocks* antiformes y *swales* sinformes, con orientación al azar, laminación con ángulos altos y truncaciones con ángulos de $< 15^\circ$. Sostienen que la *Hummocky stratification* se forma comúnmente por redepósito bajo el nivel de base normal del buen tiempo de arena procedente de *shoreface*. El depósito involucra tanto la lluvia de suspensión como los flujos tractivos laterales debidos a la oscilación de las olas. Bajo un flujo oscilatorio intenso, grandes olas llevan arena sobre una superficie erosionada e irregular y también moldean la arena en *hummocks* y *swales* desorientados, groseramente circulares. Postulan que estas circunstancias son análogas a la transición a condiciones de alto régimen de flujo (*upper flat bed*) en flujo unidireccional. Proponen una secuencia idealizada *hummocky*, con un propósito similar a la de BOUMA para capas gradadas. Posteriormente, WALKER *et al.* (1983) modificaron la secuencia propuesta por DOTT y BOURGEOIS (*op. cit.*).

En el área estudiada, las secuencias comúnmente están amalgamadas (secuencias de tipo H,H,H,...). A veces, en la base de los *sets* de HCS, pero no siempre en relación directa con ellos, se encuentran acanaladuras y depósitos residuales (láminas detríticas groseras). En algunos casos, entre los *sets* de HCS puede haber un intervalo de *ripples* simétricos (subfacies Cl.1) y/o una fina incrustación estromatolítica (facies Ce). En otras ocasiones, sobre la HCS se dispone un nivel de lutitas o margas ocreas o grises. En determinadas situaciones, sobre estas lutitas o margas, o incluso directamente sobre los *sets* de HCS, se halla la subfacies Cl.3 (calizas con laminación paralela).

FENTON y WILSON (1985) atribuyen los rasgos de retrabajamiento por corrientes de oleaje de algunas turbiditas a corrientes relacionadas con tormentas y presentan un modelo para turbiditas formadas entre el nivel de base de las olas de buen tiempo y el de tormentas.

Los pioneros en el estudio y definición de las secuencias de estratificación cruzada *hummocky* y *swaley*, así como otros muchos autores (HARMS *et al.*, 1975; WALKER, 1979; BOURGEOIS, 1980; DOTT y BOURGEOIS, 1982; WALKER *et al.*, 1983; WALKER, 1984; DUKE, 1985; BRENCHLEY, 1985; EYLES y CLARK, 1986, entre otros) coinciden en atribuir estas estructuras a flujos oscilatorios intensos -o a flujos combinados con una componente de oscilación dominante- en la base de las ondas de tormenta que han puesto en suspensión grandes volúmenes de arena.

Sin embargo, otros autores atribuyen la estratificación cruzada *hummocky* a un régimen de flujo combinado, con un flujo principal y componentes oscilatorios de olas (HAMBLIN y WALKER, 1979; HUNTER y CLIFTON, 1982; SWIFT *et al.*, 1983; HOBDAY y MORTON, 1984; ALLEN, 1985; BRENCHLEY *et al.*, 1986; ALLEN y UNDERHILL, 1989; McKIE, 1990, etc). Las observaciones realizadas por SWIFT *et al.* (1983) en la plataforma atlántica corroboran este origen de flujo combinado; estos autores apuntan también la imposibilidad de poner en suspensión grandes volúmenes de arena mediante un flujo puramente oscilatorio, por muy intensas que fuesen las olas de la tormenta, y sostienen que los *bedforms* tridimensionales de escala de *megaripples* sólo se producen cuando el flujo (flujo de retroceso) induce una fuerte componente unidireccional de transporte de sedimento. El régimen responsable para estos *megaripples* es transicional. Además, llaman la atención sobre la importancia de los flujos costeros en chorro descendentes, que tienden a inducir el flujo de sedimento (NIEDORODA *et al.*, 1984).

ALLEN (1985) examina aspectos teóricos y empíricos del origen de la estratificación cruzada *hummocky* y arguye la incompatibilidad de un flujo puramente oscilatorio con los espaciados de los *hummocks* y los valores posibles de la relación a/λ bajo la acción de las olas ("a" es la amplitud de la oscilación cerca del fondo y λ es el espaciado del *bedform*). Las investigaciones realizadas por ALLEN (*op. cit.*) en la plataforma interna Atlántica de Norteamérica sugieren que la estratificación cruzada *hummocky* es una respuesta a un flujo geostrófico a lo largo de la costa con movimientos orbitales de olas superpuestos. El régimen propuesto para la HCS es intermedio entre el campo de los *ripples* y el del flujo laminar de alto régimen.

En esta línea, varios investigadores (SWAGOR *et al.*, 1976; HAMBLIN *et al.*, 1979; WALKER, 1979; WRIGHT y WALKER, 1981; MOUNT, 1982; BRENCHLEY y NEWALL, 1977) postulan que la HCS se origina bajo suspensiones unidireccionales muy concentradas generadas durante las tormentas por: 1) inundaciones de ríos que pasan la zona litoral (BRENNER, 1980) y 2) el flujo de retroceso (*offshore return*) del oleaje de tormentas (HAYES, 1967b).

En el sector central de la Cuenca del Ebro, la estratificación cruzada *hummocky* revela la influencia de olas que retrabajan y modelan el fondo lacustre y en su movimiento de retroceso hacia áreas lacustres más internas, transportan el material en suspensión originando corrientes de densidad; el depósito resultante son láminas o lenticulas detríticas con granoselección positiva o sin granoselección formando la estratificación

cruzada. El hecho de que estas láminas o lenticulas tengan generalmente un escaso desarrollo lateral sugiere que el sedimento transportado no era suficiente para originar *bedforms* en la totalidad del fondo. Estas corrientes de retroceso podrían erosionar el sustrato en forma de acanaladuras oblicuas o perpendiculares a la orilla.

Para el área estudiada, en el caso de los *megaripples*, dado que la estructura interna es idéntica a la de los *bedforms* tridimensionales -estratificación cruzada *hummocky*- debe admitirse también la acción de las olas en el retrabajamiento y "modelado" del fondo lacustre, pero con un claro predominio de corrientes unidireccionales sobre el flujo oscilatorio.

En resumen, la mayor parte de la bibliografía existente sobre depósitos de HCS coincide en atribuir esta estructura a fuertes oleajes creados por tormentas en relación con huracanes o vientos muy intensos. BRENCHLEY (1985) estima que si las capas potentes con HCS son el producto de tormentas excepcionalmente grandes -la clase de evento que ocurre cada pocas décadas o siglos- las capas más finas y pequeñas pueden ser el producto de grandes tormentas durante un ciclo anual normal del tiempo. A menor escala, como ya apuntaron DOTT y BOURGEOIS (1982) y GREENWOOD y SHERMAN (1986), las laminaciones individuales registran pulsos de licuefacción, suspensión y sedimentación producidos por una única ola o tren de olas de tormentas. En consecuencia, cada capa gradada representará el depósito producido por un solo evento de energía decreciente (HOBDAI y MORTON, 1984), probablemente relacionado con eventos menores desarrollados dentro de tormentas mayores. AGER (1974) propone que cada unidad formada por un intervalo de micrita oscura seguido por otro de micrita clara y finalmente por un término pizarroso (Jurásico del Atlas alto de Marruecos) es el registro de un huracán o tormenta, en el cual las micritas oscuras casi parcialmente litificadas, acumuladas lentamente, fueron rotas e incorporadas en una acometida de sedimento más puro (por ejemplo, menos fangoso) del *offshore*. Los clastos y la matriz carbonatada limpia se volvieron a asentar rápidamente cuando la tormenta decreció y hubo entonces una vuelta a las condiciones "normales" de acumulación lenta de barros limosos. La evidente periodicidad de las capas es constante y supone que puede representar estaciones anuales (ya sugeridas por HOBDAI y READING, 1972 para los sedimentos precámbricos de Noruega), pero creen que mejor podrían representar intervalos más largos, incluso probablemente regulares.

En este sentido, las secuencias de primer orden de las subfacies Cl.2 y Cl.3 del área estudiada tienen cierta semejanza con las unidades descritas por AGER (1974) y es

posible que representen igualmente eventos de tormenta periódicos o, como sugieren HOBDAY y MORTON (1984), que cada secuencia de primer orden se halle relacionada con eventos menores desarrollados dentro de tormentas mayores.

En el área estudiada, a esta escala de secuencias de primer orden es evidente que conforme decrece la energía del medio y se forma una lámina detrítica gradada aumenta la producción de barro carbonatado, es decir, se reanudan las condiciones normales de sedimentación lacustre. Este hecho supone la existencia de momentos de mínima energía entre los episodios individuales de tormenta. Estos momentos de mínima energía están representados también por las finas incrustaciones estromatolíticas que con frecuencia aparecen asociadas a la subfacies Cl.2.

Debe señalarse también que algunos investigadores, como GOLDRING y BRIDGE (1973) y DOTT y BOURGEOIS (1982), atribuyen a "tsunamis" el origen de las olas capaces de generar HCS.

La bibliografía referente a HCS y SCS es muy reducida para los medios lacustres. DUKE (1985) apunta tres ejemplos en sedimentos lacustres que incluyen el lago Bonneville en Utah y algunos casos en materiales pérmicos y triásicos en Australia. No obstante, HCS en secuencias lacustres también han sido descritas por VAN DIJK *et al.* (1978) y HOBDAY (1978) en sedimentos pérmicos de Sudáfrica. GREENWOOD y SHERMAN (1986) describen *bedforms* actuales comparables a *Hcross-strata* en el lago Huron. EYLES y CLARK (1986) estudian el significado de HCS y SCS en sedimentos lacustres pleistocenos de la cuenca de Ontario (Canadá) y estiman que estas facies depositadas por olas de tormenta deben ser un componente común en el registro sedimentario de *nearshore* tanto de las plataformas marinas someras, como de las cuencas lacustres. HAMBLIN (1988) describe niveles con HCS en el Devónico-Carbonífero inferior del Grupo Horton, en la Isla del Cabo Bretón. PEREZ *et al.* (1986-87) citan la presencia de estratificación cruzada *hummocky* en depósitos lacustres terciarios del margen meridional la Cuenca del Ebro. ELIZAGA (1990) menciona la existencia de estructuras de tipo *hummocky* en algunos depósitos de areniscas y en la facies de "carbonatos masivos" en la Cuenca lacustre de Camarillas (Neógeno superior de la zona prebética, Albacete). Recientemente, MARTEL y GIBLING (1991) describen HCS en ciclos lacustres de "somerización" del Carbonífero inferior de la formación Horton Bluff (Canadá).

La laminación paralela que caracteriza a la subfacies Cl.3, así como la ausencia de estructuras de oleaje, puede atribuirse a una posible relación con corrientes de fondo que depositan el sedimento por debajo del nivel de influencia de las olas. Estas corrientes podrían tener su origen en los flujos de retroceso generados durante los eventos de tormenta. En este sentido, HAMBLIN y WALKER (1979) establecen que las corrientes de retroceso originadas durante tormentas intensas actúan como corrientes de densidad, cuyo depósito será una turbidita si éste tiene lugar en áreas ligeramente más profundas y tranquilas que aquéllas influenciadas por el oleaje de las tormentas. No obstante, como ya se ha señalado, deben existir otros posibles orígenes para la subfacies Cl.3; por ejemplo, HIGGS (1991) interpreta las facies lacustres de lutitas con areniscas gradadas de la Formación Bude como el depósito en suspensión a partir de una corriente de baja velocidad, en relación con "plumas" alimentadas por ríos.

En cualquier caso, algunos depósitos considerados inicialmente como turbiditas más o menos profundas han sido reinterpretados posteriormente como turbiditas someras, originadas por corrientes relacionadas con tormentas y depositadas sobre el nivel de base de las olas de tormentas. FENTON y WILSON (1985) sostienen que las turbiditas depositadas a profundidades pequeñas (cerca del nivel de base de las olas de buen tiempo) tienen una alta probabilidad de ser retrabajadas en cada evento de tormenta. Si la generación de una turbidita se relaciona con cada evento de tormenta, cada capa arenosa será retrabajada y separada por lutitas. A profundidades mayores el retrabajamiento se hace menos intenso y más restringido estratigráficamente. Por debajo del nivel de tormentas, las turbiditas se conservan intactas.

Los depósitos turbidíticos en lagos se han citado en situaciones diversas: en relación con lagos periglaciares (SHAW, 1977; LAMBERT y HSÜ, 1979; EYLES y MIALL, 1984), en lagos alimentados por ríos donde la densidad del agua permite la creación de *underflows* (COLLINSON, 1978; SLY, 1978; STURM y MATTER, 1978), en relación con deltas o generados por deslizamiento de las zonas marginales lacustres (LUDLAM, 1969, 1974; LAMBERT, 1976; KELTS, 1978; STURM y MATTER, 1978; KELTS y HSÜ, 1980). Otras facies turbidíticas son descritas en relación con eventos sísmicos o grandes tormentas (SIEGENTHALER *et al.*, 1987) que generalmente producen deslizamientos subacuosos.

Otros trabajos en los que se citan turbiditas lacustres son los de NESTEROFF (1965), DEAN y FOUCH (1983), ALLEN y COLLINSON (1986), CHANGSONG *et al.* (1991), etc. JOHNSON (1984) hace un resumen de la distribución global de grandes

lagos y de sus características geológicas como modelos de cuencas de depósito. En este trabajo se encuentra una recopilación bibliográfica sobre la sedimentación en grandes lagos, que incluye la referente a turbiditas y corrientes turbidíticas de diversos lagos.

Los depósitos turbidíticos, marinos o lacustres, han sido descritos generalmente en relación con la sedimentación en agua profunda (más de 200 m.). Sin embargo, también se conocen algunas secuencias turbidíticas poco profundas (McBRIDE, 1964; KELLING, 1964; NESTEROFF, 1965; DE RAAF *et al.*, 1965; KUENEN, 1967; WALKER, 1967; STANLEY, 1968; DABRIO *et al.*, 1972).

En algunas cuencas españolas se han establecido modelos de depósitos más o menos simples para las facies turbidíticas. DABRIO *et al.* (1972) consideran que las turbiditas asociadas a evaporitas de la Cuenca de Granada se originaron en un ambiente de mar cerrado (*lagoon*), de poca profundidad y de gran salinidad. ELIZAGA (1990) describe complejos o sistemas turbidíticos en las cubetas lacustres neógenas de la zona Prebética (Albacete). Distingue facies proximales y distales; en estas últimas la organización interna es de tipo Tbe de la secuencia de BOUMA, de granulometría fina a muy fina, y culmina con *climbing ripples*. Los sistemas turbidíticos provienen de la resedimentación de materiales de las plataformas circundantes.

Conclusiones:

La subfacies de calizas laminadas con estratificación lenticular o *wavy* refleja el depósito en áreas marginales lacustres dominadas por el oleaje, situadas por encima del nivel de base de las olas de buen tiempo. En estas áreas, allí donde el oleaje no deja su impronta como *ripples*, los depósitos originados serán acumulaciones de material detrítico mayormente de granos de carbonato (intraclastos y *coated grains*) en forma de láminas, que posteriormente pueden quedar expuestas a la acción del oleaje.

Por debajo del nivel de base de las olas de buen tiempo, pero por encima del nivel de base de las olas de tormenta, la estructura dominante es la estratificación cruzada *hummocky* (constituyendo *bedforms* tridimensionales o *megaripples*), reflejando la actuación de flujos oscilatorios, que retrabajan y modelan los sedimentos lacustres previos, y corrientes unidireccionales, que transportan el material hacia áreas más internas como corrientes de densidad; las corrientes unidireccionales serían dominantes en el caso de los *megaripples*. Estas corrientes de retroceso serían responsables de la creación de acanaladuras.

En áreas más o menos internas, no sometidas a la acción del oleaje (por debajo del nivel de base de las olas de tormentas), las corrientes de densidad depositarán el sedimento en forma de turbiditas (subfacies Cl.3). En cualquier caso, la profundidad a que se originaron tanto la subfacies Cl.2 como la Cl.3 tuvo que ser escasa, como se verá más adelante en el apartado de modelos lacustres. A este respecto hay que citar que DUKE (1984) y GREENWOOD y SHERMAN (1986) calculan profundidades comprendidas entre 1,2 y 2,2 m para las HCS originadas en el Plioceno del lago Bonneville y en los sedimentos cuaternarios de los Grandes Lagos canadienses. El límite entre las subfacies Cl.2 y Cl.3 podría estar en este orden de profundidad. Ahora bien, en el área estudiada, las calizas con laminación paralela presentan características que hacen suponer que su depósito no siempre se efectuó en estas aguas "profundas": la formación de capas individuales de escasa extensión, como es el caso de la Cuenca del Ebro, ha sido asignada a depósito en aguas someras (KUENEN, 1966 y 1967); otros rasgos que denotan poca profundidad son la frecuente asociación vertical de la subfacies Cl.3 a la subfacies Cl.1 y a la facies Ce, así como su relación con depósitos evaporíticos, la presencia ocasional de moldes y cristales lenticulares de yeso y cristales tolva. Se interpreta que en áreas lacustres someras también puede originarse esta subfacies por encima del nivel de base del oleaje, a partir de la entrada de flujos laminares.

En cualquiera de esta subfacies, los intervalos micríticos que aparecen sobre los detríticos representan los momentos de menor energía en relación con el cese o decrecimiento de las corrientes, es decir, registran episodios de calma durante los cuales se reanudan las condiciones normales de formación de barro carbonatado. Estos períodos de calma también quedan registrados por la formación de calizas estromatolíticas.

Para los lagos terciarios del margen ibérico de la Cuenca del Ebro, PEREZ *et al.* (1986-87) apuntan la posibilidad de que el oleaje capaz de generar HCS estuviese relacionado con "tsunamis", debido a la presencia de fallas sinsedimentarias de pequeño salto en relación con los niveles con esta estructura. En tal sentido, ésta es una posibilidad que no puede descartarse para el área de estudio, dado que en las Unidades U₃-N₁ y N₂ existe todo un conjunto de rasgos de inestabilidad tectónica, que se han designado como "sismitas" (apartado 2.3.4), y que afectan esencialmente a la facies Cl.

Como ya se ha señalado al describir esta facies, el yeso nodular, los cristales tolva y el sílex pueden estar presentes en las calizas laminadas. Los procesos de formación de sílex se tratan más adelante, a continuación de las facies carbonatadas.

Los nódulos y capas de yeso nodular representan los depósitos de bombeo evaporítico originados por descenso del nivel freático durante etapas diagenéticas tempranas, e implican la existencia de etapas de exposición subaérea.

Los cristales y moldes lenticulares de yeso se formaron a partir del crecimiento intersticial del yeso en el barro carbonatado, dentro de la zona vadosa y parte superior de la freática, en sectores lacustres ligados a fuerte evaporación, durante o inmediatamente después de la sedimentación (penecontemporáneos) o en etapas diagenéticas tempranas. Actualmente se conservan como pseudomorfos de yeso lenticular en yeso alabastrino.

Los cristales tolva que aparecen conservados en calizas se interpretan como el resultado del crecimiento de cristales de halita por desplazamiento dentro del sedimento carbonatado durante etapas diagenéticas tempranas. Su transformación a carbonato se efectuaría posteriormente, a consecuencia de la inestabilidad de los cristales de halita. En este sentido, HANDFORD y MOORE (1976) encuentran pseudomorfos de cristales tolva en calcita en la Dolomita Joachim (Ordovícico medio) del Norte de Arkansas, que interpretan como el crecimiento de cristales de halita dentro del sedimento a partir del movimiento ascendente de aguas freáticas marinas por bombeo evaporítico. La disolución de los cristales de halita y la precipitación de carbonatos (tanto dolomita como calcita) se produce posteriormente, debido a la progradación de la llanura mareal y al influjo de aguas meteóricas-marinas mezcladas. GORNITZ y SCHREIBER (1981) describen el crecimiento de cristales tolva de halita por desplazamiento dentro de sedimentos del Mar Muerto (margen Sur); Admiten que tanto el proceso de difusión descendente como el ascendente, por bombeo evaporítico, son posibles. En el área estudiada, el contexto evaporítico en el que se encuentran los pseudomorfos de tolvas de halita en carbonato (hacia techo de secuencias de "somerización" que generalmente incluyen yeso nodular) hace pensar en procesos de bombeo evaporítico para su formación. Así, este mismo proceso proponen MANDADO y TENA (1980) para los cristales tolva de Remolinos (Zaragoza): se trata de pseudomorfos de tolvas de halita en yeso, cuya génesis interpretan debida a procesos de diagénesis temprana, flujo ascendente de aguas saturadas y escasa competencia de los materiales encajantes cuando aquéllos se formaron.

En este contexto de intensa evaporación sería posible la formación de dolomita, presente en cantidades variables en algunas muestras. Los procesos de formación de dolomita han sido descritos en áreas de llanuras salinas o sebjas, asociados a etapas de intensa evaporación. En este sentido, WOLFBAUER y SURDAM (1974) sugieren la formación de dolomita a partir de precipitación de protodolomita con calcita magnesiana ("dolomita lacustre primaria"), en aguas concentradas por evaporación, con una alta proporción Mg/Ca. También apuntan la formación de dolomita penecontemporánea en las llanuras de barros calcícticos, por evaporación de salmueras subsuperficiales ricas en magnesio ("dolomitización penecontemporánea"). La formación de dolomita por bombeo evaporítico (tal como proponen HSÜ y SIEGENTHALER, 1969) es un proceso invocado por numerosos autores para la génesis de la dolomita en las llanuras marginales de la Formación Green River (WOLFBAUER y SURDAM, 1974; EUGSTER y HARDIE, 1975; SMOOT, 1978; SURDAM y STANLEY, 1979). WELLS (1983) propone el mismo origen por capilaridad para los depósitos lacustres terciarios de la Formación Flagstaff (Central Utah).

En cualquiera de estos procesos podrían originarse las dolomitas presentes en el área de estudio. Desafortunadamente no se tienen datos sobre el contenido en Mg de las calcitas.

Los análisis de isótopos estables ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) realizados en muestras carbonatadas con variable contenido en dolomita permiten hacer algunas consideraciones más sobre el origen primario o diagenético de la dolomita, así como deducir su posible ambiente de formación. Estos aspectos se tratan en el capítulo 4.

En algunas muestras calcícticas, con o sin dolomita, se ha encontrado celestina. La formación de celestina requiere -según OLAUSSEN (1981)- la presencia de SO_4^- en las aguas intersticiales, proveniente de la disolución de sulfato cálcico. El SO_4^- reacciona con el Sr^{++} liberado en la transformación de aragonito a dolomicrita y de aragonito a calcita. El agua dulce que percola a través de los sedimentos puede disolver el sulfato y quedar saturada con respecto a SO_4Sr y subsaturada con respecto a SO_4Ca . OLAUSSEN (*op. cit.*) considera que la aparición de celestina es evidencia de condiciones evaporíticas durante el Paleozoico inferior de la Región de Oslo.

c) **Estromatolitos** (Facies Ce)

Esta facies incluye todas las "rocas laminadas cuyo origen está relacionado claramente con la actividad de comunidades microbianas, las cuales por su morfología, fisiología y ordenación en el tiempo y en el espacio interaccionan con el medio físico para producir un modelo laminado, que se preserva en la estructura final de la roca" (definición de estromatolitos tomada de GERDES *et al.*, 1985).

Los estromatolitos presentes en el área de estudio tienen siempre naturaleza calcárea: calizas más o menos margosas de tonos beige, amarillos y, más raramente, grises. Sólo muy localmente se han reconocido yesos con estructura estromatolítica y, en determinados casos, la laminación presente en el sílex se atribuye a estromatolitos.

La composición mineralógica indica que los estromatolitos calcáreos están constituidos casi exclusivamente por calcita, en algunos casos con una pequeña proporción de dolomita (1-10% del total), minerales de la arcilla y cuarzo (2-5%). No obstante, en determinadas muestras el contenido en dolomita oscila entre 10 y 99%. En ocasiones los estromatolitos contienen celestina (entre 1 y 6% del total) y/o yeso (1-10% del total), independientemente de si la muestra es calcítica o dolomítica.

En función de la morfología externa se han reconocido los siguientes tipos de estromatolitos (ARENAS *et al.*, 1991):

Ce.1.- incrustaciones planares: de pocos milímetros a 10 cm. de espesor y de continuidad lateral variable (generalmente no superan 2 ó 3 m. de longitud visible, excepcionalmente de 5-6 m.).

Las incrustaciones pueden ser:

- uniformes, con láminas paralelas o cuasiparalelas, horizontales (figura 3.29A)
- onduladas, con láminas suavemente onduladas, de forma regular o irregular, en ocasiones con una orientación preferente, en cuyo caso tienen forma elongada en planta (figura 3.29B y C).
- mameliformes; las láminas tienen un perfil semiesférico, rómbico o rectangular. En planta tienen morfología circular, oblonga o lanceolada (figura 3.29E, F y G).

Ce.2.- incrustaciones de "bloques" o cualquier relieve positivo o negativo dejado por erosión. Su potencia es centimétrica, a veces decimétrica, y su extensión lateral depende del relieve incrustado, generalmente de escala decimétrica (figura 3.29H).

Ce.3.- biohermos; varían de 30 a 40 cm. de altura, con secciones de subesféricas a cóncavas. Están constituidos por láminas que presentan un modelo de crecimiento columnar (de nodular a bulboso), pseudocolumnar o *cumulate* ⁽¹⁾. El contorno visto en planta es circular, oblongo o lanceolado (figura 3.30A, B, C y D).

Ce.4.- Biostromos: tienen de 30 a 40 cm. de altura y de 10 a 20 m de longitud visible. Su sección puede ser tabular o cóncava. Generalmente presentan los mismos modelos de crecimiento que los biohermos (figura 3.31A, B y C).

Ce.5.- Oncolitos: este tipo de estromatolitos es muy poco frecuente en el área estudiada. Los vistos tienen de 3 a 6 cm. de diámetro y muestran secciones de oblongas a circulares (figura 3.30E y F). Sí son frecuentes los oncolitos de tamaño milimétrico o submilimétrico, que se discuten al tratar las características microscópicas de los estromatolitos.

Independientemente de su morfología, los estromatolitos estudiados poseen siempre láminas muy tersas, con formas que varían de planas a fuertemente convexas.

Biohermos y biostromos suelen desarrollarse a partir de incrustaciones planares o incrustaciones de bloques (figura 3.30C), más raramente a partir de oncolitos, de manera que cualquiera de estos tipos morfológicos pueden estar relacionados entre sí vertical y/o lateralmente.

La facies de estromatolitos se halla asociada siempre a la de calizas laminadas, comúnmente en relación con superficies erosivas, en especial acanaladuras y grandes superficies onduladas de la subfacies Cl.2. Además, cualquiera de los tipos morfológicos

(1) *cumulate* o "acumulativo" se refiere a formas intermedias entre laminación paralela y morfologías mameliformes: se trata de laminación paralela en la que se desarrollan formas mameliformes incipientes, que progresivamente hacia el techo se acentúan más, de manera que a lo largo de un perfil longitudinal alternan láminas paralelas y mameliformes.

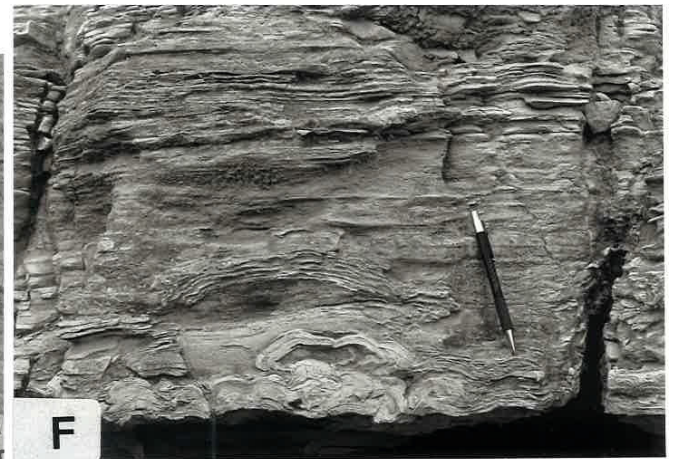
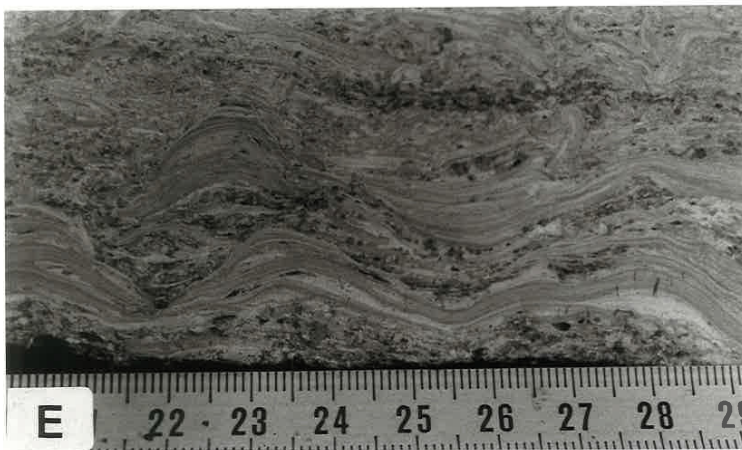
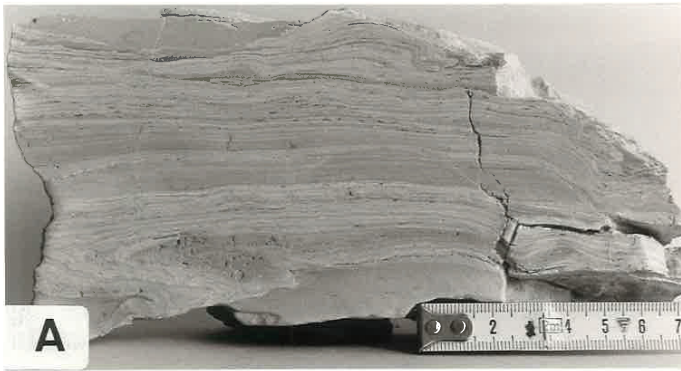


Figura 3.29.- Incrustaciones estromatolíticas planares. **A:** uniformes. **B:** onduladas. **C:** con forma elongada en planta. **D, E, F y G:** mameliformes (En E la incrustación se halla tapizando depósitos formados por fragmentos estromatolíticos). **H:** Incrustación de una superficie erosionada de la facies Cl.

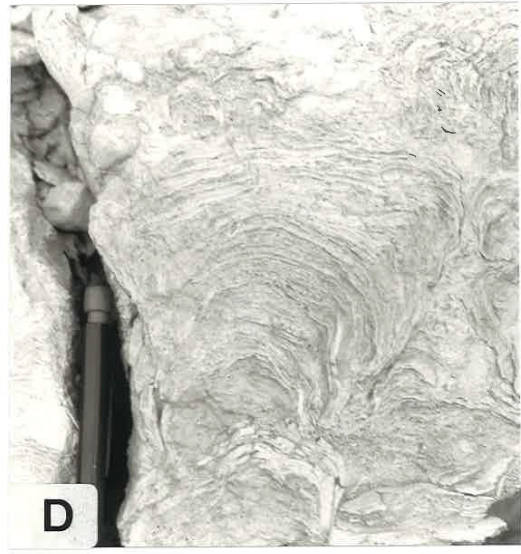
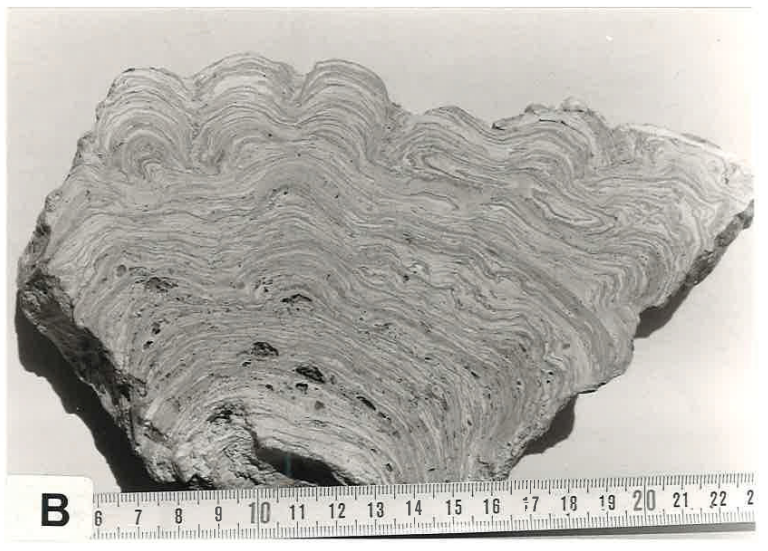


Figura 3.30.- A, B y C: Pequeños biohermos, C sobre una superficie erosionada. D: Detalle del crecimiento columnar. E: Desarrollos concéntricos, con yeso nodular en el interior. F: Pequeño oncolito.

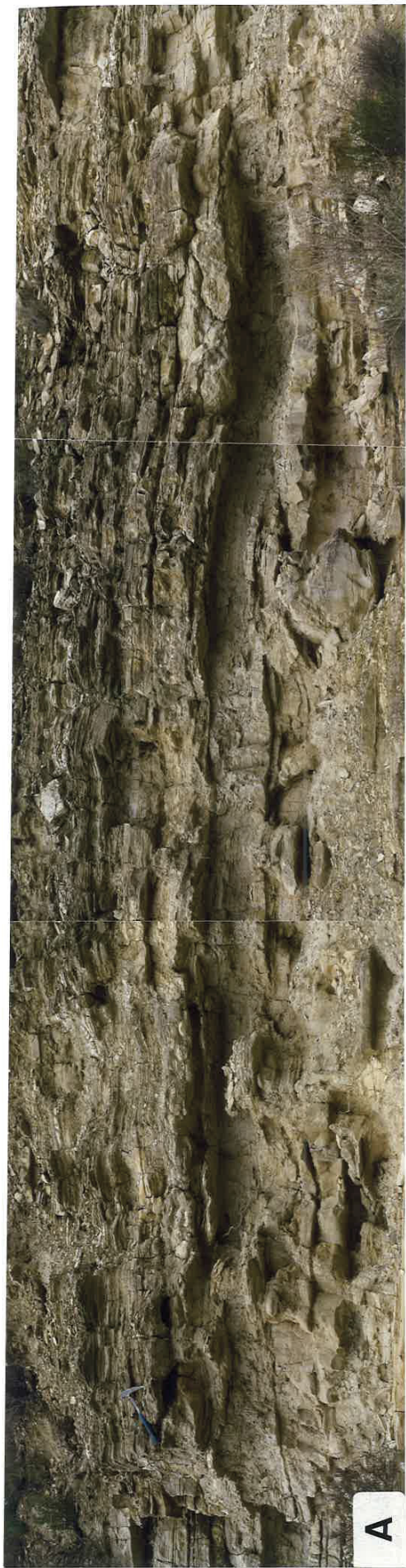


Figura 3.31.- Biostromos (Unidad U3-N1). Nótese en C el contacto neto entre la construcción y la subfacies Cl.2.

previamente descritos puede encontrarse como fragmentos estromatolíticos de cualquier tamaño asociados a la facies de calizas laminadas, generalmente a los intervalos detríticos de éstas.

Los estromatolitos pueden contener sílex beige o gris claro en forma de láminas (de espesor micrométrico a milimétrico) adaptadas a la estructura o, de forma esporádica, como nódulos milimétricos -centimétricos situados en la base de los tipos mameliformes. Estos nódulos pueden corresponder también a formas intermedias de yeso-sílex.

Un componente frecuente lo constituyen los nódulos de yeso blanco, de pocos milímetros hasta varios centímetros de diámetro, que se presentan dentro de los biohermos, biostromos y estromatolitos mameliformes, a veces deformando la estructura laminada.

Características microscópicas

La facies Ce consiste esencialmente en micrita y, en ocasiones, microesparita, más raramente esparita. A veces se encuentran granos de cuarzo dispersos o alineados según la estructura laminada. El estudio en lámina delgada permite diferenciar:

1.- Estromatolitos micríticos.

Son los más frecuentes; a este grupo pertenecen todos los tipos morfológicos descritos anteriormente, exceptuados los oncolitos.

Las láminas estromatolíticas varían de lisas a ligeramente onduladas, con un relieve sinóptico de bajo a moderado (figura 3.32A). Muestran cambios laterales de potencia muy rápidos, hecho que les confiere un grado de herencia de bajo a moderado. El desarrollo vertical de las láminas tiene un modelo rítmico, organizado generalmente en parejas. La ritmicidad se manifiesta como una alternancia de láminas micríticas claras (de 30 a 500 μm . de espesor) y películas micríticas oscuras (de 20 a 200 μm de espesor) (figura 3.32).

En relación con estas láminas se aprecia la existencia de agregados circulares o irregulares de micrita de color amarillo, naranja o rojo, que a menudo se encuentran sobreimpuestos a los límites entre las láminas, realizando la estructura laminada (figura

3.32D y E). También pueden encontrarse de forma dispersa en la micrita que constituye las láminas o a favor de fisuras y alrededor de la materia orgánica de los granos detríticos que a veces incluyen los estromatolitos.

También existen agregados o "nubes" de micrita de color negro, que raramente se hallan en las superficies de las láminas, estando asociados siempre a planos de fisuras.

Es frecuente encontrar estromatolitos micríticos dentro de la facies de calizas laminadas.

La estructura laminada de los estromatolitos se identifica también en microscopio electrónico: aparece como una alternancia de bandas de carbonato cálcico con diferente porosidad (figura 3.33A); las bandas más porosas tienen un espesor de 50 a 150 μm y contienen cristales de 0,5 a 4 μm ; las bandas menos porosas oscilan entre 100 y 500 μm de espesor y presentan cristales de tamaño más uniforme, de 0,5 a 2 μm . Estas bandas se corresponden, respectivamente, con las láminas oscuras y claras.

En cualquier caso, las observaciones realizadas en microscopio electrónico muestran que los estromatolitos están constituidos por cristales de calcita regulares, oblongos ("bastoncillos"), de 1 a 3 μm de longitud, y subsféricos ("bolas"), de 0,5 a 1-2 μm de diámetro (figura 3.33B y C). Estos cristales suelen organizarse en conjuntos subsféricos de alrededor de 20-25 μm de diámetro (figura 3.33D y E).

En determinadas muestras y de forma muy eventual se han identificado formas calcíticas alargadas, cilíndricas, de 3 a 5 μm de diámetro y de 10 a 30 μm de longitud visible, generalmente aisladas dentro de la masa de cristales micríticos (figura 3.33F). Dentro de esta masa de cristales calcíticos pueden encontrarse cristales de dolomita, a veces de gran tamaño, dispersos.

2.- Estromatolitos concéntricos microesparfíticos-esparfíticos.

Algunas láminas delgadas de areniscas y los intervalos detríticos de la facies de calizas laminadas muestran *coated grains* y, con menor frecuencia, oncolitos (figura 3.34A). Los núcleos son granos de cuarzo, de micrita y de carofitas fundamentalmente. Las envueltas tienen textura microesparfítica-esparfítica (de 4 a 20 μm de espesor) y presentan algunos filamentos de cianofíceas, atribuibles a Schizothrix (figura 34B y C). Alternando con estas envueltas pueden encontrarse finas películas oscuras de micrita (de

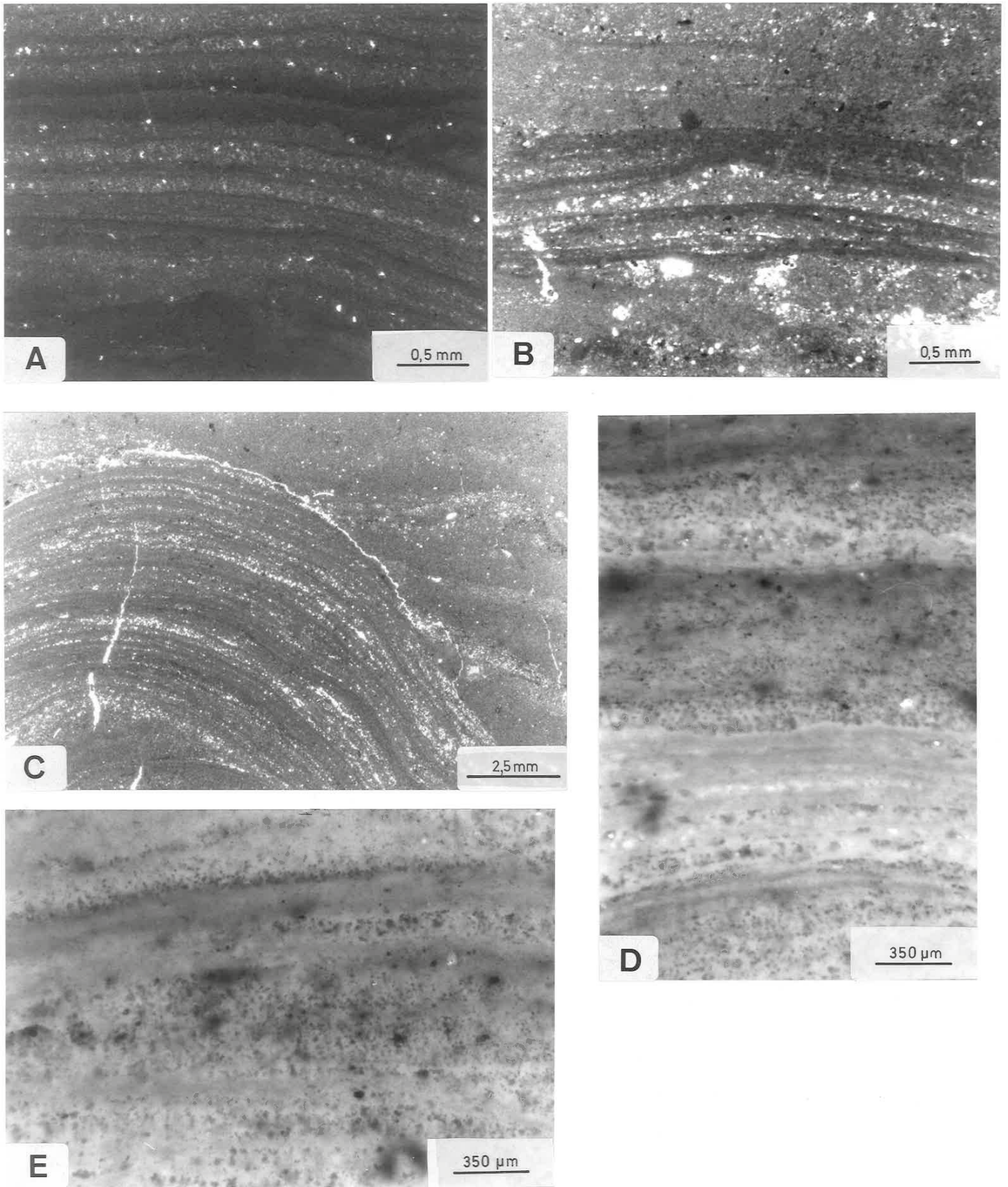


Figura 3.32.- Características microscópicas de la laminación de la facies Ce.
Explicación en el texto.

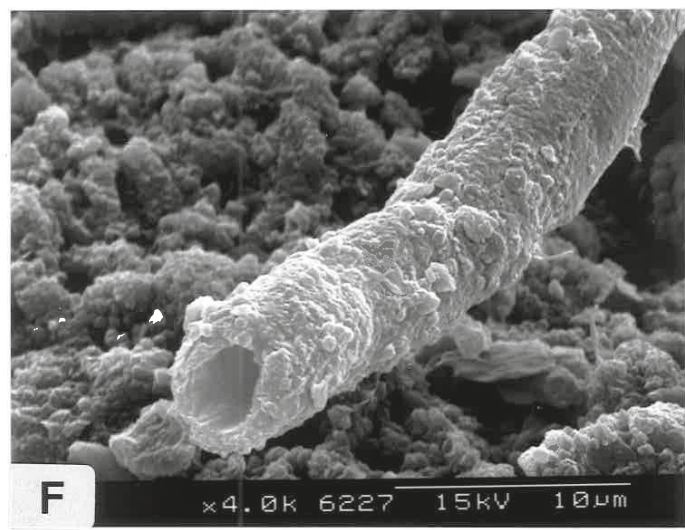
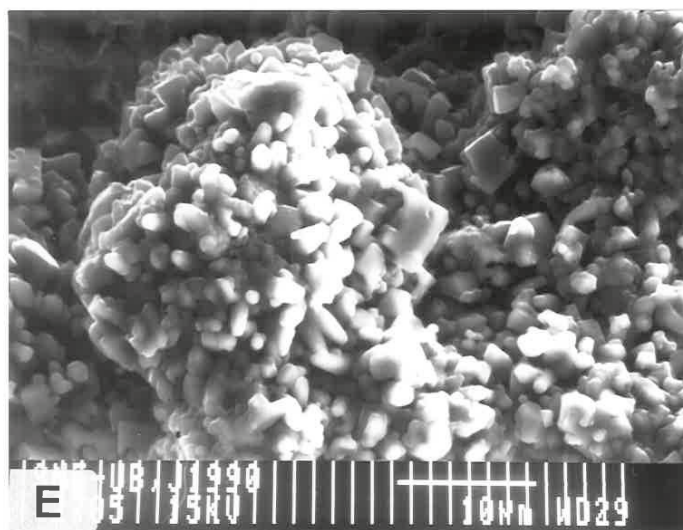
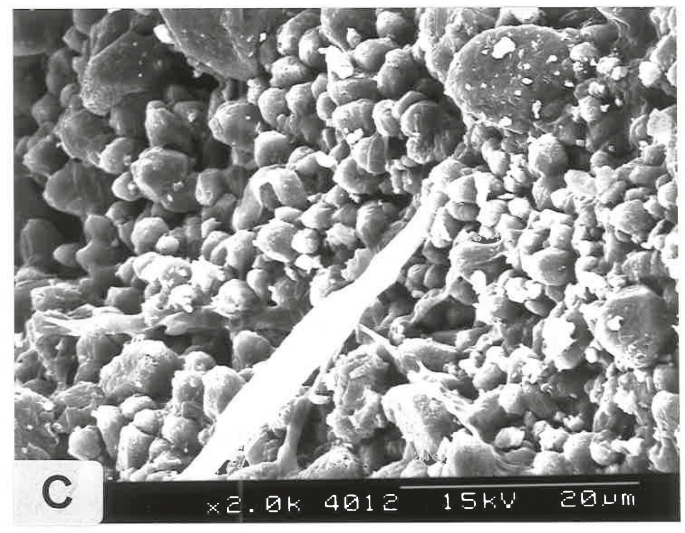
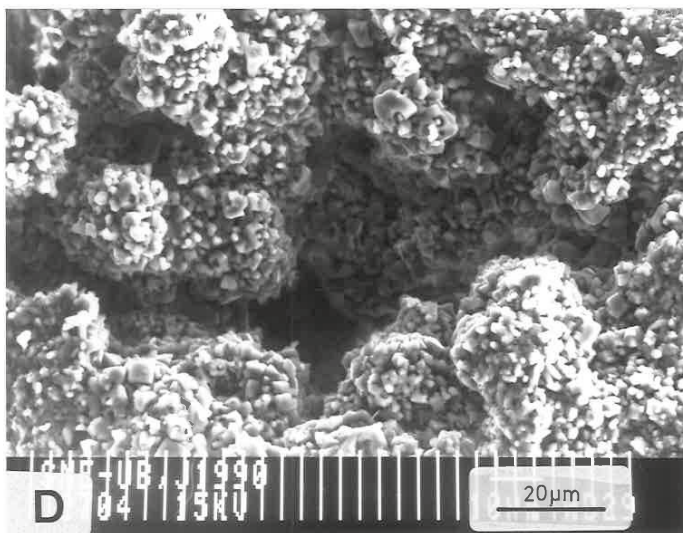
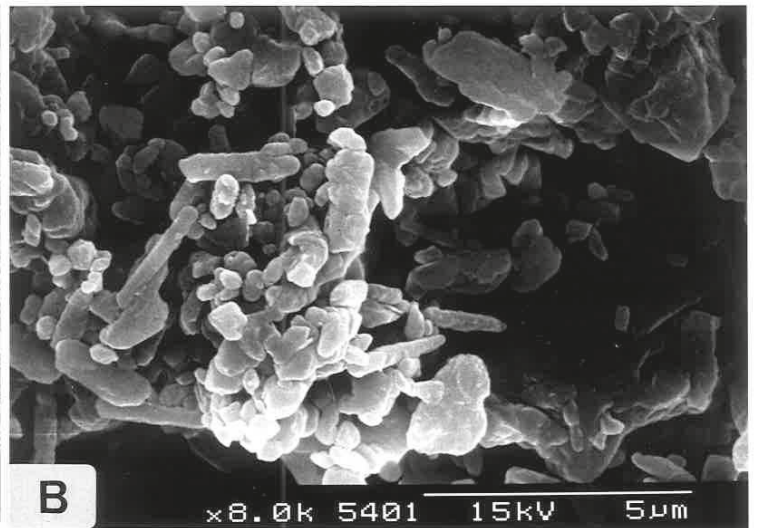
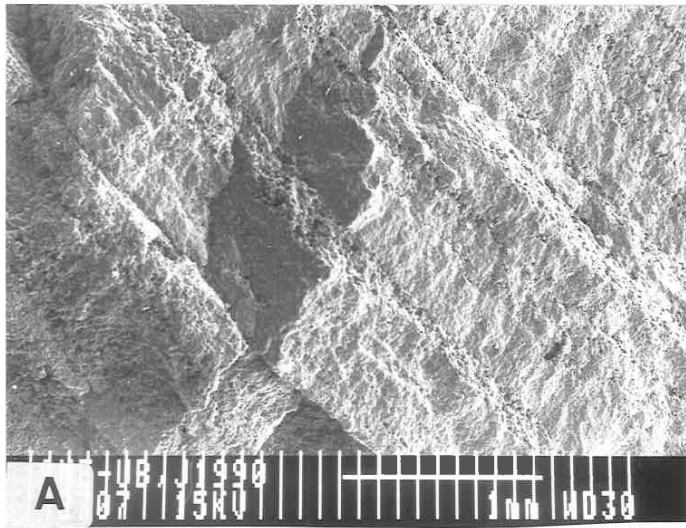


Figura 3.33.- Características microscópicas (MEB) de los estromatolitos micríticos. A: Detalle de la estructura laminada, con bandas alternantes de diferente porosidad y espesor. B y C: Formas calcíticas esféricas y oblongas. D y E: Agrupaciones esféricas de cristales esféricos y oblongos. F: Forma cilíndrica de calcita, aislada.

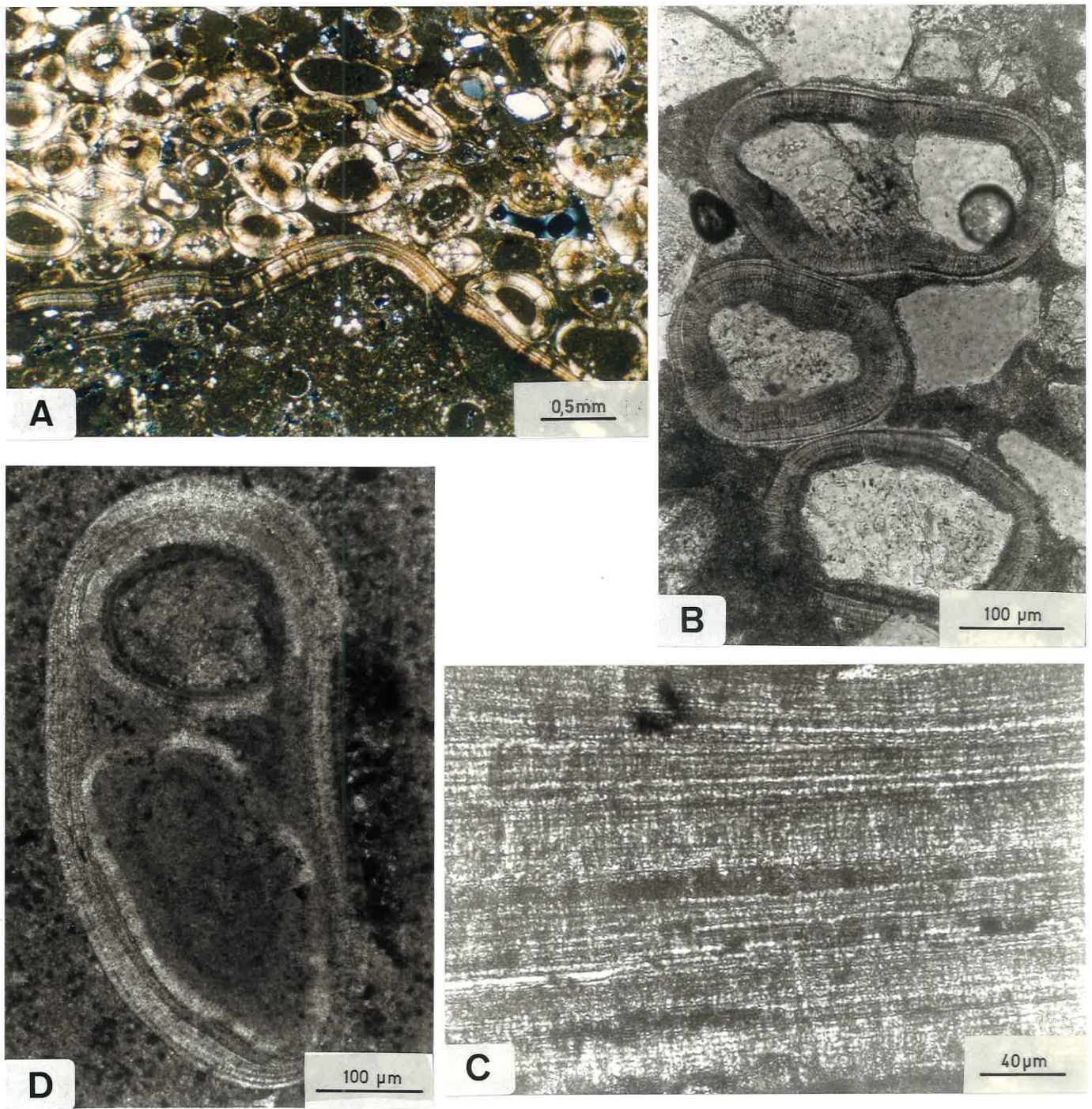


Figura 3.34.- Características microscópicas de estromatolitos microesparíticos y esparíticos concéntricos y no concéntricos. **A:** *Coated grains* sobre un nivel microesparítico no concéntrico. **B:** Detalle de *coated grains* con núcleos de cuarzo. **C:** Alternancia de láminas microesparíticas y micríticas. En las primeras se aprecia la existencia de filamentos perpendiculares a la laminación. **D:** Detalle de *coated grain* polifásico.

4 a 8 μm de espesor). Cada *coated grain* suele tener de 2 a 4 envueltas microesparíticas-esparíticas.

En determinados casos, varios *coated grains* pueden estar agrupados y rodeados a su vez por envueltas microesparíticas, mostrando así diferentes etapas o generaciones del proceso (*coated grains* polifásicos) (figura 3.34D).

Los niveles detríticos en los que se incluyen los *coated grains* y raros oncolitos también pueden contener fragmentos de estromatolitos micríticos. En ocasiones estos niveles alternan con intervalos de estromatolitos micríticos, como los descritos previamente, constituyendo una caliza laminada compleja (detrítica-estromatolítica). En otros casos, los niveles detríticos están tapizados por películas micríticas oscuras.

3.- Estromatolitos no concéntricos microesparíticos-esparíticos.

Hay que señalar finalmente que también se han reconocido estromatolitos no concéntricos con textura microesparítica-esparítica, con disposición fibrorradial. Esta esparita fibrorradial pueden tener una disposición en abanico (tendencia colonial), mostrando un paso lateral a micrita (figura 3.35A y B). Las fibras tienen un diámetro de alrededor de 1 μm . Estos estromatolitos suelen situarse hacia techo de las construcciones estromatolíticas micríticas y generalmente están asociados a niveles detríticos. La figura 3.35C ilustra este caso particular: se observa el paso vertical de una alternancia de micrita clara y oscura en la base a láminas microesparíticas separadas por finas películas micríticas oscuras hacia techo, sobre las cuales se dispone, mediante contacto neto, un nivel de *coated grains*.

En relación con estos estromatolitos microesparíticos-esparíticos se reconocen endoestromatolitos (cf. MONTY, 1982) de forma lenticular, cóncava, de hasta 16 μm de anchura y 140 μm de longitud visible. Tienen textura microesparítica y están desarrollados en cavidades y rodeados de micrita.

Finalmente, cabe señalar que en muchas láminas delgadas de estromatolitos se observa deformación mecánica más o menos intensa; ésta suele afectar más frecuentemente a los estromatolitos micríticos que a los microesparíticos no concéntricos. La deformación (figura 3.35D) puede manifestarse como:

- una remoción de la micrita.
- una deformación plástica, originando pliegues irregulares.
- una fracturación de conjuntos de láminas; las zonas de fracturación suelen estar ocupadas por micrita y, eventualmente, por cemento de yeso.

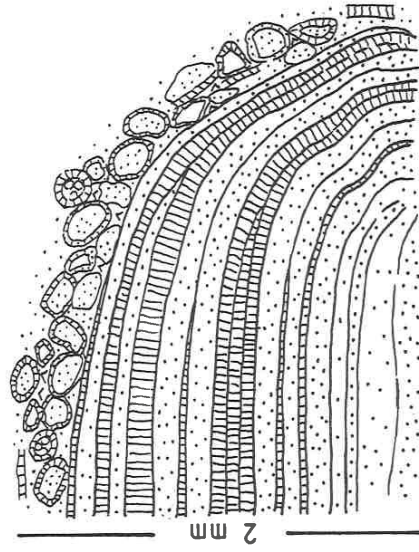
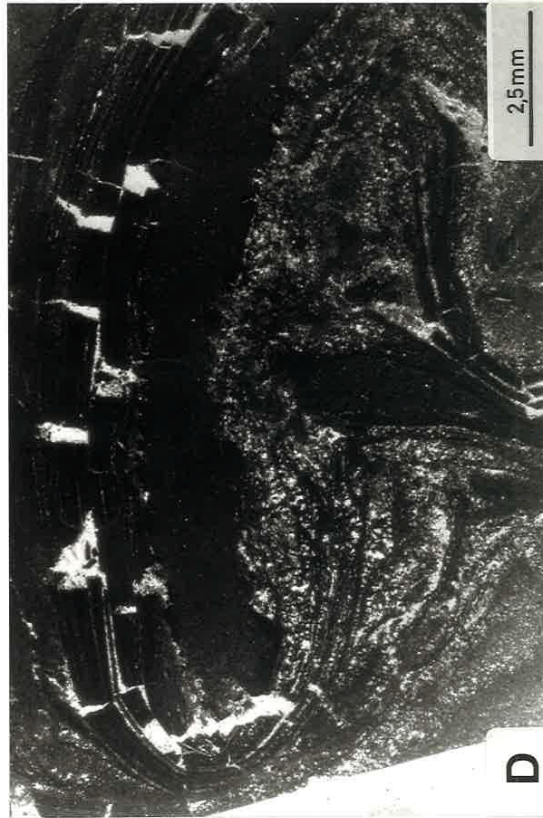
Interpretación:

Las observaciones de microscopio electrónico de los estromatolitos micríticos permiten deducir que el tamaño y la forma de los cristales debe relacionarse de forma directa o indirecta con la actividad de microorganismos, muy probablemente bacterias, filamentosas en el caso de las formas oblongas.

Son muchos los autores que han demostrado que las bacterias son capaces de inducir la precipitación de carbonatado cálcico (como se documenta en CHAFETZ y BUCZYNSKI, 1992), y que en muchos casos la precipitación no se produciría en ausencia de bacterias, vivas o muertas. CHAFETZ y BUCZYNSKI (*op. cit.*) consideran que la precipitación de carbonato cálcico inducida bacterianamente involucra la actividad vital de las bacterias y, en consecuencia, las bacterias parecen ser responsables, al menos en parte, de la litificación de los tapices microbianos en los estromatolitos.

Por otra parte, la biomineralización calcítica de bacterias es un fenómeno bien conocido, estudiado, entre otros, por ADOLPHE y BILLY (1974), CHAFETZ y FOLK (1984), CASTANIER (1987), SZULC y SMYC (1990), THOMPSON y FERRIS (1990), BUCZYNSKI y CHAFETZ (1991), CHAFETZ y BUCZYNSKI (*op. cit.*) y CASANOVA (en prensa).

En el área estudiada, los estromatolitos micríticos muestran evidencias típicas microbianas (micritas formadas por grumos o *clots*, formas esféricas y filamentosas cianobacterianas preservadas, agregados subsféricos de cristales de calcita y un tamaño de los cristales de calcita que no suele superar 2-3 μm), que han sido descritas en ejemplos de acrecimiento de micrita de origen bacteriano, tanto en caso actuales (DOEMEL y BROCK, 1974; CHAFETZ y FOLK, 1984; GERDES y KRUMBEIN,



IIIIII Microsparita, esparita
 : : : Micrita
 () Micrita
 () Cuarzo
 () Carofitas
 ^ ^ Cemento de yeso

C

Figura 3.35.- **A y B:** estromatolitos microesparíticos-esparíticos no concéntricos. En **A** se aprecia la disposición en abanico abierto hacia techo. **C:** Esquema de una lámina delgada mostrando la evolución de las formas (explicación en el texto). **D:** Deformación plástica y fracturación en una caliza estromatolítica.

1987; CASTANIER, 1987; CHAFETZ y BUCZYNSKI, 1992), como fósiles (MAURIN *et al.*, 1981; TSIEN, 1985; CAMOIN y MAURIN, 1988).

Estos datos permiten atribuir un origen bacteriano a los estromatolitos micróticos (ARENAS *et al.*, en prensa a), de manera que las películas oscuras vistas en el microscopio óptico, que podrían asociarse a las bandas porosas, representan a las comunidades bacterianas y las láminas claras, que probablemente corresponden a las bandas menos porosas, corresponden a la precipitación de micrita inducida por la actividad bacteriana; así, la laminación resulta de las diferentes tasas de productividad bacteriana. Dicho de otra manera, cada comunidad bacteriana es capaz de inducir la precipitación de carbonato cálcico dando lugar a una lámina clara; cuando dicha comunidad muere los cuerpos bacterianos se calcifican (cada cristal correspondería a una bacteria) y caen al fondo, produciendo una lámina oscura, que marcaría el final de una fase de crecimiento (secuencia de primer orden). Este proceso cíclico debe estar relacionado con una actividad microbiana estacional o con fluctuaciones climáticas de pequeña escala.

Así, cada pareja de micrita clara y micrita oscura corresponde a un ciclo biológico, en el que la película oscura que representa a la comunidad bacteriana estaría relacionada con épocas secas (aguas más "evaporadas") y la lámina clara correspondería a épocas más húmedas o de mayor dilución de las aguas.

La mayor parte de los estromatolitos estudiados son micróticos, y poseen el mismo desarrollo laminar e idénticas microestructura y textura en todas las muestras, con un origen bacteriano común. Sin embargo, localmente también existen formas calcíticas elongadas, cilíndricas, que se atribuyen a filamentos de Cianofíceas.

Los agregados de color amarillo, naranja o rojo representan otra población de bacterias relacionada con la degradación de la materia orgánica, en un proceso sinsedimentario o inmediatamente posterior al depósito de la micrita. Los agregados que se presentan a favor de fisuras y alrededor de la materia orgánica de los granos detríticos indican una oxidación posterior al depósito.

Los agregados de color negro representan otra población de bacterias que correspondería a una comunidad microbiana posterior, relacionada con un proceso secundario de "destrucción" de la materia orgánica preexistente, atribuible a organismos heterótrofos (saprofitos).

Otros microorganismos reconocidos dentro de las muestras estromatolíticas (figura 3.36), casi siempre de forma ocasional, son posiblemente filamentos de hongos y diatomeas. También se han identificado estructuras correspondientes a *microborings* de algas y hongos.

En cuanto a los endostromatolitos, MONTY (1982) atribuye estas estructuras a microorganismos no fotosintetizadores, ya que se desarrollan en cavidades sin luz, cuyo metabolismo está relacionado con la degradación de compuestos orgánicos, metabolismo del hierro u otros sistemas desconocidos.

Son escasos los ejemplos de estromatolitos bacterianos en medios lacustres. CASANOVA (1986) describe estromatolitos bacterianos lacustres, de edad cuaternaria, en el Valle Suguta (Kenia). Estos son diferentes al resto de los estromatolitos estudiados en Africa Este, los cuales están constituidos por cianofíceas. Este hecho se ha interpretado como una consecuencia del ambiente físico-químico particular, que sería favorable para las bacterias y letal para las cianofíceas, y no como un problema de colonización biológica. Los estromatolitos estudiados en la Cuenca del Ebro muestran láminas discretas de filamentos algales y algunos filamentos de cianofíceas (esparita o microesparita fibrorradial) dentro de los tapices bacterianos (observaciones realizadas en microscopio óptico y electrónico) (figura 3.33F y 3.34C), sugiriendo que fue el ambiente físico-químico el principal factor de control de la microflora.

Este hecho junto con la escasa variabilidad morfológica de los estromatolitos, la lisura generalizada de las láminas y la naturaleza bacteriana de la micrita indican que la competición biológica fue muy baja, sugiriendo ambientes someros, más o menos marginales, de salinidad moderada o relativamente alta (corroborado por los valores isotópicos relativamente altos de $\delta^{18}\text{O}$) (ver capítulo 4), con una concentración de $> 5\%$, pero con predominio de carbonatos sobre sulfatos y cloruros.

Por otra parte, los *coated grains* y escasos oncolitos presentes en niveles detríticos muestran una textura de microesparítica a esparítica, que también se observa en algunos estromatolitos no concéntricos, donde alternan láminas de esparita fibrorradial y láminas micríticas. En estos últimos se identifican filamentos de algas cianofíceas. La textura microesparítica-esparítica y la frecuente asociación a intervalos detríticos sugieren que estos estromatolitos se han formado en áreas marginales, con aguas más diluidas, más dulces, que los exclusivamente bacterianos. Las repetidas entradas de agua al área lacustre, además de producir una dilución momentánea, permitirían el desarrollo de



Figura 3.36.- A: Filamentos, posiblemente de hongos, dentro de una caliza estromatolítica. B: Detalle.

cianofíceas en los márgenes del lago. Posteriormente los *coated grains* o cualquiera de los estromatolitos existentes en esos márgenes lacustres podrían ser transportados hacia áreas más internas e incorporarse como fracción detrítica de la facies de calizas laminadas.

La formación de sílex y el desarrollo de nódulos de yeso son procesos diagenéticos tempranos relacionados con las etapas de alta evaporación del lago. El yeso se originó por precipitación de aguas intersticiales saturadas como consecuencia de fenómenos de bombeo evaporítico. Las formas de la sílice se explican en un apartado común para todas las facies carbonatadas.

La dolomita presente en algunas muestras puede formarse, como sugieren WOLFBAUER y SURDAM (1974), durante etapas de intensa evaporación dentro de un clima árido, a partir de precipitación de protodolomita junto con calcita magnesiánica ("dolomita lacustre primaria") en aguas concentradas por evaporación, con alta proporción Mg/Ca. Desafortunadamente, en el área estudiada no se conocen datos sobre el contenido en Mg de las calcitas. Otra posibilidad apuntada por estos autores es la "dolomitización penecontemporánea" de barros calcíticos, por evaporación de salmueras subsuperficiales ricas en magnesio.

La celestina se encuentra en algunas muestras calcíticas, con un contenido más o menos alto en dolomita o sin dolomita. En cualquier caso, la presencia de celestina es una evidencia de condiciones evaporíticas (OLAUSSEN, 1981). Su formación se ha explicado previamente, en el apartado de interpretación de las facies de calizas laminadas.

Las deformaciones encontradas en los estromatolitos indican la existencia de perturbaciones 1) prácticamente sinsedimentarias, cuando el sustrato estaba sin consolidar, que originarían los pliegues irregulares y/o remoción del lodo carbonatado y 2) posteriores a la sedimentación y consolidación del barro micrítico, dando lugar a fracturas.

d) **Calizas masivas** (Facies Cm)

Esta facies incluye a las calizas y calizas margosas de tonos grises, beige y, más raramente, blancos, que carecen de estructuras sedimentarias internas.

La composición mineralógica de esta facies consiste casi exclusivamente en calcita (80-99%). En mucha menor proporción se halla cuarzo (0-10%) y minerales de la arcilla (0-5%), principalmente illita y clorita. La dolomita está prácticamente ausente y cuando aparece lo hace en muy bajas proporciones (1-2%).

Las secuencias de segundo orden que forman esta facies se disponen en estratos tabulares de potencia variable entre 2 ó 3 cm y alrededor de 1 m. Las bases de éstos pueden ser planas o irregulares, con ondulaciones amplias muy laxas. Los techos suelen ser planos y, con menos frecuencia, muestran relieves convexos y cóncavos, en ocasiones erosivos. En general, los estratos son de continuidad lateral decamétrica a kilométrica (figuras 3.37A y B).

A veces, los estratos más potentes conservan restos de laminación paralela en la base, visible como láminas milimétricas a centimétricas de la misma naturaleza litológica (figuras 3.37C y D). En ocasiones, se reconocen superficies internas horizontales o subhorizontales de continuidad lateral escasa, generalmente sin superar la escala métrica.

Corresponden a *mudstones*, *wackestones* e incluso, localmente, *packstones* de moluscos (principalmente gasterópodos), enteros o fragmentados, carofitas (tallos y oogonios), ostrácodos, granos de micrita y *coated grains*. También pueden contener fragmentos carbonosos. La bioturbación vertical de raíces no es muy intensa y, a veces, está ausente. En otras ocasiones, la bioturbación presente corresponde a pistas horizontales de corto recorrido, por lo general visibles en el techo de los estratos.

Los elementos fragmentados pueden estar orientados paralelamente a la estratificación. Cada uno de estos componentes aloquímicos aparece en proporciones muy variables; en algunos casos, uno solo integra mayoritariamente la facies (*wackestone* de ostrácodos o de caráceas, por ejemplo). En cualquier caso, los granos suelen ser más abundantes en la base y/o en el techo de los estratos, si bien pueden estar también homogéneamente dispersos (figura 3.38A). A veces existe granoselección positiva desde un *wackestone* o *packstone* en la base hasta un *mudstone* o *wackestone* de fósiles de pequeña talla en el techo del estrato. En otros casos, el orden observado es inverso,

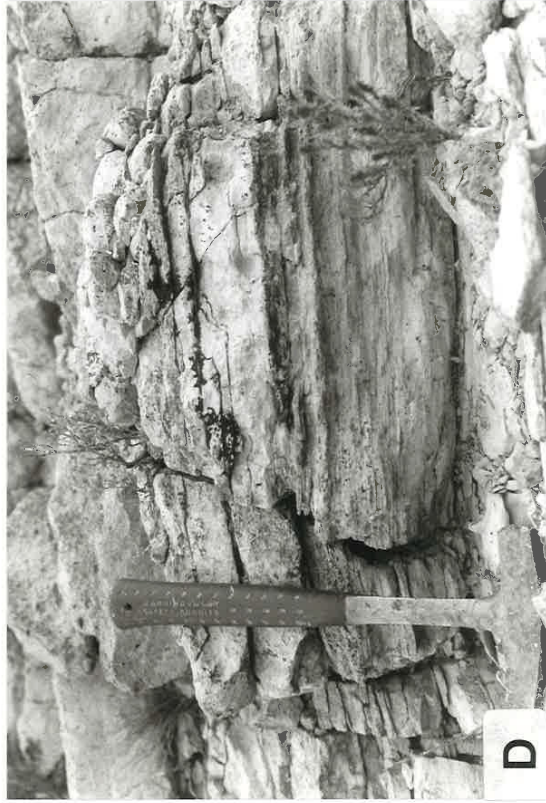


Figura 3.37.- Aspecto de campo de la facies de calizas masivas. **A:** Vista general de las facies Cm y Cb (Sierra de Sigüenza, U.T.S. U3-N1). **B:** Detalle de la facies Cm. **C y D:** Laminación incipiente en la base.

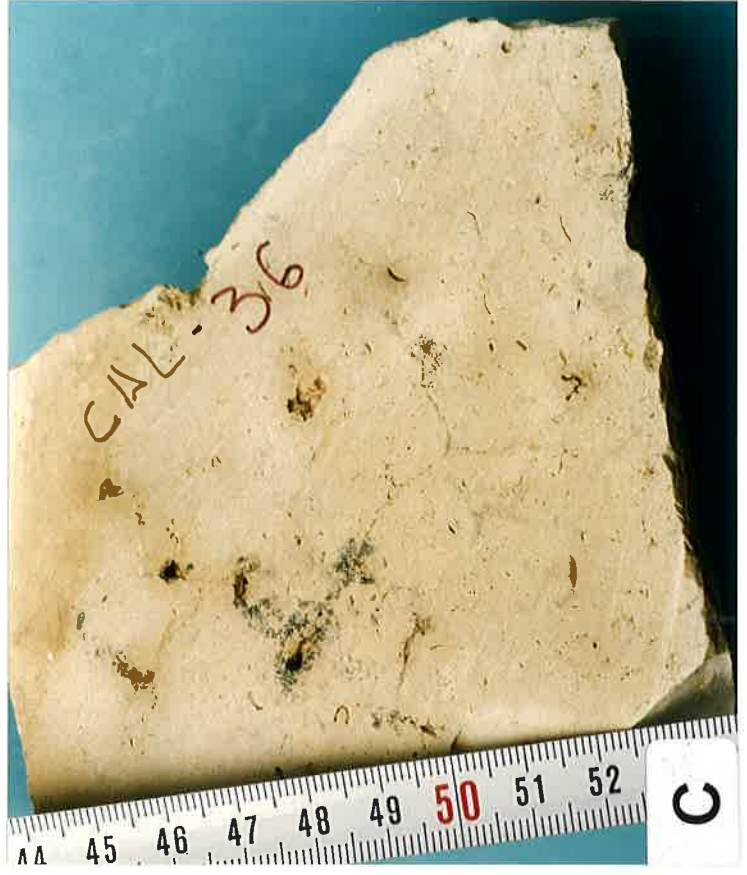


Figura 3.38.- Facies Cm. A: *Packstone*, localmente *wackestone*, de bioclastos e intraclastos, estos últimos paralelos a la estratificación. B: *Wackestone* de gasterópodos rotos, con materia orgánica dispersa. C: Fisuras curvas separando nódulos incipientes. (Caldero, Unidad N2).

aunque generalmente las concentraciones de fósiles situadas hacia y en el techo de los estratos suponen un cambio brusco más que gradual de textura.

La laminación observada en la base de algunos estratos (posiblemente secuencias de primer orden) corresponde a alternancias de bandas milimétricas a centimétricas de la misma textura (generalmente *mudstone* o *wackestone*) o, a veces, a bandas alternantes con diferentes texturas (por ejemplo, *mudstone* y *wackestone* o *wackestone* y *packstone*) y/o elementos constituyentes.

Cabe distinguir un grupo de calizas masivas que se caracteriza por su color gris oscuro o marrón, a veces casi negro, y por su alto contenido en fragmentos carbonosos y gasterópodos, generalmente rotos (figura 3.38B); además es característico su intenso olor fétido (debido a sulfhídrico y/o hidrocarburos). En menor proporción comprenden ostrácodos y carofitas. Suelen corresponder a texturas *mudstone-wackestone* o *wackestone*, si bien pueden existir acumulaciones locales de bioclastos de tipo *packstone*. Estas calizas suelen tener bioturbación vertical de raíces con intensidad variable, generalmente débil.

Tanto estas calizas de color gris oscuro como las de color gris claro pueden contener nódulos de sílex gris, de hasta 0,3 m. de diámetro. Los nódulos suelen ser elípticos, aplanados; generalmente se disponen con su eje mayor paralelo a la estratificación, con frecuencia alineados, coincidiendo o no con los planos de estratificación.

Aunque no es un fenómeno común, en determinadas muestras, que generalmente corresponden a un *wackestone* de fósiles y tienen bioturbación vertical de raíces débil, se ha reconocido la presencia de fisuras curvas separando nódulos incipientes dentro de la caliza. Estos nódulos llegan a tener hasta 1-2 cm de diámetro (figura 3.38C).

De forma ocasional, en el techo de algunos estratos de calizas masivas (que casi siempre corresponden a un *wackestone* de carofitas y exhiben bioturbación de raíces débil) se han reconocido grietas de desecación con formas irregulares o poligonales.

Características microscópicas

En el microscopio óptico, la textura varía desde un *mudstone* a un *packstone*, siendo el término más repetido el *wackestone*, seguido de *wackestone-mudstone*.

Los constituyentes más frecuentes y abundantes en estas texturas son los granos esqueléticos: ostrácodos (normalmente con las valvas separadas), gasterópodos (fragmentados o enteros) y carofitas (tallos y girogonitos). Los componentes no esqueléticos comprenden granos de micrita, *coated grains*, fragmentos estromatolíticos y *pellets*. Como extraclastos suele haber granos de cuarzo y, muy esporádicamente, de plagioclasas. La matriz que engloba a estos elementos es micrítica y, en unos pocos casos, parcialmente microesparítica.

En función de la abundancia relativa de los diferentes componentes se diferencian las siguientes microfacies:

- *mudstones*, *wackestones* y, esporádicamente, *packstones* de ostrácodos y/o carofitas, con proporciones variables, generalmente bajas, de gasterópodos rotos (figura 3.39A y B).

Esta microfacies es la más corriente en las muestras estudiadas.

- *mudstones*, *wackestones* y, a veces, *packstones* de fósiles (ostrácodos, carofitas y, en menor proporción, gasterópodos, frecuentemente rotos), con granos angulosos de cuarzo. Estos granos de cuarzo suelen estar dispersos y, por lo general, en mucho menor porcentaje que los bioclastos (figura 3.39C).

Esta microfacies, si bien no es la más frecuente en las muestras estudiadas, aparece con bastante asiduidad.

- *wackestones* y *packstones* de granos de micrita y *coated grains*, ocasionalmente oncolitos (figura 3.39D). En mucha menor proporción se hallan bioclastos (ostrácodos y carofitas esencialmente). De forma esporádica contienen granos de cuarzo. Los granos de micrita pueden ser esféricos, ovalados y alargados, más o menos planos, y varían desde redondeados a angulosos. Pueden tener un diámetro de hasta 1 cm.

Los *coated grains* tienen un contorno por lo general circular y, a veces, ovalado. Los núcleos son de granos de micrita, carofitas y cuarzo. Presentan varias envueltas microesparíticas, con textura fibrorradial (normalmente 2 ó 3 envueltas).

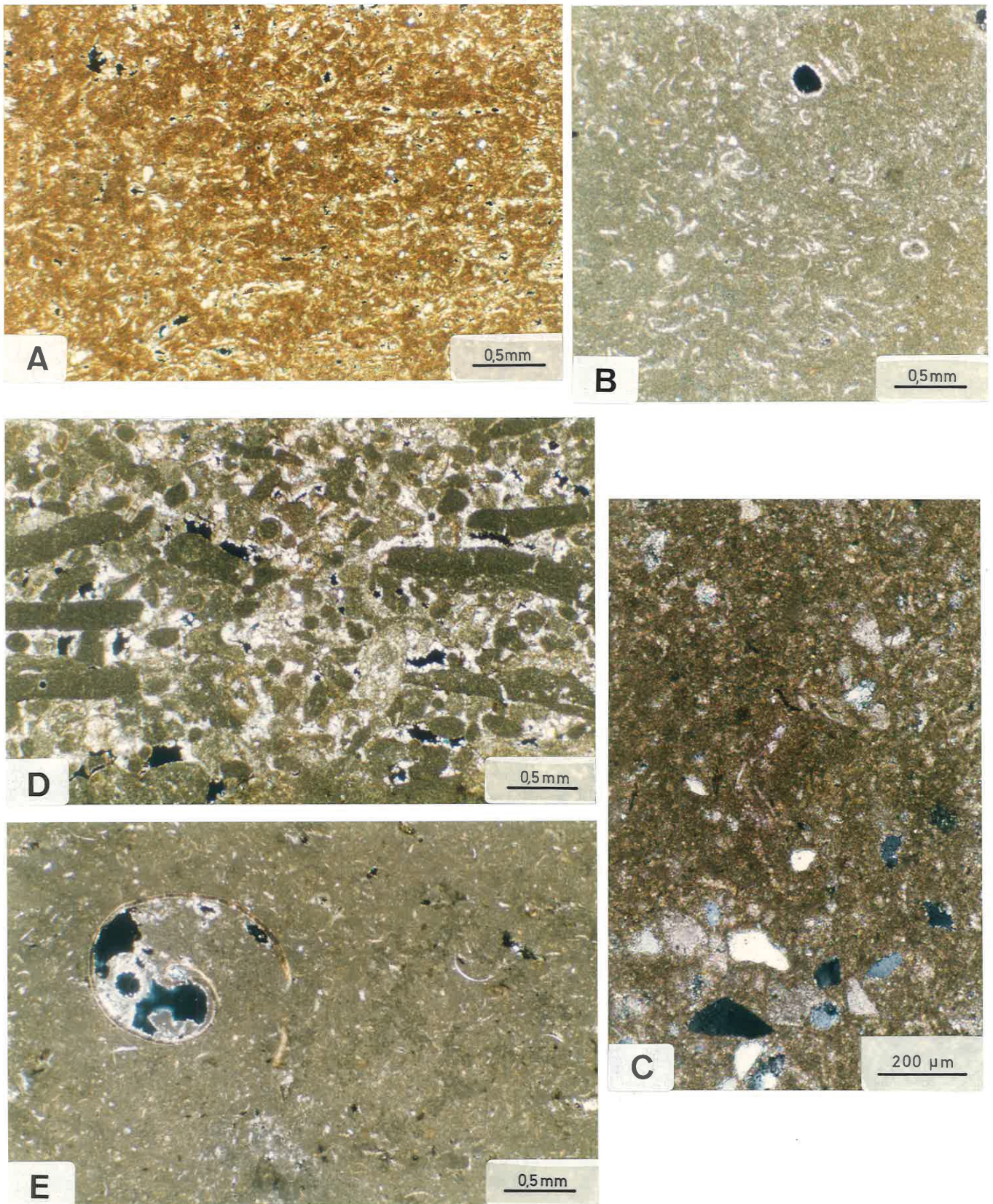


Figura 3.39.- Características texturales microscópicas de la facies Cm. **A:** *Wackestone* de ostrácodos y carofitas, con granos de cuarzo dispersos. **B:** *Wackestone* de ostrácodos y carofitas. **C:** *Mudstone-wackestone* de ostrácodos con granos de cuarzo dispersos. **D:** *Wackestone-packstone* de intraclastos y *coated grains*. **E:** *Wackestone* de ostrácodos y gasterópodos, con áreas ricas en materia orgánica.

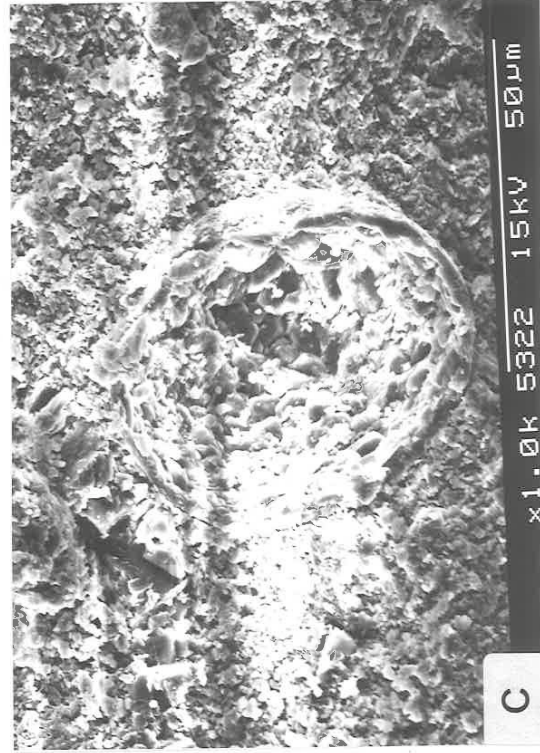
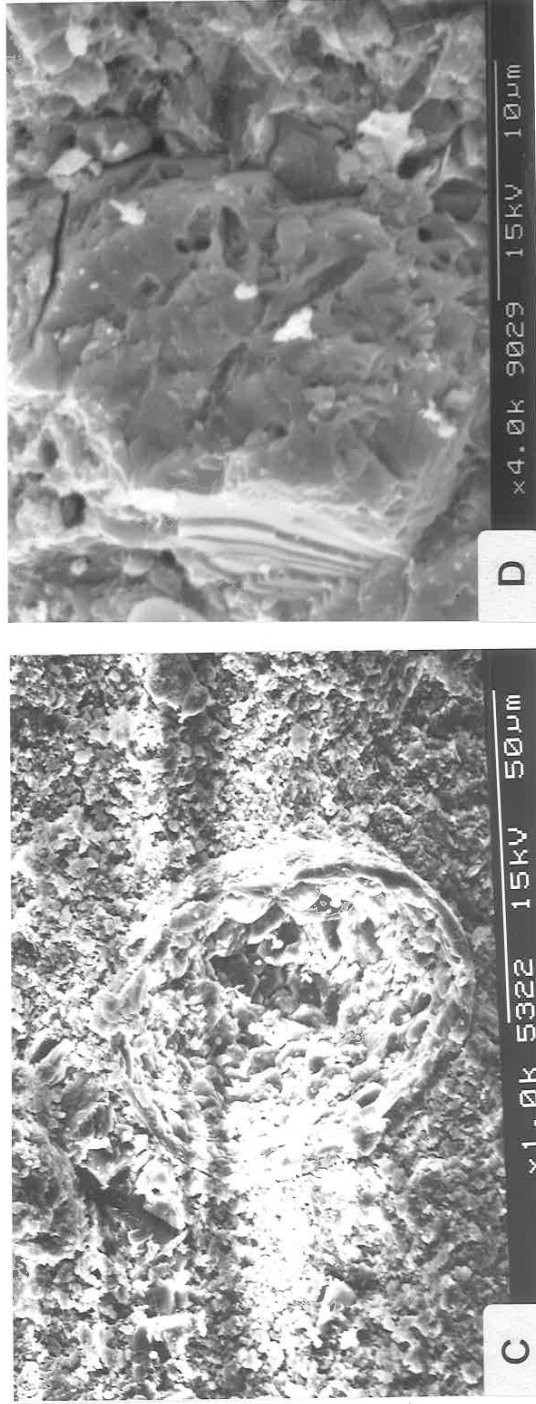
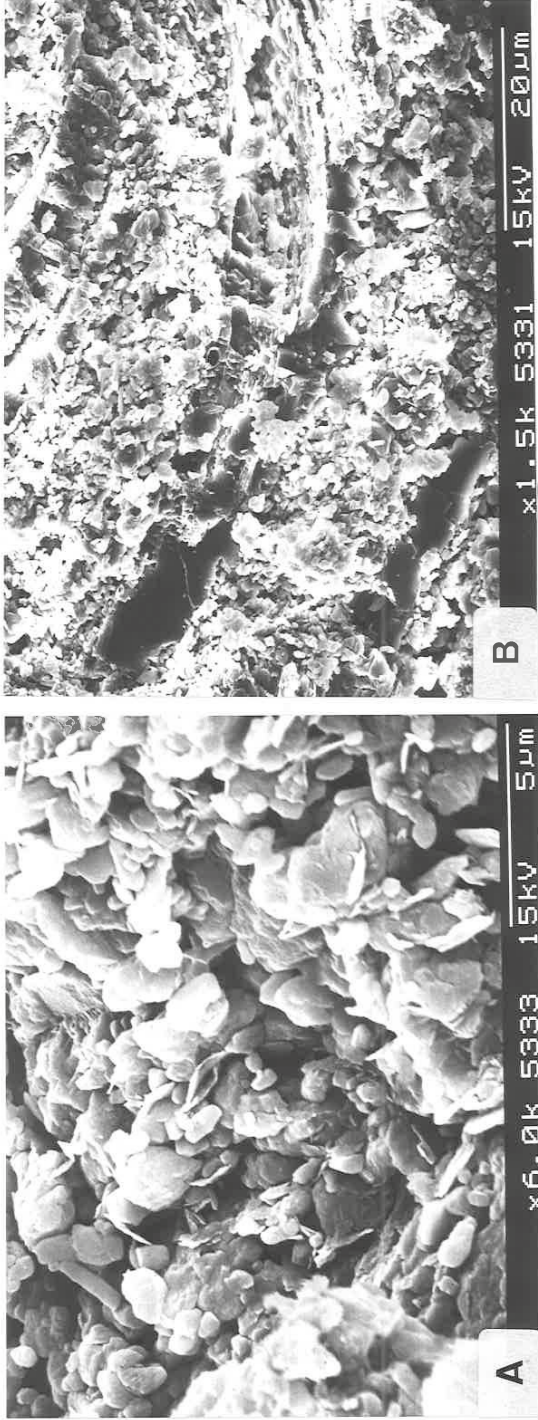


Figura 3.40.- Aspecto de la facies Cm en el microscopio electrónico. **A:** Aspecto general: cristales de calcita de diferentes formas y tamaños. **B y C:** Restos fósiles. **D:** Cristal de calcita con cavidades, posiblemente de fósiles y/o de "microborings".

Esta microfacies sólo se reconoce en algunas muestras, ya que no es muy habitual en el área estudiada.

- *mudstones* y *wackestones*, localmente *packstones*, de gasterópodos, enteros o fragmentados y, en proporciones variables, ostrácodos y carofitas, ricos en materia orgánica dispersa (figura 3.39E). La micrita tiene tonalidades oscuras, casi siempre grises, por su alto contenido en materia orgánica dispersa. También existen agregados micríticos más oscuros que corresponden a áreas de mayor concentración de materia orgánica.

En ocasiones, los fósiles y los intraclastos están orientados paralelamente a la estratificación (figura 3.39A y D), definiendo alineaciones irregulares o suavemente onduladas. Aunque no es común, también muestran laminaciones paralelas debidas a intervalos con diferente textura, generalmente con límites muy difusos entre las láminas. No obstante, las calizas que ahora se describen se caracterizan esencialmente por su aspecto masivo, donde los rasgos más significativos son la homogeneidad textural y la ausencia de estructuras.

La bioturbación de raíces pueden aparecer en muchos casos, pero siempre con intensidad débil; se reconoce como huecos irregulares, de circulares a tubulares.

Algunos componentes esqueléticos son de microesparita, con su interior vacío o relleno de micrita. También existe porosidad móldica (figura 3.39C y E).

La "nodulización" es un proceso de desarrollo incipiente en esta facies: los nódulos de micrita, esféricos u ovalados, no están bien individualizados, de manera que las fisuras que los delimitan se reducen al contacto difuso entre ellos, sin existir separación entre los mismos.

Finalmente se señala la existencia de áreas con mayor concentración de materia orgánica, negra y, a veces, roja, en agregados irregulares o como pátinas que cubren buena parte de la muestra.

En el microscopio electrónico (figura 3.40), esta facies se presenta como cristales regulares e irregulares de calcita de 1 a 4 μm , entre los que se encuentran cristales de hasta 10 μm . A veces se reconocen grupos de cristales formando esferas o subesferas.

Existen huecos circulares y alargados (de 0,5 a 5 μm) dentro de los cristales y en el conjunto de la roca (*microborings*).

Interpretación

En cuanto al origen de la micrita, los cristales y las agrupaciones de éstos en conjuntos más o menos esféricos se relacionan con microorganismos, que serían responsables de inducir la precipitación de la micrita y que probablemente sean referibles a bacterias. Por tanto, el carbonato cálcico de esta microfacies se considera, al menos parcialmente, de origen bacteriano.

Los huecos observados podrían corresponder a moldes de cristales de origen microbiano y/o estar relacionados con la actividad destructora de microorganismos.

La abundancia de ostrácodos, gasterópodos y carofitas indica el origen de esta facies en zonas con alta productividad orgánica y, por tanto, con luminosidad relativamente alta, en relación con una lámina de agua poco profunda, donde puede proliferar la fauna y la flora subacuáticas.

Este tipo de calizas fosilíferas ha sido estudiado por numerosos autores. Son similares a las "micritas fosilíferas" de GARCIA DEL CURA (1974) y a las "calizas fosilíferas" de BUSTILLO (1980). Equivalen a las "calizas bioclásticas" de CABRERA (1983). En la clasificación de FREYTET (1984) se incluyen dentro de las "calizas masivas" ("calizas lacustres verdaderas"), a las que atribuye una evolución enteramente subacuática. También se corresponden con las "calizas homogéneas fosilíferas" de ARRIBAS (1986) o con las "biomicritas-bioesparitas" de ARMENTEROS (1986), etc.

Estos autores, así como LINK y OSBORNE (1978), MURPHY y WILKINSON (1980), TREESE y WILKINSON (1982), FREYTET y PLAZIAT (1982), DEAN y FOUCH (1983) y PEREZ (1989), entre otros, coinciden en atribuir la facies de calizas masivas bioclásticas a lagos someros o a zonas marginales de lagos de mayor entidad. CABRERA (1983) estima que la profundidad a la que se formaron estas calizas no superaría los 3 m.

En estas áreas someras se puede originar una laminación por variaciones de la tasa de decantación del lodo carbonatado bajo condiciones de mínima energía; su preservación

sería posible gracias a la ausencia de bioturbación. Esta laminación estaría relacionada con vaciaciones estacionales o periódicas de la productividad.

Sin embargo, este tipo de laminación pocas veces es aparente, por lo que el aspecto masivo que caracteriza a esta facies hace suponer la existencia de organismos en la interfase agua-sedimento o dentro del sedimento (endofauna de cavadores principalmente), que removerían el lodo carbonatado, dando como resultado la apariencia homogénea de las calizas masivas.

Por otra parte, el hecho de que los fósiles se encuentren fragmentados en ocasiones, así como la presencia de intraclastos y terrígenos apunta, dentro del mismo contexto somero de margen de lago, la existencia de momentos de agitación del agua y remoción de los materiales previamente depositados, bajo la acción de corrientes acuosas, capaces de aportar a las áreas litorales sedimentos terrígenos y vegetales transportados desde áreas adyacentes. Estas condiciones de agitación contribuirían a destruir las posibles laminaciones originales.

Las microfacies bioclásticas ricas en materia orgánica, que se corresponden con las calizas de color gris oscuro, se formaron también en sectores marginales de las áreas lacustres, pero con condiciones más reductoras, que permitiesen la conservación de la materia orgánica. Se trataría, por tanto, de sectores especialmente protegidos, donde la renovación del agua es mínima. Esta situación está apoyada, en parte, por la escasez de granos terrígenos que contienen estas calizas. Otra posibilidad, ya apuntada por CABRERA (1983) para estas facies, es su relación con las fases finales de colmatación de lagos someros.

La "nodulización" incipiente reconocida en determinadas muestras indica la existencia de etapas de desecación que afectan a las áreas lacustres someras, produciendo la retracción del sedimento por pérdida de agua. Durante estas etapas podrían formarse también grietas de retracción en la superficie del lodo carbonatado.

Estas etapas de descenso de la lámina de agua no debieron ser muy prolongadas ya que las estructuras asociadas tienen un desarrollo discreto. Por otra parte, el escaso desarrollo de bioturbación vertical de raíces corrobora este hecho.

En este sentido, a escala microscópica, los procesos diagenéticos que han afectado a esta facies son débiles: se reducen a la microesparitización de algunas conchas (ostrácodos y gasterópodos) y, eventualmente y con carácter local, del lodo micrítico.

Teniendo en cuenta la alta productividad orgánica de las áreas lacustres someras en donde se originó la facies de calizas masivas, se apunta la posibilidad de un origen principalmente biológico para el carbonato que constituye esta facies, que procedería mayormente de la acumulación de organismos incrustados, así como de la precipitación inducida por fotosíntesis, sin olvidar la precipitación inducida por la actividad microbiana, que en el caso de las calizas de color gris oscuro se vería especialmente favorecida por la presencia de bacterias en relación con la descomposición de la materia orgánica. El hecho de que los cristales de calcita sean irregulares, sin caras cristalinas bien definidas, corrobora el origen bioquímico del fango carbonatado.

Los procesos de formación de sílex en calizas masivas se tratan en el apartado común de las formas de la sílice en las facies carbonatadas.

e) **Calizas bioturbadas** (Facies Cb)

Con el término de "calizas bioturbadas" se designan todas aquellas calizas masivas en las que el rasgo megascópico más manifiesto es la bioturbación vertical de raíces, más o menos intensa, acompañada o no de otros procesos edáficos.

Esta facies tiene tonos grises y beige, con decoloraciones rosas, verdes y amarillas. Desde el punto de vista mineralógico corresponden casi exclusivamente a calcita (90-99%) con bajos porcentajes de minerales de la arcilla (0-5%) y de cuarzo (0-10%).

Se presenta en estratos tabulares de unos pocos centímetros (3 ó 4 cm.) hasta 0,5 m. de potencia, excepcionalmente hasta 1 m., y de extensión lateral decamétrica a kilométrica (figuras 3.41A y B). Las bases y los techos suelen ser superficies horizontales, a veces con irregularidades de detalle. Los techos pueden presentar incisiones erosivas simétricas o asimétricas, de escala centimétrica a métrica (figura 3.41C), así como sucesivas morfologías sedimentarias cóncavas y convexas.

Internamente, los estratos no muestran estructuras sedimentarias perceptibles. En el área estudiada es común el paso vertical, generalmente gradual, dentro de un mismo estrato, de la facies de calizas masivas (Cm) a la de calizas bioturbadas (Cb), y dentro de

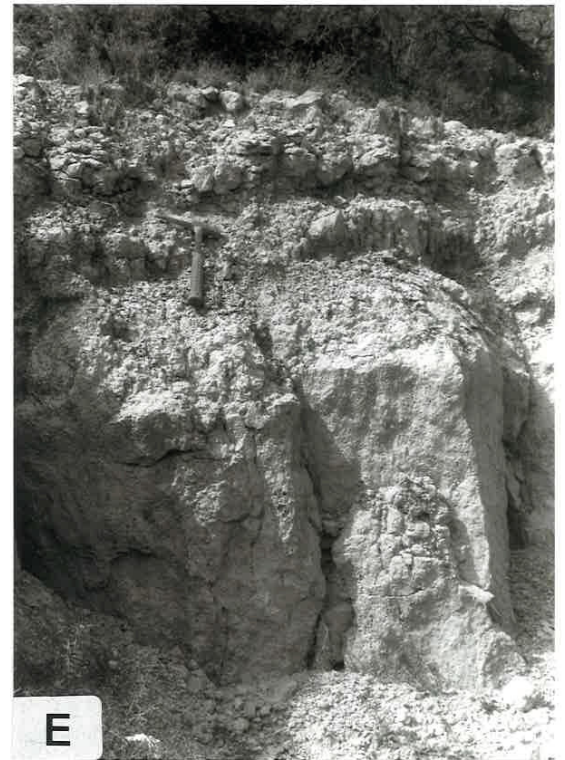


Figura 3.41.- Aspecto de campo de la facies Cb. A y B: Geometría tabular de los niveles de facies Cb. C: Techo de un estrato con incisiones; sobre éste, las facies Cl y Ce. D: Paso vertical de la facies Cm a la Cb. E: Aumento progresivo de la intensidad de los procesos edáficos hacia el techo.

éstas es frecuente que aumente hacia el techo la intensidad de los procesos que le afectan (figuras 3.41D y E).

Desde el punto de vista textural corresponden a *mudstones* y *wackestones*; raramente y de forma muy local se aprecian *packstones*. Los constituyentes más frecuentes son los esqueléticos: ostrácodos, generalmente con las valvas separadas, moluscos (casi siempre se trata de fragmentos de gasterópodos) y carofitas (tallos y oogonios) (figura 3.42). Aunque no son muy asiduos, es posible hallar intraclastos. También se encuentran fragmentos carbonosos.

Estos componentes suelen encontrarse acumulados preferentemente en la base o en el techo del estrato, dando las texturas más groseras, aunque también se hallan de forma dispersa a lo largo del mismo. Normalmente no presentan ningún tipo de organización interna ya que por lo general tienen una disposición caótica (figura 3.42A).

Como ya se ha dicho, el rasgo diagnóstico de esta facies es la bioturbación vertical de raíces. Las perforaciones tienen una longitud muy variable, desde milímetros hasta 5 ó 6 cm., excepcionalmente 40 cm. (figura 3.43). La anchura oscila entre 2 ó 3 mm. y 1 cm., eventualmente 2-3 cm. Su interior puede encontrarse vacío, caso más frecuente en las de mayor longitud, o relleno de sedimento lutítico o margoso. De forma muy local estas cavidades pueden estar rellenas por nódulos de yeso que no superan 1 cm. de diámetro. Cuando esto sucede, es común que también se encuentren nódulos de yeso de 1 ó 2 cm. de diámetro dispersos en el estrato de calizas.

Ahora bien, junto con la bioturbación pueden coexistir otros procesos como "nodulización", "brechificación", "microcarstificación", "marmorización" y "ferruginización". También pueden incluir grietas de desecación. Algunos de estos fenómenos también se han reconocido en lámina delgada, aunque otros sólo se identifican a escala megascópica.

La "nodulización" se aprecia como agregados circulares u ovalados, otras veces irregulares, dentro del sedimento calcáreo, generalmente sin límites netos, o separados mediante fisuras oblicuas incipientes, aunque en ocasiones los agregados son nódulos bien individualizados (de hasta 5 cm). En la mayor parte de los casos, este proceso se identifica en el techo de los estratos (figura 3.44), si bien localmente llegan a afectar a la totalidad del estrato (figuras 3.44A, D y E); cuando esto ocurre los nódulos pueden quedar embebidos en una matriz lutítica de tonos ocre y rosas (figura 3.44D y E).

La "brechificación" se manifiesta por la presencia de clastos más o menos angulosos de 1 ó 2 mm a 1 cm. de naturaleza carbonatada (mayoritariamente fragmentos de caliza, y, a veces, bioclastos y extraclastos); generalmente se encuentran de forma caótica en el techo de los estratos (figura 3.45A, B y C), a veces rellenando cavidades previas (figura 3.45D) o incluso afectando a todo el espesor del estrato. A pequeña escala se hallan asociados a cavidades de raíces (figura 3.45E). No es un fenómeno frecuente en las muestras estudiadas, aunque localmente puede alcanzar gran desarrollo. En determinadas situaciones, especialmente cuando la bioturbación es muy intensa, pueden coexistir "brechificación" y "nodulización", siendo problemática su distinción.

Otro proceso presente en la facies de calizas bioturbadas es la "microcarstificación", que comúnmente se hace perceptible por el aspecto cavernoso que presentan las calizas (figura 3.46A). Estas "cavernas" tienen morfologías muy irregulares, pero casi siempre con una orientación general perpendicular u oblicua a la estratificación. Estas cavidades pueden alcanzar hasta 40 cm. de longitud y una anchura de 1 ó 2 cm., y generalmente se encuentran vacías, sin sedimento en su interior. (figura 3.46B y C).

Un caso particular es el de las calizas que presentan estructuras prismáticas columnares. Se caracterizan por la compartimentación parcial o total del estrato en prismas perpendiculares a la estratificación (figura 3.46D). Estos prismas llegan a alcanzar localmente una longitud de hasta 50 cm. visibles, si bien no suelen sobrepasar 10 cm. La anchura o diámetro de las bases de los prismas es muy variable, desde unos pocos centímetros hasta 1 m. El espacio que separa estas estructuras puede estar vacío u ocupado por material lutítico o margoso.

La "marmorización" es un fenómeno poco desarrollado en las facies de calizas bioturbadas. Se reconoce por la presencia de tonalidades rosas, rojas, amarillas, verdes, grises, ... que confieren a la roca un aspecto versicolor. No obstante, dada la poca profusión e intensidad de este proceso, su expresión queda reducida -en la mayoría de los casos- a pequeñas áreas con decoloraciones rosas y gris-rosáceas. Estas suelen aparecer en la porción más alta de los estratos (figura 3.46E y F).

La "ferruginización" se aprecia como finas láminas o pátinas de tonos ocres, marrones y rojizos, que se disponen en el techo de algunos estratos, generalmente de manera discontinua (figura 3.47A). En casos excepcionales, se han reconocido pátinas correlacionables a escala kilométrica.

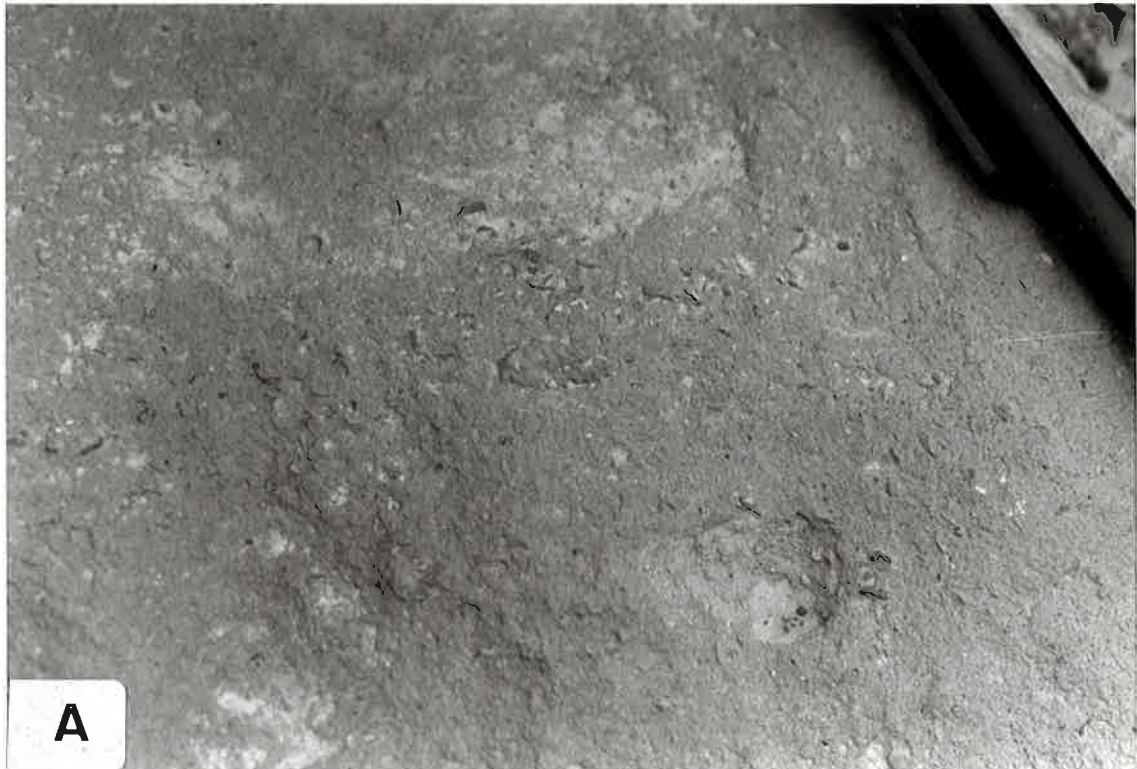


Figura 3.42.- Textura de la facies Cb. A: *Wackestone* de fragmentos fósiles, esencialmente gasterópodos. B: *Wackestone* de gasterópodos (enteros y rotos).

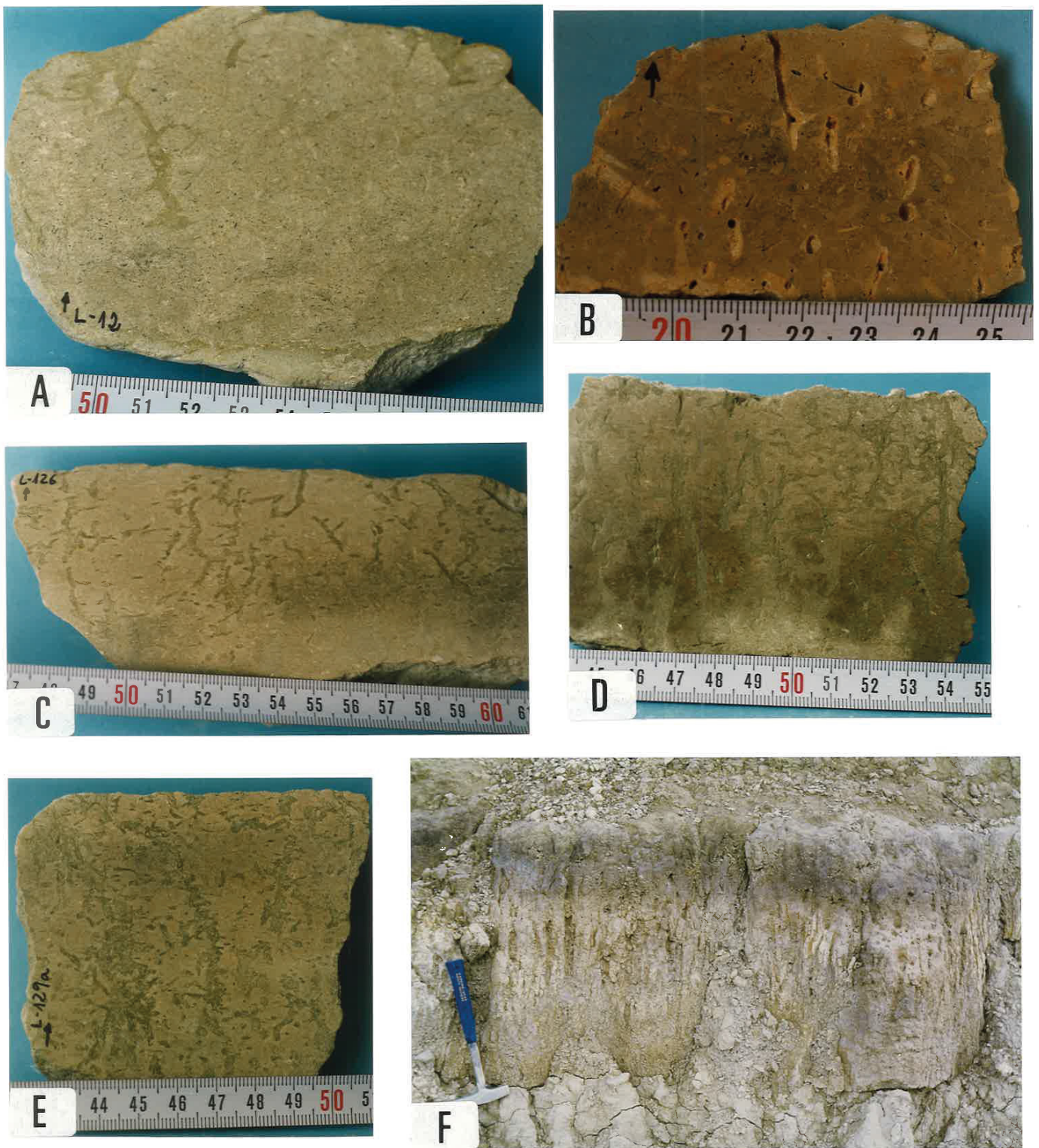


Figura 3.43.- Diferentes formas y dimensiones de la bioturbación vertical por raíces.



Figura 3.44.- Procesos edáficos de la facies Cb. **A:** "Nodulización" o "brechificación" debida a intensa bioturbación en el techo. **B:** Detalle de los nódulos en sección pulida. **C:** Detalle de los nódulos en el techo de un estrato de la facies Cb. **D y E:** Nódulos embebidos en lutitas rosa-rojizas.

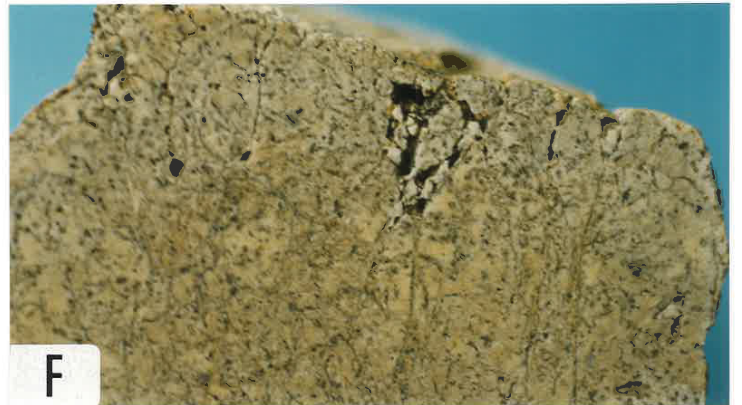
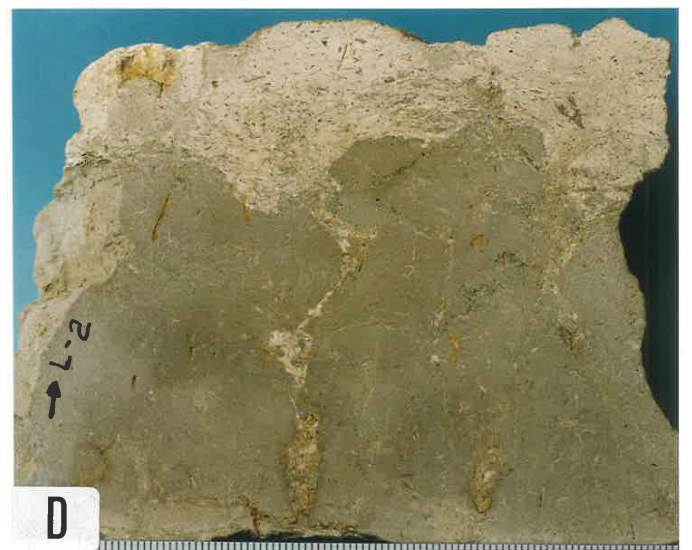


Figura 3.45.- Procesos edáficos de la facies Cb: "brechificación". A: Aspecto general en el techo de un paquete calcáreo (cercañas de Castejón de Valdejasa). B y C: Detalle de los fragmentos angulosos. D: Rellenando cavidades previas y sobre un sustrato bioturbado. E: Asociada a perforaciones de raíces, por fracturación de las paredes del sustrato. F: Detalle de la anterior.

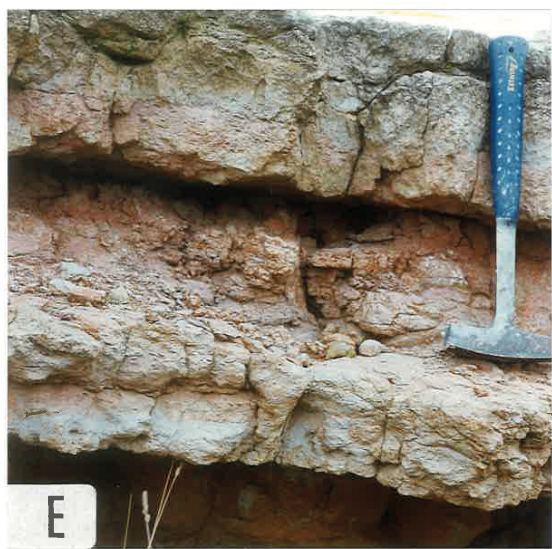


Figura 3.46.- Procesos edáficos de la facies Cb. **A:** "Microcarstificación", aspecto general (Montes de Castejón, Unidad U₃-N₁). **B y C:** Detalle de las cavidades (B, al Sur de Lanaja). **D:** Estructuras prismáticas verticales (Montes de Castejón, Caldero). **E y F:** Decoloraciones rosas, rojas y verdes atribuibles a "marmorización" (Pallaruelo de Monegros).



Figura 3.47.- **A:** Área ferruginosa en el techo de un estrato fuertemente bioturbado. **B:** Grietas de desecación (calco en la base). **C:** Acanaladuras en la facies Cb, con un relleno de lutitas y areniscas finas (al Sur de Albalatillo). **D:** Nódulos de sílex dentro de la facies Cb (Monte Oscuro, Unidad N₂).

Otra característica de la facies que ahora se describe es la presencia de grietas de desecación en el techo de los estratos. Sus dimensiones son muy variables, generalmente definen formas poligonales de superficie decimétrica (figura 3.47B). Otras veces sólo es posible su reconocimiento en secciones transversales. En cualquier caso, la profundidad de estas grietas es de escala centimétrica.

Los techos de algunos niveles de calizas bioturbadas pueden estar surcados por acanaladuras, comúnmente con una orientación preferente. Tienen una profundidad variable entre 2 y 15 cm. y una anchura que oscila entre 3 cm. y 1 m. La sección suele ser rectangular, otras veces semicircular (figuras 3.41C y 3.47C); en ocasiones se identifican dos niveles de incisión, que originan una sección escalonada o encajada a diferentes alturas. Estas acanaladuras están rellenas por el sedimento suprayacente, generalmente detrítico (lutitas y/o areniscas, a veces con estratificación cruzada), y, en ocasiones, están tapizadas por incrustaciones estromatolíticas planares.

Un componente más de esta facies son los nódulos de sílex; tienen morfología ovalada, elíptica, más o menos plana; su diámetro varía desde 1-2 cm. a 20 cm., suelen disponerse con el eje mayor paralelo a la estratificación. Aparecen preferentemente hacia el techo de los estratos bioturbados (figura 3.47D).

Características microscópicas

En el microscopio óptico la textura corresponde a un *mudstone* o a un *wackestone* bioclástico: ostrácodos (generalmente con las valvas separadas), gasterópodos (en la mayoría de los casos son fragmentos) y carofitas (oogonios o tallos) (figura 3.48A, B y C). Los granos de cuarzo pueden estar presentes en pequeñas proporciones y siempre de forma dispersa entre los componentes esqueléticos (figura 3.48B y D). También contienen *pellets* y materia orgánica dispersa.

La matriz que envuelve a estos elementos es micrítica, parcialmente microesparítica y, en ocasiones, la totalidad de la muestra es microesparita o esparita.

Los restos fósiles pueden estar microesparitizados; en el caso de las carofitas, tallos y oogonios, la microesparita se presenta en las paredes, estando el interior del organismo, en la mayoría de los casos, vacío (figura 3.48A, C y E). Los gasterópodos, cuando se conservan enteros, tienen su interior vacío o parcialmente relleno de micrita o

microesparita (figura 3.48F). En ocasiones, los fósiles se reconocen como porosidad móldica, también visible a escala macroscópica.

Las microfacies reconocidas -*mudstones* y *wackestones* bioclásticos y *mudstones* y *wackestones* bioclásticos con terrígenos- tienen características idénticas a las descritas para las calizas masivas; se caracterizan por su aspecto masivo y por la presencia de bioturbación u otros procesos edáficos (figura 3.48).

La bioturbación está presente en todas las muestras de forma más o menos intensa: se aprecia como cavidades irregulares que atraviesan el conjunto de la lámina delgada; éstas pueden estar vacías o, con menor frecuencia, rellenas, total o parcialmente, por sedimento micrítico y microesparítico. Además, las paredes que definen estas cavidades suelen estar microesparitizadas. Otro rasgo que denota la existencia de bioturbación es la aparición de áreas con límites difusos, de diferente tonalidad al resto de la muestra, donde los componentes esqueléticos y/o no esqueléticos tienen una disposición totalmente caótica y están englobados en una matriz mayormente microesparítica (figura 3.48D). Este aspecto puede reconocerse también en el interior de algunas cavidades.

La "nodulización" no es un fenómeno muy frecuente en las microfacies estudiadas. Se reconoce por la presencia de fisuras curvas rellenas de microesparita que individualizan nódulos micríticos más o menos esféricos y ovalados (figuras 3.49A, B y C). A veces, estos nódulos no están bien individualizados y sólo se observan agregados micríticos sin separación entre unos y otros, es decir, las fisuras se reducen al contacto entre los agregados, sin existir sedimento microesparítico entre ellos.

La "brechificación" no es un fenómeno claramente desarrollado a escala microscópica. En algunas situaciones, el aspecto caótico que muestran los componentes, tanto los carbonatados como los granos de cuarzo, dentro de la matriz micrítica podría atribuirse a "brechificación", aunque con reservas, debido a que junto con este proceso pueden coexistir otros, como "nodulización" y bioturbación intensa; en este último caso, se reconocen fragmentos de micrita asociados a perforaciones de raíces (figura 3.49D).

En microscopio electrónico, las calizas bioturbadas tienen un aspecto similar al de las calizas masivas: cristales regulares e irregulares de calcita de 1 a 10 μm , algunas veces formando agregados subesféricos. También se aprecian cavidades de morfología circular y cilíndrica (de alrededor de 1 a 2 μm de diámetro), en los cristales y en el conjunto de la

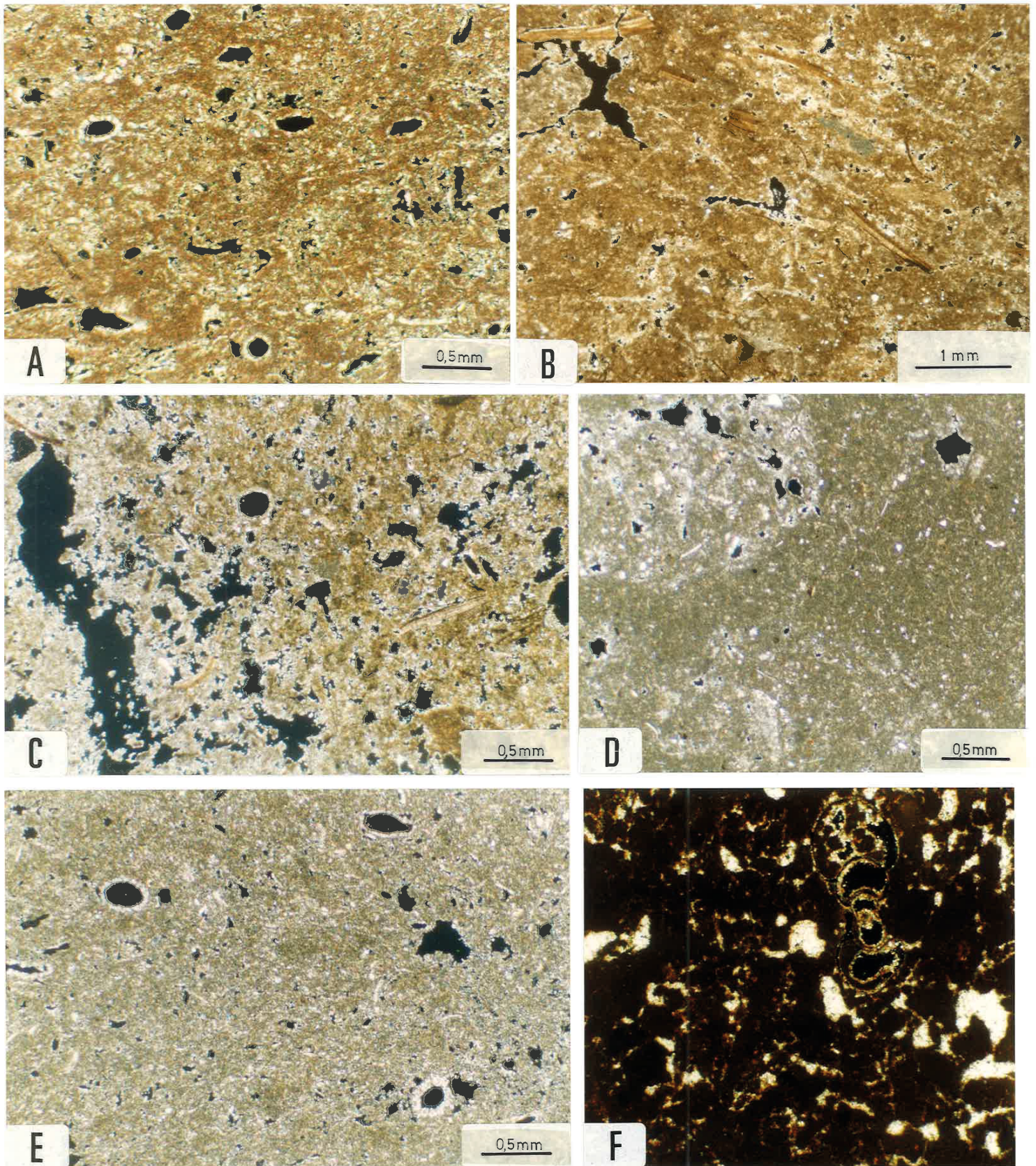


Figura 3.48.- Características microscópicas de la facies Cb. **A:** *Wackestone* de ostrácodos y caráceas. **B:** *Wackestone* de fragmentos de gasterópodos. **C:** *Wackestone* de gasterópodos rotos y caráceas, con intensa bioturbación. **D:** *Wackestone* de ostrácodos con granos de cuarzo dispersos; presencia de microesparita-esparita. **E:** Fósiles y matriz de microesparita-esparita. **F:** Gasterópodo con su interior parcialmente relleno de micrita y microesparita.

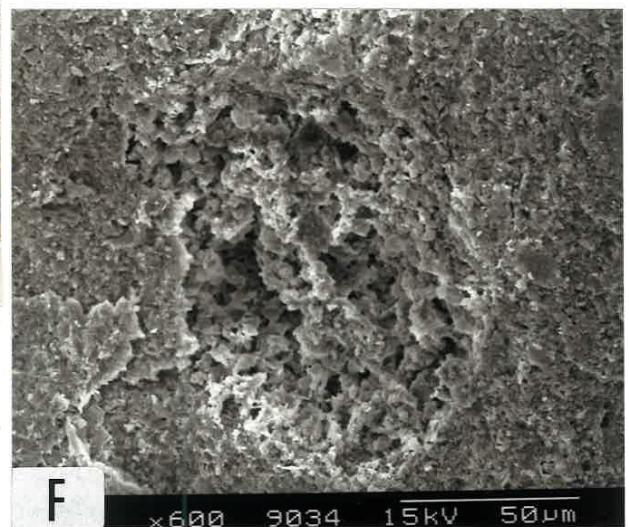
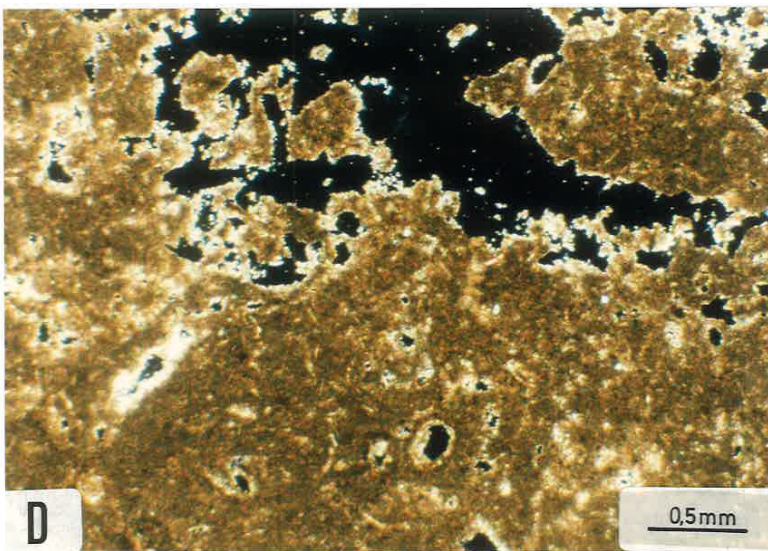
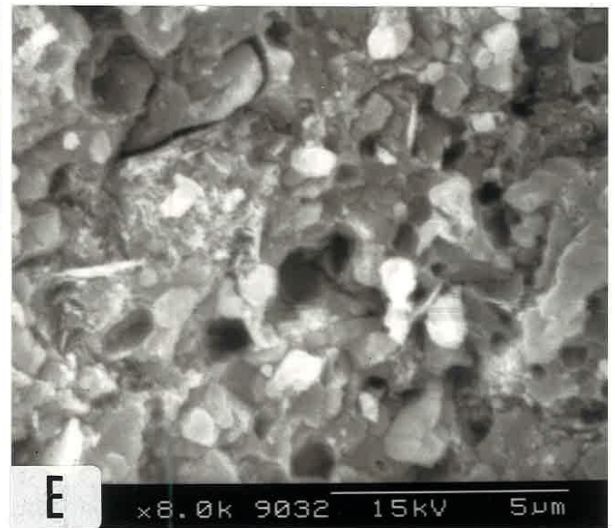
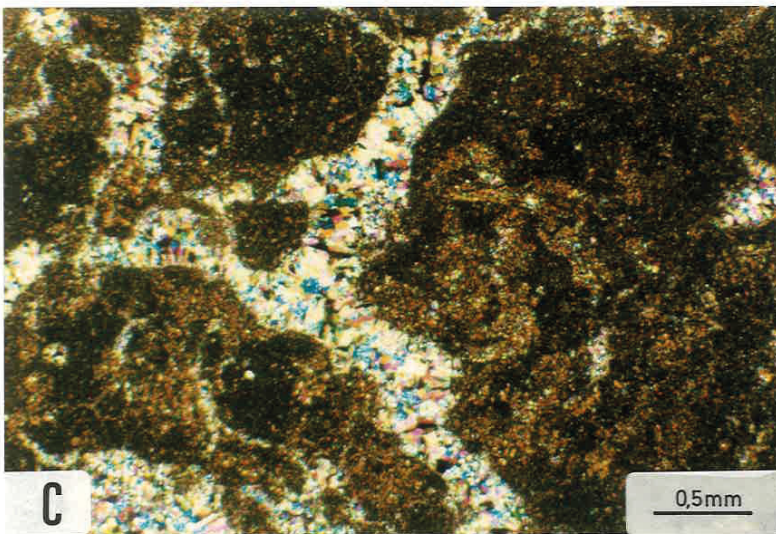
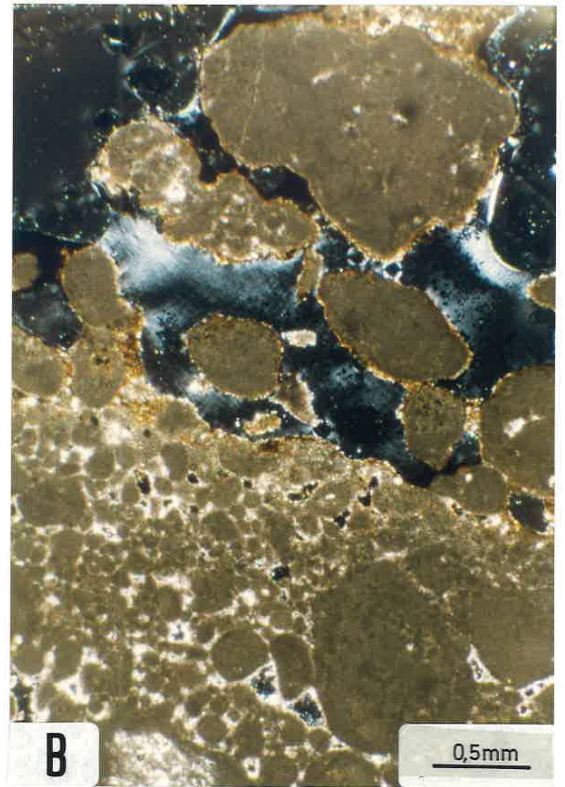
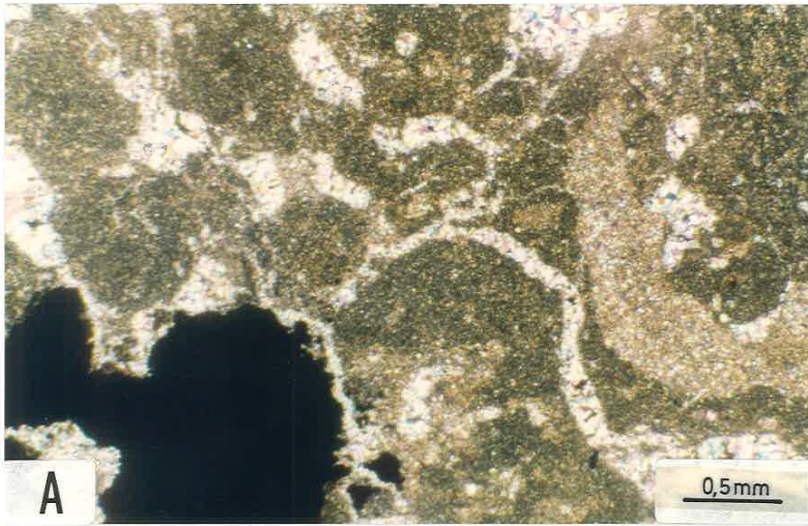


Figura 3.49.- Características microscópicas de la facies Cb. A, B y C: "Nodulización". D: Aspecto caótico y fragmentos de caliza asociados a perforaciones. E y F: Aspecto de la facies Cb en el M.E.B.

roca (figura 3.49E). Otro rasgo presente lo constituyen las áreas circulares u ovaladas (de 50 a 100 μm de diámetro) en las que la porosidad es notable (figura 3.49F).

Interpretación

En cuanto al origen de la calcita, los cristales individuales y las agrupaciones de éstos en conjuntos más o menos esféricos se relacionan con la precipitación del barro carbonatado inducida por microorganismos, probablemente bacterias en el caso de los cristales más pequeños.

Las cavidades circulares y oblongas reconocidas sobre las superficies cristalinas recuerdan a moldes de cristales calcita de origen bacteriano, mientras que las cilíndricas y circulares que atraviesan el conjunto de la muestra se asocian a microorganismos de mayores dimensiones. En el primer caso estarían relacionadas con la actividad destructora del sedimento (*microborings* de bacterias, hongos y algas).

No puede decirse con certeza a qué son debidas las áreas con mayor porosidad, aunque es evidente que denotan áreas de alteración preferente, quizás producidas por raíces y/o circulación de agua.

Los rasgos y procesos macroscópicos y microscópicos que caracterizan a esta facies (bioturbación vertical de raíces, "nodulización", "brechificación", "microcarstificación", grietas de desecación, "marmorización", pátinas ferruginosas, microesparitización, disolución de fósiles) son todos postsedimentarios, esencialmente edáficos (diagenético edáficos), propios de áreas palustres sometidas a frecuentes oscilaciones del nivel freático con períodos de exposición subaérea. Cabe señalar que cuanto más intensos son estos fenómenos, más microesparita o esparita se encuentra en las muestras, constituyendo tanto los componentes esqueléticos como la matriz.

Normalmente, estas áreas suelen asignarse a márgenes de lagos (o a la totalidad de lagos muy someros) con muy bajo gradiente (márgenes lacustres de tipo *low-gradient "ramp"* según WRIGHT, 1990 ; PLATT y WRIGHT, 1991); generalmente, en estos márgenes extensos y de muy baja pendiente, pequeñas oscilaciones del nivel lacustre pueden causar grandes variaciones (exposición subaérea o expansión) de la extensión del lago.

Existen numerosos ejemplos de este tipo de "calizas palustres", que han sido estudiadas por diversos autores (FREYTET, 1971, 1973; FREYTET y PLAZIAT, 1982; NICKEL, 1982; CABRERA, 1983; WELLS, 1983; FREYTET, 1984; ARRIBAS, 1986; BUSTILLO, 1980; ARMENTEROS, 1986; SAEZ, 1987; PEREZ, 1989; PLATT, 1989; ALONSO ZARZA *et al.*, 1992, entre otros).

El rasgo más evidente y generalizado que caracteriza a esta facies -el desarrollo de una densa bioturbación vertical de raíces- denota el desarrollo de una cubierta vegetal (vegetación hidrófila) más o menos importante sobre un sustrato carbonatado. La acción de las raíces puede ser tan intensa que haga desaparecer buena parte de la estructura y textura del sedimento original, aunque normalmente se conserva la micrita con los elementos bioclásticos más o menos alterados, frecuentemente transformados en microesparita o disueltos.

La bioturbación puede dar lugar además a la "nodulización" o "brechificación" del sedimento carbonatado. El uso de ambos términos, en este caso, es indiferente desde el punto de vista de su significado genético y la diferenciación sólo alude a la morfología de las unidades o fragmentos en que queda compartimentado el sedimento.

Cuando el grado de bioturbación es muy intenso, las fisuras originadas por la raíces pueden llegar a separar agregados o nódulos irregulares dentro del sedimento carbonatado. Este proceso de individualización de agregados está favorecido en posteriores etapas en que el sedimento queda emergido, desapareciendo la cubierta vegetal, produciéndose la desecación y contracción del mismo. Si este sustrato vuelve a quedar sumergido o simplemente recibe agua de lluvia, las fisuras existentes entre los nódulos se agrandarán por disolución, haciendo que éstos se encuentren cada vez más "aislados", al mismo tiempo que pueden empezar a crearse otros nódulos conforme los procesos de desecación y humectación se suceden y alcanzan niveles más inferiores. El resultado final pueden ser la "nodulización" (o "brechificación") completa del sedimento original, si bien comúnmente se reduce a la parte superior del estrato. Los nódulos originados por estos procesos suelen estar formados por micrita inhomogénea, que contiene elementos no carbonatados con disposición desorganizada.

La desecación puede producir también la rotura de los nódulos, creando fisuras curvas en torno y en el interior de los mismos, que en fases diagenéticas tempranas serán ocupadas por microesparita o esparita.

En la mayoría de los ejemplos de "nodulización" presentes en el área estudiada, este proceso se halla claramente condicionado por la actividad mecánica de las raíces.

No obstante, se han encontrado casos de "nodulización" en los que el proceso no parece estar condicionado tan directamente por la actividad de raíces (figuras 3.44D y E), ya que éstas no alcanzan gran desarrollo o, si lo tuvieron, su manifestación fue enmascarada por fenómenos posteriores.

En estas situaciones debe excluirse la acción mecánica de fracturación debida a raíces como principal precursora de la "nodulización". Estos casos se corresponden con los descritos por FREYTET (1973), FREYTET y PLAZIAT (1982), FREYTET (1984), ARMENTEROS (1986), PEREZ (1989), etc., donde los nódulos se forman por diferenciación plásmica del carbonato (removilización del carbonato), en relación con períodos en que el sustrato queda alternativamente emergido y sumergido, o con la infiltración masiva y discontinua de agua de lluvia, que producen la disolución del carbonato y seguidamente su redepósito en el interior de la materia del suelo. Los nódulos crecen como micrita en la porosidad de la materia del suelo, inicialmente con aspecto "harinoso" y posteriormente irán endureciéndose durante la evolución edáfica (FREYTET, 1984). Durante este proceso de formación del nódulo se expulsan los minerales finos no carbonatados (arcillas, por ejemplo) fuera del mismo, hecho que ayuda a aumentar el tamaño del nódulo (por recristalización de micrita) y favorece la precipitación de esparita o microesparita en las fisuras que acompañan siempre a la "nodulización" (ARMENTEROS, 1986).

FREYTET (1973) encuentra suelos hidromorfos actuales donde los nódulos calcáreos se sitúan en la zona de oscilación del nivel freático; la formación de los nódulos parece influenciada también por la aspiración radicular del agua.

En el sector estudiado, la "nodulización", en caso extremo, se aprecia como nódulos de carbonato separados mediante lutitas rosas y ocres (figuras 3.44D y E), que reflejan estadios de oxidación en relación con los momentos de menor lámina de agua. Este estadio de "nodulización" es denominado por FREYTET (1971) como "horizonte ruiniforme".

En resumen, las calizas nodulizadas contienen rasgos primarios correspondientes a calizas lacustres de origen subacuático (facies de calizas masivas *s.l.*); la "nodulización" o "brechificación" es el resultado de la alternancia de períodos de desecación (exposición subaérea) y humectación a que queda sometido el sedimento original, condicionada en gran medida por la bioturbación de raíces. En el área estudiada también se ha identificado

el tipo de "nodulización" descrito por la mayor parte de los autores, desarrollada fundamentalmente por la alternancia de períodos en que el sedimento queda emergido y sumergido.

La "brechificación" consiste en la fragmentación del lodo carbonatado por bioturbación y/o desecación. Como ya se ha dicho, cuando el agente que produce esta rotura es la bioturbación, el uso de los términos "brechificación" o "nodulización" es indiferente. A escala milimétrica y de lámina delgada se ha reconocido el efecto local que pueden ejercer las raíces "arrancando" trozos del sustrato que atraviesan; estos trozos pueden quedar parcialmente o totalmente separados de las paredes y ser incorporados al interior de la cavidad (figuras 3.45E y F y 3.49D) donde, por lo general, no existe ningún tipo de cemento o matriz.

La "brechificación" por desecación supone el agrietamiento del sustrato carbonatado durante etapas de exposición subaérea, sin descartar la intervención, en menor grado, de la bioturbación de raíces. El sedimento queda compartimentado por una red de grietas planas y oblicuas, que dan lugar a fragmentos de contornos más o menos angulosos, normalmente sin que exista separación entre ellos, aunque de forma local las grietas pueden tener cierta separación, ocupada por material más deleznable y por microesparita.

El hecho de que la "brechificación" por causas mayoritariamente no biológicas afecte a espesores considerables de los estratos (hasta 0,5 m.) indica la superposición de varios procesos de desecación-humectación. En ciertas ocasiones es imposible distinguir entre este tipo de "brechificación" y la "nodulización" condicionada por la bioturbación de raíces, ya que comúnmente el grado de fracturación alcanzado en ambos procesos es similar. En estas situaciones, los términos "nodulización" y "brechificación" se han distinguido únicamente en función de la morfología de los elementos carbonatados. No obstante, el significado genético de estos procesos -"brechificación" por desecación y "nodulización" o "brechificación" por actividad de raíces- difiere solamente en la existencia o no de una cubierta vegetal importante.

Un caso especial de "brechificación" es aquél en el que los elementos implicados comprenden intraclastos, bioclastos y extraclastos, que quedan incluidos de forma caótica en una matriz micrítica. Suelen aparecer en la parte superior de los estratos, generalmente en relación con cavidades de bioturbación, que aparecen ocupadas parcialmente por fragmentos de la misma composición que los de esa parte superior (figura 3.45D). En

estas situaciones, debe suponerse un estadio inicial de fracturación por desecación de un sustrato carbonatado que seguidamente recibe aportes terrígenos (granos de cuarzo) capaces de removilizar el sedimento preexistente y quizás transportarlo durante un corto trayecto a áreas cercanas, donde se depositará, junto con el lodo micrítico, rellenando, en parte, las fisuras originadas previamente por bioturbación. Este proceso de remoción de depósitos previos asociada a afluencia de terrígenos puede repetirse en el tiempo y dar lugar a niveles de varios centímetros.

Otra posibilidad que puede explicar este caso es suponer que las raíces son el principal agente de "brechificación", produciendo la fracturación y remoción del lodo carbonatado; ahora bien, la presencia de granos de cuarzo sugiere que estos sedimentos recibieron aportes terrígenos durante su formación, contribuyendo presumiblemente a una mayor remoción y destrucción de la estructura inicial.

Concluyendo, la "brechificación" es un fenómeno que afecta a sedimentos carbonatados de origen subacuático, como indica la presencia de ostrácodos y caráceas, que han quedado expuestos subaéreamente, acusando la desecación en forma de grietas de retracción que atraviesan parcial o totalmente el sustrato y lo compartimentan en elementos irregulares, más o menos angulosos. A pequeña escala, la "brechificación" producida por la acción mecánica de las raíces tiene efecto local y suele estar asociada a la "nodulización" (o "brechificación") de niveles fuertemente bioturbados.

El tercer caso, la "brechificación" que incluye la desecación y humectación o remoción por raíces en relación con aportes terrígenos podría corresponder, al menos parcialmente, al "pseudo-microcarst" de FREYTET y PLAZIAT (1982).

La "microcarstificación", tal como se describe en este trabajo, tiene su origen en las horadaciones producidas por las raíces, que posteriormente se agrandan por disolución, a juzgar por el tamaño que pueden mostrar en algunas ocasiones, lo cual supone la circulación de agua por estos conductos, posiblemente durante etapas de lluvias intensas o ascensos del nivel freático. El hecho de que en algunos de los ejemplos vistos las "cavernas" se encuentren vacías e interconectadas, sin que en el techo del estrato se reconozcan fenómenos de exposición subaérea prolongada, está a favor de una disolución subacuática, dentro de la zona freática.

Cuando la actividad de las raíces tiene un desarrollo principalmente vertical -característico de zonas vadosas (COHEN, 1982)- con un alcance más o menos profundo

se crean numerosas zonas de debilidad, susceptibles de originar superficies verticales de separación o fracturación del sedimento carbonatado, que posteriormente se irán ensanchando y profundizando por disolución, aislando prismas de sedimento. En el techo de estas estructuras prismáticas es frecuente encontrar pequeños nódulos carbonatados (figura 3.44C), que sugieren períodos de exposición del sedimento a procesos a desecación y humectación. Posiblemente, estos procesos favorecieron el agrandamiento de los planos que separan los prismas carbonatados, que actualmente se hallan separados por lutitas o margas. La coexistencia de estos procesos refleja períodos de exposición aérea, con fenómenos de desecación-humectación, más o menos prolongados. Por otra parte, la alteración reciente ha podido contribuir a exagerar el aislamiento de los prismas.

FREYTET (1973) describe la formación de prismas o columnas aisladas en relación con la penetración vertical, regular, de las raíces en el barro carbonatado. Estima que este tipo de paleosuelos son el homólogo de los paleosuelos desarrollados en sustratos de calizas margosas asociados a grandes isotúbulos verticales.

Del mismo modo, ARRIBAS (1986) considera que las "calizas con estructuras prismáticas columnares", caracterizadas por presentar una disyunción columnar hacia techo de determinados niveles de calizas, son el resultado de la implatación de una cubierta vegetal sobre los sedimentos carbonatados de los márgenes litorales, donde la fracturación está asociada a la disolución posterior, que agranda las fracturas, sedimentación interna y cementación calcífica.

Las estructuras prismáticas presentadas por estos autores no alcanzan, en ningún caso, un desarrollo tan espectacular como el observado en algunos sectores del área estudiada. Por ello, se cree que el desarrollo local de estas estructuras en el área estudiada responde a una evolución edáfica más compleja y prolongada, que comporta la actuación de varios procesos pedogenéticos (bioturbación por raíces, disolución, "microcarstificación", "nodulización"), quizás reiteradamente, a lo largo del tiempo.

La "marmorización" es un fenómeno de expresión local en la facies de calizas bioturbadas, que se reconoce por el aspecto versicolor que muestra el depósito. Normalmente aparece en calizas con intensa bioturbación de raíces, "nodulización" o "brechificación". La coloración (tonos amarillos, rosas, rojos, grises y verdes) es debida a la diferenciación plásmica de los óxidos e hidróxidos de hierro que contienen los sedimentos sometidos a pedogénesis en condiciones de hidromorfía (FREYTET, 1971;

FREYTET, 1973; BUURMAN, 1975). FREYTET (1973) considera que la removilización del hierro es independiente de la composición del sedimento (calcáreo, arenoso, arcilloso,..) y sólo está determinada por fenómenos hidromórficos, como la presencia de hierro y la oscilación de la lámina de agua. Los depósitos más superficiales quedan expuestos a sucesivas condiciones oxidantes y reductoras como consecuencia de las variaciones frecuentes del nivel freático. Estas variaciones provocan la migración y acumulación diferencial del hierro, que generalmente se concentra en forma de hematites.

Durante etapas más o menos prolongadas de exposición subaérea del sustrato carbonatado, durante las cuales pueden producirse diversos procesos pedogenéticos, los materiales quedan sometidos a condiciones oxidantes, que pueden originar la concentración del hierro en forma de finas películas situadas en la superficie del suelo.

A lo largo de la evolución edáfica que sufre un sedimento en las áreas palustres, con repetidas fluctuaciones de la lámina de agua, es muy probable que se formen grietas de retracción en superficie durante los momentos de exposición subaérea. Sin embargo, la superposición de otros procesos edáficos puede enmascarar o destruir estructuras previas. De ahí que las grietas de desecación suelen ser perceptibles en calizas bioturbadas con bajo grado de pedogénesis, sugiriendo, por otra parte, que el proceso de fracturación superficial se produce con anterioridad a otros.

La porosidad móldica de fósiles se reconoce de forma asidua en la facies de calizas bioturbadas. La disolución de los esqueletos tiene lugar durante los diferentes estadios de la evolución edáfica, especialmente durante las fases de "lavado" y, posiblemente, favorecida por los ácidos húmicos asociados a la cubierta vegetal. Posteriormente, todavía durante etapas diagénéticas tempranas, (condiciones vadosas o freáticas), se producirá la microesparitización o esparitización de los moldes fósiles y de otras cavidades creadas a lo largo de la pedogénesis.

Los pequeños nódulos de yeso que aparecen en las calizas bioturbadas son el resultado de la oxidación de sulfuros durante etapas diagenéticas tempranas. El azufre procedería de la materia orgánica acumulada en las zonas palustres.

Los nódulos de sílex encontrados en esta facies se discutirán en un apartado general para todas las facies carbonatadas.

En resumen, la facies de calizas bioturbadas es el resultado de la actuación de procesos diagenético-edáficos sobre un sustrato carbonatado (suelos hipercalcimorfos o calcimorfos de FREYTET y PLAZIAT, 1982), sometido a repetidas variaciones del nivel freático. Este sustrato carbonatado corresponde a depósitos lacustres marginales que han quedado expuestos, por "somerización", a una serie de procesos diagenéticos tempranos (superficiales) que se desarrollan en las orlas palustres, a menudo con carácter pantanoso, que bordean a un cuerpo mayor de agua o en la totalidad de lagunas muy someras.

f) Costras (Facies Cc)

Dentro de las facies de costras se agrupan todas aquellas calizas laminadas (subfacies Cl.1, Cl.2 y Cl.3), así como los estratos margosos (facies M) y los estromatolitos (facies Ce) asociados a éstas que presentan una serie de rasgos texturales, estructurales y composicionales sobrepuestos al sedimento original y que han modificados de manera sustancial las características sedimentarias de las calizas iniciales. Es decir, los sedimentos sobre los cuales se han desarrollado las costras o calcretas son esencialmente calizas laminadas (figura 3.50).

Corresponden a calizas y calizas margosas de color beige, amarillo, blanco y gris. Aparecen en capas de potencia variable desde 0,05 hasta 1 ó 2 m., constituyendo niveles que pueden alcanzar hasta 4 ó 5 m. de espesor, aunque por lo general no superan 2 ó 3 m. Los niveles pueden ser tabulares o estar suavemente ondulados, con bases y techos generalmente irregulares, a veces debido a erosión preexistente. Su extensión lateral oscila entre decamétrica y kilométrica (figura 3.50A).

Desde el punto de vista mineralógico consisten en calcita con porcentajes variables de dolomita (0-30%), cuarzo, parte del cual corresponde a sílex (1-14%) y minerales de la arcilla, esencialmente illita y clorita (5-20%). En algunas muestras la dolomita es el carbonato dominante (hasta 80-85 % del total); en estos casos, la calcita se halla en proporciones muy bajas (1-5%) o está ausente.

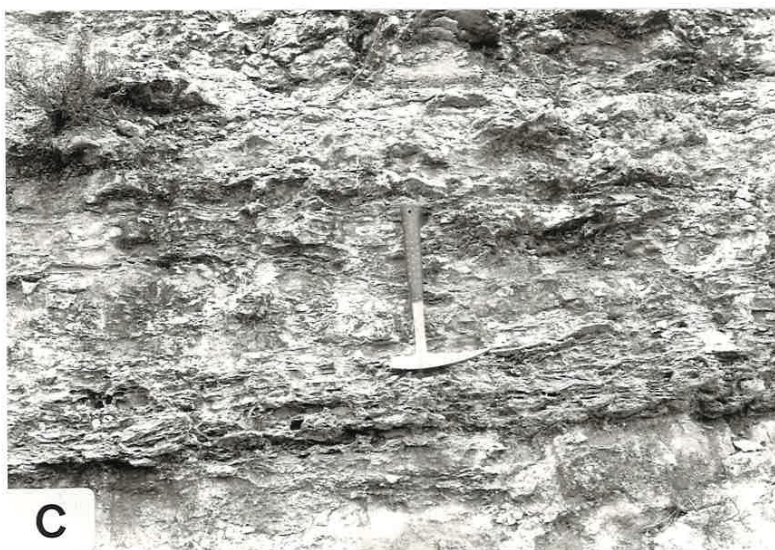
El rasgo más llamativo de esta facies es la presencia de cavidades irregulares, generalmente vacías, que confieren a la roca un aspecto de carniola o caliza oquerosa.



A



B



C



D



E

Figura 3.50.- Diferentes aspectos de la facies Cc del techo de la Unidad U₃-N₁. **A**: Vista general en las cercanías de Castejón de Valdejasa. **B**, **C** y **D**: Detalle de la estructura laminada preexistente (facies Cl), con desarrollo de cavidades irregulares (Montes de Castejón, B y C, Barranco de Alvaro; D, Castejón de Valdejasa). **E**: Detalle de las cavidades.

Estas cavidades tienen formas más o menos circulares u ovaladas, con un diámetro que varía desde unos pocos milímetros a 4 ó 5 cm., excepcionalmente 10 cm. (figuras 3.50B, C, D y E); en algunas de ellas se han encontrado pequeños nódulos de sulfatos, probablemente yeso, de unos milímetros a 2 ó 3 cm. de diámetro. En otras ocasiones, estos huecos muestran morfologías poliédricas, muchas veces cúbicas o rectangulares (figura 3.51A); cuando esto sucede, la roca tiene el aspecto de un panal (estructura de panal), con las paredes formadas por la caliza original (sedimento huésped), aunque posteriormente esta caliza ha podido sufrir procesos de formación de dolomita o de sílex. Localmente, se aprecia que algunos huecos prismáticos corresponden a moldes de cristales tolva, pues el sedimento huésped conserva las facetas de crecimiento de estos cristales. También es frecuente que la estructura en panal sea debida a una red de grietas perpendiculares u oblicuas entre sí, con planos rectos, que atraviesa el sedimento huésped (figura 3.51B y C); estas grietas suelen corresponder a calcita, yeso, dolomita o sílex. En cualquiera de estos dos casos se han reconocido cristales lenticulares de 2 a 6 cm. de longitud de composición carbonatada dentro del sedimento huésped.

Un proceso común en esta facies es la "brechificación", que afecta a un espesor centimétrico o decimétrico de la costra. El sedimento carbonatado original aparece fragmentado en clastos más o menos angulosos, de pocos milímetros a 3 ó 4 cm. de diámetro, cementados por carbonato o yeso y entre los cuales suele existir una red anárquica de fisuras rectas y/o curvas, rellenas por sedimento carbonatado, yeso microcristalino o sílex. Los niveles "brechificados" se sitúan comúnmente en la base de los niveles de costra (figura 3.52A y B).

Un componente más de esta facies son los micronódulos (de 1 a 5 mm. de diámetro) de yeso microcristalino (figura 3.52A) y cristales lenticulares de yeso; cuando forman niveles se presentan intercalados dentro del conjunto de la costra, su potencia es de 2 ó 3 cm. y generalmente tienen bases y techos muy irregulares y, en ocasiones, el o los niveles están afectados por pequeños pliegues.

Los micronódulos de yeso microcristalino, así como los nódulos de sílex en coliflor presentes, pueden encontrarse también de forma dispersa dentro de las calizas, pudiendo alcanzar hasta 1-2 cm. de diámetro. Cuando estos micronódulos se hallan concentrados hacia el techo del nivel en que están incluidos, la superficie del mismo muestra pequeños abombamientos.

En cuanto a los estromatolitos presentes en las costras, éstos se disponen asociados a niveles de micronódulos de evaporitas, comúnmente cubriéndolos, o sobre las superficies erosivas que con frecuencia afectan a la facies de calizas laminadas. La

morfología más asidua es la de incrustación planar, ondulada o mameliforme, con un espesor de milimétrico a 4-5 cm. A veces se hallan conservados en sílex (figura 3.52C).

Las grietas de desecación se observan en el techo de algunas calizas: tienen forma poligonal, irregular, con un diámetro de 3 ó 4 cm. A veces se encuentran ocupadas por nódulos milimétricos de yeso y, otras veces, las paredes y superficies contiguas de las grietas presentan moldes de cristales lenticulares.

Las características descritas hasta ahora son corrientes en calcretas compactas, más o menos endurecidas; sin embargo, también es posible encontrar capas o zonas dentro de los estratos compactos con aspecto pulverulento, deleznable (figura 3.52D). Estas áreas suelen tener una apariencia cavernosa, donde el 50% o más del volumen corresponde a oquedades.

Determinados niveles son exclusivamente de sílex y presentan un aspecto compacto, endurecido y pesado. Los niveles de sílex varían desde 2 ó 3 mm. a 0,2 ó 0,3 m. de potencia y generalmente tienen morfología laminar (figura 3.52E). Dentro de ellos es posible apreciar pequeñas cavidades, de tamaño milimétrico o a veces de 1 ó 2 cm. de longitud, que en sección tienen morfología elíptica o redondeada, siempre con contornos irregulares. Estas cavidades se disponen alineadas paralelamente a la estratificación, a veces conectadas entre sí, constituyendo "bandas porosas" de menos de 1 cm. de espesor y de extensión lateral escasa, normalmente centimétrica o decimétrica (posiblemente se trata de porosidad fenestral debida a disolución de estromatolitos o construcciones orgánicas) (figura 3.52E).

Las formas del sílex también se manifiestan como pequeños nódulos con forma de coliflor, de 1 a 3 cm., que aparecen de forma aleatoria o asociados a otros nódulos de yeso.

En ocasiones, los procesos y características descritos se disponen con un orden determinado de base a techo del perfil de la costra, aunque no siempre se presentan o se reconocen todos los procesos dentro de un mismo afloramiento. Así, si cada uno de ellos se considera definitorio de una subfacies, un perfil de costra completo consta, de base a techo, de las siguientes subfacies:

- a) calizas "brechificadas"
- b) calizas con micronódulos y cristales lenticulares de yeso
- c) calizas con moldes de cristales tolvá



Figura 3.51.- Detalles de campo de la facies Cc. **A**: Cavidades poliédricas dentro de un nivel deformado. **B** y **C**: Estructura enrejada o en panel.



Figura 3.52.- Facies Cc. **A:** "Brechificación" en la base de un nivel de costra. **B:** Detalle de los fragmentos de la brecha. **C:** Nivel parcialmente silicificado, correspondiente a la facies Cl con incrustaciones estromatolíticas y nódulos de sulfatos (yeso-sílex). **D:** Aspecto cavernoso y deleznable (Castejón de Valdejasa). **E:** Nivel silicificado. En la parte inferior, porosidad fenestral en un horizonte paralelo a la estratificación.

- d) calizas con una red de fisuras con aspecto de enrejado o panal
- e) carnioles, calizas oquerosas, a veces pulverulentas, entre las cuales puede haber micronódulos de yeso o de sílex en coliflor.

Los niveles de sílex o dolomita pueden situarse entre cualquiera de los anteriores.

Existen fenómenos de colapso, generalmente de escala centimétrica o decimétrica, que pueden afectar a parte de la costra, y, en algunos casos, van asociados a pequeñas fracturas.

Características microscópicas

Como se ha expuesto anteriormente, el sedimento huésped en el cual han tenido lugar los procesos que han originado las costras son facies de calizas laminadas y, en menor proporción, estromatolitos asociados a la facies Cl y margas. En algunas partes de las costras se conservan la textura y la estructura originales. En estos casos, la microfacies es una micrita con características idénticas a las de las calizas laminadas. Dentro de la alternancia de intervalos calizos y detríticos que define a esta facies, se ha reconocido la presencia de láminas de espesor centimétrico que consisten en un *packstone* de *coated grains* (de núcleo micrítico o de cuarzo), con granos de micrita y de cuarzo (subfacies Cl.1 o Cl.2), en ocasiones cementados por yeso (figura 3.53A). Algunos de estos componentes son elípticos o alargados y aparecen con una orientación preferente (el eje mayor de estos granos es paralelo a la laminación de la cual forman parte). En otras ocasiones, la disposición es caótica (figura 3.53B) y va acompañada de huecos irregulares vacíos. Esta última se ha reconocido en el techo de la facies laminada original, como paso previo a la facies de costra; el contacto entre estas zonas laminada y caótica no suele ser neto y además los granos detríticos superiores deforman a la parte inferior laminada.

En otras situaciones, la laminación original se ha perdido casi por completo y los restos de laminación son debidos a la orientación de granos micríticos o microesparíticos y de cavidades vacías de morfología elongada o lenticular. En muchos casos, esos granos son romboidales y recuerdan a cristales de yeso o dolomita previos. Entre ellos suele haber yeso masivo como cemento.

La textura más espectacular es la correspondiente a la subfacies de brechas (figuras 3.53C y D): la roca puede asimilarse a una intramicrita o una intraesparita, en donde los granos, micríticos o microesparíticos, son angulosos y de tamaño muy variable; cuando la textura es una intraesparita, los fragmentos están cementados por un mosaico de cristales, algunos de los cuales pueden ser de dolomita; entre éstos se halla también yeso, masivo o como cristales lenticulares (a veces moldes vacíos) (figuras 3.53E y F).

Otra textura es aquélla en donde la roca corresponde a una microesparita y se halla atravesada por una red de grietas curvas rellenas de esparita. Cuando las grietas son grandes y anchas se aprecia que entre los cristales de esparita se encuentran granos micríticos redondeados y angulosos flotando entre aquéllos. En otras áreas, las grietas son rectas y constituyen un enrejado anárquico.

En otros casos, la muestra es una micrita con cavidades redondeadas, ovaladas, triangulares o cúbicas, generalmente vacías y con microesparita en sus paredes, mayoritariamente calcita, pero en algunos casos dolomita.

Por último, algunas costras presentan una textura esparítica en la que existen áreas redondeadas (como cavidades) ocupadas por yeso o sílex de morfología fibrosa y separadas por un enrejado de cristales de esparita; este último frecuentemente atraviesa las áreas constituidas por sílex y otras zonas esparíticas o microesparíticas (figura 3.54A y B).

En todas las texturas descritas son comunes los fenómenos de colapso, así como la presencia de microfallas asociadas a éstos. Estas suelen ser más fácilmente perceptibles en las muestras que conservan la laminación.

En las observaciones realizadas en microscopio electrónico, el rasgo más generalizado es el desarrollo de cavidades de 1 a 10 μm de longitud dentro de cristales de calcita de hasta 20 ó 30 μm (figura 3.54C). Las cavidades pueden ser redondeadas, ovaladas o cúbicas; en este último caso pueden conservarse las facetas de crecimiento de cristales tolva (figura 3.54D). Otras veces, los cristales de calcita son más pequeños (1 a 5 μm) y muestran entre ellos grandes cristales romboidales de dolomita (de 10 a 15 μm). Aunque no es frecuente, también se ha identificado la existencia de yeso (cristales o moldes lenticulares y cristales irregulares de yeso) y sílex entre los cristales de micrita o esparita.

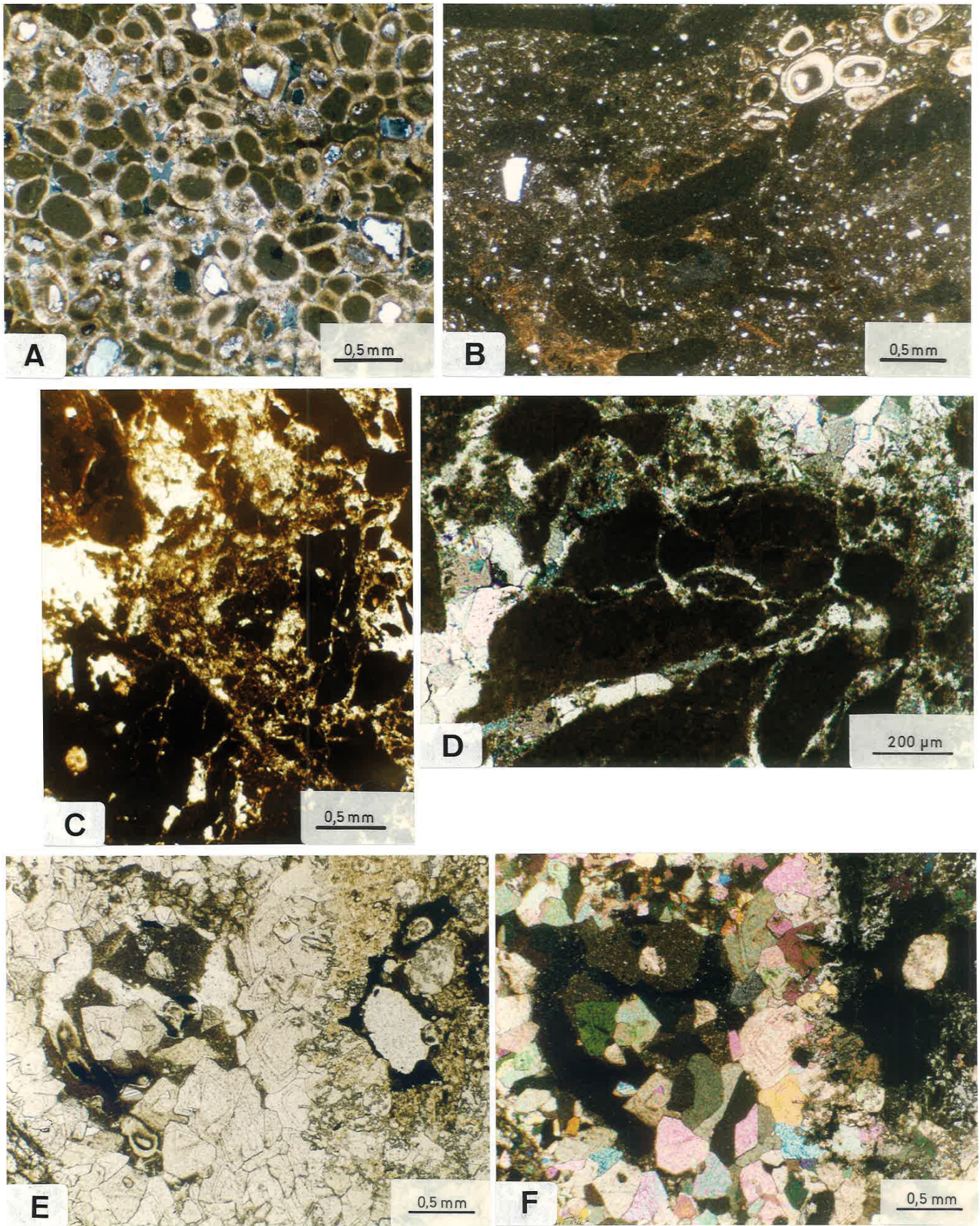


Figura 3.53.- Características microscópicas de la facies Cc. **A:** Detalle de la textura de una lámina detrítica de la facies Cl, con los *coated grains* cementados por yeso (base de un nivel de costra). **B:** Disposición caótica en el paso vertical de la facies Cl a la Cc. **C y D:** Aspecto de la subfacies de brechas. **E y F:** Mosaico de cristales de dolomita dentro de una muestra asimilable a una intraesparita. Nótese las facetas de crecimiento y el hábito romboidal con caras curvas, a veces triangular.

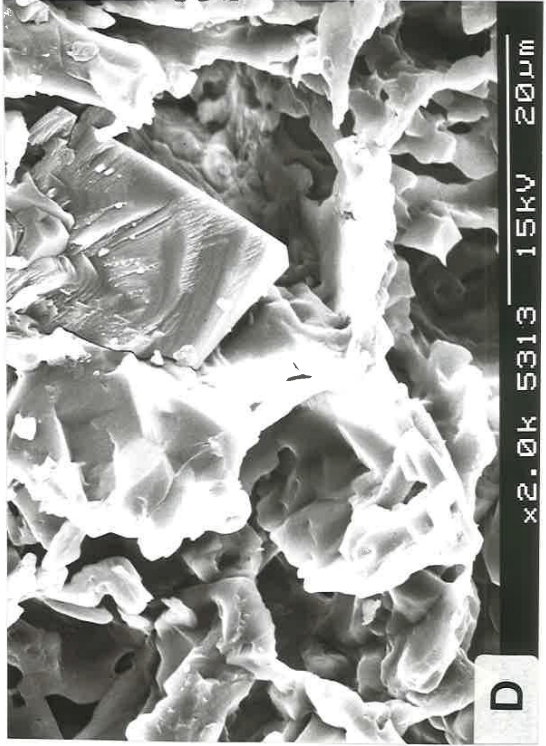
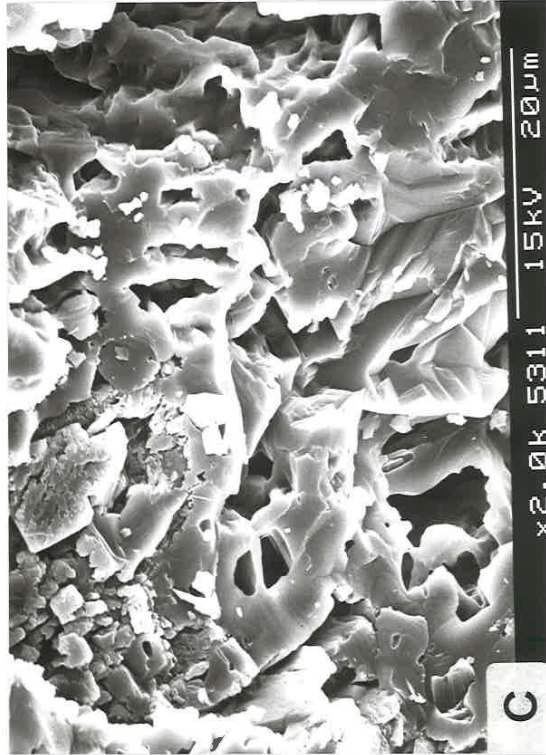
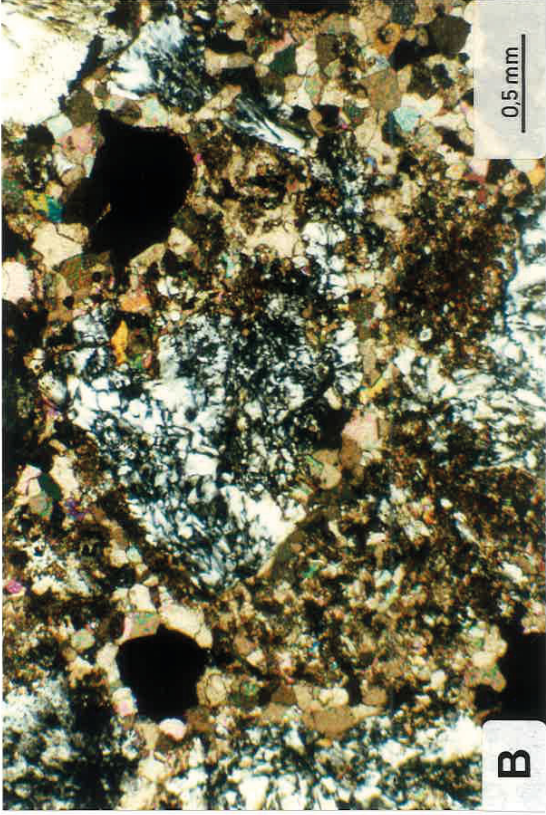
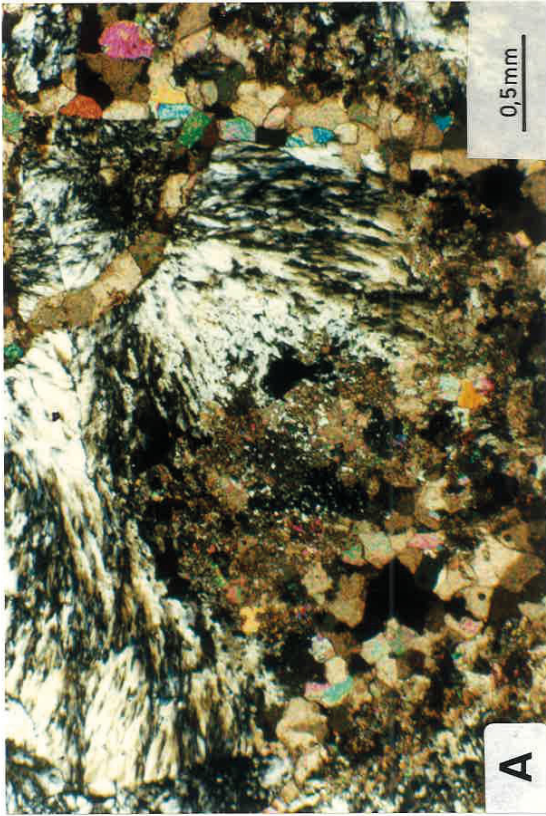


Figura 3.54.- Características microscópicas de la facies Cc. **A y B:** Textura esparítica con crecimiento de yeso y sílex en cavidades. Algunas de éstas son atravesadas por la red de cristales de esparita. **C y D:** Aspecto de la facies Cc en el M.E.B.

Interpretación

El carbonato inicial o huésped debería estar relacionado, como se indicó al tratar las calizas laminadas, con la precipitación inducida biológicamente. Sin embargo, en la facies de costras muy raramente se reconocen cristales o asociaciones de éstos relacionadas con o atribuibles a microorganismos, pues la recristalización a microesparita o esparita ha hecho desaparecer la textura original. Aunque no de manera muy común, existen estructuras asignables a microorganismos de tipo hongos o algas, que estarían asociados a la actividad bioturbadora del sedimento, sin excluir la inducción, al menos parcial, de la precipitación de carbonato consecuente a esa disolución.

Los rasgos de microscopio óptico y electrónico sugieren que las cavidades encontradas son debidas a la formación y posterior disolución de minerales evaporíticos, sin descartar la actividad constructora o destructora de microorganismos, que podría contribuir a la disolución o perforación del sustrato, así como a la precipitación de carbonato.

A partir de las características composicionales, texturales y estructurales descritas es evidente que el origen de la facies de costras es el resultado de la actuación de un conjunto de procesos diagenéticos sobre el sedimento original, formado por calizas laminadas y los estromatolitos y margas asociados a ellas.

Estos procesos incluyen la precipitación de minerales evaporíticos (nódulos y/o cristales lenticulares de yeso, tolvas de halita, cristales romboidales de dolomita), así como la creación de grietas de desecación, y la disolución posterior de aquéllos creando una fábrica porosa abierta, colapsos y brechas *in situ*; la disolución produciría además el agrandamiento de las grietas existentes y/o la creación de otras nuevas. Este fenómeno de disolución va acompañado o seguido de la recristalización de los granos de calcita micrítica en esparítica y de la formación de dolomita, a la vez que del relleno, recristalización o reemplazamiento del sedimento de las fisuras y parte de las cavidades por microesparita o esparita, bien como calcita (caso más frecuente), bien como dolomita o yeso. El hábito romboidal con caras curvas de los cristales de dolomita y su asociación a cristales lenticulares de yeso indican que aquélla se originó, al menos en parte, por reemplazamiento de cristales lenticulares de yeso. En etapas posteriores, con pH bajos podría precipitar sílice, aunque el sílex podría resultar también del reemplazamiento inicial de evaporitas por sílice.

Todos estos procesos están relacionados con variaciones del nivel freático dentro de un contexto árido y con intensa evaporación. En este contexto, la exposición de los

sedimentos primarios a condiciones subaéreas llevó a la formación de minerales evaporíticos y a la fracturación del sustrato por desecación ("brechificación" o "nodulización" incipientes y grietas de desecación). La precipitación de las evaporitas estaría favorecida por las soluciones ascendentes por capilaridad, altamente concentradas, debidas al bombeo ocasionado por la intensa evaporación reinante. La circulación posterior de soluciones, descendentes y/o ascendentes, produciría la disolución de los minerales evaporíticos y los procesos de colapso, así como la recristalización y reemplazamiento, que incluyen la formación de sílex, formación de dolomita y, posiblemente, la "dedolomitización". Estos fenómenos ocurrieron probablemente en sucesivas fases diagenéticas tempranas y es posible que se repitieran en el tiempo, dando lugar a los complejos perfiles de costras que actualmente existen.

PLATT (1989) atribuye un origen similar por disolución de evaporitas en un contexto altamente evaporítico a las calizas cavernosas (*vuggy limestones*) asociadas con sílex en las facies evaporíticas de la Formación Rupelo (Cretácico inferior) de la Cuenca de Cameros.

Una buena parte de la bibliografía sobre costras calcáreas se refiere a éstas dentro de un contexto de condiciones palustres o como paleosuelos (GOUDIE, 1973, 1983; GARCIA DEL CURA, 1974; HAY y REEDER, 1978; WATTS, 1980; HAY y WIGGINS, 1980; FREYTET y PLAZIAT, 1982; MACHETTE, 1985; WRIGHT *et al.*, 1988; FREYTET y VERRECHIA, 1989; WRIGHT, 1989; ROSSINSKY y WANLESS, 1992). Sin embargo, en el caso de la Cuenca del Ebro, las costras descritas previamente están asociadas claramente a la precipitación y disolución de minerales evaporíticos, y el desarrollo de procesos edáficos relacionados con la presencia de una cobertera vegetal parece tener menor relevancia. En este sentido, ARRIBAS (1986) describe un tipo de calizas con laminación deformada y porosidad fenestral que corresponde a caliches o costras originados en medios palustres a partir de precipitación de carbonato (acrecimiento vertical y formación de sedimento carbonatado laminado) por evaporación (ascensión de fluidos) y concentración de las aguas freáticas en medio vadoso (corroborado por la presencia de cemento esparítico que tapiza los poros). La evaporación estaría asociada a la formación de minerales evaporíticos y la disolución de éstos sería responsable de la porosidad fenestral y de la alveolar encontrada en esa facies. El origen vadoso y los procesos descritos por esta autora son bastante coincidentes con el ambiente propuesto en este trabajo.

•• **Interpretación de las formas del sílex en las facies carbonatadas**

El sílex está presente en todas las facies carbonatadas, a excepción de las margas. Las diferentes formas de aparición en cada una de ellas se han expuesto anteriormente. De forma resumida, estas formas son:

- nódulos y láminas de sílex y morfologías en coliflor de yeso-sílex en las facies de calizas laminadas y calizas estromatolíticas. La facies de costras, por ser una facies diagenética formada a partir de estas dos, muestra también esas formas y, además, sílex rellenando grietas o afectando a todo un nivel .
- nódulos en las facies de calizas masivas y bioturbadas.

La formación de sílex es un rasgo frecuente de las áreas lacustres poco profundas, conocido ampliamente en la literatura geológica (THIRY, 1981; MOULINE, 1983; WELLS, 1983; BUSTILLO, 1984; ARRIBAS y BUSTILLO, 1985; SAEZ, 1987, etc.). Estos autores encuentran el sílex en relación con los términos finales de secuencias lacustres de "somerización" o con las etapas de mayor evaporación del lago.

MOULINE (1983) describe un tipo de génesis primaria de sílex contemporánea al depósito lacustre. Este autor considera que la silificación se produce después de una fase de depósito de materia orgánica y después de una retracción general de las áreas lacustres.

WELLS (1983) estima que la causa más importante de la precipitación inicial de sílice en el lago Flagstaff parece ser la concentración por evaporación antes de que se produzca la precipitación. Las variaciones locales del pH en el subsuelo determinarían el reemplazamiento de los sedimentos calcílicos y el crecimiento de los nódulos durante las primeras fases de enterramiento.

ARRIBAS y BUSTILLO (1985) proponen dos ambientes distintos: vadoso y diagenético temprano, bajo lámina de agua. En los dos se considera que existe una concentración en sílice superior a la normal, relacionada con una alta evaporación durante etapas áridas.

En el caso que ahora se analiza, los nódulos de sílex se producirían probablemente en ambiente vadoso, en relación con variaciones del nivel freático. La disolución del carbonato cálcico y la precipitación de la sílice están controladas por las variaciones del

pH que, en estos ambientes superficiales, estarían condicionadas por la descomposición de la materia orgánica y la actividad bacteriana (ARRIBAS y BUSTILLO, *op. cit.*).

BIRNBAUM y WIREMAN (1984) consideran que la descomposición de la materia orgánica en ambientes edáficos y acuáticos produce una pérdida del oxígeno disponible y origina compuestos de carbono que favorecen el crecimiento de bacterias (especies de Desulfovibrio), cuya actividad metabólica crea microambientes químicos en los cuales se facilitan algunas reacciones diagenéticas tempranas, como los procesos de formación de sílex.

La formación diagenética de sílex a menudo se relaciona con la presencia de sulfatos evaporíticos (ARBEY, 1980; NICKEL, 1982; CABRERA, 1983; BUSTILLO, 1984 y SAEZ, 1987). La reducción del sulfato, dando lugar a sulfhídrico, está condicionada por la actividad bacteriana y la materia orgánica en descomposición. Este proceso origina un descenso del pH, que causa la precipitación de la sílice disuelta en las aguas freáticas en los microambientes reductores creados en torno a las acumulaciones de materia orgánica.

KNAUTH (1979) y NICKEL (1982) consideran que la formación de sílex se produce en ambientes de mezcla de aguas con diferente salinidad (salinas y dulces), debido al bajo pH creado por la degradación de la materia orgánica. Esta situación explica también la transformación del yeso en sílex (NICKEL, 1982), que daría lugar a las formas intermedias de yeso-sílex. El bajo pH originado por la degradación de la materia orgánica causa la reducción preferente de SO_4^{2-} de los cristales de yeso. Los diferentes modelos de silicificación tienen en común que primero se requiere la existencia de sílice disuelta en exceso a pH relativamente alto, que es también el estadio de formación de yeso en salmueras altamente concentradas. La disolución de cristales de yeso y precipitación de la sílice se produce posteriormente, cuando baja el pH. Los parámetros críticos de estos procesos son las variaciones de alcalinidad y de salinidad y el contenido en materia orgánica. Como primera aproximación podría pensarse en un origen similar para los nódulos de yeso-sílex del área estudiada (reemplazamiento de nódulos de yeso previos por sílice). Las fluctuaciones de salinidad serían causadas por aportes de agua dulce a cuerpos de aguas subterráneas salinas en las llanuras aluviales distales o márgenes lacustres.

En cualquiera de estas teorías -ambiente vadoso en relación con variaciones del nivel freático, reducción de sulfatos o mezcla de aguas con diferente salinidad- la degradación de la materia orgánica es el factor que causa la precipitación de la sílice

debido al bajo pH creado en torno a esos microambientes reductores, especialmente bien desarrollados en el caso de las facies de calizas estromatolíticas o de algunas calizas laminadas. Dado el origen microbiano de estas facies, las láminas de sílex serían el reflejo de esas áreas con mayor concentración de materia orgánica. El estudio sedimentológico de estas facies, así como los datos isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$), apuntan hacia un ambiente lacustre somero, con aguas evaporadas de salinidad moderada, de manera que las formas del sílex presentes en esas facies estarían relacionadas, al menos en parte, con la disolución de minerales evaporíticos y/o las variaciones de salinidad y de alcalinidad.

En este sentido, el ambiente propuesto para las costras sería congruente con estos procesos, si bien éstos fueron más intensos y/o reiterados en la facies Cc.

En el caso de las facies de calizas masivas y bioturbadas, los estudios realizados indican que se formaron en áreas lacustres someras, con aguas más diluidas que en el caso de las facies Ce y Cl, por lo que la formación del sílex se produciría en ambiente vadoso, tal como sugieren ARRIBAS y BUSTILLO (1985).

3.2.2.2. Facies yesíferas

El estudio de estas facies no se ha realizado de forma muy detallada, pues se trata de facies monótonas sin variaciones texturales ni estructurales importantes, ya consideradas de manera exhaustiva en otras áreas de la Cuenca del Ebro por SALVANY (1989) y en parte del área de estudio por MANDADO (1987).

Las facies yesíferas están compuestas mayoritariamente por yeso de tipo alabastrino.

Dado que la textura es uno de los elementos de clasificación, las características texturales microscópicas se exponen al mismo tiempo que las macroscópicas. Así, en función de la textura y de la estructura del yeso se diferencian las siguientes facies:

- a) yeso nodular (facies Yn)
- b) yeso masivo (facies Ym)
- c) yeso laminado (facies Yl)
- d) yeso "acaramelado" (facies Yc)
- e) yeso lenticular (facies Ylen)
- f) yeso macrocristalino (facies Ymac)

a) Yeso nodular (Facies Yn)

Esta facies constituye el 90 ó 95% del total de las facies de yesos. En su mayoría se trata de yeso de color blanco, microcristalino, de tipo alabastrino, con textura masiva. En el microscopio consta de un mosaico de cristales generalmente anhedrales. A veces se reconocen restos del sedimento huésped (calcáreo) entre los cristales (figura 3.55).

En ocasiones, el yeso es sacaroideo, granular, que resulta de la transformación por alteración del yeso alabastrino.

El yeso nodular se dispone en niveles generalmente irregulares, alabeados o, con menor frecuencia, tabulares. Su potencia varía entre unos pocos centímetros (1 ó 2) y 1 ó 2 m. y su continuidad lateral puede ser hectométrica o kilométrica, aunque a veces se restringe a unos pocos metros, constituyendo capas lenticulares. En muchos casos, los niveles más potentes están compuestos por otros de morfología alabeada, lenticulares o tabulares (figura 3.56A, B y C).

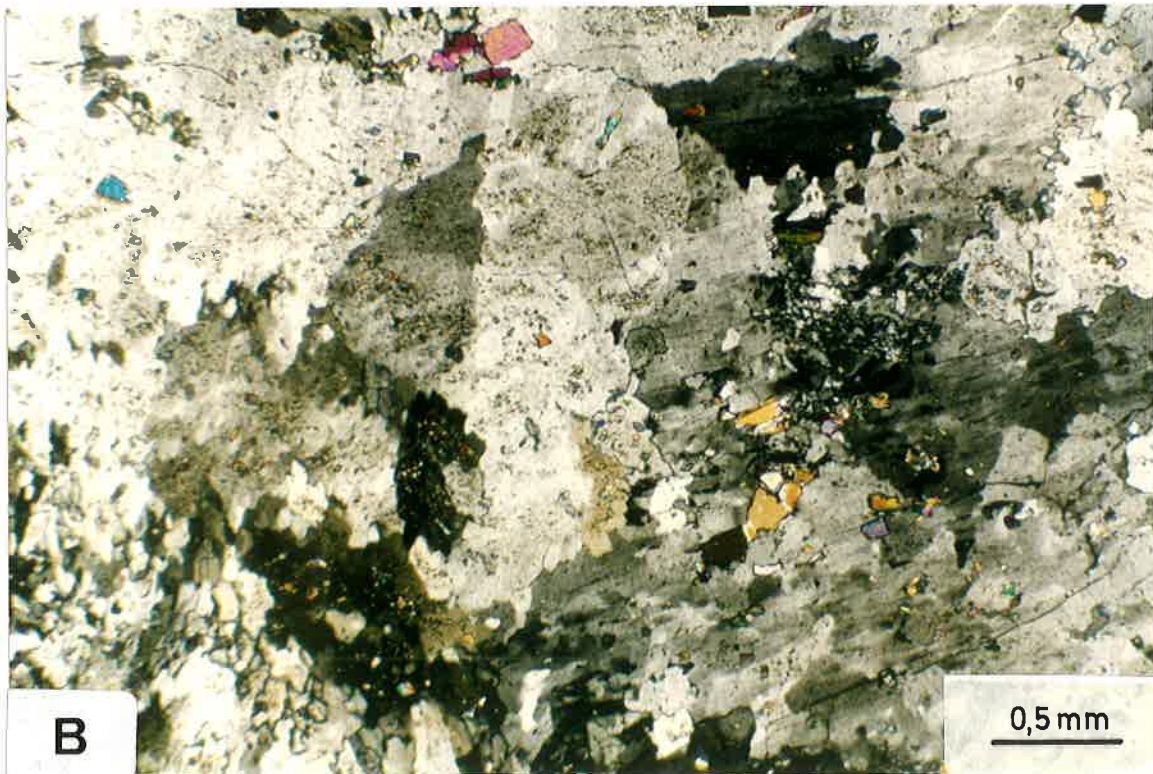


Figura 3.55.- Facies de yeso. A y B: Aspecto de la textura del yeso alabastrino en el microscopio óptico. En B existen restos del sedimento huésped calcáreo (zonas de tono marrón claro).

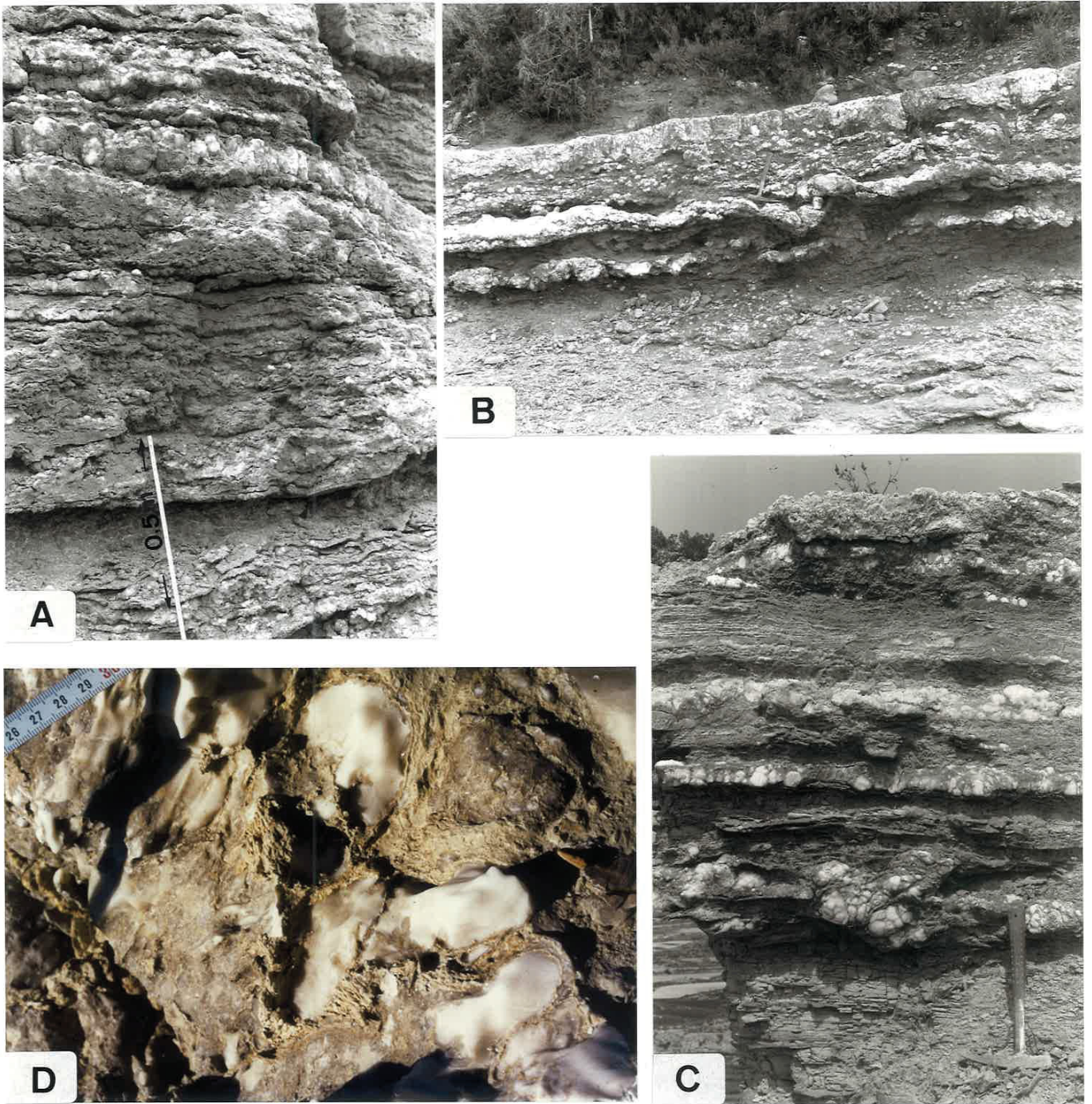


Figura 3.56.- Aspecto de campo de la facies Yn. A y B: Aspecto general (A, en Remolinos; B, en Farlete). C: Capas de yeso nodular alternando con yeso masivo, calizas margosas laminadas y areniscas con *ripples* (Barranco de Lasfachastis). D: Restos del sedimento huésped (caliza margosa laminada) en un nivel de yeso nodular

En la mayor parte de las ocasiones, el sedimento huésped que existe entre los nódulos o entre las capas de nódulos corresponde a calizas y calizas margosas de tonos amarillos y beige y con frecuencia laminadas (facies de calizas laminadas) (figura 3.56D). Otras veces, los nódulos se hallan dispersos entre margas o lutitas (grises, verdes y, más raramente, ocres y rojas), generalmente sin llegar a formar capas. Localmente se han encontrado nódulos dispersos dentro de calizas masivas y bioturbadas, a veces ocupando las cavidades de las trazas de las raíces.

La morfología de los nódulos suele ser esférica u ovalada, otras veces redondeada y aplastada, con el eje mayor paralelo a la estratificación. Según el tamaño de los nódulos se distingue entre: yeso micronodular (nódulos de hasta 1 ó 2 cm. de diámetro), nodular (de 1-2 cm. hasta 0,3 m. de diámetro) y meganodular (nódulos de más de 0,3 m. de diámetro, generalmente no superan 0,4-0,5 m.). Es común que los nódulos de mayor tamaño resulten de la coalescencia de otros más pequeños (figura 3.56C).

El micronodular suele formar estratos de espesor centimétrico, con menos asiduidad decimétrico; suele originar empaquetados densos, conocidos en la literatura como "chicken wive", "yeso en mosaico" o "yeso en turrón" (figura 3.57A y B); a menudo se encuentra junto con el nodular, bien alternando con niveles de este último, bien como micronódulos dispersos dentro de los niveles de yeso nodular. El yeso meganodular no suele constituir capas continuas, sino que los meganódulos se disponen dentro de niveles con nódulos de menor diámetro (figura 3.57C). No obstante, se ha reconocido la presencia de algunos niveles compuestos fundamentalmente por meganódulos.

En determinadas situaciones, las capas de 1 ó 2 cm. de espesor, normalmente integradas por micronódulos, alternan con láminas milimétricas o centimétricas de calizas, calizas margosas y/o margas, dando lugar a laminación paralela (figura 3.57C y D).

Localmente, el yeso nodular muestra desarrollo columnar, por lo general sin superar 4-5 cm. de altura y los nódulos tienen un diámetro de hasta 2-3 cm., en su mayoría elongados según las columnas. Este tipo de disposición del yeso nodular suele dar lugar a niveles tabulares, a veces suavemente ondulados, de 4-5 cm. de potencia, en los que se observa que el techo presenta una morfología irregular, ondulada, a diferencia de la base que suele ser plana. La matriz que se encuentra entre los nódulos y las columnas corresponde a calizas margosas beige (figura 3.58A).

Aunque no es un rasgo corriente, algunas capas de yeso nodular aparecen plegadas, de manera más o menos apretada, originando el yeso de aspecto enterolítico (figura 3.58B y C). Sí es común la deformación de los estratos carbonatados dentro de los cuales se desarrollan los nódulos (generalmente produciendo abombamientos o relieves positivos)(figura 3.56B).

Dentro de algunos niveles de yeso nodular existen nódulos de sílex o formas intermedias de yeso-sílex dispersos entre los nódulos de yeso (figura 3.58D, E y F). Tienen morfología esférica, ovalada o alargada y no superan los 10-15 cm. de diámetro, siendo más frecuentes los de 3-4 cm. Algunos de ellos recuerdan a pequeños racimos de coliflor (figura 3.58D).

En algunos afloramientos se han encontrado cristales tolva conservados como pseudomorfos en yeso alabastrino nodular o moldes de éstos en lutitas. Entre los micronódulos y nódulos (de hasta 3-4 cm. de diámetro) de yeso alabastrino que los constituyen, ocasionalmente, se preservan algunos de anhidrita. Estas tolvas llegan a alcanzar 0,2 m. de altura (aristas del cubo) y suelen situarse dentro de niveles lutíticos, alineados paralelamente a la estratificación, o entre yesos nodulares, de forma dispersa (figuras 3.59A, B, C y D).

Finalmente, otra forma de aparición del yeso nodular es como relleno de fisuras o grietas, oblicuas o perpendiculares a la estratificación, comúnmente desarrolladas dentro de lutitas y margas, que en muchos casos corresponden a grietas de desecación.

b) Yeso masivo (Facies Ym)

Es de color blanco. Tiene textura microcristalina, de tipo alabastrino o sacaroideo. Microscópicamente es idéntico al yeso nodular, dando texturas masivas, con cristales anhedrales.

Se presenta en niveles tabulares o, más raramente, lenticulares, de potencia centimétrica a decimétrica, sin estructuras internas perceptibles (figura 3.60).

Suele aparecer asociado a niveles de yeso nodular o micronodular y puede formar parte de laminación paralela u ondulada.



Figura 3.57.- Facies Yn. **A:** Yeso micronodular (1-2 cm) y nodular (>2cm) dentro de un huésped de caliza, constituyendo un empaquetado "en turrón". **B:** Detalle de los microneodulos. **C:** Meganódulos entre niveles de yeso nodular y micronodular, estos últimos alternando con calizas laminadas (Zuera). **D:** Detalle de la alternancia de yeso nodular y micronodular y de calizas laminadas; estructura deformada por el desarrollo de meganódulos (Zuera).



Figura 3.58.- **A:** Yeso nodular con desarrollo columnar (Remolinos). **B:** Yeso nodular enterolítico (Farlete). **C:** Detalle de un trozo de capa de yeso nodular plegada (Farlete). **D, E** y **F:** Formas del sílex asociadas a niveles de yeso nodular. En **C**, laminación sílex-caliza (posiblemente procedente de la facies Ce).



Figura 3.59.- A: Cristal tolva conservado en yeso nodular. B: Molde de cristal tolva en lutitas (Farlete). C: Cristales tolva alineados dentro de un nivel de lutitas con intercalaciones de areniscas. Sobre él, yesos laminados y nodulares. D: Detalle de la foto anterior. A, C y D, Remolinos.

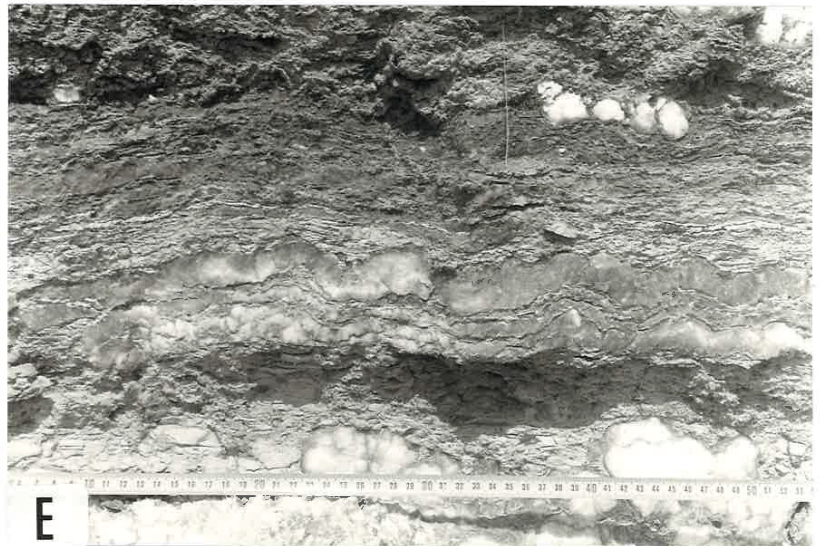
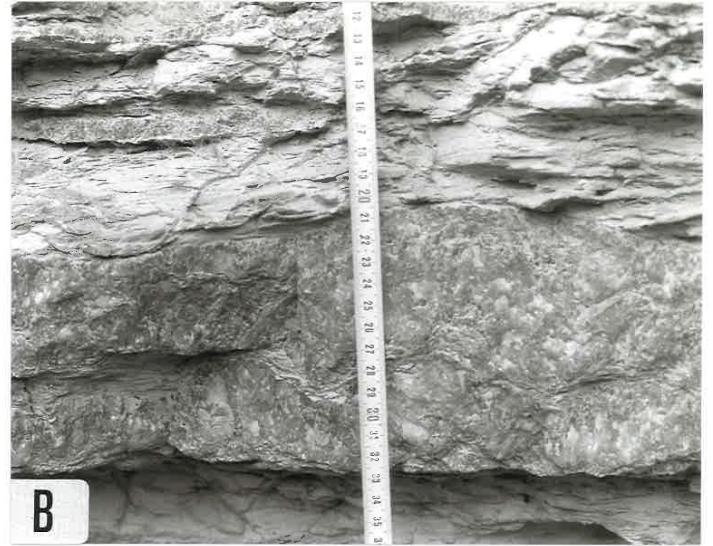


Figura 3.60.- **A:** Aspecto del yeso masivo. **B:** Detalle (Farlete). **C:** Yeso laminado. Aspecto general, asociado a las facies Yn e Ymac. **D:** Detalle (Remolinos). **E:** Alternancia de láminas de yeso y de caliza margosa dando lugar a laminación (ondulada en la base) (Barranco de Lasfachastis). **F:** Estratificación lenticular formada por lenticúlas de yeso sacaroideo dentro de lutitas marrones (perfil de San Jorge).

c) **Yeso laminado** (Facies Y1)

Está compuesta por yeso de color blanco, beige o, con menor frecuencia, marrón claro, microcristalino, de tipo alabastrino o sacaroideo; este último suele mostrar una textura granular formada por granos submilimétricos que resultan de la coalescencia de otros cristales, siempre anhedrales. En ocasiones, los granos contienen matriz lutítica entre ellos.

El yeso laminado se dispone en láminas o lentículas de espesor variable desde milimétrico hasta 1 ó 3 cm., que integran niveles tabulares o lenticulares de 5-10 cm. hasta 0,5 m. de potencia y de continuidad lateral de difícil precisión, pues las condiciones de afloramiento no suelen permitir su estimación por ser de reducidas dimensiones (figura 3.60C y D). Excepcionalmente puede alcanzar extensión kilométrica.

Las láminas pueden alternar con niveles milimétricos o de hasta 1 ó 2 cm. de calizas margosas (de la facies de calizas laminadas), con margas y/o con láminas milimétricas o centimétricas (1 ó 2 cm.) de yeso micronodular, masivo o fibroso. Estas alternancias pueden configurar una laminación paralela ("plano-paralela") o suavemente ondulada (figura 3.60E). Es frecuente que las láminas de yeso alberguen nódulos o micronódulos de yeso alabastrino, que originan la deformación de la laminación (figura 3.60D). El desarrollo de los micronódulos puede llegar a ser importante y algunas láminas están compuestas entonces por micronódulos de yeso alabastrino.

Las lentículas son simétricas, localmente asimétricas, y se suelen disponer alineadas de manera aislada dentro de otras litologías: lutitas, margas o calizas margosas, dando lugar a estratificación lenticular, aunque también pueden originar niveles continuos, que generalmente no superan 1 ó 2 cm. de espesor (figura 3.60F).

d) **Yeso "acaramelado"** (Facies Yc)

Representa una facies muy minoritaria dentro del conjunto de las facies yesíferas. Muestra tonalidades marrones o marrón-rojizas. Esta facies está compuesta por una textura muy fina de cristales aparentemente microlenticulares, aunque en las muestras estudiadas en el microscopio no conserva la morfología lenticular de los cristales, los cuales se disponen orientados perpendicularmente u oblicuamente a la estratificación constituyendo bandas suavemente onduladas (figura 3.61A). Entre éstas puede haber láminas o lentículas de espesor micrométrico a milimétrico de sedimento lutítico, que

generalmente contiene materia orgánica. Este tipo de yeso microlenticular de color marrón corresponde al que ORTI y SALVANY (1986a) y SALVANY (1989) denominan "yeso caramelo"

Este tipo de yeso se dispone en niveles laminares de 2-4 cm. hasta 15-20 cm. de espesor. Aunque generalmente tiene aspecto masivo, puede mostrar también laminación paralela u ondulada (figura 3.61B).

e) **Yeso lenticular** (Facies Ylen)

Esta facies está constituida por cristales lenticulares de yeso que en la mayoría de los casos no superan 1 ó 2 cm. de longitud, aunque localmente llegan a tener 3-4 cm. La mayor parte del yeso lenticular se conserva como pseudomorfos en yeso secundario (alabastrino).

La forma más común de aparición es como cristales o moldes vacíos individuales, dispersos en calizas y calizas margosas de tonos amarillos y beige, con menor asiduidad dentro de margas. Dentro de las calizas suelen disponerse agrupados en bandas de 2-3 cm. de espesor, paralelas a la estratificación (figura 3.19C), aunque muchas veces se reducen a unos pocos milímetros y se hallan en el techo de los estratos de forma dispersa. En otras ocasiones, mucho menos corrientes, los cristales lenticulares forman niveles propios, de espesor centimétrico, excepcionalmente 0,6 m., donde los cristales tienen una disposición anárquica (figura 3.62A, B, C y D), si bien ocasionalmente crecen en empalizada perpendicular u oblicuamente a la estratificación. Estos niveles suelen encontrarse asociados a capas de yeso laminado o nodular (generalmente micronodular). En los niveles más potentes se observa un aumento del tamaño de los cristales desde la base hacia el techo (figura 3.62A) y, en determinadas situaciones, los cristales de mayor tamaño pasan hacia techo a yeso nodular (figura 3.62C).

Aunque no son frecuentes también existen agregados de cristales lenticulares en roseta o esféricos de 4-5 cm. de diámetro, constituyendo niveles laminares o lenticulares de alrededor de 5-6 cm. Normalmente se localizan en la base de las facies de yeso laminado (figura 3.62D).

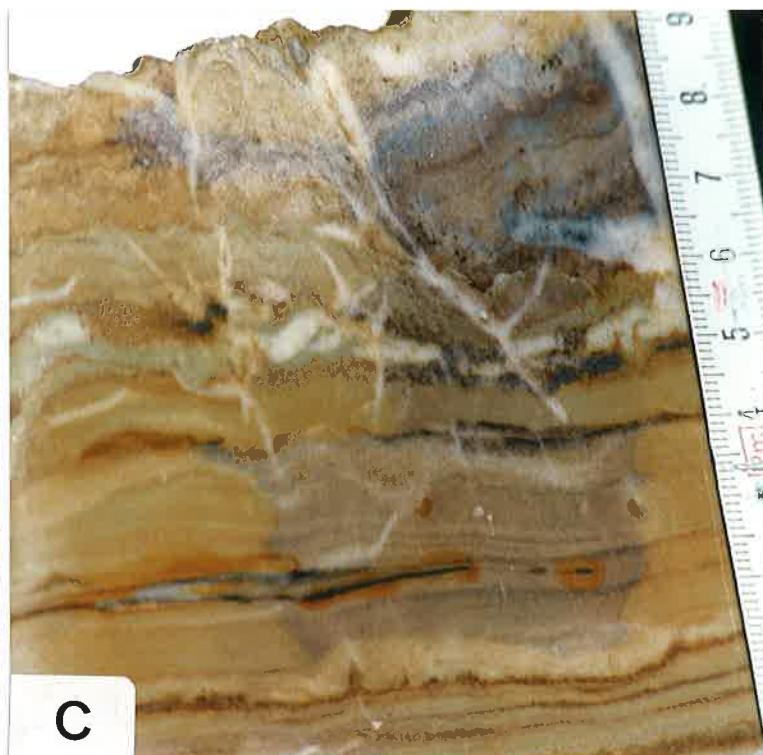
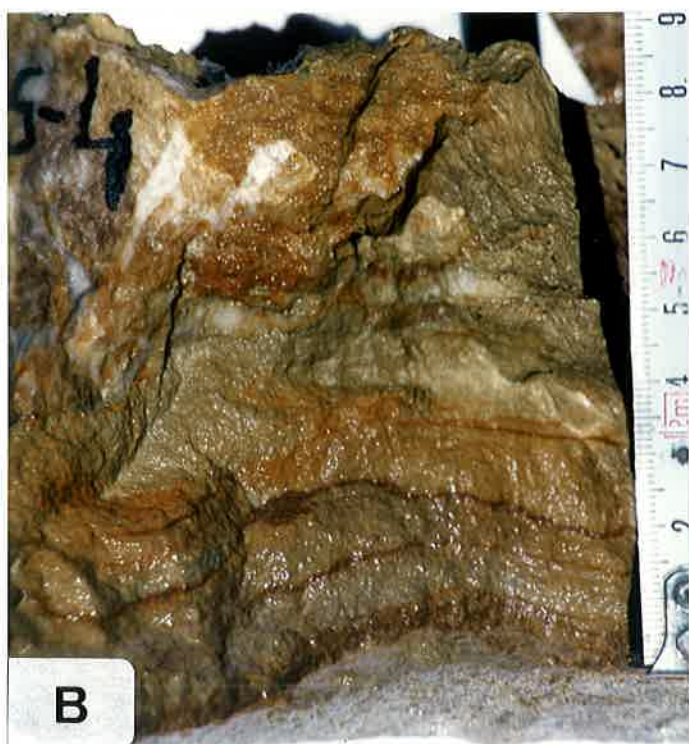
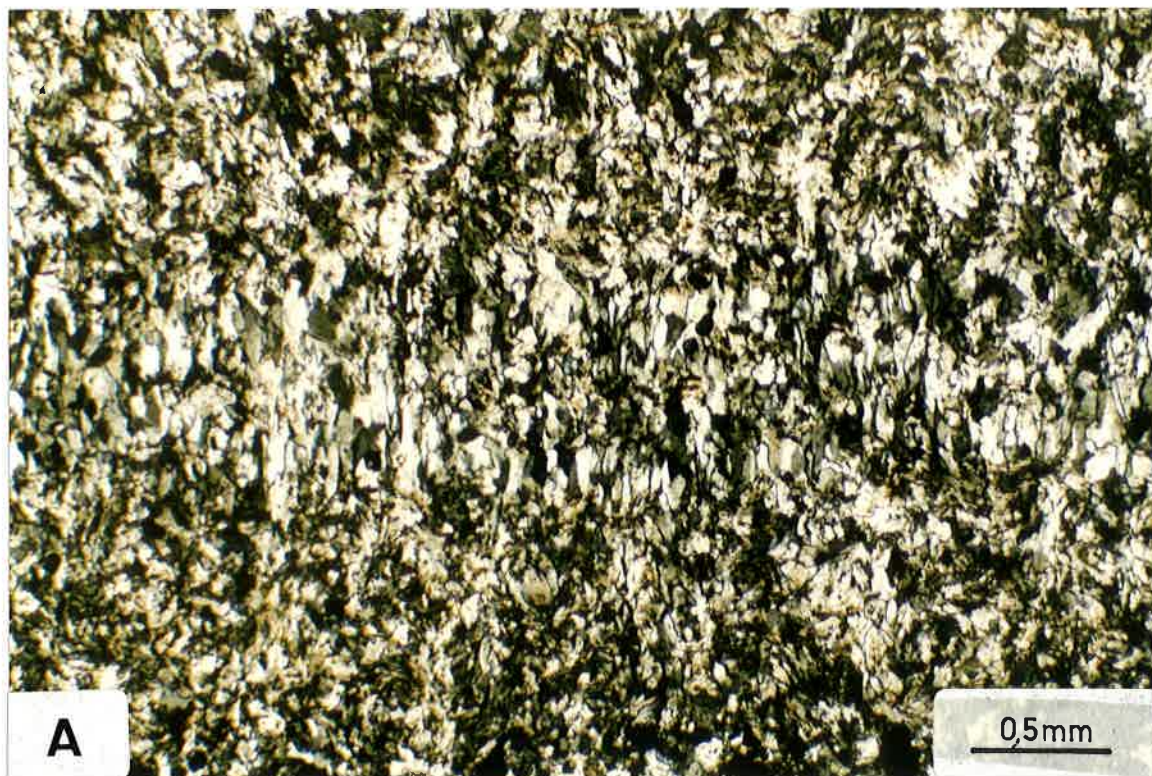


Figura 3.61.- A: Textura microscópica del yeso "acaramelado". B y C: Aspecto de la facies Yc, con laminación

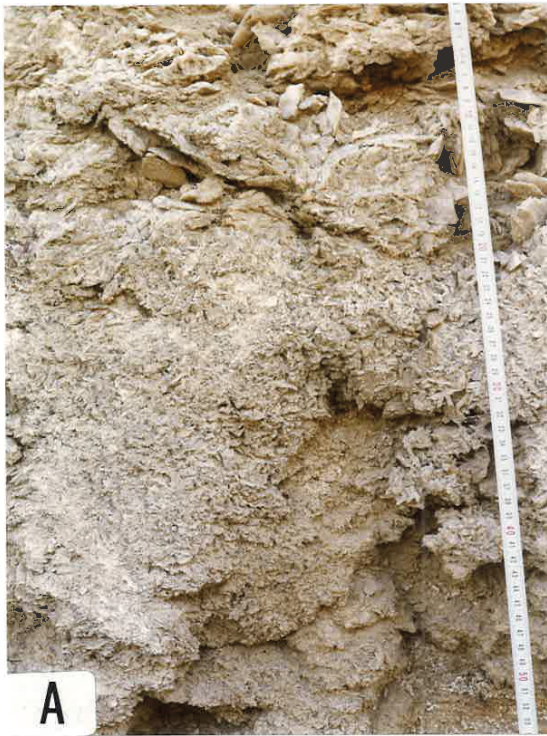


Figura 3.62.- Yeso lenticular. **A:** Con un aumento del tamaño de los cristales desde la base hacia el techo. **B:** Dentro de calizas margosas. **C:** Pasando hacia techo a yeso nodular. **D:** Detalle de los cristales lenticulares. **E:** Formando rosetas. A, C y D, Remolinos; B y E, Farlete.

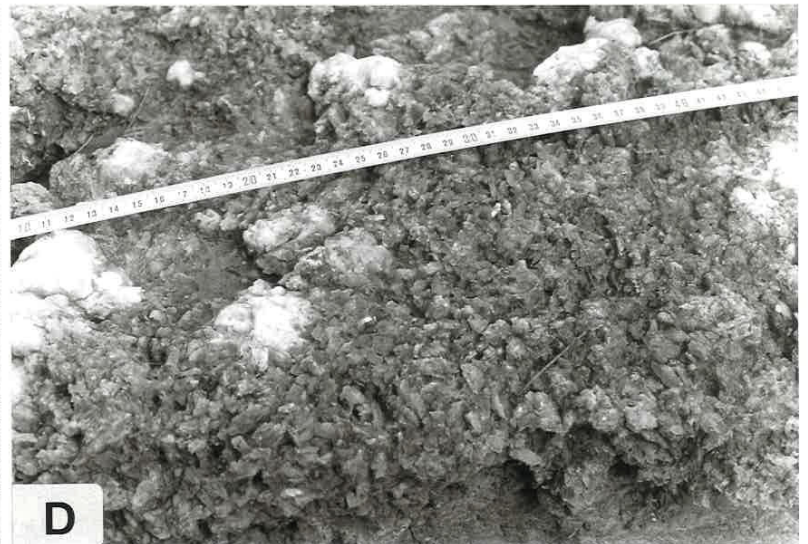


Figura 3.63.- Yeso macrocristalino. A y B: Detalle de cristales elongados (A, Farlete, B, Zuera). C y D: Facies Ymac asociada a Yn (C, Remolinos, D, Farlete).

f) **Yeso macrocristalino** (Facies Y_{mac})

Aun siendo una facies minoritaria dentro del conjunto de las facies yesíferas es, quizás, junto con los yesos laminados, la más frecuente a continuación de los yesos nodulares.

Consta de cristales grisáceos o azulados, translúcidos, de morfología elongada, generalmente anhedrales, o, con menos frecuencia, subhedrales, cuya longitud varía desde alrededor de 1 cm. hasta 15 cm. (figuras 3.63A y B). Aparecen en capas tabulares, masivas, de 0,1 a 0,5 m. de potencia, donde los cristales muestran una disposición desordenada. En algunas ocasiones, los macrocristales constituyen nódulos, generalmente asociados, dentro de la misma capa, a nódulos microcristalinos (alabastrinos).

La mayoría de las veces, los yesos macrocristalinos constituyen niveles masivos; pueden encontrarse en el techo de niveles nodulares o bien en la base de éstos (figuras 3.63C y D).

Por último, en la zona de estudio es relativamente frecuente la presencia de yeso fibroso. Es un tipo de yeso de color blanco formado por agregados fibrosos o aciculares que se disponen en empalizadas, perpendicular u oblicuamente a los niveles que integran. Suelen constituir niveles de espesor milimétrico o centimétrico y de escasa continuidad lateral. Generalmente se desarrollan a favor de planos de discontinuidad, paralelos u oblicuos a la estratificación, casi siempre dentro de sedimento lutítico o margoso, otras veces yesífero o calcáreo. En algunas ocasiones configura láminas milimétricas entre los yesos laminados.

Este tipo de yeso junto con algunas eflorescencias de otras mineralogías son formas relativamente recientes y no se considerarán en el apartado de sedimentología, aunque sí pueden aparecer reflejadas en los perfiles estratigráficos.

Interpretación

La mayor parte de los tipos de yesos previamente descritos son yesos secundarios.

El yeso nodular resulta de la precipitación de sulfato cálcico como finos cristales a partir de salmueras intersticiales concentradas por bombeo evaporítico. Inicialmente la precipitación se produjo en forma de anhidrita nodular, actualmente transformada en

yeso, aunque no siempre está claro si la anhidrita tuvo un origen primario o si se desarrolló a partir de depósitos yesíferos previos (SALVANY, 1989).

En cualquier caso, la presencia de nódulos de anhidrita junto con los de yeso (como sucede en algunos cristales tolva compuestos por nódulos de sulfato) corrobora la existencia de un antecesor de anhidrita.

El yeso nodular con estructura columnar debe ser consecuencia del crecimiento competitivo de los nódulos en sentido vertical dentro de un mismo nivel. Esta es la interpretación propuesta por SALVANY (1989) para explicar la formación de "yeso nodular de elongación vertical" en la Formación Lerín.

El sedimento encajante o huésped en el que se produjo el desarrollo de nódulos fue sedimento carbonatado, lutítico, margoso o yesífero. Este proceso se atribuye a etapas diagenéticas muy tempranas y tendría lugar en las orlas marginales de lagos de cierta entidad o en la totalidad de pequeños lagos evaporíticos de baja salinidad.

Los pseudomorfos de tolvas de halita en yeso nodular (entre el que se encuentran algunos nódulos de anhidrita) resultan del crecimiento inicial de cristales de halita por desplazamiento dentro del sedimento encajante (lutitas, calizas o yeso), durante etapas diagenéticas tempranas. Su transformación a anhidrita o yeso se efectuaría posteriormente, y posiblemente esta transformación incluye varios pasos de anhidrita a yeso y viceversa, hasta el estado actual. Dado el contexto evaporítico en el que se encuentran estos pseudomorfos se considera que las tolvas se generaron por ascenso de fluidos saturados (bombeo evaporítico). HANDFORD y MOORE (1976) y GORNITZ y SCHREIBER (1981) postulan este origen a partir de aguas ascendentes por bombeo evaporítico. MANDADO y TENA (1980) realizaron un estudio sobre el posible origen de los cristales tolva de halita (conservados como moldes y pseudomorfos en yeso) existentes en el área de Remolinos (Zaragoza). Interpretan su formación debida a flujos ascendentes de aguas saturadas y escasa competencia de los materiales encajantes cuando aquéllos se formaron, durante etapas diagenéticas tempranas.

Las formas del sílex provienen de la precipitación de la sílice a favor de la disolución de sulfato cálcico, al cual reemplazan, proceso que requiere un exceso de sílice disuelta en el medio. Las variaciones de pH y de salinidad son parámetros críticos en este proceso (ver apartado sobre las formas del sílex en las facies carbonatadas).

Los meganódulos de yeso se formarían en etapas diagenéticas posteriores, ya en los primeros estadios de litificación y enterramiento del sedimento, debido a la circulación de aguas subterráneas saturadas en sulfato cálcico (SALVANY, 1989).

El yeso laminado se interpreta como yeso precipitado bajo lámina de agua en forma de cristales muy finos que se depositan en el fondo del lago. Actualmente este yeso se encuentra transformado en yeso secundario (alabastrino o sacoroideo). El desarrollo de laminación (yeso-yeso, yeso-caliza o yeso-marga) supone la existencia de etapas de dilución del cuerpo de agua debidas a ascensos del nivel freático y/o aportes detríticos.

Los cristales de yeso primario, en algunos casos, pudieron ser atrapados por tapices microbianos, dando lugar a unas láminas más o menos onduladas (yesos con estructura laminar algal, MANDADO, 1987), mientras que la aparición de estructuras como *ripples* o estratificación lenticular sugiere que el fondo del lago estuvo afectado por corrientes, mayoritariamente de oleaje.

El hecho de que algunas láminas contengan nódulos o micronódulos que deforman la laminación implica que su crecimiento fue diagenético temprano. Es posible que las láminas compuestas por micronódulos fuesen originalmente yeso cristalino formado bajo lámina de agua.

El yeso "caramelo" o "acaramelado" se formó a partir de la precipitación de sulfato cálcico en forma de finos cristales en la interfase agua-sedimento de una laguna evaporítica somera (ORTI *et al.*, 1986; ORTI y SALVANY, 1986a).

La textura original de este yeso ha sufrido transformaciones posteriores, pues en pocos casos se conserva la morfología lenticular de los cristales. Las bandas paralelas de cristales orientados serían indicativas de las diferentes etapas de crecimiento de los mismos.

Las intercalaciones de láminas o lentículas lutíticas suponen interrupciones en las etapas evaporíticas debidas a momentos de mayor dilución del cuerpo de agua, como consecuencia de la afluencia de aportes.

Un origen similar al del yeso "acaramelado" podría pensarse para el yeso microcristalino (alabastrino) masivo, aunque no se conserve la textura inicial.

Los cristales y moldes de cristales lenticulares de yeso que se encuentran dentro de depósitos carbonatados se interpretan como el resultado del crecimiento intersticial del yeso en el sedimento encajante.

Los pseudomorfos de yeso lenticular que constituyen capas se indentifican con la precipitación bajo lámina de agua de cristales de yeso en el fondo lacustre y representan etapas de mayor concentración del cuerpo de agua.

Finalmente, el yeso macrocristalino es otra forma de yeso secundario. Su asociación frecuente al yeso nodular y la morfología nodular que posee en ocasiones hace pensar que proviene del reemplazamiento del yeso nodular y, quizás, también de otros tipos microcristalinos, aunque en mucha menor proporción.

3.2.2.3. Facies terrígenas

Agrupan a los depósitos detríticos de grano fino (lutitas y areniscas) que aparecen asociados a facies lacustres carbonatadas o yesíferas. Comprenden tanto depósitos de áreas lacustres propiamente dichas (originados bajo lámina de agua), como depósitos de áreas adyacentes (llanuras lutíticas).

Se han establecido las siguientes facies:

- a) Lutitas rojas y marrones
- b) Lutitas grises y verdes
- c) Areniscas grises y marrones
 - en cuerpos laminares
 - en cuerpos lenticulares (canaliformes)

a) Lutitas rojas y marrones

Presentan una amplia gama de tonalidades de los colores rojo, naranja, marrón y ocre. Desde el punto de vista mineralógico consisten en illita y clorita principalmente, en menores proporciones (10%) contienen esmectitas. El cuarzo puede constituir hasta el 40% del total. En pequeñas cantidades incluyen feldespato potásico y plagioclasas (2-5%) y calcita (2-5%).

Se disponen en niveles tabulares de potencia variable entre 1 ó 2 cm. y 10-15 m. (figura 3.64A). Pueden ser masivas, o laminadas (facies Lm o Lh, respectivamente). En las muestras estudiadas no se encontró contenido fósil.

Las lutitas masivas suelen mostrar decoloraciones grises o verdosas, a veces con forma redondeada o elongada (ocasionalmente cilíndrica, perpendicular u oblicua a la estratificación), aunque generalmente el trazado de estas áreas es muy irregular. Se

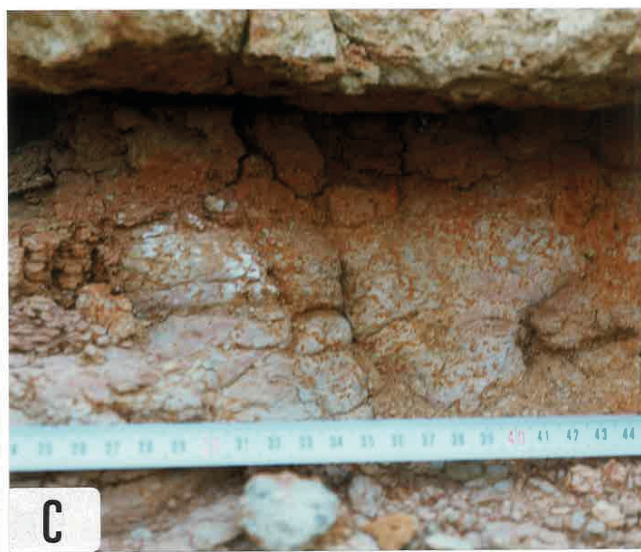


Figura 3.64.- Facies de lutitas. A: Aspecto general de lutitas rojas y grises asociadas a las facies Cm y Cb (Montes de Castejón, vertiente Norte). B y C: Bioturbación vertical y "marmorización" incipiente (Pallaruelo de Monegros). D: Lutitas marrones y marrón rojizas laminadas (La Almolda). E: Lentículas de arenisca y yeso dentro de lutitas marrones (perfil de San Jorge).

atribuyen a bioturbación debida a raíces y su grado de intensidad oscila de débil a intenso (figura 3.64B).

En otras ocasiones, las decoloraciones son de tonos muy variados (rosas, amarillos, naranjas, blancos, grises, verdes, ...) y confieren a las lutitas un aspecto moteado versicolor, si bien corrientemente no se asocian más de dos o tres colores. Se asignan a "marmorización" (figura 3.64B y C). Normalmente no alcanzan gran profusión y las zonas "marmorizadas" se limitan a finos niveles o pequeñas áreas dentro de paquetes más potentes, en los que, además, es frecuente encontrar bioturbación.

Algunos niveles lutíticos contienen nódulos de yeso alabastrino dispersos, de diámetro centimétrico o con menos asiduidad decimétrico.

Muy localmente incluyen nódulos carbonatados (blancos) o ferruginosos (rojizos, marrones u ocres) de diámetro milimétrico o centimétrico (no suelen superar 2-3 cm.).

Las lutitas laminadas representan una subfacies minoritaria respecto a la de lutitas masivas. Los niveles en los que aparecen no suelen superar 0,5-3 m. de espesor. Poseen laminación paralela milimétrica o centimétrica debida a la diferente tonalidad de las láminas y/o a la inclusión de finas intercalaciones de arena o arenisca fina (figura 3.64D). En ocasiones muestran estratificación lenticular dada por la presencia de lentículas de arena o de yeso microcristalino (alabastrino o sacaroideo), a veces reconocibles como *ripples* simétricos (figuras 3.60F y 3.64E).

En cualquier caso, masivas o laminadas, algunas lutitas contienen intervalos milimétricos o de 1 ó 2 cm. de espesor, de color gris oscuro o marrón-grisáceo, que constan fundamentalmente de fragmentos vegetales carbonosos y restos de gasterópodos; ocasionalmente incluyen trozos milimétricos o centimétricos de huesos.

Interpretación

La facies de lutitas rojas y marrones representa la sedimentación por procesos de decantación en áreas adyacentes a los lagos propiamente dichos, que corresponden a llanuras lutíticas, frecuentemente sometidas a procesos de oxidación.

La presencia de laminación paralela indica la influencia de flujos acuosos laminares muy someros y de escasa energía y marca los sucesivos estadios de depósito (secuencias de primer orden).

La estratificación lenticular sugiere la existencia de una lámina de agua más o menos permanente, en relación con etapas de expansión lacustre con aporte de terrígenos (*ripples* de arena) o en relación con períodos de dilución de lagos salinos donde, en los períodos de mayor evaporación, tendría lugar la formación de *ripples* de yeso.

El hecho de que en muchos casos no se conserve la laminación debe atribuirse a la actividad bioturbadora que ejercen los organismos (esencialmente vegetales, macrofitas).

En estas llanuras lutíticas o playas, las oscilaciones del nivel freático originarían la migración y acumulación diferencial del Fe contenido en el sedimento y darían lugar a "marmorización", e incluso a la concentración de éste en pequeños nódulos, posiblemente en relación con períodos prolongados de exposición subaérea.

Los nódulos de carbonato podrían formarse también durante las oscilaciones del nivel freático por redistribución del carbonato. Normalmente, estos nódulos aparecen en lutitas con trazas de bioturbación por raíces, por lo que es posible que la actividad de éstas contribuyese a la concentración del carbonato en su entorno. Dentro de este contexto, otra posibilidad para explicar la precipitación del carbonato es la que apunta la existencia de materia orgánica en descomposición y el aumento local del pH, acompañado de una intensa actividad bacteriana (MÜLLER, 1967; CHILINGAR *et al.*, 1967).

El desarrollo de nódulos de yeso implica la precipitación de sulfato a partir de fluidos intersticiales altamente concentrados por procesos de bombeo evaporítico, e indican etapas de evaporación intensa en relación con exposición subaérea del sedimento.

b) Lutitas grises y verdes

Desde el punto de vista mineralógico constan de minerales de la arcilla (fundamentalmente illita y clorita y, en menor proporción, esmectitas), cuarzo (hasta un 40%) y pequeñas cantidades de feldespato potásico y plagioclasas (2-5%), así como indicios de calcita (2-5%).

Constituyen niveles tabulares cuya potencia varía entre 2-3 cm. y 8-10 m. (figura 3.64A) Su extensión lateral suele ser kilométrica. Pueden contener restos fósiles como gasterópodos, caráceas y ostrácodos, así como fragmentos vegetales carbonosos de talla milimétrica o de pocos centímetros. Estos últimos aparecen dispersos o alineados en finas láminas. Esporádicamente muestran restos de vertebrados. Atendiendo a las estructuras, las lutitas pueden ser masivas o laminadas (facies Lm o Lh, respectivamente).

Las lutitas masivas suelen incluir trazas de bioturbación de raíces de poca entidad. En ocasiones, también muestran nódulos de yeso dispersos, de diámetro centimétrico, con menor frecuencia decimétrico.

Las lutitas laminadas exhiben laminación paralela milimétrica o centimétrica debida a cambios de tonalidad o a la presencia de finas intercalaciones (milimétricas) de arenisca o arena fina en forma de láminas. Estas intercalaciones pueden ser también lentículas y configuran entonces una estratificación lenticular. Cuando la laminación está presente, la bioturbación suele estar ausente o ser muy débil.

Interpretación

Las lutitas de color gris o verde representan la sedimentación por procesos de decantación en llanuras lutíticas inmediatas a los lagos o en márgenes lacustres, donde la sedimentación tiene lugar bajo una lámina de agua relativamente estable, que preserva de la oxidación. El color oscuro y el contenido en materia orgánica sugieren la existencia de condiciones reductoras, a veces intensas, posiblemente en relación con la actividad de bacterias anaerobias reductoras (probablemente sulforeductoras).

La conservación de la laminación implica una acción bioturbadora prácticamente nula. Las láminas marcan los sucesivos episodios de entrada de aportes terrígenos y su decantación (secuencias de primer orden). Se trataría de flujos laminares de escasa energía. Las intercalaciones arenosas suponen la presencia de corrientes tractivas capaces de transportar arena, que puede ser distribuida en forma de *ripples* si el fondo está agitado por oleaje o corrientes unidireccionales.

Cuando la sedimentación se produce en llanuras lutíticas subaéreas, también es posible la formación de *ripples* por expansión del lago en las etapas de aportes.

Los nódulos de yeso se producirían durante momentos de intensa evaporación, cuando desciende el nivel freático y las aguas intersticiales ascienden por capilaridad, lo cual supone la existencia de etapas de exposición subaérea si se trata de depósitos lacustres.

c) **Areniscas grises y marrones**

Muestran tonos grises, marrones, naranjas, verdes o gris-verdosos.

Desde el punto de vista mineralógico consisten en cuarzo (40-70%), minerales de la arcilla (20-40%), principalmente illita, clorita y esmectitas y, en menor proporción, feldespato potásico (2-6%) y calcita (5-10%, excepcionalmente hasta 35%).

Se trata de areniscas o arenas fundamentalmente de cuarzo, aunque también pueden contener bajas proporciones de granos carbonatados. El tamaño de grano oscila desde muy fino a medio, con menor frecuencia grueso. El cemento, cuando existe, es carbonatado o yesífero.

En función de la geometría externa de los depósitos se diferencian las facies:

- Areniscas en cuerpos laminares.
- Areniscas en cuerpos lenticulares o canaliformes.

• **Areniscas en cuerpos laminares**

Tienen una potencia comprendida entre 5-10 cm. y 1 m., excepcionalmente 3 m., y su continuidad lateral puede llegar a ser kilométrica.

En general, estos cuerpos suelen estar constituidos por un solo nivel, aunque en algunas ocasiones resultan de la superposición de varios, también tabulares y rara vez lenticulares (figura 3.65A y B). Las bases y los techos de los cuerpos tabulares son horizontales; en algunos casos las bases muestran irregularidades de detalle: pequeñas acanaladuras, huellas de carga (*load casts*),... (figura 3.65C).

Desde el punto de vista granulométrico, estos cuerpos muestran una evolución vertical granodecreciente, granocreciente o son homogéneos.

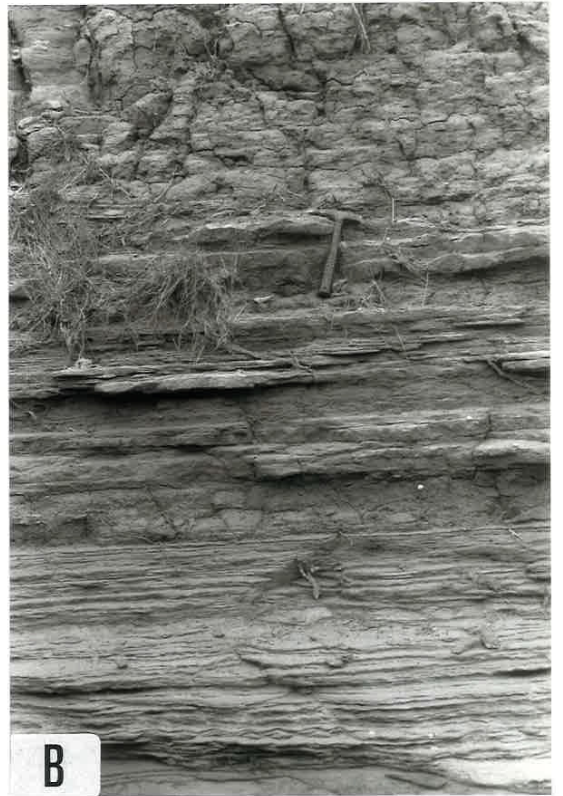
Atendiendo a las estructuras sedimentarias internas se distinguen:

- * areniscas masivas (facies Am).
- * areniscas con laminación paralela u horizontal (facies Ah) (figura 3.65B y D).
- * areniscas con laminación de bajo ángulo (facies Ab) (figura 3.65D).
- * areniscas con laminación cruzada o con *ripples* (facies Ar) (figuras 3.65B, E y F). Los *ripples* pueden ser simétricos o asimétricos, de crestas ligeramente sinuosas o rectas; estas últimas a veces están truncadas. También pueden existir *ripples* de interferencia.

La laminación cruzada aparece como festones o como *sets* tabulares o cuneiformes y, en ocasiones, corresponde a *climbing ripples*.



A



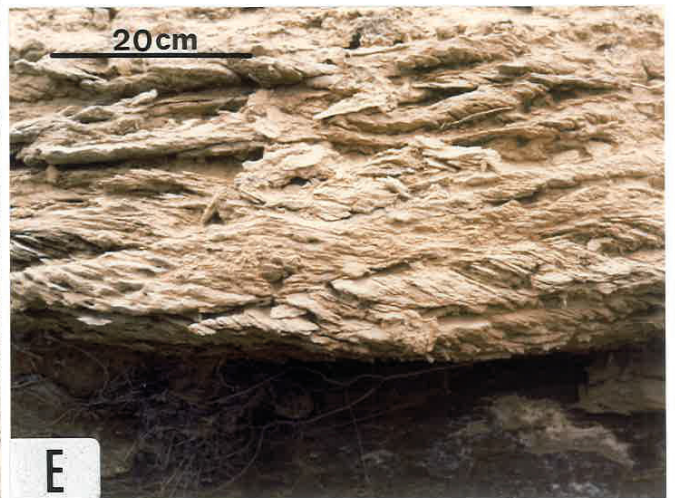
B



C



D



E



F

Figura 3.65.- Facies de areniscas tabulares. A: Depósitos tabulares alternando con lutitas grises y en el techo facies Cm (cercañas de Sierra de Luna). B: Detalle de la anterior. C: Huellas de carga; en el techo, laminación cruzada (cercañas de Leciñena). D: Facies Ah y Ab sobre facies As (Castillo de Sora). E: Laminación cruzada. F: *Ripples* simétricos (La Atalayeta).

También se ha reconocido la presencia de niveles con estratificación *flaser* o *wavy* (lentículas lutíticas, margosas o, más raramente, de calizas margosas).

* areniscas con estratificación cruzada en surco (facies As). Son muy poco frecuentes. Se trata de *sets* centimétricos o decimétricos, generalmente aislados dentro de los cuerpos tabulares (figura 3.65D).

* areniscas con estratificación convolucionada (facies Ac). Normalmente aparece en la parte inferior de los estratos, sin llegar a afectarles en su totalidad.

En algunos depósitos laminares existen decoloraciones grises o verdosas que parecen reflejar las trazas de raíces, si bien no siempre es fácil su identificación, pues en algunas areniscas de grano fino también podría tratarse de "marmorización". En otras ocasiones, el techo de algunos niveles adquiere un tono gris-azulado causado por la remoción debida a bioturbación (generalmente trazas horizontales). La base de ciertos estratos de areniscas conserva los moldes de trazas de bioturbación horizontal.

En determinados niveles se observa la presencia de nódulos de yeso dispersos, de diámetro centimétrico.

Interpretación

Los cuerpos tabulares de areniscas o arenas representan el depósito a partir de flujos laminares de distinta intensidad bien en las llanuras adyacentes a un lago, bien dentro del cuerpo de agua lacustre. La única forma de discernir su origen es el estudio de las relaciones entre las diferentes facies arenosas presentes y de otras facies asociadas.

En la literatura sobre medios fluviales son ampliamente conocidas las facies previamente descritas (MIALL, 1978; RUST, 1978), por lo que no se hará hincapié en su significado e interpretación.

Las areniscas con laminación paralela indican la actuación de flujos poco energéticos, aunque también puede tratarse de alto régimen; en este último caso suele ir asociada a laminación de bajo ángulo.

Las areniscas con laminación cruzada o con *ripples* implican la presencia de corrientes tractivas débiles, en ocasiones con alta tasa de sedimentación (*ripples* escalantes). Los *ripples* de interferencia suponen la acción de dos direcciones de oleaje; el mejor desarrollo de las crestas en una dirección refleja la existencia de una corriente dominante y otras más débil o menos persistente.

Sedimentología

La estratificación cruzada en surco se originaría por corrientes más competentes capaces de crear formas de fondo de mayor escala que las de los *ripples*.

La convolución implica un depósito rápido y un posterior escape de fluidos cuando el sustrato estaba aún sin consolidar.

Las areniscas masivas resultarían del depósito continuo de sedimento por flujos de baja competencia de transporte. También es posible que la bioturbación de organismos haya enmascarado las posibles estructuras existentes.

En cualquiera de estos casos, la evolución granulométrica presente refleja las variaciones de la energía del flujo en un punto dado.

Aquellos depósitos que presentan una evolución granulométrica granocreciente o granodecreciente, normalmente acompañada por una sucesión vertical de estructuras determinada, son típicos de subambientes lacustres específicos. En algunos afloramientos se ha observado el paso lateral de areniscas laminadas a calizas laminadas, indicando que aquéllas son lacustres. En otras ocasiones las areniscas se disponen en la base de secuencias de tercer orden formadas por la facies C1 (véase el capítulo de Asociaciones de facies lacustres).

La aparición de bioturbación sugiere la colonización del sustrato por organismos (animales o vegetales) durante momentos de "calma" o de sedimentación arenosa débil o nula.

En algunos depósitos estas decoloraciones debidas a bioturbación aparecen junto con otras de aspecto moteado versicolor que se atribuyen a las oscilaciones del nivel freático y que dan lugar a "marmorización".

El cemento de yeso en areniscas es propio de contexto árido. Puede aparecer desde el pie de los abanicos, especialmente cuando existe déficit de CO_3H^- frente a $\text{Ca}+\text{Mg}$ en las aguas que llegan a la cuenca y la producción de $\text{CO}_3=$ es escasa (HARDIE *et al.*, 1978). Esta situación está favorecida cuando la fuente de solutos es una formación evaporítica anterior, como en el caso estudiado.

Además, estas condiciones evaporíticas podrían llevar al desarrollo de nódulos de yeso por procesos de bombeo evaporítico durante etapas de descenso del nivel freático, e implican la existencia de períodos de exposición subaérea cuando se producen en areniscas lacustres. Localmente, estos nódulos pueden ser importantes y su desarrollo afecta a todo un nivel o cuerpo arenoso.

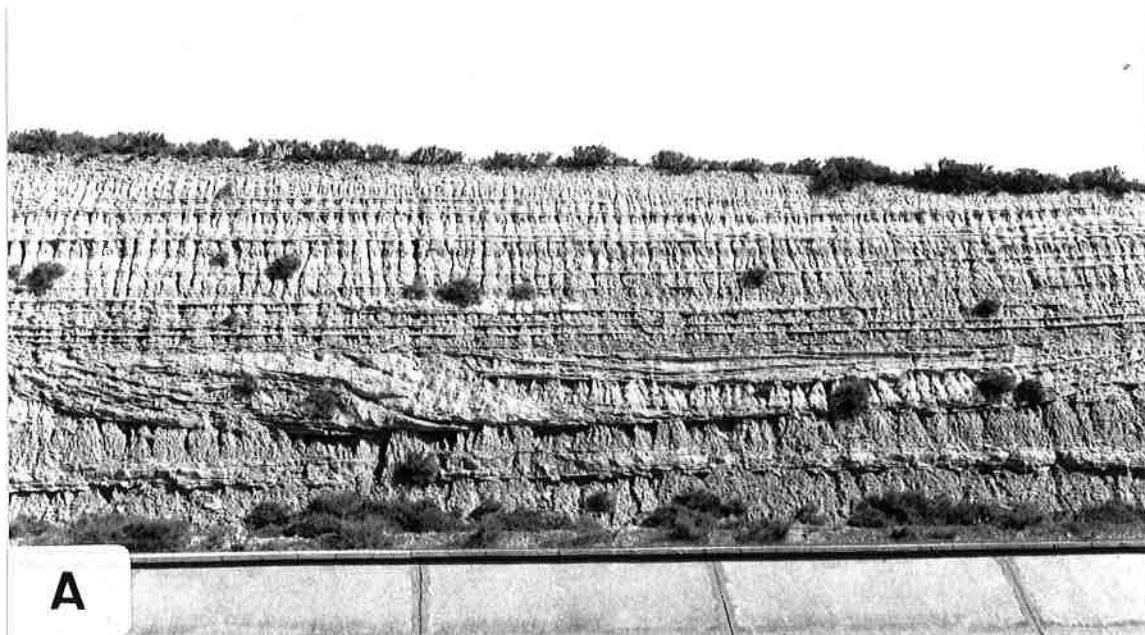


Figura 3.66.- **A:** Depósito lenticular dentro de una alternancia de lutitas y areniscas tabulares con intercalaciones de calizas (Cb). Relleno mediante acrecimiento lateral y vertical. **B:** Nódulo de yeso en la base de la facies As de un nivel lenticular con cemento de yeso. Cercanías de Tardienta.

• Areniscas en cuerpos lenticulares o canaliformes.

Los cuerpos lenticulares tienen una potencia variable entre 0,2-0,3 m. y 2 m. y su extensión lateral puede superar la escala decamétrica, aunque son más corrientes los de anchura métrica.

Normalmente se trata de cuerpos con base cóncava y techo plano. En ocasiones son fuertemente erosivos sobre facies infrayacentes (lutitas, calizas o yesos)(figura 3.66A).

Desde el punto de vista granulométrico pueden ser granodecrecientes u homogéneas. Algunos depósitos contienen clastos lutíticos, esporádicamente yesíferos, milimétricos o centimétricos, acumulados en la base o alineados paralelamente a la estructura interna que presentan.

Según las estructuras sedimentarias internas se reconocen:

* areniscas masivas (facies Am)

* areniscas con estratificación cruzada en surco (facies As). Corrientemente se aprecia como *sets* decimétricos, con menos asiduidad métricos, agrupados o aislados. Otras veces, menos corrientes, se trata de depósitos de acrecimiento lateral (figura 3.66A).

* areniscas con *ripples* (facies Ar). Se trata de *ripples* simétricos o asimétricos que se disponen en el techo de los cuerpos lenticulares. No son muy frecuentes.

* areniscas con laminación paralela (facies Ah) o de bajo ángulo (facies Ab). En raras ocasiones los depósitos muestran estas estructuras.

El techo de algunos depósitos lenticulares muestra bioturbación (trazas horizontales) y otras veces dentro del mismo existen trazas verticales o decoloraciones gris-verdosas.

Aunque no es un rasgo frecuente, algunas areniscas incluyen nódulos de yeso dispersos, de diámetro centimétrico (figura 3.66B).

Interpretación

Los cuerpos lenticulares de areniscas son el resultado del depósito de flujos confinados, en amplios canales con base laxa o en canales de cauces más incididos.

En general, estos cauces parece que tuvieron un trazado rectilíneo o poco sinuoso, pues su relleno suele obedecer a procesos de acrecimiento vertical.

Tanto el granodecrecimiento como la aparición de estructuras de bajo régimen de flujo en el techo de algunos cuerpos lenticulares (laminación paralela, *ripples*) evidencian la pérdida progresiva de energía a lo largo del depósito.

En la mayor parte de los casos se trata de cauces fluviales desarrollados en las llanuras lutíticas que bordean a las áreas lacustres, aunque en otros casos el depósito se produjo en canales que erosionan fuertemente sedimentos carbonatados lacustres. Este hecho implica un descenso del nivel del lago, que determina la incisión, y su posterior ascenso gradual, que condiciona la fase de relleno por acrecimiento vertical, mediante un depósito de energía decreciente. La presencia de *ripples* de oscilación hacia techo del depósito evidencia una remodelación final por oleaje cuando el lago recupera su nivel inicial.

De manera similar a lo que se decía para los cuerpos tabulares, el cemento yesífero implica un contexto árido. El contenido en solutos de las aguas estaría favorecido por la disolución de formaciones evaporíticas previas. Asimismo, dentro de este contexto, los nódulos de yeso se originarían por ascenso de fluidos altamente concentrados por bombeo evaporítico.

3.2.3. Asociaciones de facies: secuencias

Una vez descritas e interpretadas las facies lacustres, el paso siguiente en el análisis sedimentológico lo constituye el establecimiento de asociaciones de facies o secuencias. Estas secuencias recogen las ordenaciones verticales de facies que se han reconocido a través de los estudios estratigráficos; corresponden a secuencias de tercer orden y representan la superposición de dos o más subambientes, de manera que registran el depósito total de un sector lacustre *s.l.* comprendido entre un momento de máxima "profundización" y otro de máxima "somerización" relativas, o entre dos de estos últimos. En consecuencia, estas secuencias muestran una tendencia evolutiva determinada, que puede ser simple o cíclica, y son la respuesta a variaciones del nivel lacustre y de la salinidad en los diferentes sectores, variaciones que a su vez se traducen

en etapas de expansión o de retracción de los lagos, controlados en último término por fluctuaciones climáticas.

Dentro del área estudiada se han reconocido secuencias de ambientes carbonatados (secuencias C) y evaporíticas (secuencias E). En los ambientes carbonatados, las secuencias pueden estar formadas por facies que corresponden mayoritariamente a ambiente lacustre *s.l.* (secuencias C1), o bien pueden tener carácter mixto, comprendiendo facies lacustres *s.l.* y de las llanuras aluviales adyacentes (secuencias C2).

Dentro de cada uno de estos ambientes se denomina secuencia tipo a la asociación más completa de aquellas facies que pueden estar presentes. Las secuencias tipo son asociaciones reales, reconocidas en el campo. Sin embargo, la mayoría de las secuencias observadas son incompletas en relación con la correspondiente secuencia tipo; en ocasiones, además, presentan alguno de los términos con un desarrollo particular. Estas secuencias se representan como "variaciones" de las secuencias tipo.

3.2.3.1. Secuencias carbonatadas

3.2.3.1.1. Con predominio de facies de ambientes lacustres *s.l.*: C1

Estas secuencias pueden presentar una evolución simple o cíclica.

• Secuencias C1 simples

La secuencia tipo y sus variaciones aparecen representadas en la figura 3.67. Estas secuencias tienen un espesor variable entre 0,2 m. y 4 m. y raramente superan 4 m. Las facies integrantes tienen potencia variable según su posición dentro del área lacustre y/o las condiciones de depósito.

La secuencia tipo comienza con margas verdes o grises, más raramente marrones o marrón-grisáceas, masivas o con laminación paralela, que en ocasiones incluyen láminas centimétricas de areniscas grises o verdes, de grano fino.

Sobre la facies Mm o Ml se encuentra un nivel de calizas laminadas y estromatolíticas (facies Cl y Ce) al que sucede otro de calizas masivas (facies Cm) que

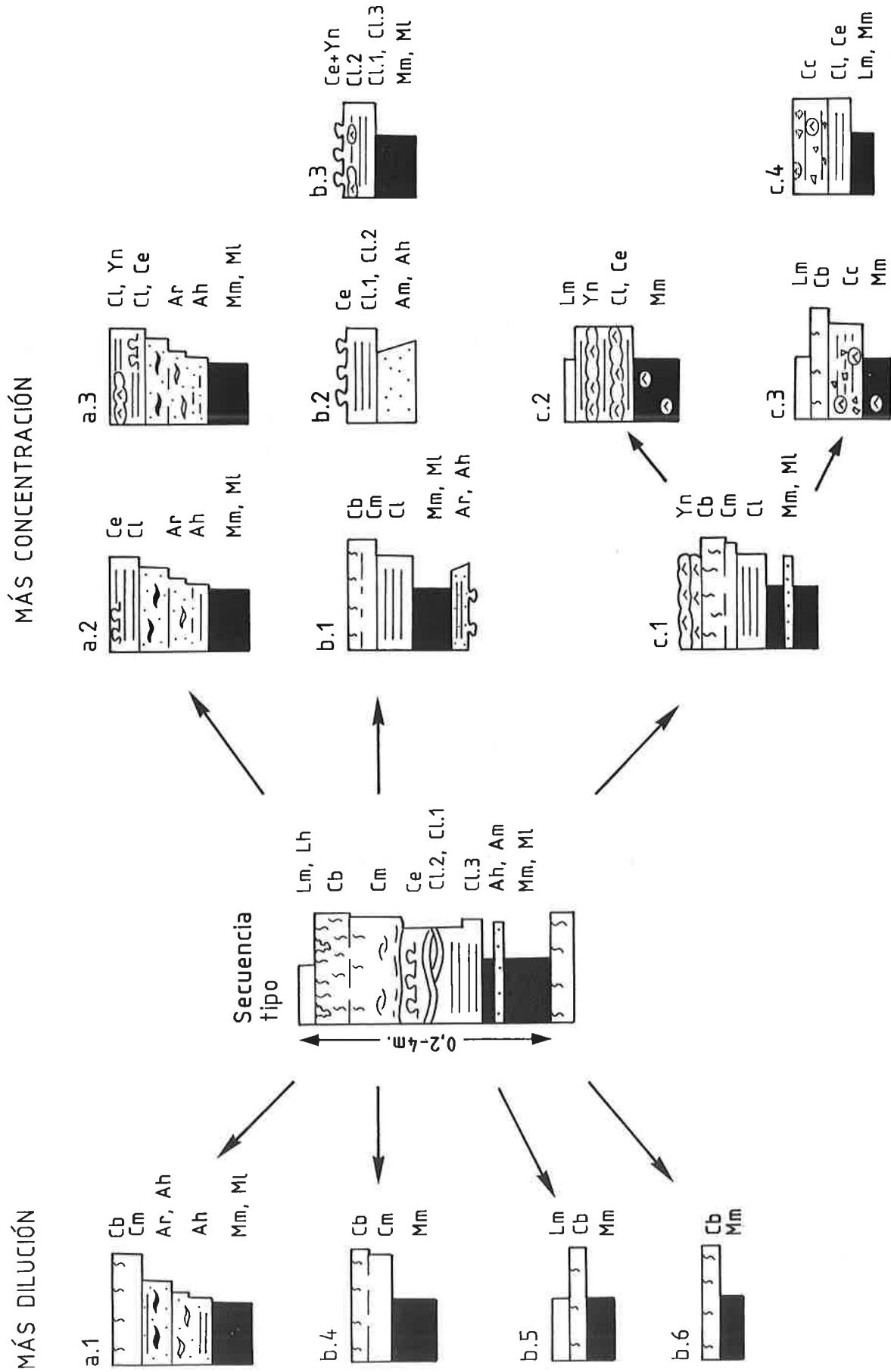


Figura 3.67.- Secuencias carbonatadas C1 simples (véase significado de las facies M y L en la figura 3.69)

pasa gradualmente a calizas bioturbadas (facies Cb). La secuencia puede culminar con facies lutíticas.

El contacto entre las margas y las calizas laminadas puede ser neto o gradual; en este último caso, las margas muestran intercalaciones arenosas (Ah, Ar) y van haciéndose progresivamente más carbonatadas hacia el techo.

El nivel de facies Cl + Ce está formado típicamente por la sucesión vertical de las subfacies Cl.3 (calizas laminadas con laminación paralela), Cl.2 o Cl.1 (calizas con estratificación cruzada *hummocky* o con estratificación lenticular o *wavy*), o bien sucesivamente Cl.2 y Cl.1, sobre las que se encuentran calizas estromatolíticas (incrustaciones planares onduladas y mameliformes y, más raramente, pequeños biohermos).

En otros casos, sin embargo, el nivel de calizas laminadas comienza con la subfacies Cl.1, sobre ésta se halla la subfacies Cl.2 o incluso la Cl.3 y por último la facies Ce.

No obstante, el nivel de calizas laminadas no siempre aparece formado por las tres subfacies y los estromatolitos pueden faltar. En ciertas situaciones, el techo de este nivel laminado consiste en facies Cl.3, en la que, aunque no con mucha frecuencia, se observa bioturbación vertical débil. En estas situaciones, el tránsito a la facies de calizas masivas (Cm) es gradual. Otras veces, el paso entre estas dos facies es neto.

La facies Cm puede mostrar laminación paralela (sin láminas detríticas) en su base o, más corrientemente, es masiva. En esta facies por lo general se aprecia un aumento progresivo de la intensidad de la bioturbación desde la base hacia el techo, de manera que puede pasar insensiblemente a la facies de calizas bioturbadas (Cb) (figuras 3.41D y E). En esta última, además de la bioturbación vertical puede haber diversos rasgos y grados edáficos ("nodulización", "brechificación", "microcarstificación") e incluso evidencias de exposición subaérea (grietas de desecación, pátinas ferruginosas). La figura 3.68A muestra la sucesión vertical de facies Cl.3 --> Cm --> Cb.

La secuencia culmina con lutitas marrones, naranjas o rojas, generalmente masivas, con bioturbación de raíces y, a veces, con rasgos incipientes de "marmorización". De forma muy esporádica, estas lutitas contienen nódulos de yeso alabastrino, de diámetro centimétrico, dispersos.

La sucesión vertical de las facies M, Cl, Ce, Cm, Cb y L refleja un proceso de "somerización" complejo. Sobre depósitos previos con similar organización -terminando, por ejemplo, con facies Cb (ambiente palustre)- la base de esta secuencia tipo representa una "profundización" brusca, que se atribuye a una etapa de importante afluencia de agua vía superficie, con la consiguiente llegada de aportes terrígenos.

Esta etapa supone un ascenso relativamente rápido del nivel lacustre, con expansión del lago e implantación de una sedimentación característica de áreas lacustres internas (facies M). A estas áreas, y sobre todo a las más directamente influenciadas por los cursos que afluyen al lago, pueden llegar, además, aportes detríticos más groseros (areniscas) en forma de láminas, o como trenes de ripples.

Tras esta primera fase de "profundización", el efecto de la sedimentación (esencialmente por decantación) y el descenso de la frecuencia y/o de la intensidad de las descargas llevan a la disminución de la profundidad de la lámina de agua y al aumento de la concentración de solutos. En aquellos sectores de los márgenes lacustres no influenciados directamente por los cursos tributarios es factible el depósito de lodo carbonatado. Dicho proceso no es continuo, sino que se halla interrumpido por momentos de remoción del sedimento carbonatado previo y/o de entrada de flujos laminares con aportes terrígenos de escasa entidad, lo que origina la facies de calizas laminadas.

La facies Cl registra la actuación de dos procesos energéticos: oleaje y corrientes de fondo, que pueden manifestarse de forma independiente o relacionada. La acción del oleaje da lugar a las subfacies Cl.2 y Cl.1 en las áreas más marginales o someras. La acción de corrientes de fondo, cuando están generadas por flujos laminares que llegan al lago procedentes de las llanuras subaéreas adyacentes, da lugar a la subfacies Cl.3 en áreas igualmente someras. Las corrientes de fondo también pueden originar la subfacies Cl.3 en áreas más internas, cuando están generadas por corrientes de retorno derivadas de la acción del oleaje.

Sea cual sea la ordenación de estas subfacies en el intervalo de calizas laminadas de la secuencia tipo, a lo largo de éste se registra una variación de las condiciones energéticas, generalmente en sentido de aumento hacia techo. Estas variaciones suelen atribuirse a un descenso de la profundidad, con depósito final en condiciones someras, como atestiguan la presencia de bioturbación débil y la generalización de las

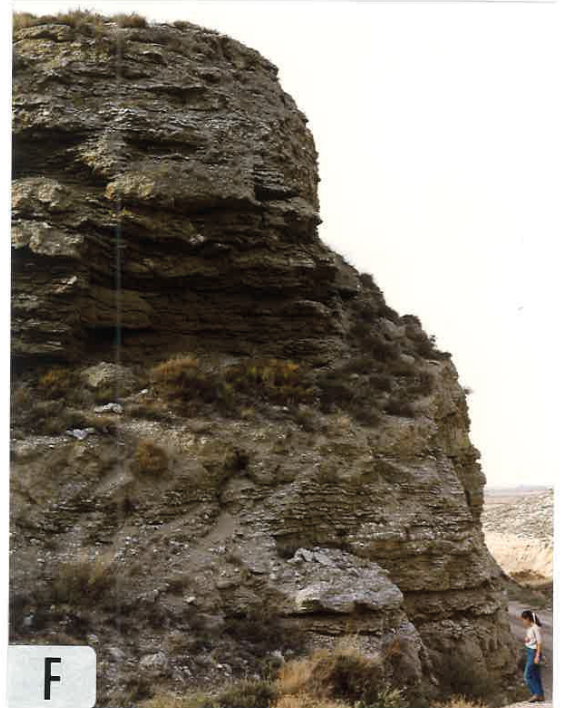
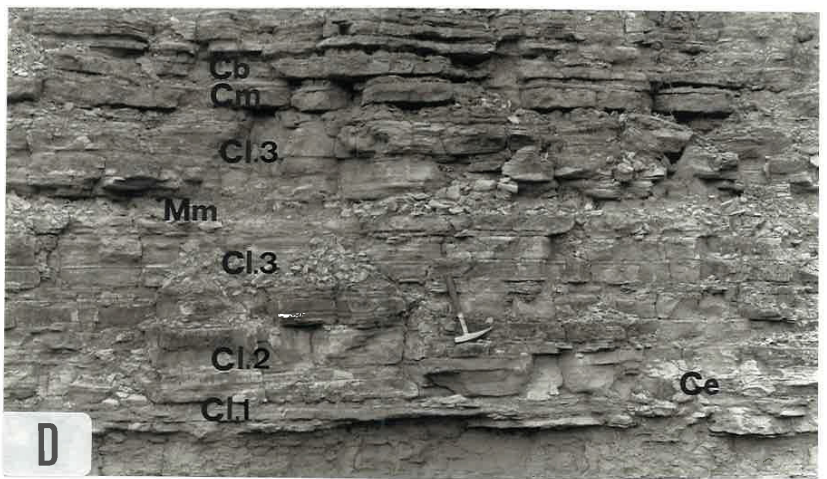


Figura 3.68.- **A:** Secuencia C1 simple incompleta, con paso vertical Cl.3-->Cm-->Cb. **B:** Secuencia c.1 granocreciente (C1 simple), pasando hacia techo a la facies Cm. **C:** Facies Ce sobre Cb, iniciando una secuencia C1 cíclica. **D:** Secuencia C1 cíclica. **E:** Secuencias mixtas C2: variedad a.1. **F:** Secuencias evaporíticas: variedad b.1

incrustaciones estromatolíticas (facies Ce). Otras evidencias del carácter somero de la facies Cl son, tal como se señalaba en el apartado 3.2.2, la presencia de acanaladuras, *ripples* y la anchura y altura de la estratificación cruzada *hummocky*.

Por otra parte, los datos isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las facies Cl y Ce son indicativos de un largo tiempo de residencia del agua que implica una intensa evaporación, por lo que estas facies se relacionan con momentos o subambientes relativamente salinos con respecto al resto de las facies carbonatadas (ver capítulo 4). En definitiva, la facies Cl caracteriza sectores lacustres afectados por una dinámica de oleaje y que reciben aportes intermitentes, preferentemente como flujos laminares, durante épocas en que la evaporación lleva al establecimiento de condiciones salinas.

En este contexto, la superposición de la facies Cm en la secuencia tipo representa una etapa de dilución que permite el desarrollo de la fauna y la flora lacustres. Esta dilución debe relacionarse con un nuevo aumento relativo de la profundidad con la consiguiente expansión del cuerpo de agua. Posteriormente, la propia productividad lacustre y la disminución de los aportes conducen a una situación progresivamente más somera, por colmatación. Esto conlleva la invasión del área lacustre por una cubierta vegetal, dando lugar a la aparición de la facies Cb del techo de la secuencia. En esta etapa, el sustrato carbonatado se ve sometido a diversos procesos edáficos y puede quedar expuesto subaéreamente durante períodos de duración variable; en definitiva, esta etapa supone la instalación de un ambiente palustre.

La máxima "somerización" la constituye la aparición de depósitos lutíticos de la llanura aluvial sobre la facies Cb.

Así pues, a lo largo de la secuencia tipo C1 se registran dos episodios sucesivos de "somerización", cada uno de ellos precedido de una "profundización" inicial más brusca. Estos dos episodios de variación de la profundidad son paralelos a otros tantos ciclos de expansión-retracción del medio lacustre *s.s.*, es decir, de aquellas facies originadas bajo lámina de agua. Ahora bien, además de la tendencia "somerizante", esta secuencia indica una disminución de la intensidad de la evaporación a lo largo del tiempo. Los análisis isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las facies que componen una secuencia de "somerización" evolucionan en el tiempo hacia valores más bajos, hecho que se interpreta como una disminución del tiempo de residencia del agua paralela a un incremento del CO_2 biogénico. (ver figura 4.15). Efectivamente, si bien las margas implican una dilución inicial rápida asociada a la afluencia de detriticos, posteriormente el descenso de dichos

aportes lleva a un aumento de la concentración en relación con períodos de escasa renovación del agua y/o intensa evaporación. Esta situación es extrema en el caso de los estromatolitos y muy similar para las calizas laminadas. Ambas facies se asocian a momentos o sectores en los que el tiempo de residencia del agua conduce a una situación de salinidad relativamente alta (pero con predominio de carbonatos sobre sulfatos o haluros). A partir de estas condiciones, la composición isotópica evoluciona hacia valores más ligeros, es decir, hacia una mayor dilución de las aguas que, por otra parte, permite el desarrollo de fauna y flora lacustres. La máxima dilución está representada por la facies Cm, y a partir de este momento el tiempo de residencia del agua aumenta (inicio de "somerización" y desarrollo de procesos edáficos). Esta dilución podría estar relacionada con etapas de "biostasia", desarrolladas a favor de un clima más frío y húmedo, en las que los aportes acuosos (y el ascenso del nivel lacustre correlativo) no se manifiestan por la entrada masiva de materiales terrígenos al lago, protegido, además, por la instalación de una cubierta vegetal (cinturón palustre) en los márgenes.

Las variaciones de esta secuencia tipo son múltiples, pues la ausencia de uno o más términos y/o la evolución vertical de la facies M da lugar a numerosas posibilidades que, por otra parte, son mucho más frecuentes que la secuencia completa de facies.

Una de las variedades de la secuencia C1 es aquella en la que la facies M incluye un depósito de areniscas o arenas de color gris o verde, generalmente de grano fino. Este depósito puede ser granocreciente o granodecreciente, dando lugar a las secuencias C1. a o C1.b (figura 3.67).

En las secuencias C1.a, el depósito inicial de margas o lutitas puede ser masivo o, con más frecuencia, laminado (laminación paralela) y pasa de forma gradual al término arenoso; en éste, la parte más fina o limosa muestra laminación paralela y/o estratificación lenticular o *wavy* (Ah, Ar), mientras que hacia techo pasa a areniscas con estratificación *flaser* y finalmente laminación paralela. Sobre este término granocreciente puede disponerse bien la facies Cm y a continuación la Cb (secuencia a.1), bien la facies Cl, que lateralmente y hacia techo se asocia con la facies Ce (secuencia a.2). Finalmente, las facies Cl y Ce pueden mostrar desarrollo de yeso nodular (secuencia a.3), que evidencia bombeo evaporítico. En la figura 3.68B se expone un ejemplo correspondiente a una secuencia a.1, con facies Cm en el techo.

Las secuencias C1.a reflejan la "progradación" de un depósito de tipo deltaico y, por tanto, la sedimentación en las proximidades de un margen directamente influenciado

por la desembocadura de un curso afluente, durante la etapa inicial de aportes. Cuando el aparato deltaico deja de ser activo, seguramente por desplazamiento lateral del afluente, tiene lugar la sedimentación carbonatada en una situación más somera que la del inicio de la secuencia. Los depósitos carbonatados corresponden a la facies Cm y Cb, o a las facies Cl y Ce si el depósito tiene lugar en sectores o momentos de más intensa evaporación.

Por el contrario, en la secuencia C1.b el término inicial es granodecreciente: comienza con un nivel tabular de areniscas, a veces con huellas de carga en la base. Puede ser masivo, aunque generalmente muestra laminación paralela y, esporádicamente, laminación cruzada de *ripples* o *ripples* conservados. Este nivel arenoso pasa gradualmente a lutitas o margas, masivas o con laminación paralela, sobre las cuales se disponen sucesivamente las facies Cl, Cm y Cb (secuencia b.1).

Esta secuencia representa un proceso de "somerización" a partir de una importante entrada de aportes al área lacustre, que incluye la llegada de depósitos arenosos a áreas internas donde comúnmente se sedimentan margas. Estos depósitos arenosos son asimilables a depósitos turbidíticos; la disminución de la lámina de agua lleva a la formación de carbonatos, inicialmente con características de subambientes salinos y posteriormente, cuando es posible la renovación del agua, con facies Cm y por último Cb. En momentos o sectores lacustres con alta evaporación faltan las facies Cm y Cb, y directamente sobre el término arenoso o sobre el de margas sin areniscas se desarrolla la facies Cl (secuencias b.2 y b.3). En sectores o momentos de mayor dilución del cuerpo de agua, la productividad orgánica es alta y el depósito se efectúa mediante facies Cm y posteriormente Cb (secuencia b.4). Las secuencias b.5 y b.6 corresponden a situaciones similares, pero más próximas a los márgenes lacustres o con menor lámina de agua.

Otra variación de la secuencia tipo C1 simple es la que corresponde a la implantación final de ambientes con alta evaporación y oscilaciones frecuentes del nivel freático (secuencia c.1). En estas situaciones se alcanza la exposición subaérea y la secuencia culmina con bombeo evaporítico y/o el avance de llanuras lutíticas sobre dichos depósitos (secuencia c.2). Otras veces, la "somerización" lleva al desarrollo de costras calcáreas (secuencias c.3 y c.4): sobre depósitos previos de las facies Cl y Ce se producen procesos de precipitación de evaporitas (yesos lenticulares y nodulares, tolvos de sal, formación de dolomita,...), así como la creación de grietas de desecación; su disolución posterior (por aguas freáticas más diluidas) crea una fábrica porosa, colapsos, brechas *in situ*, agrandamiento de fracturas preexistentes y creación de otras nuevas; este

fenómeno va acompañado, o más probablemente sucedido, de recristalización y precipitación de minerales carbonatados, yesíferos o sílex.

Todos estos procesos implican variaciones del nivel freático dentro de un contexto árido y con intensa evaporación, en el que existirían etapas más o menos prolongadas de exposición subaérea.

- Secuencias C1 cíclicas

Este tipo de secuencias no es muy frecuente en el área estudiada y sólo se ha reconocido en contexto carbonatado.

La secuencia tipo y sus variaciones (figura 3.69) tienen una potencia que oscila entre 0,5 y 4 m., si bien normalmente se hallan en torno a 1,5-2 m.

El sustrato sobre el que se apoya esta sucesión corresponde a la facies de calizas bioturbadas (Cb); esta facies, además de poseer una intensa bioturbación vertical, suele mostrar rasgos de exposición subaérea como grietas de desecación o pátinas ferruginosas y a menudo presenta pequeñas acanaladuras o surcos de erosión (figura 3.41C).

Sobre este sustrato, la secuencia C1 cíclica se inicia mediante construcciones estromatolíticas, generalmente incrustaciones centimétricas de tipo ondulado o mameliforme, que se hallan tapizando dicho sustrato (figura 3.68C). En relación lateral y vertical con la facies Ce se halla la subfacies Cl.1. Sobre la subfacies Cl.1 puede haber biohermos y/o biostromos, que lateral y verticalmente se relacionan mediante un contacto neto con la subfacies Cl.2 (figura 3.23A). A su vez, las superficies erosivas que muestra esta subfacies se hallan tapizadas por finas incrustaciones estromatolíticas. Finalmente, el intervalo laminado culmina con laminación paralela (subfacies Cl.3), generalmente con incremento de detríticos hacia techo (figuras 3.23A y 3.26A). Sobre la subfacies Cl.3 se presenta un intervalo de margas de color gris o verde, masivo o con laminación paralela, y a veces con finas láminas arenosas. A partir de este punto, la sucesión de facies es similar a la de la secuencia C1 simple: Cl --> Ce --> Cm --> Cb. En ocasiones falta el término Ce y entonces se observa un paso gradual de la subfacies Cl.3 a la Cm, mediante la aparición de bioturbación vertical débil y la desaparición de la laminación detrítica. En la figura 3.68D se muestra una secuencia C1 cíclica.

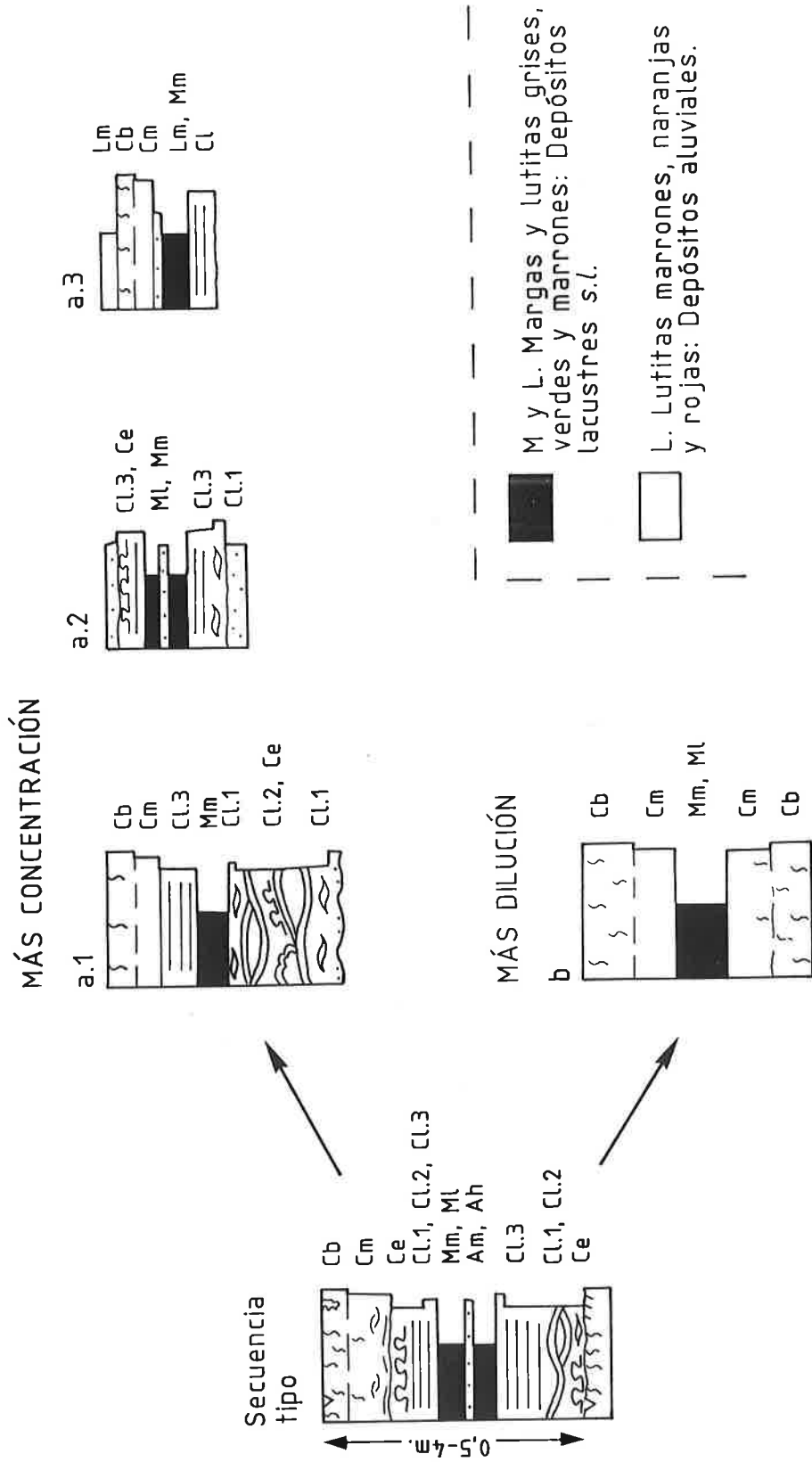


Figura 3.69.- Secuencias carbonatadas C1 cíclicas

La secuencia tipo C1 cíclica refleja un proceso de "profundización" progresiva-"somerización". Sin embargo, este proceso cíclico es complejo y consta de varios episodios con tendencia hacia situaciones más profundas o más someras. Así, los estromatolitos de la base de la secuencia representan la colonización de un sustrato que ha quedado emergido temporalmente; suponen, por tanto, un pequeño ascenso de la lámina de agua. La sucesión de subfacies Cl.1, Cl.2 y Cl.3 y el granocrecimiento que registra dicha sucesión indican un progresivo aumento del nivel lacustre, correlativo con un incremento de los aportes al lago, que alcanza su máximo desarrollo con las margas. Es decir, la sucesión de facies Ce --> Cl.1 --> Cl.2 --> Cl.3 --> M representa la superposición de subambientes progresivamente más internos. No obstante, la presencia de superficies erosivas tapizadas por estromatolitos dentro de la subfacies Cl.2 indica que el proceso de "profundización" conlleva sucesivos episodios de oscilación del nivel lacustre. Por otra parte, los análisis isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ son congruentes con esta interpretación, pues señalan una evolución hacia un menor tiempo de residencia de las aguas o, lo que es lo mismo, hacia una dilución debida a la afluencia de aportes (ver capítulo 4, figura 4.15). A partir de este momento de máxima llegada de aportes se produce una "somerización" con características similares a las descritas en la secuencia C1 simple. Es decir, se registra una etapa de menor dilución y mayor concentración (facies Cl) seguida por una disminución de la salinidad relacionada con un ambiente más húmedo y frío (facies Cm y Cb).

Las variaciones que presenta la secuencia tipo C1 cíclica se muestran en la figura 3.69. La secuencia a.1 difiere en la falta de la subfacies Cl.3 dentro del término inferior de calizas laminadas, el cual queda integrado únicamente por depósitos de oleaje, asociados a calizas estromatolíticas. La ausencia de la subfacies Cl.3 propia de sectores más o menos internos indica que la secuencia a.1 corresponde a situaciones más someras que la secuencia tipo.

El hecho de que esta secuencia a.1 comience sobre un sustrato margoso, sin la facies Cb, hace suponer bien la posible erosión de un sustrato previo de la facies Cb, bien el desarrollo de tales subfacies sobre facies margosas de los márgenes lacustres. Parece más probable el primer caso, debido a que en muchas ocasiones se aprecia la desaparición de la facies Cb por erosión. Por otra parte, esto está de acuerdo con el carácter más somero de esta secuencia.

La secuencia a.2 representa un proceso de "profundización"-"somerización" dentro de un contexto general relativamente salino, donde faltan las facies Cm y Cb. Por el

contrario, la secuencia a.3 carece de las facies de calizas laminadas de la parte superior, lo cual indica que la "somerización" se produce enteramente dentro de un contexto de mayor dilución.

La secuencia b representa un ciclo de "profundización"- "somerización" dentro de un ambiente general de menor salinidad que las secuencias previamente descritas.

3.2.3.1.2. Secuencias carbonatadas mixtas llanura aluvial-ambiente lacustre s.l.: C2

En la figura 3.70 se exponen la secuencia tipo y sus variaciones. Estas secuencias tienen una potencia que normalmente no supera 2 m. Las facies que las integran tienen igualmente espesor variable de unas a otras.

La secuencia tipo consta de un intervalo basal de areniscas de color gris, gris-verdoso, marrón o marrón-grisáceo. El tamaño de grano oscila de fino a medio. La geometría de este depósito suele ser lenticular, con base canaliforme, y en su interior puede haber estratificación cruzada en surco (facies As), aunque otras veces es masivo (facies Am). Generalmente tiene evolución granodecreciente y pasa hacia techo a un depósito de lutitas masivo (facies Lm) y con bioturbación vertical. Sobre estas lutitas se encuentra un intervalo de lutitas grises, más raramente verdes, masivas o laminadas. Estas lutitas pueden hacerse carbonatadas hacia techo (facies M) y pasan verticalmente a la facies Cm y, por último, a la Cb.

En la secuencia tipo y en sus diversas variaciones, las areniscas y las lutitas marrones, naranjas o rojas representan depósitos de llanura aluvial, sobre la cual se establece un cuerpo de agua permanente en el que pueden precipitar carbonatos (Cm).

Estas situaciones pueden corresponder tanto a encharcamientos más o menos extensos establecidos en una posición intercanales en una llanura aluvial, es decir, en auténticas "cuencas de inundación" mal drenadas, como a etapas de expansión de un lago sobre las llanuras subaéreas adyacentes al mismo, como consecuencia de un ascenso del nivel lacustre. En ambos casos la facies Cb refleja la etapa de colmatación y la generalización de una cubierta vegetal.

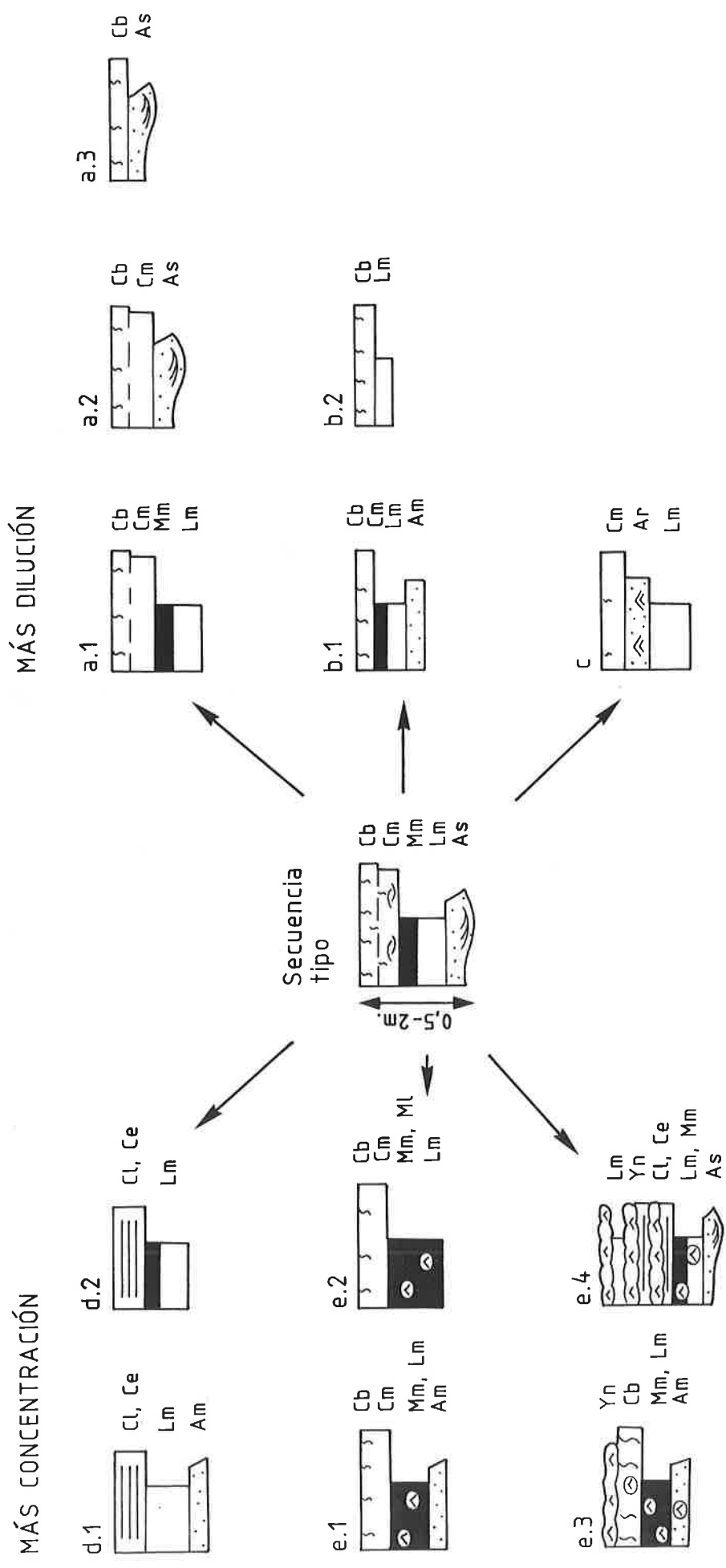


Figura 3.70.- Secuencias carbonatadas mixtas: C2 (véase significado de M y L en la figura 3.69)

Sin embargo, la primera posibilidad apuntada es, probablemente, poco habitual en el área de estudio, dado el carácter poco jerarquizado y somero de la red de canales en las llanuras aluviales distales, así como la movilidad de dichos canales por avulsión (ver apartado 3.4.1., modelos de abanicos).

Las variaciones de la secuencia tipo C2 no ofrecen modificaciones significativas: las secuencias a.2 y a.3 corresponden a una expansión lacustre que afecta directamente a canales afluentes al lago, situación en la que no se registra el depósito de lutitas. La secuencia b.1 sólo difiere de la secuencia tipo en la geometría de depósito de las facies de areniscas, que sería laminar, correspondiente a llanuras de arena. Otro tanto sucede en la secuencia c, donde el depósito de las areniscas, sea subaéreo o subacuoso, se encuentra remodelado por una dinámica de oleaje. Las secuencias a.1 y b.2, carentes de facies arenosas, son relativamente frecuentes en el área de estudio (figura 3.68E).

Cuando el cuerpo de agua expandido posee o alcanza unas concentraciones elevadas, las secuencias muestran facies de calizas laminadas (secuencias d.1 y d.2). Por último, si la llanura aluvial se desarrolla en un contexto árido (llanura de barros salina), o estas condiciones se alcanzan tras la colmatación, se tienen las secuencias e.

En cualquier caso, las secuencias C2 reflejan un proceso de expansión lacustre seguido de "somerización", y son las correlativas más marginales de las secuencias C1.

3.2.3.2. Secuencias evaporíticas: E

La secuencia tipo y sus variaciones se muestran en la figura 3.71. La potencia de estas asociaciones varía entre 0,2-0,4 m. y 2 m., ocasionalmente 3 m. Las facies que componen estas secuencias también tienen espesor variable.

La secuencia tipo se inicia con margas o lutitas de color gris o verdes, a veces marrón-grisáceo o marrón claro. Pueden ser masivas o laminadas e incluir láminas de areniscas, a veces con *ripples*. Sobre ellas se dispone un término de yeso laminado: yeso alabastrino con laminación paralela, generalmente con intercalaciones también laminares de calizas margosas, margas, yeso lenticular o yeso micronodular. En ocasiones la laminación presenta formas onduladas, en ciertas situaciones reconocibles como *ripples*. Este término laminado suele pasar gradualmente a un intervalo de yeso macrocristalino por aumento del tamaño de los cristales desde la base hacia el techo y, finalmente, la secuencia culmina con yeso nodular; estas dos últimas facies desarrolladas sobre un

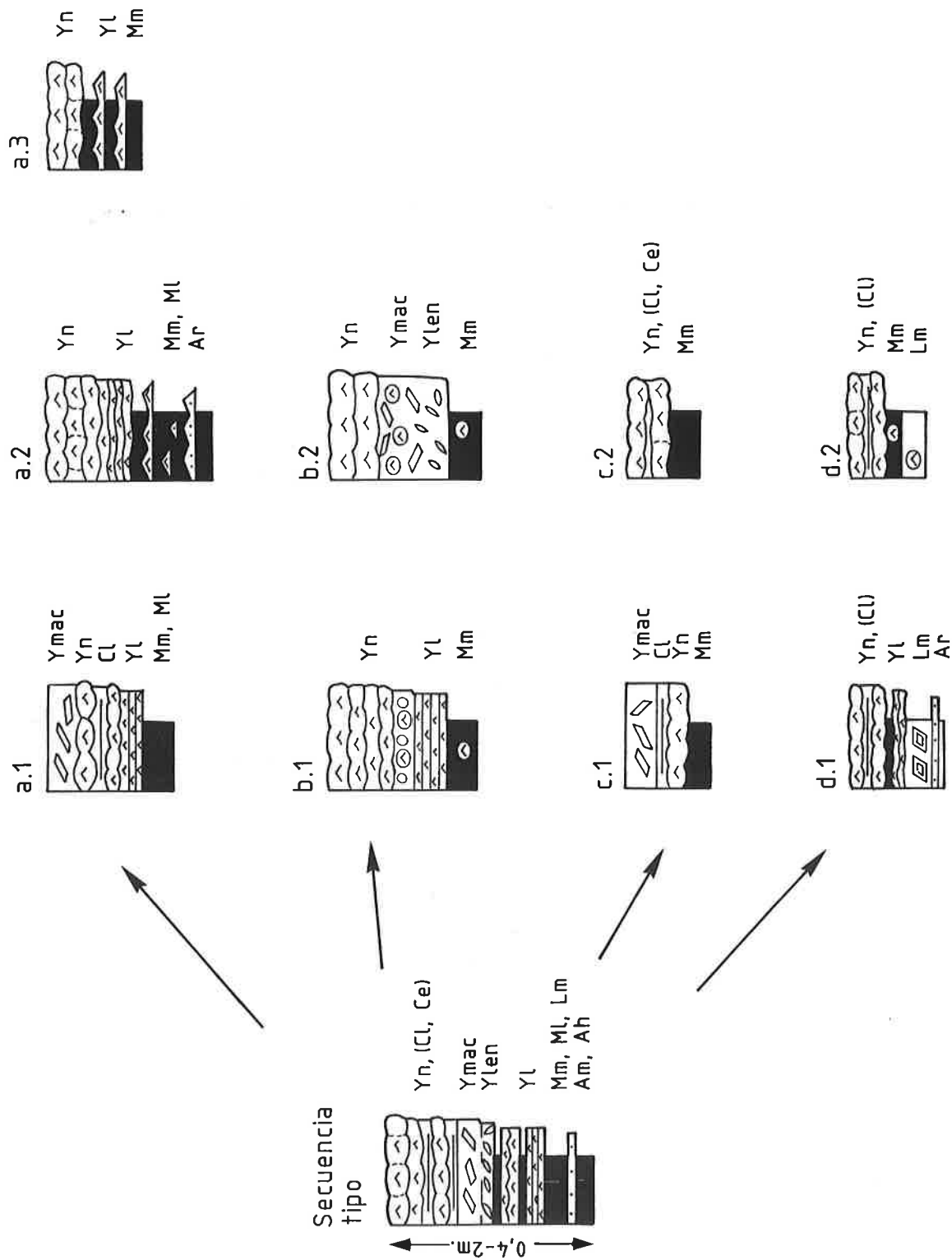


Figura 3.71.- Secuencias evaporíticas: E (véase significado de M y L en la figura 3.69)

sedimento huésped que consiste en facies de calizas laminadas y en algunos casos, estromatolíticas.

En este tipo de secuencia, las margas o lutitas corresponden a la sedimentación en áreas lacustres más o menos internas, sin influencia directa de aportes detríticos groseros. Esta facies corresponde a una etapa de expansión lacustre, pero la lámina de agua es poco profunda y está sometida a intensa evaporación. Esta situación puede llevar a la formación de una salmuera en la que precipita yeso (gipsilitita o gipsarenita) en forma de láminas o como *ripples* si el fondo está afectado por oleaje. Procesos diagenéticos posteriores han transformado este yeso primario en yeso alabastrino y nodular. Existen, no obstante, períodos de dilución debidos a renovación de aportes que quedan reflejados por las intercalaciones de calizas o margas en la facies Y1.

El techo de la sucesión muestra el desarrollo de intensos procesos de bombeo evaporítico, en definitiva una "somerización" y desecación final. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que estos procesos afectan a un huésped carbonatado, muchas veces casi relicto frente al desarrollo de las facies de yesos de bombeo. Este huésped, aunque también tiene características salinas (facies Cl y Ce), evidencia un período de mayor dilución que el correspondiente a las facies de yeso laminado que le preceden en la secuencia.

En definitiva, la secuencia tipo E refleja un proceso de "somerización" complejo, con evidente paralelismo con la secuencia C1 simple reconocida en ambientes lacustres carbonatados.

Las variaciones de esta secuencia tipo no implican cambios sustanciales en el ambiente de depósito: las secuencias a.2 y a.3 reflejan áreas con influencia más directa de la llegada de terrígenos durante la etapa inicial de expansión del área lacustre. En las secuencias b.1 y b.2 los procesos de bombeo evaporítico son predominantes y afectan a todos o casi todos los términos de las mismas (figura 3.68F), y en las secuencias c.1 y c.2 falta el término de yesos laminados. Estas secuencias b y c deben corresponder a situaciones más marginales dentro del área lacustre *s.l.*. Ahora bien, en todos los casos en que la facies Y1 está ausente cabe la posibilidad de que haya sido borrada por la intensidad de los procesos de bombeo que dan lugar a la facies Yn. Por último, las secuencias d.1 (figura 3.59C) y d.2 representan una situación de expansión de las áreas lacustres sobre las llanuras lutíticas de carácter salino adyacentes, por lo que son equivalentes, en quimismo evaporítico, a las secuencias C2 carbonatadas mixtas.

En resumen, la secuencia tipo y sus variaciones obedecen a la sedimentación en lagos salinos (salmueras sulfatadas) muy someros, tipo "sebja" o *playa-lake*, de los que representarían las zonas intermedias-internas y marginales con referencia al modelo de SALVANY (1989).

Los depósitos de halita del sector de Remolinos no han podido integrarse en estas secuencias por falta de correlación entre datos superficiales y de subsuelo de la sucesión de facies en que se hallan implicados. Es seguro, sin embargo, que representan las zonas más internas o *salt pan* de las áreas lacustres salinas correspondientes, y no es aventurado esperar que sean laterales del intervalo Y1 de las secuencias descritas y que tengan como equivalente en las zonas más marginales las secuencias d.1.

3.2.4.- Agrupaciones de facies: litofacies lacustres

Como se ha señalado anteriormente, una vez descritas e interpretadas las facies y sus asociaciones en secuencias, el paso siguiente en el análisis sedimentológico lo constituye el establecimiento de un conjunto de agrupaciones de facies o litofacies. Estas litofacies tienen carácter heterogéneo y corresponden a cuerpos rocosos susceptibles de ser cartografiados. Se definen por sus facies dominantes y se caracterizan por la existencia de determinadas secuencias, de manera que representan la superposición y yuxtaposición de todos o una parte del conjunto de subambientes de un tipo determinado de sedimentación lacustre o mixta lacustre-aluvial distal. Las características sedimentológicas de estas litofacies permitirán interpretar el conjunto de procesos que intervinieron durante su sedimentación y finalmente, a partir de las relaciones laterales entre las distintas litofacies que se mostrarán en los mapas de distribución espacial de las mismas para cada U.T.S., será posible el establecimiento de modelos de depósitos.

Las litofacies diferenciadas en este trabajo son las siguientes:

- **Agrupaciones de facies carbonatadas y yesíferas**

- 1.- Litofacies de calizas y margas (CM)

Sedimentología

1.a.- Litofacies de calizas laminadas, calizas masivas y margas, con estromatolitos.

1.b.- Litofacies de calizas masivas, calizas bioturbadas y margas, con escasas calizas laminadas.

2.- Litofacies de margas o lutitas y calizas (MC)

3.- Litofacies de yesos, lutitas o margas y calizas (Y)

4.- Litofacies de margas o lutitas y yesos, con escasas calizas (MY)

◦ Agrupaciones de facies mixtas (terrígenas, carbonatadas y/o yesíferas)

1.- Litofacies de lutitas, areniscas y calizas (LAC)

2.- Litofacies de lutitas, yesos y areniscas (LYA)

Las diferenciaciones establecidas se refieren a la abundancia relativa de las facies presentes. Dentro de la litofacies de calizas y margas, es posible hacer subdivisiones en función del predominio de un tipo u otro de calizas; tal es el caso de la U.T.S. N₂ en la Sierra de Alcubierre.

En el mapa de la figura 2.70 se muestra la cartografía de estas litofacies. En algunos casos no ha sido posible la delimitación de ciertas litofacies por la imprecisión de sus límites o su pequeña extensión de afloramiento. Por este motivo, en dicho mapa puede parecer el paso de una litofacies a otra sin un límite preciso, mediante la adición o sustracción de alguna sobrecarga litológica.

3.2.4.1.- Agrupaciones de facies carbonatadas y yesíferas

Comprenden todas aquellas litofacies en donde dominan las facies químicas y/o donde las detríticas gruesas (areniscas) están prácticamente ausentes.

3.2.4.1.1.- Litofacies de calizas y margas (CM)

Está constituida mayoritariamente por calizas (más del 50%) y margas (menos del 50%); en mucha menor proporción (hasta el 5%) puede contener areniscas.

El afloramiento de esta litofacies suele dar lugar a resaltes morfológicos por la mayor resistencia de los estratos calcáreos dominantes. En algunas zonas constituye extensas plataformas carbonatadas (muelas), como en los Montes de Castejón o al Norte de Almodóvar.

Esta litofacies aflora en los relieves principales del área de estudio: Montes de Castejón, Sierra de Alcubierre y estribaciones de esta última (Sierras de Pallaruelo y de Santa Quiteria), así como al Norte de Almodóvar (figura 2.70).

Las calizas tienen tonalidades diversas: grises, beige, blancas o amarillas. Corresponden a las facies Cl, Cc, Ce, Cm y/o Cb, que aparecen en proporciones variables, si bien dentro de la litofacies de calizas y margas *s.l.* suelen predominar las facies Cm y Cb sobre la Cl.

Las margas suelen mostrar tonos grises y verdes y, más raramente, marrones. Corresponden a las facies Mm y Ml.

Las areniscas son de tonos grises y verdes, en facies Ah, Ar, Am y As. Calizas y margas se organizan en forma de alternancias dando lugar a secuencias de cuarto orden o macrosecuencias, de espesor muy variable desde métrico hasta decamétrico, si bien no suelen superar 50-60 m.

La geometría de estos depósitos es tabular, fácilmente reconocible a escala kilométrica (figuras 2.75A y 3.72A). La evolución vertical de estas macrosecuencias suelen ser estratocreciente y /o granodecreciente, es decir, tienden hacia un predominio de las calizas sobre las margas. Cuando entran en juego varias facies de calizas, la tendencia vertical es hacia un predominio de las Cm y/o Cb.

A su vez, las macrosecuencias constan de un número variable de secuencias de tercer orden, cuya potencia varía desde unos pocos decímetros hasta 4 m. Están formadas por estratos tabulares cuya extensión puede llegar a ser kilométrica.

Se trata mayoritariamente de secuencias carbonatadas C1 simples, con la organización correspondiente a la secuencia tipo o, más habitualmente, a sus variaciones a y b y, más localmente, c (figura 3.67). También existen secuencias carbonatadas mixtas



Figura 3.72.- **A:** Aspecto general de la litofacies CM sobre la LAC (vertiente Norte de la Sierra de Alcubierre, Unidad U3-N1). **B:** Litofacies MC y, en la parte superior, la MC (Unidad U3-N1, La Almolda). **C:** Litofacies Y (color blanco) y MY (tonos rojos y ocres), (Unidad U3-N1 al Noreste de Remolinos; la parte más alta corresponde a la CM de la Unidad N2). **D:** Litofacies Y en Remolinos constituyendo un fuerte resalte. **E:** Aspecto de las litofacies LAC y LYA al Oeste de Robres (Unidad U3-N1).

(C2) y, aunque no son porcentualmente abundantes, es en esta litofacies donde se reconoce mayor número de secuencias carbonatadas C1 cíclicas con respecto a otras litofacies.

En el caso de la U.T.S. N₂ de la Sierra de Alcubierre, la litofacies CM muestra una distribución espacial y temporal de las facies de calizas que hace posible establecer y cartografiar dos divisiones dentro de ella (figura 2.70):

a) Litofacies de calizas laminadas, calizas masivas y margas, con estromatolitos. Ocupa aproximadamente la mitad occidental del área de afloramiento. Se caracteriza por la presencia de secuencias C1 simples con predominio de las facies Cl y Ce (variaciones a.2, a.3, b.1, b.2 y b.3); en las partes más occidentales, a estas dos facies se asocia la Yn (variaciones c.1 y c.2). También existen secuencias carbonatadas mixtas (C2), especialmente de la variación e.4 (figura 3.70) y, con menos frecuencia, las e.1, e.2 y e.3. En la figura 2.75A se muestra el aspecto de esta litofacies en el área de San Caprasio. En la figura 2.75B esta litofacies corresponde al sector del Barranco de la Loba, más hacia el Oeste, donde incluye niveles de yeso nodular (Miembro Perdiguera).

b) Litofacies de calizas masivas, calizas bioturbadas y margas, con escasas calizas laminadas y estromatolitos prácticamente ausentes. Ocupa la mitad oriental del afloramiento de la Unidad N₂. Se distingue por el predominio de secuencias C1 simples con facies Cm y Cb (variedades a.1, b.4, b.5 y b.6). En muy raras ocasiones se aprecian secuencias a.2 y a.3. Aunque no son muy frecuentes, también existen secuencias carbonatadas mixtas (C2) y, en menor medida, carbonatadas C1 cíclicas (en especial la variedad b, figura 3.69). La parte superior de la fotografía 3.72B muestra el aspecto de esta litofacies en La Almolda.

En el resto del área estudiada no ha sido posible hacer diferenciaciones dentro de la litofacies CM, de manera que esta litofacies (tanto para la Unidad U₃-N₁ como la N₂) aparece formada por secuencias carbonatadas C1 simples y cíclicas y secuencias carbonatadas mixtas (C2), en las que predominan las facies Cm y Cb.

No obstante, en algunas zonas, como en los Montes de Castejón, y especialmente en su mitad septentrional, la facies Cl de estas secuencias está bien representada en la parte inferior de la U.T.S. N₂ y es relativamente frecuente en la parte superior de la U.T.S. U₃-N₁. Asociadas a la facies Cl se suelen encontrar incrustaciones estromatolíticas de escaso desarrollo. En relación con el techo de la Unidad U₃-N₁ en los

Montes de Castejón, allí donde los yesos no son las facies dominantes, las secuencias presentes son las variaciones c.3 y c.4 de la secuencia tipo C1 simple.

La litofacies CM del techo de la Unidad U₃-N₁ en la vertiente Norte y Nororiental de la Sierra de Alcubierre muestra variaciones de facies en sentido N-S: en el área de Puig Ladrón se reconoce la existencia de secuencias C1 simples, con un buen desarrollo de las facies Cl y Ce, y secuencias C1 cíclicas, especialmente la variación a.1 (figura 3.69).

En el sector de Lanaja, Castejón de Monegros y La Almolda las secuencias son de tipo C1 simple, con predominio de las facies Cm y Cb; también existen del tipo C2 y, de forma ocasional, se aprecian secuencias C1 cíclicas (variedad b).

La litofacies de calizas y margas *s.l.* se relaciona lateralmente y verticalmente con la litofacies de margas o lutitas y yesos (MY) y con la de yesos, lutitas o margas y calizas (Y), que aparecen en sectores más meridionales y/o suroccidentales.

Interpretación:

La litofacies de calizas y margas representa el desarrollo de áreas lacustres carbonatadas de amplia extensión areal, en las que se diferencian dos ambientes de depósito, que pueden alternar en una misma área o estar relacionados lateralmente en sectores diferentes del lago:

* sectores o momentos en que el lago tiene una alta productividad, con proliferación de fauna y flora subacuáticas. Relacionados con épocas de dilución asociadas a la afluencia periódica de aportes y/o sectores próximos a las áreas de recepción de dichos aportes, dentro de un contexto general expansivo y de mayor humedad.

* sectores o momentos en que el lago registra una productividad mínima en cuanto a macrofitas y fauna y prácticamente los únicos colonizadores son los estromatolitos de origen bacteriano. Deben relacionarse con épocas o sectores lacustres en que se alcanza mayor evaporación del agua, con una lámina somera, aunque muy variable, y afluencia intermitente de aportes. Estas características conducen al establecimiento de condiciones de alta concentración.

Las zonas marginales de estas áreas lacustres quedan caracterizadas bien por el predominio de la facies Cb (ambiente palustre), en el primer caso, bien por la superposición de facies Yn, en el segundo caso.

Las secuencias de tercer orden de esta litofacies reflejan la superposición de diversos subambientes lacustre-palustres a lo largo del tiempo, durante un proceso de expansión-colmatación, frecuentemente complejo, que se asocia a variaciones del nivel lacustre condicionadas por la evolución climática.

A escala de macrosecuencias, la sucesión de estos eventos conduce generalmente al predominio y expansión de los subambientes lacustre-palustres de alta productividad, es decir, de aguas más diluidas; esta evolución es consecuencia de una tendencia general hacia un clima más húmedo en períodos de tiempo de más larga duración.

En resumen, la litofacies de calizas y margas caracteriza áreas lacustres de cierta entidad, con un cuerpo de agua permanente en el que se diferencian sectores más centrales y más marginales, cuyas características y extensión están determinadas por la evolución climática y la posición paleogeográfica de las mismas (proximidad o lejanía a los aportes fluviales).

3.2.4.1.2.- Litofacies de margas o lutitas y calizas (MC)

Está formada esencialmente por lutitas y/o margas (más del 50%) y calizas (menos del 50%), con escasas intercalaciones de areniscas (hasta un 5%) o de yesos (hasta un 5-10%).

En general, esta litofacies da lugar a relieves en graderío sin resaltes morfológicos importantes, excepto en algunos casos donde la potencia relativa de los estratos calcáreos frente a los margosos o lutíticos produce plataformas (por ejemplo, la vertiente Norte de la Sierra de Sigena o en la Sierra de Pallaruelo).

Se reconoce en las laderas o llanuras adosadas a los relieves principales (vertiente Norte de los Montes de Castejón y Nororiental de la Sierra de Alcubierre) y en las estribaciones de éstos (Sierras de Pallaruelo, de Sigena y de Santa Quiteria). También se extiende a lo largo de vertiente Sur de la Sierra de Alcubierre, desde La Almolda hasta las inmediaciones de Farlete (figura 2.70).

Las margas tienen tonos grises y verdes, en ocasiones marrones (facies Mm o MI). Las lutitas suelen mostrar tonos marrones, marrón-grisáceos, naranjas o rojos y, en algunos casos, verdes o grises. Aparecen en facies Lm o Lh.

Las calizas presentan color gris, beige, blanco y con menos frecuencia amarillo. Corresponden mayoritariamente a las facies Cm y Cb; son menos abundantes las facies Cl, Ce y Cc.

Las areniscas tienen color gris, gris-verdoso o marrón. Sus facies pueden ser Am, Ah, Ar o As.

Los yesos son de color blanco; mayoritariamente corresponden al tipo alabastrino nodular, aunque de forma esporádica existe lenticular formando niveles.

Estos términos litológicos se ordenan como alternancias de margas y calizas o como lutitas o margas con intercalaciones de calizas y, esporádicamente, con intercalaciones de areniscas y/o yesos. Dentro de esta ordenación es posible diferenciar macrosecuencias de potencia decamétrica, generalmente con evolución granodecreciente y una tendencia hacia un predominio de la facies Cb hacia techo. La geometría de estos depósitos es siempre tabular (figura 3.37A, 3.64A, 3.68E y 3.72B).

Las macrosecuencias constan de un número variable de secuencias de tercer orden, cuya potencia oscila entre decímetros y varios metros (excepcionalmente decamétrica, cuando el intervalo lutítico o margoso es potente). La geometría de los estratos es tabular y su extensión kilométrica.

La organización vertical que muestran estas secuencias responde a secuencias C1 simples, rara vez cíclicas, y C2, a menudo incompletas; dependiendo de los sectores o de los momentos en la evolución lacustre, predominan unas u otras variaciones de estas secuencias, si bien cabe señalar que suelen ser más abundantes las secuencias que culminan con la facies Cb que las que lo hacen con la facies Cl. También se identifica el desarrollo de secuencias que terminan con costras carbonatadas (vertiente Norte de los Montes de Castejón), y en algunas áreas (como en Monte de Sora se aprecia la existencia de secuencias con yesos de bombeo evaporítico (C2, variedades e.1, e.2 y e.3).

Esta litofacies se relaciona lateral y verticalmente con la litofacies de calizas y margas. Hacia áreas más septentrionales pasa a la litofacies de lutitas, areniscas y calizas y hacia el Sur a la de lutitas y yesos y/o a la de yesos, lutitas o margas y calizas.

Interpretación:

La litofacies de lutitas o margas y calizas refleja la sedimentación en áreas lacustres marginales con importante influencia de aportes terrígenos y en llanuras lutíticas periféricas a los lagos, que son afectadas por los procesos de expansión de éstos.

En ambas situaciones las secuencias de tercer orden evidencian un proceso final de colmatación, que puede terminar con la implantación de ambientes palustres (facies Cb) o de llanura aluvial (facies de lutitas naranjas y rojas).

La organización preferente de las secuencias de cuarto orden o macrosecuencias se relaciona con períodos prolongados en que el clima evoluciona hacia unas condiciones de humedad creciente.

3.2.4.1.3.- Litofacies de yesos, lutitas o margas y calizas (Y)

Esta litofacies está formada esencialmente por yesos (más del 50%, por lo general más del 70%) y lutitas o margas (menos del 50%, casi siempre menos del 30%), con intercalaciones de calizas (hasta un 20%). De forma esporádica contiene areniscas (2-5%). Se señala que en el área de Remolinos los niveles de halita que se explotan actualmente se incluyen en esta litofacies, aunque no es posible cartografiarlos.

El aspecto de esta litofacies es el característico de gran parte del centro de la Cuenca del Ebro: relieves suaves, alomados, color blanco y vegetación arbórea prácticamente ausente (paisaje monegrino) (figuras 2.75A, 3.72C). Localmente aparece dando escarpes (por ejemplo, en la margen izquierda del Río Ebro en el sector de Remolinos; véase figura 3.72D).

Ocupa una extensión considerable dentro del área de estudio (figura 2.70): aflora en la parte Sur del sector meridional, a ambos lados del Río Gállego, sobrepasando el área de estudio. Hacia el Este, se extiende por el margen Sur de la Sierra de Alcubierre (hasta el extremo Sureste del área de investigación). Hacia el Oeste, está bien representada en la mitad Suroccidental de los Montes de Castejón, al Norte y al Este de Remolinos, donde también sobrepasa los límites de este trabajo.

Los yesos son de color blanco, mayoritariamente de tipo alabastrino y estructura nodular (facies Yn).

En mucha menor proporción se encuentran las restantes facies yesíferas (Yl, Ylen, Ymac, Ym). Hacia las zonas más meridionales, los yesos pueden constituir el 80 ó 90% de la litofacies (por ejemplo, en Zuera, Perdiguera o Remolinos).

Las lutitas o margas tienen color verde, gris y, con menos asiduidad, marrón o beige (facies Lh, Lm, Ml, Mm).

Las calizas muestran tonos beige o amarillos y, más raramente, grises claros. Corresponden en su mayoría a las facies Cl y Ce, en ocasiones a la Cc y, de manera muy esporádica, a las facies Cm y Cb. Aparecen asociadas a los yesos, generalmente como sedimento huésped.

Las escasas intercalaciones de areniscas son de color gris o gris-verdoso, otras veces marrón (facies Am, Ah y Ar).

Los yesos y las lutitas o margas se ordenan en forma de alternancia o, en muchas ocasiones, como yesos con intercalaciones de lutitas o margas. Como ya se ha dicho, las calizas aparecen asociadas a los yesos, constituyendo el sedimento huésped, en especial de la facies Yn. Las areniscas suelen encontrarse intercaladas en las lutitas o margas. Esta ordenación da lugar a macrosecuencias de potencia decamétrica y extensión kilométrica, donde la geometría de los niveles de yeso y de lutitas o margas es, a grandes rasgos, tabular. La evolución vertical de estas macrosecuencias suele ser hacia un predominio de las facies yesíferas (Yn) hacia techo, generalmente acompañado de un estratocrecimiento y un aumento del tamaño de los nódulos de yeso (figura 3.72D)

A su vez, las macrosecuencias se componen de un número variable de secuencias de tercer orden. Cabe señalar que dado el carácter diagenético de la facies predominante (Yn), es posible que las secuencias de tercer orden y, por tanto, las macrosecuencias sean complejas e incluyan numerosos procesos de difícil distinción. Las secuencias de tercer orden tienen un espesor variable entre decimétrico y métrico (no suelen superar 2 m.). Están constituidas por capas tabulares cuya extensión puede ser kilométrica.

La ordenación vertical que exhiben estas secuencias corresponde casi exclusivamente a secuencias E, con la organización de la secuencia tipo o sus diferentes variantes (figura 3.71). La más común es la c.2 (margas verdes o grises --> Cl y Ce --> Yn), en la que a menudo existe un aumento del tamaño de los nódulos hacia techo. Aunque no son muy abundantes en el conjunto de la litofacies, en algunas áreas son relativamente frecuentes las de tipo a y b.1, es decir, con un intervalo de yesos laminados. Esporádicamente se aprecia la existencia de secuencias carbonatadas C1 simples, por lo general de las variedades c, comúnmente c.2 y c.4.

También existen secuencias carbonatadas mixtas, entre las cuales son frecuentes las e.4 y, más raras las del tipo e.1 y e.2 (figura 3.70).

La litofacies de yesos, lutitas o margas y calizas (Y) se relaciona lateralmente hacia el Norte con la litofacies de margas o lutitas y yesos (MY). Al Este de Remolinos, la litofacies Y pasa lateralmente, en parte, a la de calizas y margas (paso lateral de la Formación Zaragoza al Miembro Castellar de la Formación Alcobierre de QUIRANTES, 1978), excepto el afloramiento más bajo, que se continúa como tal litofacies hasta el extremo Suroriental del área de estudio (figura 2.70).

Interpretación

Las características de esta litofacies reflejan la sedimentación en lagos salinos extensos y someros. Estos lagos experimentan ciclos de expansión-retracción debidos a una evolución climática a la escala temporal de las secuencias de tercer orden.

En este contexto, referible a *playa-lakes*, la sedimentación dentro del lago da lugar a facies de yesos laminados, de calizas laminadas o de estromatolitos según el grado de concentración de las salmueras. Periódicamente la retracción es máxima, dando lugar a que extensas áreas se vean sometidas a exposición subaérea (condiciones de *mud flat* salino), mientras que sólo en las partes más deprimidas se mantienen cuerpos de agua que alcanzan la saturación en halita. En esta situación, los procesos de bombeo evaporítico se generalizan y las facies de yeso intersticial van a enmascarar las facies carbonatadas y yesíferas originadas bajo lámina de agua.

La evolución de las macrosecuencias de esta litofacies sugiere un incremento de la extensión de los lagos salinos y, en consecuencia, una tendencia hacia el aumento de la aridez.

3.2.4.1.4.- Litofacies de margas o lutitas y yesos (MY)

Está formada esencialmente por lutitas o margas (más del 50%) y yesos (menos del 50%) con intercalaciones de calizas (hasta el 20-25%) y esporádicamente de areniscas (hasta un 5%).

Esta litofacies se reconoce constituyendo relieves escalonados (o en graderío) y, a veces, da lugar a fuertes resaltes morfológicos. En otras ocasiones configura suaves lomas de tonos blanquecinos o blancas y ocre (figura 3.72C).

Aparece adosada a los relieves principales del sector meridional: se identifica a lo largo de la vertiente occidental y extremo nororiental de los Montes de Castejón y al Norte de la Sierra de Alcubierre, desde la zona situada al Noroeste del vértice Puig Ladrón hasta las inmediaciones de Torre Ventosa (Unidad U₃-N₁).

También aflora desde el Sur del embalse de la Sotonera hasta las inmediaciones de Tardienta, al Este, y hasta las proximidades de la Sierra de la Cuenca, al Oeste.

Las lutitas presentan tonalidades naranjas, marrones o rojas y, con menos asiduidad, grises o verdes (facies Lh o Lm). A veces, estas tonalidades alternan a lo largo de un mismo tramo.

Las margas tienen color verde, gris y, con menos frecuencia, marrón (facies Mm o MI).

Los yesos son de color blanco, mayoritariamente de tipo alabastrino y en menor proporción sacaroideo; en su mayor parte corresponde a yeso nodular (Yn).

Las calizas muestran color beige, amarillo o más raramente gris. Por lo general se trata de la facies Cl, casi siempre asociada a la Ce, y con menor frecuencia aparecen las Cm y Cb.

Las areniscas son de color marrón, gris o gris-verdoso (facies Am, Ah o Ar).

Las lutitas o margas y los yesos se organizan como lutitas con intercalaciones de yesos. Generalmente, los yesos van asociados a calizas de la facies Cl. Las facies Cm y Cb no suelen relacionarse directamente con los niveles de yesos. Las esporádicas intercalaciones de areniscas se encuentran en las lutitas, más raramente en las margas. Dentro de esta ordenación es posible diferenciar macrosecuencias de espesor decamétrico (si bien no son numerosas, pues la litofacies en sí no es muy potente) y de evolución granodecreciente, aunque no siempre es evidente. Generalmente, estas macrosecuencias tienden a mostrar un aumento del espesor de los niveles de yesos hacia techo.

A pesar de que los niveles de yesos pueden ser lenticulares a pequeña escala, la geometría general es tabular; algunos niveles de yesos y calizas y de margas o lutitas se siguen a lo largo de decenas de kilómetros (figura 3.72C).

Esta litofacies tiene algunos rasgos diferentes en los Montes de Castejón y en el resto de los afloramientos: en la vertiente occidental de los Montes de Castejón son

frecuentes las lutitas de tonos marrones, naranjas y rojos, que alternan con lutitas o margas de color gris o verde; dentro de las lutitas de tonos rojos es común la presencia de areniscas grises o marrones. En el resto de los afloramientos, las lutitas marrones, naranjas o rojas son escasas y predominan las margas grises y verdes, otras veces marrones; las areniscas no suelen ser muy frecuentes.

Las secuencias de tercer orden que se encuentran en esta litofacies son similares para estas áreas: sólo difieren en la mayor o menor abundancia de lutitas de tonos rojos y de areniscas. Sin embargo, esta diferencia sí supone la distinción de dos situaciones de depósito para la litofacies de lutitas o margas y yesos.

Las secuencias de tercer orden son mayoritariamente de tipo E (variaciones a.1, a.2, a.3, c.1, c.2, d.1 y d.2 esencialmente) o, con menos frecuencia, carbonatadas C1 simples (variaciones a.3, c.1 y c.2). Son minoritarias aquéllas que muestran facies Cm y/o Cb. También existen secuencias carbonatadas mixtas C2, a menudo del tipo e.4, con o sin desarrollo de nódulos de yeso en el intervalo de lutitas o margas, grises o verdes. Muy raramente se encuentran las variedades b.1 y e.2 de las secuencias carbonatadas mixtas.

Así pues, en las secuencias de tercer orden de esta litofacies las calizas presentes suelen ser las laminadas y las estromatolíticas (Cl y Ce).

No obstante, aunque cualquiera de estas secuencias puede aparecer en cualquiera de las áreas distinguidas, algunas son más frecuentes en un área que en otra: en la vertiente occidental de los Montes de Castejón son relativamente abundantes las secuencias carbonatadas mixtas (variación e.4). En el resto de los afloramientos de esta litofacies dominan las secuencias evaporíticas (variedad c.2) y las carbonatadas simples (variedad c.2); las carbonatadas mixtas no suelen ser muy frecuentes y casi siempre carecen del intervalo de lutitas naranjas o rojas, a veces también del término basal de areniscas.

La litofacies de margas o lutitas y yesos se relaciona vertical y lateralmente hacia el Sur con la litofacies de yesos, lutitas o margas y calizas. En la vertiente oriental de la Sierra de Alcubierre, la litofacies MY pasa lateralmente hacia el Sureste a la litofacies de calizas y margas (figura 2.70).

Interpretación:

La litofacies de margas o lutitas y yesos es el resultado de la sedimentación en áreas marginales de lagos salinos y en extensas llanuras lutíticas periféricas que resultan afectadas por los ciclos de expansión-retracción de estos lagos.

El carácter somero de los depósitos y la frecuente exposición subaérea de toda el área ocupada por esta litofacies, conducen a la generalización de los procesos de bombeo evaporítico y determinan la importancia de las facies Yn con que culminan, casi invariablemente, las secuencias de tercer orden.

Debe matizarse, no obstante, que en la vertiente occidental de los Montes de Castejón, las llanuras lutíticas periféricas a los *playa-lakes* poseen rasgos de áreas aluviales distales y su carácter salino es menos acentuado que en el resto del área.

La organización de las secuencias de cuarto orden de esta litofacies evidencia una evolución climática hacia el incremento de la aridez.

3.2.4.2.- Agrupaciones de facies mixtas (terrígenas, carbonatadas y/o yesíferas)

Incluyen todas aquellas litofacies en las que se encuentran facies terrígenas (lutitas y areniscas), carbonatadas (calizas y margas) y/o yesíferas (yesos), donde siempre predominan las lutitas sobre el resto.

3.2.4.2.1.- Litofacies de lutitas, areniscas y calizas (LAC)

Esta litofacies está compuesta por lutitas (40-60%), areniscas (20-40%) y calizas (10-30%), aunque estos porcentajes pueden variar localmente. A veces contiene margas (hasta el 10%).

El afloramiento de esta litofacies no muestra formas de relieve características, si bien casi siempre da lugar a suaves laderas interrumpidas por resaltes calcáreos. A veces, su constitución litológica se traduce en un cambio de las características del paisaje con respecto a las litofacies limitantes: predominio de tonos ocres, aparición de zonas cultivadas y relieves, en conjunto, más suaves. Este es el caso del afloramiento de esta

litofacies en los alrededores de San Caprasio, Monte Oscuro y Ermita de Santa Cruz (al Este de Perdiguera), donde integra la totalidad de la Unidad N3 (figura 2.75A).

Otros afloramientos son los que aparecen a lo largo de la parte Norte y Nororiental del sector meridional y parte Suroriental del sector septentrional. Así, se presenta a lo largo de una banda desde el Oeste de Sierra de Luna hasta el embalse de la Sotonera, a partir del cual se extiende hacia el Norte y el Este, constituyendo en esta zona el límite oriental del área de estudio. También se reconoce al Norte y al Este de la Sierra de Alcubierre (figuras 3.72A y E): ocupa parte de la hoja de Zuera y se extiende hacia el Sureste hasta las proximidades de Alcubierre. Asimismo se presenta en los alrededores de Lanaja.

Las lutitas son de color marrón claro, naranja o rojo, en ocasiones marrón-grisáceo, gris o verde (facies Lm o Lh).

Las areniscas presentan color gris, gris-verdoso o marrón, a veces marrón grisáceo (facies As, Am, Ar o Ah).

Las calizas tienen tonalidades grises, beige, blancas o, más raramente, amarillas. En su mayoría corresponden a las facies Cm y Cb y son menos comunes las Cl y Ce.

Las escasas margas muestran tonos grises y corresponden a las facies Mm o Ml.

Estos términos litológicos se organizan como una alternancia de lutitas y areniscas con intercalaciones de calizas, aunque otras veces se trata de lutitas con intercalaciones de areniscas y calizas. Las macrosecuencias que integran esta litofacies varían de métricas a decamétricas y tienen una evolución granodecreciente o granocreciente, aunque la mayoría suele ser granodecreciente. A pesar de que los intervalos arenosos suelen ser lenticulares, la gran continuidad lateral de los niveles calizos confiere a esta litofacies un aspecto general tabular (figura 3.72E).

Estas macrosecuencias constan de un número variable de secuencias de tercer orden, cuya potencia oscila entre decímetros y varios metros, dependiendo fundamentalmente de la potencia del intervalo lutítico, que suele ser mucho más potente que el resto de las secuencias de segundo orden asociadas. En ciertos casos, el término arenoso es dominante.

En esta litofacies existen secuencias de tercer orden puramente fluviales que carecen de intervalos carbonatados (especialmente en el caso de la Unidad N3). Estas secuencias suelen ser granodecrecientes, con un intervalo de areniscas con estratificación cruzada en surco (As), masivas (Am) o a veces con *ripples* en el techo (Ar), seguido por lutitas marrones o naranjas, generalmente masivas (Lm). Otras veces, estas secuencias

son granocrecientes y muestran estratificación *flaser*, lenticular o *wavy*, aunque también pueden ser masivas.

Las secuencias con influencia lacustre son casi exclusivamente carbonatadas (sin facies yesíferas): mixtas (C2) o carbonatadas (C1) simples o cíclicas. Entre las más frecuentes se hallan las carbonatadas mixtas (figura 3.70), tanto la secuencia tipo como sus variaciones, en especial las b.1 y a.1. Se debe señalar que en estas secuencias, el término de margas es muy reducido o está ausente y generalmente predominan las lutitas marrones o naranjas. El intervalo de areniscas suele ser canaliforme y, con menos frecuencia, tabular. Otras veces, las areniscas están ausentes (variedad b.2). Aunque no es habitual también se ha reconocido la presencia de secuencias carbonatadas mixtas que culminan con la facies de calizas laminadas (variedades d.1 y d.2). De manera local existen secuencias de tipo e.1; e.2 y más raramente e.3 (figura 3.70), con desarrollo de nódulos de yeso dentro de las lutitas.

Entre las secuencias carbonatadas C1 simples más comunes se encuentran las variaciones a.1, a.2, b.4 y b.6, a veces b.5 (figura 3.67). En otras ocasiones se trata de la variedad b.3. Las secuencias a.2 y b.3 suelen mostrar un buen desarrollo de incrustaciones estromatolíticas (facies Ce). De forma esporádica aparecen secuencias de la variedad b.1.

Las secuencias cíclicas son poco habituales en esta litofacies: las identificadas son incompletas y corresponden a las variedades a.1, a.2, a.3 y b (figura 3.69).

A partir de estos datos es evidente que en esta litofacies imperan, aparentemente, las secuencias carbonatadas mixtas, con buen desarrollo del intervalo de lutitas y frecuentemente del de areniscas, con facies carbonatadas Cm y Cb. Las facies Cl y Ce son poco abundantes.

En algunos casos, las facies Cm y Cb constituyen potentes paquetes tabulares.

La litofacies LAC pasa lateralmente hacia el Sur a las litofacies de lutitas y yesos (MY) o de lutitas, yesos y areniscas (LYA); en otras ocasiones se relaciona con las litofacies de calizas y margas (CM) y de yesos, lutitas o margas y calizas (Y) (hoja de Zuera). En los alrededores de Lanaja se interdigita con la litofacies de margas o lutitas y calizas (MC). Lo mismo ocurre hacia el Oeste de Sierra de Luna, en los Montes de Castejón.

En el caso de la Unidad N₃, en el área de estudio no se conoce cuáles son las litofacies relacionadas lateralmente con ésta, debido a que el afloramiento de la Sierra de Alcubierre es el único conocido de la Unidad N₃. Se reseña que en las áreas de Monte Oscuro y ermita de Santa Cruz (al Este de Perdiguera) aparentemente disminuye la abundancia de areniscas.

Interpretación:

Las características descritas indican que el ambiente de depósito de esta litofacies corresponde a llanuras aluviales con importantes depósitos arenosos (depósitos de canales o laminares). En dichas áreas se registran episodios lacustres que suponen la instalación de cuerpos de agua permanentes, donde prolifera la flora y la fauna lacustres. Así, las facies Cm y Cb representan etapas de dilución, relacionadas con un aumento de los aportes, que llevan al establecimiento de condiciones lacustres sobre la llanura aluvial previa. Durante este proceso, los depósitos arenosos de ésta pueden ser remodelados por la dinámica de oleaje.

Pero algunos de estos episodios parecen haberse producido en condiciones de evaporación relativamente alta, como indica la asociación de facies Cl y Ce. Estos episodios corresponderían a momentos de mayor aridez, con aportes efímeros.

A escala de macrosecuencias, las granodecrecientes se relacionan con etapas húmedas, que llevan a la implantación de condiciones lacustres sobre la llanura aluvial.

Las macrosecuencias granocrecientes parecen indicar una situación opuesta, es decir, la reducción o desplazamiento del área lacustre por el avance del sistema aluvial.

En cualquiera de estas dos situaciones, la litofacies LAC representa la sedimentación en orlas aluviales que bordean a lagos carbonatados de cierta entidad. En el caso concreto de la Unidad N₃, la evolución de las macrosecuencias y de la litofacies en conjunto refleja una tendencia general hacia condiciones más húmedas, con la consiguiente expansión de las áreas lacustres.

3.2.4.2.2.- Litofacies de lutitas o margas, yesos y areniscas (LYA)

Está constituida por lutitas y/o margas (40-60%), yesos (20-40%) y areniscas (10-30%), con intercalaciones de calizas (10-30%). Los porcentajes de areniscas y calizas pueden oscilar fuera de estos márgenes.

Aflora en la vertiente Nororiental de la Sierra de Alcubierre. Aparece a lo largo de una franja de orientación NO-SE, desde los alrededores de Tardienta hasta aproximadamente la zona situada al Oeste de Lanaja (figura 3.72E).

Las lutitas tienen tonos marrones o naranjas y con menos frecuencia rojos, grises o verdes. Las margas son de color gris o verde, a veces marrón (facies Lm, Lh, Mm o Ml).

Los yesos son blancos, de tipo alabastrino y en su mayoría corresponden a yeso nodular (facies Yn predominantemente).

Las areniscas muestran color gris, gris-verdoso o marrón, otras veces marrón-grisáceo (facies As, Ar, Ah o Am).

Las calizas presentan tonalidades beige y amarillas, más raramente grises. Corresponden mayoritariamente a las facies Cl y Ce y aparecen asociadas a los yesos.

Estos términos litológicos se organizan como lutitas o margas con intercalaciones de yesos, areniscas y calizas, aunque localmente la ordenación puede variar. La sucesión de estos intervalos da lugar a macrosecuencias decamétricas; su evolución vertical puede ser granocreciente, con un incremento de las lutitas o las areniscas hacia techo, acompañado o no de una disminución de los yesos y/o calizas. También es posible encontrar macrosecuencias granodecrecientes, con el máximo de detríticos en la base. La geometría de los depósitos de estas macrosecuencias es lenticular para los cuerpos arenosos y tabular para los niveles de yesos y/o calizas. Algunos niveles de yesos se siguen como línea de capa a lo largo de decenas de kilómetros (figura 3.72E).

Estas macrosecuencias están constituidas por secuencias de tercer orden de espesor decimétrico a métrico, generalmente sin superar 3-4 m; en las que predomina el intervalo detrítico. Las más frecuentes son las de tipo E, especialmente la variedad c.2, y las carbonatadas simples (C1), sobre todo las variedades c.2, a.3 y a.2; raramente se encuentran del tipo b.6.

También existen secuencias carbonatadas mixtas, generalmente de las variedades e, especialmente e.4.

En algunas ocasiones se ha reconocido la presencia de secuencias cíclicas de la variedad a.2, aunque son muy poco comunes.

Así pues, en esta litofacies suelen predominar las secuencias E y C1, éstas últimas con facies Cl. Este hecho se observa sobre todo hacia techo de esta litofacies, en su paso vertical a la litofacies de lutitas, areniscas y calizas, y coincide con la desaparición de los

yesos. La parte inferior de esta litofacies muestra aparentemente mayor abundancia de secuencias C2.

La litofacies LYA se relaciona lateralmente hacia el Oeste con las litofacies de lutitas y yesos (MY) y de yesos, lutitas y calizas (Y). Hacia el Sureste pasa a lutitas, areniscas y calizas (LAC).

Interpretación:

Esta litofacies representa la sedimentación en una llanura lutítica o margosa por la que discurren canales arenosos (llanura aluvial distal), sobre la que se registran episodios de depósito carbonatado con características salinas (condiciones de alta evaporación) seguidos de exposición subaérea y procesos de bombeo evaporítico.

Los depósitos carbonatados son consecuencia de procesos de expansión, con la consiguiente dilución, de lagos salinos situados en áreas adyacentes. Dichos procesos suponen la implantación de sectores lacustres marginales sobre la antigua llanura lutítica. Allí donde dichos márgenes se encuentran directamente afectados por los canales afluentes se registra un volumen importante de depósitos arenosos con características de pequeños lóbulos (secuencias a.3 de las C1 simples).

La sobreimposición generalizada de facies evaporíticas de origen intersticial evidencia la retracción de las áreas lacustres y el contexto árido en que tiene lugar el depósito de la litofacies.

El conjunto de la litofacies muestra una tendencia general hacia un granocrecimiento consecuente a un avance de los sistemas aluviales.

3.3.- DISTRIBUCION ESPACIAL Y TEMPORAL DE LAS LITOFACIES

Una vez descritas e interpretadas las litofacies de los sistemas aluviales es necesario el conocimiento de su distribución espacial y temporal, como paso previo al establecimiento de modelos sedimentarios. Así se han elaborado mapas de distribución areal de litofacies para ciertos intervalos temporales discretos -equivalentes aproximadamente a secuencias de cuarto orden- referidos siempre a determinados momentos de la evolución de las Unidades tectosedimentarias. Estos mapas se basan en los afloramientos de cada litofacies y en la interpolación entre éstos, cuando ésta es evidente. Además, teniendo en cuenta la ley de Walter, es posible inferir a partir de la evolución vertical algunas de las relaciones laterales reflejadas en los mapas. Por otra parte, estos mapas serán la base para la reconstrucción paleogeográfica de cada U.T.S.

3.3.1.- Distribución de litofacies para la U.T.S. U₁




Esta Unidad sólo se reconoce al Oeste del río Gállego, a lo largo de una estrecha banda de orientación ONO-ESE adosada al límite septentrional del área de estudio (figuras 3.73 y 3.74). Dada la escasa extensión de afloramiento, no es posible conocer la distribución de litofacies hacia el Sur. Para la U.T.S. elemental U₁¹ (figura 3.73) existen dos áreas con facies conglomeráticas (COF), que lateralmente, en sentido ONO-ESE, pasan a la litofacies de areniscas y lutitas. En la zona de tránsito entre estas litofacies se desarrollan areniscas y conglomerados (ACOF). En la U.T.S. elemental U₁² (figura 3.74) se aprecia la expansión de las litofacies conglomeráticas (COF). Estas facies, correspondientes a sectores proximales de abanicos fluviales, se distribuyen en dos áreas contiguas, relacionadas entre sí mediante areniscas y conglomerados (ACOF) y areniscas y lutitas (AL). Estas mismas litofacies se aprecian al Este de Biel. En Agüero aparece un pequeño afloramiento aislado de conglomerados de la litofacies COM, correspondiente al relleno de un paleovalle del cual no se conocen sus relaciones laterales con otras litofacies.

Ambas Unidades elementales tienen procedencia septentrional.

3.3.2.- Distribución de litofacies para la U.T.S. U₂

La Unidad U₂ únicamente aflora en las inmediaciones del límite del sector septentrional. La distribución de litofacies de la Unidad U₂¹ (figura 3.75) es muy similar

LITOFACIES

-  Conglomerados tipo mallos (COM)
-  Conglomerados fluviales tipo Luesia (COF)
-  Areniscas y conglomerados COM (ACOM)
-  Areniscas y conglomerados COF (ACOF)
-  Areniscas y lutitas (AL)
-  Lutitas y areniscas (LA)
-  Lutitas (L)
-  Calizas y margas s.l. (CM)
-  Calizas laminadas, calizas masivas y margas
-  Calizas masivas, calizas bioturbadas y margas
-  Margas o lutitas y calizas (MC)
-  Margas o lutitas y yesos (MY)
-  Yesos, lutitas o margas y calizas (Y)
-  Lutitas, areniscas y calizas (LAC)
-  Lutitas, yesos y areniscas (LYA)

➔ Direcciones de paleocorriente

Legenda para los esquemas de distribución de litofacies

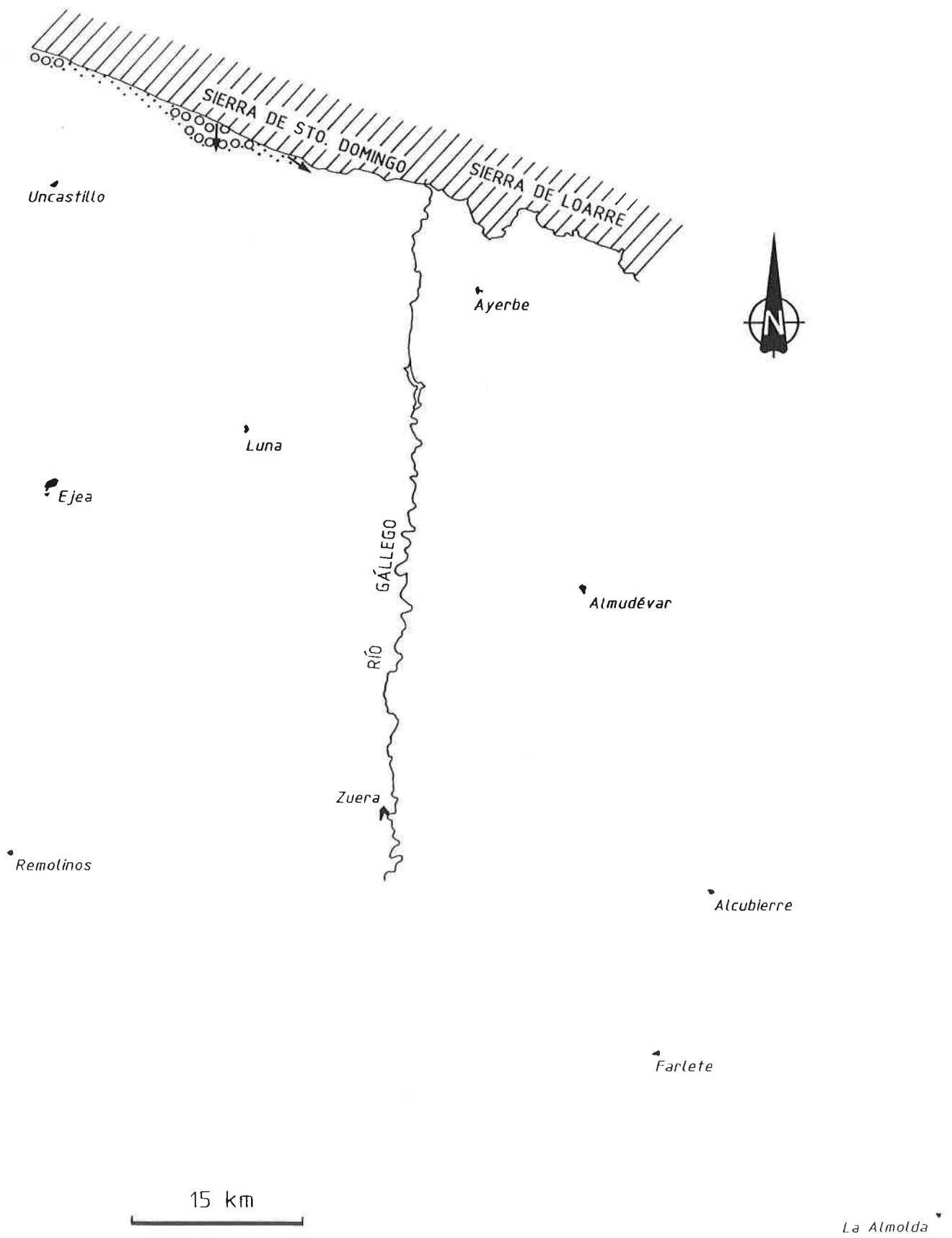


Figura 3.73.- Distribución de litofacies para la Unidad U₁^I

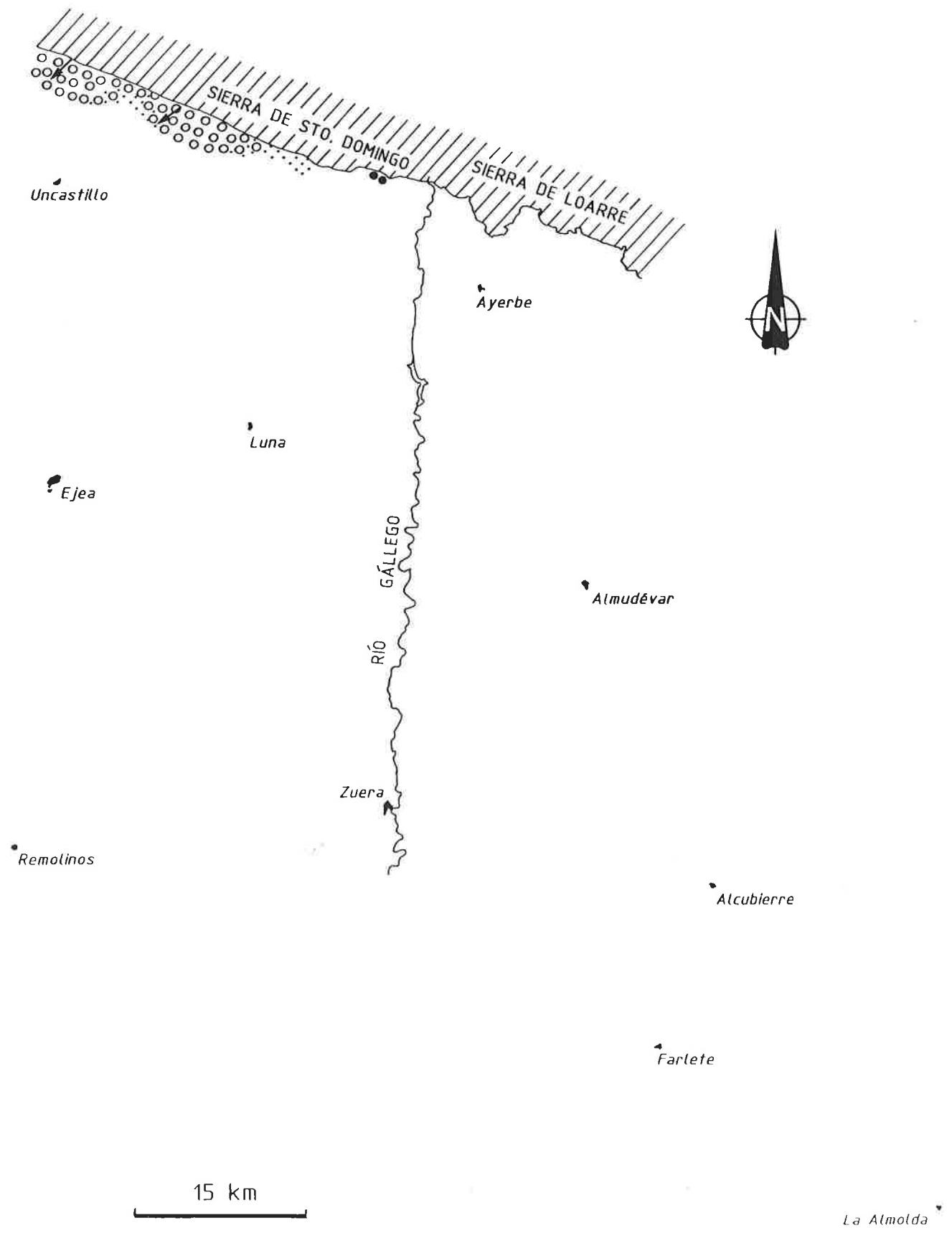


Figura 3.74.- Distribución de litofacies para la Unidad U₁²

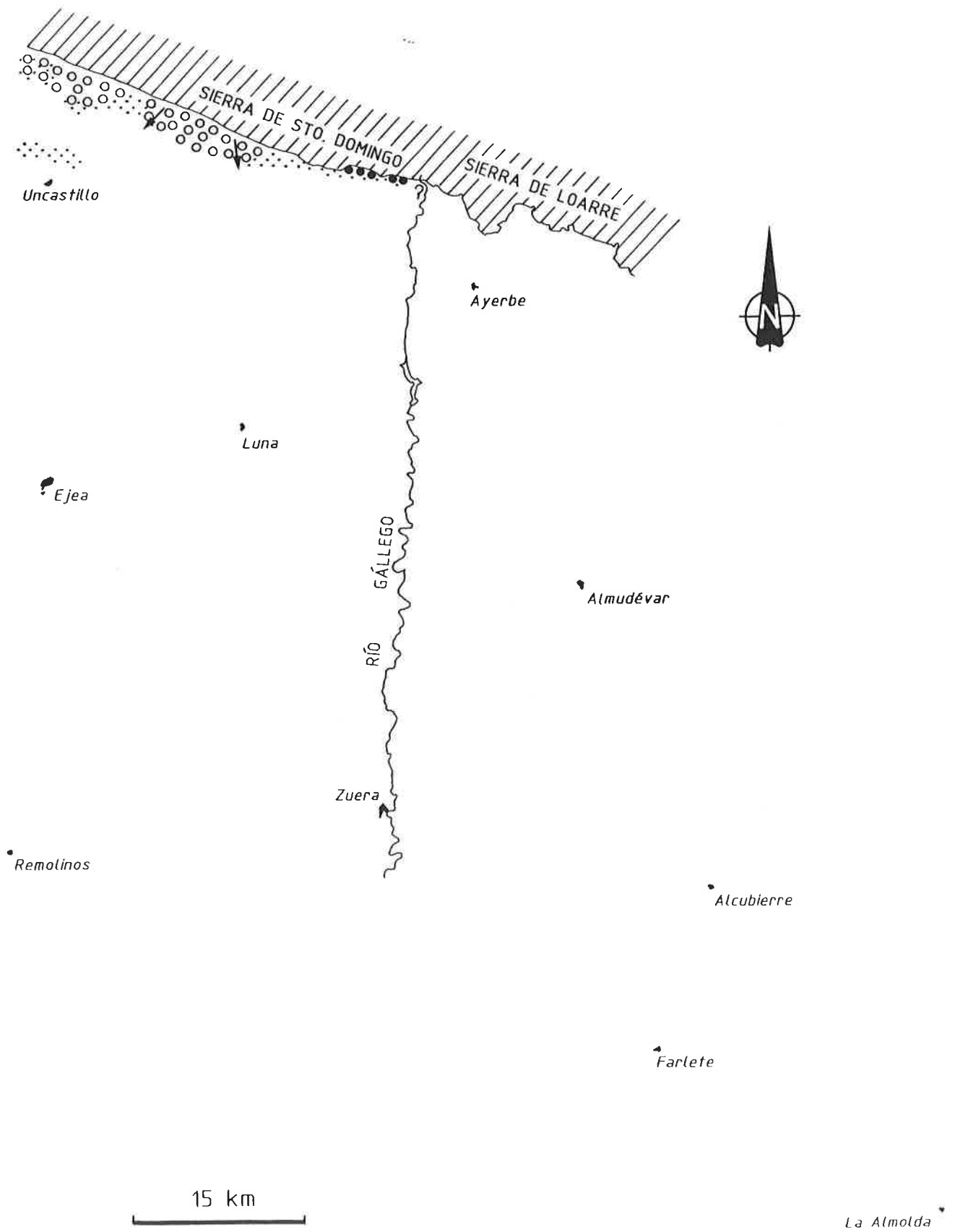


Figura 3.75.- Distribución de litofacies para la Unidad U₂¹

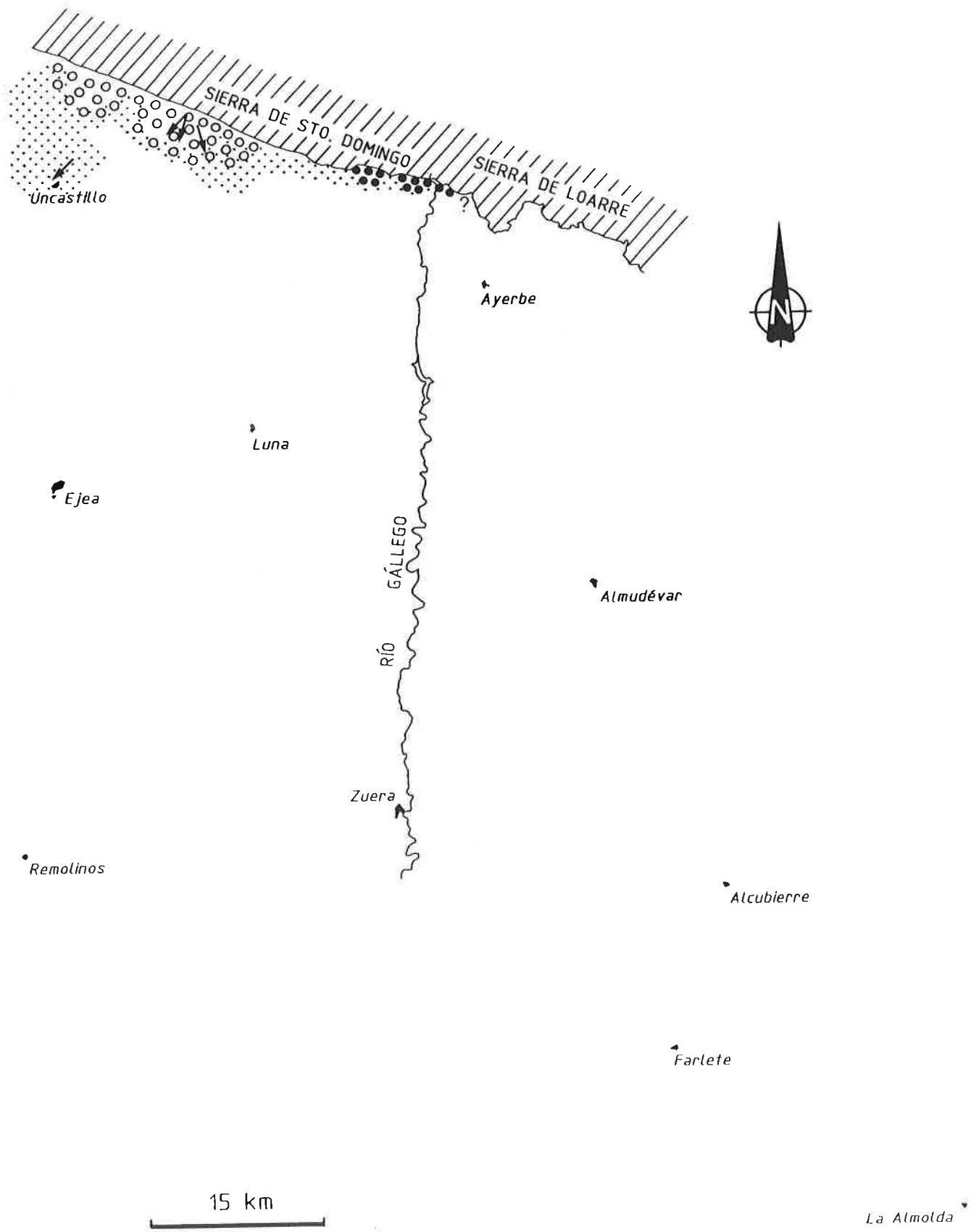


Figura 3.76.- Distribución de litofacies para la Unidad U₂²

a la de la Unidad U₁², excepto en el sector de Agüero, donde aparecen dos áreas con litofacies COM, correspondientes a sectores proximales de abanicos, bordeadas por areniscas y lutitas (AL). Al Norte de Uncastillo existe un pequeño afloramiento de la litofacies AL, correspondiente a sectores medios de abanicos aluviales. Para la Unidad U₂² (figura 3.76) es posible cartografiar una orla de areniscas y lutitas en torno a las facies conglomeráticas COF, que siguen mostrando dos áreas de sedimentación contiguas, si bien más próximas de lo que estaban en la Unidad U₁. En el sector del río Gállego, las facies conglomeráticas (COM) se extienden desde Agüero hasta Riglos en forma de tres pequeños afloramientos que pasan lateralmente a areniscas y lutitas por medio de una orla de areniscas y conglomerados (ACOM).

En cualquiera de estos afloramientos, la Unidad U₂ tiene procedencia septentrional.

3.3.3.- Distribución de litofacies para la Unidad U₃-N₁

Como se ha expuesto anteriormente (apartado 2.3), esta Unidad es la que muestra mayor extensión de afloramiento. Su compleja evolución vertical obliga a la realización de varios mapas de distribución de litofacies. El reparto de litofacies de las megasecuencias U₃¹ y U₃² es bastante similar para las facies aluviales y su distinción no aporta datos relevantes; además, la megasecuencia U₃¹ sólo aflora en la parte Norte del sector septentrional. Por ello se ha elaborado la distribución de litofacies para la base de la megasecuencia U₃², cerca del límite U₃¹/U₃² (figura 3.77) y para el techo de la megasecuencia U₃² (figura 3.78). La distribución de esta última es semejante a la de la base de la megasecuencia U₃³, por lo que a continuación ya se ha representado la parte central de la U₃³-N₁ (figura 3.79). Por último, el techo de la Unidad U₃-N₁ sólo se conoce para el sector meridional de área de estudiada (figura 3.80).

* La distribución de facies para la base de la megasecuencia U₃² (figura 3.77) muestra un mínimo desarrollo de las facies conglomeráticas con respecto al que presentan la base de la megasecuencia U₃¹ y el techo de la U₃²: dos áreas conglomeráticas del tipo COF, en la parte occidental, y tres afloramientos discretos del tipo COM, más al Este. Las litofacies ACOF y ACOM bordean estos sectores proximales de abanico. La litofacies de areniscas y lutitas (AL) se encuentra como paso lateral de aquéllas, si bien al Este del río Gállego no afloran sus equivalentes laterales proximales. La litofacies AL pasa a la de lutitas y areniscas (LA), la cual aflora en una buena extensión. Lo mismo ocurre con la litofacies de lutitas (L), la de margas o lutitas y yesos (MY) y la de lutitas, areniscas y calizas (LAC), que alcanzan gran desarrollo. La de lutitas se extiende desde el

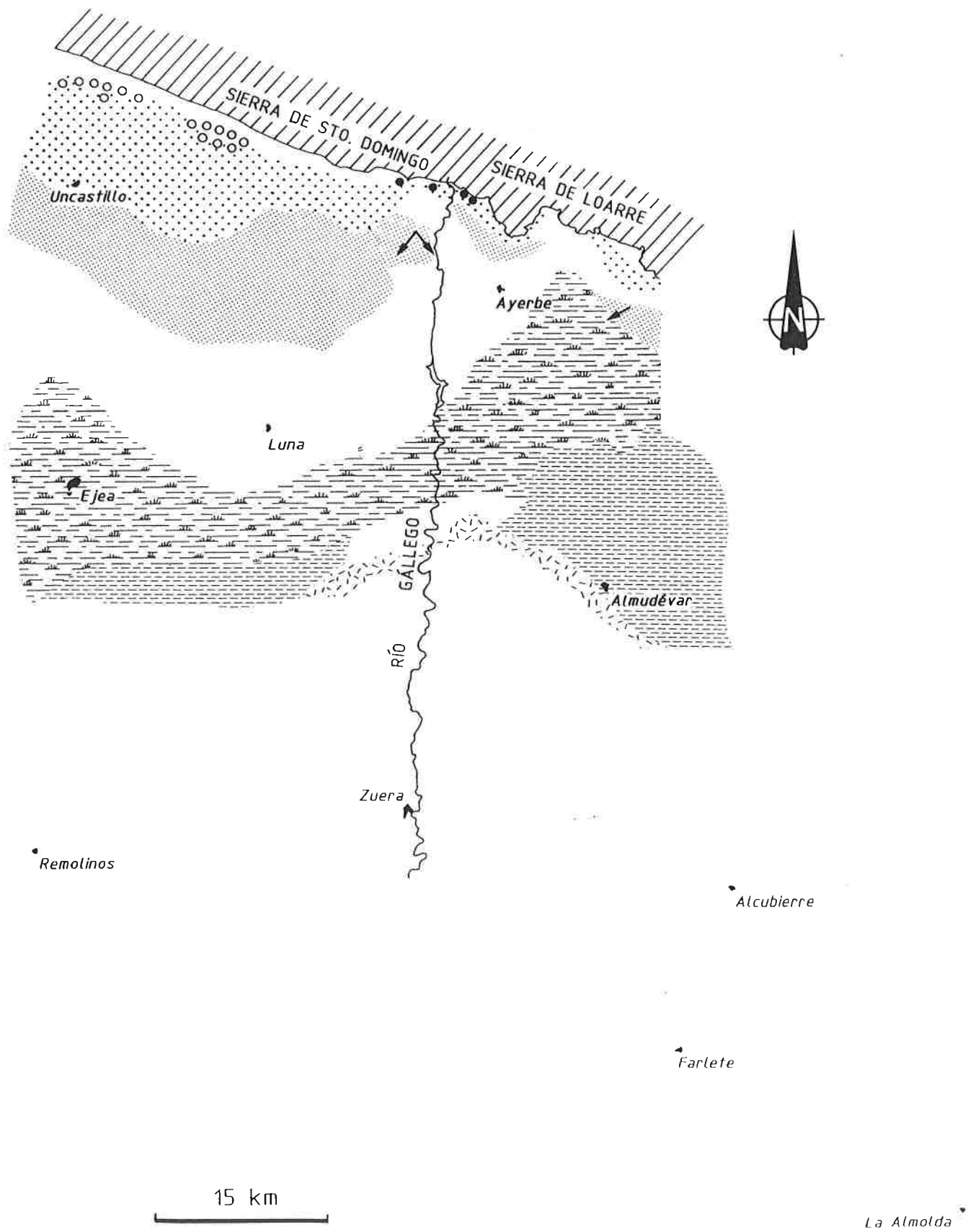


Figura 3.77.- Distribución de litofacies para la base de la megasecuencia U_3^2

Oeste hasta el Este, donde se prolonga hacia el Norte. La de lutitas, areniscas y calizas aparece al Sur del área de Luna-Ejea y en los alrededores de Almudévar; la de lutitas y yesos se extiende al Oeste de esta localidad. Estas dos litofacies (LAC y MY) se relacionan lateralmente entre sí y con la litofacies de lutitas, y marcan la máxima extensión de áreas lacustres marginales que puede registrarse a partir de afloramientos de las distintas Unidades.

Las direcciones de paleocorrientes indican procedencia septentrional. En el extremo nororiental del área estudiada se detectan paleocorrientes procedentes del Noreste.

* El techo de la megasecuencia U₃² se reconoce a lo largo de toda el área de estudio (figura 3.78). Las facies conglomeráticas (COF al Oeste y COM al Este) presentan un buen desarrollo. La litofacies COF ocupa una banda continua de dirección ONO-ESE por coalescencia de los sectores proximales de abanicos. La litofacies COM se halla distribuida en varias áreas (Murillo, Riglos - Los Fils y Norte de Bolea-Aniés), que se relacionan lateralmente mediante la litofacies de areniscas y lutitas. Las litofacies COF y COM pasan en el sentido de los aportes a areniscas y conglomerados (litofacies ACOF y ACOM, que se hallan restringidas a las orlas conglomeráticas) y, finalmente, a areniscas y lutitas. La litofacies AL muestra una amplia extensión: desde los alrededores de Uncastillo hasta las cercanías de Ayerbe, y hacia el Sur tiene su máximo alcance por Luna, pues llegaría, como mínimo, hasta el vértice Monlora, al Sureste de Luna. En Ayerbe y al Sur Uncastillo se aprecia el paso de la litofacies AL a la de lutitas y areniscas (LA).

Ya en el sector meridional, el techo de la megasecuencia U₃² está representado por un franja de lutitas y areniscas que bordea los Montes de Castejón y sus estribaciones (desde Remolinos hasta el Norte de Zuera), evidenciando la tendencia hacia un máximo de "progradación" de los abanicos hacia el centro de la cuenca. Esta litofacies se relaciona lateralmente, hacia el Sur y el Este, con la de margas o lutitas y yesos, y ésta con la de lutitas, yesos y areniscas, que se extienden al Norte y Noreste de la Sierra de Alcubierre. Al Sureste de la localidad de Alcubierre, la litofacies MY pasa a la de lutitas, areniscas y calizas, y ésta a la de margas o lutitas y calizas, al Norte de La Almolda.

A partir de los datos del sondeo de Zuera (LANAJA, 1987) es posible que en los alrededores de esta localidad haya facies de yesos (Y) en el techo de la megasecuencia U₃².

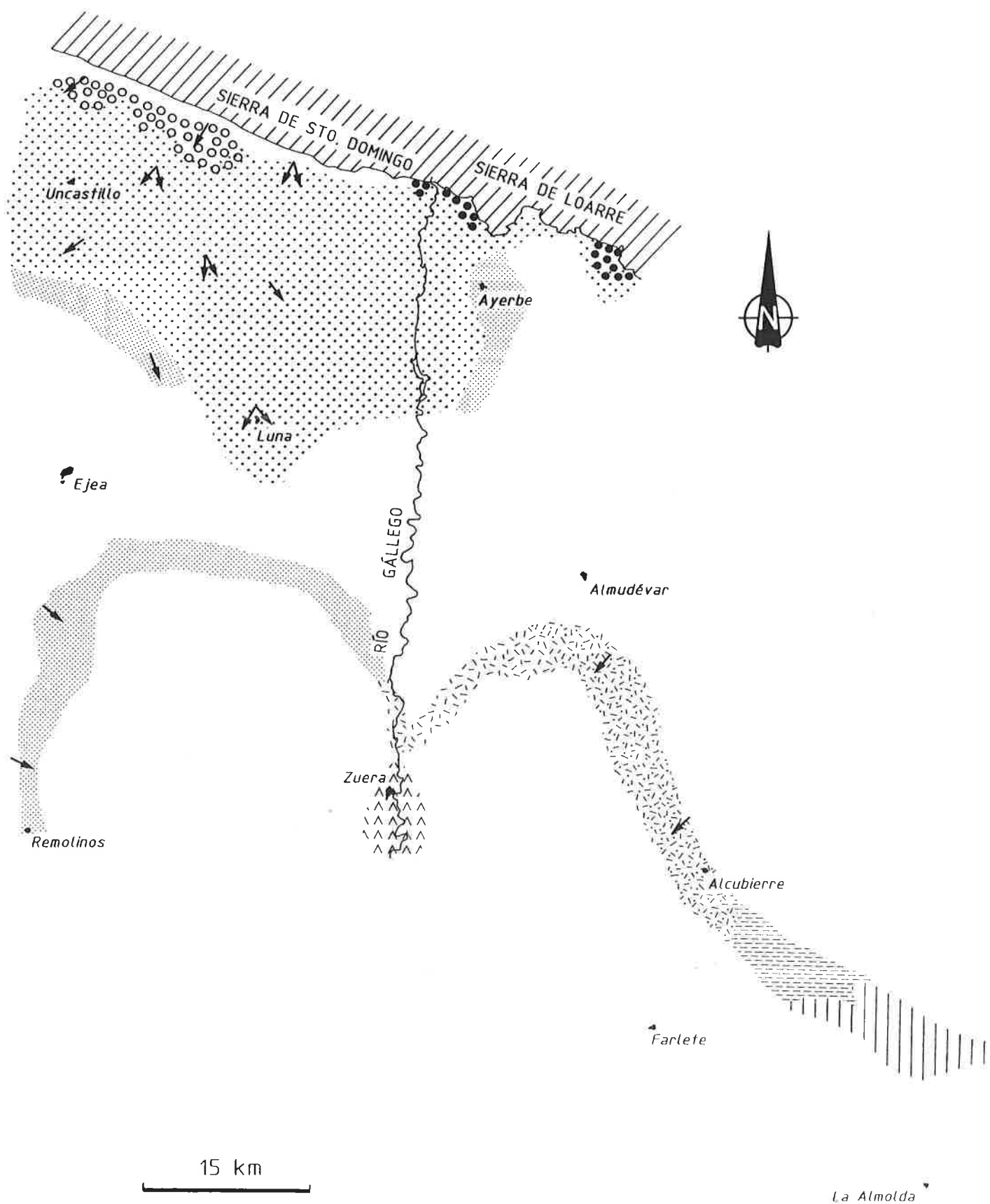


Figura 3.78.- Distribución de litofacies para el techo de la megasecuencia U_3^2

Las paleocorrientes medidas en el sector septentrional indican procedencia Norte; la litofacies de areniscas y lutitas muestra una distribución aparentemente radial a partir de las áreas con litofacies COF (principalmente, Puig Moné). Esta distribución radial se identifica hacia el Este hasta los alrededores de Ayerbe, por lo que se infiere que las áreas con litofacies COM no son las áreas principales de aportes de la litofacies AL, excepción hecha de los conglomerados situados al Noreste de Aniés, de los cuales no se conocen sus equivalentes laterales inmediatos hacia el Sur. Al Sur de Ejea de los Caballeros, la megasecuencia U_3^2 (niveles estratigráficos por debajo de los representados en el mapa de la figura 3.78) tiene, al menos aparentemente, procedencia occidental. En los alrededores de Remolinos, el techo de la megasecuencia muestra paleocorrientes del Oeste-Noroeste. En la vertiente oriental de la Sierra de Alcubierre, las paleocorrientes indican procedencia del Noreste.

* La parte media de la megasecuencia U_3^3 también se reconoce en los sectores septentrional y meridional (figura 3.79). Los conglomerados de tipo COF sólo afloran al Norte y Noroeste de Luesia y corresponden a un único abanico fluvial (en el mapa sólo se ha representado la extensión real de afloramiento). Al Este del río Gállego, los conglomerados de tipo COM se localizan en tres áreas más o menos extensas, que pasan lateralmente a areniscas y conglomerados y a areniscas y lutitas. Los conglomerados de tipo COF se relacionan lateralmente, en el sentido de los aportes, con una amplia zona de areniscas y lutitas (AL) que se extiende de Oeste a Este del sector septentrional, hasta Ayerbe. Hacia el Sur llega, como mínimo hasta Luna y Monlora. La litofacies de lutitas y areniscas (LA) se reconoce como tránsito de la anterior al Este de Ayerbe.

En el sector meridional, la parte media de la megasecuencia U_3^3 está formada por calizas y margas (CM) en las vertientes Norte y Sur de los Montes de Castejón. La litofacies CM se relaciona lateralmente con la litofacies de margas o lutitas y yesos (MY) y con la de yesos, lutitas o margas y calizas (Y). Los yesos alcanzan su máximo desarrollo en los alrededores de Zuera y Remolinos. En la Sierra de Alcubierre, la litofacies CM se extiende como una banda de orientación NO-SE desde la parte Norte de dicha Sierra hasta las cercanías de La Almolda. Hacia el Oeste pasa a yesos, lutitas o margas y calizas (Y); el mayor desarrollo de esta litofacies se halla en Farlete y al Oeste de Farlete.

La procedencia de los aportes es la misma que para el techo de la megasecuencia U_3^2 , al menos para el sector septentrional.

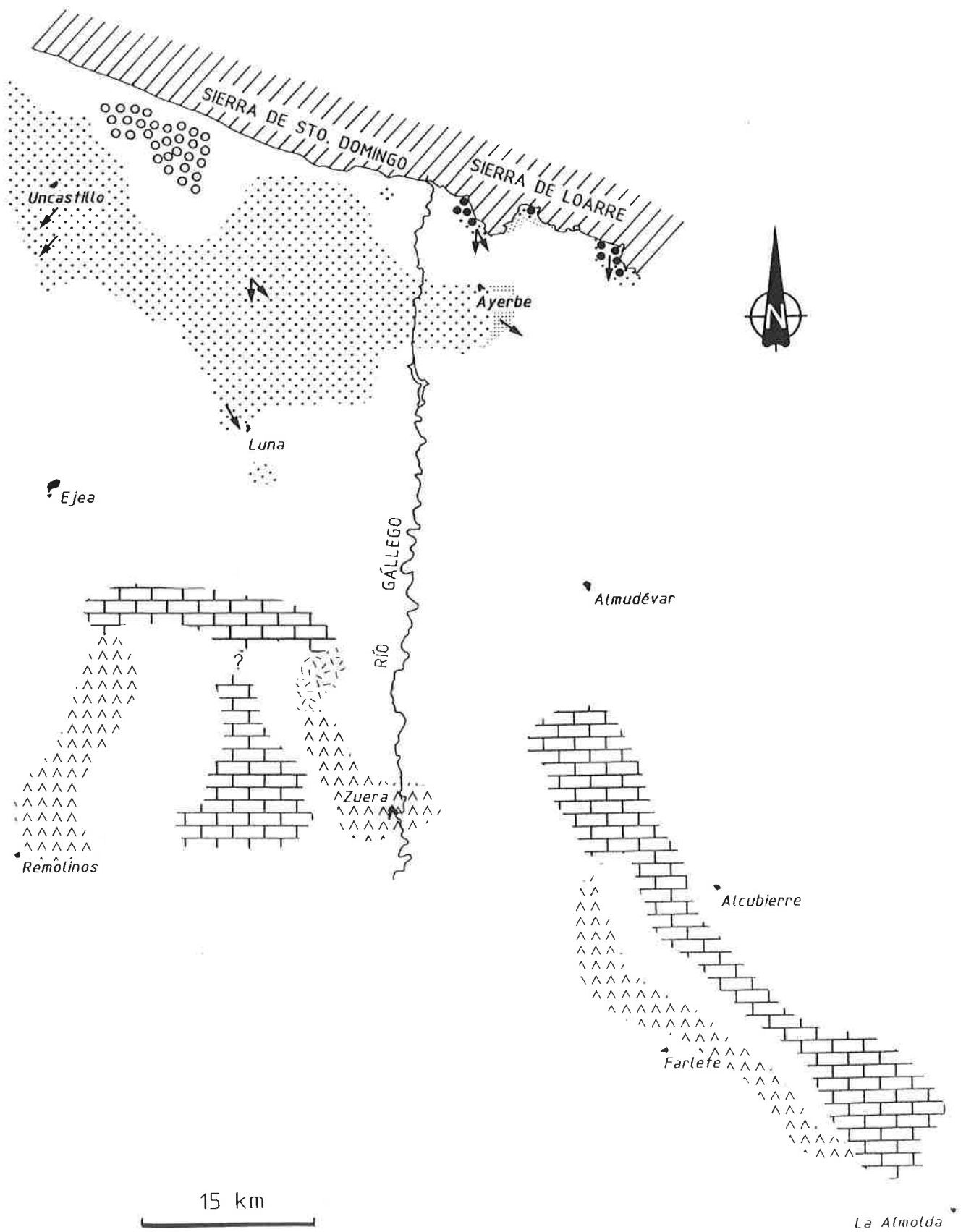


Figura 3.79.- Distribución de litofacies para la parte media de la megasecuencia U_3^3

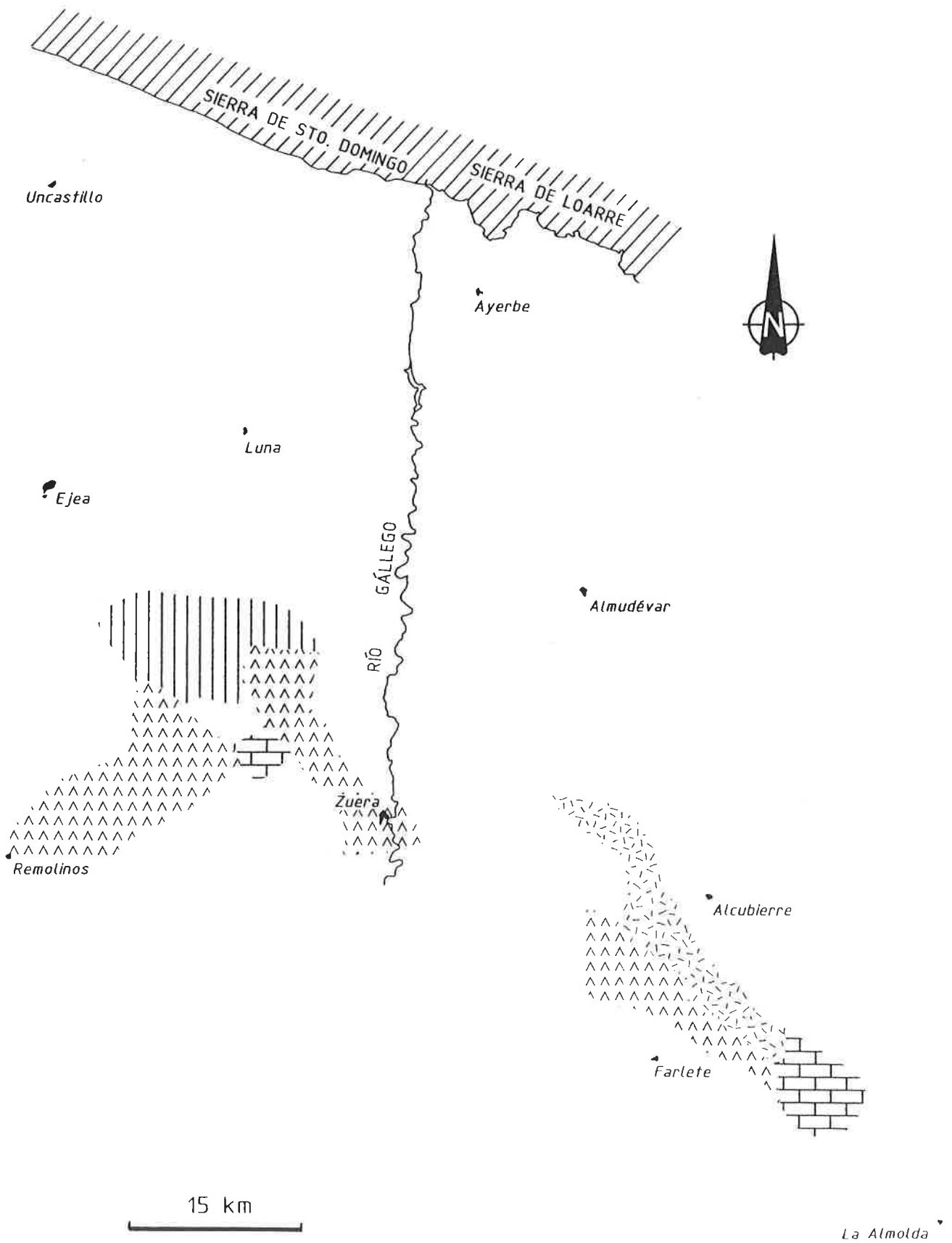


Figura 3.80.- Distribución de litofacies para el techo de la Unidad U₃-N₁

* El techo de la Unidad U3-N1 sólo se ha identificado en el sector meridional, ya que en el septentrional no se ha reconocido, con los datos disponibles, el techo de la misma. En la figura 3.80 se muestra la distribución de litofacies: la mayor extensión es la ocupada por las litofacies Y y MY. La litofacies de yesos, lutitas o margas y calizas (Y) aparece en la zona suroccidental de la Sierra de Alcubierre y de los Montes de Castejón; en estos últimos, los yesos también se presentan al Noroeste de Zuera. La litofacies de margas o lutitas y yesos (MY) muestra buen desarrollo al Norte y Este de la Sierra de Alcubierre. Las litofacies carbonatadas consisten en margas o lutitas y calizas (MC) en el tercio Norte de los Montes de Castejón y en calizas y margas (CM) al Sur de éstos y en el extremo suroriental de la Sierra de Alcubierre.

Cabe esperar que el techo de esta Unidad tenga la misma procedencia que el resto de la Unidad, pues tanto la distribución de litofacies como la composición mineralógica de la fracción arcilla parecen congruentes con los datos obtenidos por paleocorrientes en niveles estratigráficos inferiores.

3.3.4.- Distribución de litofacies para la Unidad N2

Esta Unidad sólo aflora en el sector meridional y se restringe a la parte alta de los relieves principales: Montes de Castejón y Sierra de Alcubierre (figura 3.81). En el primer caso, si bien existen variaciones locales del tipo de calizas presentes, su separación cartográfica no es factible dentro del conjunto de la Unidad y la litofacies representada es la de calizas y margas *s.l.* Como ya se ha expuesto al describir esta litofacies y en la caracterización de las Unidades, la parte Norte de los Montes de Castejón incluye calizas laminadas en la base de la Unidad.

En la Sierra de Alcubierre se han diferenciado las litofacies de calizas masivas, calizas bioturbadas y margas (CMm) en el extremo suroriental, y de calizas laminadas, calizas masivas y margas (CMI) en la parte central y occidental. En el sector suroccidental, la litofacies CMI presenta indentaciones de la litofacies Y, y llega a reconocerse un afloramiento de esta litofacies hacia el techo de la Unidad (Miembro Perdiguera de la Formación Alcubierre).

La procedencia de esta Unidad es septentrional: del Noreste en el caso de la Sierra de Alcubierre y del Norte y Noroeste en el caso de los Montes de Castejón. Estas consideraciones se deducen a partir de la distribución de litofacies y, en la Sierra de

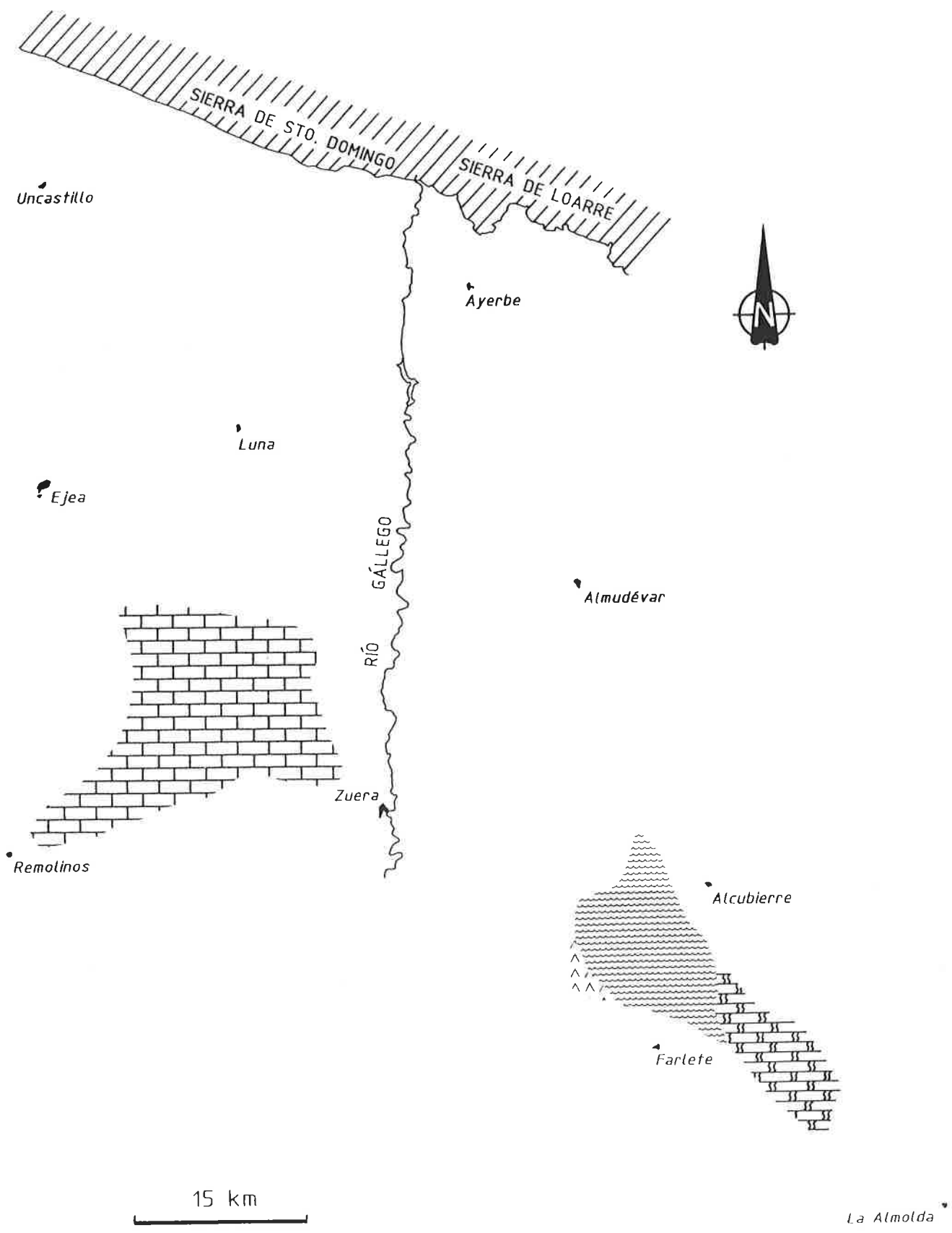


Figura 3.81.- Distribución de litofacias para la Unidad N₂

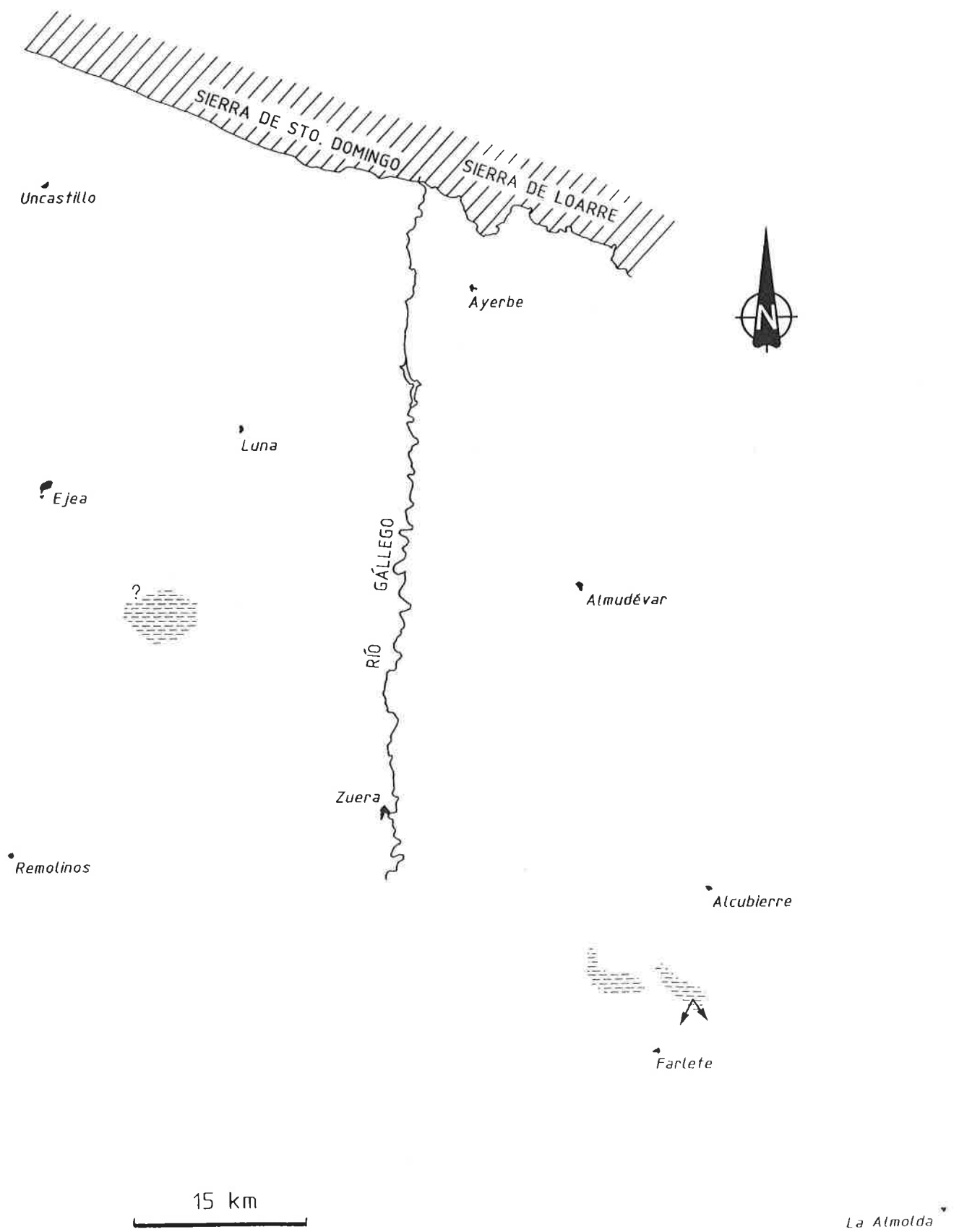


Figura 3.82.- Distribución de litofacias para la Unidad N₃

Alcubierre, por la composición mineralógica de la fracción arcilla, invariable con respecto a la de las Unidades U₃-N₁ y N₃, donde las paleocorrientes indican dicha procedencia.

3.3.5.- Distribución de litofacies para la Unidad N₃

Esta Unidad aflora únicamente en la Sierra de Alcubierre: San Caprasio, Monte Oscuro y ermita de Santa Cruz (al Este de Perdiguera), y está compuesta por la litofacies de lutitas, areniscas y calizas (figura 3.82). No se conocen las relaciones laterales de esta litofacies, ya que éste es el único afloramiento de la Unidad N₃ dentro del área de estudio.

La procedencia de esta Unidad es septentrional, como indican las paleocorrientes y la invariable composición mineralógica de la fracción arcilla con respecto a las Unidades N₁ y N₂.

3.3.6.- Distribución de litofacies de otros afloramientos de la Formación Uncastillo

En la figura 3.83 se muestran los dos únicos afloramientos: la Unidad de conglomerados de la Peña del Sol, formada por la litofacies COF, y las brechas monogénicas situadas al Noreste de Aniés, asimilables a la litofacies COM.

Como se ha indicado previamente no se conoce la relación temporal entre estos dos afloramientos.

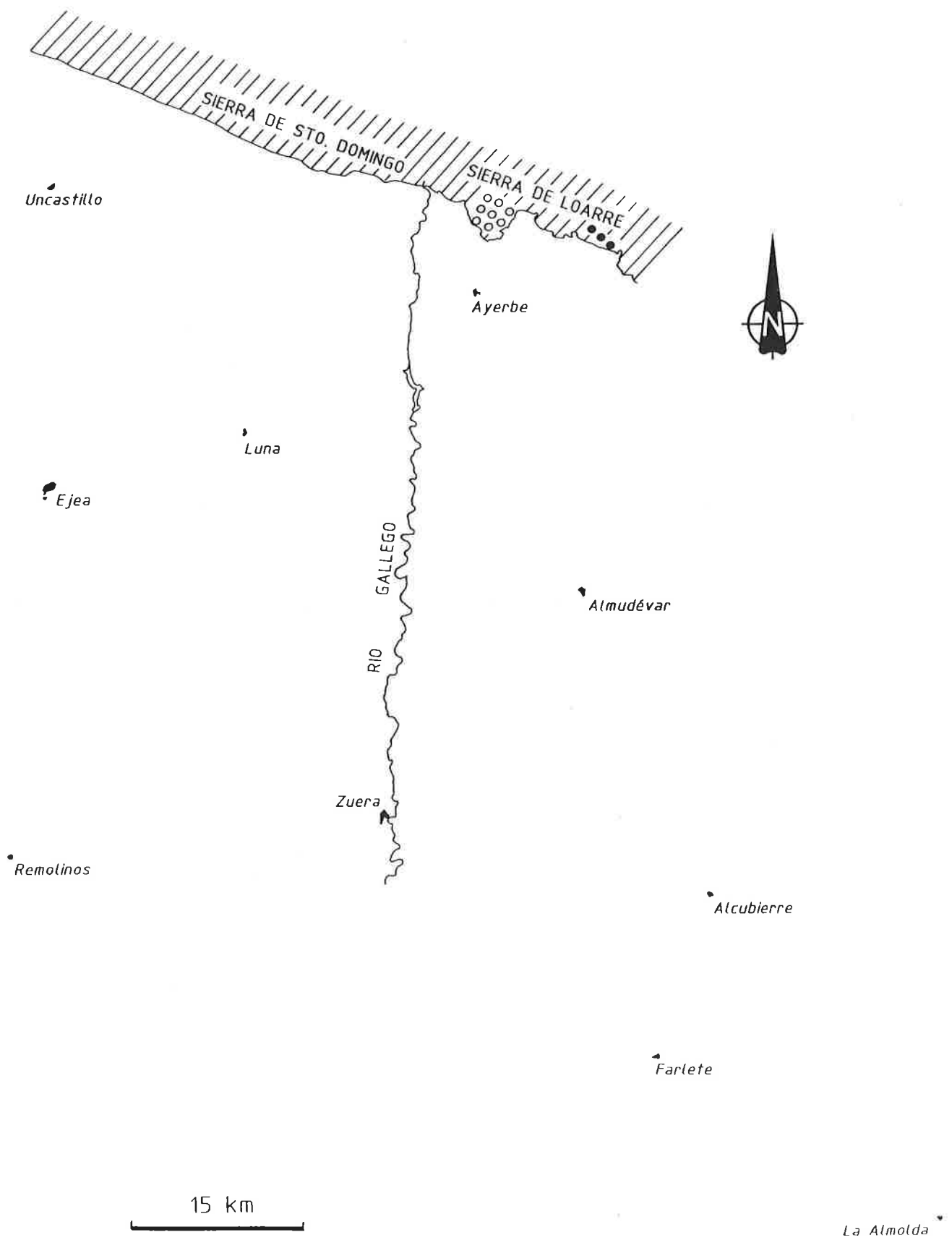


Figura 3.83.- Distribución de litofacies para otros afloramientos de la Formación Uncastillo.

3.4.- MODELOS SEDIMENTARIOS

Una vez conocida la distribución espacial y temporal de las litofacies caracterizadas anteriormente es posible establecer un conjunto de asociaciones que, de manera más o menos constante, se repiten a lo largo del tiempo en el área estudiada. Estas asociaciones se deducen a partir de las sucesión vertical de litofacies presente en los perfiles estratigráficos y a partir de las relaciones laterales reconocibles en los mapas de distribución espacial de litofacies.

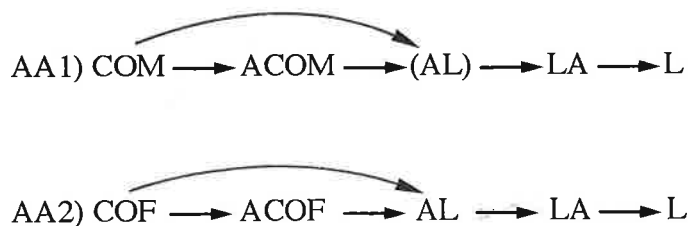
Las asociaciones de litofacies resultantes permiten distinguir diferentes modelos sedimentarios, que pueden coexistir en un momento dado o alternar a lo largo del tiempo. Estos modelos corresponden a dos medios sedimentarios: abanicos aluviales (AA) y lagos (LG).

3.4.1.- Modelos de abanicos aluviales (AA)

El establecimiento de asociaciones de litofacies referibles a abanicos aluviales sólo es factible a partir de las distribuciones de litofacies observadas en la Unidad más alta del sector septentrional (Unidad (U₃-N₁), pues las inferiores tienen un afloramiento muy limitado en sentido longitudinal a los aportes. En estas unidades inferiores, la distribución de litofacies que se observa en sentido paralelo al margen de la cuenca es incompleta, aunque concordante con la distribución radial de litofacies que se reconoce en la Unidad U₃-N₁, en sus sectores proximales.

En este sentido, los sistemas fluviales de Luna y Huesca diferenciados por HIRST y NICHOLS (1986) para el conjunto de la serie terciaria, sólo son referibles a los sedimentos más modernos de este sector de la Cuenca del Ebro, al menos en el caso del sistema de Luna, que es el que mejor se conoce en este estudio.

Las principales asociaciones de litofacies referibles a medios de abanicos aluviales son:



Los términos entre paréntesis son minoritarios.

Estas dos asociaciones corresponden a dos modelos de abanicos con diferentes características, que coexisten durante las tres Unidades (U₁, U₂ y U_{3-N1}).

A continuación se exponen los aspectos fundamentales de estos dos modelos de abanicos aluviales:

1) Asociación AA1

Esta asociación representa abanicos aluviales de reducida extensión longitudinal y amplitud limitada. Sus características esenciales se muestran en el esquema de la figura 3.84.

En estos abanicos es posible diferenciar tres sectores:

- Proximal:

Está caracterizado por facies conglomeráticas (COM). En algunas de las zonas más proximales, que se hallan configurando cañones o paleovalles, los depósitos dominantes son los desorganizados, originados por flujos acuosos confinados de alta energía. En estas zonas también pueden intervenir procesos de *mass flows* turbulentos. Localmente existen brechas monogénicas asociadas a taludes.

Los depósitos más frecuentes en este sector son los producidos por flujos acuosos no canalizados (*sheet floods*), que conducen a la formación de mantos de gravas (granodecrecientes o granocrecientes). Aparentemente, las secuencias más repetidas son las correspondientes al avance de lóbulos.

- Medio:

La litofacies característica es la de areniscas y conglomerados (ACOM), junto con la de areniscas y lutitas (AL).

La litofacies de areniscas y conglomerados (ACOM) puede aparecer como paso intermedio entre las litofacies COM y AL. Esta litofacies responde principalmente al desarrollo de lóbulos y, en menor proporción, a sistemas fluviales entrelazados de escaso relieve que se instalan sobre aquéllos.

La litofacies AL corresponde a depósitos de sistemas de canales y barras entrelazados, canales poco sinuosos aislados y depósitos laminares, con buen desarrollo de la llanura lutítica.

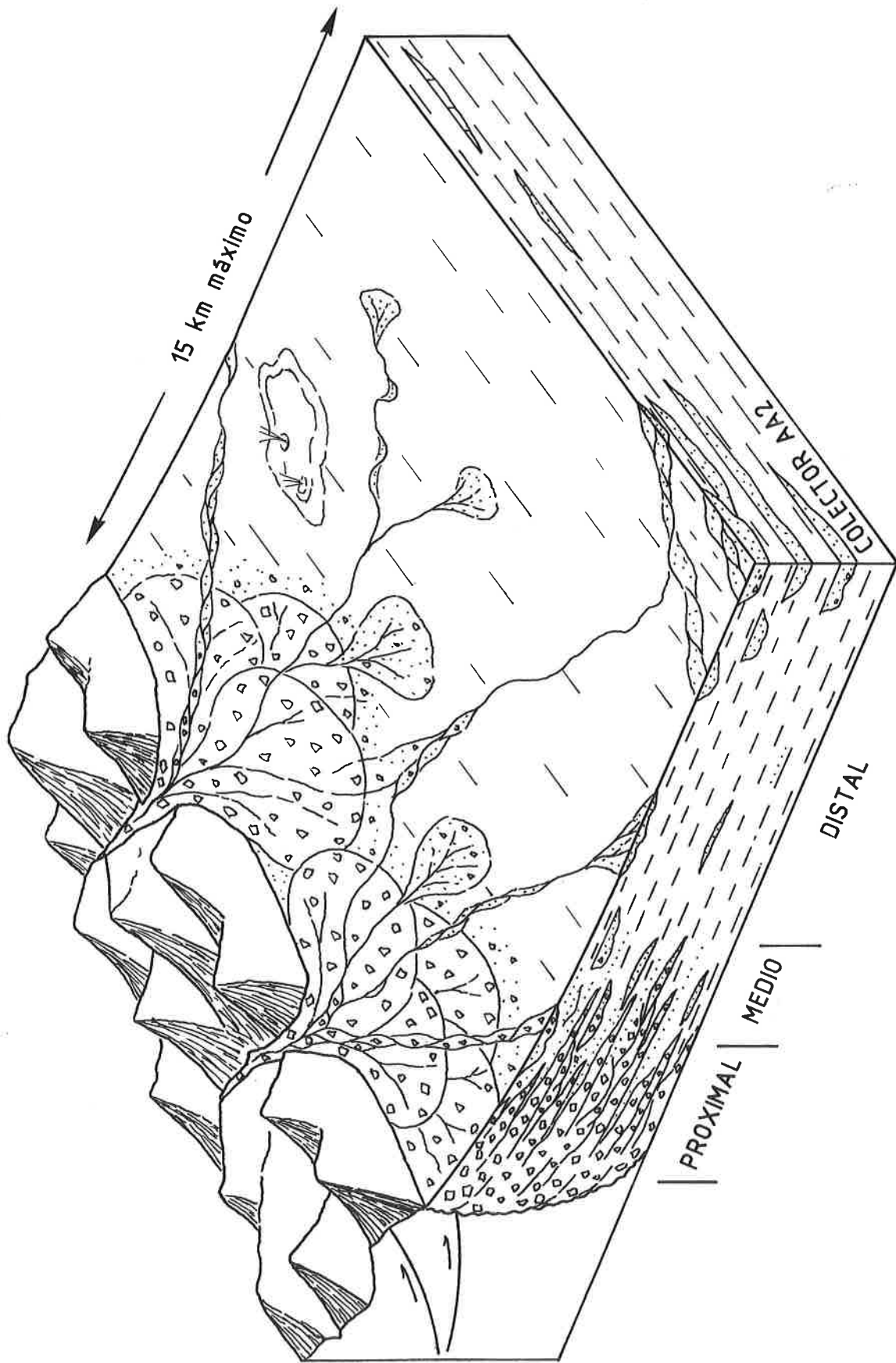


Figura 3.84.- Asociación AA1

- Distal:

Aguas arriba está dominado por la litofacies de lutitas y areniscas (LA) y aguas abajo predominan las lutitas (L). Este sector del abanico representa una amplia llanura lutítica con desarrollo de flujos laminares y discretos canales aislados.

Los abanicos aluviales de esta asociación tienen una dimensión en sentido longitudinal de hasta 15 Km., aunque corrientemente es mucho más pequeña (5 Km.) debido a que sus sectores medios o distales suelen ser colectados por sistemas de mayores dimensiones (asociación AA2), como ocurre, por ejemplo, en Agüero. La extensión de los sectores proximales es reducida, tanto en sentido longitudinal (desde menos de 1 Km. hasta alrededor de 2 Km.) como transversal a los aportes (en torno a 3-4 Km.). El sector proximal muestra un tránsito muy rápido al sector medio con litofacies de areniscas y lutitas, que, por otra parte, es el de más reducidas dimensiones. La mayor extensión de estos abanicos se halla ocupada por el sector distal (litofacies LA y L).

Todas estas características son propias de abanicos aluviales de escasa competencia de transporte o "abanicos de baja eficacia de transporte" según COLOMBO (1989). Se desarrollaron a lo largo del tiempo de depósito de las Unidades U₁, U₂ y U₃, aunque actualmente los mejores afloramientos son los de U₂ y, en especial, U₃.

Este tipo de abanicos se encuentra adosado a las Sierras Exteriores mediante discordancia. En algunos lugares son cabalgados por las láminas de la unidad cabalgante de Riglos.

Los clastos suelen ser predominantemente de naturaleza calcárea, aunque siempre hay de areniscas en proporciones menores. Su área fuente la constituyen las Sierras Exteriores. La extensión de las cuencas de drenaje es reducida; NICHOLS (1984, 1987c y 1989), a partir de las superficies de estos abanicos obtiene que las cuencas de drenaje de éstos oscilan entre menos de 5 Km² en el caso del abanico de Riglos y algo más de 20 Km² en el de Linás.

2) Asociación AA2

Esta asociación representa abanicos aluviales de gran longitud y amplitud. Sus características principales se esquematizan en la figura 3.85.

En estos abanicos se distinguen cuatro sectores:

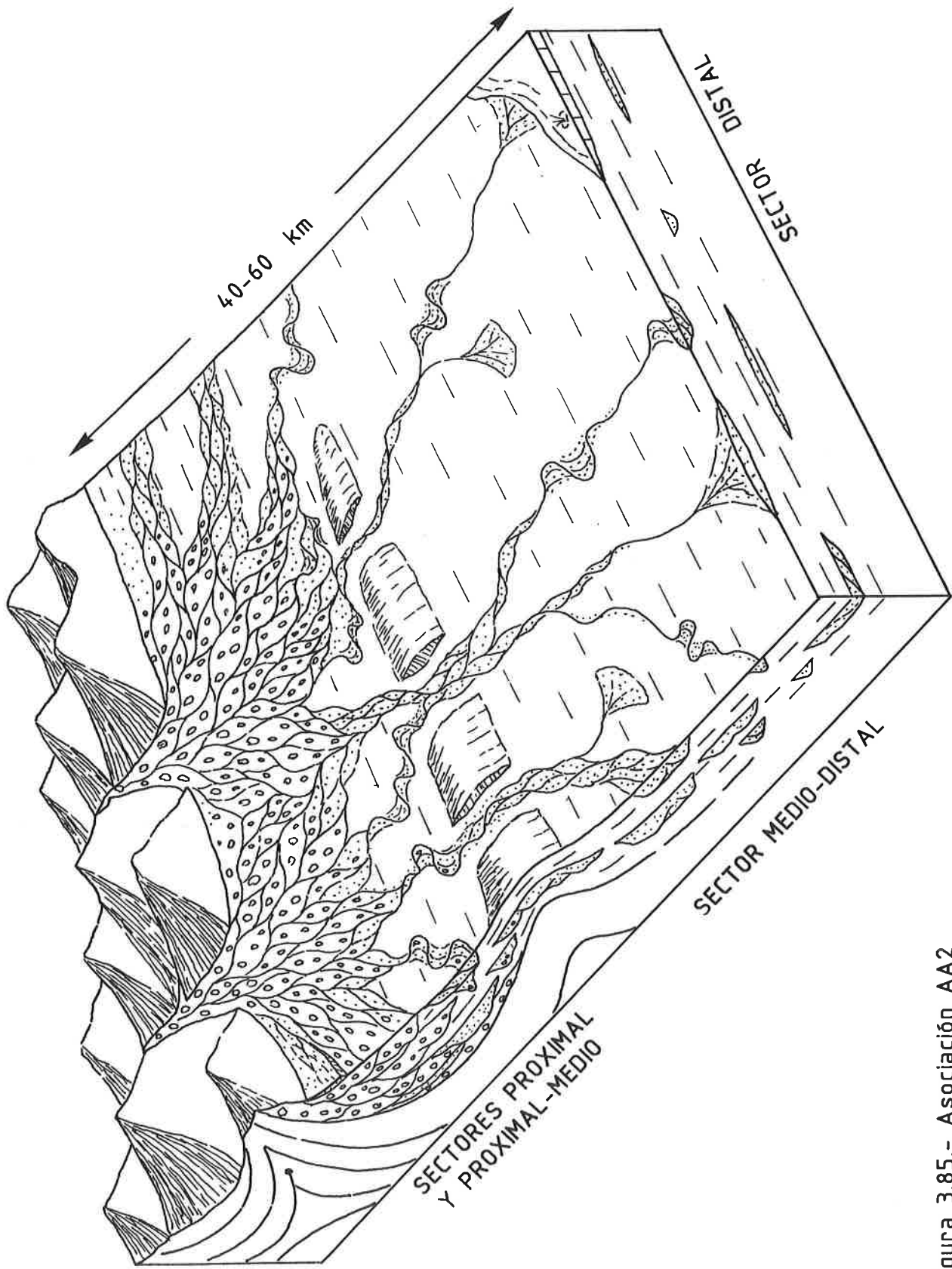


Figura 3.85.- Asociación AA2

- Proximal:

Está representado por la litofacies de conglomerados fluviales de tipo Luesia (COF). En los depósitos más proximales son relativamente frecuentes las facies desorganizadas, originadas por flujos instantáneos (*flash floods*), si bien rápidamente dominan las facies Gm₂ y Gh, con Gs, Gp y Am, Ah, As subordinadas. Un rasgo común es la imbricación de clastos. Este sector representa el desarrollo de sistemas de canales y barras de bajo relieve, de tipo entrelazado.

- Proximal-medio:

Las litofacies presentes son la de areniscas y conglomerados (ACOF) y la de areniscas y lutitas (AL). La litofacies ACOF suele encontrarse como paso intermedio de COF a AL.

Este sector está caracterizado por el desarrollo de sistemas conglomeráticos y arenosos de canales y barras de relieve moderado, esencialmente de tipo entrelazado, a veces con dos niveles topográficos diferenciados.

En este sector, cambios bruscos en la pendiente del abanico en ciertas áreas (flanco Norte del anticlinal de Uncastillo) determinan la creación de cursos meandriiformes.

- Medio-distal:

Está caracterizado por la litofacies de areniscas y lutitas (AL), que en este sector representa tanto cursos meandriiformes como canales poco sinuosos, efímeros o con rápida migración lateral. Las variaciones en la sinuosidad de la red se producen en el espacio (en el sentido de los aportes) y en el tiempo, indicando pendientes críticas y fluctuaciones importantes de la descarga. Aguas abajo aumenta la extensión y potencia de los depósitos lutíticos y se pasa a la litofacies de lutitas y areniscas (LA), con una clara disminución de los cursos canalizados.

- Distal:

Aparece representado por la litofacies de lutitas y areniscas y la de lutitas. Dominan los procesos acuosos laminares, aunque también existen algunos canales aislados, rectilíneos o sinuosos. Las áreas más alejadas de este sector se caracterizan por una amplia llanura lutítica en la que se desarrollan áreas lacustres carbonatadas (que también

podrían proceder de la expansión de lagos situados más hacia el Sur) y zonas con procesos de bombeo evaporítico.

Los abanicos del tipo AA2 muestran una longitud, desde las facies proximales a las distales, que oscila entre 40 y 60 Km. y gran amplitud (decenas de Kilómetros), con una distribución radial de las paleocorrientes. Presentan buen desarrollo de los diferentes sectores y pasos graduales de facies, aunque el tránsito del proximal al proximal-medio es relativamente rápido en muchas zonas. Existe un claro predominio de depósitos canalizados en el sistema activo, desde el sector proximal al medio-distal. El sector proximal posee características de una red fluvial de tipo entrelazado. Los sectores proximal-medio y medio-distal tienen una gran extensión y gran diversidad en el tipo de red fluvial. En el sector proximal-medio, el estilo fluvial está determinado por variaciones de la pendiente topográfica, en relación con el desarrollo de pliegues sinsedimentarios paralelos al margen de la cuenca y originados en su interior. Aguas abajo, la sinuosidad de la red depende de las fluctuaciones en la descarga. El sector distal viene representado por una extensa llanura lútfica.

Estas características son típicas de abanicos aluviales con predominio de procesos fluviales, semejantes a los que COLOMBO (1989) denomina "de alta eficacia de transporte" o a los descritos por DIAZ MOLINA *et al.* (1985) como "abanicos fluviales".

Este tipo de abanicos fue activo durante el tiempo de depósito de las Unidades U₁, U₂ y U₃. Su desarrollo completo en sentido longitudinal sólo es perceptible en la Unidad más moderna, debido a que su disposición estructural únicamente permite el afloramiento de los sectores proximal y proximal-medio en el caso de las dos Unidades más bajas.

Los clastos dominantes son los de areniscas de la Formación Campodarbe, sobre la que se apoyan los sectores proximales. Dichos clastos se encuentran siempre bien redondeados, evidenciando un transporte importante. El área fuente es, esencialmente, la Cuenca de Jaca en una extensión que no es posible precisar.

Los sectores proximales se encuentran en relación con abanicos de capas en el margen de la Cuenca del Ebro. De la misma forma, los depósitos de los sectores proximal-medio y medio-distal suelen estar implicados en abanicos de capas, éstos relacionados con los pliegues sinsedimentarios del interior de la cuenca, ya citados como determinantes de variaciones en el estilo fluvial. Dichos pliegues, además, han debido influir en la distribución de las litofacies aluviales, encauzando parte de la descarga de los abanicos en dirección paralela al margen de la Cuenca. Como consecuencia, los abanicos

presentan la litofacies AL un tanto "aplastada" contra el margen de la Cuenca (figuras 3.77 y 3.78), lo que se traduce como una importante elongación de los sectores medios y medios-distales hacia el Este y hace posible su actuación como colectores de algunos abanicos de baja eficacia de transporte, al menos a partir de la Unidad U₂.

3.4.2.- Modelos de lagos (LG)

El reconocimiento de asociaciones de facies y litofacies referibles a medios lacustres sólo es posible para las Unidades U₃-N₁, N₂ y N₃, debido a que en las Unidades inferiores no afloran.

Los modelos lacustres pueden contemplarse a dos escalas temporales diferentes: la escala de las secuencias de tercer orden y la escala de las secuencias de cuarto orden o macrosecuencias. En el primer caso se atiende esencialmente a las relaciones verticales de facies observadas a lo largo del análisis estratigráfico y sedimentológico realizado, pero las relaciones espaciales tienen poca incidencia en la elaboración de los modelos. En el segundo caso se contemplan, de forma prioritaria, las relaciones laterales de las litofacies y los modelos resultantes integran intervalos temporales que ya son relevantes a la escala del tiempo geológico.

En cualquier caso, el cálculo de la amplitud temporal de las secuencias de tercero y cuarto orden es difícil de realizar: en primer lugar, por la inseguridad en los datos geocronológicos que pueden utilizarse; en segundo lugar, por la dificultad de obtener unas cifras seguras del número de secuencias de tercer orden en cada Unidad (su número varía de unos lugares a otros en función de su posición más central o más marginal en el sistema lacustre y del tipo de sedimentos) y en tercer lugar, por la variable potencia de las secuencias de cuarto orden que componen cada Unidad.

Una vía de aproximación en el caso de las secuencias de tercer orden es partir de la velocidad de sedimentación promedio. Los datos que pueden manejarse para el sector meridional de área de estudio con sedimentos lacustres son los siguientes:

- Unidad U₃-N₁: Potencia = 410-430 m. Duración \pm 5,5 m.a.
- Unidad N₂: Potencia = 120 m. Duración \pm 4,2 m.a.

La velocidad de sedimentación promedio es de 0,07 a 0,08 mm/año para la Unidad U₃-N₁ y de 0,03 mm/año para la Unidad N₂.

Con estas velocidades, una secuencia de tercer orden de 1,5 m. de potencia debe representar un espacio temporal igual o superior a 20.000 años. Para la Unidad N₂, el cálculo realizado a partir de la duración de la Unidad y el número de secuencias de tercer orden arroja un valor mínimo promedio de aproximadamente 33.600 años. Para esta misma Unidad, el intervalo temporal de las secuencias de cuarto orden o macrosecuencias puede oscilar, en una primera aproximación, entre 400.000 años y 1,5 millones de años, en función de su potencia.

3.4.2.1.- Modelos lacustres a escala de secuencias de tercer orden.

En función de los tipos de secuencias de tercer orden se pueden establecer dos modelos básicos de lagos que, según las interpretaciones realizadas, evolucionan en ciclos de 20.000 años de duración mínima:

LG1.- lagos carbonatados, caracterizados por secuencias C1 y C2.

LG2.- lagos sulfatados, caracterizados por secuencias E y C2.

Asociación LG1

Son lagos carbonatados de carácter permanente, someros, que evolucionan según ciclos complejos de expansión-retracción. La sedimentación en los mismos es referible a dos niveles diferenciados de la lámina de agua: un nivel de aguas bajas, durante el cual se originan facies de calizas laminadas y estromatolíticas, y un nivel de aguas altas, durante el cual se depositan facies de calizas masivas (figura 3.86). En ambos casos, las áreas internas se caracterizan por la sedimentación de margas.

En el nivel más bajo el lago presenta características de alta salinidad, tal como se deduce de la interpretación de las facies correspondientes (apartado 3.2.2.1.) y de los análisis isotópicos de las mismas (capítulo 4). La rareza de organismos superiores y la casi total ausencia de bioturbación en estas facies evidencian salinidades en torno o superiores al 5‰. Los aportes que recibe este tipo de lago vía superficie son intermitentes y esencialmente laminares.

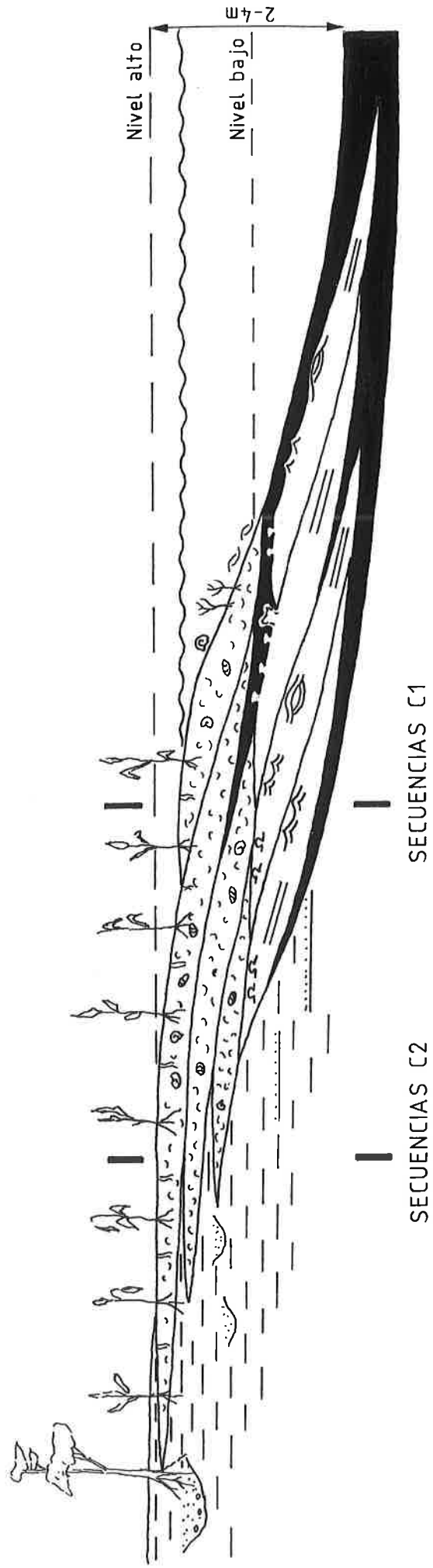


Figura 3.86.- Asociación LG1

El nivel más alto, por el contrario, representa una fuerte dilución consecuenta a una etapa climática de mayor humedad en que la alimentación del lago es permanente vía superficie y supera con creces la evaporación. Las comunidades de invertebrados y macrofitas proliferan en esta situación y son fuente de sedimento carbonatado.

La situación de nivel alto implica igualmente una expansión del área lacustre, que invade antiguas áreas de llanuras aluviales adyacentes, dando lugar a secuencias carbonatadas mixtas (secuencias C2). Se desarrollan extensas orlas palustres que progresan hacia zonas más internas como consecuencia de la colmatación y retracción progresiva del lago, de modo que las facies de calizas bioturbadas caracterizan el final de la mayoría de las secuencias C1 y C2.

Podría plantearse la posibilidad de que las facies de calizas laminadas y sus facies margosas asociadas correspondiesen a depósitos formados en lagos estratificados, relativamente profundos, por debajo de la quimioclina, mientras en el epilimnion tiene lugar el depósito de las facies de calizas masivas. Esta posibilidad se desecha de inmediato por:

1) su asociación a edificios e incrustaciones estromatolíticas; estas últimas, en muchas ocasiones, se hallan tapizando regueros erosivos.

2) la presencia de nódulos de yeso en el techo de algunas secuencias que culminan con calizas laminadas, que indican fases de exposición subaérea con bombeo evaporítico (secuencias C1, variedades a.3, b.3 y c.2).

3) la frecuencia de estructuras como *ripples* y HCS, que implican remoción del sedimento por acción del oleaje y, por tanto, que la acción del viento sería capaz de establecer una mezcla de aguas.

Se trataría, pues, de lagos holomíticos, en los que no se ha reconocido ninguna otra facies que evidencie estratificación de aguas.

La profundidad de estos lagos es difícil de estimar; únicamente puede tomarse como referencia la potencia de las secuencias C1, es decir, aquéllas que comprenden facies de carácter enteramente lacustre sin implicar la llanura lutítica periférica. La potencia de estas secuencias es variable, entre menos de un metro y 3-4 m. Potencias mayores de hasta un máximo de 6 m. son excepcionales, y además están formadas en su mayor parte por facies margosas, por lo que pueden representar más de un ciclo de expansión-retracción en sectores lacustres internos.

Este modelo explica distribuciones de facies como la que se reconoce en la Unidad N₂ de la Sierra de Alcubierre (fig 3.81), con un sector suroriental dominado por las facies de calizas masivas, bioturbadas y margas frente a otro occidental donde dominan las calizas laminadas, estromatolitos y margas. Este último correspondería a sectores lacustres centrales, donde la sedimentación de calizas laminadas registra las etapas de bajo nivel, mientras que el primero correspondería a sectores más marginales, donde la sedimentación de facies de alta producción orgánica corresponde a las etapas de máxima expansión lacustre o nivel alto.

Este modelo de lago presenta, en definitiva, una evolución estrechamente ligada a ciclos climáticos, que conducen a una alternancia de etapas de "biostasia" y "rhexistasia", cuya duración - decenas de miles de años- entra en el rango de las fluctuaciones debidas a parámetros orbitales.

En el margen Sur de la Cuenca del Ebro, la Unidad N₂ obedece a un dispositivo sedimentario en el que se incluye el margen meridional de un área lacustre (PEREZ, 1989). Las facies que caracterizan dicha área son calizas laminadas y margas, aquéllas muy similares a las C1 descritas en este trabajo; PEREZ (*op. cit*) las atribuye a un lago somero de alta salinidad. En relación con éste no existen orlas palustres, sino llanuras lutíticas salinas.

Aunque no existe continuidad de afloramiento entre los materiales lacustres de la UTS N₂ (=T₆) del margen Sur de la Cuenca (relieves de La Muela y La Plana) y los de la Unidad N₂ del sector objeto de este estudio (Montes de Castejón y Sierra de Alcubierre), no es aventurado suponerlos integrados en un único sistema lacustre de gran extensión y asimétrico en cuanto a la distribución de facies:

- el margen septentrional responde a la asociación LG1 anteriormente establecida, que registra las variaciones del nivel lacustre.

- el margen meridional no presenta facies de calizas masivas y bioturbadas, es decir, no se registran en él períodos de dilución correlativos a la situación de nivel alto.

A partir de estas observaciones es posible abstraer un nuevo modelo de lago carbonatado asimétrico de grandes dimensiones (figura 3.87). En este modelo, durante las etapas de nivel bajo predominan las facies de calizas laminadas y estromatolíticas en todo el ámbito del lago. En cambio, durante las fases de expansión se diferencian unas

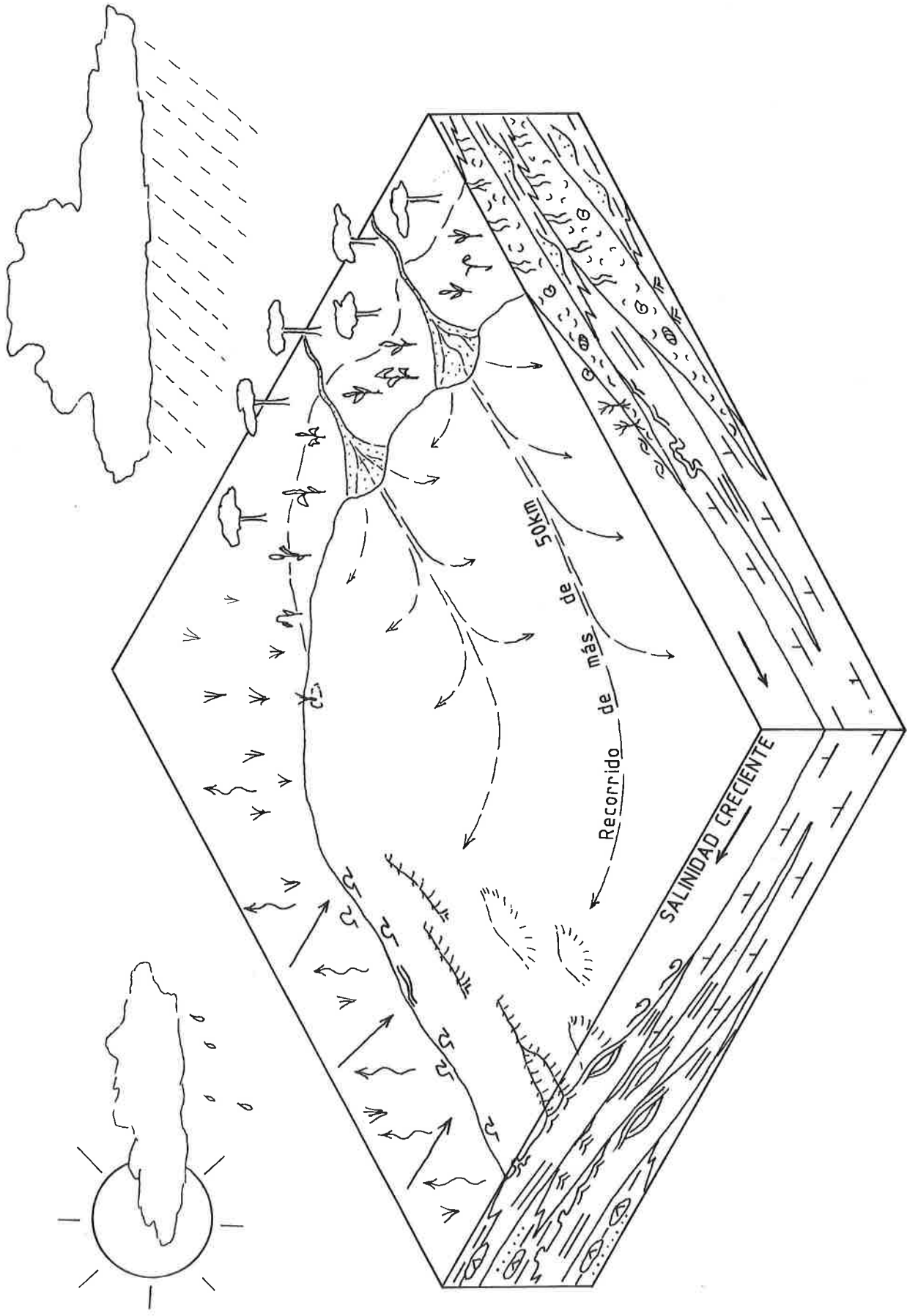


Figura 3.87.- Modelo teórico de lago carbonatado asimétrico de grandes dimensiones

orillas que reciben de forma regular importantes volúmenes de aportes superficiales, mientras otras reciben por esta vía casi únicamente aportes esporádicos, de carácter laminar, relacionados con episodios de tormentas. Sin embargo, es posible que estas orillas recibiesen aportes considerables vía subsuperficie, que provendrían de la Cordillera Ibérica y que, de forma similar a lo que muestran los estudios hidrogeológicos actuales (véase MARTINEZ GIL *et. al.*, 1988), presentarían alta concentración en sales.

En las orillas con importantes aportes superficiales, las aguas serían diluidas, las comunidades de organismos florecientes y existirían amplias franjas palustres. Las facies dominantes serían las calizas masivas y bioturbadas y las secuencias de tipo C1 simple, variaciones a.1, b.4, b.5 y b.6 (figura 3.67 y C1 cíclicas, variación b (figura 3.69), así como las C2 en sus variaciones a.1, a.2, a.3, b.1, b.2 y c (figura 3.70) en las zonas más próximas a la llanura aluvial.

Los afloramientos correspondientes a estas orillas y a las orillas con aportes efímeros distan en estos momentos más de 50 Km. Entre ambas debió establecerse un gradiente progresivo de salinidad. En las orillas "áridas" se alcanzarían concentraciones altas y las facies dominantes continuarían siendo las de calizas laminadas y las estromatolíticas. En las llanuras lutíticas adyacentes se producirían preferentemente procesos de bombeo evaporítico. Las secuencias dominantes serían las variedades b.1, b.2, b.3 y c.2 de las carbonatadas simples (figura 3.67), a.2 y a.3 de las carbonatadas cíclicas (figura 3.69) y d.1, d.2 y e.4 de las carbonatadas mixtas (figura 3.70).

Este modelo de lago debe tomarse, desde luego, como modelo teórico, ya que su existencia en la Cuenca del Ebro durante el tiempo de depósito de la Unidad N₂ es una hipótesis verosímil, pero ni comprobada ni desmentida por el momento. Queda siempre la posibilidad de que ulteriores estudios pudiesen demostrar que las áreas lacustres septentrionales de Montes de Castejón-Sierra de Alcubierre fuesen independientes, es decir, que estuviesen físicamente separadas de las meridionales de La Muela-La Plana. Pero en cualquier caso, es evidente que entre ambos márgenes Norte y Sur de la Cuenca existió un fuerte contraste de balances hídricos, consecuente a una asimetría climática similar, aunque seguramente más acentuada, a la que hoy mismo existe.

Asociación LG2

Son lagos salinos, sulfatados y carbonatados según su situación en un momento dado, de carácter muy somero, semipermanente y que siguen, como el modelo LG1, ciclos de expansión-retracción a la escala temporal de las secuencias de tercer orden y,

por lo tanto, están ligados a ciclos climáticos referibles a la variación de los parámetros orbitales terrestres, pero siempre durante épocas más áridas que el modelo LG1.

Muestra también dos niveles diferenciados en el tiempo (figura 3.88): uno de aguas bajas, durante el cual bajo lámina de agua se depositan esencialmente facies de yesos laminados (gipsarenitas, gipsilutitas) y otro de aguas altas, durante el cual se originan facies de calizas laminadas y estromatolíticas. Durante esta fase, aunque se produce una importante dilución, las aguas siguen poseyendo carácter salino ($> 5\%$).

La fase de retracción al final de cada ciclo implica la implantación, en lo que previamente eran extensas áreas lacustres, de las condiciones de llanura de barro salina. Los procesos de bombeo evaporítico alcanzan entonces importantes proporciones, en cuanto a intensidad y/o duración y se forman niveles continuos y potentes de yesos nodulares, que se superponen a las facies previas originadas bajo lámina de agua, a las que enmascaran en mayor o menor medida. Estos procesos confieren a las secuencias su carácter definitivo (figura 3.88). Estas secuencias son las de tipo E en sus diferentes variaciones (figura 3.71) y C2 (variación e.4).

En los momentos de nivel lacustre más bajo la sedimentación bajo lámina de agua pudo quedar reducida a salinas aisladas, donde tuvo lugar la precipitación de halita. La extensión de estas salinas y la relación de los depósitos de halita con las secuencias y litofacies establecidas no son bien conocidas, por lo que no se integran gráficamente en el modelo.

El desarrollo de estos lagos se reconoce esencialmente a lo largo de la Unidad U₃-N₁.

3.4.2.2.- Modelo lacustre a escala de secuencias de cuarto orden.

Como ya se ha señalado previamente, las distribuciones areales de litofacies de las Unidades U₃-N₁ a N₂ se refieren a intervalos temporales equiparables, aproximadamente, a los de las secuencias de cuarto orden o macrosecuencias, es decir, entre 400.000 años y 1,5 millones de años.

Lo más destacado de estas distribuciones es que muestran, como una constante a lo largo de la Unidad U₃-N₁ y también, aunque menos patente, para la Unidad N₂, la relación lateral existente entre las litofacies CM y/o MC y las litofacies Y y/o MY. En el caso de la Unidad U₃-N₁, las primeras ocupan las áreas más septentrionales de los

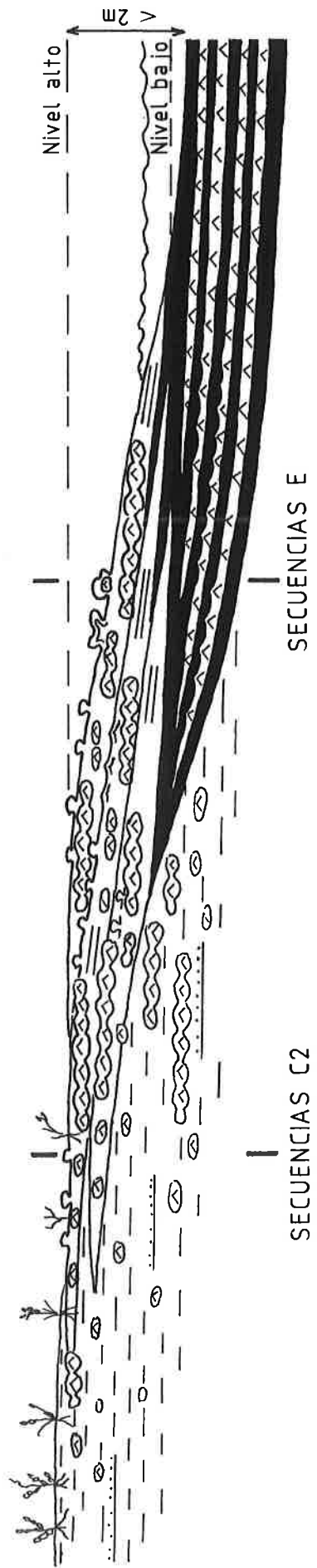


Figura 3.88.- Asociación LG2

Montes de Castejón y las más orientales de la Sierra de Alcubierre, mientras que las segundas ocupan las áreas meridionales y occidentales, respectivamente, de los relieves citados. Los límites de estas litofacies no son estáticos, sino que se observa la existencia de desplazamientos geográficos notables.

Las litofacies CM y MC, por las secuencias que las constituyen (ver apartado 3.2.4), corresponden a lagos carbonatados asimilables al modelo LG1. Registran, pues, el acrecimiento vertical que resulta de la superposición de un cierto número (generalmente varias decenas) de ciclos de expansión-retracción de estos lagos.

Las litofacies Y y MY corresponden, por las secuencias que las forman, a lagos sulfatados asimilables al modelo LG2. Implican, por tanto, la permanencia de ambientes de tipo *playa lake* o "sebja" en extensas áreas del centro de la Cuenca del Ebro, áreas que son más extensas para determinadas macrosecuencias de la Unidad U3-N1 (por ejemplo, en el techo de ésta).

La relación lateral de las litofacies CM, MC e Y, MY implica, para cada macrosecuencia, dos posibilidades:

1) La coexistencia de lagos de diferente quimismo; es decir, una relación lateral LG1---> LG2.

2) La existencia de un lago único con ciclos de expansión y retracción de escala temporal mayor, que hacen migrar sus orillas decenas de kilómetros, con la consiguiente variación de su salinidad durante amplios períodos; es decir, una alternancia en el tiempo de los modelos LG1 y LG2.

La primera posibilidad supone una separación física, que puede variar de total a parcial, entre ambos tipos de lagos, o sea, la existencia de un umbral entre unos lagos sulfatados centrales, de carácter plenamente endorreico, y unos lagos carbonatados periféricos, de carácter exorreico, que se dispondrían como orla septentrional y oriental de los primeros (figura 3.89).

Esta hipótesis es difícilmente admisible por la variabilidad en la posición de los dos tipos de lagos, lo que implicaría también una posición variable del umbral, que habría de tener una forma arqueada y que, por otra parte, no se evidencia a partir del estudio estratigráfico realizado.

Eliminada la primera posibilidad, la segunda supone integrar en un modelo único de lago de gran extensión los modelos obtenidos partiendo únicamente del análisis de las

secuencias de tercer orden (modelos LG1 y LG2). Como se ha dicho, este lago seguiría ciclos mayores de variaciones del nivel y, en consecuencia, de la posición de las orillas. A partir de los esquemas de distribución de litofacias se calcula que la posición de las orillas correspondiente a los niveles mínimo y máximo podría migrar entre 10 y 30 km., pero manteniendo siempre una escasa profundidad. Esto último se apoya en las mismas razones expuestas para el modelo LG1, que ahora representaría la situación de aguas altas, y en la moderada profundidad (2-3 m.) de los canales que se originan por incisión en las etapas de aguas bajas. Todo ello evidencia pendientes muy bajas en los sectores del centro de la Cuenca del Ebro, que se estiman en torno a 0,01°.

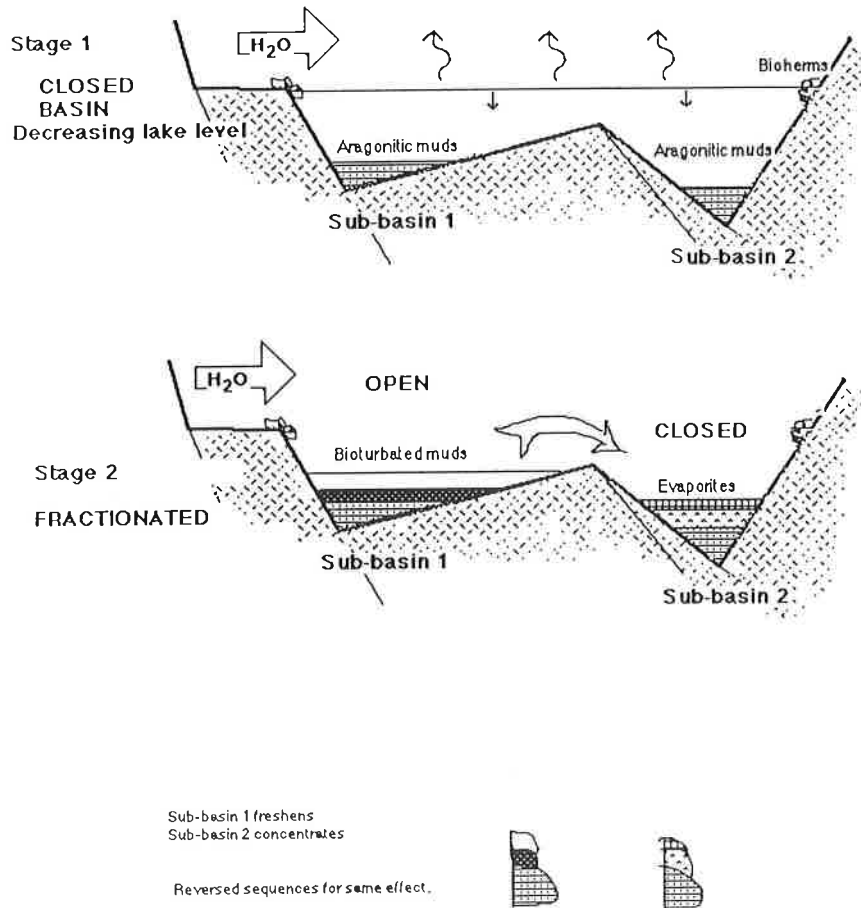


Figura 3.89.- Esquema mostrando la diferente tendencia de la concentración conforme baja el nivel en cuencas lacustres grandes con barreras topográficas (Según KELTS, 1988).

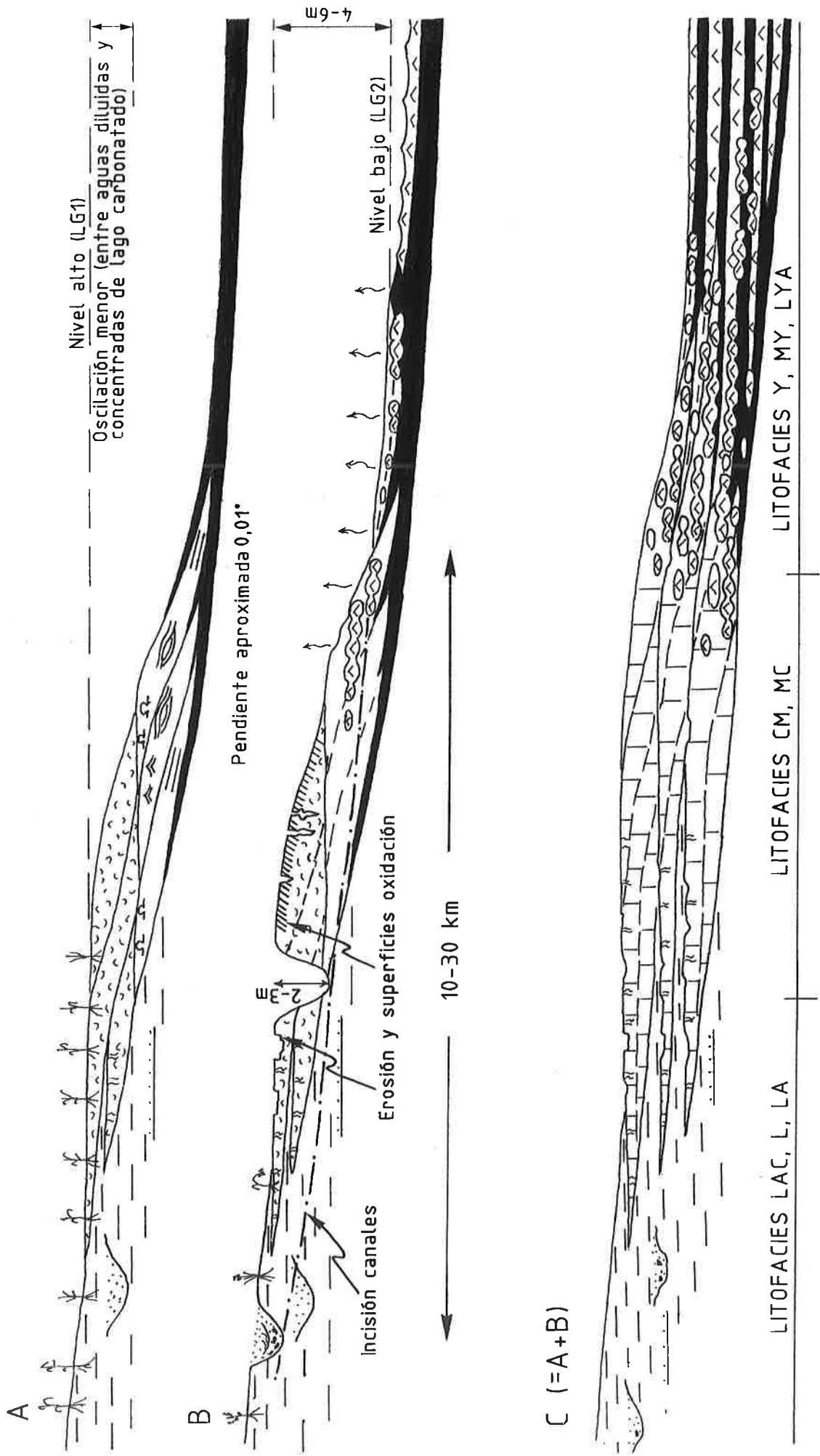


Figura 3.90.- Modelo lacustre a escala de secuencias de cuarto orden

Por tanto, este lago presentaría dos niveles diferenciados: uno bajo, correspondiente a la situación de *playa-lake*, en relación con el cual se originarían por acrecimiento las litofacies Y y MY, y otro alto, correspondiente a condiciones de lago carbonatado, en el se generarían las litofacies CM y MC mientras que las antiguas áreas de *playa lake* serían entonces áreas lacustres internas, sede de una sedimentación esencialmente margosa (figura 3.90).

El paso de nivel alto (figura 3.90A) a nivel bajo (figura 3.90B) en este lago supone llevar a desecación extensas áreas previamente de sedimentación carbonatada, con los siguientes efectos:

a) creación de superficies de oxidación sobre las mismas, "nodulización", "brechificación", así como erosión en forma de regueros y encajamiento de los canales afluentes al antiguo lago carbonatado, con incisiones sobre los sedimentos de las litofacies CM o MC que pueden alcanzar 2-3 m. según las observaciones realizadas.

b) las antiguas áreas de sedimentación carbonatada son sobrepasadas por gran parte de los aportes terrígenos, que alcanzan los márgenes del lago de aguas bajas, alimentando sus llanuras lutíticas periféricas.

c) concentración progresiva de las aguas freáticas y formación de evaporitas bajo la superficie sedimentaria a partir de la salmuera ocluida. Este fenómeno afecta al ámbito del *playa lake* en sus sectores medios y marginales y se sobrepone a los sedimentos carbonatados salinos (facies de calizas laminadas y estromatolitos), que en este momento serían una orla adyacente al *playa-lake*. Da lugar, como ya es sabido, a los aspectos más relevantes de las secuencias E que caracterizan a las litofacies Y y MY.

Para la Unidad U₃-N₁ este modelo es plenamente aplicable. En su correlativa UTS N₁=T₅ del margen ibérico de la cuenca, sólo se reconoce la existencia de las litofacies Y o MY (PEREZ, 1989). De nuevo es posible establecer un modelo teórico de lago asimétrico único, similar al lago carbonatado de la figura 3.87, pero al que debe añadirse un nivel de aguas bajas durante el que tiene lugar la sedimentación de evaporitas (figura 3.91).

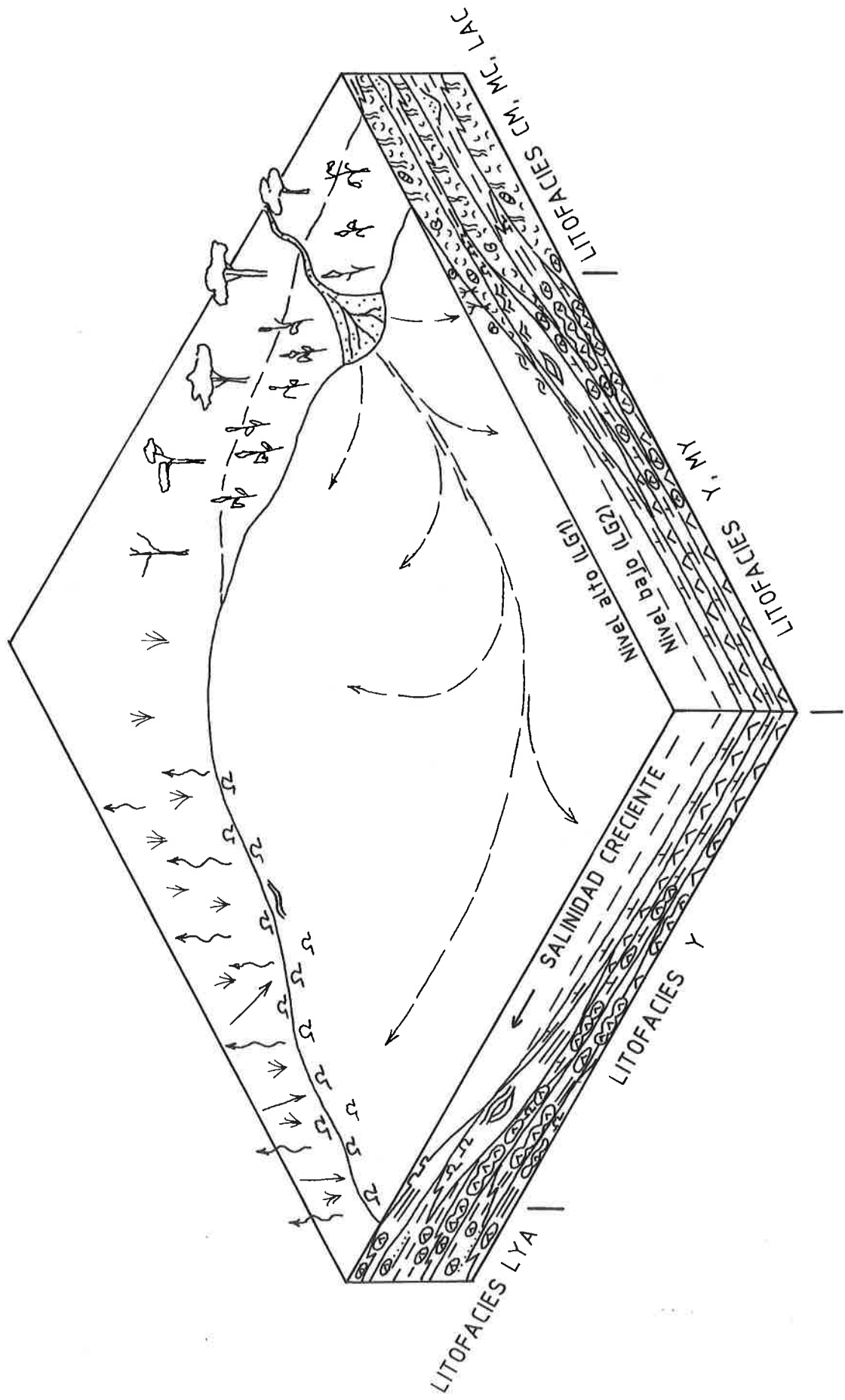


Figura 3.91.- Modelo teórico de lago sulfatado asimétrico de grandes dimensiones

3.5.- DISPOSITIVOS SEDIMENTARIOS

Como se anunciaba al inicio del capítulo de sedimentología, una vez caracterizados los medios sedimentarios en los que se han originado los materiales estudiados -abanicos aluviales y lagos- el último paso en el conocimiento sedimentológico lo constituye el establecimiento de las relaciones laterales entre éstos, es decir, el establecimiento de dispositivos sedimentarios. Ahora bien, su reconocimiento no siempre es posible debido a la carencia de datos, por ausencia de afloramiento, de algunas Unidades; tal es el caso de las Unidades más antiguas (U₁ y U₂), de las que sólo se conoce la parte proximal correspondiente a medios de abanico aluvial. Lo mismo ocurre con las Unidades más modernas (N₂ y N₃), pues sólo se dispone de los afloramientos correspondientes a medios lacustres. La Unidad de conglomerados de la Peña del Sol y las brechas monogénicas no pueden incluirse en este propósito por desconocer su posición estratigráfica exacta y cualquier equivalente lateral posible.

A la vista de esta pobreza, sólo cabe la posibilidad de relacionar los abanicos aluviales y los lagos de la Unidad U₃-N₁.

Por otra parte, dado que los abanicos de tipo AA1 (abanicos marginales, de baja eficacia) son colectados por los de tipo AA2 (abanicos fluviales) y que éstos se relacionan con una única área lacustre, donde alternan lagos de tipo LG1 y LG2 (lagos carbonatados y sulfatados), sólo es posible un dispositivo sedimentario:



Como ya se ha dicho en apartados anteriores, los abanicos de tipo AA2 de la Unidad U₃-N₁ se corresponden con el "sistema de Luna" de NICHOLS (1984). Aunque el "sistema de Huesca" de HIRST (1983) no es objeto de este estudio, la parte más distal de éste constituye la orla oriental de los lagos LG1 y LG2 desarrollados durante la Unidad U₃-N₁. Prueba de ello son los depósitos aluviales distales (lutitas y areniscas) con procedencia del Noreste que se hallan en la vertiente oriental de la Sierra de Alcubierre como orla de los depósitos lacustres correlativos (ver esquemas paleogeográficos para la Unidad U₃-N₁). Estos depósitos detríticos muestran características de abanicos aluviales de tipo AA2 (abanicos fluviales); el estudio sedimentológico y la distribución de paleocorrientes que señala HIRST (1983) para el sistema de Huesca corroboran estas afirmaciones. Por tanto, debe suponerse que el gran lago central estaba alimentado por los sistemas de Luna y Huesca.

**4.- ANALISIS DE ISOTOPOS
ESTABLES DE LAS FACIES
LACUSTRES CARBONATADAS**

4.- ANALISIS DE ISOTOPOS ESTABLES

4.1.-INTRODUCCION

Un elemento se define por su carga nuclear, es decir, por su número de protones (${}^1\text{H}$, ${}^7\text{N}$, ${}^8\text{O}$, ${}^{16}\text{S}$, ...). El núcleo de un elemento contiene también un número variable de neutrones, generalmente próximo al de protones. La suma de neutrones y protones constituye la masa atómica de un elemento. Los isótopos de un elemento se definen como los átomos cuyo núcleo está formado por un mismo número de protones, pero por un número diferente de neutrones. De ahí que los isótopos de un mismo elemento tengan ligeras diferencias de masa y energía, que causan diferencias en las propiedades físicas y químicas.

En el conjunto de elementos químicos naturales (92) existen aproximadamente 300 isótopos estables y 1.200 isótopos radiactivos. La tabla de la figura 4.1 muestra la distribución y características de algunos núcleos atómicos estables e inestables o radiactivos. Nótese que los isótopos ocupan la misma posición en la tabla periódica. Los núcleos estables (H, C, N, O, S, ...) tienen un isótopo raro (pesado) , que se sitúa en el numerador de la relación isotópica: D/H, ${}^{13}\text{C}/{}^{12}\text{C}$, ${}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}$,...)

La abundancia isotópica se expresa en términos relativos, pues la abundancia absoluta dentro de un sistema dado es, en la práctica, de difícil acceso. Así, la abundancia isotópica se refiere a los porcentajes de los diferentes isótopos del mismo elemento.

A continuación se enumeran, como recordatorio, los isótopos de los elementos que se tratarán en este capítulo, así como su abundancia relativa (se señalan también, a título informativo, los isótopos inestables):

- Carbono:
 - ${}^{12}_6\text{C}$ - 98,89%
 - ${}^{13}_6\text{C}$ - 1,11%
 - (radiactivos: ${}^{10}\text{C}$, ${}^{11}\text{C}$, ${}^{14}\text{C}$, ${}^{15}\text{C}$, ${}^{16}\text{C}$)

- Oxígeno:
 - ${}^{16}_8\text{O}$ - 99,759%
 - ${}^{17}_8\text{O}$ - 0,0375%

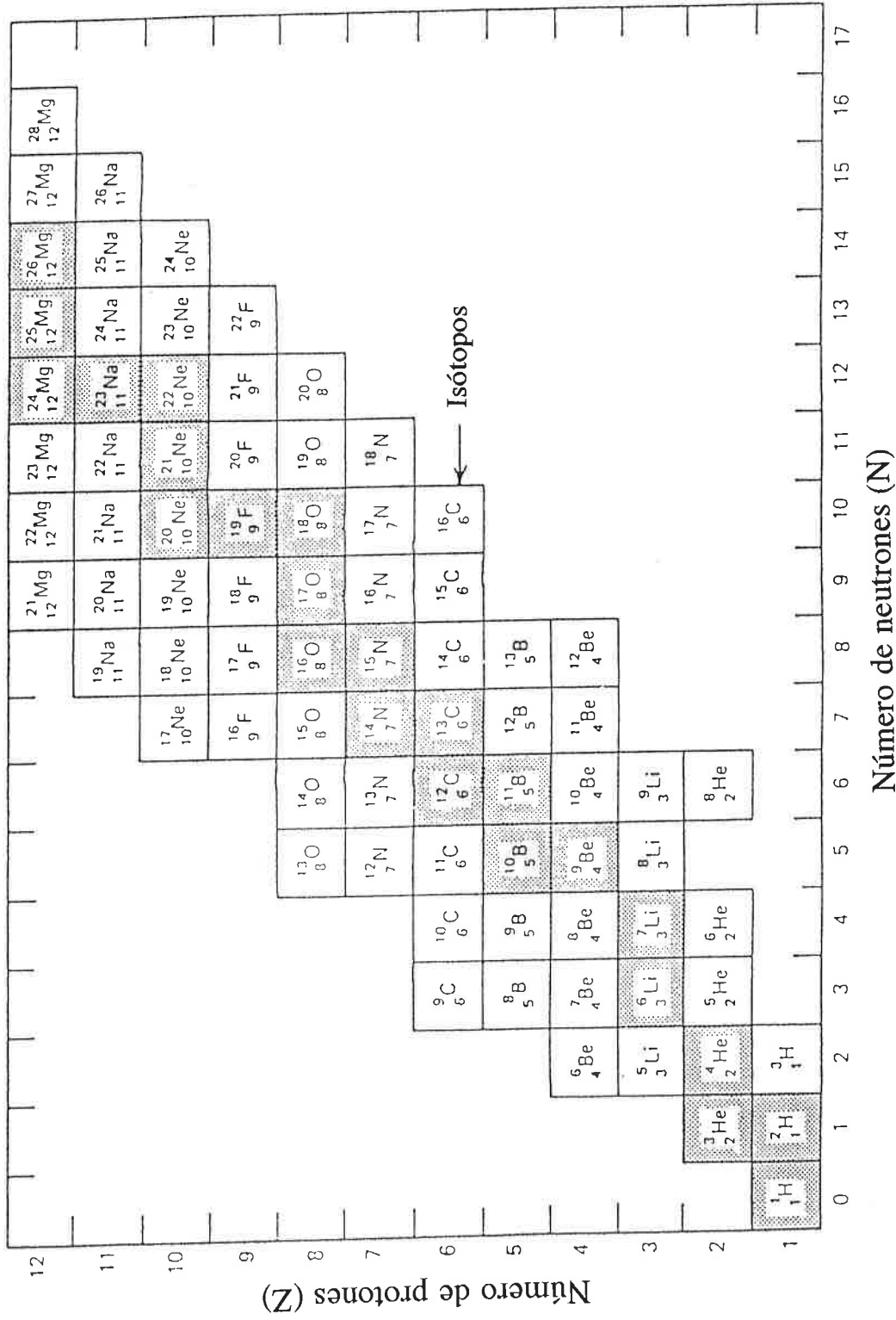


Figura 4.1.- Tabla parcial de los núcleos atómicos. Cada cuadrado representa un núcleo particular, que se define por su número de protones (Z) y neutrones (N). Los cuadrados sombreados corresponden a átomos estables, mientras los blancos se refieren a los átomos inestables o radioactivos.

Isótopos

^{18}O - 0,204%

(radiactivos: ^{13}O , ^{14}O , ^{15}O , ^{19}O , ^{20}O)

La concentración absoluta de un isótopo es de difícil medida, como ya se ha mencionado. Por razones de medida (espectrometría de masa de doble colector) la abundancia isotópica suele referirse a la relación isotópica (R) entre las proporciones de un isótopo poco abundante (Iescaso) y las proporciones del isótopo abundante (Iabundante), es decir, $R = I_{\text{escaso}}/I_{\text{abundante}}$, donde $R < 1$ (por ejemplo, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ o $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$). En la naturaleza, las variaciones de las relaciones isotópicas de la mayoría de los elementos son infinitesimales y sólo determinables mediante un acelerador de partículas (generalmente no disponible en los laboratorios). Por este motivo, la relación isotópica (Iescaso/Iabundante) se mide por comparación con un patrón de relación Iescaso/Iabundante conocida. La diferencia relativa, expresada en partes por millón, entre R_{muestra} y $R_{\text{patrón}}$ se designa con la letra δ . Es decir:

$$\delta_{\text{muestra}/\text{patrón}} = \left(\frac{R_{\text{muestra}} - R_{\text{patrón}}}{R_{\text{patrón}}} \right) 10^3$$

Este valor es mensurable directamente en un espectrómetro de masas de doble colector y doble sistema de introducción (estándar-muestra).

Los principales patrones internacionales de referencia son (aquí sólo se enuncian los de los elementos analizados en este trabajo):

- para el oxígeno: SMOW y PDB.

El SMOW (Standar Mean Ocean Water) es un agua cuyo contenido en ^{18}O es muy parecido al del conjunto de los océanos.

El PDB (Pee Dee Belemnite) es un patrón carbonatado, el rostro de un Belemnites del Cretácico (*Belemnite americana*) de la Formación Pee Dee de Carolina del Sur (Estados Unidos). Su uso está restringido a la expresión de la composición isotópica de los carbonatos sedimentarios. El PDB se caracteriza por una relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = (2054,9 \pm 0,5) 10^{-6}$.

- para el carbono: PDB.

Isótopos

El patrón más ampliamente aceptado es el PDB. La relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ es $(11237,2 \pm 0,5)10^{-6}$.

Las relaciones isotópicas difieren de un compuesto natural a otro. Las diferencias de masa y energía entre los isótopos de un mismo elemento suelen ser mayores en los elementos de número atómico bajo. En una molécula con dos isótopos, el isótopo de menor masa posee enlaces más débiles y es más reactivo que el isótopo de masa más pesada. Al cambio en la proporción de los dos isótopos durante un proceso o reacción se le denomina fraccionamiento. La medida de la amplitud de estos efectos isotópicos cuando intervienen dos o más componentes de un sistema es el factor de fraccionamiento α , donde $\alpha = \sum \alpha_i$, es decir, la suma de los fraccionamientos elementales debidos a los efectos químicos o físicos particulares. El factor α es una constante de equilibrio que depende de la temperatura. Si $R = I_{\text{escaso}}/I_{\text{abundante}}$ es la relación isotópica de un elemento que posee un isótopo poco abundante y otro abundante (se toman siempre los dos isótopos de mayor diferencia de masa atómica y de abundancia relativa y se desprecian los restantes, por ejemplo como en el oxígeno o el azufre), el factor de fraccionamiento entre dos compuestos A y B se define como:

$$\alpha_{A-B} = \frac{R_A}{R_B};$$

$$\text{si } I_{\text{escaso}} \ll I_{\text{abundante}}: \alpha_{A-B} = \frac{I_{\text{escaso}}(A)}{I_{\text{escaso}}(B)}$$

$$\text{En notación } \delta, \text{ ya que } \delta_A = \left(\frac{R_A}{R_{\text{patrón}}} - 1 \right) 10^3 \text{ y } \delta_B = \left(\frac{R_B}{R_{\text{patrón}}} - 1 \right) 10^3,$$

$$\alpha = \frac{10^3 + \delta_A}{10^3 + \delta_B}$$

El fraccionamiento total es α^n si se repite el fraccionamiento n veces, aunque en los procesos naturales normalmente los fraccionamientos son simples.

Isótopos

El factor de fraccionamiento depende de la temperatura y se correlaciona con la temperatura absoluta mediante:

$$\ln \alpha = AT^{-2} + BT^{-1} + C$$

donde A, B y C son coeficientes determinados experimentalmente y T es la temperatura absoluta en grados Kelvin.

Para entender las causas del fraccionamiento deben tenerse en cuenta dos propiedades fundamentales de las partículas:

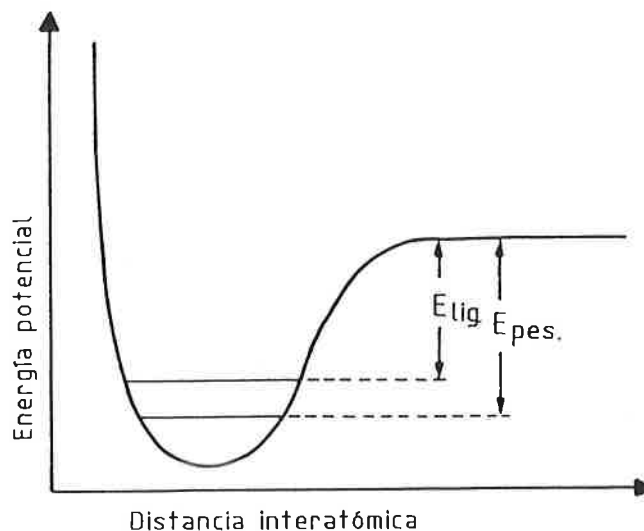
a) la velocidad de traslación de las partículas moleculares o atómicas. La energía cinética de una partícula es proporcional a la temperatura absoluta. Si se consideran dos especies A y B de la misma energía cinética, se obtiene que la relación al cuadrado de sus velocidades de traslación es inversamente proporcional a la relación de sus masas, de lo que se deduce que una partícula ligera se desplaza más deprisa que una pesada. Este efecto se acentúa cuando la temperatura aumenta.

b) la diferencia de energía en el punto cero de los isótopos del mismo elemento (figura 4.2). De forma resumida, la energía de una molécula se reparte en energía electrónica, fenómenos de traslación-rotación y vibraciones moleculares. Las dos primeras son muy similares para dos isótopos de un elemento debido a que su carga electrónica es idéntica, mientras que las vibraciones moleculares son las que los distinguen y constituyen la fuente de los fraccionamientos isotópicos esenciales. Así, dos partículas ligadas vibran alrededor de una distancia que depende de la temperatura absoluta. Teniendo en cuenta la energía en el punto cero (cero absoluto) y las masas de las partículas que entran en enlace, se deduce que la energía de enlace de un isótopo pesado es más fuerte que la de un isótopo ligero (figura 4.2). Como consecuencia, el isótopo pesado tiende a fijarse en la situación en que los enlaces son más fuertes. Esta regla es válida para altas temperaturas y tiene algunas excepciones cuando la temperatura desciende. Por el contrario, el isótopo ligero tiene tendencia a abandonar más rápidamente las posiciones de fuerte enlace en beneficio de las que implican un enlace más débil.

Otra consecuencia es que el efecto isotópico mayor se produce cuando una de las constantes de enlace es nula, como en el caso de los átomos libres de un gas.

El efecto mencionado tiende a decrecer conforme la temperatura aumenta.

Figura 4.2.- Diferencia de energía de punto cero (cero absoluto) de dos isótopos del mismo elemento: la energía de enlace del isótopo pesado (E_{pes}) es más fuerte que la del isótopo ligero (E_{lig}).



Se recuerda una regla empírica que concierne a los cambios isotópicos entre un gas libre y uno en solución: el isótopo pesado tiende a concentrarse en la fase que presenta mayor grado de libertad de vibración. Incluso si la molécula de gas queda invariable químicamente en la disolución y, por tanto, conserva las vibraciones internas cuasi estables, se añade la vibración tridimensional de la molécula de gas en el líquido, y el isótopo pesado tiende a concentrarse allí. No obstante, esta regla tiene excepciones, sobre todo en el caso de la disolución de CO_2 en agua, en lo que concierne a los isótopos del carbono ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$).

Equilibrio isotópico. Los carbonatos.

En los carbonatos, la composición del oxígeno suele medirse al mismo tiempo que el carbono, con referencia al PBD, en el CO_2 producido por la reacción del ácido fosfórico (PO_4H_3) sobre el carbonato. El CO_2 posee diversas variedades isotópicas, que resultan de la combinación de los distintos isótopos del oxígeno y del carbono. Por ejemplo: $^{12}\text{C } ^{16}\text{O } ^{16}\text{O}$; $^{13}\text{C } ^{16}\text{O } ^{16}\text{O}$; $^{12}\text{C } ^{17}\text{O } ^{16}\text{O}$... Las diferentes especies isotópicas pueden intercambiarse entre sí cuando existen dos tipos de moléculas con uno o más elementos en común, y así puede establecerse un equilibrio isotópico entre las dos.

En la mayor parte de los medios de la biosfera, el contenido en ^{13}C de los carbonatos tiende hacia un equilibrio isotópico con el CO_2 atmosférico. Este equilibrio

global se lleva a cabo mediante una serie de intercambios isotópicos entre las diversas formas del carbono inorgánico:



En la práctica se considera el equilibrio entre CO_2 (gas) y CaCO_3 sin detallar los equilibrios intermedios. Este puede representarse de la forma siguiente:



A este equilibrio le corresponde una constante definida por la Ley de Acción de Masas que es función inversa de la temperatura:

$$k_1 = \frac{1}{k_2} = f\left(\frac{1}{T}\right), \quad \text{donde } T = \text{temperatura absoluta}$$

Considerando que la fase carbonatada es calcita y teniendo en cuenta la ecuación propuesta por BOTTINGA (1968) para el fraccionamiento entre CO_2 y calcita, la desviación de contenido en ^{13}C entre el CO_2 y el carbonato disminuye 0,14‰ por grado Celsius; así, se obtiene una relación inversa entre fraccionamiento y temperatura: el fraccionamiento disminuye conforme la temperatura aumenta. Sin embargo, el sentido del fraccionamiento se puede invertir a una temperatura determinada. No obstante, la dependencia de la temperatura expresada anteriormente varía de forma significativa entre 0 y 30 °C. Se puede utilizar como aproximación una ecuación, propuesta por FONTES y POUCHAN (1975), que define una curva de segundo grado próxima a la exponencial decreciente de BOTTINGA (1968):

$$T^\circ \text{C} = 147,7 - 14,8 \Delta + 0,266 \Delta^2, \text{ siendo}$$

$$\Delta = \delta \text{ CaCO}_3 - \delta \text{ CO}_2 (\text{gas})$$

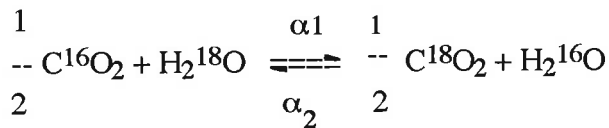
Se recuerdan dos puntos de interés:

a) la variable esencial en los equilibrios que implican directamente el CO_2 atmosférico es el contenido en ^{13}C de éste (figura 4.3). Se admite que actualmente $\delta_{\text{PDB}}^{13}\text{CO}_2 \text{ atm.} = -7 \text{‰}$, aunque existen variaciones.

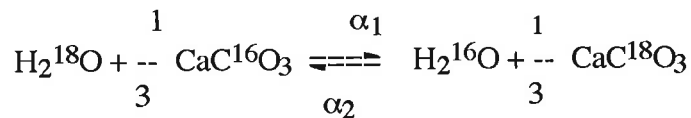
b) existen ligeras variaciones entre la composición isotópica de la calcita y la de la dolomita o el aragonito.

Con respecto al ^{18}O de los carbonatos, los dos equilibrios esenciales son los referentes a $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ e, indirectamente, $\text{H}_2\text{O} - \text{CaCO}_3$. La composición isotópica del agua en la cual se produce la precipitación de los carbonatos determina los contenidos en ^{18}O de las especies gaseosas, iónicas y sólidas del oxígeno ligado al carbono.

* El equilibrio CO_2 (gas) - H_2O se expresa:



* El equilibrio $\text{H}_2\text{O} - \text{CaCO}_3$ (calcita) se expresa:



Existen diversas fórmulas para determinar la dependencia entre la temperatura y el factor de fraccionamiento α .

Ecuaciones aplicables entre 0 y 30 °C son:

- Calcita:

$$T \text{ °C} = 16,51 - 4,53 \Delta + 0,106 \Delta^2$$

- Aragonito:

$$T \text{ °C} = 20,1 - 4,7 \Delta + 0,13 \Delta^2$$

$$(\Delta = \delta_{\text{PDB CaCO}_3} - \delta_{\text{SMOW H}_2\text{O}})$$

Para otras formas carbonatadas existen diferencias de contenido en ^{18}O :

$$\delta_{\text{DOLOMITA}} - \delta_{\text{CALCITA}} = 3 \text{ ‰ (FRITZ y SMITH, 1970)}$$

$$\delta_{\text{ARAGONITO}} - \delta_{\text{CALCITA}} = 0,8 \text{ ‰ (TARUTANI et al., 1969)}$$

Factores o procesos que controlan el fraccionamiento:

* fraccionamiento biogénico:

Las reacciones enzimáticas fotosintéticas y biosintéticas llevan consigo un empobrecimiento en isótopos pesados. Así, el contenido en ^{13}C de las plantas depende del ciclo fotosintético seguido y siempre es más bajo que el del CO_2 atmosférico o las moléculas originales (figura 4.3).

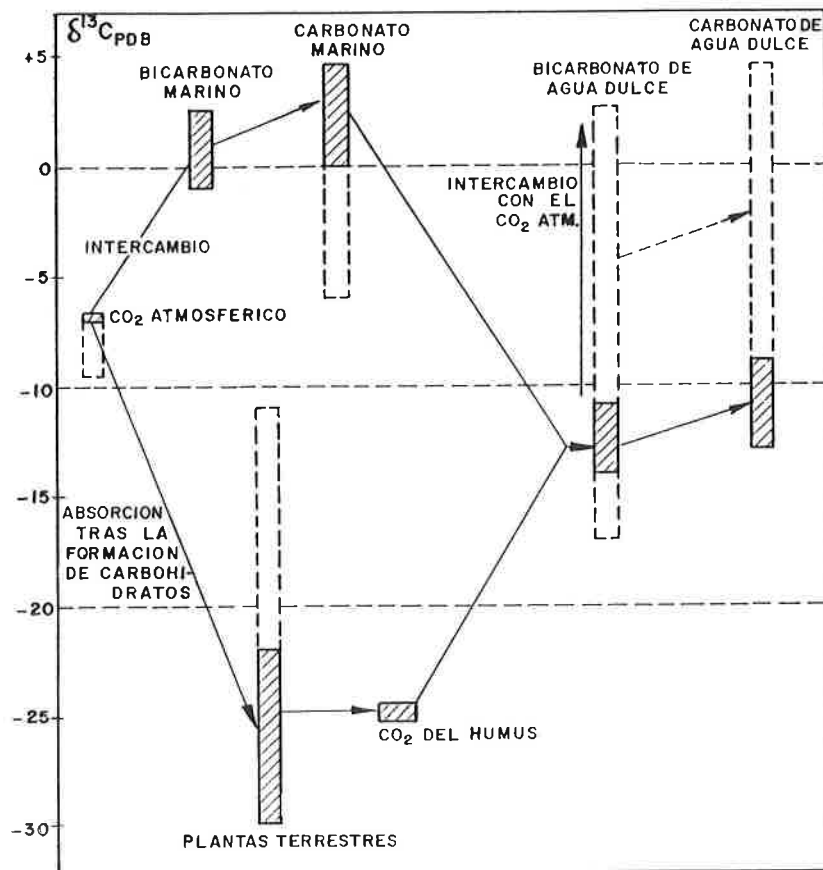


Figura 4.3.- Ciclo simplificado del carbono. Las zonas rayadas indican las composiciones isotópicas más frecuentes y las discontinuas corresponden a los valores menos frecuentes (en: HILLAIRE-MARCEL, 1984).

Isótopos

De esta forma, la mayor parte de los seres vivos que toman en su proceso de respiración el ^{12}C del medio, producen un enriquecimiento relativo del medio en ^{13}C .

Los organismos heterótrofos tienden a conservar la composición isotópica de la materia orgánica que utilizan para sus síntesis o sus necesidades energéticas.

Toda materia orgánica (animal o vegetal) que se degrada o es enterrada con sedimento queda dentro de un rango de valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -5 y -35 ‰ (STAHL, 1979) (ver figura 4.3).

En detalle, las composiciones isotópicas de los compuestos químicos se ordenan, en un organismo determinado, respetando las reglas fundamentales de termodinámica.

* los cambios de fase vapor-agua-sólido:

Como regla general, el isótopo pesado tiende a concentrarse en la fase en que los enlaces son más fuertes; el enriquecimiento en isótopos pesados sigue el sentido gas ----> líquido ----> sólido. Se llama la atención sobre el hecho de que cuando un sólido se forma en detrimento de la fase líquida hay, bajo reserva de efectos cinéticos eventuales, equilibrio isotópico. Por el contrario, teniendo en cuenta la casi nula difusión en los sólidos, la fusión produce un líquido donde las relaciones isotópicas son idénticas a las del sólido. Por otra parte, se observa la misma regla de dependencia de la temperatura: el fraccionamiento disminuye conforme la temperatura aumenta.

Debe tenerse en cuenta que los fraccionamientos han sido establecidos para fases acuosas puras, y que la presencia de iones, sobre todo si alcanzan grandes concentraciones, modifica los balances isotópicos.

* El proceso de evaporación (figura 4.4) involucra un fraccionamiento inverso al de la condensación (figura 4.5) y resulta en un vapor empobrecido en ^2H y ^{18}O en relación al líquido. El vapor se escapa del líquido y se produce más pérdida de ^2H y ^{18}O debido a las diferentes difusiones en el aire de los diversos isótopos de oxígeno e hidrógeno. Finalmente, el vapor escapa a la atmósfera sin más fraccionamiento y el vapor atmosférico pasa la capa de difusión para condensarse en la superficie del líquido. La evaporación difiere de la condensación en que conlleva un fraccionamiento adicional debido a la difusión, de manera que el fraccionamiento neto es una combinación de fraccionamiento de equilibrio y un factor cinético de enriquecimiento.

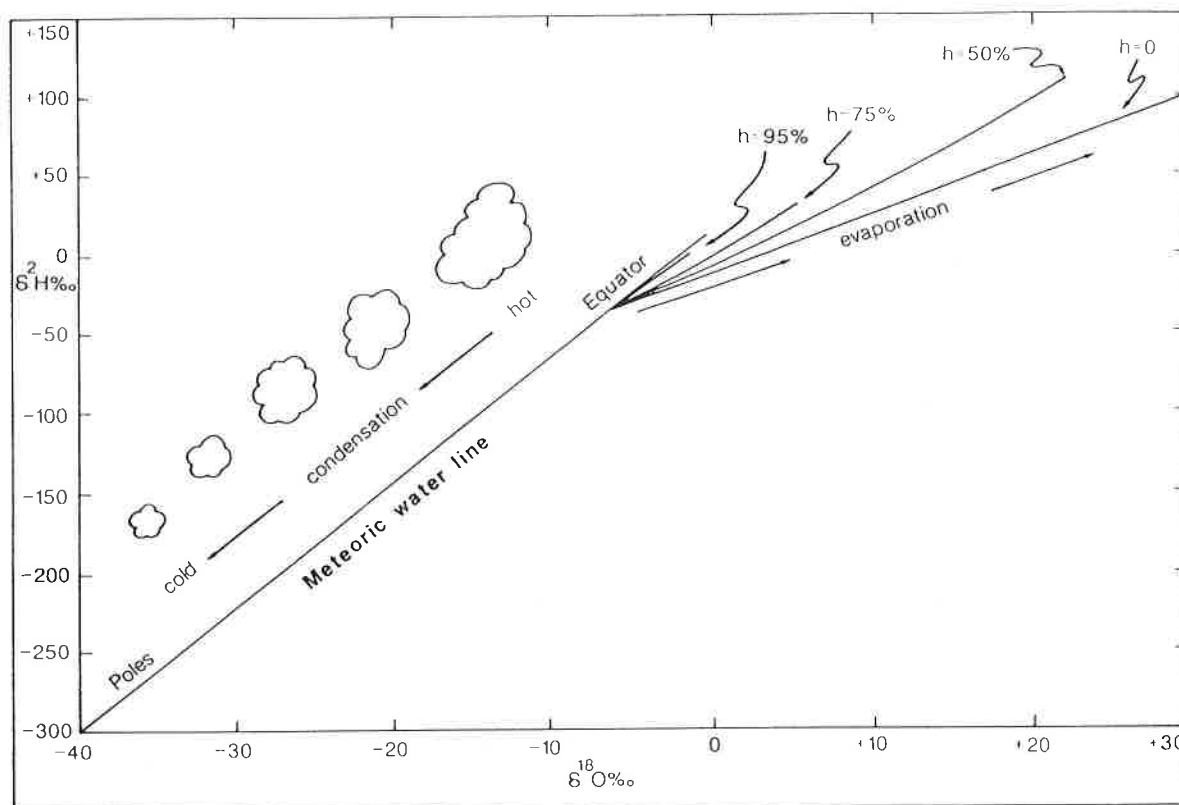


Figura 4.4.- Relación $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$. La línea del agua meteórica (MWL) definida por CRAIG (1961) como $\delta^2\text{H}=8\delta^{18}\text{O}+10\text{‰}$ corresponde a valores medios de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de muestras de precipitación global. Se muestra una condensación de nubes figuradamente de tipo Rayleigh.

Las curvas de evaporación se muestran para un agua sobre la MWL de $\delta^2\text{H}=-38\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O}=-6\text{‰}$ que se evapora en un vapor atmosférico (cuando está presente) de $\delta^2\text{H}=-86\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O}=-12\text{‰}$, razonable para un lago costero de latitud baja a media. h = humedad relativa (Según GONFIANTINI, 1986, en: DICKSON, 1990).

GONFIANTINI (1986) ha propuesto el curso de la evolución isotópica de ^2H y ^{18}O en un cuerpo de agua cerrado durante la evaporación hasta sequedad para diferentes condiciones de humedad (figura 4.6). Con una humedad relativa de 95% el esperado enriquecimiento en isótopos pesados rápidamente se *nivela* en un estado estacionario produciendo una curva convexa. Este estado fijo está controlado por un balance entre la composición isotópica del agua que se evapora y la del vapor atmosférico que vuelve a condensarse.

Figura 4.5.- Parte superior: representación de $\delta^{18}\text{O}$ mostrando la destilación de tipo Rayleigh en un sistema cerrado y en uno abierto. En el cerrado, el producto se acumula y está siempre bien mezclado; en el abierto, el líquido más pesado es separado inmediatamente por condensación de vapor, lo cual hace que el vapor sea más negativo. Temperatura constante. Parte inferior: sistema abierto en el caso de la lluvia (en: DICKSON, 1990).

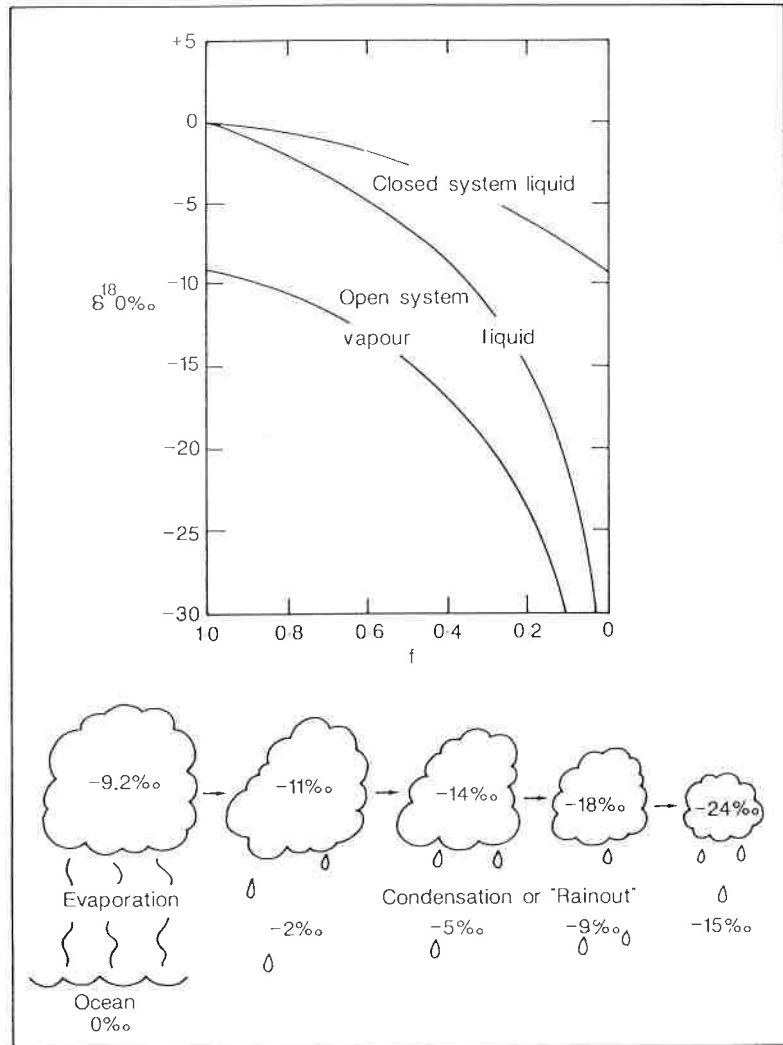
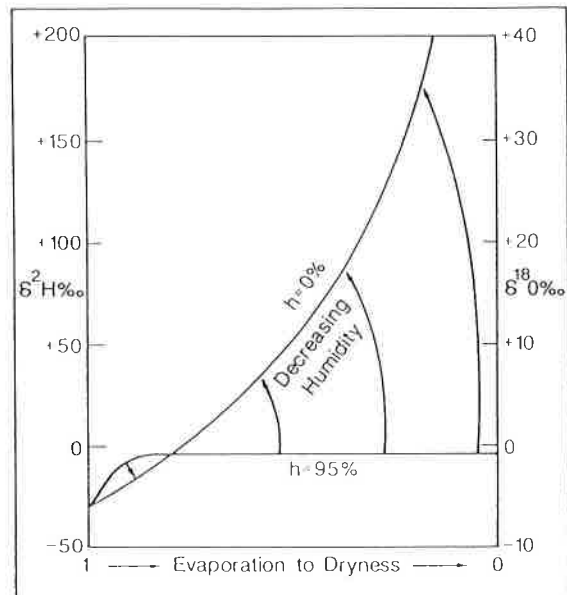


Figura 4.6.- Evolución de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ durante la evaporación de un cuerpo de agua cerrado (agua inicial con $\delta^2\text{H}=-38\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O}=-6\text{‰}$) en una atmósfera uniforme a $\delta^2\text{H}=-86\text{‰}$ y $\delta^{18}\text{O}=-12\text{‰}$; h = humedad relativa. Existe una familia de curvas (no representadas) para humedades intermedias entre $h=95\%$ y $h=0\%$. Las flechas indican la desviación de esas curvas conforme decrece la humedad. Las curvas de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se han racionalizado en una sola (Según GONFIANTINI, 1986, en: DICKSON, 1990).



La escasa evaporación que se produce con 95% de humedad es debida a ese estadio estacionario, a partir del cual ya no se produce más cambio. Por el contrario, cuando la evaporación se produce en aire seco, la curva tiene forma cóncava y muestra un enriquecimiento muy pronunciado en isótopos pesados, el cual continúa hasta que teóricamente la última agua tiene un enriquecimiento infinito (se agotan los isótopos ligeros).

La evaporación de las aguas salinas está controlada por tres factores adicionales:

1 - el incremento de la concentración en sales disminuye la actividad termodinámica del agua y la proporción de evaporación, e incluso, eventualmente, puede invertirse la tendencia de enriquecimiento en isótopos pesados.

2 - el agua de hidratación de algunas sales puede ser diferente isotópicamente del agua libre (la diferencia varía con el tipo de sal).

3 - algunas sales que precipitan durante la evaporación (por ejemplo el yeso) contienen agua de cristalización que generalmente es diferente isotópicamente del agua del líquido remanente.

Estos efectos son especialmente importantes en lagos salinos, "sebjas" y etapas finales de evaporación de los lagos (DICKSON, 1990).

Como resumen de esta introducción y teniendo en cuenta que el estudio isotópico que se discute a continuación se refiere a $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ en carbonatos lacustres, a continuación se exponen las indicaciones de mayor interés:

* El contenido en $\delta^{13}\text{C}$ aporta información sobre la fuente o el origen del carbono en el carbonato. El carbono global se puede dividir en dos reservorios: el de carbono inorgánico oxidado, como CO_2 , HCO_3^- y minerales carbonatados, y el de carbono orgánico reducido, como compuestos orgánicos, combustibles fósiles y carbono nativo. Existe un intercambio constante entre uno y otro de manera que se mantiene un balance. Los procesos que afectan a este ciclo de los compuestos del carbono también conllevan un fraccionamiento isotópico. El CO_2 atmosférico es un buen reservorio "mezclado" que liga los compuestos orgánicos relativamente enriquecidos en ^{12}C a través de la fotosíntesis y los carbonatos por medio de reacciones de cambio con HCO_3^- acuoso, llevando a un enriquecimiento relativo en ^{13}C por parte del medio acuoso. La

composición isotópica del carbono de las calizas refleja esencialmente el contenido en $\delta^{13}\text{C}$ del carbonato total disuelto del agua a partir de la cual se formaron las calizas.

* Para el equilibrio CO_2 - calcita existe una relación inversa entre $\delta^{13}\text{C}$ y temperatura: el fraccionamiento disminuye conforme la temperatura aumenta (en un rango de 0 - 30 °C).

* Valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre 0 y 4 ‰ son típicos de ambiente marino. La diagénesis de la materia orgánica lleva a valores más extremos de $\delta^{13}\text{C}$. Valores muy negativos, de menos de -20 ‰, sugieren que el C del CO_3 deriva en mayor o menor medida de la materia orgánica, la cual suele tener $\delta^{13}\text{C}$ entre -22 y -30 ‰ (ver figura 4.3). Valores positivos altos pueden resultar de la fermentación de la materia orgánica, donde la metanogénesis origina un CO_2 enriquecido en ^{13}C (IRWIN *et al.*, 1977) (figura 4.7).

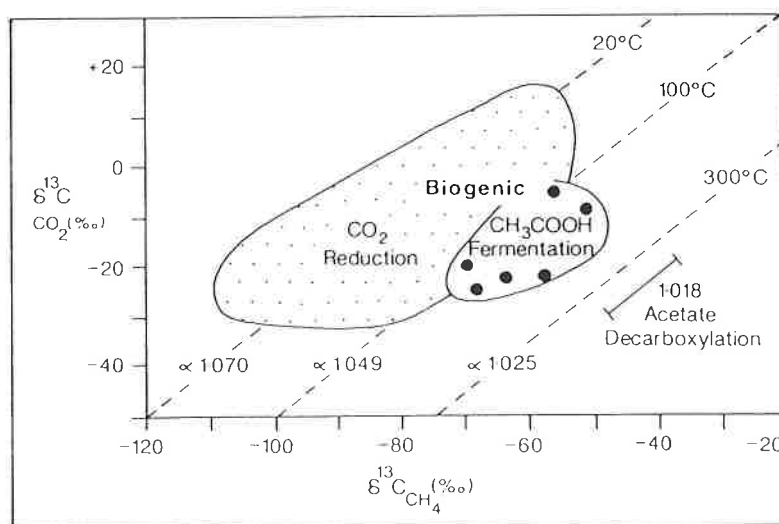


Figura 4.7.- Fraccionamiento por degradación de la materia orgánica durante el enterramiento: representación de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}/\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$. Fraccionamiento del equilibrio CO_2 - CH_4 $\alpha = 1.070$, 1.049 y 1.025 para 25°C, 100°C y 300°C respectivamente (según BOTTINGA, 1969). Areas de reducción y fermentación biogénicas para parejas CO_2 - CH_4 naturales coexistentes (según WHITICAR, 1986). La línea continua representa los productos experimentales CO_2 - CH_4 de la descarboxilación de un acetato a 300°C (según KHARAKA *et al.*, 1983) (Datos en: DICKSON, 1990).

Isótopos

* La mayor parte de los seres vivos extraen ^{12}C del medio para realizar sus funciones vitales, lo cual conlleva un enriquecimiento del medio en ^{13}C y un empobrecimiento en isótopos pesados por parte del organismo.

* La composición isotópica del oxígeno refleja la temperatura de precipitación y la composición isotópica del agua en que precipitó el carbonato. A diferencia del medio marino, el primero de estos puntos no es accesible para el medio lacustre fósil, pues no se conoce la composición isotópica del agua que formaba los lagos.

* La evaporación produce una pérdida de ^{16}O del medio y, por tanto, lleva consigo un enriquecimiento del medio en ^{18}O . Como consecuencia, las aguas meteóricas, inicialmente ricas en ^{16}O (aguas ligeras), van enriqueciéndose en ^{18}O conforme aumenta su tiempo de permanencia dentro de un cuerpo de agua.

* La concentración en sales en los medios salinos disminuye la actividad termodinámica del agua y la proporción de evaporación, conduciendo a un más lento enriquecimiento del medio en isótopos pesados.

4.2 MATERIALES ANALIZADOS Y METODOS

En los depósitos de la Sierra de Alcubierre se han muestreado cinco perfiles estratigráficos situados en los sectores nororiental y meridional (San Caprasio, Barranco de Lasfachastis, Barranco de la Loba, Lanaja y Puig Ladrón). La sucesión vertical de estos perfiles abarca las tres Unidades (U_3-N_1 , N_2 y N_3) presentes en esta Sierra. En cada uno de los perfiles se han tomado muestras de las diferentes facies existentes (margas, calizas laminadas, estromatolitos, calizas masivas y calizas bioturbadas). En un principio, este muestreo tenía como finalidad el estudio de la evolución isotópica de los estromatolitos; sin embargo, posteriormente se amplió a todas las facies carbonatadas; por este motivo existen más análisis de aquéllos que del resto de facies, aunque la proporción relativa de las distintas facies en las tres Unidades es aproximadamente la misma.

También se ha realizado el análisis isotópico de las sucesivas facies existentes a lo largo de una secuencia carbonatada C1 cíclica completa, de "profundización"- "somerización". Además, dada la gran abundancia de los estromatolitos en las sucesiones estudiadas, se han analizado los isótopos de perfiles verticales de varios biohermos.

En los Montes de Castejón se han muestreado dos perfiles estratigráficos (La Val de Luna y Esteban) que cubren la parte superior de la Unidad U_3-N_1 y toda la N_2 que aflora en ese sector. Las facies analizadas corresponden a costras calcáreas, calizas laminadas, masivas y bioturbadas, estromatolitos y margas. En varios casos, la sucesión muestreada constituye una secuencia carbonatada completa o secuencia tipo C1, que responden a un proceso de "profundización" o "somerización" complejo.

En los perfiles estratigráficos correspondientes, las muestras analizadas isotópicamente aparecen subrayadas.

Todas las muestras fueron analizadas previamente por difracción de rayos X : la mayor parte de ellas corresponde a calcita, si bien existe un pequeño porcentaje de muestras que presenta dolomita en su composición global (proporciones variables, excepcionalmente hasta un 99% de dolomita). También se encontraron proporciones muy bajas de celestina, aragonito y yeso (1-6%) en algunos estromatolitos y calizas laminadas, con o sin dolomita en su composición. Estos análisis de rayos X fueron realizados por el área de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad de Zaragoza.

El tratamiento seguido para el análisis de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ fue, para la Sierra de Alcubierre, el estándar para muestras calcílicas: desecación por calentamiento en vacío a 400 °C y ataque con H_3PO_4 al 100% a 25 °C durante 12 h (o hasta reacción total). Estos análisis fueron hechos en el laboratorio GEOTOP de Montréal (Canadá). Los resultados se expresan en ‰ con referencia al PDB estándar (con la corrección correspondiente para las dolomitas). El margen de error es de $\pm 0,1$ ‰ para $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$. En los Montes de Castejón, las muestras calcílicas se analizaron como se acaba de exponer; en las calcitas con porcentajes variables de dolomita se midieron los contenidos en $\delta^{18}\text{O}$ de las fases calcita y dolomita y las dolomitas puras (>90 % de dolomita) fueron tratadas como tales. El margen de error está en torno a $\pm 0,1$ ‰. Estas muestras de los Montes de Castejón se analizaron en el Servicio General de Análisis de isótopos estables de la Universidad de Salamanca.

En las tablas I, II y III (Anexos) se exponen los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y la composición mineralógica global de las muestras analizadas en la Sierra de Alcubierre y en los Montes de Castejón. Las muestras aparecen ordenadas por perfiles y Unidades, señalando a en cada caso a qué facies corresponde cada una.

4.3.- ANALISIS REALIZADOS EN LA SIERRA DE ALCUBIERRE Y SUS ESTRIBACIONES

4.3.1.- Composición isotópica de las facies

La proyección de los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las diferentes facies a lo largo de los cinco perfiles y de las tres Unidades se muestra en la figura 4.8. Las calizas masivas y bioturbadas se han representado con el mismo símbolo por presentar una composición isotópica similar. Estas facies masivas y bioturbadas se agrupan en un dominio isotópico comprendido entre aproximadamente $-6,4 < \delta^{13}\text{C} < -0,4$ y $-9 < \delta^{18}\text{O} < -4,5$. Este dominio presenta las composiciones más bajas de todas las facies, sugiriendo un corto tiempo de residencia del agua y una gran influencia de CO_2 biogénico derivado del suelo.

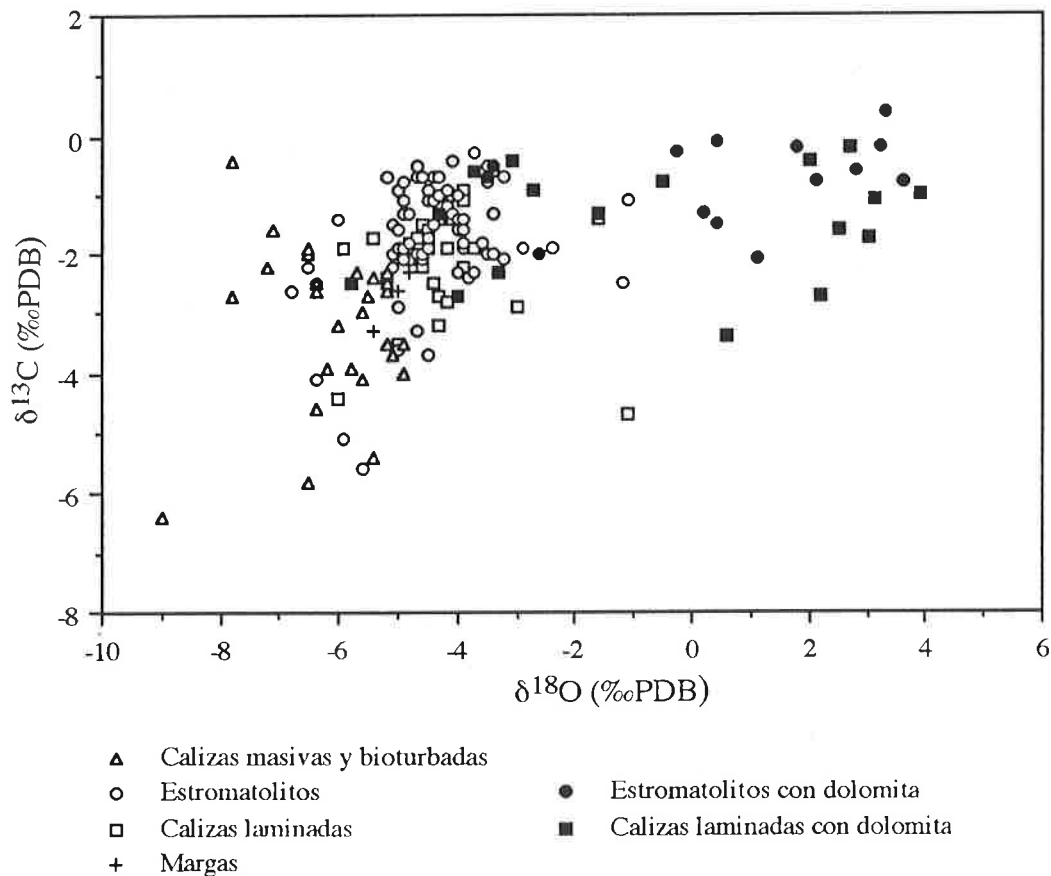


Figura 4.8.- Composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de las diferentes facies en la Sierra de Alcubierre (se incluyen los análisis de las tres Unidades). Las muestras dolomíticas se representan con diferentes símbolos.

Las pequeñas variaciones observadas entre las calizas masivas y bioturbadas se refieren generalmente a $\delta^{13}\text{C}$, que es más bajo en las calizas bioturbadas (las cuales representan la implantación de condiciones palustres sobre un sustrato representado por las facies masivas), como consecuencia de una mayor influencia de las aguas meteóricas ricas en CO_2 biogénico ligero durante el proceso de diagénesis edáfica de las facies masivas (interpretadas como facies lacustres verdaderas). En algunos casos, este empobrecimiento en $\delta^{13}\text{C}$ está acompañado por un enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$, consecuente a un mayor tiempo de residencia del agua durante el proceso de "somerización".

Las calizas laminadas ocupan un dominio isotópico que se superpone al de los estromatolitos y, a su vez, estos dominios se solapan ligeramente con el de las calizas masivas y bioturbadas. La mayor concentración de puntos de calizas laminadas y estromatolitos aparece dentro de un campo comprendido entre aproximadamente $-3 < \delta^{13}\text{C} < 0$ y $-5,5 < \delta^{18}\text{O} < -2$, el cual refleja unas condiciones de mayor evaporación y más importante extracción de CO_2 ligero a causa de una intensa actividad biológica, con respecto a las facies masivas y bioturbadas, durante períodos prolongados de residencia de las aguas.

Las composiciones más bajas de estromatolitos, y esporádicamente calizas laminadas, que se solapan con el dominio de las calizas masivas y bioturbadas deben corresponder a áreas lacustres con una evaporación menos intensa y donde la sedimentación tiene una alta influencia de CO_2 biogénico ligero, presumiblemente relacionadas con la afluencia de agua dulce, que reduciría la actividad microbiana de estas áreas.

Las composiciones más pesadas de los estromatolitos y calizas laminadas, con valores de $\delta^{18}\text{O}$ comprendidos entre aproximadamente -2 y $+4$ ‰, sugieren las condiciones de máximo tiempo de residencia de las aguas y, como consecuencia, una intensa evaporación. Este dominio más pesado corresponde a muestras que contienen dolomita en proporciones variables (en general, más del 20-30 %, excepcionalmente hasta un 99%), aunque también existen muestras dolomíticas cuya composición isotópica es muy similar a la del dominio calcítico; en estos casos el porcentaje de dolomita varía de 3-4 % hasta 20-30 % de máximo. Más adelante se discute el posible origen de la dolomita considerando los fraccionamientos experimentales y reales citados en la literatura.

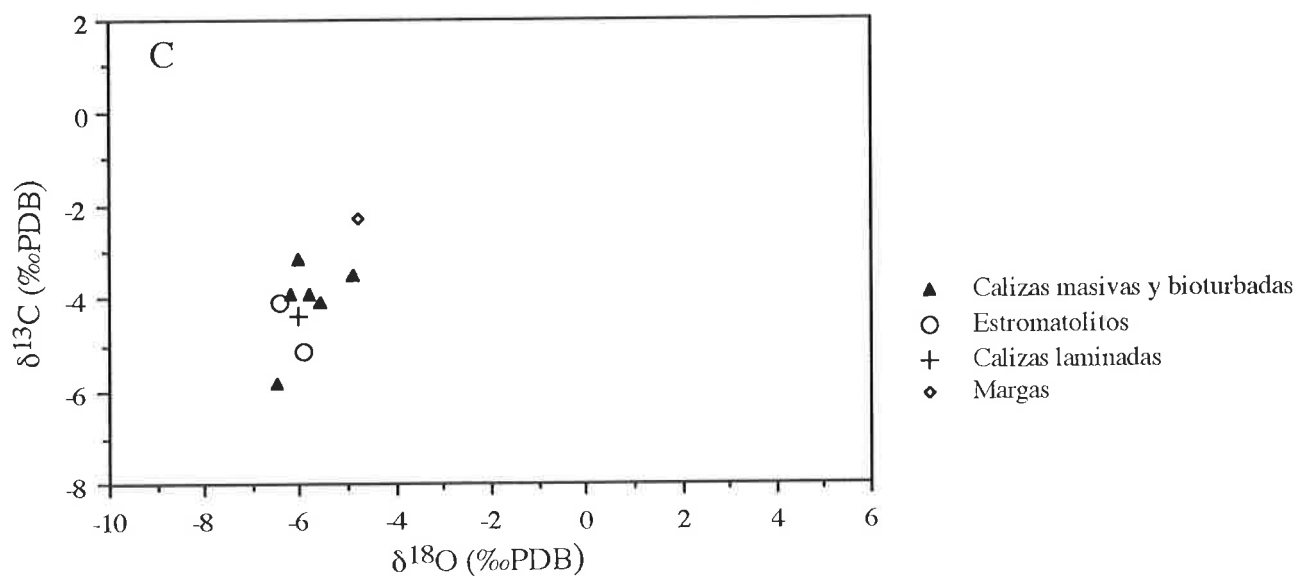
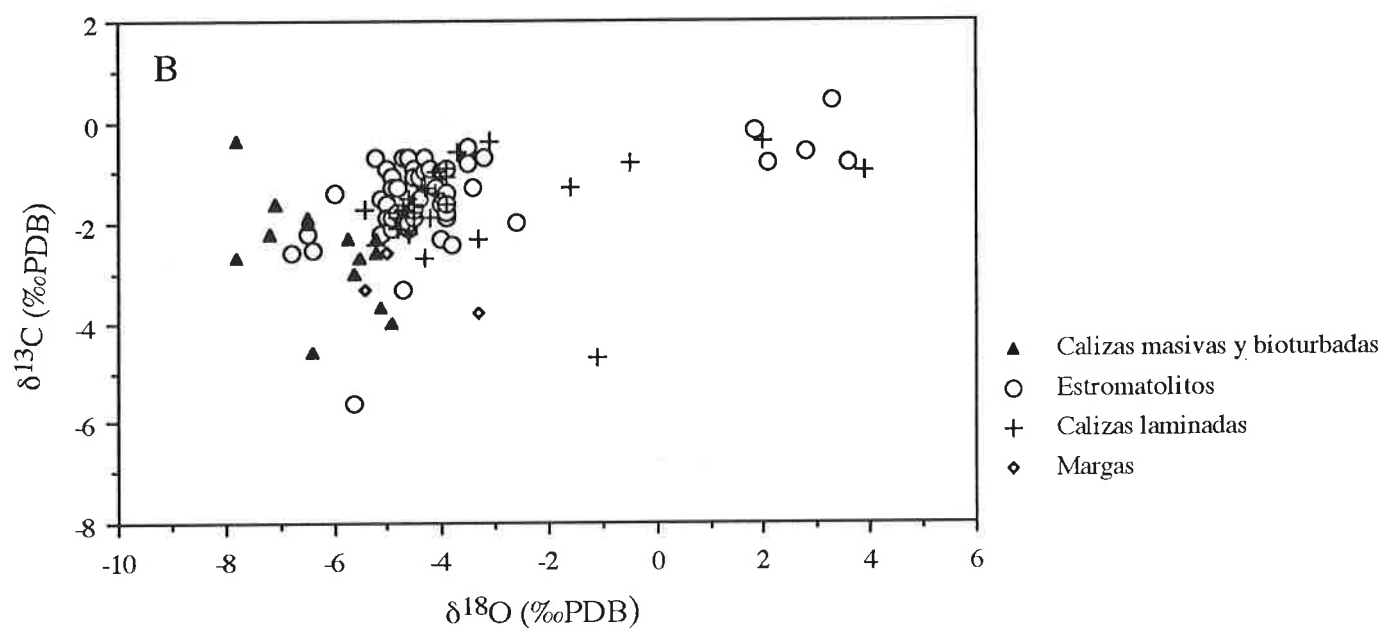
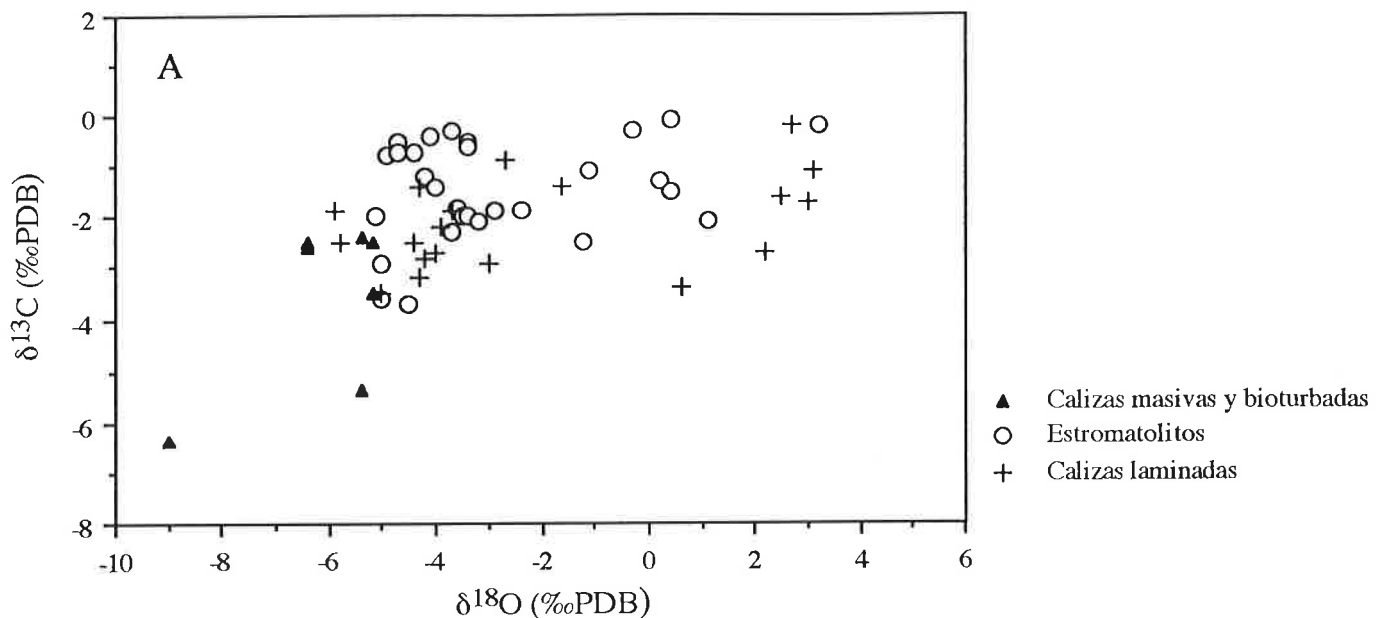


Figura 4.9.- Composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de las diferentes facies para la Unidad U₃-N₁ (A), la Unidad N₂ (B) y la Unidad N₃ (C).

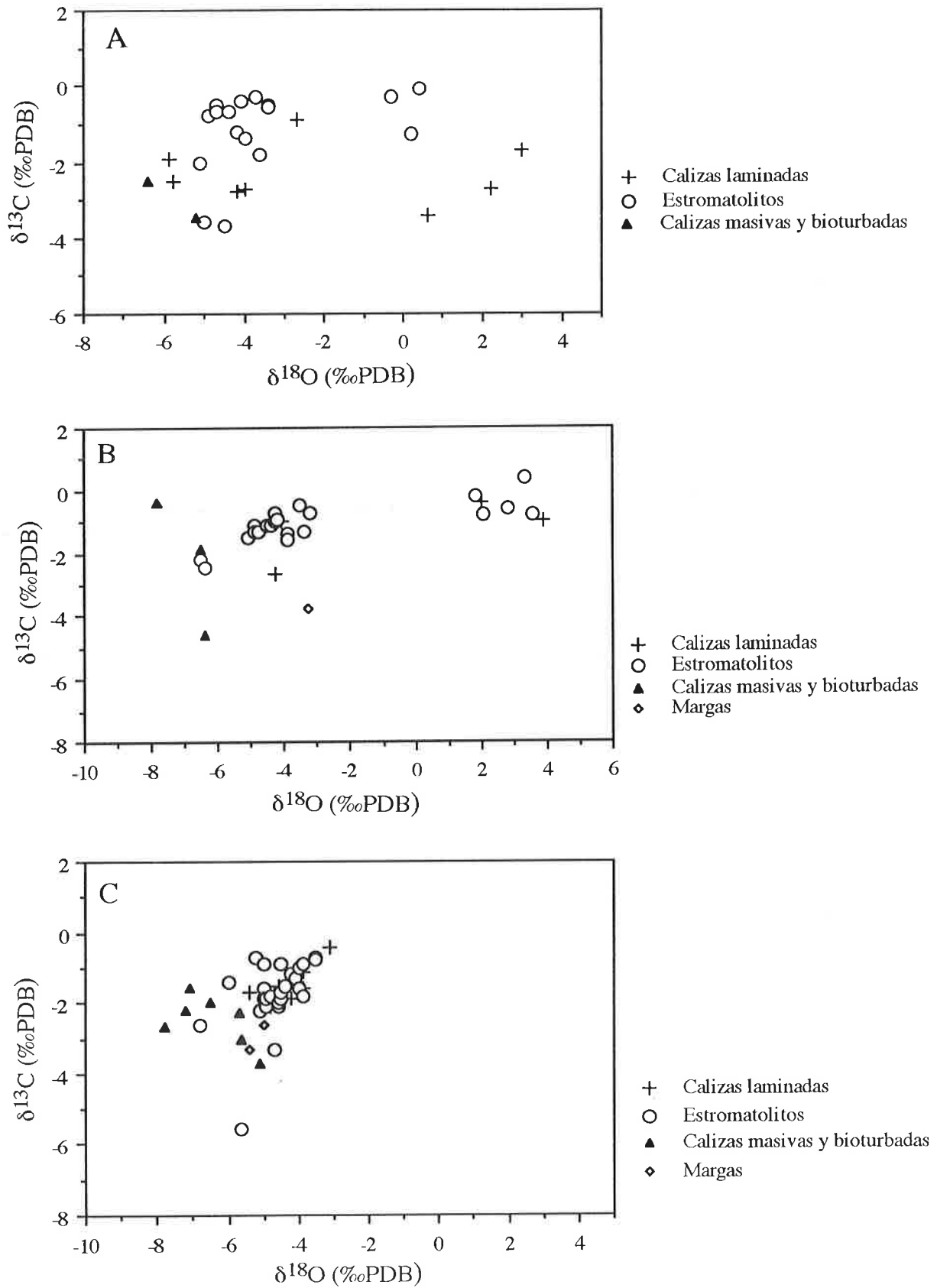


Figura 4.10.- Composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de las diferentes facies para un perfil determinado y una Unidad dada: A) perfil de Puig Ladrón, Unidad U₃-N₁, B) perfil del Barranco de la Loba, Unidad N₂ y C) perfil de San Caprasio, Unidad N₂.

Las margas tienen una composición isotópica intermedia entre la de las calizas masivas y bioturbadas y la de los estromatolitos y calizas laminadas, sugiriendo un tiempo de residencia del agua relativamente largo; ahora bien, teniendo en cuenta su significado sedimentológico, la composición isotópica de las margas debe reflejar la señal de importantes aportes de agua dulce al área lacustre.

La proyección de la composición de las diferentes facies según la Unidad a la que pertenecen muestra unas relaciones muy similares a las descritas (figuras 4.9A y B), salvo en el caso de la Unidad N₃ (figura 4.9C) donde todas las facies aparecen dentro del mismo dominio isotópico. (En esta Unidad, las margas tienen valores ligeramente más altos que el resto de las facies). Esta homogeneidad de la composición isotópica de las facies de la Unidad N₃ podría ser debida a la gran influencia aluvial que registra, pues ésta determinaría la dilución de las aguas (enriqueciéndolas en isótopos ligeros) e impediría, por el corto tiempo de residencia del agua entre las etapas de aportes, la tendencia hacia el establecimiento del equilibrio isotópico con el CO₂ atmosférico. Así pues, en esta Unidad cualquiera de las facies registra un enriquecimiento en isótopos ligeros.

Las mismas o muy similares relaciones isotópicas a las de la figura 4.8 se obtienen cuando se consideran las diferentes facies de un perfil determinado y una Unidad dada (figura 4.10)

4.3.2.- Muestras dolomíticas. Posible interpretación genética

Dentro del conjunto de muestras analizadas existe un pequeño grupo que contiene dolomita en su composición global (porcentajes variables entre 5-6% hasta, excepcionalmente, 99% de dolomita), y que corresponden a las facies de estromatolitos y calizas laminadas. Como se indicó en el apartado de metodología, todas las muestras -calcíticas o dolomíticas- fueron tratadas con el mismo procedimiento, es decir, el estándar para calcita. Por esta razón, los valores expresados con referencia al ‰ PDB estándar se han corregido proporcionalmente al contenido en dolomita ($-0,8 \times \% \text{ dolomita} / 100$); estas correcciones se han llevado a cabo sobre la $\delta^{18}\text{O}$, ya que $\delta^{13}\text{C}$ se considera invariable a efectos del fraccionamiento producido por el ácido fosfórico.

En general, el conjunto de las muestras dolomíticas presenta valores de $\delta^{18}\text{O}$ positivos o negativos en torno a cero, comprendidos entre -2 y +4 ‰, aunque existen

algunos casos con valores más negativos que corresponden a muestras calcílicas con pequeños porcentajes de dolomita (5-30%) (figura 4.8). En la figura 4.11 se muestra la relación existente entre el ‰ $\delta^{18}\text{O}$ y el porcentaje de dolomita contenido en las muestras; se observa una tendencia lineal con covarianza de 0,87, sugiriendo, por tanto, que cuanto mayor es el contenido en dolomita más alta es la $\delta^{18}\text{O}$.

En principio, esta tendencia puede corresponder a situaciones en las que el mayor tiempo de residencia del agua y, en consecuencia, la mayor evaporación, lleva al establecimiento de condiciones más apropiadas para la formación de dolomita.

Del mismo modo, cuando se considera esta relación para una facies determinada de un área concreta, incluyendo muestras con 0% de dolomita (figura 4.12), las rectas obtenidas tienen una correlación alta, con $r > 0,9$, indicando que la dolomita presente en las muestras se originó por evaporación y consiguiente concentración a partir de una única solución, la misma agua que originó la calcita, pero concentrada por evaporación; en este sentido se señala que los valores teóricos de $\delta^{18}\text{O}$ de calcitas puras, indicados por esas rectas, están muy próximos a los de las calcitas reales analizadas. En consecuencia debe excluirse la mezcla de aguas de diferente composición para la formación de dolomita.

Este hecho viene corroborado por la baja y negativa covarianza entre $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las dolomitas puras teóricas y las reales con más de 90% de este mineral (figura 4.13), ya que las covarianzas positivas de estos términos suelen reflejar un origen a partir de mezcla de aguas (LAND, 1973; ZHAO y FAIRCHILD, 1987; ZEMPOLICH *et al.*, 1988).

En cuanto a la interpretación de la composición isotópica de la dolomita como indicador de la génesis de este mineral, existen problemas derivados del desconocimiento de la relación precisa entre la temperatura, $\delta^{18}\text{O}$ del agua y $\delta^{18}\text{O}$ de la dolomita (TUCKER, 1990), lo cual deriva en la falta de acuerdo entre los diversos estudios experimentales realizados sobre $\Delta^{18}\text{DOL-CAL}$. Así, los datos de laboratorio, extrapolados a 25 °C, para el equilibrio isotópico indican que la dolomita en equilibrio con la calcita tiene un enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ de 4 a 7 ‰ (EPSTEIN *et al.*, 1964; O'NEIL y EPSTEIN, 1966; NORTHROP y CLAYTON, 1966), mientras que los estudios experimentales a baja temperatura (25 °C a 78 °C) realizados por FRIZT y SMITH (1970) sugieren un $\Delta^{18}\text{DOL-CAL}$ de 2 a 4 ‰ para dolomitas secundarias precipitadas como protodolomitas en equilibrio isotópico con las calcitas coexistentes.

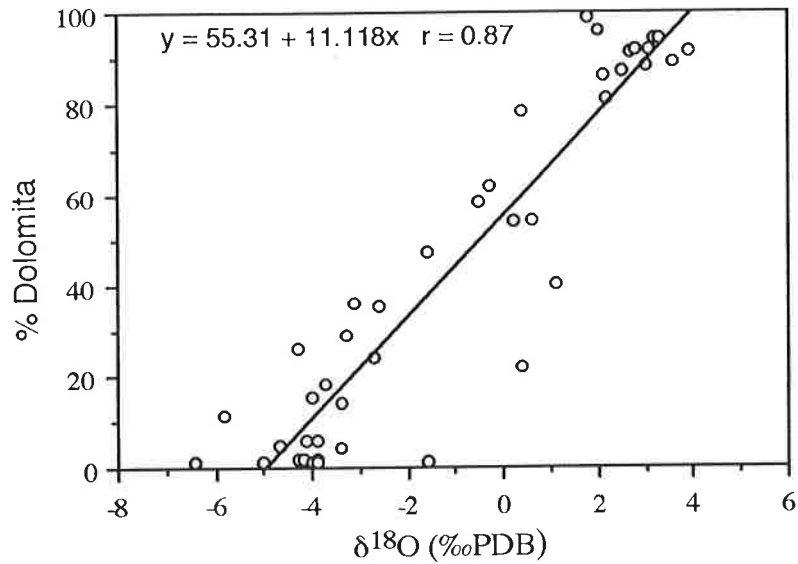


Figura 4.11.- Relación entre el contenido en dolomita y $\delta^{18}\text{O}$ para calizas laminadas y estromatolitos de diferentes perfiles de la Sierra de Alcubierre.

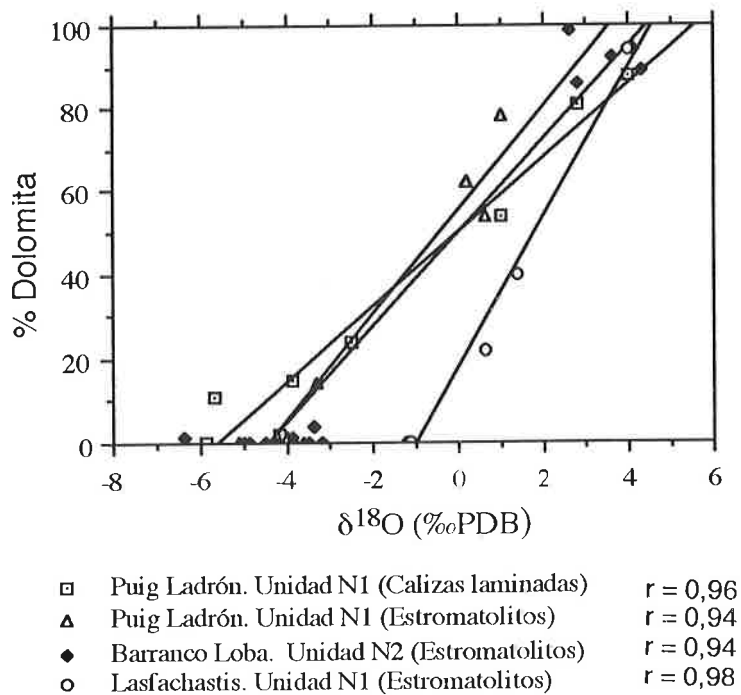


Figura 4.12.- Relación entre el contenido en dolomita y $\delta^{18}\text{O}$ para calizas laminadas y estromatolitos de un perfil determinado y una Unidad dada. Nótese que en todos los casos la covarianza es mayor de 0,9.

Isótopos

MATTHEWS y KATZ (1977) establecen un fraccionamiento dolomita-calcita con $\Delta^{18}\text{DOL-CAL} = 2,8 \text{‰}$ a 35 °C para la dolomitización de carbonato cálcico.

LAND (1983) deduce un enriquecimiento del $\delta^{18}\text{O}$ de la dolomita coprecipitada con calcita de 3 a 6 ‰.

Esta dispersión de valores lleva a la conclusión de que el valor del equilibrio del $\Delta^{18}\text{DOL-CAL}$ a 25 °C está entre 1 y 7 ‰ y posiblemente no es constante (LAND, 1980; TUCKER, 1990).

Los datos encontrados en dolomitas naturales actuales muestran también un rango amplio de valores: en el Golfo de Arabia, $\delta^{18}\text{O}$ varía de 0 a +3,9 ‰ más pesado que los sedimentos de CO_3Ca . Aunque gran parte de este enriquecimiento se atribuye al fraccionamiento dolomita-calcita, parte de él podría ser debido a la concentración por evaporación del agua del mar, que conduce a fluidos pobres en O^{16} y a la formación de precipitados isotópicamente más pesados (en: TUCKER, 1990).

En las dolomitas holocenas de la Bahía de Baffin, BEHRENS y LAND (1972) atribuyen el enriquecimiento del $\delta^{18}\text{O}$ de la dolomita (de +4 a +5,2 ‰) a la incorporación de más O^{18} del que se incorporaría en las calcitas que se formarían a partir de la misma agua, lo cual podría indicar la precipitación a partir de fluidos evaporados e hipersalinos en los poros.

McKENZIE (1981) propone un equilibrio de +3,2‰ para calcita y dolomita coexistentes en equilibrio isotópico a 35 °C, para dolomitas de "sebjas" costeras de Abu Dhabi; parte de este enriquecimiento es debido al cambio isotópico producido con los fluidos de los poros (reemplazamiento secundario). Esta autora propone que los valores de fraccionamiento más altos (+4 a +7 ‰, obtenidos por EPSTEIN *et al.*, 1964; O'NEIL y EPSTEIN, 1966 y NORTHROP y CLAYTON, 1966) son indicativos de la precipitación de dolomita primaria de acuerdo con un fraccionamiento ideal dolomita-agua (como la dolomita del lago Deep Springs en California, CLAYTON *et al.*, 1968 a). Por otra parte, sugiere que $\Delta^{18}\text{DOL-CAL} = 2$ a 4 ‰ reflejaría una dolomita de reemplazamiento secundario, precipitada según un fraccionamiento isotópico dolomita-agua metaestable (éste es el caso de la diagénesis de la "sebja" de Abu Dhabi).

Las muestras dolomíticas de la Sierra de Alcubierre presentan un enriquecimiento relativamente alto de $\delta^{18}\text{O}$ con respecto a las calcitas. Considerando los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de teóricas dolomitas puras (valores calculados a partir de las rectas de la figura 4.12) y

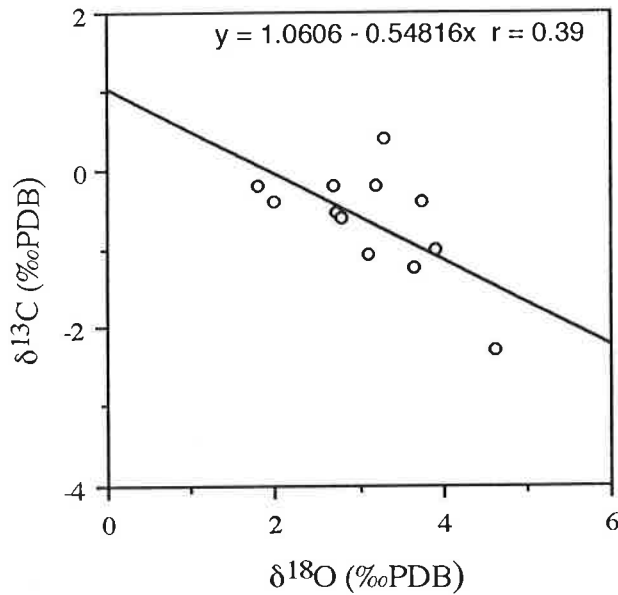
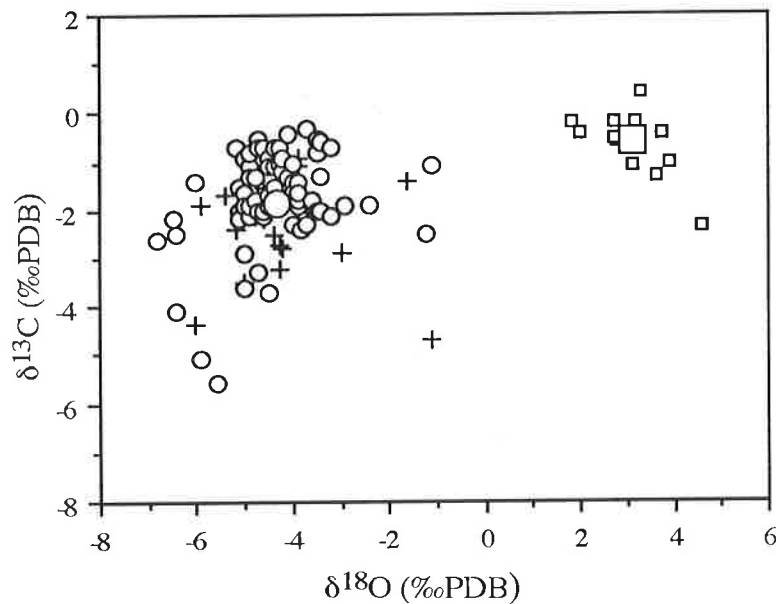


Figura 4.13.- Relación entre los valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de calizas laminadas y estromatolitos con más del 90% de dolomita. También se representan los valores teóricos de dolomitas puras obtenidos de la figura 4.12. Nótese la baja y negativa covarianza.



- + Calizas laminadas. Calcitas
- Estromatolitos. Calcitas
- Valor promedio de muestras calcíticas
- Caliz. lamin. y estromat. con >90% Dolomita
- Valor teórico Cl y Ce con 100% Dolomita
- Valor promedio de muestras dolomíticas

Figura 4.14.- Composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de facies de calizas laminadas y estromatolitos correspondientes a calcitas y a muestras con más de 90% de dolomita, así como valores teóricos de dolomitas puras obtenidos de la figura 4.12. Se representa la composición media de las muestras calcíticas y de las dolomíticas; la diferencia entre dichos promedios es de alrededor de 7‰ para $\delta^{18}\text{O}$.

las correspondientes a las muestras con más del 90% de dolomita, se observa que la diferencia entre el valor medio de la composición isotópica de las calcitas y el de las dolomitas es de aproximadamente 7,5‰ para $\delta^{18}\text{O}$ (figura 4.14). Para $\delta^{13}\text{C}$, la diferencia entre estos promedios de calcitas y dolomitas es de 1,2‰ más para las dolomitas. Este enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ podría indicar un origen primario de la dolomita, según McKENZIE (1981), pues podría considerarse en el extremo del rango 4-7 ‰ propuesto para el equilibrio calcita-dolomita coprecipitadas. Sin embargo, si se toman los valores de LAND (1983) de $\Delta^{18}\text{DOL-CAL} = 3-6$ ‰, para calcita-dolomita coprecipitadas y se corrigen sobre la $\delta^{18}\text{O}$ promedio de las dolomitas teóricas puras y reales con > 90% de dolomita ($\delta^{18}\text{O}$ promedio = +3,1 ‰, figura 4.14), se obtienen unos valores de +0,1 y -2,9 ‰ para las calcitas coprecipitadas en equilibrio con estas dolomitas. Esta composición (0,1 ó -2,9) es más pesada que la promedio de las calizas (calcitas) laminadas y estromatolíticas reales (-4,3‰) e incluso que las calcitas teóricas obtenidas de la figura 4.12 (-4,3 a -5,8 ‰), a excepción de las estromatolíticas de la Unidad U₃-N₁ en el sector meridional de la Sierra de Alcubierre, cuya calcita pura teórica es aproximadamente $\delta^{18}\text{O} = -1$ ‰. Por lo tanto, podría pensarse que las dolomitas de la Sierra de Alcubierre son mayoritariamente de origen diagenético.

Los datos petrográficos no permiten decantarse por un origen u otro, pues el tamaño de grano extremadamente fino y la uniformidad de los cristales de las muestras dolomíticas impiden observar procesos de reemplazamiento o cualquier otro tipo de proceso diagenético. En este sentido, DECKKER y LAST (1988) encuentran casos en dolomitas actuales de lagos salinos en los que es casi imposible distinguir entre dolomita primaria y diagenética temprana.

Por otra parte, la estrecha relación existente entre las muestras dolomíticas y los niveles de yesos nodulares de bombeo evaporítico, que generalmente se encuentran en relación con secuencias de "somerización", sugiere que en la mayor parte de las muestras la dolomita debe ser, al menos parcialmente, el resultado de la precipitación durante una diagénesis muy temprana (subsuperficial) a partir de fluidos altamente concentrados en los poros. No obstante, debido a la falta de evidencias petrográficas que indiquen procesos diagenéticos, no se excluye la posibilidad de que parte de la dolomita contenida en las muestras sea de precipitación primaria.

En cuanto al ligero enriquecimiento en $\delta^{13}\text{C}$ que presentan las dolomitas con respecto a las calcitas, éste podría ser indicativo de la evolución de la $\delta^{13}\text{C}$ a partir del

CO₃Ca precursor, en el caso de un origen diagenético, o de una composición isotópica inicial del carbono inorgánico total disuelto (C.I.T.D.) más pesada.

En cualquier caso, sea la dolomita primaria o diagenética temprana, el enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ que presentan las muestras dolomíticas estudiadas refleja la concentración progresiva del agua por evaporación, como resultado de un largo tiempo de permanencia del agua. En este sentido, son muchos los autores que consideran la dolomita como un mineral indicativo de condiciones de intensa evaporación, a menudo altamente salinas (HSÜ y SIEGENTALER, 1969; BEHRENS y LAND, 1972; WOLFBAUER y SURDAM, 1974; EUGSTER y HARDIE, 1975; SMOOT, 1978; FRIEDMAN, 1980; WELLS, 1983; DECKKER y LAST, 1987, etc.), cuya formación en estos ambientes suele atribuirse a la precipitación primaria de dolomita -protodolomita- o a etapas diagenéticas muy tempranas.

Así pues, en los diagramas expuestos a continuación, todos los puntos con $\delta^{18}\text{O} > -1$ ó 0 se considera que corresponden a situaciones de más intensa evaporación con respecto a los valores más negativos de las calcitas.

4.3.3.- Evolución isotópica de una secuencia carbonatada C1 cíclica completa

La secuencia C1 que aparece en la figura 4.15 corresponde a un ciclo real, representado a escala, con las siglas correspondientes a las distintas facies en el margen izquierdo. Este ciclo pertenece al perfil de San Caprasio, Unidad N₂, y comprende las muestras siguientes: 31a, 31', 31b, 32, 33a, 33b, 33c, 34 y 34b

En este ciclo, donde todas las muestras son calcitas, se observa que la evolución isotópica es compleja. La covarianza de los valores es de $r = 0,75$ (considerando el total de los nueve puntos). Los valores más altos son los correspondientes a los estromatolitos, situados en la base del ciclo, e implican un salto hacia valores más positivos con respecto a los de las calizas bioturbadas infrayacentes, sugiriendo el "máximo" o mayor tiempo de residencia del agua en el conjunto de las facies. Este sería favorable o condicionaría la tendencia hacia el equilibrio isotópico entre el CO₂ atmosférico y el carbono inorgánico total disuelto.

Isótopos

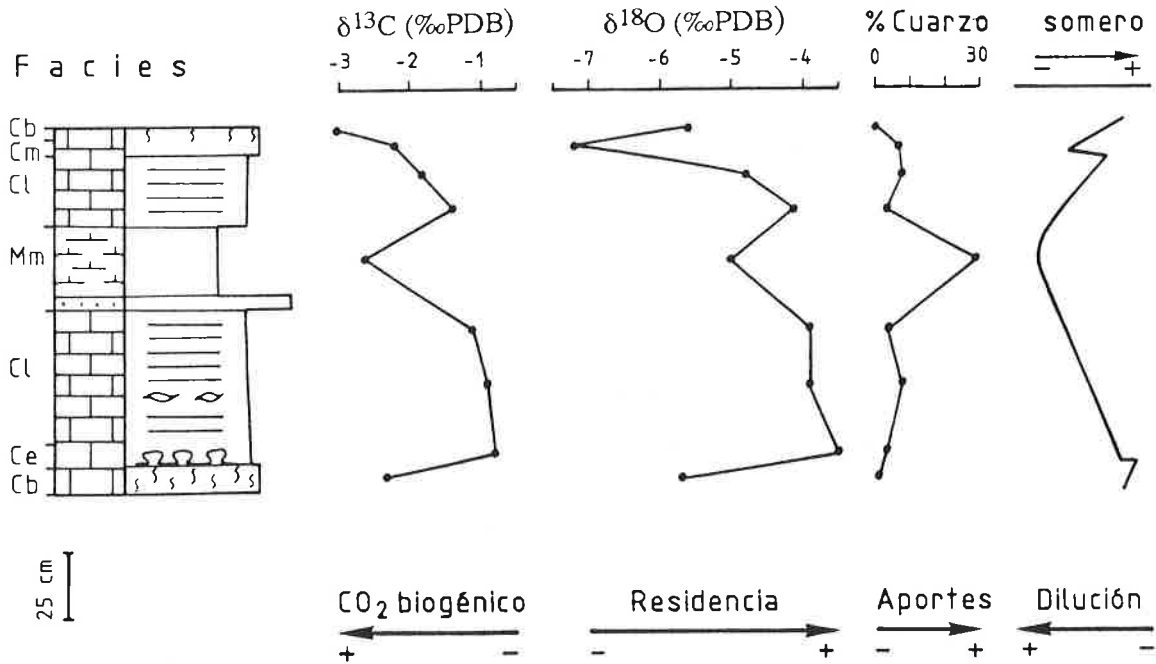


Figura 4.15.- Composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) a lo largo de una secuencia carbonatada C1 cíclica completa. Se indica el contenido en cuarzo, así como la variación de la profundidad que se induce de los datos sedimentológicos.

Las calizas laminadas presentan valores muy similares o ligeramente más bajos que los estromatolitos, indicando un tiempo de residencia del agua del lago algo menor que el de éstos. Estos valores más bajos son coherentes con el significado sedimentológico de esta facies, pues serían debidos a los aportes intermitentes vía superficie que recibe el lago durante las etapas de nivel bajo (lago carbonatado salino). Sin embargo, a pesar de la influencia de estos aportes, el tiempo de residencia del agua favorece la tendencia hacia el equilibrio isotópico entre el CO_2 atmosférico y el C inorgánico total disuelto, probablemente en relación con un desarrollo intenso de la actividad biológica microbiana.

Las margas presentan valores de $\delta^{18}\text{O}$ intermedios entre los de las facies masivas y bioturbadas y los de las calizas laminadas y estromatolitos, reflejando un tiempo de residencia relativamente largo, a caballo entre el de unas y otras. No obstante, de acuerdo con su significado sedimentológico (sedimentación en áreas más o menos centrales), y tal como queda reflejado por su alto contenido en cuarzo, las margas

supondrían un máximo de aportes superficiales al área lacustre, y por tanto la subida del nivel, con la consiguiente dilución de las aguas más concentradas existentes previamente.

Así, el proceso de "profundización" (sucesión de facies Ce, Cl, M) supone una tendencia hacia un menor tiempo de residencia del agua por renovación de la misma, congruente con el progresivo aumento de aportes detríticos al área lacustre, y a una evolución en la composición isotópica hacia el empobrecimiento en ^{18}O y ^{13}C . Representan, pues, una expansión del área lacustre.

Las calizas laminadas del techo de la secuencia suponen un aumento del tiempo de residencia del agua con respecto a las margas infrayacentes, congruente con la disminución de aportes y la bajada del nivel lacustre (establecimiento de condiciones de sedimentación carbonatada salina). Así pues, registran un período de mayor evaporación y concentración, tras el cual se produce una dilución (facies Cm), con incremento del nivel lacustre, correspondiente a una etapa de "biostasia".

Las facies masivas y bioturbadas con que culmina el ciclo muestran valores mínimos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, indicando un tiempo de residencia del agua menor y una mayor influencia de CO_2 biogénico. Sin embargo, estas facies poseen composiciones isotópicas ligeramente diferentes entre sí.

Las calizas masivas, facies Cm, interpretadas como depósitos lacustres francos, tienen una composición $\delta^{13}\text{C}$ más alta que las calizas bioturbadas, facies Cb, que representan condiciones palustres. Este hecho puede ser producido por la influencia acumulativa del CO_2 biogénico (CO_2 ligero producido por la degradación de la materia orgánica) a lo largo del tiempo durante el proceso de "somerización". Es decir, la alteración pedogenética de las facies lacustres verdaderas conduce a una composición de $\delta^{13}\text{C}$ más ligera, debido a la influencia de las aguas meteóricas ricas en CO_2 derivado del suelo. PLATT (1989) interpretó estas tendencias de forma similar en la Formación Rupelo de la Cuenca de Cameros.

En cuanto al contenido en oxígeno, las calizas pedogenéticas reflejan un tiempo de residencia del agua mayor que el de las calizas lacustres verdaderas, de acuerdo con la progresiva disminución de la lámina de agua durante la "somerización".

Así pues, la "somerización" (sucesión de facies M, Cl, Cm, Cb) se manifiesta por la tendencia hacia valores isotópicos más bajos, si bien se realiza a través de una

evolución compleja, ya que el paso de las margas a las calizas laminadas supone, efectivamente, un "salto" hacia condiciones de mayor evaporación, conforme con el mayor tiempo de residencia del agua y la más intensa extracción de ^{12}C por actividad biogénica que caracterizan a esta facies. Es decir, la facies Cl de esa sucesión representa una etapa de mayor residencia del agua con respecto a la facies Mm subyacente y, por tanto, se relaciona con aportes intermitentes durante épocas áridas.

En cualquier caso, la tendencia hacia una composición $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ más ligera, tanto en una evolución "somerizante", como en una de "profundización", debe interpretarse también en términos de una tendencia decreciente de la evaporación, dentro de un contexto que evoluciona desde condiciones salinas hacia aguas más diluidas. Esta afirmación está apoyada por estudios sedimentológicos de las diferentes facies y de sus asociaciones laterales y verticales.

En este sentido, el estudio sedimentológico de los estromatolitos de la Sierra de Alcubierre indica que éstos se formaron en un subambiente somero, más o menos marginal y con aguas relativamente salinas (ARENAS *et al.*, en prensa a), congruente con la composición isotópica obtenida para el conjunto de los estromatolitos (figura 4.8). Como ya se ha indicado, los estromatolitos siempre se hallan asociados a calizas laminadas. Este hecho, junto con la similar composición isotópica que presentan ambas facies (figuras 4.8 y 4.10), permite suponer unas condiciones iniciales de salinidad muy similares, a partir de las cuales la composición isotópica evoluciona en el tiempo hacia valores más ligeros, es decir, hacia una mayor dilución de las aguas, la cual podría estar en relación con etapas de "biostasia" desarrolladas en un clima más frío y húmedo (incremento de la relación precipitación /evaporación).

La fauna y la flora contenidas en las calizas masivas y bioturbadas, ausentes en las calizas laminadas, son indicativas de aguas dulces o, al menos, mucho más diluidas que las correspondientes a las facies Ce y Cl. Este hecho está corroborado por los bajos valores isotópicos que, en general, presentan las facies Cm y Cb (figura 4.8), que registrarían el máximo aporte de CO_2 ligero derivado del suelo.

Por lo tanto, la evolución de la composición isotópica a lo largo de una secuencia carbonatada C1 cíclica tiende hacia una disminución general de la evaporación, con la consiguiente dilución del agua lacustre. Dentro de la parte superior se registra un proceso complejo de expansión-colmatación.

4.3.4.- Variaciones laterales de la composición isotópica de las facies

Estas variaciones laterales se estudian según la Unidad y/o perfil en que se sitúan las muestras.

Para una Unidad dada y una facies determinada, por ejemplo los estromatolitos de la Unidad U₃-N₁ (figura 4.16A), se observa que éstos tienen valores de $\delta^{18}\text{O}$ más bajos en el sector nororiental (perfiles de Puig Ladrón y Lanaja) que en el sector meridional (perfil de Lasfachastis). Estos hechos son congruentes con las condiciones de sedimentación dominantes en cada sector: en el nororiental se desarrollan principalmente facies con alto contenido fosilífero, indicativas de aguas más diluidas, como consecuencia de la influencia más directa de aportes en este sector nororiental, mientras en el sector meridional, con escasa influencia aluvial, se acusa más intensamente el efecto de la evaporación; de esta manera, la composición isotópica de los estromatolitos de Lasfachastis, Unidad U₃-N₁, registra un enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ debido a la intensa evaporación que impera en este sector durante períodos prolongados (condiciones salinas, lagos de tipo LG2), durante los cuales se formaron yeso y dolomita.

En este sentido, se destaca que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las calcitas puras reales y teóricas (ver figura 4.11) de los estromatolitos de Lasfachastis tienen un enriquecimiento de alrededor de 1,5‰ con respecto a los de Puig Ladrón de la misma Unidad U₃-N₁.

En determinados momentos, estas condiciones de intensa evaporación pueden afectar a mayores extensiones del área lacustre, alcanzando incluso sectores septentrionales; así, las tres muestras del perfil del Puig Ladrón, Unidad U₃-N₁, que están en el dominio de $\delta^{18}\text{O} = 0$ corresponderían a esos momentos de expansión de las áreas sometidas a intensa evaporación, en las que además de aumentar el contenido en ^{18}O habría un ligero enriquecimiento en ^{13}C debido a la mayor actividad microbiana desarrollada en esos ambientes salinos.

El mismo tipo de interpretación puede hacerse con las composiciones de las calizas laminadas de esta Unidad U₃-N₁ (figura 4.16B).

En el caso de las calizas masivas y bioturbadas, sólo se dispone de datos de la Unidad U₃-N₁ en los perfiles de Lanaja y Puig Ladrón, ya que en el sector meridional están prácticamente ausentes. Estos datos no ofrecen diferencias composicionales significativas (figura 4.17).

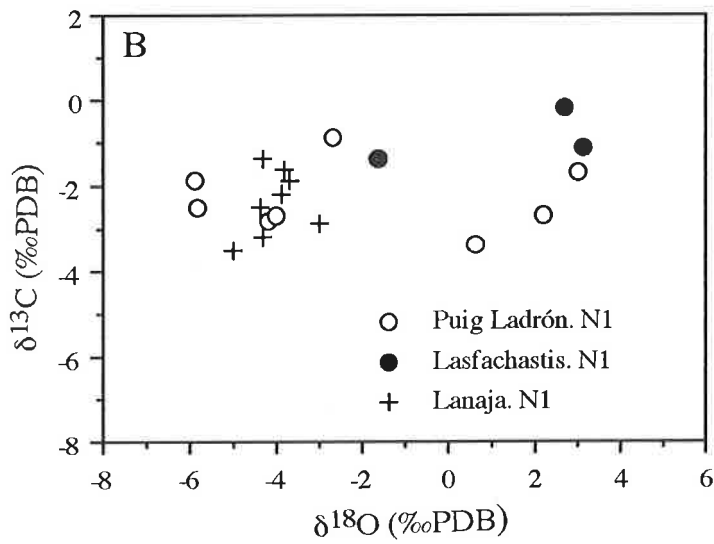
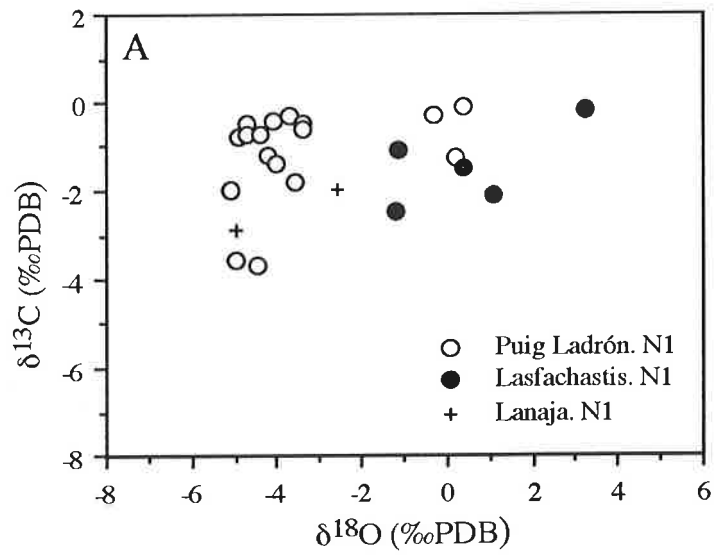


Figura 4.16.- Composición isotópica de estromatolitos (A) y calizas laminadas (B) de la Unidad U₃-N₁ en los perfiles de Puig Ladrón, Barranco de Lasfachastis y Lanaja.

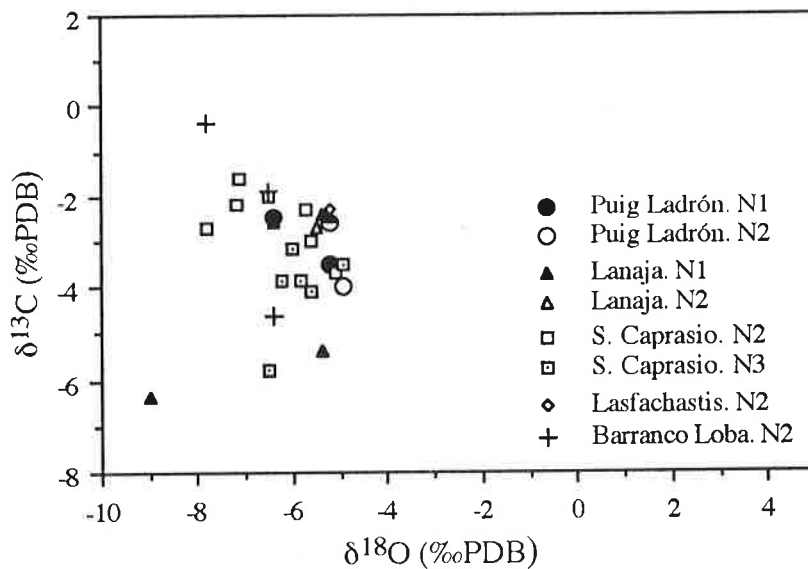


Figura 4.17.- Composición isotópica de las facies de calizas masivas y bioturbadas de los diferentes perfiles y Unidades. Nótese que no existen diferenciaciones significativas.

En la Unidad N₂, los estromatolitos definen un dominio isotópico común (figura 4.18A), exceptuadas las composiciones de varias muestras del perfil de San Caprasio y un conjunto de muestras del Barranco de la Loba con $\delta^{18}\text{O}$ positivo. La mayor población de puntos queda comprendida aproximadamente entre $-2,7 < \delta^{13}\text{C} < -0,5$ y $-5,5 < \delta^{18}\text{O} < -2,5$ e indicaría unas condiciones de formación muy semejantes para todos los estromatolitos estudiados de la Unidad N₂ de la Sierra de Alcubierre.

Las desviaciones de este dominio hacia valores más bajos corresponden a situaciones con marcada influencia de aportes: efectivamente, estas muestras se sitúan en relación con niveles detríticos, en la base de secuencias de "profundización" y, consecuentemente, registran en su composición la influencia de aguas isotópicamente ligeras.

El grupo de estromatolitos con valores positivos de $\delta^{18}\text{O}$ corresponde a muestras del sector meridional (suroccidental) con más de 80% de dolomita en su composición. Nótese que $\delta^{13}\text{C}$ queda entre +1 y -1. Sugieren, pues, las situaciones de máxima evaporación del agua. El enriquecimiento relativo en $\delta^{13}\text{C}$ de este grupo con respecto al

resto podría estar asociado en parte a la más intensa actividad microbiana desarrollada en estos ambientes salinos, alejados del influjo aluvial y con menor lámina de agua. Por otra parte, también es indicativo de la escasa o nula influencia de CO₂ edáfico.

En el caso de las calizas laminadas de la Unidad N₂ (figura 4.18B) se observa que la mayor concentración de puntos aparece en un dominio comprendido aproximadamente entre $-3 < \delta^{13}\text{C} < 0$ y $-5,5 < \delta^{18}\text{O} < -3$, en el que se incluyen todos los sectores estudiados. No obstante, la composición de las muestras de Puig Ladrón ofrece una mayor dispersión, que podría estar relacionada con su posición más marginal y somera, al menos durante el inicio del depósito de la Unidad N₂, donde la lámina de agua acusaría más intensamente la evaporación, llegando a concentrarse Mg suficiente para formar dolomita. Del mismo modo, las muestras del Barranco de la Loba con valores positivos de $\delta^{18}\text{O}$ indican períodos de mayor evaporación durante los cuales, especialmente en el sector occidental de la Sierra de Alcubierre, se alcanza exposición subaérea con desarrollo de yesos de bombeo evaporítico y dolomita. Así pues, las condiciones de máxima salinidad producidas por una más intensa evaporación quedan limitadas, durante la Unidad N₂, al sector más occidental de la Sierra de Alcubierre, en relación con los depósitos del Miembro Perdiguera (modelo de lago LG2). En el resto de la Sierra, la evaporación no llega a producir condiciones salinas tan extremas debido a que el depósito obedece a lagos de tipo LG1.

Las calizas masivas y bioturbadas de la Unidad N₂ (figura 4.17) no presentan variaciones geográficas de composición, sugiriendo unos procesos y evolución similares en los diferentes sectores que ocupan: lámina de agua diluida, con alta productividad orgánica (macrofitas, ostrácodos y gasterópodos), es decir, características correspondientes al nivel alto de lagos de tipo LG1.

La Unidad N₃ sólo aparece representada en el perfil de San Caprasio, pues su extensión de afloramiento es muy pequeña, por lo que no pueden hacerse comparaciones geográficas.

A partir de estos hechos se concluye que la composición y la evolución isotópica dependen de las condiciones de sedimentación, supeditadas a la posición paleogeográfica en un momento dado.

Las variaciones temporales de la composición isotópica de las facies por perfiles y Unidades se tratan más adelante.

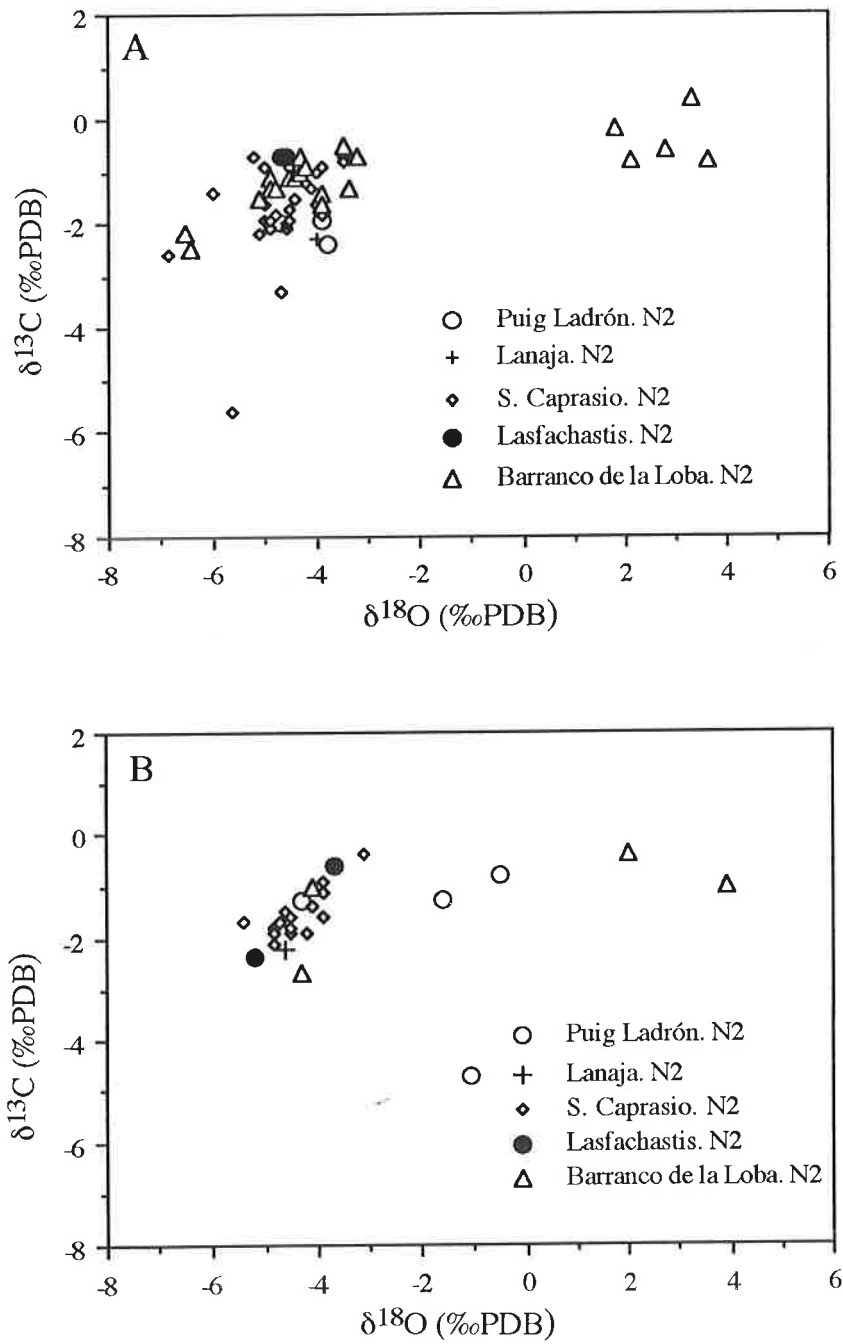


Figura 4.18.- Composición isotópica de los estromatolitos (A) y calizas laminadas (B) de la Unidad N₂ en los diferentes perfiles muestreados en la Sierra de Alcubierre.

4.3.5.- Composición isotópica de los estromatolitos

Dada la gran abundancia de los estromatolitos en las series estudiadas y su significado paleoambiental particular, como registro de unas condiciones sedimentológicas específicas (hidrológicas, energéticas, químicas, climáticas), se ha considerado oportuno hacer hincapié en el estudio de la evolución de su composición isotópica en el espacio y en el tiempo. Dicho estudio incluye también el análisis de perfiles verticales de algunos biohermos de las Unidades U₃-N₁ y N₂.

Como se mencionó anteriormente, las calizas laminadas y los estromatolitos ocupan dominios isotópicos similares (figura 4.8). Sin embargo, cuando se diferencian las facies dentro de un perfil concreto y Unidad dada se aprecian pequeñas diferencias entre estas facies, que en conjunto son debidas a los valores más altos de $\delta^{13}\text{C}$ que presentan los estromatolitos (figura 4.10A), los cuales muestran además un rango de variación de $\delta^{13}\text{C}$ más amplio que el de las calizas laminadas (figuras 4.10B y 4.10C). Estos valores máximos se encuentran alrededor de 0‰ y son muy similares independientemente del valor de $\delta^{18}\text{O}$, sea éste positivo o negativo).

La proyección de los valores isotópicos de los estromatolitos de las tres Unidades (figura 4.19) muestra un rango de variación de $\delta^{13}\text{C}$ entre +0,4 y -5,6 y de $\delta^{18}\text{O}$ entre +4,3 y -6,8. Se distribuyen en dos poblaciones: una densamente agrupada alrededor de $\delta^{13}\text{C} = -1,5$ y $\delta^{18}\text{O} = -4,5$, aunque los valores de $\delta^{13}\text{C}$ pueden fluctuar ampliamente, y otra más dispersa con valores positivos de $\delta^{18}\text{O}$ y valores de $\delta^{13}\text{C}$ altos (sólo en un caso $\delta^{13}\text{C}$ es positivo).

Ya se ha señalado que el estudio de los estromatolitos (morfología megascópica y microscópica, textura y microorganismos implicados en su formación) ha permitido deducir un ambiente de formación somero, más o menos marginal, relacionado con aguas relativamente concentradas (condiciones salinas). Además, ha de tenerse en cuenta que su posición específica en las secuencias carbonatadas C1 simples o cíclicas -hacia el techo- durante un proceso de "somerización", y -en la base- al inicio de un proceso de "profundización", también es indicativa de ambientes someros. La composición isotópica que muestran los estromatolitos es coherente con estas condiciones; en tal sentido, los valores de $\delta^{13}\text{C}$, generalmente altos, son indicativos tanto de una tendencia hacia el equilibrio isotópico con el CO₂ atmosférico, consecuencia del largo tiempo de

residencia de las aguas del lago, como del efecto de extracción de ^{12}C del medio por el fraccionamiento biológico consecuente a la proliferación de comunidades microbianas.

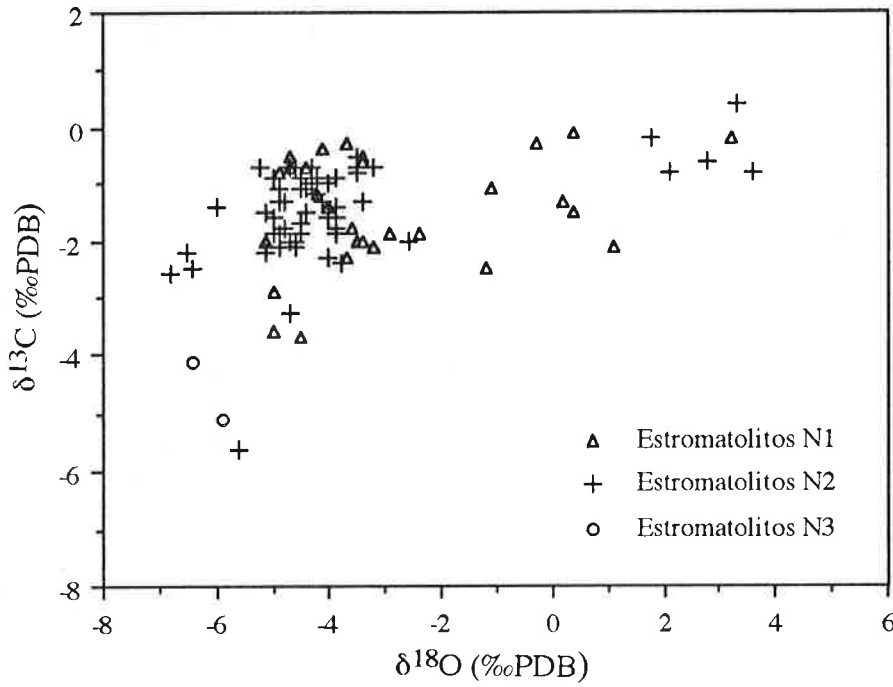


Figura 4.19.- Composición isotópica de los estromatolitos según la Unidad a la que pertenecen.

No obstante, se recuerda que la naturaleza bacteriana de los estromatolitos estudiados obliga a hacer estas consideraciones con reservas, debido al desconocimiento del fraccionamiento específico de las bacterias.

Las muestras con los valores de $\delta^{13}\text{C}$ más ligeros son indicativas de que la precipitación se efectuó lejos del equilibrio isotópico, y podrían incluir la señal inicial del carbono inorgánico disuelto de los sectores o momentos con mayor lámina de agua.

De forma general, tal como indica CASANOVA (1986), los débiles contenidos en ^{13}C de los carbonatos bacterianos podrían reflejar una importante contribución de CO_2 biogénico (desprendimientos gaseosos) al carbono inorgánico total disuelto del ambiente lacustre.

En cuanto al contenido en $\delta^{18}\text{O}$ (figura 4.8), la amplia y muy similar dispersión que presentan los estromatolitos y las calizas laminadas (aproximadamente 10‰ si se consideran los calcínicos y dolomíticos, o de alrededor de 6‰ si sólo se toman las calcitas), parece indicar un extenso rango de condiciones de salinidad.

El límite inferior de aparición de estas dos facies es de aproximadamente -7‰. Cuando $\delta^{18}\text{O} < -7‰$ sólo existen calizas masivas y bioturbadas

Teniendo en cuenta el origen principalmente bacteriano de los estromatolitos y de la micrita de las calizas laminadas, se concluye que la actividad bacteriana se desarrollaba en un amplio margen de salinidades, desde aguas dulces hasta salinas. Esto supone bien la adaptación de las comunidades bacterianas a condiciones muy variables, bien la existencia de distintas comunidades.

La población con la composición isotópica más pesada ($\delta^{18}\text{O}$ positivo) registra situaciones de máxima evaporación y salinidad. En efecto, esta población corresponde a estromatolitos con más del 20% de dolomita en su composición, asociados a capas de yesos nodulares. Se sitúan tanto en la Unidad U_3-N_1 (perfiles de Puig Ladrón y de Lasfachastis) como en la Unidad N_2 (perfil del Barranco de la Loba). Corresponden a los momentos en que en el sector occidental de la Sierra de Alcubierre se alcanza la máxima "somerización", la cual puede culminar con desecación y procesos de bombeo evaporítico (modelo de lago LG2).

Más adelante, al hacer el estudio comparativo de las tres Unidades se verán las tendencias evolutivas temporales seguidas por las comunidades bacterianas.

El estudio de la evolución isotópica a lo largo de perfiles verticales de algunas biohermos permite hacer algunas consideraciones más.

Se han analizado dos biohermos de la U.T.S. U_3-N_1 y otros dos de la U.T.S. N_2 . El origen de estas construcciones micríticas es enteramente bacteriano, aunque excepcionalmente incluyen intercalaciones de láminas y *coated grains* microesparíticos-esparíticos, de posible origen algal. Los dos biohermos de cada Unidad corresponden a diferentes situaciones: dos se sitúan en la base de una secuencia carbonatada C1 cíclica (PL - 20, U.T.S. U_3-N_1 y ALC - 141, U.T.S. N_2) y otros dos aparecen hacia el techo de una secuencia carbonatada C1 simple (AC - 5, U.T.S. U_3-N_1 y BL - 19, U.T.S. N_2). Los de la Unidad U_3-N_1 pertenecen al sector nororiental de la Sierra de Alcubierre (Puig

Ladrón, PL y Aldea del Correo, AC) y los de la N₂ al sector meridional (Barranco de la Loba, BL y San Caprasio, ALC).

La composición de los cuatro biohermos oscila entre $-2,2 < \delta^{13}\text{C} < -0,3$ y $-6,5 < \delta^{18}\text{O} < -3,4$. La covarianza oscila ampliamente de unas muestras a otras: AC, $r = 0,74$; PL, $r = 0,6$; ALC, $r = 0,37$ y BL, $r = 1$. Así pues, la más alta covarianza corresponde a los dos biohermos relacionados con una evolución de "somerización" (BL y AC).

Estos edificios muestran una alternancia de láminas claras y oscuras con espesores de fracciones de m.m., agrupadas en intervalos de potencia variable, centimétrica o milimétrica en que predomina un tipo u otro de láminas. Estas ritmicidades de distinta escala son debidas seguramente a factores de productividad biológica, pero se desconoce su significado temporal.

Las muestras tomadas incluyen, en todos los casos, láminas finas claras y oscuras. Por tanto, los resultados no podrían discriminar los valores isotópicos de las láminas de uno u otro tipo, sino en todo caso establecer diferencias entre los intervalos mayores en que predominan unas u otras.

A la vista de los resultados tampoco a esta escala es posible extraer conclusiones definitivas. Los datos no son suficientes, y el contraste entre los valores es poco importante, aunque en algún caso se aprecia que las muestras con predominio neto de láminas oscuras dan valores isotópicos más pesados que las muestras con predominio de láminas claras, tomadas por encima y por debajo.

• **El biohermo del Barranco de la Loba ($r = 1$) (figura 4.20)**

La composición isotópica es relativamente compleja: se aprecia una tendencia general hacia valores más altos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ como consecuencia del incremento del tiempo de residencia de las aguas y de la actividad biológica de las comunidades microbianas. Sin embargo, se detecta un episodio que interrumpe la tendencia de esta evolución. Corresponde, hacia la mitad del biohermo, con los valores mínimos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, indicativos de una mayor influencia de isótopos ligeros, presumiblemente en relación con una etapa de aportes de agua dulce. Este hecho se ve confirmado por la textura de la muestra: a diferencia del resto del biohermo, formado por láminas micríticas de origen bacteriano, los valores más bajos corresponden a una zona con abundantes "*coated grains*" de núcleo micrítico y de cuarzo y con envueltas microesparfíticas, que

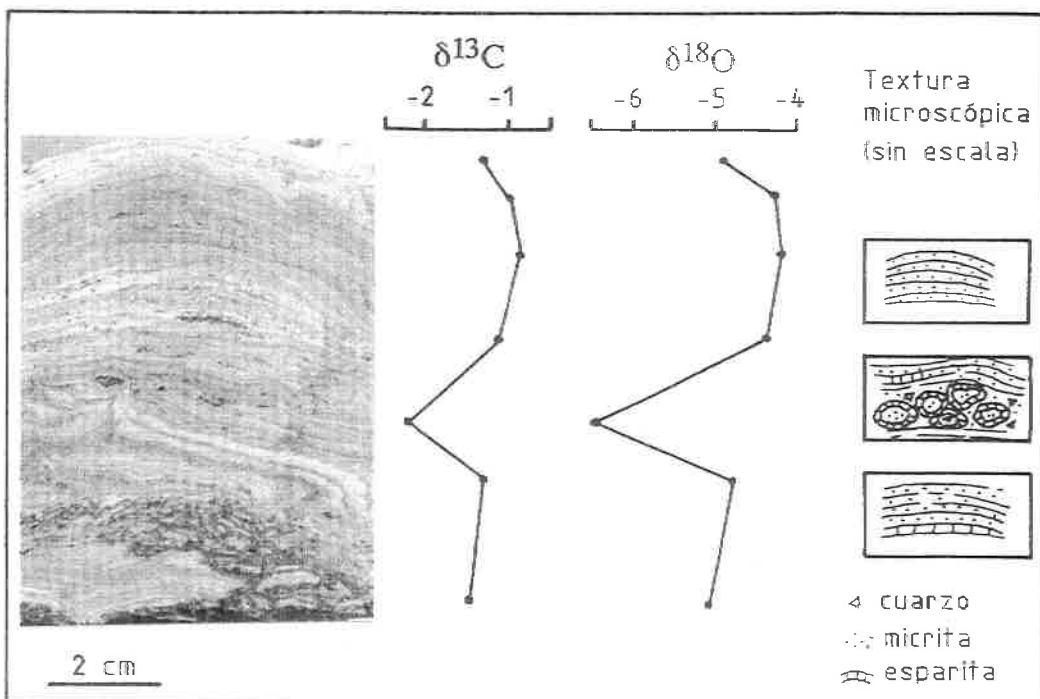


Figura 4.20.- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y textura microscópica a lo largo del perfil vertical de un biohermo (perfil del Barranco de la Loba) situado en el techo de una secuencia carbonatada C1 simple.

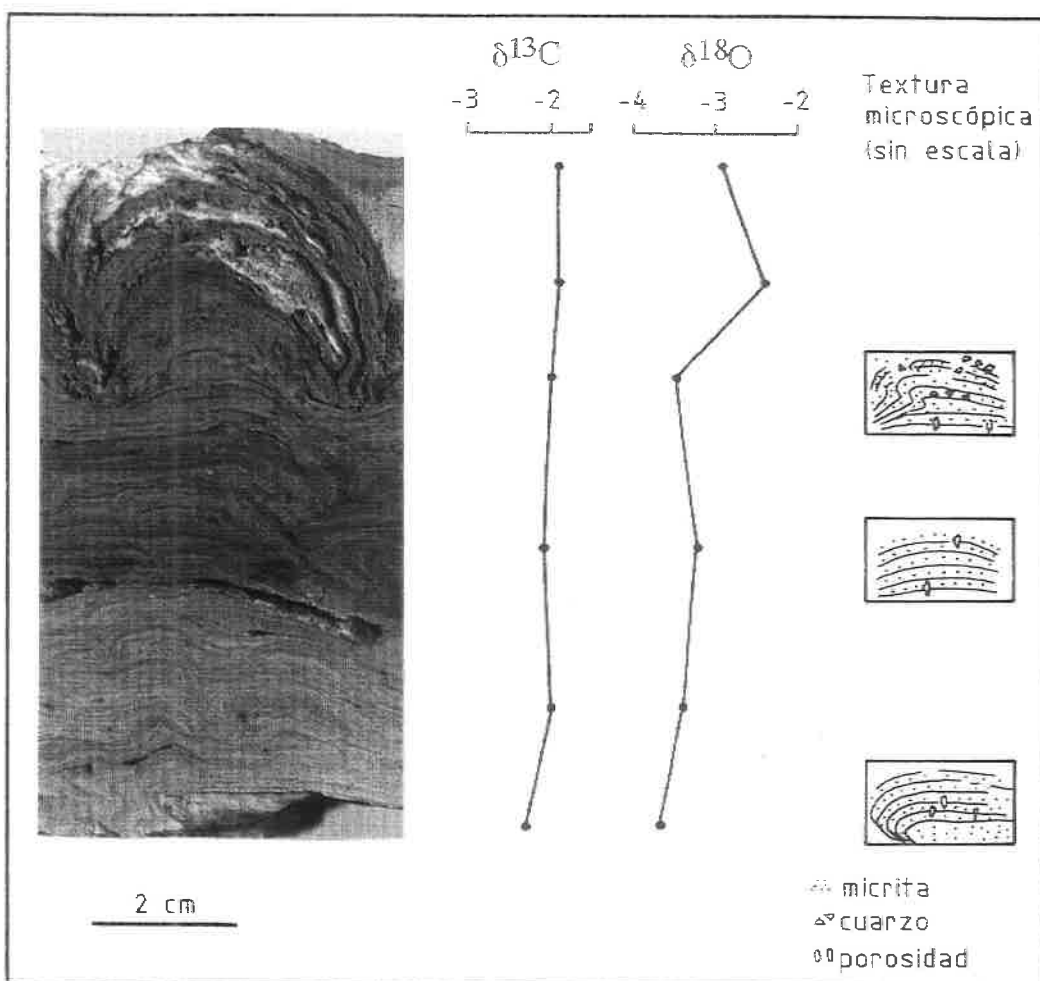


Figura 4.21.- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y textura microscópica a lo largo de un perfil vertical de un biohermo (perfil de la Aldea del Correo) situado en el techo de una secuencia carbonatada C1 simple.

denotan la influencia aluvial en el área lacustre. Las entradas de agua dulce perturbarían el desarrollo de las comunidades bacterianas, que verían reducida su actividad, lo que permitiría la formación de discretas estructuras fibrorradiales, atribuibles a cianofíceas.

Las fases finales de este estromatolito muestran un cambio de signo en la evolución hacia valores ligeramente más bajos. El decrecimiento de $\delta^{13}\text{C}$ podría relacionarse con el deterioro de las comunidades bacterianas y/o con la contribución de CO_2 biogénico (degradación de la materia orgánica) al carbono inorgánico disuelto en las aguas.

En cualquier caso, a pesar de las "perturbaciones" registradas, el estrecho paralelismo entre $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y la evolución de $\delta^{13}\text{C}$ hacia valores más altos sugieren que las condiciones eran favorables para la aproximación hacia el equilibrio isotópico con el CO_2 atmosférico.

Estas conclusiones son coherentes con la situación del biohermo en una secuencia C1 simple, pues registra a lo largo del tiempo un enriquecimiento general en ^{18}O y ^{13}C , como se deriva de una progresiva disminución de la lámina de agua.

- **Biohermo de la Aldea del Correo ($r = 0,74$)** (figura 4.21)

La composición de este biohermo exhibe un enriquecimiento en isótopos pesados hacia techo. La curva evolutiva de $\delta^{13}\text{C}$ apenas tiene variación (-2,3 en la base y -2,1 en el techo). Sin embargo, la de $\delta^{18}\text{O}$ acusa una mayor variación hacia techo, si bien los polos quedan entre -3,7 (en la base) y -2,4 (hacia techo).

Tras la tendencia inicial hacia un enriquecimiento en ^{18}O debido a la progresiva evaporación del agua residual, se registra un momento de mayor aporte de agua, que coincide con un cambio morfológico del edificio bacteriano, seguido por una intensa evaporación, que lleva al máximo contenido en $\delta^{18}\text{O}$ y, finalmente, una nueva dilución del agua.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ no muestran un paralelismo perfecto con respecto a los de $\delta^{18}\text{O}$, pues en la porción central son opuestos (dentro del escaso rango de variación del $\delta^{13}\text{C}$).

La pequeña variación de la $\delta^{13}\text{C}$ indica que las condiciones de equilibrio no se alcanzaban fácilmente. Sin embargo, a pesar de las oscilaciones en $\delta^{18}\text{O}$, la $\delta^{13}\text{C}$

mantiene una composición similar, indicando probablemente la pequeña magnitud de los aportes de agua en relación con una productividad orgánica más o menos continua. Se señala que las mayores oscilaciones de composición registradas por el biohermo se sitúan en el techo y coinciden con el cambio de morfología de horizontal (planar) a columnar o pseudocolumnar. Este cambio morfológico puede ser una respuesta de las comunidades microbianas a las variaciones de la lámina de agua, creándose pequeños "centros" o microambientes más restringidos de más intensa productividad.

• **Biohermo de Puig Ladrón ($r = 0,6$)** (figura 4.22)

La evolución isotópica de este biohermo es compleja y tiene una clara tendencia hacia valores más bajos de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$. A partir de una situación de máximo tiempo de residencia del agua ($\delta^{18}\text{O} = -3,4$) en la base se percibe un progresivo empobrecimiento en $\delta^{18}\text{O}$, reflejando la continua renovación del agua, hasta un máximo, a partir del cual se evoluciona con rapidez hacia unas condiciones de mayor evaporación iniciándose después otro ciclo de empobrecimiento en ^{18}O , pero menos acentuado.

El contenido en $\delta^{13}\text{C}$ tiene una evolución congruente con la de $\delta^{18}\text{O}$: conforme aumenta la influencia de aportes de agua aumenta la profundidad, disminuye la luminosidad y la intensidad de la actividad biológica decrece (disminución de $\delta^{13}\text{C}$). El incremento de la evaporación detectado hacia la mitad del edificio produce el efecto contrario.

Estos datos son congruentes con su posición en la base de una secuencia C1 cíclica, donde el aporte repetido de agua lleva a valores más bajos de $\delta^{18}\text{O}$ y dificulta la aproximación hacia un equilibrio isotópico con el CO_2 atmosférico.

Se señala que en el ciclo superior se produce un cambio morfológico hacia formas pseudocolumnares, que se hacen muy irregulares hacia techo. Como ya se ha dicho, este cambio puede ser una adaptación de las poblaciones microbianas a las variaciones de profundidad.

• **Biohermo de San Caprasio ($r = 0,37$)** (figura 4.23)

Como expresa la baja covarianza, la evolución de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ sigue tendencias casi opuestas: En efecto, la composición de $\delta^{13}\text{C}$ varía entre -2,1 (próxima a la base) y

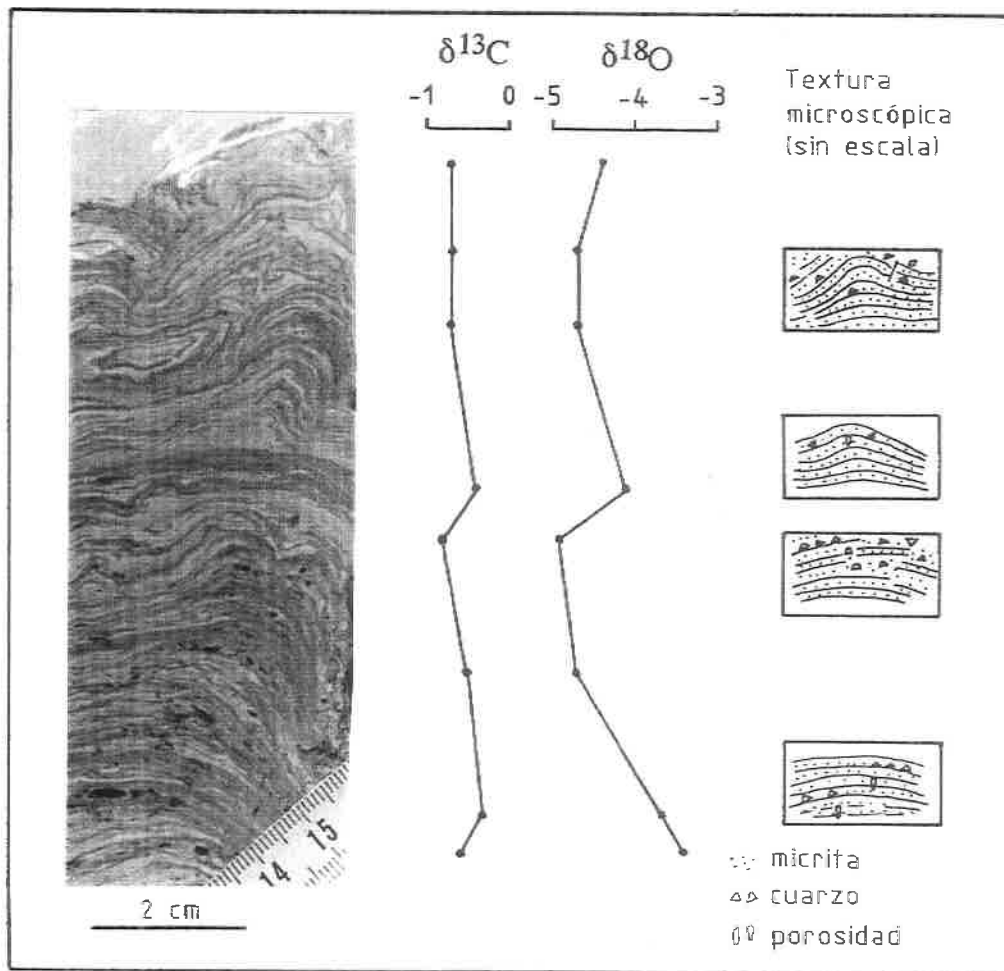


Figura 4.22.- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y textura microscópica a lo largo de un perfil vertical de un biohermo (perfil de Puig Ladrón) situado en la base de una secuencia carbonatada C1 cíclica.

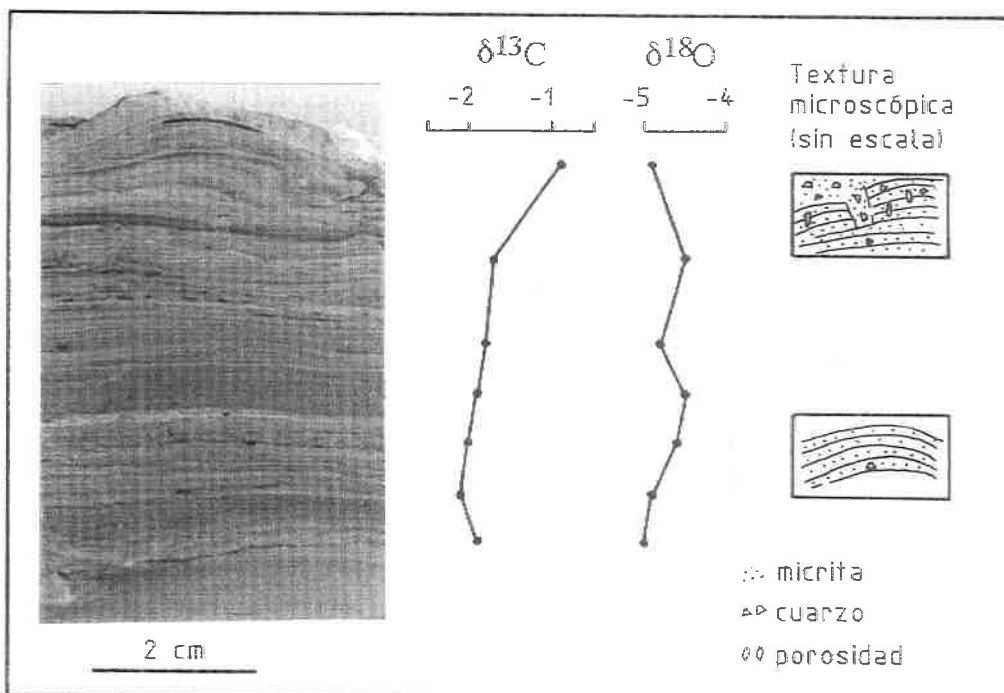


Figura 4.23.- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y textura microscópica a lo largo de un perfil vertical de un biohermo (perfil de San Caprasio) localizado en la base de una secuencia carbonatada C1 cíclica.

-0,9 (en el techo), con una tendencia general hacia valores más altos. Mientras, la $\delta^{18}\text{O}$, después de un aumento como resultado del tiempo de permanencia de las aguas residuales, acusa oscilaciones, presumiblemente originadas por aportes intermitentes de escasa magnitud, que no interrumpen el desarrollo de los tapices bacterianos. Esta evolución final de $\delta^{18}\text{O}$ está de acuerdo con la posición de este biohermo en la base de una secuencia C1 cíclica

A partir de los datos expuestos y aplicando la ecuación de FONTES y POUCHAN (1975) se puede afirmar que la precipitación de la calcita por las comunidades bacterianas se efectuó en desequilibrio entre el CITD y el CO_2 atmosférico y que, independientemente de la posición geográfica y temporal de los biohermos, el condicionante más importante de su evolución isotópica lo constituyen las condiciones de sedimentación reinantes en un momento dado: En efecto, la disminución progresiva de la lámina de agua producida a lo largo de una "somerización" queda expresada por la tendencia general de la composición hacia valores más altos, que en el caso de $\delta^{13}\text{C}$ indican una evolución hacia el equilibrio isotópico. Por el contrario, el aumento más o menos progresivo de la profundidad lleva a valores cada vez más negativos y/o con frecuentes cambios de signo en la evolución de $\delta^{18}\text{O}$. La evolución de $\delta^{13}\text{C}$ en esta situación de "profundización" muestra tendencias opuestas en los casos estudiados, lo cual revela unas relaciones más complejas entre CITD, CO_2 atmosférico, fraccionamiento bacteriano, temperatura, profundidad de la lámina de agua, etc.

4.3.6.- Variaciones verticales de la composición isotópica

El estudio de la composición isotópica a lo largo del tiempo en las tres Unidades estudiadas muestra una tendencia general hacia valores más ligeros de $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$. La Unidad $\text{U}_3\text{-N}_1$, dentro del intervalo temporal que comprenden los perfiles analizados (macrosecuencia superior y parte más alta de la inferior), evoluciona hacia una composición isotópica más pesada hacia techo, mientras que la sucesión de las Unidades $\text{N}_2 + \text{N}_3$ tiende hacia valores más ligeros a lo largo del tiempo.

Los dominios isotópicos definidos por cada Unidad se superponen entre sí (figura 4.24A), como consecuencia de los similares ambientes desarrollados en el contexto de cada una de ellas. La composición isotópica media de cada Unidad, considerando los valores de las muestras calcíticas y dolomíticas, es la siguiente:

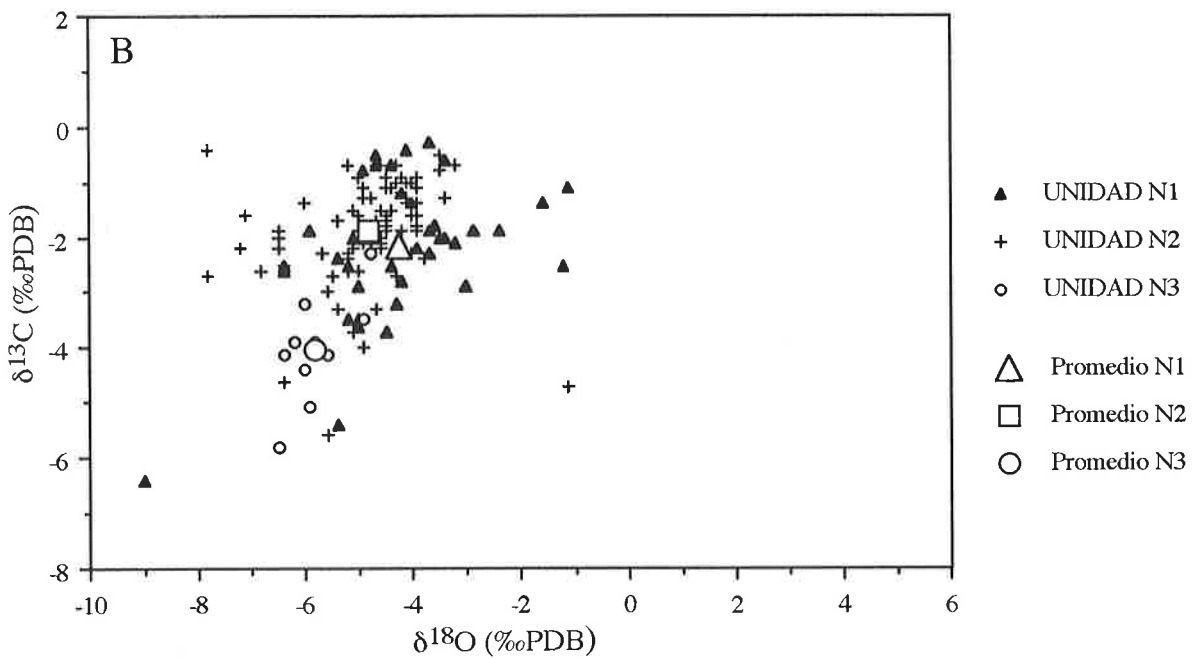
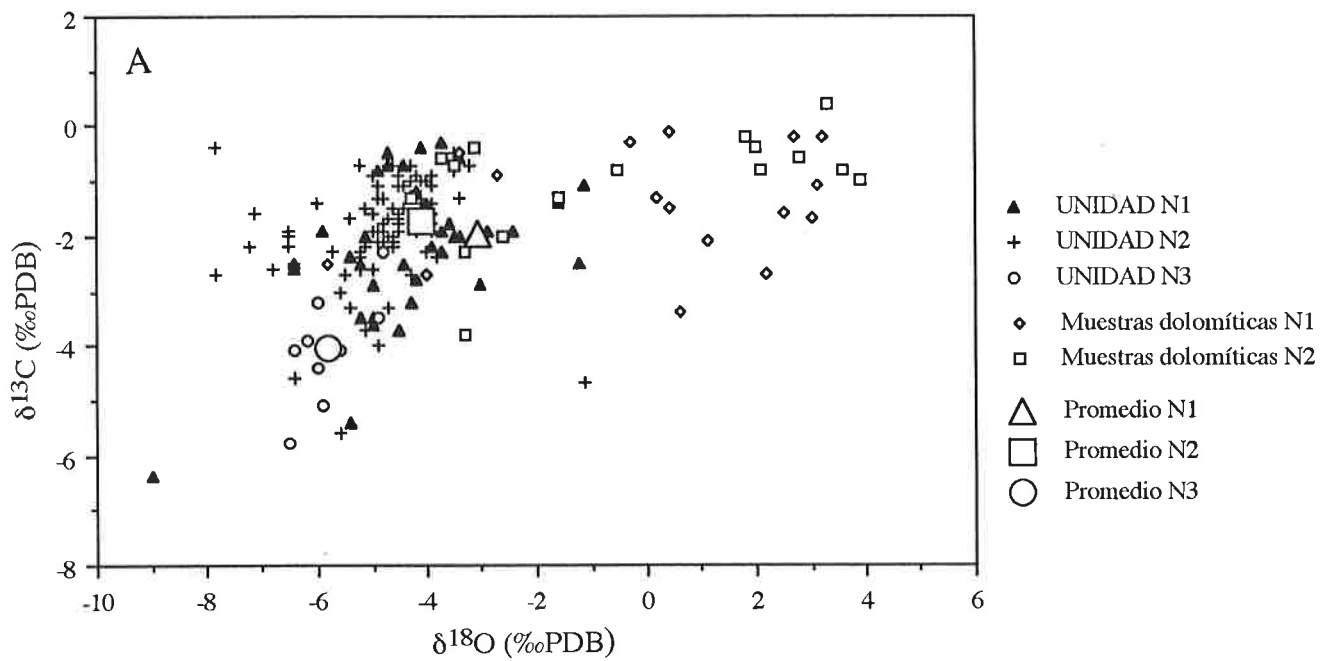


Figura 4.24.- Composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) y valores medios de todas las muestras analizadas representados según la Unidad a la que pertenecen: A) incluyendo las muestras dolomíticas y B) sólo para las muestras calcíticas. Nótese que la posición relativa de los valores medios es idéntica en el caso A y en el B.

Isótopos

	$\delta^{13}\text{C}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}\text{‰}$
U ₃ -N ₁ (n=57)	-1,9	-3,0
N ₂ (n=98)	-1,7	-4,1
N ₃ (n=10)	-4,0	-5,8

Si se calculan estos promedios considerando únicamente los valores de las calcitas se obtienen composiciones medias muy similares (figura 4.24B): tan sólo existe una diferencia significativa, de -1,2‰, en el valor de $\delta^{18}\text{O}$ de la Unidad U₃-N₁, y de -0,7‰ en el de la Unidad N₂. De cualquier forma, la posición relativa que ocupa la composición media de cada Unidad es muy semejante en ambos casos. Esta posición relativa de la composición isotópica de cada Unidad permite hacer ciertas consideraciones: los valores isotópicos más altos son los correspondientes a la Unidad U₃-N₁ y sugieren un ambiente árido, con períodos de intensa evaporación (balance negativo Precipitación/Evaporación), que llevarían a condiciones salinas con exposición subaérea -evidenciada por la presencia de facies de yesos nodulosos- en los sectores occidental y meridional de la Sierra de Alcubierre, aunque hacia el Norte y el Este pueden desarrollarse facies de alta productividad orgánica, condicionadas por la posición paleogeográfica que ocupan (áreas de expansión lacustre y proximidad a las zonas de aportes aluviales).

La Unidad N₂ ofrece una composición isotópica media muy similar a la de la Unidad U₃-N₁, aunque ligeramente empobrecida en $\delta^{18}\text{O}$, reflejando una influencia relativamente mayor de los aportes y un mayor desarrollo de la fauna y la flora lacustres (que se traduce en un ligero enriquecimiento en $\delta^{13}\text{C}$ como consecuencia de una mayor extracción de ^{12}C por la actividad biológica), especialmente hacia el margen suroriental del área lacustre.

La Unidad N₃ muestra la posición isotópica más ligera de las tres Unidades, indicando un ambiente más húmedo, con un balance P-E más positivo para las áreas lacustres, relacionado con la mayor influencia de aportes de agua pirenaicos que reciben estas áreas, lo cual favorecería el desarrollo de fauna y flora subacuáticas, así como una cubierta vegetal.

El conjunto de los datos permite definir una progresiva tendencia hacia un ambiente más húmedo durante el tiempo de sedimentación que abarcan las series estudiadas (Ageniense superior-Vallesiense).

No obstante, como ya se ha señalado en los apartados anteriores, cualquier cambio lateral de composición es más fácilmente perceptible cuando se analiza una sola facies o subambiente determinado. Del mismo modo, las variaciones temporales de la composición isotópica se visualizan y realizan más adecuadamente cuando se considera una sola facies en un perfil vertical continuo o en perfiles próximos dentro del mismo sector lacustre. Así, como muestra la figura 4.25, en el sector meridional, por ejemplo los estromatolitos de la Unidad U₃-N₁ (Lasfachastis) se agrupan en un dominio isotópico bien diferenciado del de los estromatolitos de la Unidad N₂ (Lasfachastis y San Caprasio) y, a su vez, éstos se distinguen perfectamente del campo de los estromatolitos de la U.T.S. N₃.

Las mismas relaciones verticales se observan entre las calizas laminadas y las masivas y bioturbadas, aunque en estas últimas la diferenciación de los dominios isotópicos no es tan espectacular.

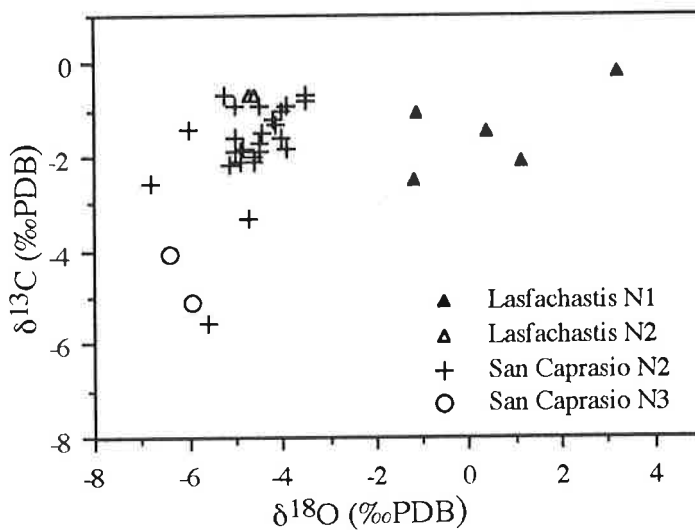


Figura 4.25.- Variación de la composición isotópica de los estromatolitos a lo largo de las Unidades U₃-N₁, N₂ y N₃ en el sector de San Caprasio - Lasfachastis.

En cuanto al límite entre las Unidades, en principio, dado su carácter "ruptural", la composición isotópica debería sufrir un cambio más o menos brusco al pasar de una a otra. Este cambio sólo es perceptible de forma neta en aquellos sectores donde el paso de una Unidad a otra supone un cambio de los subambientes de depósito; así, en el sector meridional de la Sierra de Alcubierre, los valores de δ¹⁸O registrados en la parte superior de la U.T.S. U₃-N₁ (Bco. Lasfachastis) experimentan un salto hacia valores más bajos al pasar a la U.T.S. N₂ (Bco. Lasfachastis y San Caprasio)(figura 4.26). Este salto

isotópico coincide con la desaparición de las facies carbonatadas dolomíticas y la generalización de las calcíticas. El paso de la Unidad N₂ a la N₃ no ofrece un cambio tan brusco, debido posiblemente a que los subambientes lacustres de la N₃ eran similares a los del techo de la N₂, aunque posteriormente evolucionan de forma más o menos rápida hacia composiciones más ligeras (figura 4.26).

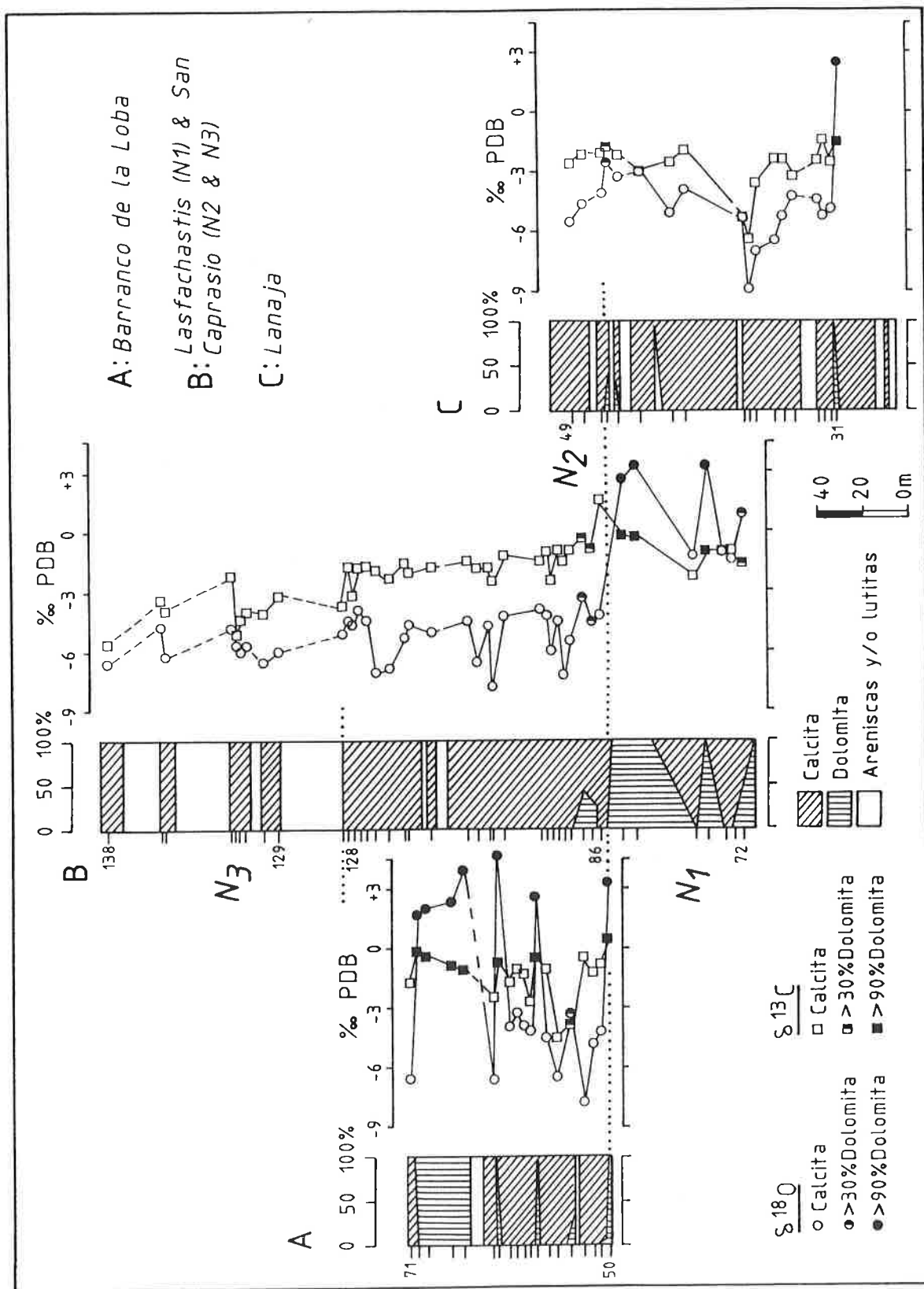


Figura 4.26.- Composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) y mineralógica (calcita/dolomita) de tres perfiles de la Sierra de Alcubierre. Se indica también el contenido en areniscas y lutitas. Nótese el salto isotópico que se produce al pasar de la Unidad U₃-N₁ a la N₂ en la columna B y que éste coincide con la desaparición de la dolomita. Se aprecia una tendencia general a lo largo del tiempo hacia valores isotópicos más ligeros (a la izquierda de cada columna se señala el número de orden de las muestras indicado en Anexos).

4.4.- ANALISIS REALIZADOS EN LOS MONTES DE CASTEJON

Los análisis isotópicos realizados en facies carbonatadas de los Montes de Castejón constituyen en la actualidad un estudio preliminar pendiente de ser completado. Tan sólo se dispone de unos pocos datos del techo de la Unidad U_3-N_1 y de la N_2 , correspondientes a dos perfiles próximos: La Val de Luna y Esteban. Debido a ello, por el momento no es posible su tratamiento como en el caso de la Sierra de Alcubierre. No obstante, estos datos son útiles a la hora de comparar las composiciones isotópicas de las diferentes facies en los Montes de Castejón con las obtenidas en la Sierra de Alcubierre y sus estribaciones. Por otra parte, la incorporación de una facies nueva -las costras calcáreas- permite completar el estudio de la composición isotópica de las facies.

Además, al haber analizado la parte calcítica y la dolomítica de muestras con diferentes porcentajes de calcita y dolomita, es posible corroborar y añadir algunas consideraciones a lo dicho en el apartado anterior sobre las dolomitas.

4.4.1.- Composición isotópica de las facies

En primer lugar, considerando solamente las muestras calcíticas y la parte calcítica de aquéllas que contienen dolomita, las diferentes facies analizadas muestran valores y posiciones relativas similares a los encontrados en la Sierra de Alcubierre (figura 4.27): las calizas laminadas y los estromatolitos poseen composiciones isotópicas similares ($-5 < \delta^{18}O < 0$ y $0,2 < \delta^{13}C < -2,5$) con valores de $\delta^{18}O$ más altos que las facies de calizas masivas y bioturbadas y las margas, lo cual indica un mayor tiempo de residencia del agua en relación con épocas o sectores con escasos aportes. Esta situación, como se viene diciendo, lleva a una mayor concentración del agua lacustre.

Las calizas masivas y bioturbadas ocupan un dominio isotópico común comprendido aproximadamente entre $-8 < \delta^{18}O < -6$ y $-1 < \delta^{13}C < -5$. Este dominio es el más bajo de todas las facies, coherente con un menor tiempo de residencia del agua y, en consecuencia, estas facies se relacionan con épocas o sectores con mayor renovación y dilución del cuerpo del agua (nivel alto de lagos de tipo LG1). El contenido en $\delta^{13}C$ es muy variable y no permite hacer apreciaciones ni diferenciaciones con respecto a otras facies, pues el rango de variación comprende el que muestran otras facies. Tampoco se aprecia diferencia isotópica entre facies Cm y Cb.

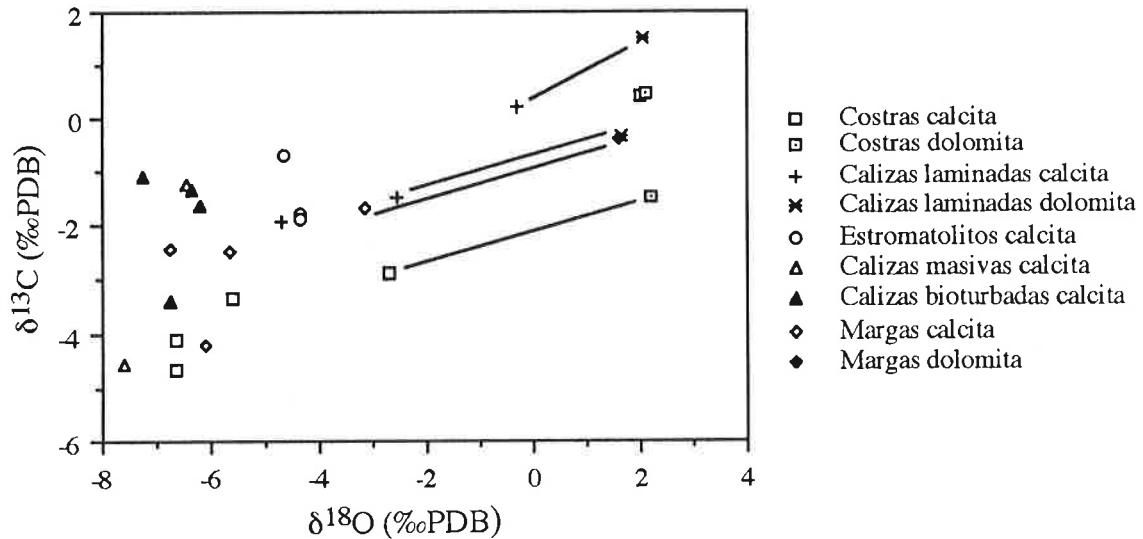


Figura 4.27.- Composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de las muestras analizadas en los perfiles de la La Val de Luna (Unidad U_3-N_1) y Esteban (Unidades U_3-N_1 y N_2) en los Montes de Castejón. Se han unido mediante una recta los valores de la parte calcítica y la parte dolomítica de la misma muestra.

Las margas presentan valores dispersos, pero en conjunto intermedios entre los campos de las facies Cl y Ce y las Cm y Cb. Este hecho indica un tiempo de residencia intermedio. Teniendo en cuenta el significado sedimentológico de la facies M, su composición isotópica reflejaría la entrada de importantes aportes de agua vía superficie al lago.

Las costras ocupan un campo isotópico comprendido aproximadamente entre $-7 < \delta^{18}\text{O} < -2,5$ y $-3 < \delta^{13}\text{C} < -5$. El valor promedio ($\delta^{18}\text{O} = -5,4$ y $\delta^{13}\text{C} = -3,7$), es intermedio entre el que presentan las facies Cl y Ce y las Cm y Cb e indicaría un tiempo de residencia del agua intermedio, más próximo al de las facies Cm y Cb. Por otra parte, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ son relativamente bajos y podrían indicar una importante influencia de carbono orgánico ligero procedente de la materia orgánica del suelo y del CO_2 producido en el suelo por respiración.

Ahora bien, debe tenerse en cuenta que la facies de costras es una facies diagenética procedente de la actuación de una serie de procesos de disolución y precipitación sobre

facies de calizas laminadas. Como se anunciaba en el apartado 3.2.2.1, estos procesos han podido repetirse en el tiempo sobre un mismo punto. Estos hechos llevan a que los datos isotópicos sean interpretados con reservas, pues posiblemente registran la superposición de varios factores.

Con los datos disponibles, sólo es posible afirmar que las facies de costras reflejan un tiempo de residencia intermedio entre el de las facies Cl y Ce y las Cm y Cb, posiblemente consecuencia de las diferentes fases de circulación de aguas meteóricas ligeras. En cuanto al valor de $\delta^{13}\text{C}$, éste podría indicar la importante contribución de CO_2 biogénico.

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ más pesados que muestran las facies Cl (próximo a 0 y -2,5), M (alrededor de -3) y Cc (en torno a -2,5) corresponden a la parte calcítica de muestras que contienen dolomita en su composición global (entre 20 y 68 %). Del mismo modo, el valor de $\delta^{13}\text{C}$ de dichas muestras presenta un ligero enriquecimiento con respecto al resto de los puntos de la misma facies.

Así pues, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de la parte calcítica de muestras que contienen calcita y dolomita en su composición global son siempre más altos que los de las muestras calcíticas puras (100% calcita) de la misma facies. El enriquecimiento en isótopos pesados es proporcional al contenido en dolomita. A partir de estos hechos se deduce que independientemente del origen primario o diagenético de la dolomita, los valores más altos indican aguas más pesadas y/o una más intensa evaporación, así como una menor influencia de la materia orgánica. Relaciones similares han sido descritas por WRIGHT y ALONSO ZARZA (1992) en paleosuelos carbonatados del Mioceno de la Cuenca de Madrid, donde los valores de oxígeno y carbono son menos negativos en las dolocretas que en las calcretas.

4.4.2.- Composición isotópica de las dolomitas

En la figura 4.27 se han representado también los valores isotópicos correspondientes a las muestras dolomíticas puras (>90% dolomita) y a la parte dolomítica de muestras que contienen calcita y dolomita en su composición. Estas muestras corresponden a las facies de costras, calizas laminadas y margas. Ocupan un dominio isotópico común, comprendido entre $1 < \delta^{18}\text{O} < 2,2$ y $-1,5 < \delta^{13}\text{C} < 1,5$. Este dominio queda alejado del de las muestras calcíticas y refleja un mayor tiempo de

residencia del agua, más intensa evaporación y aguas más concentradas, así como una baja influencia del $^{12}\text{CO}_2$ biogénico.

El contenido en $\delta^{18}\text{O}$ de la parte calcítica de muestras que contienen dolomita es proporcional al contenido en dolomita (ver tabla III, Anexos). En la figura 4.27 se han unido mediante una recta los puntos correspondientes a la parte calcítica y dolomítica de la misma muestra. Dichas rectas, con una excepción, son paralelas y sugieren el enriquecimiento en isótopos pesados con los procesos diagenéticos. A partir de estos hechos cabe afirmar que las dolomitas se formaron por concentración progresiva de la misma agua en la que precipitaron las calcitas y se excluye la mezcla de agua de diferente composición. No obstante, teniendo en cuenta el origen de la facies de costras, estas conclusiones no son aplicables con seguridad a dicha facies.

Por otra parte, estos resultados corroboran las consideraciones hechas anteriormente para las muestras con variable contenido en dolomita de la Sierra de Alcubierre.

El ligero incremento en $\delta^{13}\text{C}$ que se obtiene en las muestras dolomíticas podría indicar la evolución de $\delta^{13}\text{C}$ a partir del carbonato precursor y/o una composición isotópica inicial del CITD más pesada.

En este caso, tampoco es posible dilucidar el origen primario o diagenético de la dolomita, si bien se sabe con certeza que la presencia de este mineral en las facies de costras es mayoritariamente de origen diagenético.

4.5.- RESUMEN Y CONCLUSIONES

La figura 4.28 resume de forma gráfica las principales conclusiones obtenidas del estudio de la composición isotópica de las facies presentes en la Sierra de Alcubierre y en los Montes de Castejón. En esta figura se muestran los campos isotópicos correspondientes a cada una de las facies estudiadas y su tendencia evolutiva. Las calizas masivas y bioturbadas presentan las composiciones más ligeras (campo A) y sugieren las condiciones de máxima dilución de las aguas en el contexto lacustre estudiado, es decir, la situación de nivel alto en lagos LG1. El fraccionamiento que muestran estas facies es el correspondiente al proceso de edafización (diagénesis superficial), de manera que refleja la evolución de los depósitos lacustres verdaderos (calizas masivas) hacia una "somerización" que lleva consigo la implantación de una cubierta vegetal (calizas bioturbadas) y esto se traduce, desde el punto de vista isotópico, en una disminución de $\delta^{13}\text{C}$ (influencia del CO_2 biogénico ligero procedente de la degradación de la materia orgánica) y en un incremento de $\delta^{18}\text{O}$ (aumento del tiempo de residencia del agua).

Los estromatolitos y calizas laminadas ocupan un dominio isotópico común (campo B de la figura 4.28), más pesado que el de las facies masivas y bioturbadas (campo A), sugiriendo, por tanto, un mayor tiempo de residencia del agua y, en consecuencia, aguas más evaporadas, así como una mayor extracción de ^{12}C del medio debida a la más intensa actividad microbiana y/o la menor influencia de CO_2 biogénico ligero; todo ello acorde con una situación de lago carbonatado salino o nivel bajo de lagos LG1. Este campo B posee un fraccionamiento hacia valores ligeramente más altos de $\delta^{13}\text{C}$ conforme aumenta el tiempo de residencia del agua, por lo que debe suponerse que el incremento de la evaporación y, por tanto, de la concentración de la lámina de agua favorece en cierta medida el desarrollo de la actividad microbiana (extracción de ^{12}C del medio). Esta tendencia hacia una mayor evaporación lleva consigo la progresiva concentración de la lámina de agua y de los fluidos intersticiales y el establecimiento de condiciones salinas, en las que puede formarse dolomita penecontemporánea y/o diagenética temprana (condiciones de lagos sulfatados LG2). Las condiciones de máxima evaporación están representadas por las muestras que ocupan el campo C (figura 4.28): en ellas el contenido en dolomita es mayor del 80% y suelen estar asociadas a yesos nodulares de bombeo evaporítico que, por otra parte, indicarían períodos de desecación y exposición subaérea, o a facies de costras.

Los valores más altos de $\delta^{13}\text{C}$ son los correspondientes a los estromatolitos. Estos valores máximos se sitúan en torno a $\delta^{13}\text{C} = 0\text{‰}$, independientemente del contenido en

$\delta^{18}\text{O}$, positivo o negativo (figura 4.8)(se exceptúa una muestra de calizas laminadas de los Montes de Castejón, con $\delta^{13}\text{C}=1,5$). Este nivel de máximo enriquecimiento en $\delta^{13}\text{C}$ fijado por los estromatolitos supone que es la actividad microbiana (bacteriana) la que marca el límite de máximo enriquecimiento en $\delta^{13}\text{C}$, a partir del cual no continúa el proceso de enriquecimiento en $\delta^{13}\text{C}$ cualquiera que sea la facies o el tiempo de residencia del agua. A partir de estos hechos, es posible que ésta sea la barrera que marca el establecimiento de condiciones desfavorables o letales para las comunidades vivientes.

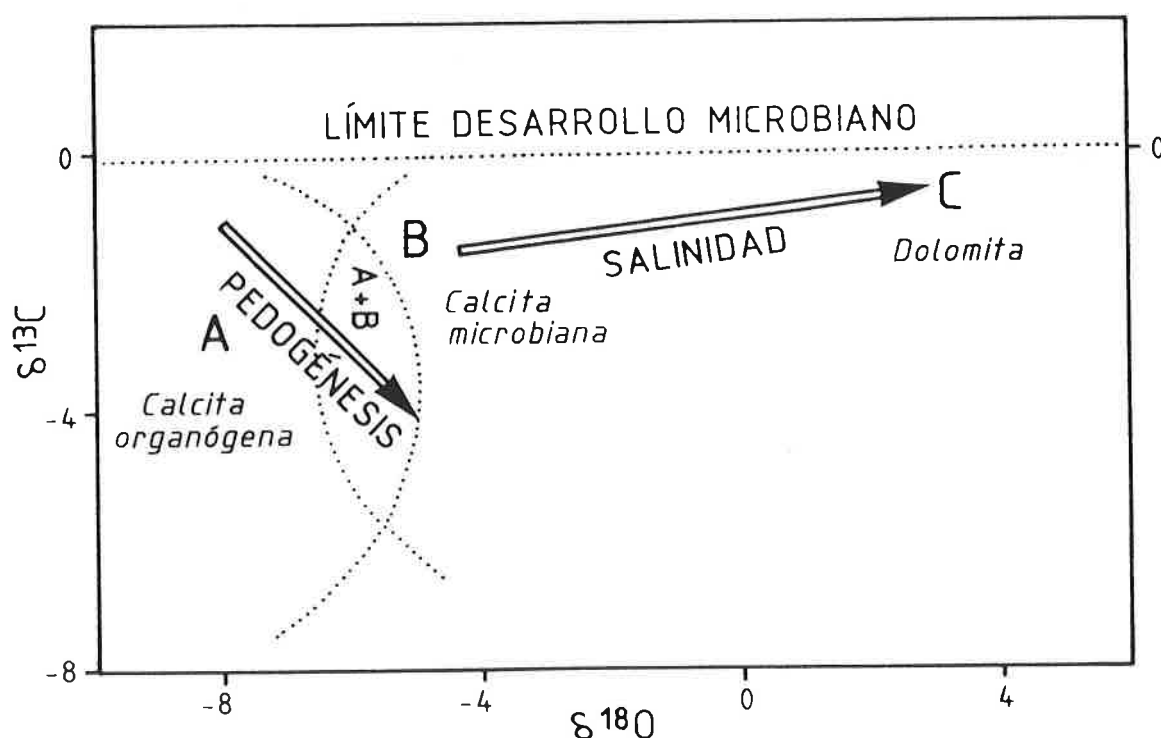


Figura 4.28.- Dominios isotópicos definidos por cada una de las facies estudiadas: A) calizas masivas y bioturbadas (calcita organógena), B) calizas laminadas y estromatolitos (calcita microbiana) y C) muestras dolomíticas. La facies de costras calcáreas se sitúa en el campo A+B. El fraccionamiento de las facies Cm y Cb es el correspondiente a los procesos pedogenéticos. El fraccionamiento de las facies Cl, Ce y Cc implica un aumento de la salinidad. Se observa que el límite superior de $\delta^{13}\text{C}$ viene marcado por el desarrollo microbiano (facies Cl y Ce).

En cuanto al contenido en $\delta^{18}\text{O}$, la amplia dispersión que muestran los estromatolitos y las calizas laminadas sugiere que las comunidades microbianas se desarrollaban en un extenso margen de salinidades, desde aguas dulces hasta salinas.

El límite inferior de aparición de las facies estromatolíticas y laminadas es aproximadamente $\delta^{18}\text{O} = -7\text{‰}$, por debajo del cual sólo existen facies masivas y bioturbadas indicativas de aguas dulces o más diluidas que las del campo B. Existe, no obstante, un campo en el que se superponen los dominios A y B: éste refleja las condiciones ambientales en las que pueden desarrollarse tanto las facies estromatolíticas (microbianas) como las organógenas (macrofíticas y ricas en gasterópodos y ostrácodos).

Por lo que se refiere a las costras, su evolución en el curso de la evaporación es la misma que la de las facies Cl y Ce, es decir, tienden hacia un enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$, hasta ocupar el campo C (dolomita). Sin embargo, las costras calcáreas se sitúan en el dominio A+B, o sea, el intermedio entre las facies Cl y Ce y las Cm y Cb. Si se tiene en cuenta que la facies Cc proviene de la diagénesis de las Cl y Ce, cabe esperar que su posición sea debida a la influencia de aguas meteóricas ligeras (diluidas) y de $^{12}\text{CO}_2$ biogénico. Así pues, esta facies refleja la superposición de dos procesos diagenéticos:

- diagénesis penecontemporánea o temprana inicial : concentración progresiva de las salmueras, enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ y formación de minerales evaporíticos (yeso, dolomita).

- diagénesis temprana o más tardía: circulación de aguas subálveas dulces, que llevan a un empobrecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ y en $\delta^{13}\text{C}$ (influencia de CO_2 biogénico ligero). Durante esta fase se disolverían algunos minerales evaporíticos y es posible que hubiese "dedolomitización".

Estas consideraciones se hacen con reservas, ya que los datos disponibles sobre costras no son suficientes. Cabe la posibilidad de que la composición isotópica de la parte calcítica de las costras refleje la señal isotópica inicial de las aguas, es decir, la de las facies Cl y Ce; sin embargo, su composición se aleja del promedio que presentan dichas facies.

En cuanto a las variaciones laterales de la composición isotópica, éstas sólo son factibles para la Sierra de Alcubierre y sus estribaciones; en líneas generales pueden resumirse como sigue: durante el tiempo de depósito de la U.T.S. U₃-N₁, en el sector

meridional, alejado de los aportes aluviales, se desarrolla una intensa evaporación, que lleva al predominio de depósitos de bombeo evaporítico, así como a una composición isotópica de los carbonatos relativamente pesada. Mientras, en el sector nororiental, más próximo a la influencia aluvial, la proliferación de facies fosilíferas (calizas masivas y bioturbadas) conduce a una composición isotópica relativamente más ligera que la del sector meridional.

La Unidad N₂ muestra variaciones geográficas de composición más o menos paralelas a las de la U.T.S. U₃-N₁, si bien se generaliza la sedimentación carbonatada con respecto a la evaporítica. El sector meridional de la Sierra ofrece una composición homogénea, aunque también incluye un dominio isotópico más pesado, correspondiente a las áreas en que tienen lugar momentos de mayor evaporación (dominio occidental, Barranco de La Loba). La paleobatimetría y la paleogeografía del área lacustre hace posible que el descenso de la lámina de agua se acuse más extensa e intensamente en este sector más occidental. El sector nororiental (Puig Ladrón y Lanaja) tiene una composición global relativamente empobrecida en isótopos pesados con respecto al sector meridional, si bien los dominios se solapan. Sólo los estromatolitos presentan cierta diferencia, pues poseen valores ligeramente más bajos de $\delta^{13}\text{C}$ en el sector nororiental que en el meridional, como consecuencia de una mayor proximidad a la zona de aportes aluviales y una mayor influencia de CO₂ biogénico.

La escasa extensión de afloramiento de la U.T.S. N₃ no permite establecer variaciones laterales.

A partir de estos datos se deduce que la composición isotópica de las facies y sus variaciones en el espacio dependen de las condiciones de sedimentación, las cuales están supeditadas a la posición paleogeográfica de los ambientes de depósito (que, a su vez, condiciona la paleobatimetría) en un momento dado. Los mismos resultados deben esperarse para los Montes de Castejón ya que, aunque no se conocen variaciones laterales, los valores isotópicos de las facies son similares a los de la Sierra de Alcubierre.

La evolución de la composición isotópica a lo largo del tiempo que abarcan las series estudiadas en la Sierra de Alcubierre (Ageniense superior-Vallesiense) indica el paso hacia unas condiciones climáticas más húmedas (figuras 4.26 y 4.28). Este cambio es coherente con las características de los sistemas lacustres estudiados: la Unidad U₃-N₁ representa mayoritariamente la sedimentación en áreas lacustres de tipo LG2, muy

someras y efímeras, en las que la intensa evaporación lleva al establecimiento de condiciones salinas y desarrollo de yesos nodulares en los sectores occidental y meridional. En la Unidad N₂ se generalizan los depósitos carbonatados, mientras los evaporíticos quedan restringidos al sector más occidental de la Sierra de Alcubierre, lo cual indica la existencia de un cuerpo de agua más importante y/o constante en relación con un incremento de la razón precipitación/evaporación (lago de tipo LG1).

La Unidad N₃ supone la implantación de un sistema fluvial sobre los depósitos carbonatados de la Unidad N₂; las áreas lacustres quedaron limitadas a pequeñas zonas encharcadas dentro de las llanuras aluviales y a los períodos de expansión de lagos situados en sectores más meridionales.

Finalmente, cabe reseñar que la composición mineralógica de la fracción arcillosa heredada de los sedimentos de las tres Unidades es invariable a lo largo de todo el sector meridional y evidencia un área fuente única (Arenas *et al.*, en prensa b). Según la distribución de litofacies y la dirección de paleocorrientes (del Noreste, Norte y Noroeste) esta área fuente fue la Cordillera pirenaica, tanto para la Sierra de Alcubierre como para los Montes de Castejón.

La sedimentación lacustre muestra una variación de las características sedimentológicas, mineralógicas e isotópicas a lo largo del tiempo (U₃-N₁ - N₃), que se atribuye a un cambio climático hacia condiciones más húmedas.

En relación con esto, el hecho de que durante este período los datos isotópicos estudiados no muestren una tendencia covariante bien definida, a pesar de que la sedimentación tuvo lugar en un sistema de drenaje cerrado durante el Mioceno, debe estar relacionado con cambios hidrológicos importantes en el sistema de drenaje.

**5.- EVOLUCION VERTICAL DE LAS
UNIDADES. RELACIONES ENTRE
FACTORES ALOCICLICOS Y
SEDIMENTACION**

5.- EVOLUCION VERTICAL DE LAS U.T.S. RELACIONES ENTRE FACTORES ALOCICLICOS Y SEDIMENTACION

Como se ha comentado anteriormente (apartado 2.3.), de las cinco Unidades caracterizadas tan sólo una -la U₃-N₁- tiene continuidad a lo largo de toda el área de investigación. También se apuntaba la evolución, potencia, tipos de límites, etc. de cada una de la Unidades y se señalaba la particular evolución que muestra la Unidad U₃-N₁ en los sectores septentrional y meridional. Cabe recordar que en aquél todas las Unidades son cíclicas, granodecrecientes-granocrecientes (U₁, U₂ y U₃), mientras que en el meridional las Unidades presentan una evolución granodecreciente, más o menos compleja.

En este capítulo se trata de aportar algunas consideraciones sobre el origen y significado de las evoluciones secuenciales y a continuación se expone la posible interpretación de la evolución de cada Unidad.

5.1.- ORIGEN Y SIGNIFICADO DE LA EVOLUCION VERTICAL DE LAS UNIDADES TECTOSEDIMENTARIAS

En primer lugar se debe señalar que la evolución secuencial que caracteriza a una U.T.S. determinada se establece a la escala de megasecuencias o secuencias de quinto orden (que se corresponden con las secuencias de orden superior o ritmos en la nomenclatura de DELFAUD, 1972). Los factores capaces de dar lugar a dichas megasecuencias son fenómenos alocíclicos. Estos pueden ser:

- variaciones de la actividad diastrófica
- variaciones climáticas
- variaciones del nivel del mar

En el caso que se analiza deben excluirse las variaciones del nivel del mar debido al carácter endorreico de la Cuenca del Ebro durante el tiempo abarcado en este estudio.

Ahora bien, en cuencas endorreicas las variaciones del nivel de base lacustre podrían jugar un papel similar al del eustatismo, si estas variaciones fuesen equiparables a las del nivel del mar en rango y ritmo (figura 5.1.). Para el caso de la Cuenca del Ebro en el área que se investiga, el dispositivo sedimentario es único (apartado 3.5.) e incluye un lago en el sector meridional. Este lago es muy somero y las variaciones del nivel de base habrán sido, en consecuencia, mínimas (se estima que oscilaron en torno a 4-6 m. como máximo, ver apartado 3.4.2), si bien el desplazamiento de las orillas que tales variaciones implican fueron muy importantes (10 a 30 km.) debido a la baja pendiente topográfica.

En cualquier caso, como se señala en el apartado 3.4.2, la variación de la posición de las orillas del lago es consecuencia de ciclos climáticos tal como se infiere de las facies lacustres correlativas.

Así pues, los únicos agentes capaces de marcar una evolución secuencial determinada en los materiales depositados en esta área de la Cuenca del Ebro han sido las variaciones de la actividad diastrófica y las climáticas.

Dado que las U.T.S. establecidas en este trabajo responden a la sedimentación en sistemas de abanicos aluviales y áreas lacustres relacionadas, su evolución vertical se puede considerar como la consecuencia directa de la evolución espacio-temporal de dichos sistemas de sedimentación. De esta forma, una evolución vertical granodecreciente corresponderá en el margen a una etapa de retroceso o "retrogradación" de los abanicos

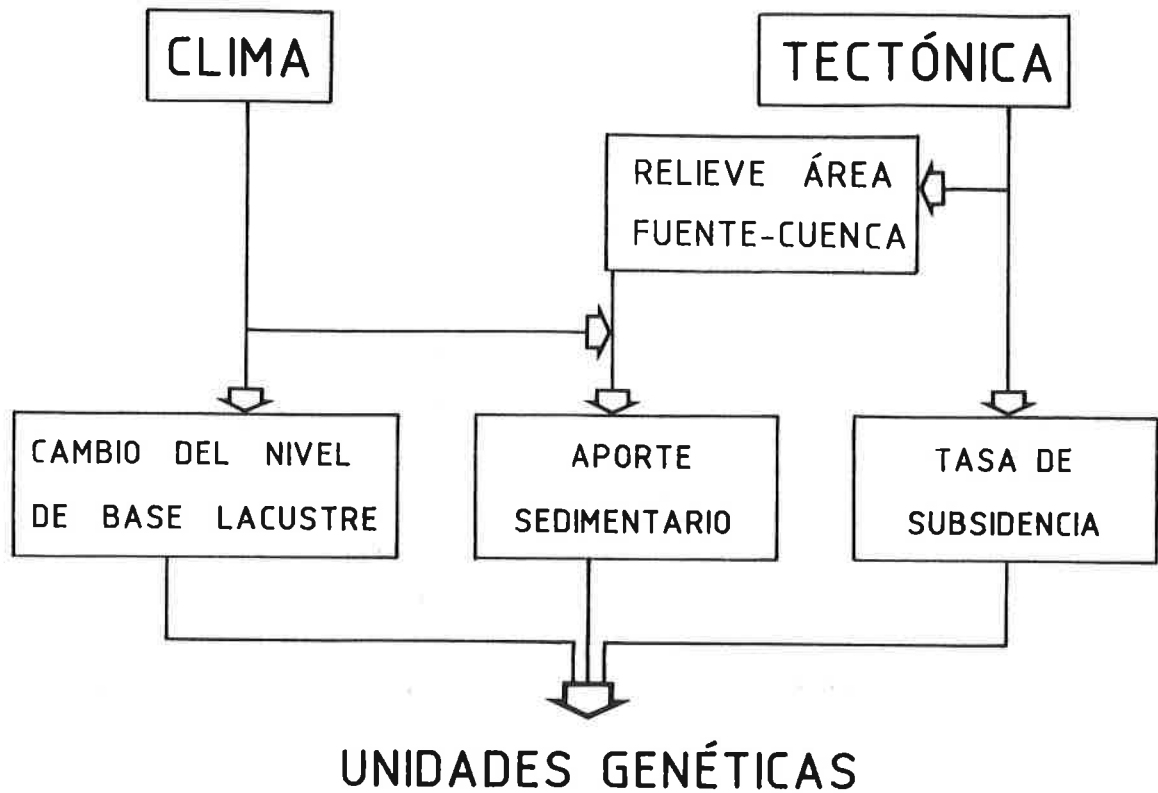


Figura 5.1.- Factores que determinan la historia de relleno de una cuenca endorreica.

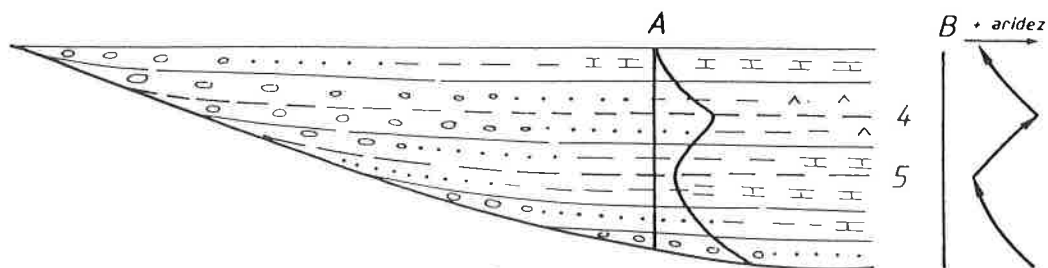


Figura 5.2.- Tipos de rupturas (4 y 5) que pueden originarse cuando el factor alocíclico fundamental es el clima. A: evolución secuencial, B: evolución climática. (Según PARDO *et al.*, 1989)

aluviales. Si el factor alocíclico es único, dicha "retrogradación" vendrá acompañada por una expansión de las áreas lacustres centrales; del mismo modo, una evolución vertical granocreciente responderá a un período de avance o "progradación" de los sistemas aluviales y una retracción de las áreas lacustres.

En relación con los factores alocíclicos que controlan la evolución de las Unidades, las megasecuencias granodecrecientes se pueden relacionar con períodos de actividad tectónica decelerada o nula, durante los cuales se degrada el relieve de las áreas fuente y se produce un retroceso de los sistemas aluviales. Por el contrario, las megasecuencias granocrecientes implican períodos de actividad tectónica acelerada, durante los cuales aumenta el relieve de las áreas fuente y tiene lugar el avance de los sistemas aluviales.

Cuando el agente que condiciona la evolución vertical de las Unidades es el clima, las megasecuencias granocrecientes se relacionan con etapas de incremento de la aridez climática (etapa de "rhexistasia") y las granodecrecientes con etapas de acentuación del carácter húmedo del clima (etapas de "biotasia") (PARDO *et al.*, 1989). Es lógico pensar que en un contexto endorreico, durante las etapas de aridez climática se producirá una retracción de las áreas lacustres *s.s.* y que, por el contrario, las etapas húmedas implicarán una expansión de las mismas.

Así pues, al menos teóricamente, una evolución climática hacia más aridez tiene el mismo efecto en la evolución secuencial que una aceleración de la deformación en los márgenes activos de la cuenca, supuesta la evolución de ambos factores alocíclicos de rango temporal equiparable. La discriminación de cuál es el factor que ha actuado sólo es posible a través del dispositivo geométrico en el margen de la cuenca. El factor tectónico no sólo origina los rasgos descritos de la evolución secuencial, sino también unas geometrías particulares: *onlap* en el caso de actividad decelerada y *offlap* en el caso de actividad acelerada, en ambos casos rotatorios, es decir, relacionados con abanicos de capas y, en ocasiones, con discordancias sintectónicas. El factor climático, por el contrario, no es capaz de originar tales dispositivos geométricos, y si la única actividad tectónica es una subsidencia de valor aproximadamente constante, el dispositivo geométrico en los márgenes en un simple *onlap* no rotatorio (figura 5.2).

De todo lo expuesto se desprende que si una Unidad se reconoce sólo en los sectores centrales de la cuenca y, por tanto, no es posible comparar su evolución con un equivalente marginal en el que, además, pueda apreciarse el dispositivo geométrico de la Unidad, será difícil discriminar el factor alocíclico que ha actuado.

Por otra parte, tampoco existe suficiente experiencia del efecto que origina en la evolución secuencial la actuación simultánea de los factores tectónico y climático que, por otra parte, pueden tener evoluciones de rango temporal distinto. Independientemente de su rango temporal, la evolución climática en los márgenes activos de las cuencas es fácilmente enmascarada por la actividad tectónica. En áreas centrales, en cambio, la evolución climática es más fácilmente evaluable a través de la evolución vertical y espacial de las facies lacustres.

En el presente estudio, las Unidades caracterizadas en el sector septentrional se encuentran siempre implicadas en abanicos de capas y limitadas por discordancias sintectónicas, por lo que cabe asegurar que el principal factor que origina la evolución de las Unidades es la variación de la actividad diastrófica.

En el sector meridional, como es lógico por la lejanía del margen activo, estos dispositivos geométricos no se reconocen y son muy escasas las evidencias directas de que la evolución vertical de las Unidades esté relacionada con el factor tectónico:

Las Unidades N₂ y N₃ reciben aportes del margen septentrional según se deduce de las paleocorrientes y de la idéntica composición mineralógica de la fracción arcillosa de estas Unidades, pero no tienen equivalentes en dicho margen con los que pueda compararse su evolución. Sólo el límite entre ambas unidades posee un conjunto de características sedimentarias que ARENAS y PARDO (1991) interpretaron en relación con una etapa de actividad diastrófica en el área pirenaica. En cuanto a la Unidad U₃-N₁ de este sector meridional, los únicos rasgos evolutivos referibles a causas tectónicas son la ruptura basal de tipo 1 y el máximo granulométrico relativo del límite entre las megasecuencias U₃² y U₃³ (figura 2.72). A excepción de estos dos aspectos "puntuales", la evolución de las litofacies en este sector evidencia una tendencia climática general hacia mayor humedad a lo largo del conjunto de las tres Unidades, tendencia que aparece modulada por ciclos climáticos de diferente rango temporal.

Por otra parte, la Unidad U₃-N₁ del sector meridional muestra una evolución diferente a la del sector septentrional, lo que merecerá una especial atención a lo largo de este capítulo, ya que, hasta ahora, en todos los trabajos realizados en el margen Sur de la Cuenca del Ebro sobre análisis tectosedimentario, la evolución de las Unidades reconocidas es invariable, es decir, las Unidades muestran la misma evolución en todos los puntos, ya sea en el margen o más hacia el centro de la Cuenca, y su origen se ha atribuido exclusivamente al factor tectónico

5.2.- INTERPRETACION DE LA EVOLUCION VERTICAL DE LAS U.T.S.

En la figura 5.3 se muestra, de forma resumida, la litoestratigrafía, evolución vertical y estructuras tectónicas relacionadas para cada Unidad, así como la evolución climática para las Unidades U₃-N₁, N₂ y N₃, inferida de la distribución de litofacias a lo largo de éstas.

Teniendo en cuenta las consideraciones hechas en el apartado anterior sobre el significado de la evolución de las Unidades, a continuación se expone, de forma concisa, su interpretación, diferenciando los sectores septentrional y meridional del área de trabajo:

5.2.1.- Sector septentrional

5.2.1.1.- Unidad tectosedimentaria U₁ (Oligoceno superior, hasta Ageniense, MN1)

La Unidad U₁ supone la primera aparición de depósitos correspondientes a abanicos aluviales de procedencia Norte en el área de trabajo. Tras su implantación brusca y ruptural sobre los sedimentos fluviales de la Formación Campodarbe, la Unidad presenta una evolución cíclica que es la respuesta a una etapa de retroceso seguida por otra de avance de los abanicos aluviales, en relación con un período de actividad diastrófica decelerada-acelerada.

Considerando la evolución estructural de área (BARBED *et al.*, 1988; POCOVI *et al.*, 1990 y MILLAN y POCOVI, en prensa), la Unidad U₁¹ concluye la fosilización de la lámina cabalgante de San Felices, en este momento ya inactiva (la fosilización de esta estructura se había iniciado a partir de la discordancia sintectónica intra-Campodarbe); la Unidad U₁² se relaciona con el emplazamiento de la lámina cabalgante de Punta Común, por la que es cabalgada.

5.2.1.2.- Unidad tectosedimentaria U₂ (Ageniense, MN1-MN2)

Su evolución cíclica refleja una etapa de retroceso seguida por otra de avance de los sistemas aluviales, como consecuencia de un período de actividad tectónica decelerada-

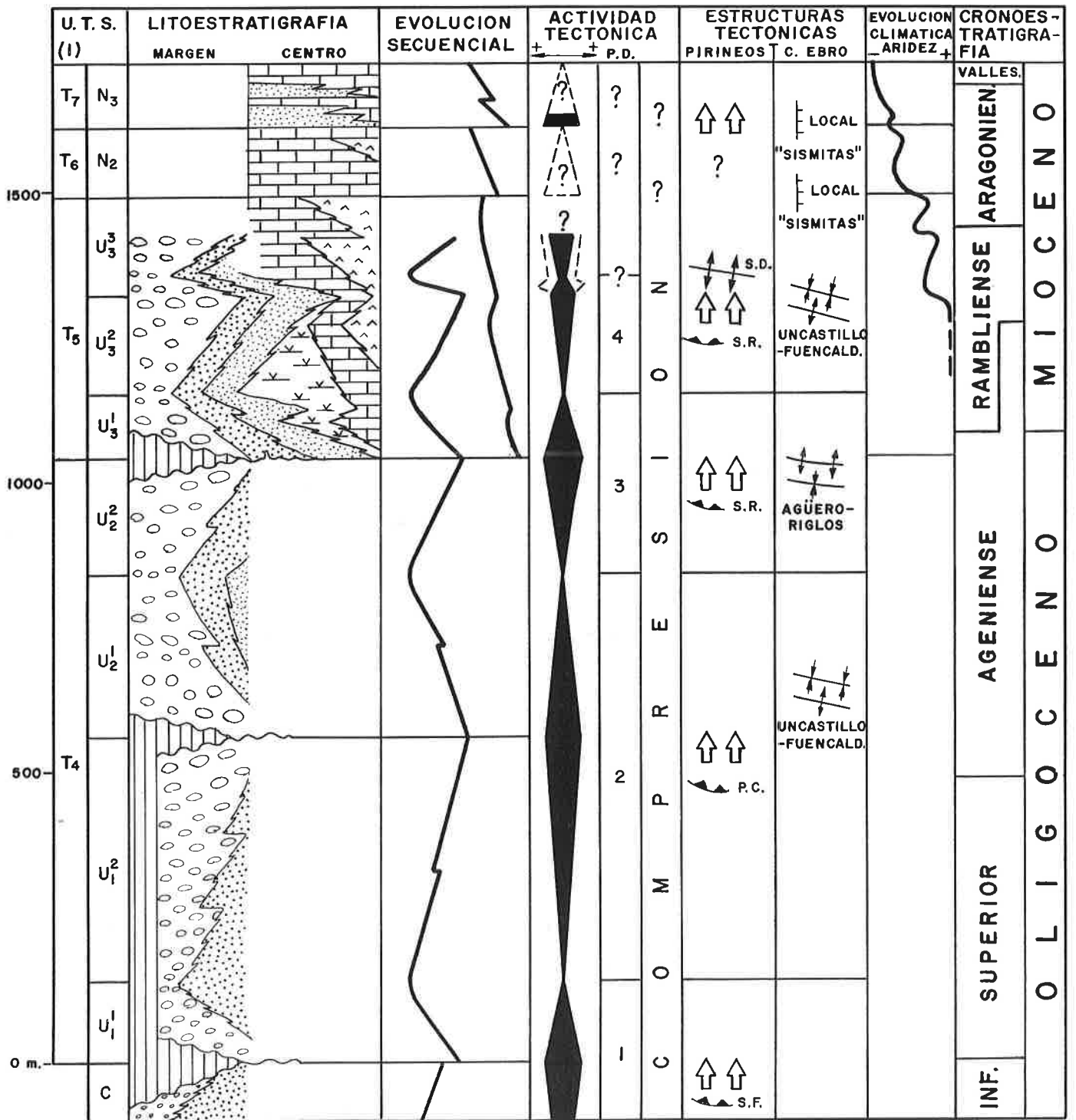


Figura 5.3.- Actividad tectónica, estructuras asociadas y evolución climática deducibles de la evolución vertical de las U.T.S. (1) Nomenclatura de U.T.S. en la Cordillera Ibérica

P. D.: Períodos diastrosóficos

↑ ↑ Incremento del relieve del área fuente pirenaica

~ Láminas del cabalgamiento frontal surpirenaico: S.F., San Felices; P.C., Punta Común; S.R., Sistema de Riglos; S.D., Anticlinal de Santo Domingo-Salinas.

⌋ Estructuras distensivas

acelerada, cuyo máximo inferior se localiza en la ruptura que separa las Unidades U_1 y U_2 y que se manifiesta como discordancia sintectónica al Norte de Agüero.

Teniendo en cuenta la evolución estructural del área, desde Agüero hasta Riglos la Unidad U_2^1 fosiliza la unidad cabalgante de Punta Común, mientras que la U_2^2 se relaciona con el emplazamiento de una nueva unidad cabalgante (del sistema de Riglos). Para la sedimentación de esta Unidad se tienen las primeras evidencias de la actuación de los anticlinales de Uncastillo y Fuencalderas, que se traduce en la creación de abanicos de capas con reducción de la potencia hacia las charnelas.

5.2.1.3.- Unidad tectosedimentaria U_3-N_1 (Ageniense-Aragoniense inferior, MN2 o Zona Y-MN4)

Muestra una evolución cíclica compleja que consta de una megasecuencia granodecreciente (U_3^1) seguida de otra granocreciente (U_3^2), sobre la cual se dispone un ciclo granodecreciente-granocreciente (U_3^3) con la parte inferior muy reducida o ausente.

Según lo expuesto anteriormente, la evolución cíclica que muestra esta Unidad en el sector septentrional es consecuencia de una etapa inicial de retroceso (U_3^1) seguida por otra de avance de los sistemas aluviales ($U_3^2+U_3^3$); esta última con alteraciones atribuibles a un momento de retroceso rápido de los abanicos aluviales (base de la megasecuencia U_3^3). La interpretación de este fenómeno es, sin embargo, problemática:

En efecto, durante la sedimentación de la Unidad y especialmente en relación con el momento que se trata, continúan activos los anticlinales de Uncastillo y Fuencalderas. Estas estructuras podrían ser la manifestación en superficie de cabalgamientos no aflorantes.

Podría pensarse que su actividad, al implicar una disminución de la pendiente en los sectores proximales, ejerció un efecto de freno momentáneo a la "progradación" de los abanicos y, por tanto, interrumpió brevemente la tendencia granocreciente que compone las megasecuencias $U_3^2+U_3^3$. Ahora bien, en la parte más oriental de este sector septentrional, los conglomerados de Linás y Aniés presentan la misma evolución, a pesar de no existir allí pliegues activos en el interior de la Cuenca. La explicación debe ser, pues, general para toda el área. Interpretada de la forma más simplista, la evolución de la Unidad U_3-N_1 se relacionaría con un período de actividad tectónica decelerada-acelerada, dentro del cual existe, aparentemente, un momento de deceleración muy rápida, que da lugar a un máximo diastrófico relativo en el límite de las megasecuencias U_3^2/U_3^3 .

Sin embargo, no se tiene una explicación a la causa de esta aparente deceleración. En cuencas relacionadas con desgarres se invoca la actuación de éstos dando lugar a desplazamientos de los abanicos del margen (STEEL y GLOPPEN, 1980), pero esto no es aplicable aquí. Cabría pensar en el efecto sobre la sedimentación de un incremento excepcionalmente brusco del relieve en el margen de la Cuenca, o a la inversa, en una espectacular aceleración de la subsidencia, que momentáneamente "atrapa" sedimentos en los sectores apicales de los abanicos; pasado este momento se reanudaría la "progradación". Otra explicación podría ser una etapa climática excepcional, pero ninguna de estas hipotéticas explicaciones se apoya en evidencias.

Siguiendo con la sucesión de unidades cabalgantes, al Este de Agüero la megasecuencia U_3^1 fosilizaría las primeras láminas cabalgantes del sistema de Riglos y las megasecuencias U_3^2 y U_3^3 deberían relacionarse con el emplazamiento de otras láminas más modernas que componen el sistema de Riglos.

Al Oeste de Fuencalderas, la Unidad U_3 se encuentra formando parte de un gran abanico de capas junto con las Unidades U_1 y U_2 (ríos Arba de Biel y Arba de Luesia). Por su situación, este dispositivo geométrico no tiene relación directa con el desarrollo de las láminas cabalgantes de las Sierras Exteriores tratadas hasta ahora y que se encuentran más al Este. Al Oeste de Fuencalderas no existe ningún cabalgamiento en superficie y la estructura geográficamente más próxima es el anticlinal de Santo Domingo-Salinas, en cuyo flanco Sur se integra la Formación Uncastillo del sector de los Arbas, o lo que es lo mismo, los sectores proximales del sistema de Luna de NICHOLS (1984). Se trata de un pliegue muy apretado, de flancos paralelos y separados por un plano de cabalgamiento situado en los materiales triásicos del núcleo del pliegue. Presenta dirección ONO-ESE y muestra fuerte inmersión axial hacia el Oeste. La terminación occidental del anticlinal se produce al Noroeste de Biel (Noreste de Luesia).

Según MILLAN y POCIVI (en prensa), esta estructura pliega las rampas de las láminas cabalgantes de San Felices, Punta Común e inferiores del sistema o unidad de Riglos, debido a lo cual adquieren buzamiento hacia el Sur. Su actividad es, por tanto, aproximadamente simultánea a las láminas superiores del sistema de Riglos. Sin embargo, bien este anticlinal o alguna estructura no emergente ha tenido que actuar al Oeste de Fuencalderas desde el inicio del depósito de la Unidad U_1 -o incluso antes- ya que, necesariamente, deben crearse allí las condiciones necesarias para formar el abanico de capas que afecta al techo de la Formación Campodarbe y a toda la Formación

Uncastillo, así como para propiciar el inicio de una enérgica red fluvial de procedencia Norte.

Por otra parte, HIRST y NICHOLS (1986) indicaron que la composición mineralógica de las areniscas de los sistemas de Luna y Huesca y de varios "abanicos aluviales marginales" permite caracterizar estos sistemas y conocer su probable área fuente. Por lo que se refiere al sistema de Luna, estos autores señalaron que los minerales distintivos son la turmalina y el cuarzo deformado o policristalino; las micas no son muy comunes (la biotita sólo aparece en pequeñas cantidades). La presencia de turmalina distingue a este sistema del de Huesca (caracterizado por contener escasa turmalina, cuarzo policristalino poco abundante y biotita muy frecuente). La aparición de turmalina sugiere que este mineral debe haber estado presente en las rocas aflorantes de la Zona Axial (posiblemente pegmatitas) en la parte occidental de los Pirineos durante el Mioceno y que era menos común hacia el Este (HIRST y NICHOLS, 1986). Estos autores también indican que minerales como granate, andalucita, distena y cuarzo metamórfico (deformado) están presentes en los dos sistemas, e indicarían un área metamórfica como la Zona Axial pirenaica. Otros minerales comunes en ambos sistemas son apatito, biotita y circón euédral, característicos de áreas fuente ígneas ácidas.

A partir de estos datos, debe admitirse que el área fuente de las Unidades U₁, U₂ y U₃-N₁ se situaba en la Cuenca de Jaca, Sierras Marginales y en la Zona Axial pirenaica. Cabe la posibilidad de que estos minerales provengan reciclados de otras unidades litológicas situadas más al Sur, y que la Zona Axial no fuera área fuente. Sin embargo, se da el hecho de que algunos de estos minerales (por ejemplo, las turmalinas) están muy poco rodados, lo cual no parece indicar un reciclado. Por otro lado, el tamaño, forma y proporción de los clastos de lidita presentes en los conglomerados (litofacies COF y ACOF) de las Unidades U₁, U₂ y U₃-N₁ no son muy acordes con su proveniencia a partir del reciclado de la Formación Campodarbe u otras que contengan este mineral.

Todos estos datos parecen indicar que durante el tiempo de depósito de estas tres Unidades, la Cuenca de Jaca, las Sierras Marginales o Interiores y la Zona Axial pirenaica se estuvieron elevando. Este incremento del relieve podría estar asociado con la actividad de láminas más septentrionales del manto de Gavarnie, cuya parte frontal está constituida por el cabalgamiento frontal surpirenaico.

Por tanto, se estima que el origen y evolución de estas Unidades en esta área occidental debe relacionarse con la actuación de estructuras tectónicas situadas no sólo en el margen de la Cuenca, sino también más hacia el Norte, en la Cuenca de Jaca y quizás Zona Axial, capaces de modificar la pendiente de las áreas fuente durante el tiempo de depósito de las tres Unidades.

5.2.1.4.- Otros afloramientos de la Formación Uncastillo.

La Unidad de Conglomerados de la Peña del Sol se encuentra en relación con las láminas cabalgantes más altas de la Unidad de Riglos. Sin embargo, al no conocerse la evolución vertical de esta Unidad, resulta imposible saber el proceso seguido por los sistemas sedimentarios implicados (abanicos AA2) ni su correspondiente relación con la variación de la actividad tectónica.

Las brechas monogénicas están asociadas a la actuación de pequeños cabalgamientos dentro de las Sierras Exteriores.

5.2.2.- Sector meridional

5.2.2.1.- Unidad tectosedimentaria U₃-N₁ (Ageniense-Aragoniense inferior, MN2 o Zona Y-MN4)

Como se señalaba anteriormente, en el sector meridional la evolución general de esta Unidad es granodecreciente. El rasgo más llamativo de esta evolución antagónica con respecto a la del margen septentrional de la Cuenca es la evolución granodecreciente de la megasecuencia U₃³ (figura 5.3), rasgo éste que comienza a apreciarse ya en las áreas más meridionales del sector Norte (perfil de Luna).

Los únicos rasgos de concordancia en la evolución de ambos sectores son la ruptura de tipo 1 de la base de la Unidad (zona del río Alcanadre-Albalatillo) y, como ya se ha dicho, el máximo granulométrico relativo del límite U₃²/U₃³. Este máximo es consecuencia de un proceso de avance-retroceso de los abanicos del margen, proceso ligado a la evolución de la actividad diastrófica en el margen de la Cuenca y en el área fuente de los abanicos fluviales (Cuenca de Jaca, Sierras Marginales y Zona Axial). Así pues, salvo en este punto, la tectónica pirenaica no es capaz de condicionar la evolución de la sedimentación en el sector meridional, o al menos tiene un reflejo completamente distinto al que tiene en el sector septentrional.

En definitiva, mientras en el margen de la Cuenca los abanicos avanzan (parte superior de la megasecuencia U₃², megasecuencia U₃³), en el sector meridional se asiste a una progresiva expansión de las áreas lacustres. Para la megasecuencia U₃³, por encima del máximo granulométrico relativo inicial, sólo se reconocen esporádicas incursiones de los sectores más distales de los abanicos septentrionales entre los sedimentos lacustres (facies de lutitas rojas y marrones del perfil de los Montes de Castejón); estas incursiones son atribuibles a momentos de nivel lacustre bajo y no a instantes de aceleración de la actividad tectónica en el margen (ver figura 3.90).

Se puede pensar que la influencia de la actividad diastrófica en el sector meridional y áreas adyacentes a éste del septentrional resultó de alguna manera "debilitada" y pudo ser entonces enmascarada por el factor climático. Dicho debilitamiento podría estar controlado por accidentes topográficos dentro de la Cuenca que provocasen la desviación de los sistemas fluviales. En este sentido, en relación con el depósito de las Unidades U₂ y U₃ existen pliegues sinclinales y anticlinales (Uncastillo y Fuencalderas), de dirección ONO-ESE, paralela al margen actual de la Cuenca, cuyo desarrollo parece haber controlado la distribución de las litofacies de la Unidad U₃-N₁ (figuras 3.77 y 3.78). Prueba de ello es el escaso desarrollo de la litofacies de areniscas y lutitas en dirección transversal a la Cuenca, en comparación con la extensión que ocupa en dirección longitudinal dentro del área estudiada. La creación de dichos pliegues podría haber condicionado el curso de los sistemas fluviales, de manera que éstos se verían "desviados", en parte, hacia el Este y el Oeste al llegar al flanco Norte de los anticlinales. Esta explicación puede ser válida para el caso de los depósitos de la Unidad U₃-N₁ en los Montes de Castejón o el área de Luna, es decir, para los sedimentos relacionados con el "sistema de Luna" de NICHOLS (1984). Sin embargo, en la Sierra de Alcubierre, asociada con el "sistema de Huesca" de HIRST (1983), la Unidad muestra la misma evolución.

El sistema de Huesca manifiesta también una clara tendencia al encauzamiento de gran parte de sus flujos paralelamente al margen de la Cuenca, en este caso hacia el Oeste, tendiendo a converger con los del sistema de Luna al Este de Ayerbe. La razón de ello puede estar en la actuación del anticlinal de Barbastro, que ha podido influir de forma similar a los anticlinales de Uncastillo y Fuencalderas.

Se sabe que el anticlinal de Barbastro afecta a la Formación Sariñena, en la cual se sitúa el yacimiento de Santa Cilia, atribuido por ALVAREZ SIERRA *et al.* (1990) a la zona X (Ageniense). La actuación de dicha estructura ha podido ser posterior a este

momento o prolongarse más en el tiempo, pero por el momento no se dispone de otros datos y, por tanto, no es posible valorar su influencia en el sistema de Huesca durante el Ateniense-Aragoniense inferior.

En definitiva, la evolución de la Unidad U₃-N₁ del sector meridional debe ser atribuida, a partir de los datos disponibles, a la influencia del factor climático que generalmente supera al factor tectónico, interferido éste o no por pliegues sinsedimentarios del interior de la Cuenca. Según se desprende de la distribución de litofacies, el clima evoluciona, a partir de la megasecuencia U₃², hacia un incremento de la humedad a lo largo de esta Unidad. Esta tendencia general, sin embargo, está modulada por períodos más cortos (por ejemplo parte media y techo de la megasecuencia U₃³) en los que se dan oscilaciones hacia mayor aridez, según se deduce de la extensión de las facies yesíferas.

Finalmente, debe quedar constancia de que estas conclusiones no son absolutamente definitivas, sino que se consideran como tema abierto para futuras investigaciones complementarias.

En efecto: no se conoce la evolución vertical de los sectores proximales del sistema de Huesca durante el tiempo de depósito de la Unidad U₃-N₁, y cabe plantearse como hipótesis alternativa que la evolución vertical de los sectores lacustres de la Sierra de Alcubierre sea concordante con la del sistema de Huesca en el margen pirenaico.

En este caso, la evolución vertical de los sectores lacustres de los Montes de Castejón, idéntica a la de la Sierra de Alcubierre, sería también acorde con la del sistema de Huesca. Este influiría en toda la parte meridional del área de estudio debido a que el sistema de Luna, con diferente evolución, es interferido por los pliegues del interior de la Cuenca. Esto supondría, por otro lado, que el sistema de Huesca tuviese una evolución granodecreciente para el tiempo de depósito de la Unidad U₃-N₁ y, por tanto, que el comportamiento tectónico del sector pirenaico correspondiente al sistema de Luna (Manto de Gavarnie) hubiese sido diferente en este tiempo (Ateniense-Aragoniense inferior) al correspondiente al sistema de Huesca (Unidad central surpirenaica).

5.2.2.2.- Unidad tectosedimentaria N₂ (Aragoniense medio-superior, MN4-MN7)

Su evolución es granodecreciente y, como se decía anteriormente (apartado 5.1), no tiene equivalente septentrional conocido con el que puedan establecerse comparaciones. En la mayor parte del área, su límite inferior (ruptura de tipo 3)

representa un cambio neto de quimismo de los sistemas lacustres: los lagos sulfatados de la Unidad U₃-N₁ son sustituidos por lagos carbonatados, hecho que se interpreta en términos de evolución climática rápida (a la escala del tiempo geológico) hacia una mayor humedad. Los análisis isotópicos realizados en varios perfiles de la vertiente Sur de la Sierra de Alcubierre (capítulo 4) confirman esta interpretación.

En relación con este límite inferior pudo darse una fase de fracturación local (ver apartado 2.3), afectando únicamente a la parte oriental de los Montes de Castejón.

El estudio sedimentológico de las facies lacustres que componen la Unidad indica una evolución climática a lo largo de ésta también hacia condiciones más húmedas. Ciertamente, en la base de la Unidad existen con frecuencia facies de calizas laminadas y estromatolíticas correspondientes a la sedimentación en lagos carbonatados salinos, mientras que hacia techo predominan las facies de calizas masivas y bioturbadas. Esta tendencia climática, no obstante, se vio alterada por un intervalo más árido, el correspondiente al depósito de los yesos del Miembro Perdiguera.

Si bien todos estos hechos no son suficientes para afirmar que el factor climático controló enteramente la evolución de la Unidad, sí es indicativo de que la actividad diastrófica no pudo ser el único agente.

5.2.2.3.- Unidad tectosedimentaria N₃ (Aragoniense superior, MN7 - Vallesiense)

Su evolución es granodecreciente y, como se anunció en el apartado 5.1, el límite N₂/N₃ presenta características sedimentarias que indican su relación con una etapa de actividad tectónica en el margen pirenaico (véase apartado 2.3). Efectivamente, dicho límite supone la implantación neta y localmente erosiva de depósitos aluviales -con características de sectores medio-distales y distales de abanicos AA2- sobre los sedimentos lacustres, referibles al modelo LG1, del techo de la Unidad N₂. En relación con éste tiene lugar, además, una etapa de fracturación (ARENAS y PARDO, 1991), que indica una situación de inestabilidad tectónica en este sector meridional.

La Unidad N₃ evoluciona en el tiempo hacia un incremento de los depósitos lacustres carbonatados. Los análisis isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de las facies carbonatadas evidencian aguas más diluidas que las correspondientes a la Unidad N₂, por lo que puede afirmarse que continúa la tendencia hacia un clima más húmedo.

Evolución vertical. Factores alocíclicos-sedimentación

Con estos datos, y sin equivalentes conocidos en el sector septentrional, no es posible asegurar qué factor alocíclico controló la evolución de esta Unidad, pues podría ser debida tanto a factores tectónicos (deceleración de la actividad diastrófica en el margen) como a factores climáticos (tendencia hacia condiciones más húmedas), o incluso a la combinación de ambos.

5.3.- PERIODOS DIASTROFICOS

El concepto de período diastrófico fue definido por PARDO *et al.* (1989) como "el lapso de tiempo que transcurre entre dos mínimos diastróficos relativos consecutivos; comprende una etapa inicial de actividad diastrófica creciente, un máximo diastrófico relativo y una etapa de actividad diastrófica decreciente" En la figura 5.4. se representan las diferentes formas de registro sedimentario de los períodos diastróficos. Según PARDO *et al.* (*op. cit.*), el registro sedimentario de un período diastrófico puede ser:

a) la suma de dos U.T.S. elementales no fundamentales, la inferior de evolución granocreciente, comprendida entre una ruptura de tipo 2 y otra de tipo 1; la superior de evolución granodecreciente, desarrollada entre la ruptura de tipo 1 y otra de tipo 2 ó 3.

b) una U.T.S. elemental no fundamental de evolución granodecreciente, comprendida entre una ruptura basal de tipo 3 y una ruptura de tipo 2 a techo.

c) una U.T.S. elemental fundamental de evolución granodecreciente, comprendida entre rupturas de tipo 3.

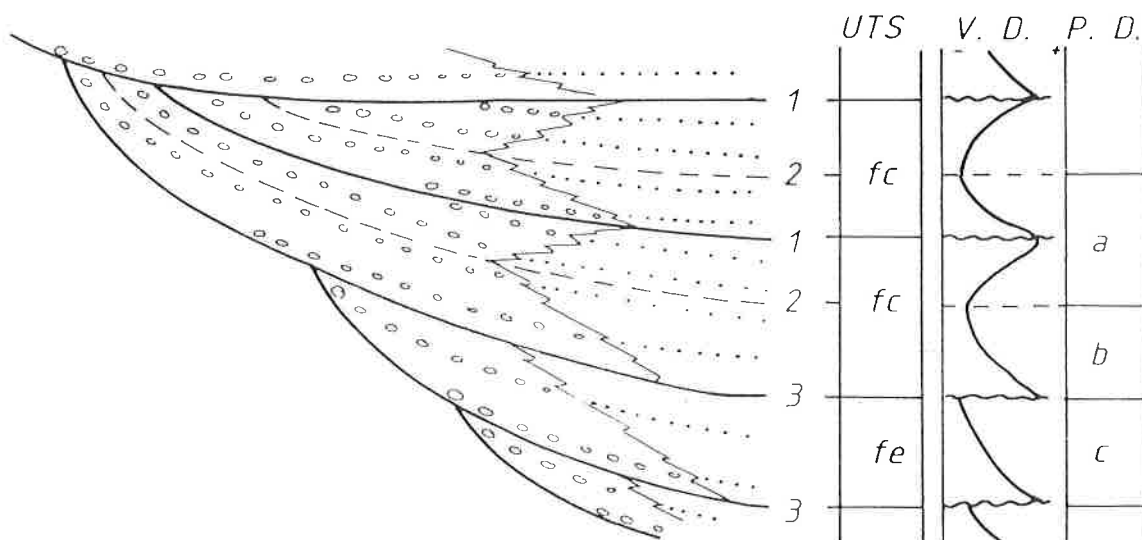


Figura 5.4.- Período diastrófico (PD) y sus diferentes formas de registro sedimentario (a, b y c). 1, 2 y 3: tipos de rupturas. fc: unidad tectosedimentaria fundamental cíclica; fe: unidad tectosedimentaria fundamental elemental. VD: velocidad de distrofismo (Según PARDO *et al.*, 1989).

El interés de los períodos diastróficos reside en que son intervalos de tiempo geológico durante los cuales tienen lugar episodios específicos de deformación con características particulares para cada uno de ellos, como pueden ser los tipos y orientación de las estructuras generadas.

Así, de acuerdo con el trabajo de PARDO *et al.* (1989), en el registro sedimentario que abarca este estudio se distinguen al menos cuatro períodos diastróficos, cuyas características esenciales se citan seguidamente (figura 5.3):

- Período diastrófico 1 (Oligoceno inferior-Oligoceno superior)

Su registro estratigráfico completo no se conoce debido a que la etapa diastrófica inferior, creciente, corresponde a la Formación Campodarbe, que no es objeto de este estudio. La etapa comprendida en este trabajo está constituida por la Unidad U₁¹, que limita con la inferior (Unidad C) mediante una ruptura de tipo 1. Esta ruptura representa un máximo diastrófico y hace posible emplazar este período dentro de un contexto de actividad tectónica de carácter compresivo.

Está relacionado con el emplazamiento de la lámina cabalgante de San Felices, al menos con sus movimientos finales. A mayor escala supone un incremento relativo del relieve en el área de la Cuenca de Jaca y la creación del margen de la Cuenca del Ebro al Norte de Biel-Uncastillo, allí donde tiene lugar la emergencia de los abanicos fluviales de la Formación Uncastillo (sistema de Luna).

- Período diastrófico 2 (Oligoceno superior-Ageniense)

Corresponde al tiempo de depósito de las Unidades U₁² y U₂¹ y comprende la ruptura sedimentaria de tipo 1 situada entre esas Unidades. Dicha ruptura se manifiesta como discordancia sintectónica y, por tanto, indica que este período se encuentra dentro de un marco de actividad tectónica de carácter compresivo.

A escala local tiene lugar el emplazamiento de la lámina de cabalgamiento de Punta Común, dentro del contexto de la estructuración de las Sierras Exteriores oscenses.

A mayor escala, a lo largo de este período existe un rejuvenecimiento del relieve del área fuente, que controla la evolución de los abanicos fluviales del sistema de Luna.

Dentro de la Cuenca del Ebro se crean pliegues anticlinales y sinclinales de orientación ONO-ESE (Uncastillo, Fuencalderas y Agüero-Murillo) durante la sedimentación de la Unidad U_2^1 . Es posible que éstos empezasen a formarse con anterioridad, durante el depósito de la Unidad U_1 , pero los afloramientos no permiten asegurarlo.

• Período diastrófico 3 (Ageniense)

Comprende el tiempo de depósito de las Unidades U_2^2 y U_3^1 , separadas por una ruptura sedimentaria de tipo 1, que se manifiesta como discordancia sintectónica desde Agüero hasta Riglos. Esta ruptura indica la situación de este período dentro de un contexto de actividad tectónica compresiva.

En relación con el cabalgamiento frontal surpirenaico se produce el emplazamiento de la o las primeras láminas del sistema de Riglos y se crean pliegues sinclinales y anticlinales de dirección ONO-ESE o E-O desde Agüero hasta Riglos. Dichos pliegues se producen durante el depósito de las Unidades U_2^2 y U_3^1 y dan lugar a discordancias sintectónicas.

Al Oeste de Agüero, y hasta el extremo occidental del área estudiada, sigue produciéndose el plegamiento iniciado en el período 2 (anticlinales y sinclinales de Uncastillo y Fuencalderas). Se presupone la actuación de estructuras más septentrionales que crearían un incremento del relieve del área fuente.

• Período diastrófico 4 (Ageniense superior-Aragoniense inferior ?)

Implica el tiempo de sedimentación de las megasecuencias U_3^2 y al menos de la parte granodecreciente, cuando está presente, de la U_3^3 . No puede precisarse si este período termina aquí o si se continuaría hasta una situación de mínimo diastrófico posterior, debido a que el mínimo registrado dentro de la megasecuencia U_3^3 es relativo y a que no se conoce la parte superior de la Unidad U_3 ni otras superiores. En definitiva, no puede decirse si la parte granocreciente de la megasecuencia U_3^3 , cuya evolución refleja una etapa de actividad tectónica acelerada, constituiría un nuevo período diastrófico o si, más probablemente, quedaría incluida en el 4.

Por otra parte, el máximo diastrófico que se registra dentro de este período, en el paso de la megasecuencia U_3^2 a la U_3^3 , no parece corresponder, como se discutió en apartados anteriores, a una ruptura de tipo 1. Sin embargo, su presencia sí indica un marco de actividad tectónica de carácter compresivo.

En relación con el cabalgamiento frontal surpirenaico, durante este período se produce el emplazamiento de láminas de cabalgamiento más modernas del sistema de Riglos y se pliegan las láminas cabalgantes anteriores (San Felices, Punta Común e inferiores de Riglos) debido a la creación o, quizás más probablemente, al momento de máximo desarrollo del anticlinal de Santo Domingo-Salinas.

En la parte occidental del sector Norte, en relación con los anticlinales y sinclinales de Uncastillo y Fuencalderas, la megasecuencia U_3^3 presenta abanicos de capas. Por último debe invocarse un nuevo rejuvenecimiento del relieve del área fuente en la Cuenca de Jaca y posiblemente en la Zona Axial.

En el sector meridional, al estar controlada la evolución vertical de la Unidad U_3-N_1 por las variaciones climáticas, no es posible determinar su correspondencia con los períodos diastróficos. Sí se debe reiterar que el máximo relativo localizado entre las megasecuencias U_3^2 y U_3^3 es correlativo al que existe en el sector meridional entre las megasecuencias inferior y superior de la Unidad N_1 , por lo que dicho máximo debe encuadrarse dentro del período diastrófico 4, con carácter compresivo.

Con respecto a otros períodos diastróficos que pudieran corresponder a las Unidades N_2 y N_3 , sólo es factible recordar que durante el límite entre estas Unidades se produjo un incremento del relieve del área fuente pirenaica. En relación con dicho límite existen fracturas de plano casi vertical y dirección Norte-Sur, además de otras estructuras (ya comentadas en el apartado 2.3) que denotan inestabilidad tectónica en el sector meridional durante dicho límite. Otro tanto sugieren las estructuras denominadas "sismitas" que se encuentran a lo largo del depósito de las Unidades N_1 y N_2 .

A pesar de todas estas evidencias de actividad diastrófica, los datos disponibles no se consideran suficientes para decir qué régimen de actividad tectónica reinaba durante el tiempo de depósito de las Unidades N_2 y N_3 , es decir, desde el Aragoniense medio al Vallesiense. Además, la influencia de la evolución climática podría haber enmascarado la posible manifestación de la actividad diastrófica.

5.4.- CONSIDERACIONES FINALES: COMPARACION CON EL MARGEN MERIDIONAL DE LA CUENCA DEL EBRO

Los materiales terciarios del margen ibérico de la Cuenca del Ebro han sido estudiados en su totalidad mediante la metodología del análisis tectosedimentario. El sector Sureste fue estudiado por GONZALEZ (1989), el central por PEREZ (1989) y el occidental o riojano por MUÑOZ (1991). En todos estos sectores, cada una de las U.T.S. definidas presenta una evolución sensiblemente homogénea desde el margen, con facies proximales de abanico, hasta las áreas más hacia el centro de Cuenca, con facies distales de abanico y/o facies lacustres, y dicha evolución ha sido atribuida invariable y exclusivamente al factor tectónico.

Entre los distintos sectores citados, sin embargo, la evolución no es totalmente uniforme, ya que existen discrepancias en los intervalos Oligoceno superior-Ageniense, correspondiente a la U.T.S. T4, y Ageniense-Aragoniense inferior, correspondiente a la U.T.S. T5 (figura 2.85). La simplicidad en la evolución de la U.T.S. T4 en el sector central frente a los otros dos sectores puede deberse a la mala calidad y limitada extensión de afloramientos, que impiden, quizás, su reconocimiento completo en ese sector (MUÑOZ, 1991). Las diferencias entre la U.T.S. T4 del sector Suroriental y del sector riojano se centran, sobre todo, en la valoración de la ruptura que existe dentro de la Unidad, que para GONZALEZ (*op. cit.*) sería de tipo local mientras que para MUÑOZ (*op. cit.*) sería una verdadera ruptura de tipo 1 de extensión equiparable a la de la Cuenca, pero, en cualquier caso, en todos los sectores obedece a un contexto claramente compresivo.

Sobre este intervalo se debe recordar que la evolución reconocida en el área de estudio, la correspondiente a las Unidades U₁ + U₂, es coincidente con la del sector riojano del margen ibérico de la Cuenca, donde sus equivalentes son las Unidades A₃+A₄ (figura 2.85). Así pues, a falta de ulteriores estudios sobre otros sectores del margen pirenaico, todo apunta a que el intervalo Oligoceno superior-Ageniense esté representado en los márgenes de la Cuenca del Ebro por dos U.T.S.

En cuanto al intervalo Ageniense-Aragoniense inferior o U.T.S. T5, la evolución es granodecreciente en los sectores Sureste y central del margen ibérico y cíclica en el riojano, hecho que se atribuye al diferente contexto tectónico: El sector riojano continúa en compresión hasta, al menos, el final del Vallesiense, mientras que en los otros sectores meridionales la situación compresiva termina con la U.T.S. T5.

En el sector del margen Norte de la Cuenca estudiado en este trabajo, la Unidad U₃-N₁, equivalente a la U.T.S. T₅, es cíclica compleja y evidencia, como en el sector riojano del margen meridional, un contexto todavía claramente compresivo. Pero lo más llamativo es la evolución de la Unidad U₃-N₁ en el sector meridional del área de este trabajo, o lo que es lo mismo, en el centro de la Cuenca del Ebro, donde es totalmente diferente a la de su correspondiente borde pirenaico, pero coincidente con la del margen ibérico más próximo (sector central de dicho margen), del cual no recibe aportes. Dicho en otras palabras, si en este estudio sólo se hubiesen investigado los Montes de Castejón y la Sierra de Alcubierre, la correlación de esta Unidad con el margen Sur hubiera sido perfecta desde el punto de vista de la evolución vertical y cualquier consideración en cuanto a los factores alocíclicos que la originaron debería haber sido coincidente, es decir, se hubiese atribuido con seguridad a un contexto de actividad tectónica decelerada, del final de la compresión en el margen ibérico.

Coincidencia entre el centro y el margen Sur de la Cuenca del Ebro, pero sin posible referencia por ahora al margen Norte, se da también con la Unidad N₂, coincidente en evolución vertical con su equivalente meridional, la U.T.S. T₆ (figura 2.85). Pero no sucede así con la Unidad N₃, equivalente a la U.T.S. T₇ del margen Sur, donde la evolución es cíclica. Esto es tanto más extraño cuando en el sector central del margen ibérico tal evolución responde a una influencia pirenaica (PEREZ, 1989) que se materializa en el avance progresivo, a lo largo de la Unidad, de aportes detríticos de procedencia Norte. Junto a este efecto, las áreas lacustres de la U.T.S. T₇ se desplazan hacia el Sur, alcanzando el margen ibérico de la Cuenca. Este desplazamiento de los lagos hacia el sur se aprecia también en el sector meridional del área estudiada al comienzo de la Unidad N₃ y se ha interpretado como un efecto de la actividad tectónica en el Pirineo; pero en la evolución ulterior de la Unidad no se manifiesta una influencia creciente de los aportes septentrionales, sino más bien lo contrario. Es cierto que se desconoce el límite superior de esta Unidad en el área de estudio, pero todo lo observado plantea un interrogante más.

Como conclusión de todos los hechos expuestos se debe enfatizar que la evolución de una U.T.S. no tiene por qué ser la misma a lo largo de una cuenca extensa, donde el marco tectónico puede variar de un margen a otro o incluso, como en la Cuenca del Ebro, a lo largo del mismo margen. Tal hecho ya fue apuntado por GONZALEZ (1989) para una cuenca con un margen activo y otro pasivo ampliamente distanciados, siendo la actividad tectónica el factor determinante del relleno.

Esta situación es aplicable a la Cuenca del Ebro, durante el tiempo de depósito de la Unidad U₃-N₁=T₅, en una transversal Norte-Sur por el área de estudio. Durante este tiempo, y quizás hasta el final del depósito de la Unidad N₃=T₇ por similitud con el margen riojano, el margen pirenaico investigado en este trabajo continúa activo, mientras el margen central ibérico alcanza una situación de margen pasivo, como evidencian la disposición en *onlap* del conjunto de las U.T.S. T₅ a T₇ sobre dicho margen y su evolución granodecreciente (PEREZ 1989).

Pero además, la evolución propia de margen pasivo se reconoce incluso en áreas de la Cuenca muy próximas al margen activo pirenaico. Con los datos de este trabajo se apunta como posible causa de ello a que el factor climático puede interferir con el tectónico y llegar a ser dominante en los sectores centrales lacustres.

Esta última conclusión tiene, no obstante, un carácter todavía provisional, pues existe la posibilidad de que la actividad tectónica en otros sectores del margen Norte de la Cuenca (por ejemplo, el sector correspondiente a la Unidad central surpirenaica) haya tenido una influencia importante sobre la evolución espacial y temporal de las áreas lacustres estudiadas.

6.- PALEOGEOGRAFIA

6.- PALEOGEOGRAFIA

Uno de los objetivos planteados en este trabajo es el conocimiento de la evolución paleogeográfica de la Cuenca a lo largo del tiempo que abarca el conjunto de la serie estudiada. Dicha evolución será la base para la reconstrucción dinámica del sector estudiado de la Cuenca del Ebro.

Los intervalos temporales que se utilizarán para el análisis paleogeográfico serán los correspondientes a las Unidades tectosedimentarias caracterizadas en el área de investigación, puesto que poseen un valor temporal dado. No obstante, dada la escasez de datos cronoestratigráficos (apartado 2.4), la datación de las U.T.S. se basa esencialmente en la correlación de éstas con las establecidas en el margen ibérico (apartado 2.5). Como ya se decía, dicha correlación es por ahora un ensayo, por lo que los intervalos temporales atribuidos a las U.T.S. podrían ser susceptibles de modificación.

Los esquemas paleogeográficos que se muestran a continuación se basan en los mapas de distribución de litofacies expuestos en el apartado 3.3. (donde también se utilizaban las U.T.S. como unidades temporales), interpretados de acuerdo con los modelos establecidos en el apartado 3.4. Por otra parte, dado que un factor principal que condiciona la evolución dinámica de la Cuenca es la actividad tectónica, en dichos mapas se han reflejado las principales estructuras conocidas que han actuado durante la sedimentación de las U.T.S. En este sentido, se ha considerado la evolución tectónica propuesta por POCOVI *et. al.* (1990) y MILLAN y POCOVI (en prensa) para el sector aragonés de las Sierras Exteriores (actuación de las diferentes láminas que integran el cabalgamiento frontal surpirenaico en el área estudiada, apartado 5.2).

Así pues, en este capítulo se expone la evolución paleogeográfica de un sector de la Cuenca del Ebro a partir de la reconstrucción de la posición y naturaleza de las áreas fuente y de los dispositivos sedimentarios para cada Unidad, teniendo en cuenta las manifestaciones de la actividad tectónica. La sucesión de las diversas reconstrucciones paleogeográficas configura la evolución dinámica de la Cuenca.

Antes de exponer los datos referentes al área de estudio se hará una breve reseña sobre la situación paleogeográfica previa al inicio del depósito de la Formación Uncastillo:

Durante el Eoceno inferior y medio, la Cuenca de Jaca constituye la cuenca de antepaís más occidental del dominio surpirenaico central (PUIGDEFABREGAS, 1975; NIJMAN, 1981; ORI y FRIEND, 1984; LABAUME *et al.*, 1985; TEIXELL, 1992). Su relleno y progresiva traslación hacia el Sur comienza como consecuencia de los movimientos tectónicos iniciados en el Eoceno inferior en el margen Norte de la Cuenca (LABAUME *et al.*, *op.cit.*). Posteriormente, en el Eoceno superior, en relación con la actuación del manto de Gavarnie, la sedimentación marina pasa a ser progresivamente de tipo molásico (PUIGDEFABREGAS y SOUQUET, 1986), comienza el cabalgamiento frontal surpirenaico y en el Oligoceno inferior la Cuenca de antepaís se convierte en una cuenca tipo *piggy back* denominada "Cuenca molásica de Jaca". Dicha Cuenca coincide estructuralmente con el sinclinorio del Guarga. El relleno continental de esta Cuenca está representado por un sistema fluvial y fluvio-lacustre de procedencia oriental y septentrional (PUIGDEFABREGAS, 1975; JOLLEY, 1987; HOGAN, 1993).

En relación con el cabalgamiento frontal surpirenaico, durante el depósito de la parte superior de la Formación Campodarbe (Rupeliense) se desarrolla la unidad cabalgante de San Felices, cuya rampa lateral occidental está representada por la discordancia sintectónica intra-Campodarbe (MILLAN y POCOVI, en prensa).

Dentro del sinclinorio del Guarga, sobre la Formación Campodarbe se encuentra la Formación Bernués (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970)⁽¹⁾.

Su posición más alta dentro de la Cuenca de Jaca y la ausencia de datos cronoestratigráficos hasta hace muy poco tiempo, ha llevado a que su situación estratigráfica con respecto a la Formación Uncastillo en la Cuenca del Ebro no haya sido establecida de forma precisa.

PUIGDEFABREGAS (1975) estima que la base de esta Formación es la Formación Campodarbe (discordancia progresiva de Peña Oroel y San Juan de la Peña) y

(1) La Formación Bernués fue definida inicialmente por SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970) como " la formación que queda comprendida entre las discordancias progresivas de San Juan de la Peña y Biel. Tiene su zona de aportes en los conglomerados de San Juan de la Peña, Oroel y parte superior de la Sierra de Cancias". Consideran que su edad es Oligocena, ya que la serie inmediatamente superior es aquitaniense, aunque no se sabe si abarca todo el Oligoceno o sólo la mitad superior.

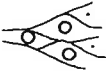

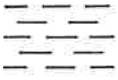







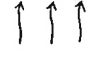



que su edad es Chattiense, "aunque no se puede descartar que incluya parte del Aquitaniense, puesto que la Formación no tiene techo definido". De hecho, este autor considera que la parte inferior de la Formación Uncastillo es equivalente a parte de la Formación Bernués. También señala que los conglomerados de San Juan de la Peña y Peña Oroel proceden de áreas pirenaicas más septentrionales.

Recientemente, HOGAN (1993), a partir del análisis magnetoestratigráfico realizado en la Cuenca de Jaca (Cortes de Salinas y Santa Cruz de la Serós) indica que el inicio de la Formación Bernués se sitúa inmediatamente después del *cron* 13 (-35 m.a., en el Rupetiense, según la escala magnetoestratigráfica de BERGGREN *et. al.*, 1985) y, por tanto, precede a la Formación Uncastillo. En consecuencia, la Formación Bernués debe ser equivalente, al menos en parte, al techo de la Campodarbe, allí donde ésta precede a la Formación Uncastillo (límite entre la Cuenca de Jaca y la del Ebro). Sin embargo, no se tienen datos sobre la edad del final de la sedimentación de la Formación Bernués, por lo que ésta podría coexistir con el depósito de la Unidad U₁ y quizás de la U₂ de la Formación Uncastillo, según la cartografía de PUIGDEFABREGAS (op.cit.), pero no se dispone de pruebas concluyentes.

Teniendo en cuenta estos datos, la sedimentación de la Formación Bernués debe situarse ya dentro del esquema paleogeográfico previo al depósito de la Formación Uncastillo (figura 6.1). Constituiría, pues, parte del relleno final de la Cuenca de *piggy back* de Jaca. Dicho esquema se basa en datos de PUIGDEFABREGAS (1975) y de HOGAN (1993) y en él se observa la diferenciación de la Cuenca de Jaca en relación con el inicio del cabalgamiento frontal surpirenaico (lámina de San Felices), así como la orientación hacia el Oeste-Noroeste de los cursos fluviales según las alineaciones estructurales. Estos cursos dan lugar a las facies meandriformes de Lasaosa y Petilla (PUIGDEFABREGAS, 1975) de la Formación Campodarbe, al Norte y al Sur, respectivamente, del cabalgamiento frontal.

Con posterioridad a este momento, el desplazamiento y estructuración del manto de Gavarnie continúa. La consecuencia sedimentaria más inmediata es el abandono de la Cuenca de Jaca (o del Guarga), que pasa progresivamente a una situación erosiva, mientras la sedimentación se generaliza en el frente de las Sierras (la Cuenca del Ebro pasa a ser una cuenca de *foreland* pirenaica).

Así pues, el paso de las formaciones Campodarbe y Bernués (Cuenca de Jaca) a la Formación Uncastillo (Cuenca del Ebro) representa un cambio paleogeográfico de primer orden que supone transformar en área fuente la antigua Cuenca de Jaca y la implantación

-  Abanicos fluviales (alta eficacia de transporte)
-  Abanicos marginales (baja eficacia de transporte)
-  Llanura lutítica
-  Flujos laminares
-  Flujos canalizados
-  Franja palustre
-  Lago carbonatado
-  Lago carbonatado salino
-  Zona de dinámica dominante de oleaje
-  Área marginal de lago sulfatado
-  Lago sulfatado
-  Posición actual del anticlinal-cabalgamiento de Santo Domingo-Salinas
 - 1 Unidad cabalgante de San Felices
 - 2 Unidad cabalgante de Punta Común
 - 3 Láminas cabalgantes del Sistema de Riglos
-  Incremento del relieve del área fuente pirenaica
-  Margen actual de la cuenca

Legenda para los esquemas paleogeográficos

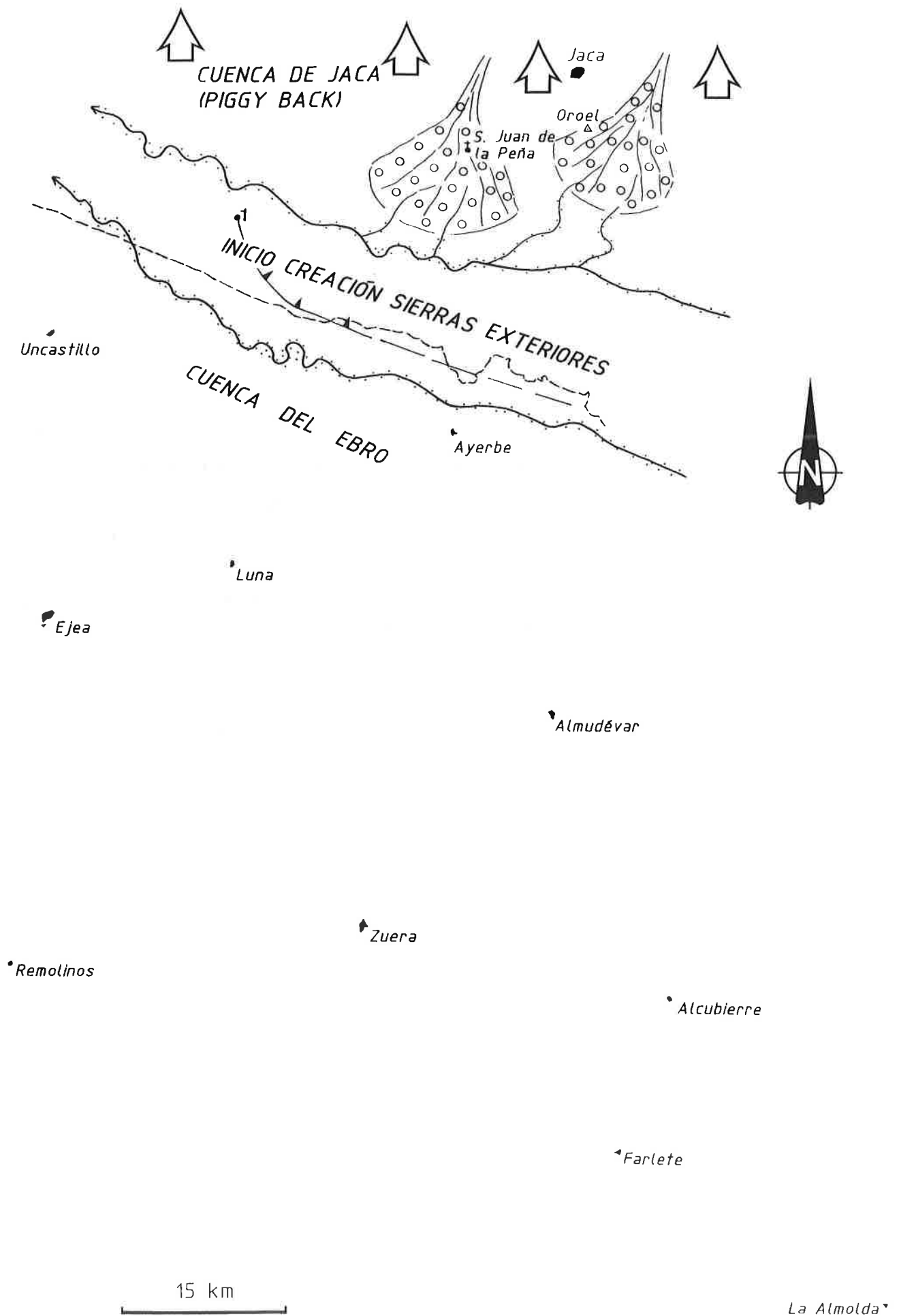


Figura 6.1.- Esquema paleogeográfico previo al depósito de la Formación Uncastillo

de unos sistemas aluviales de procedencia Norte en este sector de la Cuenca del Ebro. A partir de este momento, la evolución paleogeográfica de esta Cuenca se detalla en los siguientes apartados.

Simultáneamente al depósito de la Formación Uncastillo prosigue la evolución del cabalgamiento frontal surpirenaico, hasta estructurar las Sierras Exteriores aragonesas, que representan el afloramiento más occidental del frente del manto de Gavarnie.

Las Sierras Exteriores están formadas por materiales que van desde el Triásico al Oligoceno inferior. Su compleja estructura consiste en un apilamiento de láminas cabalgantes, las más occidentales y antiguas de ellas plegadas por el anticlinal de Santo Domingo-Salinas al Oeste del río Gállego (MILLAN y POCOVI, en prensa). Dado que los materiales de la Formación Uncastillo adosados a las Sierras se hallan afectados por algunas de dichas láminas (Unidad de Punta Común y sistema de Riglos) y por el citado anticlinal, la historia de sus mutuas relaciones ocupará un lugar en los próximos apartados.

En cualquier caso, puede adelantarse que al estar implicadas las Unidades U₁ a U₃-N₁ es inevitable concluir que la estructuración del cabalgamiento frontal surpirenaico, o lo que es lo mismo, la colocación del manto de Gavarnie, se extiende temporalmente no sólo hasta el final de Oligoceno, como ya señala PUIGDEFABREGAS (1975), sino hasta el inicio del Aragoniense si las dataciones apuntadas en este trabajo son correctas.

6.1.- UNIDAD TECTOSEDIMENTARIA U₁ (Oligoceno Superior, hasta la base del Ageniense)

Durante la sedimentación de esta Unidad tienen lugar algunos cambios paleogeográficos al pasar de la Unidad U₁¹ a la U₁², por lo que se han diferenciado dos esquemas paleogeográficos (figuras 6.2. y 6.3.)

6.1.1.- Esquema paleogeográfico durante la sedimentación de la Unidad U₁¹

El límite entre la Formación Campodarbe (Unidad C) y la base de la Formación Uncastillo (Unidad U₁) representa un máximo diastrófico que supone un incremento del relieve del área fuente pirenaica y que se traduce en la creación de abanicos aluviales con características fluviales (asociación AA2), cuyas facies proximales son esencialmente de naturaleza silícica; dentro del área estudiada se localizan dos de estos abanicos aluviales, que se denominarán abanico de Luesia al más oriental y abanico de Uncastillo al más occidental (figura 6.2). Estos abanicos van a constituir el "sistema de Luna" de NICHOLS (1984). Según la distribución de las litofacies y del tamaño de los clastos y las direcciones de paleocorrientes, sus ápices estaban situados, respectivamente, al Norte de los vértices de Puig Moné y Selva, es decir, al Oeste de la actual terminación periclinal del anticlinal de Santo Domingo.

La naturaleza de los clastos (fundamentalmente de areniscas de la Formación Campodarbe) sugiere un área fuente septentrional, constituida mayoritariamente por la Cuenca de Jaca, donde es posible que los abanicos de San Juan de la Peña y Peña Oroel siguieran siendo funcionales.

Dado que las Sierras Exteriores se están elevando (cabalgamiento frontal surpirenaico), la red fluvial procedente del Norte, así como todos los barrancos procedentes de las áreas elevadas (por ejemplo, bloque superior del cabalgamiento frontal), se verían encauzados en un curso fluvial que fluiría hacia el Oeste, según la antigua pendiente regional. Dicho curso podría confluir con el ápice del abanico de Luesia.

Este abanico y el de Uncastillo emergen en la Cuenca del Ebro, según NICHOLS (1989), a favor de un "bajo estructural" situado al Oeste de las Sierras Exteriores. Sin

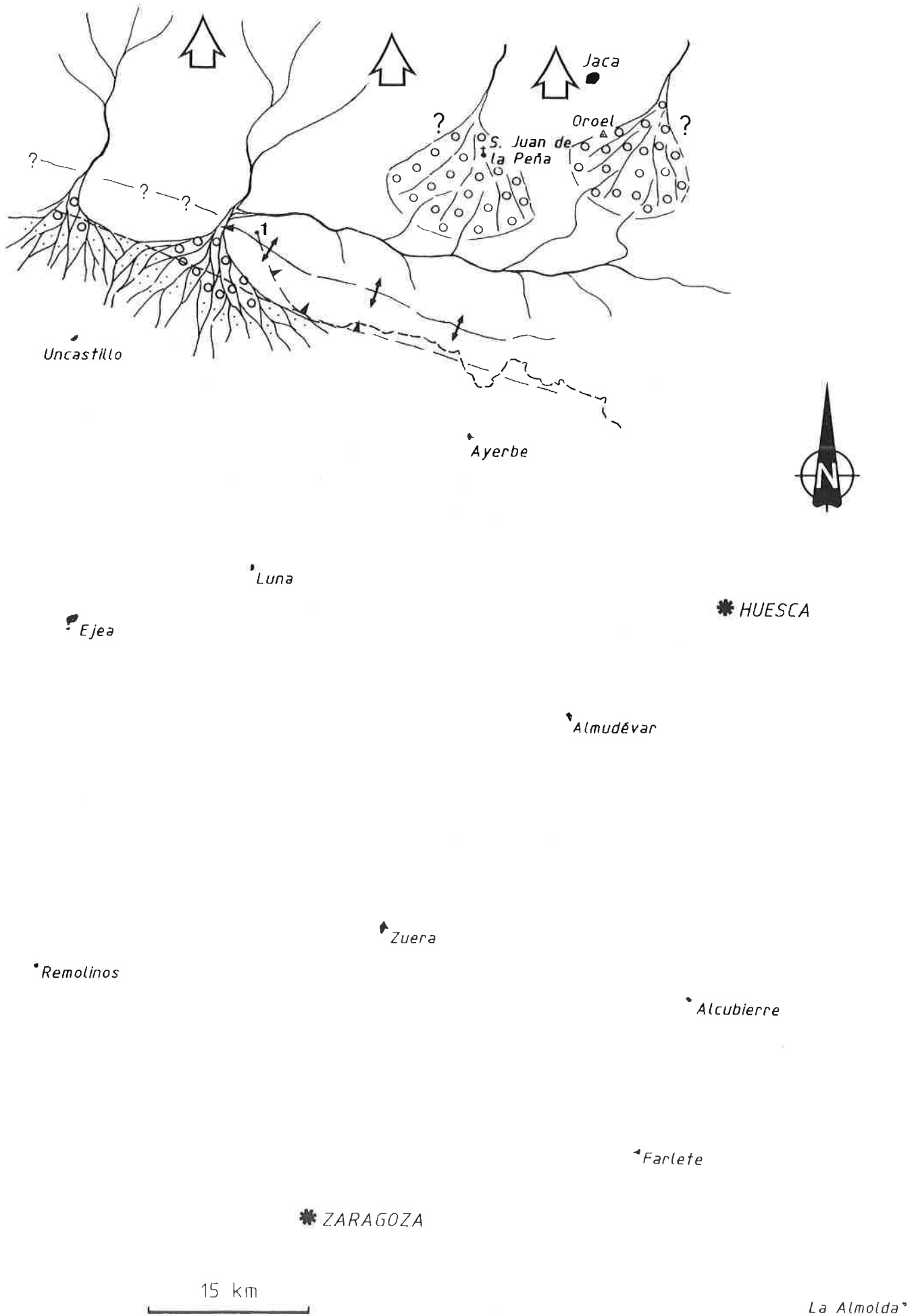


Figura 6.2.- Esquema paleogeográfico para la Unidad U₁¹

embargo, en relación con el máximo diastrófico del límite Unidad C/ Unidad U_1^1 se producen discordancias progresivas en el margen de la Cuenca del Ebro, en la Sierra de Luesia y Biel y al Norte de Uncastillo (abanicos de capas abiertos hacia el Sur de los que forman parte las areniscas y lutitas del techo de la Formación Campodarbe y las facies proximales de dichos abanicos fluviales).

Por tanto, algún tipo de accidente (cabalgamiento no emergente, flexura, anticlinal de despegue en la prolongación occidental el anticlinal de Santo Domingo...?) ha debido actuar en este sector del margen de la Cuenca creando un relieve, aunque de menor importancia que el que adquiere en este momento el cabalgamiento frontal surpirenaico.

A lo largo del tiempo de sedimentación de la Unidad U_1^1 se produce una degradación del relieve del área fuente como consecuencia de una actividad tectónica decelerada, que alcanza su mínimo en el límite U_1^1/U_1^2 .

En relación con la evolución tectónica propuesta por POCOVI *et al.* (1990) y MILLAN y POCOVI (en prensa), el emplazamiento de la unidad cabalgante de San Felices se produce durante el tiempo de depósito de la parte superior de la Formación Campodarbe. La discordancia progresiva intra-Campodarbe se relaciona con la rampa oblicua del extremo occidental de la unidad de San Felices (MILLAN y POCOVI, *op. cit.*). La Unidad U_1^1 es, pues, posterior a dicha unidad cabalgante, a la cual fosilizaría.

No se conocen afloramientos de esta Unidad en la parte oriental del margen pirenaico estudiado.

En caso de encontrarse bajo superficie, sus materiales estarían fosilizados por las Unidades posteriores que, en tal caso, serían expansivas hacia el margen con respecto a la Unidad U_1 , y no sólo hacia el Este como muestra la cartografía.

6.1.2.- Esquema paleogeográfico durante la sedimentación de la Unidad U_1^2

Tras el mínimo diastrófico que supone el límite U_1^1/U_1^2 , durante la sedimentación de la Unidad U_1^2 se inicia una etapa de actividad tectónica acelerada durante la cual tiene lugar el rejuvenecimiento del relieve del área fuente septentrional (figura 6.3). Los abanicos aluviales de Luesia y Uncastillo tienen características, naturaleza y posición similares a los de la Unidad U_1^1 , si bien se observa una extensión considerablemente mayor de las facies conglomeráticas.

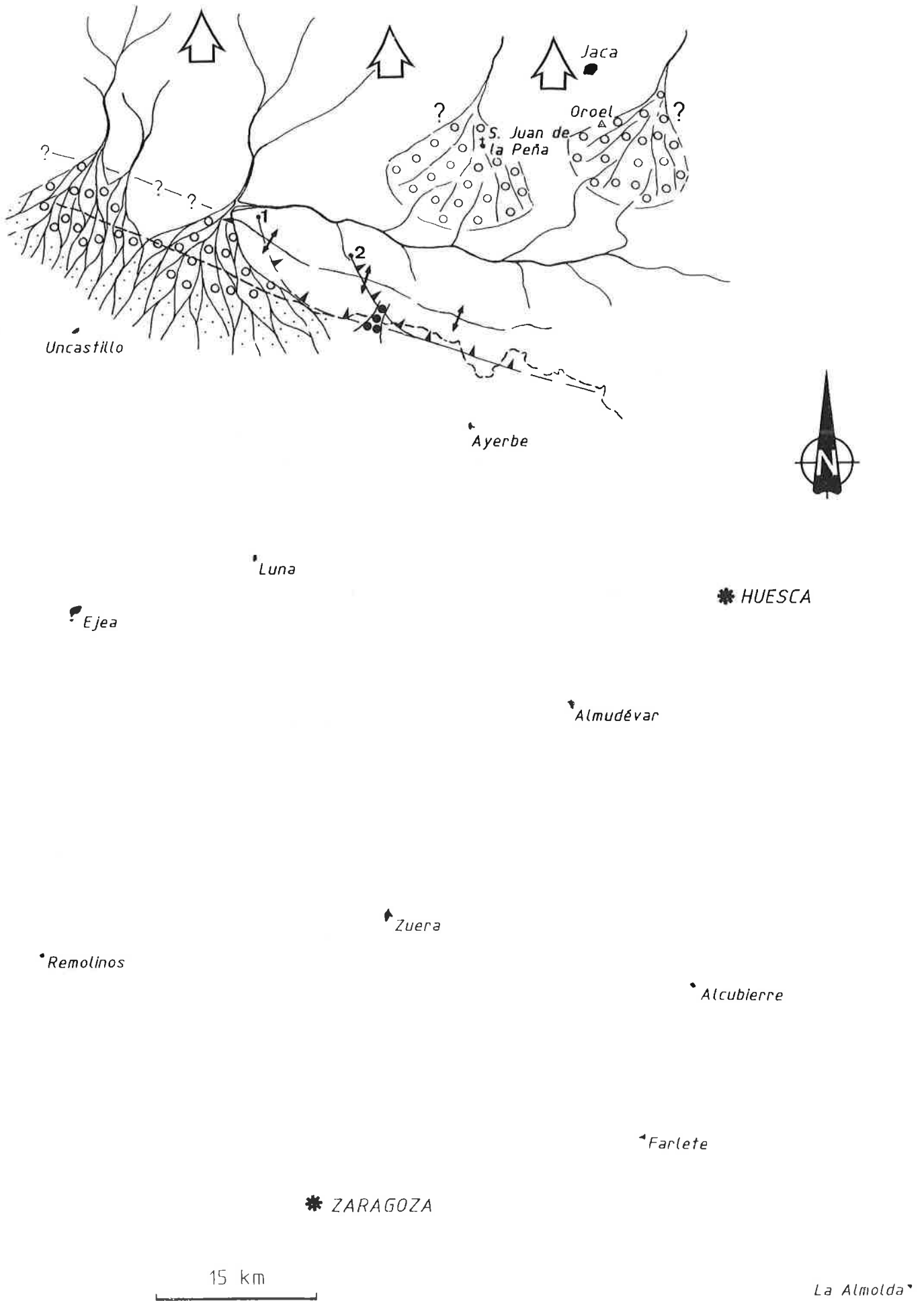


Figura 6.3.- Esquema paleogeográfico para la Unidad U₁²

Al Norte de Agüero se crea un abanico marginal, del que se reconoce un área de paleovalle o cañón, procedente de las Sierras Exteriores y relacionado con el emplazamiento de la unidad cabalgante de Punta común. En este sector, la Unidad U₁² se encuentra sobre la formación Campodarbe de forma discordante (discordancia angular). Durante la sedimentación de esta Unidad, la actuación de la lámina de Punta Común se registra mediante un dispositivo geométrico de las capas en *offlap*, acompañado de una evolución granocreciente, todo ello correlativo a una etapa de actividad tectónica acelerada, cuyo máximo se alcanza en el límite U₁/U₂.

En la parte occidental (Luesia y Uncastillo) esta etapa de deformación se manifiesta mediante abanicos de capas, sin que pueda reconocerse biselamiento de las mismas.

6.2.- UNIDAD TECTOSEDIMENTARIA U₂ (Ageniense)

Durante el depósito de esta Unidad se producen algunos cambios paleogeográficos que aconsejan su exposición en dos etapas (figuras 6.4 y 6.5).

6.2.1.- Esquema paleogeográfico durante la sedimentación de la Unidad U₂¹

Con el máximo diastrófico que se registra en el límite entre las Unidades U₁ y U₂ tiene lugar un incremento del relieve del área fuente septentrional. El abanico de Luesia ocupa una posición similar a la que presentaba en la Unidad U₁ y posiblemente sigue recibiendo aportes de la red fluvial procedente del Este. El abanico situado al Norte de Uncastillo presenta su ápice más hacia el Este, al Norte del vértice Cruz, hecho que se interpreta como consecuencia de una captura. Esto hace que estos dos abanicos con características fluviales se encuentren más próximos entre sí (figura 6.4). Ambos abanicos presentan una orla de areniscas y lutitas, cuya distribución y direcciones de paleocorrientes muestra una disposición radial con respecto a los ápices.

La naturaleza silícica de los clastos (esencialmente areniscas de la Formación Campodarbe) indica que el área fuente sigue siendo la Cuenca de Jaca. Como ocurría durante la Unidad U₁, la presencia de clastos de cuarzo, cuarcita y lidita, así como de turmalina en las areniscas, aunque en muy pequeñas proporciones, apunta la posibilidad de que las Sierras Marginales y el Pirineo Axial también fuesen área fuente de estos abanicos.

Hacia el Este, en relación con el cabalgamiento frontal surpirenaico, aparecen dos áreas de sedimentación conglomerática con características de abanicos marginales (baja eficacia de transporte, asociación AA1) localizados en Agüero y al Norte de Murillo de Gállego. Estos abanicos muestran lateralmente un sistema fluvial arenoso de reducidas dimensiones que es colectado por el sistema fluvial procedente del abanico de Luesia. La composición y morfología de los clastos de los abanicos marginales (clastos calcáreos y de areniscas esencialmente y, en general, con bajo grado de redondeamiento) sugieren su corto recorrido y la procedencia de las Sierras Exteriores.

En relación con el máximo diastrófico que se produce en el límite U₁/U₂, en el área de Luesia y Uncastillo se originan abanicos de capas en las facies adosadas al margen de la Cuenca. En Agüero, el límite entre las Unidades U₁² y U₂¹ se produce mediante una

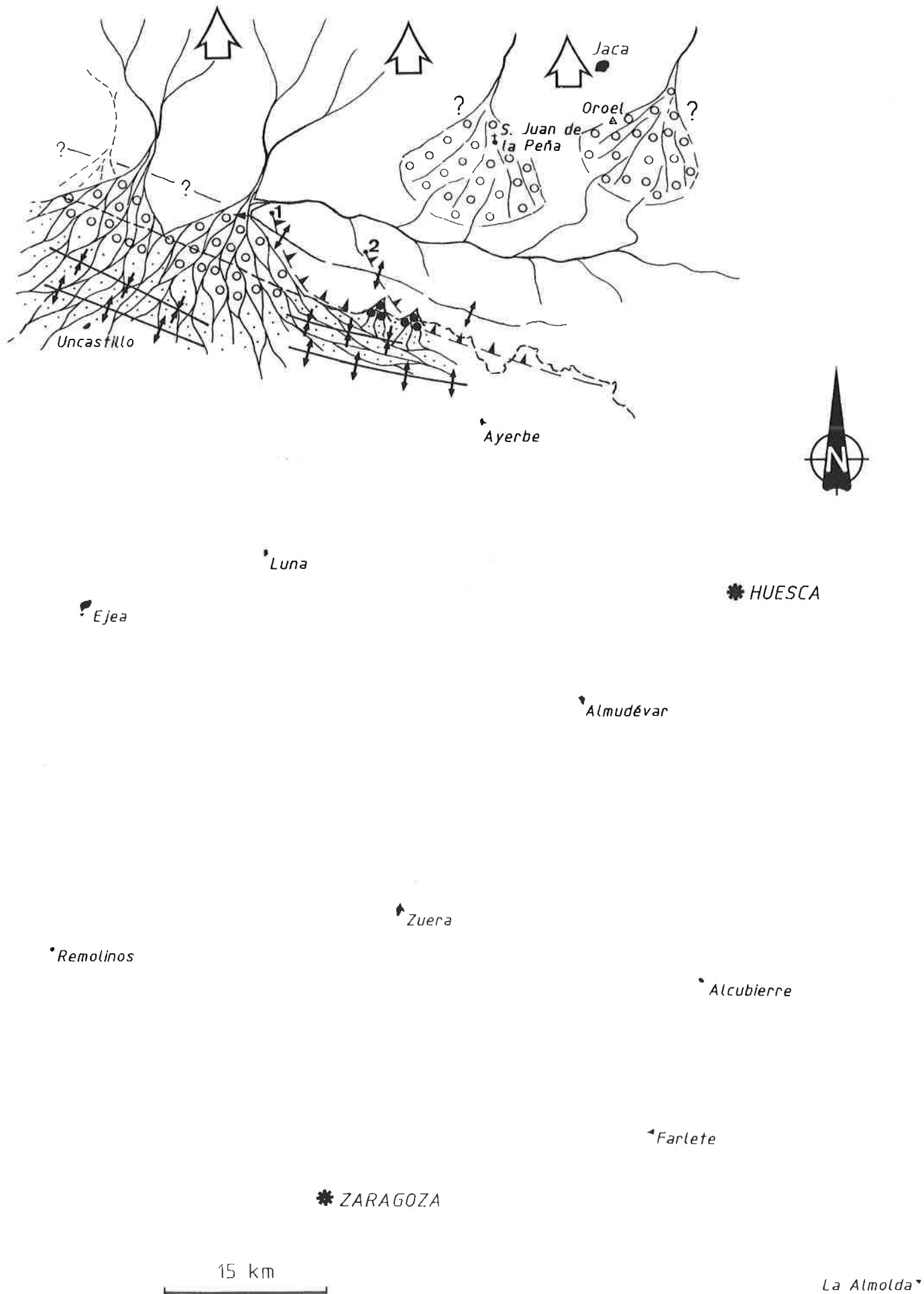


Figura 6.4.- Esquema paleogeográfico para la Unidad U₂¹

discordancia sintectónica con un dispositivo geométrico en *offlap-onlap*. Al Norte de Murillo, la Unidad U_2^1 se apoya mediante discordancia angular sobre materiales transicionales y marinos del Mesozoico y Terciario de la unidad cabalgante de Punta Común, a la que fosiliza. Allí, la Unidad presenta una potencia reducida. Entre Agüero y Murillo se crean pliegues sinsedimentarios paralelos al margen de la Cuenca y muy próximos a éste. Estos pliegues también involucran a la Unidad U_2^2 (en las figuras correspondientes no ha sido posible representar dichas estructuras).

Dentro de la Cuenca, en relación con el máximo diastrófico que origina esta Unidad, se producen pliegues anticlinales y sinclinales de dirección ONO-ESE (al Norte de Uncastillo y entre Fuencalderas y Ayerbe). Es posible que estos pliegues ya existieran durante la Unidad U_1 y que durante la U_2 siguieran actuando con la misma orientación; sin embargo, la ausencia de datos de superficie hace imposible su reconocimiento.

Aunque no se sabe con seguridad, es posible que estas estructuras controlasen la distribución y el estilo de la red fluvial. Esta consideración se hace con reservas, ya que el único afloramiento de esta Unidad involucrado en tales pliegues es el ojal de Uncastillo (figura 3.75). No obstante, al Norte de Fuencalderas las paleocorrientes son subparalelas al anticlinal y sinclinal.

Durante la sedimentación de la Unidad U_2^1 se produce una degradación progresiva del relieve del área fuente, tanto la situada al Norte (Cuenca de Jaca-Pirineo Axial) como la constituida por las Sierras Exteriores. Todo ello es correlativo a una deceleración de la actividad tectónica, que alcanza su mínimo en el límite U_2^1/U_2^2 .

6.2.2.- Esquema paleogeográfico durante la sedimentación de la unidad U_2^2

A lo largo de la sedimentación de esta Unidad se asiste a un rejuvenecimiento del relieve del área fuente, relacionado con una etapa de actividad diastrófica creciente. Por una parte, los abanicos de Luesia y Uncastillo, que ocupan posiciones similares a las de la Unidad U_2^1 , registran un avance notable de las litofacies conglomeráticas, que muestran una extensión sensiblemente mayor que durante la Unidad U_2^1 , y que presentan una orla relativamente amplia constituida por sistemas fluviales arenosos. La distribución de paleocorrientes y litofacies muestra una disposición radial, aunque

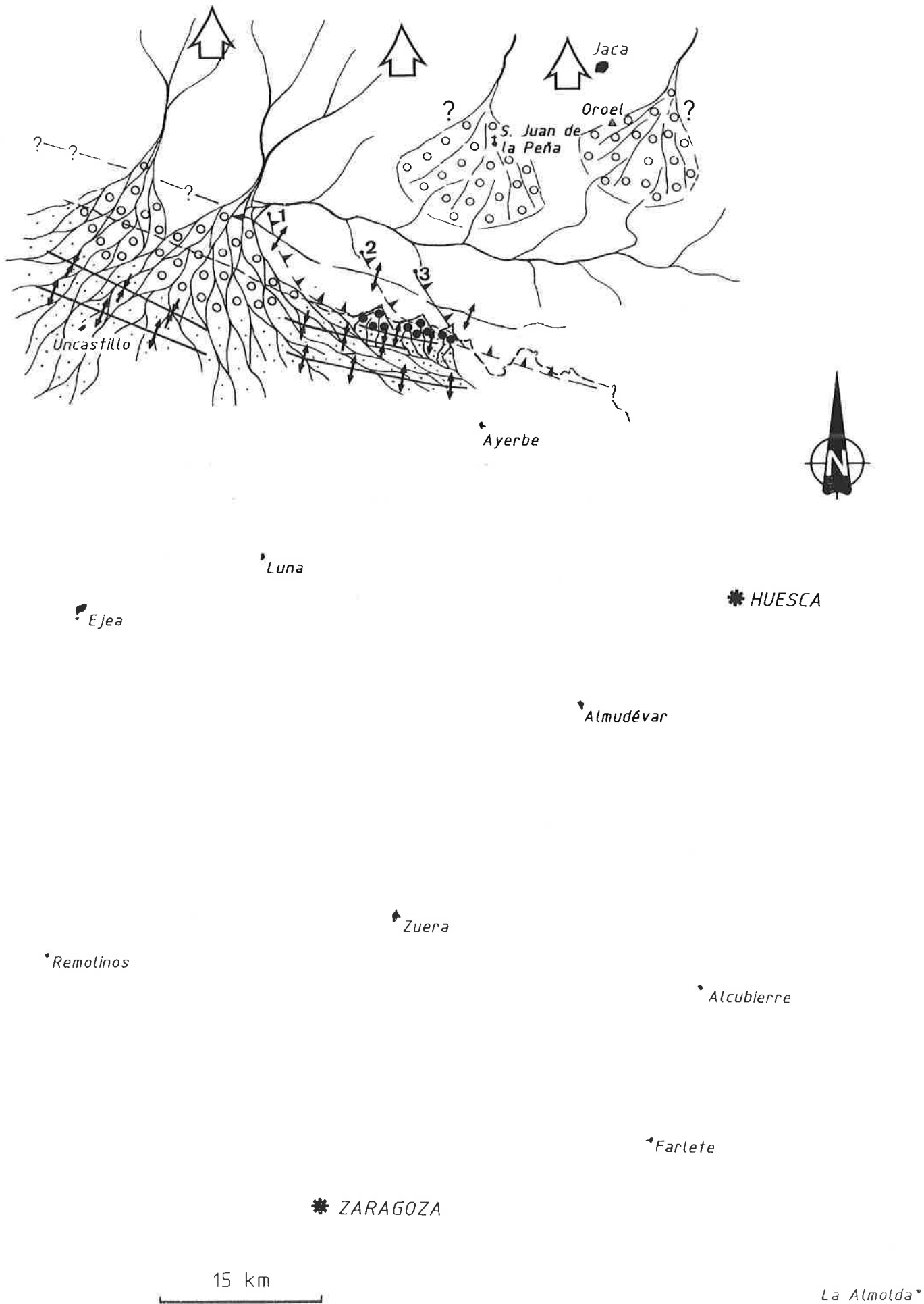


Figura 6.5.- Esquema paleogeográfico para la Unidad U₂

aparentemente con una mayor longitud de los sistemas fluviales arenosos en sentido paralelo al margen actual de la Cuenca (figura 6.5.).

La composición de los clastos señala que el área fuente de todos estos abanicos fluviales sigue siendo la parte Norte de la Cuenca de Jaca y posiblemente las Sierras Marginales y el Pirineo Axial.

Hacia el Este, al Sur de las actuales Sierras Exteriores, los abanicos marginales de Agüero y Murillo siguen ocupando las mismas posiciones y dan lugar a potentes depósitos conglomeráticos, que muestran una extensión lateral mayor que durante la Unidad U₂¹. En Riglos se localiza el paleovalle de un nuevo abanico marginal. Las facies proximales de estos abanicos (COM) pasan en muy corto espacio a cursos fluviales arenosos, los cuales son colectados por el sistema fluvial procedente del abanico de Luesia. Las características de estos tres abanicos marginales (baja eficacia de transporte) y la morfología y composición de los clastos, así como las direcciones de aportes, indican que su área fuente la constituyen las Sierras Exteriores. De acuerdo con la evolución estructural de área, estos abanicos deben relacionarse principalmente con el emplazamiento de la unidad cabalgante de Riglos (láminas inferiores).

Dentro del contexto de actividad tectónica creciente en que tiene lugar la sedimentación de la Unidad U₂², en el margen de la Cuenca los sedimentos correspondientes muestran abanicos de capas abiertos hacia el Sur; además, entre Agüero y Riglos siguen actuando los pliegues desarrollados durante la Unidad U₂¹ (no representados por razón de escala), aunque hacia el techo de la Unidad U₂² se atenúan. En Riglos, el abanico se apoya mediante discordancia angular sobre los materiales transicionales y marinos del Mesozoico y Terciario.

Dentro de la Cuenca, los pliegues ONO-ESE de Uncastillo y Fuencalderas-Ayerbe siguen actuando durante el depósito de esta Unidad y posiblemente condicionarían el estilo y la extensión de los abanicos fluviales (parte del sistema fluvial arenoso del abanico de Luesia alcanza gran extensión hacia el E-SE). Sin embargo, la ausencia de afloramientos en sentido longitudinal impide precisar esas características.

Debe señalarse que en relación con estos pliegues se producen abanicos de capas, que dan lugar a importantes variaciones de potencia de la Unidad (por ejemplo, al Norte de Uncastillo).

Entre Agüero y Riglos comienzan a formarse otros anticlinales de eje ONO-ESE en relación con los cuales la Unidad U₂² presenta abanicos de capas.

Se indica, finalmente, que las Unidades U₁ y U₂ están representadas al Norte de Fuencalderas por la litofacies de areniscas y lutitas e incluso la de lutitas y areniscas, correspondientes a los sectores medio a distal del abanico de Luesia. Sorprendentemente, la potencia de la Unidad U₁ es aquí mayor que en el sector más proximal de Biel del mismo abanico. En la Unidad U₂ y para las megasecuencias U₃¹ y U₃² es posible comprobar que persiste esta situación entre Fuencalderas y el sector del río Arba de Luesia (figura 2.33).

Este hecho obedece a un fenómeno de subsidencia diferencial que puede ser atribuido al desarrollo del sinclinal de Fuencalderas y/o al efecto producido en el margen de la Cuenca por el incremento de carga que supone el emplazamiento de las sucesivas láminas del frente de cabalgamiento surpirenaico.

6.3.- UNIDAD TECTOSEDIMENTARIA U₃-N₁ (Ageniense-Aragoniense inferior)

Como se ha dicho con anterioridad, esta Unidad es la de mayor afloramiento en el área estudiada. A lo largo de ella se registran cambios paleogeográficos notables que hacen recomendable su exposición en varios esquemas paleogeográficos (figuras 6.6, 6.7, 6.8 y 6.9).

6.3.1.- Esquema paleogeográfico durante la sedimentación de la Unidad U₃¹

Tras el máximo diastrófico que da lugar al límite entre las Unidades U₂/U₃-N₁, durante la sedimentación de la Unidad U₃¹ el esquema paleogeográfico en el área de la Cuenca del Ebro permanece prácticamente idéntico al que se tenía para el techo de la Unidad U₂² (figura 6.5): los abanicos fluviales de Uncastillo y Luesia muestran posiciones similares y clastos de la misma composición, por lo que reflejan el rejuvenecimiento de la misma área fuente septentrional. Es muy probable que los abanicos de San Juan de la Peña y Peña Oroel ya no sean funcionales y hayan pasado a situación erosiva. En el frente de las Sierras Exteriores prosigue la sedimentación de los abanicos marginales de Agüero, Murillo y Riglos (el abanico de Riglos consta, en realidad, de varios abanicos más pequeños coalescentes); su sedimentación se relaciona con la fosilización de las láminas iniciales del sistema cabalgante de Riglos.

Durante dicho máximo y en relación con estructuras preexistentes dentro de la Cuenca se producen algunos hechos notables: en las áreas afectadas por los pliegues de Uncastillo y Fuencalderas, la Unidad U₃¹ presenta localmente abanicos de capas, que dan lugar a variaciones de potencia en los flancos de aquéllos, evidenciando su actuación sinsedimentaria. Los anticlinales desarrollados entre Agüero y Riglos presentan vergencia Sur. La actuación de dichos pliegues da lugar a la discordancia sintectónica que separa las Unidades U₂ y U₃. En el flanco Sur de ese anticlinal, la Unidad U₃¹, así como la megasecuencia U₃², se disponen formando un agudo sinclinal que se supraatenúa hacia techo.

En el margen de la Cuenca, la Unidad U₃¹ forma abanicos de capas que se articulan con la Unidad U₂² (áreas de Uncastillo y Luesia), o bien discordancias angulares sobre el sustrato constituido por las Sierras Exteriores.

A lo largo de la sedimentación de esta Unidad se produce una degradación del relieve del área fuente, como consecuencia del inicio de una etapa de actividad tectónica decreciente, cuyo mínimo se sitúa en el límite U_3^1/U_3^2 .

6.3.2.- Esquema paleogeográfico durante la sedimentación de la base de la megasecuencia U_3^2

A continuación del mínimo diastrófico que se registra en el límite U_3^1/U_3^2 se inicia una etapa de actividad diastrófica creciente, que conlleva un rejuvenecimiento progresivo del relieve del área fuente. El esquema paleogeográfico para el comienzo de dicha etapa se muestra en la figura 6.6. Los abanicos fluviales de Uncastillo y Luesia presentan posiciones similares a las que tenían durante la Unidad U_3^1 ; la morfología y composición de los clastos (esencialmente de areniscas de la Formación Campodarbe y, en menor proporción de calizas, así como de cuarzo, cuarcita y lidita) indica que el área fuente es principalmente la Cuenca de Jaca, así como las Sierras Marginales y la Zona Axial.

Tanto los sectores proximales como los medios de estos abanicos muestran un desarrollo menor que durante las Unidades U_2^2 o U_3^1 . Por primera vez se reconoce la extensión total de los sectores medio-distal y distal (litofacies de lutitas y areniscas y de lutitas). Cabe señalar que los cursos fluviales arenosos pueden poseer tramos meandriformes desde muy cerca de las facies proximales.

Los abanicos marginales de Agüero, Murillo y Riglos presentan, igualmente, escaso desarrollo de los sectores proximales y medios; sus cursos fluviales arenosos son colectados por el sistema fluvial procedente del abanico de Luesia. Al Este y Noreste de Ayerbe existen depósitos arenosos, posiblemente relacionados con un abanico marginal de cuyo sector proximal no se tienen datos. Todos estos abanicos marginales proceden de las Sierras Exteriores. De acuerdo con la evolución estructural, se encontrarían fosilizando las primeras láminas del sistema cabalgante de Riglos, aunque es probable que ya empezasen a actuar nuevas láminas cabalgantes de este sistema.

Para el momento que se analiza, se aprecia que los cursos procedentes de los abanicos de Uncastillo y Luesia alimentan un área lacustre situada al Sur. La parte Noreste de ésta recibe aportes del Noreste, o sea, del sistema Huesca (definido por HIRST, 1983). En la figura 6.6 se ha representado la situación correspondiente a un momento de nivel lacustre alto, es decir, a un lago carbonatado de tipo LG1. El nivel bajo

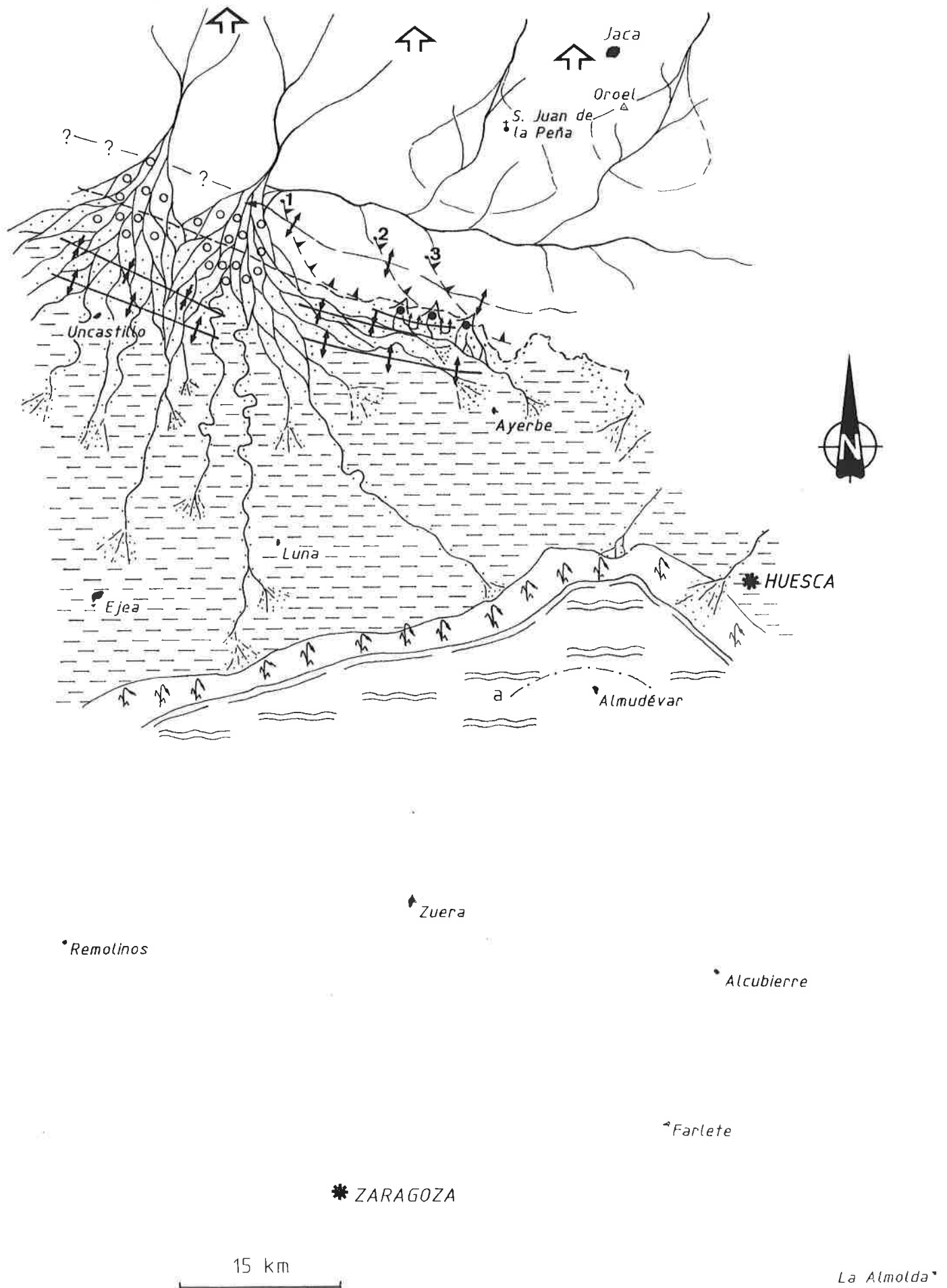


Figura 6.6.- Esquema paleogeográfico para la base de la megasecuencia U_3^2 en un momento de nivel lacustre alto, a: nivel del lago sulfatado.

de este lago está representado por el desarrollo de lagos sulfatados (LG2), cuyas áreas marginales (llanuras lutíticas salinas) se extienden hacia el Norte hasta aproximadamente la localidad de Almudévar. Es decir, las orillas de este tipo de lago se encuentran a alrededor de 15 km. al Sur de las orillas del lago carbonatado LG1.

La etapa de deformación creciente que se inicia en la base de la megasecuencia U₃² supone la reactivación de los pliegues preexistentes dentro de la Cuenca (Uncastillo y Fuencalderas), de manera que, en relación con dichas estructuras, el depósito de esta megasecuencia sigue mostrando abanicos de capas. Dichos pliegues condicionan, en parte, la distribución de los cursos fluviales y su sinuosidad: la elevación de las áreas anticlinales de Uncastillo y Fuencalderas controla el encauzamiento de la red fluvial hacia las zonas más deprimidas (entre dichos anticlinales y a lo largo del sinclinal de Fuencalderas). Por otra parte, los cursos fluviales entrelazados se encuentran con un cambio de pendiente al llegar a las áreas que se están elevando (anticlinal de Uncastillo), que provoca el desarrollo de tramos meandriformes. La red que discurre hacia el Este paralela al margen de la Cuenca y que emerge en la terminación del anticlinal de Fuencalderas sufre un desconfinamiento y encuentra una pendiente menor, que determina la expansión de los flujos dando lugar a la proliferación de depósitos laminares, característica del área de Ayerbe.

La citada disminución de pendiente se interrelaciona con una mayor tasa de sedimentación en dicha área, posiblemente debida a la contribución de los abanicos marginales.

En resumen, durante el depósito de la base de la megasecuencia U₃², los abanicos aluviales (fluviales y marginales) muestran un escaso desarrollo de los sectores proximales y medios, mientras los distales alcanzan gran extensión; el área lacustre relacionada recibe aportes tanto de los abanicos de Luesia y Uncastillo (sistema de Luna), como del sistema de Huesca.

6.3.3.- Esquema paleogeográfico durante la sedimentación del techo de la megasecuencia U₃²

La sedimentación en este momento se produce durante la etapa de actividad diastrófica creciente iniciada en la base de la megasecuencia U₃². Como consecuencia, se asiste a un incremento del relieve del área fuente (tanto de los abanicos fluviales como de

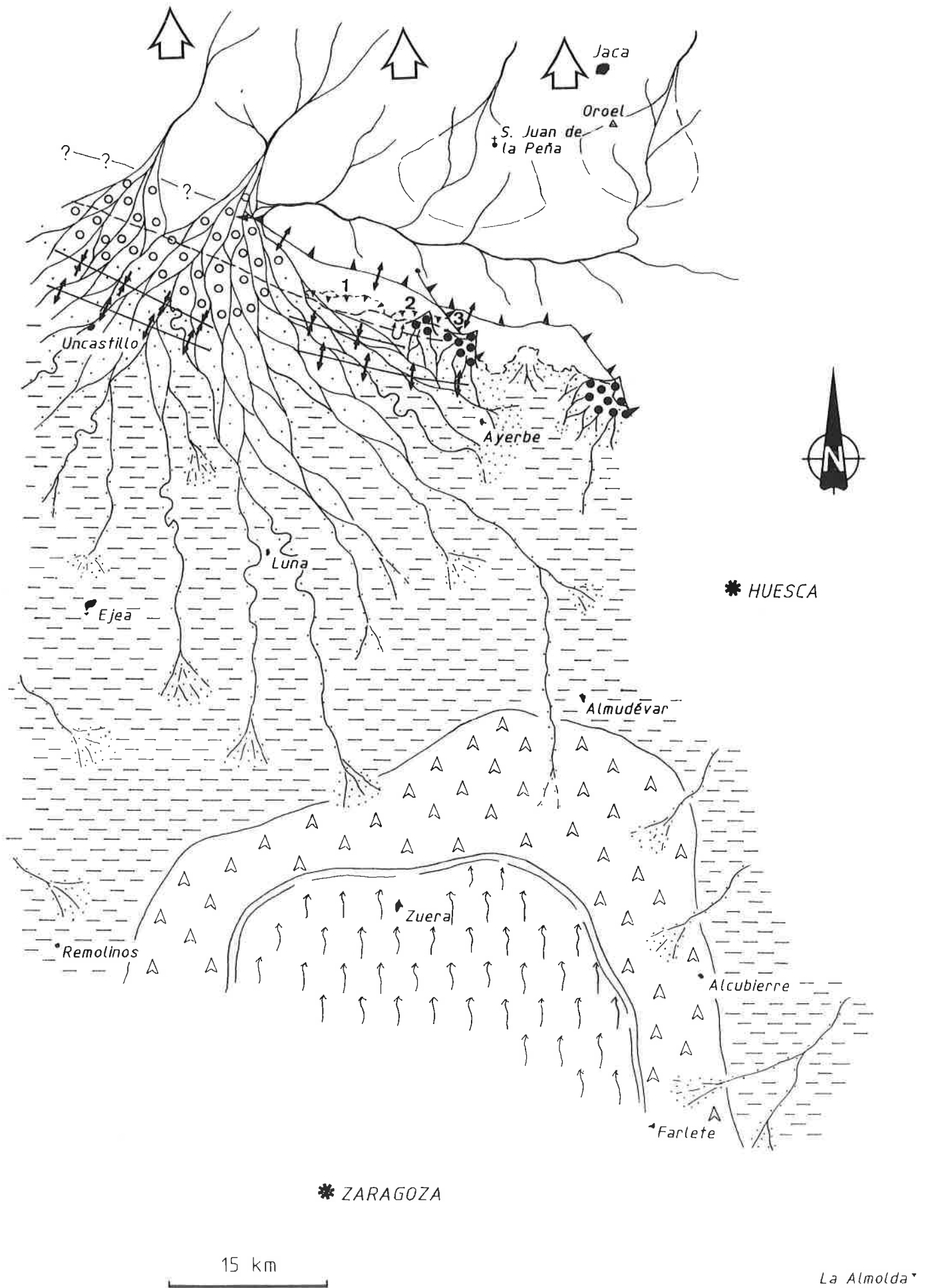


Figura 6.7.- Esquema paleogeográfico para el techo de la megasecuencia U_3^2 en un momento de nivel lacustre bajo.

los marginales) que da lugar al avance de los abanicos ya existentes y a la creación de otros nuevos (figura 6.7):

Los abanicos fluviales de Uncastillo y Luesia registran un importante desarrollo de todos sus sectores. Los cursos arenosos muestran gran diversidad del estilo fluvial, con tramos meandriiformes desde muy cerca de los sistemas conglomeráticos entrelazados. El sector medio del abanico de Luesia posee una considerable extensión hacia el Este-Sureste, mientras en sentido longitudinal pasa en corto espacio al sector medio-distal.

Al pie de las Sierras Exteriores se localizan tres abanicos marginales: el situado al Norte de Murillo, ya existente durante la base de la megasecuencia U₃², y dos nuevos, el de Linás de Marcuello (al Este de Riglos) y el ubicado al Noreste de Aniés (al Noreste de Ayerbe). Estos tres muestran una extensión considerable de las facies proximales con respecto a las megasecuencias anteriores. Sus cursos fluviales arenosos tienen corto recorrido y son colectados por los provenientes del abanico de Luesia (Murillo y Riglos) o pasan en corto espacio en una amplia llanura lutítica (Aniés). Estos abanicos marginales proceden de las Sierras Exteriores y, según la evolución estructural, se asocian al emplazamiento de nuevas láminas cabalgantes del sistema de Riglos, en relación con el cabalgamiento frontal surpirenaico. En este momento se produce el plegamiento de las unidades cabalgantes previas (San Felices, Punta Común y láminas inferiores del sistema de Riglos), en relación con la etapa más importante de creación del anticlinal de Santo Domingo-Salinas. El desarrollo de esta estructura conlleva un giro en sentido horario de las Sierras Exteriores aragonesas (MILLAN y POCOVI, en prensa).

En relación con la actividad tectónica creciente que se registra durante esta Unidad, en el interior de la Cuenca se sigue apreciando la actuación sinsedimentaria de los pliegues de Uncastillo y Fuencalderas. Su actuación favorece, en parte, la mayor extensión que presenta el sector medio del abanico de Luesia hacia el Este y Sureste, mientras limita el alcance de dicho sector en sentido longitudinal (tanto para el abanico de Luesia como para la parte estudiada del abanico de Uncastillo). Estas estructuras también pueden controlar el estilo de la red fluvial en algunos puntos. Por el contrario, no se tiene evidencia de la actuación del anticlinal de Agüero-Riglos durante esta megasecuencia ni posteriormente a ella.

En el sector meridional existe un área lacustre alimentada por los abanicos de Uncastillo y Luesia, fundamentalmente por este último, así como por aportes procedentes del Noreste (sistema de Huesca). Al Norte de Remolinos se detectan paleocorrientes del

Noroeste, de las que podría pensarse -a partir de la distribución de litofacies y de observaciones realizadas fuera del área de estudio- que proceden de la Cordillera Pirenaica. Sin embargo, también cabe la posibilidad de que se trate de las partes distales de un sistema fluvial colector que discurría según la actual dirección del río Ebro. Sectores más proximales de un colector con esta orientación han sido descritos por MUÑOZ (1991) en el sector riojano de la Cuenca del Ebro para la Unidad A5 (=U₃-N₁).

En la figura 6.7 se ha representado el área lacustre para un momento de nivel bajo, es decir, cuando el lago es sulfatado (tipo LG2). Este muestra una amplia franja correspondiente a la llanura lutítica salina que bordea al lago *s.s.* Estos lagos alternan en el tiempo con lagos carbonatados de tipo LG1, cuya extensión hacia el Norte superaría las orillas de los lagos sulfatados, y posiblemente ocuparía una posición un poco más meridional que la que tenían los lagos LG1 durante la base de la megasecuencia U₃².

A partir de todo lo expuesto se concluye que el avance que experimentan los abanicos aluviales hacia el Sur lleva consigo la reducción o desplazamiento progresivo del área lacustre *s.l.*

A lo largo del tiempo de sedimentación de esta megasecuencia se produce un incremento progresivo del relieve del área fuente, correlativo a una etapa de actividad tectónica creciente, cuyo máximo relativo tiene lugar en el límite U₃²/U₃³. En relación con ella el avance de los abanicos hacia el Sur es máximo y llegaría a superar el representado en la figura 6.7.

6.3.4.- Esquema paleogeográfico durante la sedimentación de la parte central de la megasecuencia U₃³

A partir del máximo diastrófico relativo registrado en el límite U₃²/U₃³ se inicia una corta etapa de retroceso muy rápido de los abanicos aluviales.

Tras ella se vuelve a un incremento de la actividad tectónica con el consiguiente rejuvenecimiento del área fuente y el avance de los abanicos hacia la Cuenca a lo largo de lo que resta de la megasecuencia U₃³. Este hecho no se aprecia en el área lacustre situada al Sur, sino que a partir del límite U₃²/U₃³ se registra una expansión progresiva de la misma.

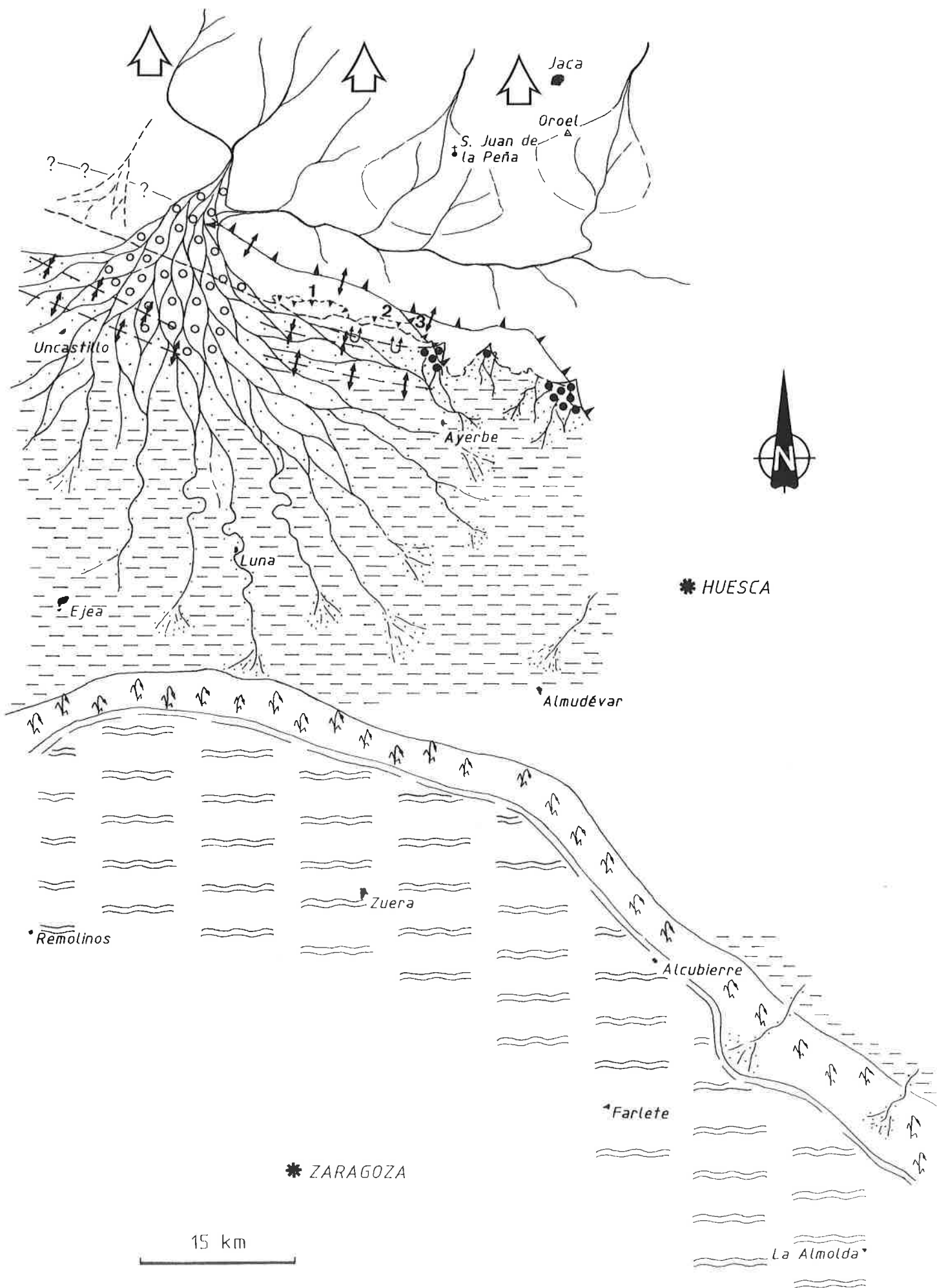


Figura 6.8.- Esquema paleogeográfico para la parte central de la megasecuencia U_3^3 en un momento de nivel lacustre alto (extensión mínima).

En la figura 6.8 se representa el esquema paleogeográfico para este momento. Uno de los hechos más relevantes es la captura del abanico de Uncastillo por el de Luesia, de modo que en este momento sólo existe un abanico fluvial, cuyo ápice ocupa una situación similar a la que tenía durante etapas previas. El abanico de Luesia muestra buen desarrollo de sus diferentes sectores, destacando el importante avance de las facies conglomeráticas y la extensión de los sectores proximal-medio y medio hacia el Este-Sureste.

La composición de los clastos sigue siendo predominantemente de areniscas de la Formación Campodarbe, si bien se observa un pequeño aumento de la proporción y del tamaño de los clastos de lidita. Todos ellos presentan, en general, un buen redondeamiento, superior al de las megasecuencias anteriores. Todo ello, junto con las características fluviales que presenta este abanico, induce a pensar en un recorrido largo y en el reciclado de formaciones conglomeráticas de la Cuenca de Jaca. La Cuenca de Jaca sigue siendo la principal fuente de aportes y se puede pensar que las Sierras Marginales y el Pirineo Axial han contribuido en mayor proporción que durante la sedimentación de las megasecuencias previas.

En el sector oriental se aprecia la existencia de tres abanicos marginales: los de Linás de Marcuello y Aniés, ya existentes, y uno nuevo, de reducidas dimensiones entre estos dos. Los de mayor extensión de facies proximales son los dos primeros. Los cursos fluviales arenosos de estos tres tienen escaso desarrollo longitudinal: o bien son colectados por el sistema fluvial procedente del abanico de Luesia, o bien pasan rápidamente a depósitos distales (llanura lutítica) e incluso pueden mostrar depósitos carbonatados lacustres próximos al margen. La sedimentación de estos abanicos marginales, procedentes de las Sierras Exteriores, debe obedecer a la actuación del cabalgamiento frontal surpirenaico, con creación de nuevas láminas cabalgantes al tiempo que prosigue el plegamiento del anticlinal de Santo Domingo-Salinas.

Durante la sedimentación de esta megasecuencia, los pliegues de Uncastillo y Fuencalderas comienzan a dejar de ser activos, como se deduce de la progresiva atenuación de la deformación de los estratos en los flancos de dichas estructuras. Sin embargo, los relieves creados anteriormente por dichos pliegues parecen seguir condicionando la distribución de la red fluvial. En el margen de la Cuenca, esta megasecuencia se halla en aparente continuidad estratigráfica sobre la U₃². En el sector proximal del abanico de Linás se aprecia un abanico de capas que se abre hacia el Sur-

Suroeste y que presenta un dispositivo en *onlap*, fosilizando una lámina cabalgante previa del sistema de Riglos.

En el sector meridional existe un área lacustre de extensión considerable alimentada por el abanico de Luesia y por aportes procedentes del Noreste (sistema de Huesca). En la figura 6.8 se ha representado dicha área durante un momento de nivel lacustre alto, es decir, correspondiente al desarrollo de lagos carbonatados de tipo LG1; este tipo de lagos muestra una orla palustre que bordea al área lacustre *s.s.* Los lagos de tipo LG1 alternan en el tiempo con lagos sulfatados (LG2), cuyas orillas se encontrarían a aproximadamente 5-15 km. al Sur de las orillas palustres. Además, a partir del análisis estratigráfico se deduce que a lo largo de la megasecuencia U₃³ existe una progresiva expansión del área lacustre.

La posición de las orillas de esta área lacustre, al menos durante el nivel alto, se encuentra más hacia el Norte que durante el techo de la megasecuencia U₃².

Todos estos hechos señalan la desconexión en la evolución entre el sector septentrional y el meridional, pues el avance del abanico de Luesia se corresponde con una expansión del área lacustre. Al mismo tiempo se aprecia que a lo largo de esta expansión los lagos sulfatados alcanzan en algunos momentos áreas progresivamente más septentrionales y se superponen, parcialmente, a los depósitos lacustres carbonatados preexistentes.

En definitiva, para la parte central de la megasecuencia U₃³ se asiste a un aumento de la aridez climática, aunque dentro del contexto más general de evolución hacia un clima más húmedo que corresponde a la Unidad U₃-N₁.

6.3.5.- Esquema paleogeográfico durante la sedimentación del techo de la Unidad U₃-N₁

Para este momento no se tienen datos del sector septentrional, ya que allí no se ha identificado el techo de la Unidad.

En el sector meridional se detecta la llegada esporádica de aportes detríticos procedentes del Norte (figura 6.9): del Noreste en la vertiente oriental de la Sierra de Alcubierre y del Norte-Noreste en la vertiente noroccidental de los Montes de Castejón. No puede decirse con seguridad a qué sistemas aluviales pertenecen, pues para el abanico

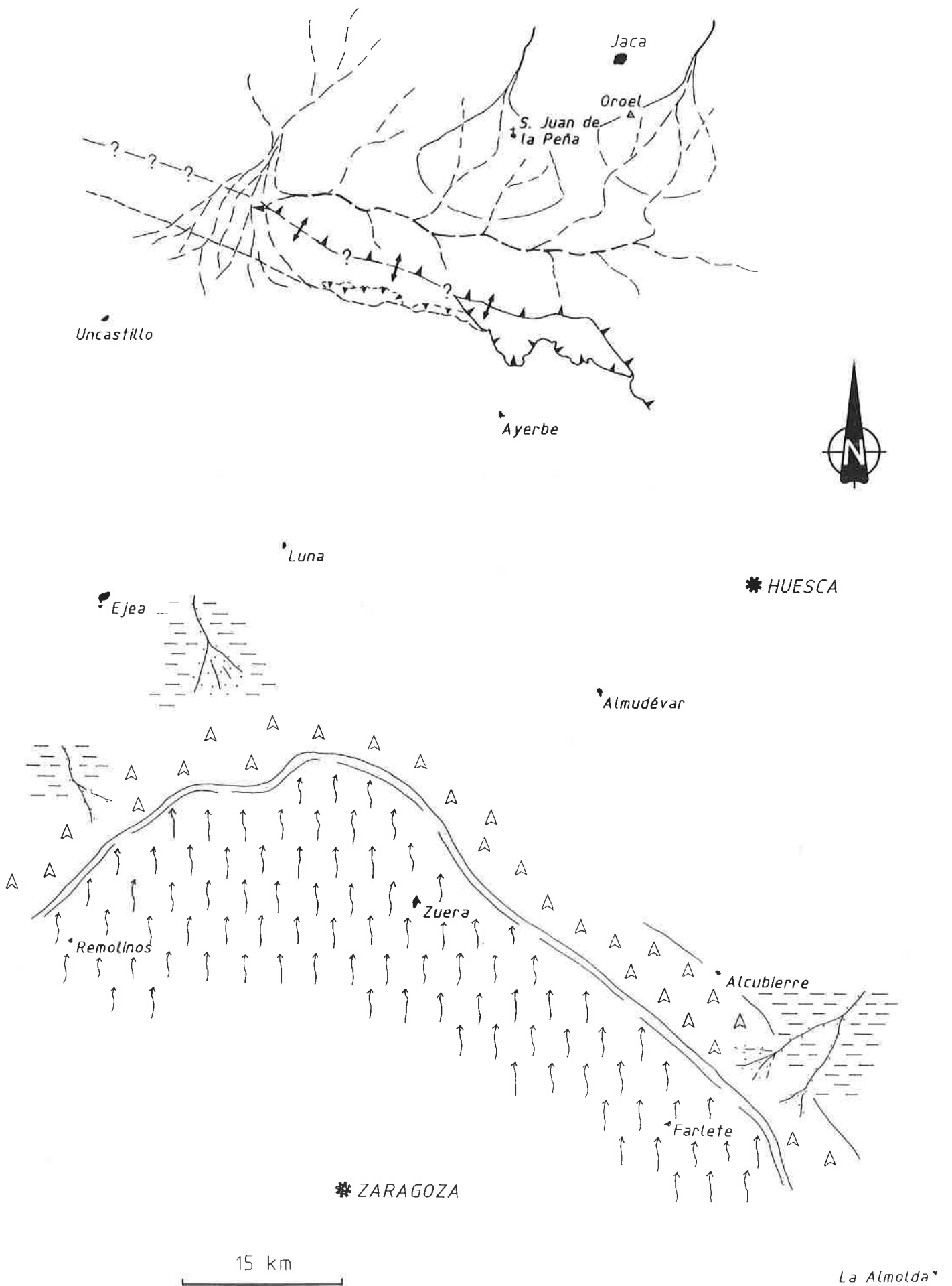


Figura 6.9.- Esquema paleogeográfico para el techo de la Unidad U₃-N₁ en un momento de nivel lacustre bajo.

de Luesia ya no se tiene registro sedimentario y en el caso de los aportes del Noreste no se sabe si existen equivalentes más proximales del sistema de Huesca.

En cualquier caso, dichos aportes tienen su nivel de base en un área lacustre relativamente extensa. En la figura 6.9 se ha representado la correspondiente a un momento de nivel bajo, o sea, a un lago sulfatado (LG2). Este presenta una franja correspondiente a la llanura lutítica salina, donde dominan los procesos de bombeo evaporítico. El nivel alto correlativo de este lago (lagos carbonatados de tipo LG1) se prolonga hacia el Norte, como mínimo, hasta Almudévar-Sur de Ejea (véase figura 3.80); de esta forma, las orillas correspondientes a los niveles alto y bajo distan al menos 10-15 km. (considerando como referencia las orlas palustres y llanuras lutíticas salinas).

Con referencia a situaciones previas (techo U₃², parte media de U₃³), se observa que durante la sedimentación del techo de la Unidad U₃-N₁ existe un progresivo aumento de la extensión del área lacustre hacia el Norte, tanto para los niveles altos (LG1) como para los bajos (LG2). A lo largo de esta expansión se aprecia que la sedimentación correspondiente a los lagos sulfatados se hace más frecuente hacia el final de la Unidad. Esta evolución sugiere un aumento relativo de la aridez climática, dentro de una tendencia general hacia un clima con carácter más húmedo (figura 5.3).

Este hecho parece producirse a mayor escala, ya que en el margen Sur de la Cuenca del Ebro, los depósitos correlativos a este momento constan casi exclusivamente de facies sulfatadas (figura 3.91).

Con respecto a la manifestación de la actividad tectónica dentro del área lacustre, las únicas estructuras que denotan inestabilidad son las "sismitas" y la presencia de fracturas normales de dirección N-S y de carácter local (apartado 2.3).

En el margen pirenaico, en ausencia de sedimentación conocida para este momento, es imposible saber si existen estructuras activas. Teniendo en cuenta la evolución propuesta por MILLAN y POCOVI (en prensa), una vez emplazadas las últimas láminas del sistema cabalgante de Riglos, ya no se crean más cabalgamientos y la deformación se absorbe mediante el plegamiento del cabalgamiento frontal surpirenaico. Cabe la posibilidad de que durante la sedimentación final de la Unidad U₃-N₁ continuase dicho plegamiento. Estas consideraciones se hacen con reservas ya que no se tienen pruebas suficientes.

6.4.- UNIDAD TECTOSEDIMENTARIA N₂ (Aragoniense medio y superior).

Sólo se tiene registro sedimentario en el sector meridional, donde existe un área lacustre cuya evolución a lo largo del tiempo hace aconsejable exponer la paleogeografía de esta Unidad en dos esquemas (figuras 6.10 y 6.11).

6.4.1.- Esquema paleogeográfico durante la sedimentación de la base de la Unidad N₂

En la figura 6.10 se ha representado el área lacustre para un momento de nivel lacustre bajo correspondiente a un lago carbonatado salino (modelo LG1). En él, las facies dominantes son las calizas laminadas y las margas. Es posible diferenciar una zona oriental dominada por una dinámica de oleaje, donde es frecuente la estratificación cruzada *hummocky*, así como los *ripples* de oscilación, y una zona occidental más tranquila, donde sólo de forma esporádica existen estructuras de tipo *hummocky* y domina la laminación paralela, con *ripples* de oleaje subordinados.

Todo ello es indicio de que esta área lacustre está sometida a tormentas con vientos fuertes; la distribución de estructuras indica que estos vientos podrían proceder del Oeste o del Suroeste. Durante estas épocas, las orillas orientales podrían verse desplazadas hacia el Este por el viento, con una momentánea elevación local del nivel lacustre. El fuerte oleaje ocasionado daría lugar a las HCS. Cuando la tormenta cesa y el nivel vuelve a su posición de calma, los flujos de retroceso dan lugar a incisiones de dirección aproximada E-O. Aguas adentro podrían generar depósitos turbidíticos (subfacies Cl.3). Cabe esperar que las orillas occidentales también sufriesen un desplazamiento en el sentido del viento y, por tanto, momentáneos descensos de la lámina de agua, por todo lo cual es lógico que en ellas sólo se desarrollen estructuras de tipo HCS excepcionalmente.

Durante las fases de calma, en las orillas y zonas poco profundas proliferan microorganismos constructores de estromatolitos.

Estos lagos carbonatados salinos son muy someros y se desarrollan durante períodos en que los aportes superficiales son escasos y corresponden principalmente a flujos laminares intermitentes originados en las épocas de lluvia torrencial. Los aportes permanentes vía superficie son minoritarios y se restringen a unos pocos canales que alcanzan el área lacustre; tienen procedencia septentrional: del Noreste en la vertiente

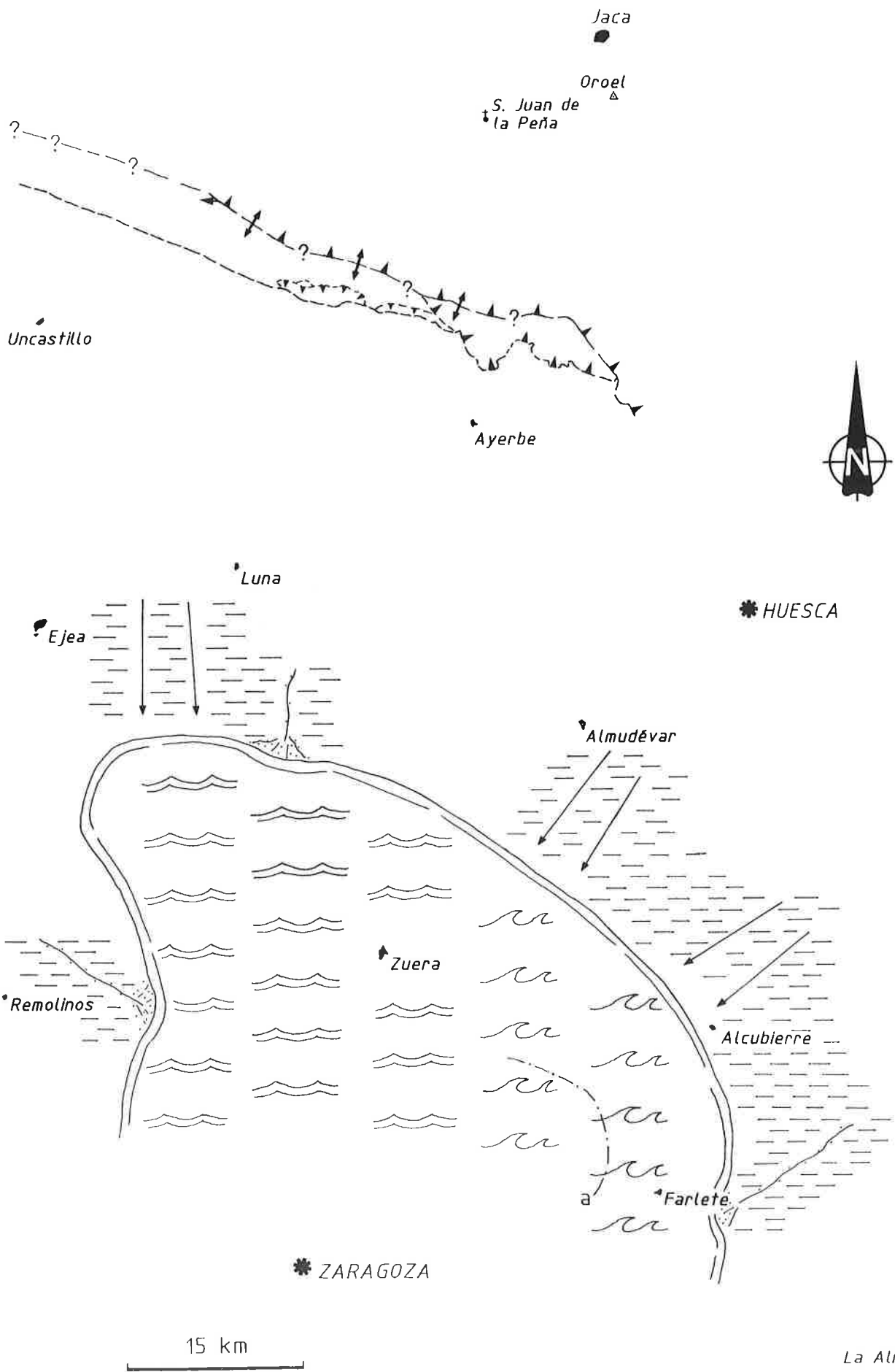


Figura 6.10.- Esquema paleogeográfico para la base de la Unidad N₂ en un momento de nivel lacustre bajo (lago carbonatado salino). a: nivel del lago sulfatado.

oriental de la Sierra de Alcubierre y del Norte y Noroeste en los Montes de Castejón (ver figura 6.10).

Dentro de este contexto de lago carbonatado salino, si los aportes disminuyen baja aún más el nivel, las aguas se hacen más concentradas y se alcanza la precipitación de sulfatos (modelo de lagos LG2). Este descenso del nivel lleva consigo la exposición subaérea de las antiguas orillas del lago carbonatado salino, que quedan sometidas a importantes procesos de bombeo evaporítico. No se sabe con certeza cuál sería la distancia entre las orillas del lago carbonatado salino y las del lago sulfatado *s.l.*, es decir, la extensión de la llanura fangosa salina; en la figura 6.10 se ha señalado como referencia el nivel del lago sulfatado para los depósitos yesíferos correspondientes al Miembro Perdiguera, que son posteriores a la base de la Unidad N₂.

Esta situación de lagos carbonatados salinos fue muy frecuente durante el inicio de la Unidad N₂, pero no única. Alternan en el tiempo con situaciones de nivel alto, que suponen una dilución y extensión del área lacustre y, por tanto, se relacionan con épocas más húmedas ("biostasia"). Las orillas en etapas de nivel alto alcanzarían como mínimo las localidades de Remolinos y La Almolda, y muy posiblemente llegarían hasta Luna. En otras palabras, la posición de las orillas durante el nivel lacustre alto se encontraría al menos a 10-15 km. con respecto a las del lago carbonatado salino y a 20-30 km. con respecto a las del lago sulfatado.

Teniendo en cuenta el carácter somero que se deduce a partir de las facies para estos lagos, se ha calculado (apartado 3.4) que la pendiente existente era mínima (del orden de 0,01°) y que pequeñas oscilaciones del nivel conducían a la desecación o implantación de condiciones lacustres en extensas áreas.

En cualquier caso, el inicio de la Unidad N₂ supone la sustitución drástica de los lagos sulfatados del techo de la Unidad U₃-N₁ por lagos carbonatados, si bien aún de características salinas en muchos momentos. De existir lagos sulfatados en ese instante, se situarían mucho más al Sur y ocuparían un área muy reducida. En efecto, en el margen meridional de la Cuenca (sectores de La Muela y La Plana), la Unidad N₂ corresponde también a lagos carbonatados salinos y no hay registro de lagos sulfatados.

Todo ello es indicativo, como ya se ha dicho anteriormente (apartado 5.2.2), de una tendencia hacia mayor humedad, que es confirmada por los análisis isotópicos.

Debe recordarse que el nivel de lago sulfatado representado en la figura 6.10 corresponde al Miembro Perdiguera, ya avanzada la Unidad, y es indicativo de una etapa más árida dentro de la tendencia climática general. Pero en cualquier caso puede verse que la situación de este lago es también más meridional en relación a sus homólogos del techo de la Unidad U₃-N₁.

6.4.2.- Esquema paleogeográfico durante la sedimentación del techo de la Unidad N₂

En la figura 6.11 aparece representada el área lacustre para un momento de nivel alto, que corresponde al desarrollo de un lago carbonatado de tipo LG1. Este muestra una orla palustre en torno al área lacustre *s.s.* La extensión de este tipo de lagos durante el tiempo que se analiza supera la que tenían durante el inicio de la Unidad N₂, así como la de megasecuencias previas (excepto en el caso de la base de la megasecuencia U₃²).

Estos lagos carbonatados son someros y se desarrollan durante épocas húmedas, en las que los aportes vía superficie son permanentes e importantes. Como se muestra en la figura 6.11, los aportes proceden del Norte: del Noreste en la Sierra de Alcubierre y del Norte y Noroeste en los Montes de Castejón.

La situación de nivel alto de los lagos carbonatados LG1 fue progresivamente más frecuente a lo largo de la Unidad N₂, con la excepción ya señalada del Miembro Perdiguera, pero tanto en los Montes de Castejón como en la Sierra de Alcubierre, la sedimentación de esta Unidad culmina con la expansión generalizada de un lago carbonatado de tipo LG1. La colmatación de éste supone la generalización del ambiente palustre en el área de los relieves citados y finalmente su desecación, de manera que los antiguos depósitos lacustres *s.l.* quedan expuestos a procesos de erosión subaérea. La superficie sobre la que tienen lugar estos procesos corresponde a la superficie de ruptura N₂/N₃. La duración de la interrupción sedimentaria que representa es suficiente para permitir la consolidación del sustrato carbonatado (techo de la Unidad N₂) y el desarrollo de incrustaciones estromatólficas en las acanaladuras que surcan dicha superficie (ARENAS y PARDO, 1991).

Con referencia a la manifestación de la actividad tectónica en el área lacustre, no existen pruebas suficientes que indiquen que su evolución sedimentaria estuviera controlada por dicha actividad en el margen pirenaico, aunque a lo largo del tiempo son

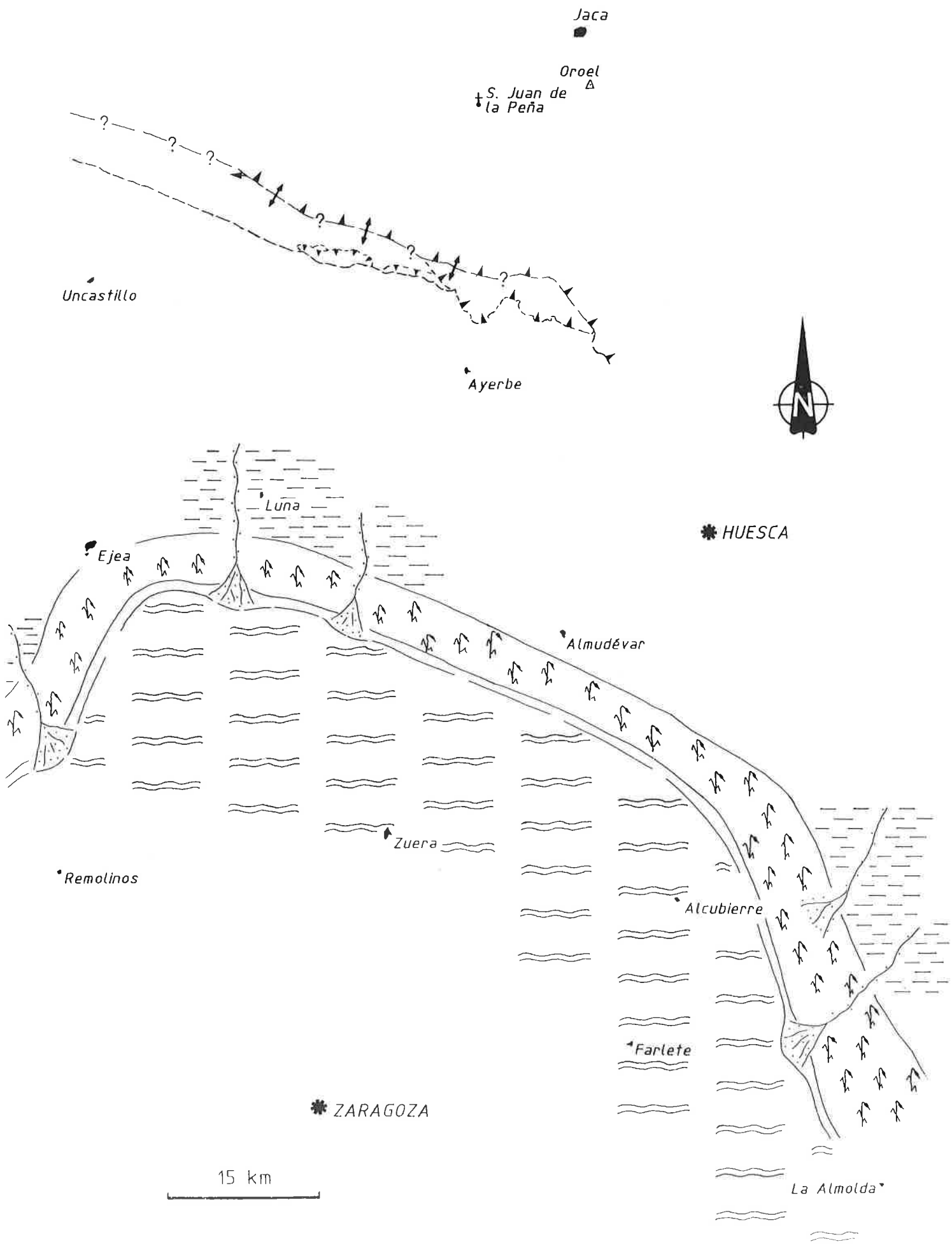


Figura 6.11.- Esquema paleogeográfico para el techo de la Unidad N₂ en un momento de nivel lacustre alto (extensión mínima).

comunes las estructuras denominadas "sismitas". Por el contrario, ya se ha dicho que parece existir un control climático dentro del área estudiada.

La parte más alta de esta Unidad registra una fase de inestabilidad tectónica relacionada con el límite N₂/N₃, que se manifiesta por la creación de pliegues sinsedimentarios locales (sinclinal supraatenuado al Este de Perdiguera, en la vertiente occidental de la Sierra de Alcubierre), discordancias locales (en Monte Oscuro), deslizamientos de pequeña escala y fisuración ("sismitas"). Estas estructuras están asociadas a fallas de plano casi vertical y de dirección N-S.

6.5.- UNIDAD TECTOSEDIMENTARIA N₃ (Aragoniense superior - Vallesiense)

El esquema paleogeográfico de esta Unidad (figura 6.12) muestra un desplazamiento importante del área lacustre hacia el Sur con respecto a la posición de los lagos del Aragoniense medio y superior. Este desplazamiento va acompañado por un avance importante de sistemas aluviales procedentes de la Cordillera Pirenaica. El área lacustre previa de la Unidad N₂ es invadida por un sistema de canales arenosos que discurren por una llanura lutítica extensa. Los cursos fluviales tienen escasa profundidad y, en general, son poco sinuosos.

No se sabe con seguridad si los depósitos de lutitas (lutitas ocreas y escasas areniscas) que se hallan en lo más alto de los Montes de Castejón podrían pertenecer a esta etapa de sedimentación.

El área lacustre alimentada por dicho sistema se sitúa al Sur y presenta un desarrollo preferente de lagos de tipo LG1, cuyas orillas más septentrionales se encontrarían a alrededor de 4-5 km. al Norte de Farlete. Por tanto, el desplazamiento hacia el Sur con respecto a las orillas del techo de la N₂ es de 20-30 km.

También se registra el desarrollo de lagos carbonatados salinos correspondientes a épocas de descenso del nivel lacustre.

Los episodios lacustres aparecen alternando en el tiempo con los depósitos aluviales, de manera que obedecen a momentos de expansión de un área lacustre situada al Sur.

A lo largo de la sedimentación de esta Unidad se observa un progresivo aumento de las facies lacustres (en especial las correspondientes a lagos carbonatados LG1) y una disminución de los aportes detríticos gruesos. Este hecho puede interpretarse como la respuesta a una evolución hacia un clima más húmedo.

Por otra parte, los datos isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) señalan esta misma tendencia.

La ruptura sedimentaria del límite N₂/N₃, así como las características tectónicas presentes en el techo de la Unidad N₂ y la base de N₃ son indicativas de una fase de actividad en el margen pirenaico, que conlleva el incremento del relieve en dicha zona y/o un aumento general de la pendiente de la Cuenca del Ebro hacia el Sur. Los depósitos detríticos de la Unidad N₃ reflejan el avance de los correspondientes abanicos aluviales, de los cuales no se tiene registro conocido en el margen.

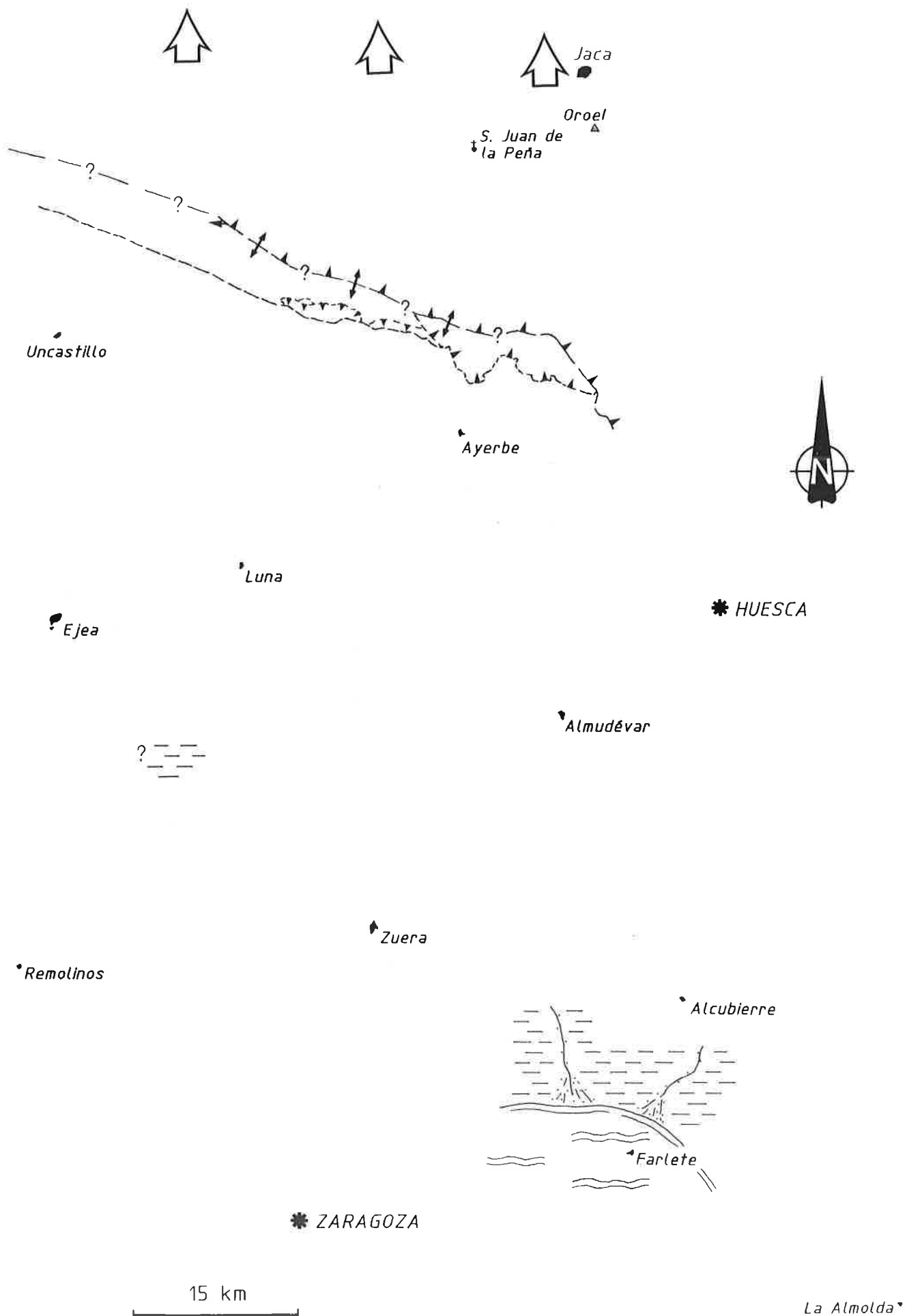


Figura 6.12.- Esquema paleogeográfico para la Unidad N₃

Paleogeografía

No puede decirse qué estructura o estructuras de la Cordillera Pirenaica serían las responsables de esta etapa de actividad, o si se trató de una fase de levantamiento epirogénico de dicha Cordillera.

6.6.- UNIDAD DE CONGLOMERADOS DE LA PEÑA DEL SOL

En la figura 6.13 se ha representado el posible esquema paleogeográfico para esta Unidad. Como se decía en apartados anteriores, el desconocimiento de su posición cronoestratigráfica precisa limita cualquier posibilidad de correlación con depósitos del sector meridional.

Las características de esta Unidad conglomerática apuntan que su sedimentación responde al desarrollo de abanicos de tipo fluvial (AA2).

Las observaciones realizadas en afloramientos puntuales señalan paleocorrientes procedentes del Noroeste. El excelente redondeamiento que presentan los clastos indica un transporte largo y/o el reciclado de otras formaciones conglomeráticas.

La composición de los clastos es mayoritariamente de areniscas de la Formación Campodarbe, pero con porcentajes menores de areniscas rojas de la Facies Garum y areniscas triásicas y pérmicas; también contienen clastos de calizas de formaciones paleozoicas.

Esta composición indica que, si bien la Cuenca de Jaca es la principal área fuente, incluyendo muy posiblemente los conglomerados de la Formación Bernués, también lo fueron las Sierras Marginales y el Pirineo Axial aunque, quizás, a través de los anteriores.

No puede decirse en qué contexto tectónico se produjo su sedimentación ni con qué estructuras de deformación estuvo asociada ésta, aunque sí es seguro que se produjo un rejuvenecimiento del relieve del área fuente pirenaica. En ésta se erosionan formaciones conglomeráticas previas.

La Unidad aparece cabalgada, por lo que tras su depósito existió una reactivación del relieve de las Sierras Exteriores aragonesas.

Supuesta su posición estratigráfica más alta, sobre la Unidad U₃-N₁, su esquema paleogeográfico aislado (figura 6.13) podría acoplarse con el correspondiente a la Unidad N₂ o a la N₃, aunque no se tiene ninguna prueba de ello.

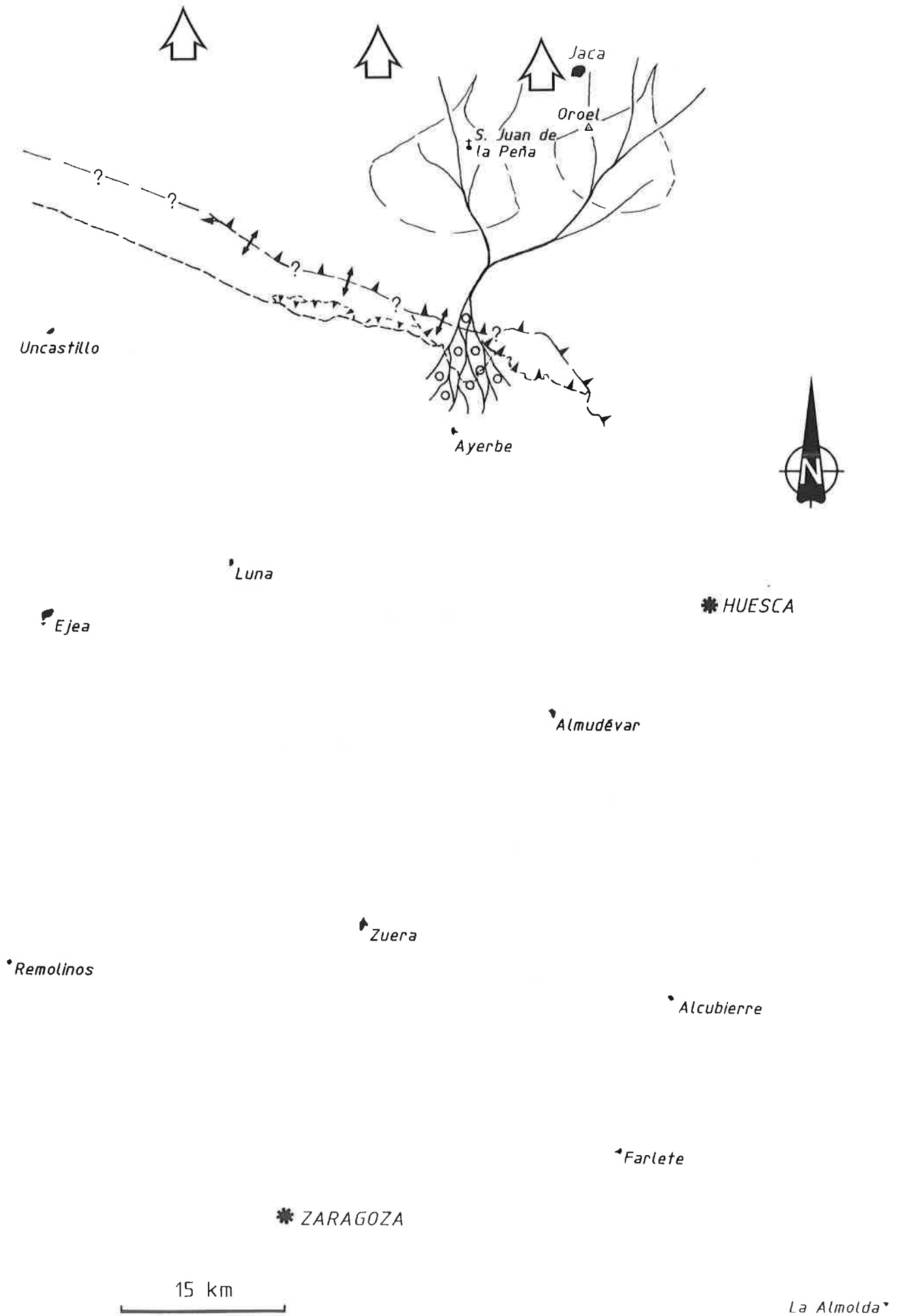


Figura 6.13.- Esquema paleogeográfico para la Unidad de conglomerados de la Peña del Sol.

7.- CONCLUSIONES

the 1990s, the number of people in the world who are illiterate has increased from 400 million to 600 million.

There are many reasons for this. One is that the population of the world is growing so fast that the number of people who are illiterate is increasing even though the percentage of illiterate people is decreasing.

Another reason is that the quality of education is poor in many countries. This means that many people who go to school do not learn enough to be able to read and write.

There are also many people who do not go to school at all. This is because they are too poor to afford to go, or because they have to work to help support their families.

Finally, there are many people who are illiterate because they were never taught to read and write. This is especially true in rural areas where there are no schools.

It is important to know how many people are illiterate because it helps us to understand the needs of these people. We can then try to help them by providing them with education and training.

There are many organizations that are working to help illiterate people. These organizations provide education and training to help people learn to read and write.

One of the most important things we can do to help illiterate people is to provide them with access to education. This means building schools and providing teachers and materials.

Another important thing we can do is to provide training to help people learn to read and write. This can be done in many ways, including through community-based programs.

Finally, we can help illiterate people by providing them with access to information. This can be done through radio, television, and other mass media.

It is important to know how many people are illiterate because it helps us to understand the needs of these people. We can then try to help them by providing them with education and training.

There are many organizations that are working to help illiterate people. These organizations provide education and training to help people learn to read and write.

One of the most important things we can do to help illiterate people is to provide them with access to education. This means building schools and providing teachers and materials.

Another important thing we can do is to provide training to help people learn to read and write. This can be done in many ways, including through community-based programs.

Finally, we can help illiterate people by providing them with access to information. This can be done through radio, television, and other mass media.

It is important to know how many people are illiterate because it helps us to understand the needs of these people. We can then try to help them by providing them with education and training.

There are many organizations that are working to help illiterate people. These organizations provide education and training to help people learn to read and write.

One of the most important things we can do to help illiterate people is to provide them with access to education. This means building schools and providing teachers and materials.

Another important thing we can do is to provide training to help people learn to read and write. This can be done in many ways, including through community-based programs.

Finally, we can help illiterate people by providing them with access to information. This can be done through radio, television, and other mass media.

It is important to know how many people are illiterate because it helps us to understand the needs of these people. We can then try to help them by providing them with education and training.

There are many organizations that are working to help illiterate people. These organizations provide education and training to help people learn to read and write.

One of the most important things we can do to help illiterate people is to provide them with access to education. This means building schools and providing teachers and materials.

Another important thing we can do is to provide training to help people learn to read and write. This can be done in many ways, including through community-based programs.

Finally, we can help illiterate people by providing them with access to information. This can be done through radio, television, and other mass media.

It is important to know how many people are illiterate because it helps us to understand the needs of these people. We can then try to help them by providing them with education and training.

There are many organizations that are working to help illiterate people. These organizations provide education and training to help people learn to read and write.

One of the most important things we can do to help illiterate people is to provide them with access to education. This means building schools and providing teachers and materials.

Another important thing we can do is to provide training to help people learn to read and write. This can be done in many ways, including through community-based programs.

Finally, we can help illiterate people by providing them with access to information. This can be done through radio, television, and other mass media.

It is important to know how many people are illiterate because it helps us to understand the needs of these people. We can then try to help them by providing them with education and training.

There are many organizations that are working to help illiterate people. These organizations provide education and training to help people learn to read and write.

One of the most important things we can do to help illiterate people is to provide them with access to education. This means building schools and providing teachers and materials.

Another important thing we can do is to provide training to help people learn to read and write. This can be done in many ways, including through community-based programs.

Finally, we can help illiterate people by providing them with access to information. This can be done through radio, television, and other mass media.

It is important to know how many people are illiterate because it helps us to understand the needs of these people. We can then try to help them by providing them with education and training.

There are many organizations that are working to help illiterate people. These organizations provide education and training to help people learn to read and write.

7.- CONCLUSIONES

A continuación se exponen, de forma resumida, las principales conclusiones obtenidas a partir de este trabajo:

Estratigrafía

- En el margen pirenaico del sector central de la Cuenca del Ebro (provincias de Zaragoza y Huesca) se ha identificado la presencia de tres rupturas sedimentarias de tipo 1 dentro de la formación Uncastillo de SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970). Estas rupturas se manifiestan en el margen de la Cuenca como discordancias progresivas (abanicos de capas con aparente continuidad estratigráfica o discordancias sintectónicas) y hacen posible caracterizar las Unidades U₁, U₂ y U₃-N₁ en el sector septentrional, de las cuales sólo la U₃-N₁ aparece representada en el sector meridional.

- En el sector meridional se ha reconocido la existencia de dos rupturas sedimentarias de tipo 3, que permiten delimitar las Unidades U₃-N₁, N₂ y N₃. Estas dos últimas sólo existen actualmente en el sector meridional. La Unidad U₃-N₁ corresponde mayoritariamente a la formación Yesos de Zaragoza con sus pasos laterales hacia el Norte y el Este a la parte inferior de la formación Calizas de Alcubierre y a la formación detrítica de Sariñena, todas ellas definidas por QUIRANTES (1978). Las Unidades N₂ y N₃ corresponden enteramente a la Formación Alcubierre.

Dentro de la Unidad N₂, se define en este trabajo el Miembro Perdiguera como la parte de la Formación Alcubierre caracterizada por una presencia mayoritaria de yesos.

- En el sector septentrional, las Unidades U₁, U₂ y U₃-N₁ son U.T.S. fundamentales complejas, con evolución cíclica granodecreciente-granocreciente..

En la parte granocreciente de la Unidad U₃-N₁ se diferencian dos megasecuencias: U₃² y U₃³, separadas por un máximo granulométrico relativo.

En el sector meridional, las Unidades U₃-N₁, N₂ y N₃ se caracterizan como U.T.S. fundamentales elementales, con evolución granodecreciente más o menos compleja. Dentro de la U₃-N₁ de este sector se distingue un máximo granulométrico relativo, que se correlaciona con el que existe entre las megasecuencias U₃² y U₃³ en el sector septentrional, y que permite diferenciar una megasecuencia inferior y otra superior.

Conclusiones

• La correlación entre las Unidades establecidas en este trabajo y las definidas en el margen ibérico de la Cuenca del Ebro se basa, en parte, en la continuidad física y mayoritariamente en criterios de identidad en la evolución vertical y en los tipos de límites. Por otro lado, los yacimientos de vertebrados encontrados en las Unidades U₃-N₁ y N₃ son coherentes con esa correlación. La magnetoestratigrafía (HOGAN, 1993) aporta pocos datos seguros por la falta de referencias bioestratigráficas que permitan su calibrado, pero su reinterpretación sitúa la base de la Unidad U₁ aproximadamente en el límite Rupeliense-Chattiense. Todos estos datos permiten asignar a las Unidades unos intervalos temporales aproximados:

* U.T.S. U₁: Oligoceno superior, hasta base del Ageniense

* U.T.S. U₂: Ageniense

(U₁ y U₂ equivalen a la UTS T₄ del margen ibérico de la Cuenca)

* U.T.S. U₃-N₁ (=T₅): Ageniense-Aragoniense inferior

* U.T.S. N₂ (=T₆): Aragoniense medio-Aragoniense superior

* U.T.S. N₃ (=T₇): Aragoniense superior-Vallesiense

Sedimentología

• El análisis sedimentológico de las facies y de sus asociaciones en secuencias ha permitido caracterizar un conjunto de litofacies aluviales y lacustres, cuyas características definen subambientes de sedimentación particulares. El estudio de la distribución espacial de dichas litofacies indica la existencia de cuatro asociaciones de litofacies; dos ellas referibles a abanicos aluviales (AA1 y AA2) y otras dos a sistemas lacustres (LG1 y LG2).

• La asociación AA1 representa abanicos aluviales de escaso desarrollo y con procesos referibles a abanicos de baja eficacia de transporte (abanicos marginales de Agüero, Murillo de Gállego, Riglos, Linás de Marcuello y Aniés). Están presentes a lo largo de las Unidades U₁, U₂ y U₃-N₁.

• La asociación AA2 corresponde a abanicos aluviales con buen desarrollo de los diversos sectores y con procesos atribuibles a abanicos fluviales o abanicos de alta eficacia de transporte (abanicos de Luesia y Uncastillo). Esta asociación se reconoce a lo largo de las Unidades U₁, U₂ y U₃-N₁, pero su desarrollo completo sólo es

Conclusiones

perceptible en la U₃-N₁. Los abanicos fluviales de esta Unidad se identifican con el "sistema de Luna" de NICHOLS (1984). En la parte oriental de área de estudio se reconocen sectores distales de abanico referibles a la asociación AA2. Corresponden al "sistema de Huesca" de HIRST (1983).

- La asociación LG1 es referible a lagos carbonatados someros (2-4 m. máximo), con aportes permanentes vía superficie. Estos lagos evolucionan siguiendo ciclos de expansión - retracción de duración superior a 20.000 años. Presentan un nivel bajo caracterizado por facies carbonatadas salinas (calizas laminadas y estromatolíticas) y un nivel alto con facies de calizas masivas (lacustre *s.s.*) y bioturbadas (franja palustre). Esta asociación se reconoce en las Unidades U₃-N₁, N₂ y N₃, aunque está especialmente bien representada en la N₂.

- La velocidad de sedimentación en estos lagos carbonatados es de aproximadamente 3 cm/1000 años (sedimento compactado).

- La asociación LG2 representa lagos sulfatados semipermanentes, muy someros (1-2 m. máximo), alimentados mayoritariamente por el nivel freático y mediante aportes intermitentes (flujos laminares durante las épocas de lluvia). El nivel alto de estos lagos está representado por el desarrollo de una sedimentación carbonatada con características salinas, equivalente al nivel bajo de la asociación LG1. Estos sedimentos se convierten en huésped de una intensa precipitación de sulfatos por bombeo evaporítico cuando desciende el nivel lacustre. Los lagos de tipo LG2 están presentes en las Unidades U₃-N₁ y N₂, aunque especialmente bien desarrollados en la primera.

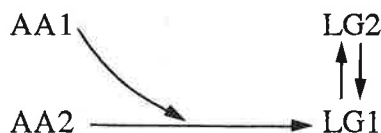
- La velocidad de sedimentación en los lagos sulfatados es de aproximadamente 6 cm/1000 años (sedimento compactado).

- La composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de las facies carbonatadas lacustres corrobora el análisis sedimentológico: las facies de calizas masivas representan la sedimentación en aguas diluidas, con frecuente renovación. Las calizas bioturbadas muestran el fraccionamiento correspondiente a los procesos de diagénesis edáfica de las facies masivas. Las calizas laminadas y los estromatolitos suponen condiciones de alta evaporación y escasa renovación del agua, de manera que se alcanza una concentración superior al 5%. El fraccionamiento de estas facies conlleva la formación de dolomita (sedimentaria y diagenética temprana).

Conclusiones

- Por razones de afloramiento sólo es posible reconocer la relación lateral entre abanicos aluviales y lagos en la Unidad U₃-N₁. En ella, los abanicos marginales (AA1) son colectados por los abanicos fluviales (AA2) y éstos se relacionan lateralmente con una única área lacustre; en ella alternan lagos de tipo LG1 y LG2, que obedecen a etapas alternantes de mayor humedad (etapas de "biostasia") y de mayor aridez (etapas de "rhexistasia").

En consecuencia, sólo es posible caracterizar un dispositivo sedimentario:



- En este dispositivo, la posición de las orillas entre el nivel lacustre más alto (lagos carbonatados LG1) y el más bajo (lagos sulfatados LG2) varía entre 10 y 30 km. Dado el carácter somero de estos lagos, tanto de la asociación LG1 como de la LG2, se deduce que la pendiente del área lacustre era mínima (del orden de 0,01°), de manera que pequeñas fluctuaciones del nivel podían producir expansiones o retracciones de orden kilométrico.

- En los lagos carbonatados salinos, tanto de la Unidad U₃-N₁ como de la N₂, se registra una importante influencia de la dinámica de oleaje, relacionada con tormentas originadas por vientos fuertes procedentes del Oeste y Suroeste. Los momentos de calma están representados por el desarrollo de estromatolitos.

Relaciones entre factores alocíclicos y sedimentación

- La evolución sedimentaria en el conjunto de las Unidades del sector septentrional obedece a las variaciones de la actividad tectónica, dentro de un contexto compresivo ligado al desplazamiento del manto de Gavarnie hacia el Sur. Según la datación de las Unidades, el movimiento del manto se prolonga en el tiempo hasta, al menos, el Aragoniense inferior.

- Los abanicos marginales (AA1) tienen su área fuente esencialmente en las Sierras Exteriores. Su sedimentación se relaciona con el emplazamiento de sucesivas láminas del cabalgamiento frontal surpirenaico:

Conclusiones

- * Unidad U₁¹: no tiene afloramiento en los abanicos marginales.
- * Unidad U₁²: fosiliza la unidad cabalgante de San Felices y es cabalgada por la de Punta Común.
- * Unidad U₂¹: fosiliza la unidad cabalgante de Punta Común.
- * Unidad U₂²: se relaciona con el emplazamiento de las láminas inferiores del sistema de Riglos.
- * Unidad U₃¹: fosiliza las láminas inferiores del sistema de Riglos.
- * Megasecuencia U₃²: está implicada en el emplazamiento de láminas superiores del sistema de Riglos. Posiblemente, durante el emplazamiento de estas láminas alcanza su máxima intensidad el plegamiento del cabalgamiento frontal surpirenaico, con la consiguiente deformación de las estructuras previas.
- * Megasecuencia U₃³: continúa el emplazamiento de las láminas superiores del sistema de Riglos. Es probable que la parte granocreciente registre la continuación del plegamiento del cabalgamiento frontal surpirenaico.

• Los abanicos fluviales (AA2) tienen su área fuente en la Cuenca de Jaca, Sierras Marginales y Zona Axial. Su sedimentación se relaciona con la evolución del relieve en dicha área, sin que sea factible referirse a estructuras concretas: flexura, pliegues de despegue o cabalgamiento no aflorante al Oeste de las Sierras Exteriores, láminas cabalgantes más septentrionales del manto de Gavarnie...?

En el interior de la Cuenca del Ebro, la actuación sinsedimentaria de los pliegues de Uncastillo y Fuencalderas durante las Unidades U₂ y U₃-N₁ da lugar a abanicos de capas que reducen su potencia hacia las charnelas anticlinales. A su vez, estos pliegues condicionan la distribución de la red fluvial y, localmente, su sinuosidad.

• En el sector meridional, las únicas evidencias de control tectónico son el máximo granulométrico que separa la megasecuencia inferior de la superior en la Unidad U₃-N₁ y la ruptura del límite N₂/N₃. La evolución de las tres Unidades está controlada mayoritariamente por la variación climática.

• A lo largo de la sedimentación de las Unidades U₃-N₁, N₂ y N₃ (Ageniense-Vallesiense) se registra una evolución climática general hacia condiciones más húmedas. Son evidencia de ello la sucesión vertical y la tendencia expansiva de las litofacies lacustres, el análisis de la morfología y frecuencia de aparición de los

estromatolitos y el estudio de la composición isotópica de las facies carbonatadas lacustres.

Paleogeografía

- El "sistema de Luna" está formado por dos abanicos aluviales de alta eficacia de transporte (abanicos de Uncastillo y Luesia), inicialmente con los ápices al Norte de los vértices Selva y Puig Moné. A lo largo del tiempo, debido a fenómenos de captura, los ápices primero se acercan, y finalmente, al comienzo del Aragoniense (megasecuencia U₃³), sólo existe el abanico de Luesia.

- Los sinclinales sinsedimentarios de Uncastillo y Fuencalderas encauzan una parte de la red de canales del abanico de Luesia hacia el Este, donde actúan como colectores de los abanicos marginales de baja eficacia de transporte.

- Los sistemas de Luna y Huesca, este último con área fuente en las cuencas de Aínsa y Tremp-Graus, se relacionan con un lago meridional que probablemente se extendía hacia el Sur hasta las proximidades del margen ibérico de la Cuenca y que presentaba un gradiente de salinidad creciente hacia su orilla Sur.

- Este lago manifiesta una tendencia general expansiva, tanto hacia el Norte como hacia el Sur a lo largo del Ageniense superior-Aragoniense superior (Unidades U₃-N₁ y N₂) debido a una evolución climática hacia mayor humedad, modulada por épocas de mayor aridez en que se producen situaciones de lago salino sulfatado.

- Al inicio de la Unidad N₃, en el Aragoniense superior, el lago se desplaza de forma neta hacia el Sur, como consecuencia de un incremento de la pendiente de la Cuenca en esa dirección.

8.- BIBLIOGRAFIA

8.- BIBLIOGRAFIA

ABELL, P.J.; AWRAMIK, S.M.; OSBORNE, N.E. y TOMELLINI, S. (1982).- Plio-Pleistocene lacustrine stromatolites from Lake Turkana, Kenya: morphometry, stratigraphy and stable isotopes.- Sediment. Geol., **32**, pp. 1-26.

ADOLPHE, J.P. y BILLY, C. (1974).- Biosynthèse de calcite par une association bactérienne aérobie.- C. R. Acad. Sci. Paris, **278**, Série D, pp. 2873-2875.

AGER, D.V. (1974).- Storm deposits in the Jurassic of the Moroccan High Atlas.- Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., **15** (2), pp. 83-93.

AGUSTI, J.; ARENAS, C.; CABRERA, L. y PARDO, G. (en prensa).- Characterization of the Latest Aragonian-Earliest Vallesian (Late Miocene) in the Central Ebro Basin (NE Spain).- Scripta Geologica.

ALASTRUE, E. (1953).- Bibliografía geológica de la provincia de Zaragoza.- Rev. Acad. Ciencias Zaragoza, Serie 2, **8**, fasc.1, pp. 59-85.

ALASTRUE, E. (1954).- Las formaciones del Terciario continental entre Ejea de los Caballeros y Tauste (Zaragoza).- Notas y Comunicaciones del Inst. Geol. y Min. de España, **33**, pp. 71-80.

ALASTRUE, E. (1958).- Nota sobre la estratigrafía de Las Bardenas en su extremo meridional.- Notas y Comunicaciones del Inst. Geol. y Min. de España, **50** (2), pp. 229-240, Madrid.

ALASTRUE, E.; ALMELA, A. y RIOS, J.M. (1957).- Explicación del Mapa Geológico de la provincia de Huesca. Mapa Geológico de España, esc. 1:200.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 1 vol., 253 pp., 3 láms, 44 figs.

ALMELA, A. (1962).- Tectónica yesífera de la Cuenca del Ebro. I Coloquio Internacional sobre las Obras Públicas en los terrenos yesíferos, Serv. Geol. Obras Públicas, **6**, pp. 5-11.

Bibliografía

ALMELA, A. y RIOS, J.M. (1950). Mapa Geológico de España, esc. 1:50.000, Hoja nº 247 (Ayerbe), serie antigua.- Instituto Geológico y Minero de España, 50 pp., 1 mapa.

ALMELA, A. y RIOS, J.M. (1951).- Estudio geológico de la zona subpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales.- 1^{er} Congreso Internacional del Pirineo, Instituto de Estudios Pirenaicos (C.S.I.C.), Geología, 3, Zaragoza, pp. 327-350, 1 mapa.

ALONSO ZARZA, A.M.; CALVO, J.P. y GARCIA DEL CURA, M.A. (1992).- Palustrine sedimentation and associated features -grainification and pseudo-microkarst- in the Middle Miocene (Intermediate Unit) of the Madrid Basin, Spain.- Sediment. Geol., 76, pp. 43-61.

ALVAREZ SIERRA, M.A. (1987).- Estudio sistemático y bioestratigráfico de los Eomyidae (Rodentia) del Oligoceno superior y Mioceno inferior español.- Scripta Geologica, 86, pp. 1-207, 76 figs., 33 láms.

ALVAREZ SIERRA, M.A. y GARCIA MORENO, E. (1986).- New Gliridae and Cricetidae from the middle and upper Miocene of the Duero basin, Spain.- Studia Geologica Salmanticensia, 22, pp. 145-189, Salamanca.

ALVAREZ SIERRA, M.A.; DAAMS, R.; LACOMBA, J.I.; LOPEZ MARTINEZ, N. y SACRISTAN, M.A. (1987).- Succession of micromammal faunas in the Oligocene of Spain.- Münchenr. Geowiss. Abh. (A), 10, pp. 43-48.

ALVAREZ SIERRA, M.A.; DAAMS, R.; LACOMBA, J.I.; LOPEZ MARTINEZ, N.; VAN DER MEULEN, A.J., SESE, C. y DE VISER, J. (1990). Paleontology and biostratigraphy (micromammals) of the continental Oligocene-Miocene deposits of the North-Central Ebro Basin (Huesca, Spain). Scripta Geologica, 94, pp. 1-77, 11 figs. 11 pls.

ALLEN, J.R.L. (1970).- Physical Processes of Sedimentation. George Allen & Unwin LTD, London, 248 pp.

ALLEN, J.R.L. (1981).- Sediments and processes on a small stream-flow dominated, Devonian alluvial fan, Shetland Islands.- Sediment. Geol., 29, pp. 31-66.

Bibliografía

ALLEN, P.A. (1985).- Hummocky cross-stratification is not produced purely under progressive gravity waves.- Nature, 313, pp. 562-564.

ALLEN, P.A. y COLLINSON, J.D. (1986).- Lakes. *In*: READING, H.G. (ed.), *Sedimentary Environments and Facies* (2nd ed.). Blackwell Scientific Publications, Oxford, chap. 4, pp. 63-94.

ALLEN, P.A. y UNDERHILL, J.R. (1989).- Swaley cross-stratification produced by unidirectional flows, Bencliff Grit (Upper Jurassic), Dorset, U.K.- J. Geol. Soc. of London, 146, pp. 241-252.

ANADON, P. (1989).- Lagos.- *In*: *Sedimentología I*, Colección Nuevas tendencias, nº 11, C.S.I.C., Madrid, pp. 219-270.

ANADON, P.; CABRERA, LI. y KELTS, K. (eds.) (1991).- Lacustrine Facies Analysis.- Int. Ass. Sediment. Spec. Publ., 13, Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, 318 pp.

ARBEY, F. (1980).- Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées.- Bull. Centres Rech. Explor.- Prod. Elf -Aquitaine, 4, pp. 308-365.

ARENAS, C. (1986).- Estudio sedimentológico del sistema aluvial mioceno de Cobatillas (Prov. de Teruel).- Tesis de licenciatura (inédita), Universidad de Zaragoza, 170 pp.

ARENAS, C. (1992).- Lacustrine Miocene stromatolites in the central area of the Ebro Basin (Northeast Spain).- *In*: SARFATI, J. y CASANOVA, J. (eds.), Stromatolite Newsletter, 15, pp. 15-16.

ARENAS, C.; PARDO, G.; GONZALEZ, A. y VILLENA, J. (1989a).- El sistema aluvial de Cobatillas (Teruel): análisis de facies y evolución del estilo fluvial.- Rev. Soc. Geol. España, 2 (1-2), pp. 41-54.

ARENAS, C.; PARDO, G.; VILLENA, J. y PEREZ, A. (1989b).- Facies lacustres carbonatadas de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro).- XII Congreso Español Sedimentología, Bilbao, comunicaciones, pp. 71-74.

Bibliografía

ARENAS, C.; PARDO, G. y VILLENNA, J. (1990).- Las unidades tectosedimentarias del margen septentrional de la Depresión del Ebro en el sector Luesia-Riglos (provincias de Zaragoza y Huesca).- Geogaceta, **8**, pp. 92-94.

ARENAS, C. y PARDO, G. (1991).- Significado de la ruptura entre las Unidades Tectosedimentarias N₂ y N₃ en el centro de la Cuenca del Ebro.- Geogaceta, **9**, pp. 67-70.

ARENAS, C.; CASANOVA, J. y PARDO, G. (1991).- Bacterial stromatolites in lacustrine Miocene deposits of the Ebro Basin (Aragón, Spain).- 5th International Symposium on Fossil Algae, Capri (Italy), abstract, pp. 1-2.

ARENAS, C.; CASANOVA, J. y PARDO, G. (1992).- Isotopic evolution of Miocene lacustrine deposits in the Alcubierre Sierra (Ebro Basin, Spain).- Annual Meeting IGCP-324 GLOPALS, Geochemical Signals in lacustrine sequences, Madrid, abstract, pp. 12-14.

ARENAS, C.; PARDO, G. y CASANOVA, C. (1993, en prensa, a).- Bacterial stromatolites in lacustrine Miocene deposits of the Ebro Basin (Aragón, Spain).- Bol. Soc. Paleontol. Italiana.

ARENAS, C.; FERNANDEZ-NIETO, C.; GONZALEZ LOPEZ, J.M. y PARDO, G. (en prensa, b).- Evolución mineralógica de los materiales miocenos de la Sierra de Alcubierre (sector central de la Cuenca del Ebro): Implicaciones en la evolución paleogeográfica.- Bol. Soc. Esp. Mineralogía.

ARMENTEROS, I. (1986).- Estratigrafía y sedimentología del Neógeno del sector suroriental de la Depresión del Duero.- Tesis Doctoral, Ed. Diputación de Salamanca, Serie Castilla y León nº 1, 471 pp.

ARRIBAS, M.E. (1982).- Petrología y sedimentología de las facies carbonáticas del Paleógeno de la Alcarria (sector NW).- Estudios Geológicos, **38**, pp. 27-41.

ARRIBAS, M.E. (1986).- Petrología y análisis secuencial de los carbonatos lacustres del Paleógeno del sector N de la Cuenca terciaria del Tajo (Provincia de Guadalajara).- Cuadernos de Geología ibérica, **10**, pp. 295-334, Madrid.

Bibliografía

ARRIBAS, A. y BUSTILLO, M.A. (1985).- Modelos de silicificación en los carbonatos lacustres-palustres del Paleógeno del borde NE de la cuenca del Tajo.- Bol. Geol. y Min., 96, pp. 325-343.

AZANZA, B. (1986).- Estudio geológico y paleontológico del Mioceno del sector oeste de la comarca de Borja.- Cuadernos de Estudios Borjanos, 17-18, pp. 63-126.

AZANZA, B.; CANUDO, I. y CUENCA, G. (1988).- Nuevos datos bioestratigráficos del Terciario continental de la Cuenca del Ebro (sector centro-occidental).- II Congreso Geológico de España, Granada, comunicaciones, pp. 261-264.

BARBED FERREIRO, F.; MARTINEZ PEÑA, M.B.; MILLAN GARRIDO, H.; NAVARRO JULI, J.J. y POCOVI JUAN, A. (1988).- Observaciones sobre la geometría de la "Klippe" de San Felices (Extremo occidental de las Sierras Exteriores del Prepirineo meridional).- Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics, abstract, pp. 71.

BAULUZ, B.; ARENAS, C.; PARDO, G. y GONZALEZ, J.M. (1993).- Caracterización mineralógica y geoquímica de los depósitos miocenos con analcima de la Sierra de Alcubierre: sector central de la Depresión del Ebro.- Bol. Soc. Esp. Mineralogía, 16-1, pp. 90-91. XIII Reunión de la SEM, XII Reunión de la SEA, Castellón-Benicasim, comunicaciones.

BEHRENS, E.W. y LAND, L.S. (1972).- Subtidal Holocene dolomite, Baffin Bay, Texas.- J. Sediment. Petrol., 42, pp. 155-161.

BELLANCA, A., CALVO, J.P., CENSI, P., NERI, R. y POZO, M. (1992).- Recognition of lake-level changes in Miocene lacustrine units, Madrid Basin, Spain. Evidence from facies analysis, isotope geochemistry and clay mineralogy.- Sediment. Geol., 76, pp. 135-153.

BENITO FERRANDEZ, G. (1986).- Génesis del modelado tipo mallo.- Cuadernos de Investigación geográfica, 12, pp. 25-37. Logroño.

BENITO, G. (1989).- Geomorfología de la cuenca baja del río Gállego. Tesis doctoral (inédita), Universidad de Zaragoza, 764 pp., 16 mapas.

Bibliografía

BERGGREN, W.A.; KENT, D.V.; FLYNN, J.J. y COVERING, J.A.V. (1985).- Cenozoic geochronology.- Geol. Soc. Am. Bull., 96, pp. 1407-1418.

BIRNBAUM, S.J. (1976).- Non-marine evaporite and carbonate deposition, Ebro Basin, Spain.- Unpublished Ph. D. Thesis, University of Cambridge, 149 pp.

BIRNBAUM, S.J. y COLEMAN, M. (1979).- Source of Sulphur in the Ebro Basin (Northern Spain). Tertiary nonmarine evaporite deposits as evidenced by sulphur isotopes. Chemical Geology, 25, pp. 163-168.

BIRNBAUM, S.J. y WIREMAN, J.W. (1984).- Bacterial sulfate reduction and pH: implications for early diagenesis.- Chemical Geology, 43, pp. 143-151.

BLUCK, B.J. (1976).- Sedimentation in some Scottish Rivers of Low Sinuosity.- Trans. R. Soc. Edimburgh, 69 (18), pp. 425-456.

BOMER, B. (1954).- Trois aspects du contact entre Montes Celtibériques et Bassin de l'Ebre.- Bull. Ass. Fr. Géolog., 239-240, pp. 35-41, París.

BOOTHROYD, J.C. y ASHLEY, G.M. (1975).- Process, bar morphology, and sedimentary structures on a braided outwash fan, northeastern Gulf of Alaska.- *In*: JOPLING, A.V. y McDONALD, B. C. (eds.), Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation.- Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 23, pp. 193-222.

BORN, A. (1919).- Das Ebrobecken Eine Skizze seiner Entstehung und seines geologischen Aufbaus.- Neues Jahrb. Min. Geol. Pal. Bd., 42, pp. 610-727.

BOTELLA, F. (1879).- *In*: CRUSAFONT, TRUYOLS y RIBA, 1966.

BOTTINGA, Y. (1968).- Calculation of Fractionation Factors for Carbon and Oxygen Isotopic Exchange in the System Calcite-Carbon Dioxide-Water.- J. Physical Chemistry, 72, n° 3, pp. 800-808.

BOUMA, A.H. (1962).- Sedimentology of some Flysch Deposits.- Elsevier, Amsterdam, 168 pp.

Bibliografía

BOUMA, A.H.; NORMARK, W.R. y BARNES, N.E. (eds) (1986).- Submarine Fans and Related Turbidite Systems, Springer-Verlag, New York, 351 pp.

BOURGEOIS, J. (1980).- A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky stratification: The Cape Sebastian sandstone (Upper Cretaceous), Southwestern Oregon.- J. Sediment. Petrol., 50, pp. 681-702.

BRENCHLEY, P.J. (1985).- Storm-influenced sandstone bed.- Modern Geology, 9, pp. 369-396.

BRENCHLEY, P.J. y NEWALL, G. (1977).- The significance of contorted bedding in Upper Ordovician sediments of the Oslo region, Norway.- J. Sediment. Petrol., 47 (2), pp. 819-833.

BRENCHLEY, P.J.; ROMANO, M. y GUTIERREZ-MARCO, J.C. (1986).- Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia.- *In*: KNIGHT, R. J. y Mc LEAN, J.R. (eds.), Shelf Sands and Sandstones, Can. Soc. Petrol. Geologists Memoir 11, pp. 241-255.

BRENNER, R.L. (1980).- Construction of Process-Response Models for Ancient Epicontinental Seaway Depositional Systems Using Partial Analogs.- Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 64(8), pp. 1223-1244.

BUCZYNSKI, C. y CHAFETZ, H.S. (1990).- Habit of bacterially induced precipitates of calcium carbonate and the influence of medium viscosity on mineralogy.- 13th International Sedimentological Congress, Nottingham, abstract, pp. 81-82.

BUCZYNSKI, C. y CHAFETZ, H.S. (1991).- Habit of bacterially induced precipitates of calcium carbonate and the influence of medium viscosity on mineralogy.- J. Sediment. Petrol., 61 (2), pp. 226-233.

BUCHBINDER, B. (1981).- Morphology, microfabric and origin of stromatolites of the Pleistocene precursor of the Dead Sea, Israel.; *In*: MONTY, C.L.V. (ed.), Phanerozoic Stromatolites: Case histories, Springer Verlag, Berlin, 180-196.

Bibliografía

BUSTILLO, M.A. (1980).- Petrografía y medios sedimentarios de la caliza del páramo (prov. de Madrid).- Bol. Geol. y Min., 91, fasc. III, pp. 503-514.

BUSTILLO, M.A. (1984).- Sedimentación lacustre-palustre, formación de ópalos y otras silicificaciones en el Mioceno medio al Sur de Villaluenga.- Estudios Geológicos, 40, pp. 137-151.

BUURMAN, P. (1975).- Possibilities of Palaeopedology.- Sedimentology, 22, pp. 289-298.

CABRERA, LI. (1983).- Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Oligoceno-Mioceno del SE de la Cuenca del Ebro. Tesis doctoral (inédita), Dpto. de Estratigrafía, Univ. Barcelona, 443 + XV pp., 24 láms., 51 figs., 8 diagr., 19 perfiles, 9 esquemas, 5 cuadros, 4 paneles.

CABRERA, LI.; COLOMBO, F. y ROBLES, S. (1985).- Sedimentation and Tectonics interrelationships in the Paleogene Marginal Alluvial Systems of the SE Ebro Basin. Transition from alluvial to shallow lacustrine environments. *In*: MILA, M.D. y ROSELL, J. (eds.), Excursion Guidebook, 6th European Regional Meeting I.A.S., Inst. Est. Ilerd., pp. 395-495, Lérida.

CALVO, J.P.; ALONSO ZARZA, A.M. y GARCIA DEL CURA, M.A. (1989).- Models of Miocene marginal lacustrine sedimentation in response to varied depositional regimes and source areas in the Madrid Basin (Central Spain).- Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., 70 (1-3), pp. 199-214.

CALVO, J.P.; DAAMS, R.; MORALES, J.; LOPEZ-MATINEZ, N.; AGUSTI, J.; ANADON, P.; ARMENTEROS, I.; CABRERA, L.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DIAZ-MOLINA, M.; ELIZAGA, E.; HOYOS, M.; MARTIN SUAREZ, E.; MOISSENET, E.; MUÑOZ, A.; PEREZ-GARCIA, A.; PEREZ-GONZALEZ, A.; PORTERO, J.M.; ROBLES, F.; RUIZ-BUSTOS, A.; SANTISTEBAN, C.; TORRES, T.; VAN DER MEULEN, A.J. y VERA, J.A. (1993, en prensa).- Up-to-date Spanish continental Neogene synthesis and paleoclimatic interpretation.- Rev. Soc. Geol. España, 4 (3-4),

Bibliografía

CAMARA, P. y KLIMOWITZ, J. (1985).- Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuencas Jaca-Tremp).- Estudios Geológicos, 41, pp. 391-404.

CAMOIN, G. y MAURIN, A.F. (1988).- Rôles des micro-organismes (bactéries, cyanobactéries) dans la genèse des "Mud Mounds". Exemples du Turonien des Jebels Biréno et Mrhila (Tunisie).- C. R. Acad. Sci. Paris, 307, Série II, pp. 401-407.

CANUDO, J.I.; MALAGON, J.; MELENDEZ, A.; MILLAN, H.; MOLINA, E. y NAVARRO, J.J. (1991).- Las secuencias deposicionales del Eoceno medio y superior de las Sierras Exteriores (Prepirineo meridional aragonés).- Geogaceta, 9, pp. 81-84.

CANUDO, J.I.; LAGO, M.; CUENCA, G. y ODIN, G.S. (1993).- Setting, petrology and geochemistry of a new magmatism of middle Miocene (Basin of the Ebro, Spain).- Seventh meeting of the European Union of Geosciences, Strasbourg, abstract, pp. 528.

CASANOVA, C. (1986).- Les stromatolites continentaux: paléocologie, paléohydrologie, paléoclimatologie. Application au Rift Gregory.- Thèse Doc. d'état, inéd., Université Aix -Marseille II, 2 vol., 256 pp., 59 pls. -ph., 17 tabs.

CASANOVA, C. (1991).- Biosedimentary processes in Intertropical Quaternary stromatolites.- Journal of African Earth Sciences, 12, pp. 409-415.

CASANOVA, C. (*in press*).- Stromatolites from the East African Rift: a synopsis.- In. MONTY, C. y SARFATY, J. (eds.), Phanerozoic Stromatolites II, Springer-Verlag,

CASANOVA, J. e HILLAIRE-MARCEL, C. (1992).- Chronology and Paleohydrology of Late Quaternary High Lake Levels in the Manyara Basin (Tanzania) from Isotopic Data (^{18}O , ^{13}C , ^{14}C , Th/U) on Fossil Stromatolites.- Quaternary Research, 38, pp. 205-226.

CASANOVA, J.; ARENAS, C. y PARDO, G. (1993).- An isotopic record of climatic and environmental changes in the Miocene lacustrine systems of Los Monegros (Ebro Basin, Spain).- International Symposium on Applications of Isotope Techniques in Studying Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere

Bibliografía

and the Atmosphere, International Atomic Energy - SM - 329, Vienna (Austria), extended synopses, pp. 92-95.

CASANOVA, J. e HILLAIRE-MARCEL, C. (*in press*). Carbon and Oxygen Isotopes in African Lacustrine Stromatolites: Palaeohydrological Interpretation.- *In*: SWART, P. (ed.), Continental isotopic indicators of climate, A.G.U. Monograph,

CASTANIER, S. (1987).-Microbiogéologie: processus et modalités de la carbonatogenèse bactérienne.- Thèse Doct. d'état, inéd., Université de Nantes, 541 pp., 88 tabs.

CLAYTON, R.N.; JONES, B.F. y BERNER, R.A. (1968a).- Isotope studies of dolomite formation under sedimentary conditions. Geochim. Cosmochim. Acta, 32, pp. 415-432.

CLAYTON, R.N.; SKINNER, H.C.W.; BERNER, R.A. y RUBINSON, M. (1968b).- Isotopic compositions of Recent South Australian lagoonal carbonates.- Geochim. Cosmochim. Acta, 32, pp. 983-988.

COHEN, A.S. (1982).- Paleoenvironments of root casts from the Koobi Fora Formation, Kenya.- J. Sediment. Petrol., 52, (2), pp. 401-414.

COLOMBO, F. (1989).- Abanicos aluviales. *In*: Sedimentología I, Colección Nuevas tendencias, nº 11, C.S.I.C., Madrid, pp. 143-218.

COLLINSON, J.D. (1978).- Lakes. *In*: READING, H.G. (ed.), Sedimentary Environments and Facies (1st ed.). Blackwell Scientific Publications, Oxford, chap. 4, pp. 61-79.

CONFIANTINI, R. (1986).- Environmental isotopes in lake studies. *In*: Handbook of environmental Isotope Geochemistry, 2. The terrestrial Environment, B, Elsevier, Amsterdam, pp. 113-168.

CORTAZAR, D. (1885).- Bosquejo físico, geológico y minero de la provincia de Teruel.- Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España, XII, pp. 262-607, 1 mapa, esc. 1:400.000.

Bibliografía

CRAIG, H. (1957).- Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide.- Geochim. Cosmochim. Acta, 12, pp. 133-149.

CRAIG, H. (1961).- Isotopic variations in meteoric waters.- Science, 133, pp. 1702-1703.

CRUSAFONT PAIRO, M. (1958).- Coloquio sobre el Mioceno.- Estudios Geológicos, XV, pp. 55-60.

CRUSAFONT PAIRO, M.; VILLALTA, J.F. y TRUYOLS, J. (1955).- El Burdigaliense continental de la cuenca del Vallès-Penedès.- Mem. y Comunicaciones Inst. Geol. de España, C.S.I.C., Barcelona.

CRUSAFONT PAIRO, M. y TRUYOLS, J. (1961).- Identification de l'Aquitaniense continental dans le bassin de l'Ebre.- C. R. Acad. Sci. Paris, 252, pp. 919-920.

CRUSAFONT, M.; RIBA, O. y VILLENA, J. (1966).- Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanienses en Santa Cilia (Río Formiga, Provincia de Huesca) y sus consecuencias geológicas. Notas y Comunicaciones del Inst. Geol. y Min. de España, 83, pp. 7-14.

CRUSAFONT-PAIRO, M.; TRUYOLS, J. y RIBA, O. (1966).- Contribución al conocimiento de la estratigrafía del Terciario continental de Navarra y La Rioja.- Notas y Comunicaciones del Inst. Geol. y Min. de España, 90, pp. 53-76.

CRUSAFONT PAIRO, M. y PONS, J.M. (1969).- Nuevos datos sobre el Aquitaniense del N. de la provincia de Huesca.- Acta Geológica Hispánica, 4 (5), pp. 124-125.

CUENCA, G. (1991).- Nuevos datos bioestratigráficos del Mioceno del sector central de la Cuenca del Ebro.- I Congreso del Grupo Español del Terciario, Vic, comunicaciones, pp. 101-104.

CUENCA, G.; CANUDO, J.I.; ANDRES, J.A. y LAPLANA, C. (1992).- Los mamíferos del Aragoniense (Mioceno medio) de la cuenca del Ebro (España).- III

Bibliografía

Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, simposios, tomo 2, pp. 77-87.

CUENCA, G.; LAGO, M.; CANUDO, I. y ARRANZ, E. (1993).- Geología, petrología y geoquímica de los materiales volcanoclásticos, Mioceno medio, en el sector Lanaja-Peñalba (Zaragoza).- Bol. Soc. Esp. Mineralogía, 16-1, pp. 31.- XIII Reunión de la SEM, XII Reunión de la SEA, comunicaciones.

CUENCA, G.; CANUDO, I.; LAPLANA, C. y ANDRES, J.A. (en prensa).- Bio y cronoestratigrafía con mamíferos en la Cuenca Terciaria del Ebro. Ensayo de síntesis. Acta Geológica Hispánica, 27.

CHAFETZ, H.S. y FOLK, R.L. (1984).- Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents.- J. Sediment. Petrol., 54 (1), pp. 289-316.

CHAFETZ, H.S. y BUCZYNSKI, C. (1992).- Bacterially Induced Lithification of Microbial Mats.- Palaios, 7, pp. 277-293.

CHANGSONG, L.; YANG, Q. y SITIAN, L. (1991).- Structural and depositional patterns of the Tertiary Baise Basin, Guang Xi Autonomous Region (southeastern China): a predictive model for fossil fuel exploration.- Int. Ass. Sediment. Spec. Publ., 13, pp. 75-92.

CHILINGAR, G.V.; BISELL, H.J. y WOLF, K.H. (1967).- Diagenesis of carbonate rocks. *In*: LARSEN, G y CHILINGAR, G.V. (eds.), Diagenesis in sediments. Developments in Sedimentology, 8, Elsevier, Amsterdam, London, New York, pp. 179-322.

CHOUKROUNE, P.; MARTINEZ, C.; SEGURET, M. y MATTAUER, M. (1968).- Sur l'extension, le style et l'âge de mise en place de la nappe de Gavarnie (Pyénées Centrales).- C.R. Acad. Sci. Paris, Série D, 266, pp. 1360-1363.

CHOUKROUNE, P.; MATTAUER, M. y RIOS, M. (1980).- Estructura de los Pirineos.- Bol. Geol. y Min., XCI(I), pp. 213-248.

DAAMS, R. y VAN DER MEULEN, A.J. (1984).- Paleoenvironmental and paleoclimatic interpretation of micromammal faunal successions in the upper

Bibliografía

Oligocene and Miocene of North central Spain.- Paléobiologie continentale, XIV(2), pp. 241-257.

DABRIO, C.J. (1989).- Plataformas siliciclásticas.- *In*: Sedimentología I, Colección Nuevas tendencias, nº 11, C.S.I.C., Madrid, pp. 493-541.

DABRIO, C.J. (1989).- Playas e islas barrera-*lagoon*.- *In*: Sedimentología I, Colección Nuevas tendencias, nº 11, C.S.I.C., Madrid, pp. 349-394.

DABRIO, C.J.; GARCIA-YEBRA, R.; GONZALEZ DONOSO, J.M. Y VERA, J.A. (1972).- Turbiditas asociadas a evaporitas (Mioceno, La Malá, Depresión de Granada).- Cuadernos de Geología ibérica, 3, Universidad de Granada, pp. 139-164.

DALLONI, M.M. (1910).- Etude Géologique des Pyrénées de l'Aragón.- Annales Fac. Sci. Marseille, XIX, 436 pp..

DE RAAF, J.F.M.; READING, H.G. y WALKER, R.G. (1965).- Cyclic sedimentation in the Lower Westphalian of NO Devon, England.- Sedimentology, 4, pp. 1-52.

DEAN, W.E. y FOUCH, T.D. (1983).- Lacustrine Environment.- *In*: SCHOLLE, A.; BEBOUT, D.G. and MOORE, C.H., Carbonate Depositional Environments, Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir 33, pp. 98-130.

DECIMA, A., MCKENZIE, J.A. y SCHREIBER, B.C. (1988).- The origin of evaporative limestones: an example from the Messinian of Silicy (Italy).- J. Sediment. Petrol., 58, pp. 256-272.

DECKKER, P. De y LAST, W.M. (1988).- Modern dolomite deposition in continental, saline lakes, western Victoria, Australia. Geology, 16, pp. 29-32.

DEGENS, E.T. y EPSTEIN, S. (1964).- Oxygen and Carbon isotope ratios in coexisting calcites and dolomites from recent and ancient sediments.- Geochim. Cosmochim. Acta, 28, pp. 23-44.

Bibliografía

DELFAUD, J. (1969).- Essais sur la géologie dynamique du domaine Aquitano-Pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé Inférieur.- Thèse Doc. d'Etat, inéd., Bordeaux, Tomes 1 à 6.

DELFAUD, J. (1972).- Application de l'analyse séquentielle à l'exploration lithostratigraphique d'un bassin sédimentaire. L'exemple du Jurassique et du Crétacé inférieur de l'Aquitaine.- Mém. B.R.G.M. Fr., 77, pp. 593-611.

DELFAUD, J. (1974).- Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt.- Bull. Soc. géol. France, 16 (7), pp. 643-650.

DELFAUD, J. (1984).- Le contexte dynamique de la sédimentation continentale. Modèles d'organisation.- Bull. Centres Rech. Explor. -Prod. Elf- Aquitaine, 8 (1), pp. 27-53.

DEPERET, Ch. (1898).- Observations sur les terrains néogènes de la région de Barcelone.- Bull. Soc. géol. France, 3^a série, XXVI, pp. 853-857.

DEPERET, Ch. y VIDAL, L.M. (1913).- Sur le bassin de l'Ebre et l'histoire tertiaire d'Espagne.- C. R. Acad. Sci. Paris, CLVI, pp. 247.

DEREIMS, A. (1898).- Recherches géologiques dans le Sud de l'Aragon.- Thèse doc. Sciences (inéd.), Paris, 198 pp., 46 fig., 2 pl.

DIAZ MOLINA, M.; BUSTILLO, A.; CAPOTE, R. y LOPEZ MARTINEZ, N. (1985).- Wet fluvial fans of the Loranca Basin (central Spain), channel models and distal bioturbated gypsum with chert.- Excursion guidebook 6th European Meeting I.A.S., Inst. Est. Iler., pp. 149-185. Lérida (Spain).

DICKSON, T. (1990).- Carbonate mineralogy and chemistry: Crystal chemistry of common carbonates (chap. 6.2).- *In*: TUCKER, M. y WRIGHT, V.P. (eds.), Carbonate Sedimentology, Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 248-293.

DOEMEL, W.N. y BROCK, T.D. (1974).- Bacterial Stromatolites: Origin of Laminations.- Science, 184, pp. 1083-1085.

Bibliografía

DOTT, R.H. y BOURGEOIS, J. (1982).- Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences.- Geol. Soc. Am. Bull., 93, pp. 663-680.

DUKE, W.L. (1984).- Paleohydraulic analysis on hummocky cross stratified sands indicates equivalence wity wave-formed flat bed: Pleistocene Lake Bonneville deposits, northern Utah (abs.).- Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 68, pp. 472.

DUKE, W.L. (1985).- Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms.- Sedimentology, 32, pp. 167-194.

DUNHAM, R.J. (1962).- Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *In*: HAM, W.E. (ed.), Classification of Carbonate Rocks, Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 1, Tulsa, pp. 108-121.

DURINGER, P. y GALL, J.C. (1993).- Les écosystèmes microbiens marqueurs des variations des niveaux lacustres en contexte de fan-deltas. Exemple du rift rhénan méridional (Europe occidentale).- Geologische Rundschau, 82(1), pp. 30-41.

ELIZAGA, E. (1990).- Análisis de facies sedimentarias y petrología de los depósitos lacustres de edad Neógeno superior. Zona Prebética. Albacete. España.- Tesis Doctoral (inédita), Universidad Complutense Madrid, 268 pp.

EPSTEIN, S.; GRAF, D.L. y DEGENS, E.T. (1964).- Oxygen isotope studies on the origin of dolomites. *In*: CRAIG, H.; MILLER, S.L. y WASSERBURG, G.J. (eds.), Isotopic and Cosmic Chemistry, Amsterdam, North Holland Publ. Co., pp. 169-180.

EUGSTER, H.P. y HARDIE, L.A. (1975).- Sedimentation in an Ancient Playa - Lake Complex: The Wilkins Peak Member of the Green River Formation of Wyoming. Geol. Soc. Am. Bull., 86 (3), pp. 319-334.

EYLES, N. y MIALL, A.D. (1984).- Glacial facies.- *In*: WALKER, R.G. (ed.), Facies Models (2sd ed.), Geoscience Canada, Reprint Series 1, pp. 15-38.

EYLES, N. y CLARK, B. (1986).- Significance of hummocky and swaley cross-stratification in late Pleistocene lacustrine sediments of the Ontario basin, Canada.- Geology, 14, pp. 679-682.

Bibliografía

FENTON, H.W. y WILSON, C.J.L. (1985).- Shallow-water turbidites: an example from the Mellacoota beds, Australia.- Sediment. Geol., 45, pp. 231-260.

FERRANDO, P. (1933).- Fisografía del Oligoceno de la cuenca del Ebro.- Rev. Acad. Ciencias Zaragoza, XVII, pp. 93-111.

FOLK, R.L. (1962).- Spectral subdivisions of limestones types. *In*: HAM, W.E. (ed.), Classification of Carbonate rocks. Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 1, Tulsa, pp. 62-84.

FONTES, J.C. y POUCHAN, P. (1975).- Les cheminées du lac Abbé (TFAI): stations hydroclimatiques de l'Holocène. C.R. Acad. Sci. Paris, Série D, 280, pp. 383-386.

FREYTET, P. (1971).- Paléosols résiduels et paléosols alluviaux hydromorphes associés aux dépôts fluviaux dans le Crétacé supérieur et l'Éocène Basal du Languedoc.- Revue de Géographie physique et de Géologie Dynamique (2), XIII, fasc. 3, pp. 245-268., Paris.

FREYTET, P. (1973).- Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc (Southern France).- Sediment. Geol., 10, pp. 25-60.

FREYTET, P. (1984).- Les sédiments lacustres carbonatés et leurs transformations par émergence et pédogénèse. Importance de leur identification pour les reconstitutions paléogéographiques.- Bull. Centres Rech. Explor. -Prod. Elf -Aquitaine, 8(1), pp. 223-247.

FREYTET, P. y PLAZIAT, J.C. (1982).- Continental carbonate sedimentation and pedogenesis. Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France.- *In*: PURSER, B.H. (ed.), Contributions to Sedimentology, 12, Schweizerbart, Stuttgart, 217 pp.

FREYTET, P. y VERRECCHIA, E. (1989).- Les carbonates continentaux du pourtour méditerranéen: microfaciès et milieux de formation.- Méditerranée, 68, 2.3, pp. 5-28.

Bibliografía

FRIEDMAN, G.M. (1980).- Dolomite is an evaporite mineral: Evidence from the rock record and from sea-marginal ponds of the Red Sea.- *In*: ZENGER K.H.; DUNHAM, J.B. y ETHINGTON, R.L., (eds.), Concepts and Models of Dolomitization, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 28, pp. 69-80.

FRIEND, P.F.; SLATER, M.J. y WILLIAMS, R.C. (1979).- Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain.- J. Geol. Soc. of London, 136, pp. 39-46.

FRIEND, P.F.; HIRST, J.P.P. y NICHOLS, G.L. (1986).- Sandstone-body structure and river processes in the Ebro Basin of Aragon, Spain.- Cuadernos de Geología ibérica, 10: Fluvial Sedimentation in Spain, Madrid, pp. 9-30.

FRIEND, P.F.; HIRST, J.P.P.; HOGAN, P.J.; JOLLEY, E.J.; McELROY, R.; NICHOLS, G.J. y RODRIGUEZ VIDAL, J. (1989).- Pyrenean Tectonic control of Oligo-Miocene river Systems, Huesca, Aragón, Spain.- Excursion Guidebook n° 4, 4th International Conference on Fluvial Sedimentology, Sitges (Barcelona), 142 pp.

FRITZ, P. y SMITH, D.G.W. (1970).- The isotopic compositions of secondary dolomites.- Geochim. Cosmochim. Acta, 34, pp. 1161-1173.

FUCHTBAUER, H. y HARDIE, L.A. (1976).- Experimentally-determined homogeneous distribution coefficients for precipitated magnesium-calcites: application to marine carbonate cements.- Abs. Prog. geol. Soc. Am. Meetings, 8, pp. 877.

GADOW, S. y REINECK, H.E. (1969).- Ablandiger sand transport bei sturmfluten.- Senckenbergiana Maritima, 1, pp. 63-78.

GALL, J.-Cl. (1990).- Le rôle biosédimentaire des voiles microbiens. Critères de reconnaissance.- Bull. Soc. géol. France, VI, n° 1, pp. 75-82.

GALLOWAY, W.E. (1989).- Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I: Architecture and Genesis of flooding-surface bounded depositional units.- Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 73, pp. 125-142.

Bibliografía

GARCIA DEL CURA, A. (1974).- Estudios sedimentológicos de los materiales terciarios de la zona centro-oriental de la Cuenca del Duero (Aranda de Duero).- Estudios Geológicos, 30, pp. 579-597.

GARRIDO-MEGIAS, A. (1972).- Precisiones sobre la "mise en place" del manto del Gavarnie en el borde norte del valle del Ebro (región de Barbastro, Huesca).- Acta Geológica Hispánica, 7, pp. 50-52.

GARRIDO-MEGIAS, A. (1973).- Estudio Geológico, relación entre la Tectónica y Sedimentación del Secundario y Terciario de la Vertiente Meridional Pirenaica en su Zona Central (Provs. de Huesca y Lérida).- Tesis Doctoral (inédita), Facultad de Ciencias Granada, 395, pp., III vol.

GARRIDO-MEGIAS, A. (1982).- Introducción al análisis tectosedimentario: Aplicación al estudio dinámico de cuencas. Actas V Congreso Latinoamericano de Geología, 1, Argentina, pp. 385-402.

GARRIDO-MEGIAS, A. y VILLENA, J. (1977).- Evolución vertical y paleogeográfica del Trías germánico de España.- Cuadernos de Geología ibérica, 4, pp. 37-56, 17 figs. I Coloquio del Triásico y Pérmico de España, 1976.

GASSE, F.; FONTES, J.C. y ROGNON, P. (1974).- Variations hydroclimatiques et extension des lacs holocènes du désert Danakil.- Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., 15, pp. 109-148.

GERDES, G.; KRUMBEIN, W.E. y HOLTKAMP, E. (1985).- Salinity and Water Activity Related Zonation of Microbial Communities and Potential Stromatolites of the Gavish Sabkha.- *In*: FRIEDMAN, G.M. y KRUMBEIN, W.E. (eds.), Ecological Studies, vol. 53: Hypersaline Ecosystems, Springer-Verlag, pp. 238-266.

GERDES, G. y KRUMBEIN, W.E. (1987).- Biolaminated Deposits. Lecture Notes in Earth Sciences, 9, Springer-Verlag, 183 pp.

GIMENO CUNCHILLOS, A. (1922).- Estado en que se encuentra el estudio de los criaderos sódicos y potásicos en la depresión del Ebro.- Publ. Acad. Ciencias Zaragoza, Conf. Prov. Industrial de Aragón, pp. 45-66, Zaragoza.

Bibliografía

GOLDRING, R. y BRIDGES, P. (1973).- Sublitoral sheet sandstone.- J. Sediment. Petrol., 43, pp. 736-747.

GOMEZ DE LLARENA, J. (1950).- Nuevos yacimientos fosilíferos del Terciario continental y del Valle del Jalón (Zaragoza).- Lib. Jub. Inst. Geol. y Min. de España, 1, pp. 317-334, 3 figs., 2 láms.

GONZALEZ, A. (1982).- Estudio estratigráfico y sedimentológico del Terciario de la Cubeta de Alloza (prov. de Teruel).- Tesis de licenciatura (inédita), Universidad de Zaragoza, 199 pp.

GONZALEZ, A. (1989).- Análisis tectosedimentario del Terciario del borde SE de la Depresión del Ebro (sector bajoaragonés) y cubetas ibéricas marginales.- Tesis Doctoral (inédita), Universidad de Zaragoza, 507 pp., 2 vol.

GONZALEZ, A.; PARDO, G.; VILLENA, J. y PEREZ, A. (1984).- Estratigrafía y sedimentología del Terciario de la Cubeta de Alloza (Prov. de Teruel).- Bol. Geol. y Min., XCV(V), pp. 407-428.

GONZALEZ, A.; PARDO, G. y VILLENA, J. (1988).- El análisis tectosedimentario como instrumento de correlación entre cuencas.- II Congreso Geológico de España, Granada, Simposios, pp. 175-184.

GORNITZ, V.M. y SCHREIBER, B.C. (1981).- Displacive halite hoppers from the Dead Sea: some implications for ancient evaporite deposits.- J. Sediment. Petrol., 51 (3), pp. 787-794.

GOUDIE, A.S. (1973).- Duricrust in Tropical and Subtropical Landscapes. Clarendon Press, Oxford, 174 pp.

GOUDIE, A.S. (1983).- Calcrete.- *In*: GOUDIE, A.S. y PYE, K. (eds.), Chemical Sediments and Geomorphology, Academic Press, London, New York, pp. 93-131.

GREENWOOD, B. y SHERMAN, D.J. (1986).- Hummocky cross-stratification in the surf zone: flow parameters and bedding genesis.- Sedimentology, 33, pp. 33-45.

Bibliografía

HAMBLIN, A.P. (1988).- A preliminary report on the sedimentology, tectonic control and resource potential of the Upper Devonian-Lower Carboniferous Horton Group, Cape Breton Island.- Geol. Surv. Can. Curr. Res. Part B, Pap. 88-1B, pp. 17-22.

HAMBLIN, A.P. (1992).- Half-graben lacustrine sedimentary rocks of the lower Carboniferous Strathlorne Formation, Horton Group, Cape Breton Island, Nova Scotia, Canada.- Sedimentology, 39, pp. 263-284.

HAMBLIN, A.P. y WALKER, R.G. (1979).- Storm dominated shallow marine deposits: the Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, Southern Rocky Mountains.- Can. J. Earth Sci., 16, pp. 1673-1690.

HAMBLIN, A.P.; DUKE, W.L. y WALKER, R.G. (1979).- Hummocky cross-stratification indicator of storm-dominated shallow-marine environments.- Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 63, pp. 460-461, abstract.

HANDFORD, C.R. y MOORE, C.H. (1976).- Diagenetic implications of calcite pseudomorphs after halite from the Joachim dolomite (middle Ordovician), Arkansas.- J. Sediment. Petrol., 46, pp. 387-392.

HÄNTZSCHEL, W. y REINECK, H.E. (1968).- Fazies-Untersuchungen im Hettangium von Helmstedt (Niedersachsen).- Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg., 37, pp. 5-39.

HARDIE, L.; SMOOT, J. y EUGSTER, H. (1978).- Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach.- *In*: MATTER, A. y TUCKER, M.E. (eds.), Modern and Ancient lake Sediments.- Int. Ass. Sediment. Spec. Publ., 2, pp. 7-41.

HARLAND, W.E.; ARMSTRONG, R.L.; COX, A.V.; CRAIG, L.E.; SMITH, A.G. y SMITH, D.G. (1990).- A geologic time scale 1989.- Cambridge University Press, 262 pp.

HARMS, J.C.; SOUTHRDS, J.B.; SPEARING, D.R. y WALKER, R.G. (1975).- Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences.- Soc. Econ. Paleont. Mineral., Short Course n° 2, Tulsa, 161 pp.

Bibliografía

HAY, R.L. y REEDER, R.J. (1978).- Calcretes of Olduvai Gorge and the Ndolanya Beds of northern Tanzania.- Sedimentology, 25, pp. 649-673.

HAY, R.L. y WIGGINS, B. (1980).- Pellets, ooids, sepiolite and silica in three calcretes of southwestern United States.- Sedimentology, 27, pp. 559-576.

HAYES, M.O. (1967a).- Hurricanes as geological agents, south Texas coast.- Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 51, pp. 937-942.

HAYES, M.O. (1967b).- Hurricanes as geological agents: case studies of Hurricanes Carla, 1961, and Cindy, 1963.- Texas Univ. Bur. Econ. Geol., Rept. Invest., 61, 56 pp.

HERCZEG, A.L. y FAIRBANKS, R.G. (1987).- Anomalous carbon isotope fractionation between atmospheric CO₂ and dissolved inorganic carbon induced by intense photosynthesis.- Geochim. Cosmochim. Acta, 51, pp.895-899.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1921).- Fisiografía del Mioceno Aragonés.- Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 21, pp. 334-343.

HERNANDEZ PACHECO, R. (1949).- Las Bardenas Reales. Rasgos fisiográficos y geológicos. Príncipe de Viana, 37, pp. 427-440, Pamplona.

HIGGS, R. (1991).- The Bude Formation (Lower Westphalian), SW England: siliciclastic shelf sedimentation in a large equatorial lake.- Sedimentology, 38, pp. 445-469.

HILLAIRE-MARCEL, C. (1984).- Géochimie isotopique des milieux naturels. 1^{ère} partie: les principes de base en Géochimie des isotopes stables.- SCT - 9155.- Univ. du Québec à Montréal, 52 pp.

HILLAIRE-MARCEL, C. y CASANOVA, C. (1987).- Isotopic hydrology and palaeohydrology of the Magadi (Kenya)-Natron (Tanzania) basin during the Late Quaternary.- Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., 58, pp. 155-181.

Bibliografía

HIRST, J.P.P. (1983).- Oligo-Miocene alluvial systems in the northern Ebro Basin, Huesca Province, Spain.- Unpublished Ph. D. Thesis, Univ. of Cambridge, 247 pp.

HIRST, J.P.P. (1989).- The geometry and origin of stepped lateral accretion surfaces within channel sandstone bodies, Huesca Fluvial System, Ebro Basin.- 4th International Conference on Fluvial Sedimentology, Sitges (Barcelona), abstract, pp. 152.

HIRST, J.P.P. y NICHOLS, G.J. (1986).- Thrust tectonic controls on the Miocene alluvial distribution patterns, southern Pyrenees. *In: ALLEN, P.A. y HOMEWOOD, P. (eds.), Foreland Basins, Int. Ass. Sediment. Spec. Publ., 8, pp. 247-258.*

HOBDAY, D.K. (1978).- Geological evolution and geomorphology of the Zululand coastal plain.- *In: ALLANSON, B.R. (ed.), Ecology and biogeography of Lake Sibaya: The Hague, Junk, pp. 1-20.*

HOBDAY, D.K. y READING, H.G. (1972).- Fair Weather versus storm processes in shallow marine sand bar sequences in the late Precambrian of Finnmark, north Norway.- J. Sediment. Petrol., 42, pp. 318-324.

HOBDAY, D.K. y MORTON, R.A. (1984).- Lower Cretaceous shelf storm deposits, northeast Texas.- *In: TILLMAN, R.W. y SIEMERS, C.T. (eds.), Siliciclastic Shelf Sediments, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 34, pp. 205-213.*

HOGAN, P.J. (1993).- Geochronologic, tectonic, and stratigraphic evolution of the Southwest Pyrenean Foreland Basin, Northern Spain.- Unpublished Ph. D. Thesis, Univ. of Southern California, 235 pp.

HSÜ, K.J. y SIEGENTHALER, C. (1969).- Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem.- Sedimentology, 12, pp. 11-25.

HUNTER, R.E. y CLIFTON, H.E. (1982).- Cyclic deposits and hummocky cross-stratification of probable storm origin of the Upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian Areas. Southwestern Oregon.- J. Sediment. Petrol., 52(1), pp. 127-143.

Bibliografía

IRWIN, H.; CURTIS, C.D. y COLEMAN, M. (1977).- Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments.- Nature, 269, pp. 209-213.

JOHNSON, G.D. (1974).- Cenozoic lacustrine stromatolites from hominid-bearing sediments East of Lake Rudolf, Kenya.- Nature, 247, pp. 520--523.

JOHNSON, T.C. (1984).- Sedimentation in large lakes.- Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 12, pp. 179-204.

JOLLEY, E.J. (1987).- Thrust Tectonics and Alluvial Architecture of the Jaca Basin. Southern Pyrenees.- Unpublished Ph. D. Thesis, University of Wales, 365 pp.

KAHLE, C.F. (1977).- Origin of subaerial Holocene calcareous crusts: role of algae, fungi and sparmicritisation.- Sedimentology, 24, pp. 413-435.

KATZ, A. y MATTHEWS, A. (1977).- The dolomitization of CaCO₃: an experimental study at 252-295°C.- Geochim. Cosmochim. Acta, 41, pp. 297-308.

KELTS, K. (1978).- Geological and sedimentary evolution of lakes Zürich and Zug, Switzerland.- Diss. ETH Zürich, Nr. 6146.

KELTS, K. (1988).- Environments of deposition of lacustrine petroleum source rocks: an introduction.- *In*: FLEET, A.J., KELTS, K. y TALBOT, M.R. (eds.), Lacustrine Petroleum Source Rocks, Geological Society Special Publication N° 40, pp. 3-26.

KELTS, K. y HSÜ, K.J. (1980).- Resedimented facies of 1875 Horgen Slump in lake Zürich and a process model of longitudinal transport of turbidite currents.- Ecolgae geol. Helv., 73 (1), pp. 271-281.

KELLING, G. (1964).- The turbidite concept in Britain.- *In*: BOUMA, A.H. y BROUWER, A. (eds.), Turbidites, Developments in Sedimentology, 3, Elsevier, Amsterdam, pp. 75-92.

Bibliografía

KNAUTH, L.P. (1979).- A model for the origin of chert in limestone.- Geology, 7, pp. 274-277.

KRUMBEIN, W.E. (1979).- Photolithotrophic and Chemoorganotrophic Activity of Bacteria and Algae as Related to Beachrock Formation and Degradation (Gulf of Aqaba, Sinai).- Geomicrobiology Journal, 1, n° 2, pp. 139-203.

KRUMBEIN, W.E. (1983).- Microbial Geochemistry, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 330 pp.

KRUMBEIN, W.E. y COHEN, Y. (1974).- Biogene, Klastische und evaporistische Sedimentation in einen mesothermen nomomiktischen ufernahen See (Gulf von Aqaba).- Geologische Rundschau, 66, n° 3, pp. 1035-1065, 15 fig. 1 table.

KRUMBEIN, W.E.; COHEN, Y. y SHILO, M. (1977).- Solar lake (Sinai). 4. Stromatolitic cyanobacterial mats.- Limnology & Oceanography, 22, pp. 635-656.

KRUMBEIN, W.E. y GIELE, C. (1979).- Calcification in a coccoid cyanobacterium associated with the formation of desert stromatolites.- Sedimentology, 26, pp. 593-604.

KUENEN, P.H. (1966).- Experimental turbidite lamination in a circular flume. Journal of Geology, 74 (5), pp. 523-545.

KUENEN, P.H. (1967).- Emplacement of flysch-type sand beds.- Sedimentology, 9, pp. 203-243.

LABAUME, P.; SEGURET, M. y SEYVE, C. (1985).- Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene South-Pyrenean basin.- Tectonics, 4, pp. 927-941.

LAMBERT, A. (1976).- Über die klastische Sedimentation im Walensee.- Diss. ETH Zürich, Nr. 5717.

LAMBERT, A. y HSÜ, K. (1979).- Non-annual cycles of varve-like sedimentation in Walensee, Switzerland.- Sedimentology, 26, pp. 453-461.

Bibliografía

LANAJA, J.M. (1987).- Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 465 pp., 17 mapas.

LAND, L.S. (1973).- Contemporaneous dolomitization of middle Pleistocene reefs by meteoric water, north Jamaica.- Bull. Mar. Sci., 23, pp. 64-92.

LAND, L.S. (1980).- The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art.- *In*: ZENGER, D.H.; DUNHAM, J.B. y ETHINGTON, R.L. (eds.), Concepts and Models of Dolomitization.- Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 28, pp. 87-110.

LAND, L.S. (1983).- The application of stable isotopes to studies of the origin of dolomite and to problems of diagenesis of clastic sediments.- *In*: ARTHUR, M.A. y ANDERSON, T.F. (eds.), Stable isotopes in Sedimentary Geology, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Short Course No. 10, pp. 4.1-4.22.

LARRAGAN, A. y CASTELL, J. (1952).- Mapa Geológico de España, esc. 1:50.000, Hoja nº 286 (Huesca), serie antigua.- Instituto Geológico y Minero de España, 25 pp., 1 mapa.

LARRAGAN, A. y ALASTRUE, E. (1954).- Mapa Geológico de España, esc. 1:50.000, Hoja nº 284 (Ejea de los Caballeros), serie antigua.- Instituto Geológico y Minero de España, 41 pp., 1 mapa.

LEE, C, McKENZIE, J.A. y STURM, M. (1987).- Carbon isotope fractionation and changes in the flux and composition of particulate matter resulting from biological activity during a sediment trap experiment in Lake Greifen, Switzerland.- Limnology & Oceanography, 32, pp. 83-96.

LEOPOLD, L.B. y WOLMAN, M.G. (1957).- River channel patterns: braided, meandering and straight.- U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 282 B, pp. 1-73.

LEZINE, A.M., CASANOVA, J. e HILLAIRE-MARCELL, C. (1990).- Across an early Holocene humid phase in Western Sahara: pollen and isotope stratigraphy.- Geology, 18, pp. 264-267.

Bibliografía

LINK, M.H. y OSBORNE, R.H. (1978).- Lacustrine facies in the Pliocene Ridge Basin Group: Ridge Basin, California.- *In*: MATTER, A. y TUCKER, N.E. (eds.), Modern and ancient lake sediments, Int. Ass. Sediment. Spec. Publ., 2, pp. 169-187.

LOPEZ MARTINEZ, N.; AGUSTI, J.; CABRERA, L.; CALVO, J.P.; CIVIS, J.; CORROCHANO, A.; DAAMS, R.; DIAZ, M.; ELIZAGA, E.; HOYOS, M.; MARTINEZ, J.; MORALES, J.; PORTERO, J.M.; ROBLES, S.; SANTISTEBAN, C. y TORRES, T. (1985).- Approach to the Spanish continental Neogene Synthesis and Paleoclimatic interpretation.- VIIIth Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy. Hungarian Geological Survey, pp. 348-350.

LUDLAM, S.D. (1969).- Fayetteville Green Lake, New York. III. The laminated sediments.- Limnology & Oceanography, 14, pp. 848-857.

LUDLAM, S.D. (1974).- Fayetteville Green Lake, New York. VI. The role of turbidity currents in lake sedimentation.- Limnology & Oceanography, 19, pp. 656-664.

LLAMAS, M.R. (1959).- Las minas de sal gema de Remolinos (Zaragoza) y la geología de sus proximidades. -Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., LVII, pp. 33-47.

LLAMAS, M.R. (1959).- Estudio geológico-técnico de los terrenos yesíferos de la cuenca del Ebro y de los problemas que plantean en los canales. Tesis doctoral, Universidad de Madrid, 239 pp. Publ. en Bol. Inf. Serv. Geol. Obras Públicas, nº 12, 1962, 192 pp. 38 figs., 45 pl.

MACHETTE, M.N. (1985).- Calcic soils of the southwestern United States.- *In*: WEIDE, D.L. (ed.), Soils and Quaternary Geology of the Southwestern United States. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 203, pp. 1-21.

MALLADA, L. (1878).- Descripción física y geológica de la provincia de Huesca.- Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España, Madrid, 432 pp., 1 mapa.

MANDADO, J. (1987).- Litofacies yesíferas del sector Aragonés de la Cuenca Terciaria del Ebro. Petrogénesis y Geoquímica. Tesis Doctoral (inérita), Universidad de Zaragoza, 442 pp.

Bibliografía

MANDADO, J. y TENA, J. (1980).- Moldes de cristales tova de halita como proceso diagenético en la serie evaporítica de Remolinos (Zaragoza).- Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas, Diputación Provincial, Univ. Barcelona, **34**, pp. 187-194.

MANDADO, J. y TENA, J.M. (1989).- Génesis del yeso primario lenticular en sedimentos evaporíticos.- Rev. Acad. Ciencias Zaragoza, **44**, pp. 199-214.

MARIN, A. (1926).- Algunas notas estratigráficas de la cuenca terciaria del Ebro.- Bol. Inst. Geol. y Min. de España, **47**(2), pp. 113-129.

MARIN, A. (1945).- La Depresión del Ebro. La tectónica y los yacimientos minerales.- Bol. Inst. Geol. y Min. de España, **57**, pp. 7-57, Madrid.

MARTEL, A.T. y GIBLING, M.R. (1991).- Wave-dominated lacustrine facies and tectonically controlled cyclicity in the Lower Carboniferous Horton Bluff Formation, Nova Scotia, Canada.- Int. Ass. Sediment. Spec. Publ., **13**, pp. 223-243.

MARTIN DONAYRE, F. (1866).- Mapa provincial de Zaragoza.- Instituto Geológico y Minero de España, Comisión del Mapa Geológico de España, 1 mapa , esc.: 1:400.000.

MARTIN DONAYRE, F. (1873).- Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza.- Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España, Madrid, 126 pp.

MARTINEZ GIL, F.J.; SANCHEZ NAVARRO, J.A.; DE MIGUEL CABEZA, J.L. y SAN ROMAN SALDAÑA, J. (1988).- El drenaje subterráneo de la Cordillera Ibérica en la Cuenca del Ebro como proceso de movilización y transporte de substancia en disolución. Sus implicaciones en el aporte de sulfatos.- *In*: PEREZ, A.; MUÑOZ, A. y SANCHEZ, J.A. (eds.), Sistemas lacustres neógenos del margen ibérico de la Cuenca del Ebro. Guía de campo de la III Reunión del Grupo Español de Trabajo (IGCP n° 219), Zaragoza, ed. Secretariado de Publicaciones de la Universidad de Zaragoza, pp. 57-80.

Bibliografía

MASTERS, C.D. (1967).- Use of sedimentary structures in determination of depositional environments, Mesaverde Formation, Williams Fork Mountains, Colorado.- Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 51, pp. 2033-2043.

MATTAUER, M. y SEGURET, M. (1971).- Les relations entre la chaîne des Pyrénées et le golfe de Gascogne.- *In*: Histoire structurale du Golfe de Gascogne, Ed. Technip., París, IV. 4, pp. 1-24.

MATTHEWS, A. y KATZ, A. (1977).- Oxygen isotope fractionation during dolomitization of calcium carbonate.- Geochim. Cosmochim. Acta, 41, pp. 1431-1438.

MAURIN, A.F. y NOËL, D. (1977).- A possible bacterial origin for Famennian micrites. *In*: FLÜGEL, E. (ed.), Fossil Algae, Springer-Verlag, pp. 136-140.

MAURIN, A.F.; PHILIP, J. y BRUNEL, P. (1981).- Possible Microbial Accretions in Cenomanian Mud Mounds, S.E. France.- *In*: MONTY, Cl. (ed.), Phanerozoic Stromatolites, Springer-Verlag, pp. 121-133.

McBRIDE, E.F. (1964).- Review of turbidite studies in the United States.- *In*: BOUMA, A.H. y BROUWER, A. (eds.), Turbidites, Developments in Sedimentology, 3, Elsevier, Amsterdam, pp. 93-105.

McELROY, R. (1990).- Thrust Kinematics and syntectonic sedimentation: the Pyrenean frontal ramp, Huesca, Spain.- Unpublished Ph.D. Thesis, University of Cambridge, 175 pp.

McELROY, R.; HOGAN, P. y FRIEND, P.F. (1988).- Cenozoic tip line disruption of the South Pyrenean flexural depression.- Symposium on the Geology of the Pyrenees and Betics, Barcelona, abstract, pp. 72.

McGOWEN, J.H. y GROAT, C.G. (1971).- Van Horn Sandstone, West Texas: an alluvial fan model for mineral exploitation.- Bureau Econ. Geol. Univ. Texas. Report of Investigations, 72, 57 pp.

McKEE, E.D.; CROSBY, E.J. y BERRY HILL, H.L. (1967).- Flood deposits, Bijou Creek, Colorado.- J. Sediment. Petrol., 37, pp. 829-851.

Bibliografía

McKENZIE, J.A. (1981).- Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi, U.A.E.: a stable isotope study.- Journal of Geology, 89, pp. 185-198.

McKENZIE, J.A. (1985).- Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environment.- *In*: STUMM, W. (ed.), *Chemical Processes in Lakes*.- Wiley, New York, pp. 99-118.

McKENZIE, J.A. (1991).- The dolomite problem: an outstanding controversy. *In*: "Controversies in modern geology", Academic Press, pp. 37-54.

McKIE, T. (1990).- A model for marine shelf storm deposition in the Lower Cambrian Fucoid Beds of northwest Scotland.- Geol. Magazine, 127 (1), pp. 45-53.

MEIN, P. (1975).- Resultats du Groupe de Travail des vertebrés.- Report on Activity of the RCMNS Working Groups, Bratislava, pp. 77-81.

MERZ, M.U.E. (1992).- The biology of carbonate precipitation by Cyanobacteria.- Facies, 26, pp. 81-102.

MIALL, A.D. (1978).- Lithofacies types and vertical profiles models in braided rivers deposits: A summary. *In*: MIALL, A.D. (ed.), *Fluvial Sedimentology*, Can. Soc. Petrol. Geologists Memoir 5, pp. 597-604.

MIALL, A.D. (1981).- Analysis of Fluvial Depositional Systems.- Am. Ass. Petrol. Geol. Educ. Course Note Series, 20, 75 pp.

MILLAN GARRIDO, H. y POCOVI JUAN, A. (1993, en prensa).- Estructura y cinemática del sector occidental de las Sierras Exteriores surpirenaicas.- Rev. Soc. Geol. España.

MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R. y THOMPSON, S. (1977).- Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part 2: the depositional sequence as a Basic Unit for stratigraphic analysis.- Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration.- Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir 26, pp. 53-62.

Bibliografía

MONTY, C.L.V. (1976).- The origin and development of cryptalgal facies.- *In*: WALTER, M.R. (ed.), *Stromatolites, Developments in Sedimentology*, 20, Elsevier, Amsterdam, pp. 193-250.

MONTY, Cl. (1982).- Cavity or fissure dwelling stromatolites (endostromatolites) from belgian Devonian mud mounds (Extended abstract).- *Annales Société Géologique de Belgique*, 105, pp. 343-344.

MOULINE, M.P. (1983).- Les accidents siliceux dans les calcaires lacustres du Castrais et de l'Albigeois.- *Bull. Soc. géol. France* (7), 25, n° 1, pp. 51-56.

MOUNT, J.F. (1982).- Storm-surge-ebb origin of hummocky cross-stratified units of the Andrews Mountain Member, Campito Formation (Lower Cambrian), White-Inyo Mountains, Eastern California.- *J. Sediment. Petrol.*, 52 (3), pp. 941-958.

MÜLLER, G. (1967).- Diagenesis in argillaceous sediments. *In*: LARSEN, G. y CHILINGAR, G.V. (eds.), *Diagenesis in sediments. Developments in Sedimentology*, 8, Elsevier, Amsterdam, London, New York, pp. 127-178.

MUÑOZ, A. (1985).- Estratigrafía y sedimentología del Terciario de la Depresión de Arnedo (prov. de La Rioja).- Tesis de licenciatura (inédita), Universidad de Zaragoza, 140 pp.

MUÑOZ, A. (1991).- Análisis tectosedimentario del sector occidental de la Cuenca del Ebro (Comunidad de La Rioja).- Tesis Doctoral, Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza. Publ. Instituto Estudios Riojanos, Serie Ciencias Tierra, 15, Logroño, 1992, 347 pp.

MUÑOZ, J.A.; PUIGDEFABREGAS, C. y FONTBOTE, J.M. (1983).- El Pirineo. *In*: Geología de España, Libro Jubilar J. M^a. Ríos, tomo II, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, pp. 161-168 y 185-205.

MURPHY, D.H. y WILKINSON, B.H. (1980).- Carbonate Deposition and facies distribution in a central Michigan marl lake.- *Sedimentology*, 27, pp. 123-135.

Bibliografía

MUTTI, E.; RICCI LUCCHI, B.H.; SEGURET, M. y ZANZUCCHI, G. (1984).- Seismoturbidites: a new group of resedimented deposits.- Marine Geology, 55, pp. 103-116.

MYROW, P.M. (1992).- Bypass-Zone Tempestite Facies Model and Proximity Trends for an Ancient Muddy Shoreline and Shelf.- J. Sediment. Petrol., 62 (1), pp. 99-115.

NESTEROFF, W.D. (1965).- Le problème des turbidites: les données océanographiques modernes.- Bull. Soc. géol. France, 7, pp. 587-592.

NICKEL, E. (1982).- Alluvial-fan-carbonate facies with evaporites, Eocene Guarga Formation, Southern Pyrenees, Spain.- Sedimentology, 29, pp. 761-796.

NICHOLS, G.J. (1984).- Thrust tectonics and alluvial sedimentation, Aragón, Spain.- Unpublished Ph. D. Thesis, Univ. of Cambridge, 243 pp.

NICHOLS, G.J. (1987a).- The Structure and Stratigraphy of the Western External Sierras of the Pyrenees, Northern Spain.- Geological Journal, 22, pp. 245-259.

NICHOLS, G.J. (1987b).- Structural controls on fluvial distributary systems - the Luna System, northern Spain.- *In*: ETHRIDGE, F.G.; FLORES, R.M. y HARVEY, M.D. (eds.), Recent Developments in Fluvial Sedimentology, Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 39, pp. 269-277.

NICHOLS, G.J. (1987c).- Syntectonic alluvial fan sedimentation, southern Pyrenees. Geol. Magazine, 124, pp. 121-133.

NICHOLS, G. (1989).- Structural and sedimentological evolution of part of the west central Spanish Pyrenees in the Late Tertiary.- J. Geol. Soc. of London, 146, pp. 851-857.

NIEDORODA, A.W.; SWIFT, D.J.P.; HOPKINS, T.S. y MA, C.M. (1984).- Shoreface morphodynamics on wave-dominated coasts.- Sediment. Geol., 60, pp. 331-354.

Bibliografía

NIEDORODA, A.W.; SWIFT, D.J.P.; FIGUEIREDO, A.G. y FREELAND, G.L. (1985).- Barrier island evolution, middle Atlantic shelf, U.S.A., Part II: Evidence from the shelf floor.- Marine Geology, 63, pp. 363-396.

NIJMAN, W. (1981).- Fluvial sedimentology and basin architecture of the Eocene Montañana Group, south Pyrenean Tresp-Gras Basin.- *In*: ELLIOT, T. (ed.), Field Guides to modern and ancient fluvial systems in Britain and Spain.- Proc. 2nd Conf. fluvial Sed., Univ. Keele, U.K., pp. 4.3-4.27.

NORTHROP, D.A. y CLAYTON, R.N. (1966).- Oxygen isotope fractionation in systems containing dolomite.- Journal of Geology, 74, pp. 174-196.

O'NEIL, J.R. y EPSTEIN, S. (1966).- Oxygen isotope fractionation in the system dolomite-calcite-carbon dioxide.- Science, 152, pp. 198-201.

OBERHÄNSLY, H. y ALLEN, P.A. (1987).- Stable isotopic signatures of Tertiary Lake Carbonates, Eastern Ebro Basin, Spain.- Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., 60, pp. 59-75.

OLAUSSEN, S. (1981).- Formation of Celestine in the Wenlock Oslo region Norway-Evidence for evaporitic depositional environments.- J. Sediment. Petrol., 51 (1), pp. 0037-0046.

ORI, G.G. y FRIEND, P.F. (1984).- Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets.- Geology, 12, pp. 475-478.

ORTI, F. y SALVANY, J.M. (1986a).- Programa de investigación de las formaciones evaporíticas en Navarra. Memoria Proyecto Gobierno de Navarra: vol. 1, Estudio Geológico, 121 pp.; vol. 2, Estudio Geoecológico, 126 pp.; 2 anejos (inédito).

ORTI, F. y SALVANY, J.M. (1986b).- Evaporitic cycles in the continental Tertiary of Navarra (Ebro Basin, Spain).- VII European Regional Meeting Int. Ass. Sediment., Krakov (Polonia), abstract, pp. 135-137.

ORTI, F.; SALVANY, J.M.; QUADRAS, M.; PUEYO, J.J. e INGLES, M. (1986).- Glauberite growth in playa-lake environments (Tertiary of Ebro Basin,

Bibliografía

Alcanadre-Arrúbal zone).- II International Symposium on Crystal Growth Processes in Sedimentary Environments, Granada, pp. 16-22.

PALACIOS, P. (1893).- Reseña geológica de la región meridional de la provincia de Zaragoza.-Memorias del Boletín de la Comisión del Mapa Geológico, Madrid, 112 pp.

PARDO; G.; VILLENA, J. y GONZALEZ, A. (1989).- Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamento de correlaciones estratigráficas.- *In*: VERA, J.A. (ed.), División de unidades estratigráficas en el análisis de cuencas, Rev. Soc. Geol. España, 2 (3-4), pp. 199-221.

PEREZ, A. (1981).- Estudio estratigráfico y sedimentológico del Terciario de la Cuenca de Montalbán (prov. de Teruel).- Tesis de licenciatura (inédita), Universidad de Zaragoza, 180 pp.

PEREZ, A. (1989).- Estratigrafía y sedimentología del Terciario del borde meridional de la Depresión del Ebro (sector Riojano-Aragonés) y cubetas de Muniesa y Montalbán.- Tesis Doctoral (inédita), Dpto Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, 525 pp., 38 láms.

PEREZ, A.; PARDO, G.; VILLENA, J. y GONZALEZ, A. (1983).- Estratigrafía y Sedimentología del Paleógeno de la Cubeta de Montalbán (prov. de Teruel). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 81 (3-4), pp. 197-223.

PEREZ, A.; VILLENA, J. y PARDO, G. (1986-87).- Presencia de estratificación cruzada hummocky en depósitos lacustres del Terciario de la depresión del Ebro.- Acta Geológica Hispánica, 21-22 (1), pp. 27-33.

PEREZ, A.; MUÑOZ, A.; PARDO, G.; VILLENA, J. y ARENAS, C. (1988).- Las unidades tectosedimentarias del Neógeno del borde ibérico de la Depresión del Ebro (sector central). *In*: PEREZ, A.; MUÑOZ, A. y SANCHEZ, J.A. (eds.), Sistemas lacustres neógenos del margen ibérico de la Cuenca del Ebro. Guía de Campo de la III Reunión del Grupo Español de Trabajo (IGCP nº 219), Zaragoza. Ed. Secretariado Publicaciones Universidad de Zaragoza, pp. 7-20.

Bibliografía

PINILLA, A. (1966).- Estudio sedimentológico de la zona aragonesa de la cuenca terciaria del Ebro.- Parte 1: Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 66, pp. 207-217; Parte 2: An. Edafol. Agrabiol., 27, pp. 547-562.

PINILLA, A.; RIBA, O. y PEREZ-MATEOS, J. (1968).- Estudio sedimentológico de la zona aragonesa de la cuenca Terciaria del Ebro.- Brev. Geol. Astúr., 11(1-4), pp. 145-148.

PLATT, N.H. (1989).- Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N. Spain.- Sedimentology, 36, pp. 665-684.

PLATT, N.H. y WRIGHT, V.P. (1991).- Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects.- *In*: ANADON, P.; CABRERA, Ll. y KELTS, K. (eds.), Lacustrine Facies Analysis, Int. Ass. Sediment. Spec. Publ., 13, Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, pp. 57-74.

PLAZIAT, J.C.; PURSER, B.H. y PHILOBBOS, E. (1990).- Seismic deformation structures (seismites) in the synrift sediments of the NW Red Sea (Egypt).- Bull. Soc. géol. France, VI(8), pp. 419-434.

POCOVI, A.; MILLAN, H.; NAVARRO, J.J. y MARTINEZ, M. B. (1990).- Rasgos estructurales de la Sierra de Salinas y zona de los Mallos (Sierras Exteriores, Prepirineo, Provincias de Huesca y Zaragoza).- Geogaceta, 8, pp. 36-39.

POWERS, M.C. y KINSMAN, B. (1953).- Shell accumulations in underwater sediments and their relation to the thickness of the traction zone.- J. Sediment. Petrol., 23, pp. 229-234.

PUEYO MUR, J.J. (1978/79).- La precipitación evaporítica actual en las lagunas saladas del área: Bujaraloz, Sástago, Caspe, Alcañiz y Calanda (provincias de Zaragoza y Teruel).- Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas, Diputación Provincial, Univ. Barcelona, 33, pp. 5-56.

PUEYO MUR, J.J. e INGLES URPINELL, M. (1986).- Substrate mineralogy, pore brine composition, and diagenetic processes in the playa lakes of Los Monegros and Bajo Aragón, Spain.- *In*: RODRIGUEZ CLEMENTE, R. y TARDY, Y., (eds.),

Bibliografía

Proceedings of the International Meeting "Geochemistry of the Earth Surface and Processes of Mineral formation", Granada (Spain), C.S.I.C., pp. 351-372.

PUIGDEFABREGAS, C. (1975).- La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. Monografías del Instituto de Estudios Pirenaicos, C.S.I.C. Pirineos, 104 (nº extraordinario), 188 pp., 141 fotos, 1 mapa..

PUIGDEFABREGAS, C. y SOLER, M. (1973).- Estructura de las Sierras Exteriores Pirenaicas en corte del río Gállego (provincia de Huesca).- Pirineos, 109, pp. 5-15.

PUIGDEFABREGAS, C. y VAN VLIET, A. (1978).- Meandering stream deposits from the Tertiary of the Southern Pyrenees.- *In*: MIALL, A.D. (ed.), *Fluvial Sedimentology*, Can. Soc. Petrol. Geologists Memoir 5, pp. 469-485.

PUIGDEFABREGAS, C. y SOUQUET, P. (1986).- Tectosedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees.- Tectonophysics, 129, pp. 173-203.

QUIRANTES PUERTAS, J. (1969).- Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de Los Monegros.- Tesis Doctoral (inédita), Universidad de Granada, 127 pp., 1 mapa.

QUIRANTES, J. (1971).- Las calizas en el Terciario continental de Los Monegros.- Estudios Geológicos, 27, pp. 355-362.

QUIRANTES, J. (1971).- Mapa Geológico de España, esc. 1:50.000, Hoja nº 322 (Remolinos), 1ª serie.- Instituto Geológico y Minero de España, 11 pp., 1 mapa.

QUIRANTES, J. (1971).- Mapa Geológico de España, esc. 1:50.000, Hoja nº 323 (Zuera), 1ª serie.- Instituto Geológico y Minero de España, 10 pp., 1 mapa.

QUIRANTES, J. (1971).- Mapa Geológico de España, esc. 1:50.000, Hoja nº 324 (Grañén), 1ª serie.- Instituto Geológico y Minero de España, 11 pp., 1 mapa.

QUIRANTES, J. (1971).- Mapa Geológico de España, esc. 1:50.000, Hoja nº 354 (Alagón), 1ª serie.- Instituto Geológico y Minero de España, 8 pp., 1 mapa.

Bibliografía

QUIRANTES, J. (1971).- Mapa Geológico de España, esc. 1:50.000, Hoja nº 355 (Leciñena), 1ª serie.- Instituto Geológico y Minero de España, 11 pp., 1 mapa.

QUIRANTES, J. (1971).- Mapa Geológico de España, esc. 1:50.000, Hoja nº 356 (Lanaja), 1ª serie.- Instituto Geológico y Minero de España, 14 pp., 1 mapa.

QUIRANTES, J. y RIBA, O. (1973).- Materiales pirenaicos depositados en la Depresión Terciaria del Ebro.- Pirineos, XXIX/107, pp. 13-24.

QUIRANTES PUERTAS, J. (1978).- Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de Los Monegros. Ed. Institución Fernando El Católico (C.S.I.C.), Diputación Provincial de Zaragoza, 200 pp., 5 cortes, 1 mapa.

RAMOS, A. y SOPEÑA, A. (1983).- Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, Central Spain).- Int. Ass. Sediment. Spec. Publ., 6, pp. 301-312.

REILLE, J.L. (1971).- Les relations entre tectogenèse et sédimentation sur le versant sud des Pyrénées centrales (d'après l'étude des formations tertiaires essentiellement continentales). Thèse doc., Univ. Montpellier, C.N.R.S.: A.O. 496, 330 pp.

REINECK, H.E.; GUTMANN, W.F. y HERTWECK, G. (1967).- Das Schlickgebiet südlich Helgoland als Beispiel rezenter Schelfablagerungen.- Senckenbergiana Lethaea, 48 (3/4), pp. 219-275.

REINECK, H.E.; DÖRJES, J.; GADOW, S. y HERTWECK, G. (1968).- Sedimentologie, Faunenzonierung und Faziesabfolge vor der Ostküste der inneren Deutschen Bucht.- Senckenbergiana Lethaea, 49 (4), pp. 261-309.

REINECK, H.E. y SINGH, I.B. (1972).- Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud.- Sedimentology, 18, pp. 123-128.

RIBA, O. (1955a).- Sobre la edad de los conglomerados terciarios del borde Norte de las Sierras de la Demanda y de Cameros.- Notas y Comunicaciones del Inst. Geol. y Min. de España, 39, pp. 39-50.

Bibliografía

RIBA, O. (1955b).- Sur le type de sédimentation du Tertiaire continental de la part ouest du Bassin de l'Ebre.- Geologische Rundschau, 43(2), pp. 363-371.

RIBA, O. (1964).- Estructura sedimentaria del Terciario continental de la Depresión del Ebro en su parte Riojana y Navarra, Aport. al XX Congreso Geográfico Internacional, Londres, pp. 127-138.

RIBA, O. (1971).- Mapa Geológico de España, esc. 1: 200.000, Hoja nº 33 (Lérida), 1ª ed., síntesis de la cartografía existente, Instituto Geológico y Minero de España, 31 pp., 1 mapa.

RIBA, O. (1973).-Las discordancias sintectónicas del Alto Cardener (Pirineo Catalán), ensayo de interpretación evolutiva.- Acta Geológica Hispánica, 8, pp. 90-99.

RIBA, O. (1976).- Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation.- Sediment. Geol., 15, pp. 213-233.

RIBA, O. (1989).- Unidades tectosedimentarias y secuencias deposicionales.- Rev. Soc. Geol. España, 2 (3-4), pp. 189-198.

RIBA, O. y PEREZ MATEOS, J. (1961).- Sobre una inversión de aportes sedimentarios en el borde Norte de la cuenca terciaria del Ebro (Navarra).- Inst. Edafol., 2ª Reunión del Grupo Español de Sedimentología, Sevilla, pp. 201-221.

RIBA, O. y LLAMAS, M.R. (1962a).- Libro guía del viaje estudio nº 5 "Canales de La Violada, Los Monegros y Flumen".- I Coloquio Internacional sobre Obras Públicas en los terrenos yesíferos.- Serv. Geol. Obras Públicas, 5, pp. 3-21, 4 figs., 3 fotos, 1 mapa.

RIBA, O. y LLAMAS, M.R. (1962b).- Los terrenos yesíferos triásicos y terciarios de las proximidades de Estada (Huesca). I Coloquio Internacional sobre las Obras Públicas en los terrenos yesíferos.- Serv. Geol. Obras Públicas, 5, pp. 1-14, 5 figs.

RIBA, O.; VILLENA, J. y QUIRANTES, J. (1967).- Nota preliminar sobre la sedimentación en paleocanales terciarios de la zona de Caspe-Chiprana (prov. de Zaragoza).- An. Edafología y Agrobiología, XXCI (1-4), pp. 617-634, Madrid.

Bibliografía

RIBA, O. y MALDONADO, A. (1969).- Las minas de sal de Remolinos (Zaragoza).- Guía Excursión de la V Reunión del grupo español de Sedimentología.- Pamplona-Zaragoza.

RIBA, O.; MALDONADO, A.; PUIGDEFABREGAS, C.; QUIRANTES, J. y VILLENA, J. (1971).- Mapa Geológico de España, esc. 1: 200.000, Hoja nº 32 (Zaragoza), 1ª ed., síntesis de la cartografía existente, Instituto Geológico y Minero de España, 33 pp., 1 mapa.

RIBA, O.; PUIGDEFABREGAS, C.; SOLER, M.; MALDONADO, A.; MARTI, C. y GARRIDO, A. (1972).- Mapa Geológico de España, esc. 1: 200.000, Hoja nº 23 (Huesca), 1ª ed., síntesis de la cartografía existente, Instituto Geológico y Minero de España, 54 pp., 1 mapa.

RIBA, O.; PUIGDEFABREGAS, C.; SOLER, M.; QUIRANTES, J. y MARTI, C. (1973).- Mapa Geológico de España, esc. 1: 200.000, Hoja nº 22 (Tudela), 1ª ed., síntesis de la cartografía existente, Instituto Geológico y Minero de España, 16 pp., 1 mapa.

RIBA, O.; REGUANT, S. y VILLENA, J. (1983).- Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro.- *In: Geología de España, tomo II, Libro Jubilar J.M. Ríos*, Instituto Geológico y Minero de España, pp. 131-159.

RIOS, J.M. (1959).- Algunas consideraciones acerca del enjuiciamiento del Valle del Ebro en sus posibilidades petrolíferas.- Notas y comunicaciones del Inst. Geol. y Min. de España, 53, pp. 107-148.

RIOS, J.M. y ALMELA, A. (1954).- Mapa Geológico de España, esc. 1:50.000 Hoja nº 208 (Uncastillo), serie antigua.- Instituto Geológico y Minero de España, 36 pp., 1 mapa.

RIOS, J.M. y ALMELA, A. (1954).- Mapa Geológico de España, esc. 1:50.000, Hoja nº 209 (Agüero), serie antigua.- Instituto Geológico y Minero de España, 42 pp., 1 mapa.

Bibliografía

ROBLES OROZCO, S. (1980).- Facies y secuencias de los abanicos aluviales de Poble de Segur (Prepirineo de la provincia de Lérida).- Actas del IX Congreso Nacional de Sedimentología, Ediciones Universidad de Salamanca, España, pp. 199-228.

ROBLES OROZCO, S. (1982).- Estudio comparativo del sistema aluvial del borde suroccidental de Los Catalánides en la transversal de Prat de Compte (Tarragona) y los abanicos aluviales de Poble de Segur (Prepirineo de Lérida).- Acta Geológica Hispánica, 17 (4), pp. 255-269.

ROBLES OROZCO, S. (1984).- El complejo sedimentario aluvial y lacustre de edad paleógena de La Poble de Segur, entre los ríos Noguera Pallaresa y Flamisell (Prepirineo de Lérida).- Ilerda, XLV, 53 pp., Lérida.

RODRIGUEZ VIDAL, J. (1986).- Geomorfología de las Sierras Exteriores oscenses y su piedemonte.- Instituto de Estudios Altoaragoneses, C.S.I.C. de la Diputación Provincial de Huesca, "Colección de Estudios Altoaragoneses", 4, 172 pp.

ROSSINSKY, V. y WANLESS, H.R. (1992).- Topographic and Vegetative Controls on Calcrete Formation, Turks and Caicos Islands, British West Indies.- J. Sediment. Petrol., 62(1), pp. 84-98.

ROUCHY, J.M. y MONTY, C.L.V. (1981).- Stromatolites and cryptalgal laminites associated with Messinian gypsum of Cyprus.- *In*: MONTY, C.L.V. (ed.), Phanerozoic Stromatolites: Case Histories, Springer Verlag, Berlin, 155-180.

ROYO GOMEZ, J. (1922).- El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica.- Publ. Junt. Ampl. Est. Ins. Cient., Madrid, nº 30, serv. Paleont., nº 5, 230 pp.

ROYO GOMEZ, J. (1926).- Edad de las formaciones yesíferas del Terciario ibérico.- Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 26, pp. 259-270.

RUST, B.R. (1978).- Depositional models for braided alluvium.- *In*: MIALL, A.D. (ed.), Fluvial Sedimentology, Can. Soc. Petrol. Geologists Memoir 5, pp. 605-625.

Bibliografía

SAENZ, C. (1929).- Acerca de la extensión superficial de los yesos terciarios en la Cuenca del Ebro.- Publ. de la C.S.H.D.E.T.I., pp. 563-572.

SAENZ, C. (1931).- Notas acerca de la distribución estratigráfica del Terciario lacustre en la parte septentrional del territorio español.- Publ. Confederación Hidrográfica del Ebro, Zaragoza, 36, pp. 1-29.

SAENZ, C. (1942).- Estructura general de la cuenca del Ebro.- Estudios Geográficos, 7, pp. 249-269, 1 carta, 1 lám., Madrid.

SAEZ, A. (1987).- Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-Oligoceno del NE de la Cuenca del Ebro.- Tesis doctoral (inédita), Universidad de Barcelona, 319 pp.

SALVANY, J.M. (1989).- Las formaciones evaporíticas del Terciario continental de la Cuenca del Ebro en Navarra y La Rioja. Litoestratigrafía, Petrología y Sedimentología.- Tesis doctoral (inédita), Universidad de Barcelona, 397 pp.

SEGURET, M. (1970).- Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité.- Thèse doc. inéd., Fac. Sc. Montpellier, 224 pp.

SEILACHER, A. (1984).- Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events.- Marine Geology, 55, pp. 1-12.

SELZER, G. (1934).- Geologie der Sudpyrenäische Sierren in Oberaragonien. Neues Jahrb f. Min. Paläontol. und Geologie, Beil-Bd, 71, pp. 370-406. Berlin.- Trad. esp. en Publ. Extranj. sobre Geol. de España, 4, C.S.I.C., 1948, pp. 185-231.

SHAW, J. (1977).- Sedimentary successions in Pleistocene ice-marginal lakes.- *In*: JOPLING, A.V. y McDONALD, B.C. (eds.), Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation.- Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., 23, pp. 281-303.

SIEGENTHALER, C.; FINGER, W.; KELTS, K. y WANG, S. (1987).- Earthquake and seiche deposits in the Lake Luzerne, Switzerland.- Eclogae geol. Helv., 80 (1), pp. 241-260.

Bibliografía

SLATER, M.J. (1977).- The Oligo-Miocene Fluvial Molasse Sediments of the Northern Ebro Basin, Spain.- Unpublished Ph. D. thesis, Univ. of Cambridge, 199 pp.

SLY, P.G. (1978).- Sedimentary Processes in Lakes.- *In*: LERMAN, A. (ed.), Lakes: Chemistry, Geology, Physics., chap. 3, Springer-Verlag, pp. 65-90.

SMITH, N.D. (1974).- Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse River, a braided outwash stream.- Journal of Geology, 82, pp. 205-223.

SMOOT, J.P. (1978).- Origin of the carbonate sediments in the Wilkins Peak Member of the Green River Formation (Eocene), Wyoming, U.S.A..- Int. Ass. Sediment. Spec. Publ., 2, pp. 109-127..

SOLE SABARIS, L. (1954).- Sobre la estratigrafía de Las Bardenas y los límites del Oligoceno y del Mioceno en el sector occidental de la Depresión del Ebro.- Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., Tomo Extraordinario Hernández Pacheco, pp. 637-658.

SOLER, M. (1970).- Etude Géologique du Haut Aragón Occidental.- S.N.P.A. Documentación interna.

SOLER, M. y PUIGDEFABREGAS, C. (1970).- Líneas generales de la geología del Alto Aragón Occidental.- Pirineos, 96, pp. 5-20.

SOLER, M. y PUIGDEFABREGAS, C. (1972).- Esquema litológico del Alto Aragón.- Pirineos, 106, pp. 5-15.

SOUQUET, P. (1967).- Le Crétacé supérieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragón et Navarre.- Thèse Doct. d'état (inéd.), Toulouse, 529 pp.

STAHL, W.J. (1979).- Carbon isotopes in petroleum geochemistry.- *In*: JAGER, E. y HUNZIKER, J.C. (eds.), Lectures in Isotope Geology, Springer Verlag, New York, pp. 274-282.

STANLEY, D.J. (1968).- Graded Bedding-sole marking-graywacke assemblage and related sedimentary structures in some Carboniferous flood deposits, eastern Massachusetts.- Geol. Soc. Am. Spec. Paper 106, pp. 211-239.

Bibliografía

STEEL, R. y GLOPPEN, T.G. (1980).- Late Caledonian (Devonian) Basin formation, western Norway: signs of strike-slip tectonics during infilling.- *In*: BALLANCE, P.F. y READING, A.D. (eds.), Sedimentation in Oblique-slip Mobile zones, Int. Ass. Sediment. Spec. Publ., 4, pp. 79-103.

STURM, M. y MATTER, A. (1978).- Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents.- *In*: MATTER, A. y TUCKER, M.E. (eds.), Modern and ancient lake sediments, Int. Ass. Sediment. Spec. Publ., 2, pp. 147-168.

SURDAM, R.C. y STANLEY, K.O. (1979).- Lacustrine sedimentation during the culminating phase of Eocene Lake Gosiute, Wyoming (Green River Formation).- Geol. Soc. Am. Bull., Part I, 90, pp. 93-110.

SWAGOR, N.S.; OLIVER, T.A. y JOHNSON, B.A. (1976).- Carrot Creek Field, central Alberta. *In*: LERAND, M.M. (ed.), Sedimentology of Selected Clastic Oil and Gas Reservoirs in Alberta.- 4th Core Conference, Can. Soc. Petrol. Geol., Calgary, pp 78-95.

SWIFT, D.; FIGUEIREDO, A.; FREELAND, G. y OERTEL, G. (1983).- Hummocky cross stratification and megaripples: a geological double standard.- J. Sediment. Petrol., 53, pp. 1295-1317.

SWIFT, D.J.P. y THORNE, J.A. (1991).- Sedimentation on continental margins, I: a general model for shelf sedimentation.- Int. Ass. Sediment. Spec. Publ., 14, pp. 2-31.

SWIFT, D.J.P.; OERTEL, G.F.; TILLMAN, R.W. y THORNE, J.A. (eds.) (1991).- Shelf Sand and Sandstone Bodies. Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy.- Int. Ass. Sediment. Spec. Publ., 14, Blackwell Scientific Publications, 532 pp.

SZULC, J. y SMYK, B. (1990).- Bacterially controlled calcification of freshwater stromatolites: an example from the Pieniny Mts., Southern Poland.- 13th International Sedimentological Congress, Nottingham, abstract, pp. 535-536.

Bibliografía

TALBOT, M.R. (1990).- A review of the palaeohydrological interpretation of carbon and oxygen isotopic ratios in primary lacustrine carbonates.- Chemical Geology (Isot. Geosci. Section), 80, pp.261-279.

TALBOT, M.R. y KELTS, K. (1986).- Primary diagenetic carbonates in the anoxic sediments of Lake Bosumtwi, Ghana.- Geology, 14, pp. 912-916.

TALBOT, M.R. y KELTS, D. (1990).- Paleolimnological Signatures from Carbon and Oxygen Isotopic Ratios in Carbonates from Organic-Rich Lacustrine Sediments.- *In*: KATZ, B.J. (ed.), Lacustrine Basin Exploration: Case Studies and Modern Analogs, Am. Ass. Petrol. Geologists Memoir 50, pp. 99-112.

TARUTANI, T.; CLAYTON, R.N. y MAGEDA, T.K. (1969).- The effect of polymorphism and magnesium substitution on oxygen isotope fractionation between calcium carbonate and water.- Geochim. Cosmochim. Acta, 33, pp. 987-996.

TEIXELL, A. (1992).- Estructura alpina en la transversal de la terminación occidental de la zona axial pirenaica. Tesis doctoral (inérita), Univ. de Barcelona, 252 pp.

THIRY, M. (1981).- Sedimentation continentale et alterations associées; calcitisations, ferruginisations et silicifications. Les argiles plastiques du Sparnacien du Bassin de Paris.- Mém. Sciences Geol., 64, 173 pp.

THOMPSON, J.B. y FERRIS, F.G. (1990).- Cyanobacterial precipitation of gypsum, calcite, and magnesite from natural alkaline lake water.- Geology, 18, pp. 995-998.

TOOD, S.P. (1989).- Stream-driven, high-density gravelly traction carpets: possible deposits in the Trabeg Conglomerate Formation, SW Ireland and some theoretical considerations of their origin.- Sedimentology, 36, pp. 513-530.

TREESE, K.L. y WILKINSON, B.H. (1982).- Peat-marl deposition in a Holocene paludal-lacustrine basin-Sucker Lake, Michigan.- Sedimentology, 29, pp. 375-390.

Bibliografía

TRUC, G. (1978).- Lacustrine sedimentation in an evaporitic environment: the Ludian (Palaeogene) of the Mormorion Basin, southeastern France.- *In: MATTER, A. y TUCKER, M.E. (eds.), Modern and ancient Lake Sediments, Int. Ass. Sediment. Spec. Publ., 2, pp. 187-202.*

TSIEN, H.H. (1985).- Algal-bacterial Origin of Micrites in Mud Mounds.- *In: TOOMEY, D.F. y NITECKI, M.H. (eds.), Paleogeology: Contemporary Research and Applications, Springer-Verlag, pp. 290-296.*

TUCKER, M. (1990).- Dolomites and dolomitization models: stable isotope geochemistry of dolomite (chap. 8.6). *In: TUCKER, M. and WRIGHT, V.P. (eds.), Carbonate Sedimentology, Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 382-386.*

VAN DIJK, D.E.; HOBDAV, D.K. y TANKARD, A.J. (1978).- Permo-Triassic lacustrine deposits in the eastern Karoo Basin, South Africa. *In: MATTER, A. y TUCKER, M.E. (eds.), Modern and ancient lake sediments, Int. Ass. Sediment. Spec. Publ., 2, pp. 225-239.*

VERA, J.A. (1989).- División de Unidades Estratigráficas en el análisis de cuencas (Introducción), Rev. Soc. Geol. España, 2 (3-4), pp. 169-176.

VOGT, T. (ed.) (1975).- Types de croûtes calcaires et leur repartition régional.- Colloque (Strasbourg).- Public U.E.R. Géographie, 146 pp.

Von der BORCH, C.C.; BOLTON, B. y WARREN, J.K. (1977).- Environmental setting and microstructure of subfossil lithified stromatolites associated with evaporites, Marion Lakes, South Australia.- Sedimentology, 24, pp. 693-708.

WALKER, R.G. (1967).- Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments.- J. Sediment. Petrol., 37, pp. 26-43.

WALKER, R.G. (1979).- Shallow marine sands.- *In: WALKER, R.G. (ed.), Facies Models, Geoscience, Canada, Reprint Series 1, pp. 75-89.*

WALKER, R.G. (1984).- Shelf and shallow marine sands.- *In: WALKER, R.G. (ed.), Facies Models, Reprint Series 1, Geoscience, Canada, pp. 141-170.*

Bibliografía

WALKER, R.G.; DUKE, W.L. y LECKIE, D.A. (1983).- Hummocky stratification: significance of its variable bedding sequences: Discussion and reply.- Geol. Soc. Am. Bull., 94, pp. 1245-1249.

WATTS, N.L. (1980).- Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (southern Africa): mineralogy, genesis and diagenesis.- Sedimentology, 27, pp. 661-686.

WELLS, N.A. (1983).- Carbonate deposition, physical limnology and environmentally controlled chert formation in Paleocene-Eocene lake Flagstaff, Central Utah.- Sediment. Geol., 35, pp. 263-296.

WELLS, N.A. (1984).- Sheet debris flow and sheet flood conglomerates in cretaceous cool-maritime alluvial fans, South Orkney, Antarctica. *In*: KOSTER, E.H. y STEEL, R.J. (eds.), Sedimentology of gravels and conglomerates, Can. Soc. Petrol. Geologists Memoir 10, pp. 133-145.

WIGNALL, P.B. (1989).- Sedimentary dynamics of the Kimmeridge Clay: tempests and earthquakes.- J. Geol. Soc. of London, 146, pp. 273-284.

WILLIAMS, G.E. (1971).- Flood deposits of the sand-bed ephemeral streams of central Australia.- Sedimentology, 17, pp. 1-40.

WILLIAMS, R.C. (1975).- Fluvial deposits of Oligo-Miocene age in the Southern Ebro Basin, Spain.- Unpublished Ph. D. thesis, Univ. of Cambridge, 220 pp.

WOLFBAUER, C.A. y SURDAM, R.C. (1974).- Origin of Nonmarine Dolomite in Eocene Lake Gosiute, Green River Basin, Wyoming.- Geol. Soc. Am. Bull., 85, pp. 1733-1740.

WRIGHT, M.E. y WALKER, R.G. (1981).- Cardium Formation (U. Cretaceous) at Seebe, Alberta -Storm-transported sandstones and conglomerates in shallow marine depositional environments below fair-weather wave base.- Can. J. Earth Sci., 18, pp. 795-809.

Bibliografía

WRIGHT, V.P. (1989).- Paleosol recognition. *In:* ALLEN, F.R.S. y WRIGHT, V.P. (eds.), *Paleosols in siliclastic sequences*, Publications Officer, Postgraduate Research Institute for Sedimentology, University of Reading, chap. 1, pp. 1-25.

WRIGHT, V.P. (1990).- Lacustrine carbonates. *In:* TUCKER, M.E. y WRIGHT, V.P. (eds.), *Carbonate sedimentology*, chap. 4.4, Balckwell Scientific Publications, Oxford, pp. 164-190.

WRIGHT, V.P.; PLATT, N.H. y WIMBLEDON, W.A. (1988).- Biogenic laminar calcretes: evidence for calcified root mat horizons in paleosols.- *Sedimentology*, 35, pp. 603-620.

WRIGHT, V.P. y ALONSO ZARZA, A.M. (1992).- Significado de la composición isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$) en paleosuelos carbonatados. Mioceno de la Cuenca de Madrid.- *Geogaceta*, 11, pp. 61-63.

ZEMPOLICH, W.G.; WILKINSON, B.H. y LOHMAN, K.C. (1988).- Diagenesis of Proterozoic carbonates: the Beck Spring Dolomite of eastern California.- *J. Sediment. Petrol.*, 58, pp. 656-672.

ZHAO, X. y FAIRCHILD, I.J. (1987).- Mixing-zone dolomitization of Devonian carbonates, Guangxi, South China.- *In:* MARSHALL, J.D. (ed.), *Diagenesis of Sedimentary Sequences*, *Spec. Publ. Geol. Soc. of London*, 36, pp. 157-170

ANEXOS

N°ORDEN	PERFIL	UNIDAD	MUESTRA	FACIES	PDB		COMPOSICION MINERALOGICA (%)			
					$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	CALCITA	DOLOMITA	CUARZO + FELDESP.	MIN. ARCILLA
1	PUIG LADRON	N1	PL-3	Cl	3.0	-1.7	1	88	6	5
2			PL-4	Cl	-5.8	-2.5	67	11	13	9
3			PL-5	Cl	2.2	-2.7	2	81	7	10
4			PL-6	Cl	0.6	-3.4	18	54	12	16
5			PL-7	Cl	-4.2	-2.8	79	2	6	13
6			PL-14b	Ce	-4.2	-1.2	99	0	1	0
7			PL-15b	Ce	-5.1	-2.0	94	0	3	3
8			PL-15c	Ce	-3.6	-1.8	90	0	3	7
9			PL-16b	Ce	-0.3	-0.3	30	62	4	4
10			PL-20b	Cl	-2.7	-0.9	66	24	3	7
11			PL-22	Ce	0.4	-0.1	16	78	3	3
12			PL-22b	Ce	-3.4	-0.5	83	14	3	0
13			PL-22c	Cl	-5.9	-1.9	94	0	3	3
14			PL-28	Cb	-6.4	-2.5	98	0	2	0
15			PL-36b	Ce	-4.0	-1.4	97	1	2	0
16			PL-45	Cl	-4.0	-2.7	75	15	6	4
17			PL-45b	Ce	0.2	-1.3	46	54	0	0
18			PL-48	Ce	-5.0	-3.6	95	0	3	2
19			PL-48b	Ce	-4.5	-3.7	90	0	5	5
20			PL-49	Cm	-5.2	-3.5	98	0	2	0
21	PUIG LADRON	N2	PL-66	Cl	-0.5	-0.8	35	58	3	4
22			PL-68	Ce	-3.9	-1.9	95	1	2	2
23			PL-69	Cl	-1.6	-1.3	47	47	2	4
24			PL-69b	Ce	-3.9	-1.9	92	2	4	2
25			PL-70	Cl	-4.3	-1.3	61	26	7	6
26			PL-73a	Cm	-5.2	-2.6	92	0	4	4
27			PL-73b	Ce	-3.8	-2.4	93	0	3	4
28			PL-78	Ce	-4.7	-2.0	87	5	3	5
29			PL-80b	Cl	-1.1	-4.7	95	0	3	2
30			PL-84	Cb	-4.9	-4.0	94	0	4	2

Tabla I. - Composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB) y mineralógica (%) de muestras correspondientes a los perfiles de Puig Ladrón, Lanaja, Barranco de la Loba, Barranco Lasfachastis y San Caprasio en la Sierra de Alcubierre

N° ORDEN	PERFIL	UNIDAD	MUESTRA	FACIES	PDB		COMPOSICION MINERALOGICA (%)				
					$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	CALCITA	DOLOMITA	CUARZO + FELDESP.	MIN. ARCILLA	
31	LANAJA	N1	L-1a	Cl	2.5	-1.6	0	87	6	7	
32			L-1b	Ce	-5.0	-2.9	96	0	2	2	
33			L-1d	Cl	-4.3	-1.3	77	2	14	7	
34			L-3b	Cl	-4.4	-2.5	95	0	2	3	
35			L-10b	Cl	-4.3	-3.2	78	0	16	6	
36			L-14	Cb	-5.4	-2.4	92	0	5	3	
37			L-26	Cb	-6.4	-2.6	96	0	2	2	
38			L-43	Cl	-5.0	-3.5	78	1	15	6	
39			L-52b	Cm	-9.0	-6.4	66	0	20	14	
40			L-59b	Cb	-5.4	-5.4	91	2	3	4	
41			L-104	Cl	-3.9	-2.2	86	0	6	8	
42			L-109	Cl	-3.7	-1.9	82	0	8	10	
43			L-116	Cm	-5.2	-2.5	98	0	2	0	
44			L-141	Cl	-3.0	-2.9	91	0	5	4	
45			L-150b	Cl	-3.3	-2.3	62	29	4	5	
46			L-151	Ce	-2.6	-2.0	61	35	2	2	
47	L-152	Ce	-4.0	-2.3	93	1	4	2			
48	L-154	Cl	-4.6	-2.2	85	1	7	7			
49	L-155	Cb	-5.5	-2.7	97	0	3	0			
50	BARRANCO DE LA LOBA	N2	BL-1	Ce	3.3	0.4	3	94	3	0	
51			BL-3	Ce	-4.3	-0.7	95	0	5	0	
52			BL-4	Cl	-4.1	-1.0	75	6	9	10	
53			BL-5	Ce	-4.9	-1.1	94	0	4	2	
54			BL-7	Cb	-7.8	-0.4	98	0	2	0	
55			BL-9	M	-3.3	-3.8	39	16	19	26	
56			BL-10	Cb	-6.4	-4.6	90	1	5	4	
57			BL-19	Ce	-4.5	-1.1	98	0	2	0	
58			BL-25	Ce	2.8	-0.6	2	94	4	0	
59			BL-29	Cl	-4.3	-2.7	88	0	6	6	
60			BL-30	Ce	-3.9	-1.4	97	1	2	0	
61			BL-31	Ce	-3.4	-1.3	95	4	1	0	
62			BL-34	Ce	-3.2	-0.7	93	0	1	6	
63			BL-35	Ce	-3.5	-0.5	94	0	6	0	
64			BL-37	Ce	-3.9	-1.6	98	0	2	0	
65			BL-40	Ce	3.6	-0.8	0	95	5	0	
66			BL-45	Ce	-6.4	-2.5	97	1	2	0	
67			BL-50	Cl	3.9	-1.0	0	95	5	0	
68			BL-57	Ce	2.1	-0.8	0	94	6	0	
69			BL-65	Cl	2.0	-0.4	2	96	2	0	
70			BL-70	Ce	1.8	-0.2	0	99	1	0	
71	BL-75	Cb	-6.5	-1.9	99	1	0	0			

Tabla I (Continuación)

N°ORDEN	PERFIL	UNIDAD	MUESTRA	FACIES	PDB		COMPOSICION MINERALOGICA (%)			
					$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	CALCITA	DOLOMITA	CUARZO + FELDESP.	MIN. ARCILLA
72	LASFACHAST	N1	LF-2	Ce	1.1	-2.1	54	43	3	0
73			LF-3	Ce	0.4	-1.5	71	24	5	0
74			LF-5	Cl	-1.6	-1.4	88	2	3	7
75			LF-7	Ce	-1.1	-1.1	100	0	0	0
76			LF-9	Cl	3.1	-1.1	3	94	3	0
78			LF-11	Ce	-1.2	-2.5	98	0	2	0
79			LF-20	Ce	3.2	-0.2	0	98	2	0
80			LF-22	Cl	2.7	-0.6	0	94	6	0
81			LF-25	Cl	-3.7	-0.6	77	19	4	0
82			LF-26	Ce	-4.7	-0.7	99	0	1	0
83	L-27	Ce	-4.6	-0.7	99	0	1	0		
84	LF-32	Cl	-5.2	-2.4	90	0	7	3		
85	LF-34	Cb	-5.2	-2.3	93	0	4	3		
86	SAN CAPRASIO	N2	ALC-1a	Ce	-4.4	-1.5	95	0	3	2
87			ALC-1b	Ce	-5.6	-5.6	94	0	3	3
88			ALC-3b	Cl	-4.5	-1.6	90	0	4	6
89			ALC-6	Ce	-3.9	-0.9	91	7	2	0
90			ALC-9	Ce	-3.5	-0.7	68	29	2	1
91			ALC-12	Cl	-3.1	-0.4	61	36	3	0
92			ALC-22a	Ce	-5.2	-0.7	99	0	1	0
93			ALC-22b	Ce	-6.0	-1.4	99	0	1	0
94			ALC-22c	Ce	-5.0	-0.9	99	0	1	0
95			ALC-26	Cb	-7.1	-1.6	95	0	5	0
96			ALC-30	Cl	-5.4	-1.7	97	0	3	0
97			ALC-31a	Cb	-5.7	-2.3	99	0	1	0
98			ALC-31'	Ce	-3.5	-0.8	96	0	4	0
99			ALC-31b	Cl	-3.9	-0.9	85	0	8	7
100			ALC-32	Cl	-3.9	-1.1	95	0	4	1
101			ALC-33a	M	-5.0	-2.6	30	0	31	39
102			ALC-33b	Cl	-4.1	-1.4	86	0	4	10
103			ALC-33c	Cl	-4.8	-1.8	86	0	8	6
104			ALC-34	Cm	-7.2	-2.2	90	0	7	3
105			ALC-34b	Cb	-5.6	-3.0	99	0	1	0
106			ALC-38	Ce	-4.0	-1.0	87	0	8	5
107			ALC-38'	Ce	-4.5	-0.9	96	0	4	0
108			ALC-44	Cl	-3.9	-1.6	85	0	15	0
109			ALC-81a	Ce	-4.2	-1.2	98	0	2	0
110			ALC-81b	Ce	-4.1	-1.3	99	0	1	0
111			ALC-94	Cb	-7.8	-2.7	96	0	2	2
112	ALC-96	Cl	-4.8	-1.9	92	0	6	2		

Tabla I (Continuación)

N°ORDEN	PERFIL	UNIDAD	MUESTRA	FACIES	PDB		COMPOSICION MINERALOGICA (%)			
					$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	CALCITA	DOLOMITA	CUARZO + FELDESP.	MIN. ARCILLA
113	SAN CAPRASIO	N2	ALC-97	Cl	-4.8	-2.1	90	0	5	5
114			ALC-100	M	-5.4	-3.3	49	0	20	31
115			ALC-102	Cm	-6.5	-2.0	92	0	4	4
116			ALC-113	Cl	-4.6	-1.5	97	0	3	0
117			ALC-137	Cl	-4.2	-1.9	89	0	5	6
118			ALC-141	Ce	-4.6	-2.1	96	0	4	0
119			ALC-143	Cl	-4.7	-1.7	97	0	3	0
120			ALC-144	Ce	-6.8	-2.6	96	0	4	0
121			ALC-147a	Ce	-5.0	-1.6	95	0	3	2
122			ALC-147b	Ce	-5.1	-2.2	91	0	2	7
123			ALC-148	Cl	-4.5	-1.9	95	0	3	2
124			ALC-150*	Ce	-3.9	-1.8	98	0	2	0
125			ALC-152b	Ce	-4.0	-1.6	95	0	5	0
126			ALC-154	Ce	-4.7	-3.3	98	0	2	0
127			ALC-157b	Cl	-4.5	-1.8	93	0	3	4
128			ALC-164b	Cb	-5.1	-3.7	95	0	5	0
129			ALC-175	Cm	-6.0	-3.2	88	0	10	2
130			ALC-185	Ce	-6.4	-4.1	98	0	2	0
131	ALC-187	Cm	-5.6	-4.1	98	0	2	0		
132	ALC-193	Cb	-5.8	-3.9	98	0	2	0		
133	ALC-196b	Cl	-6.0	-4.4	94	0	2	4		
134	ALC-197b	Ce	-5.9	-5.1	98	0	2	0		
135	ALC-197c	M	-4.8	-2.3	51	0	18	31		
136	ALC-204	Cm	-6.2	-3.9	98	0	2	0		
137	ALC-210	Cm	-4.9	-3.5	100	0	0	0		
138	ALC-237	Cb	-6.5	-5.8	98	0	2	0		
139	ALC-175	Cm	-6.0	-3.2	88	0	10	2		
140	ALC-185	Ce	-6.4	-4.1	98	0	2	0		
141	ALC-187	Cm	-5.6	-4.1	98	0	2	0		
142	ALC-193	Cb	-5.8	-3.9	98	0	2	0		
143	ALC-196b	Cl	-6.0	-4.4	94	0	2	4		
144	ALC-197b	Ce	-5.9	-5.1	98	0	2	0		
145	ALC-197c	M	-4.8	-2.3	51	0	18	31		
146	ALC-204	Cm	-6.2	-3.9	98	0	2	0		
147	ALC-210	Cm	-4.9	-3.5	100	0	0	0		
148	ALC-237	Cb	-6.5	-5.8	98	0	2	0		

Tabla I (Continuación)

NºORDEN	PERFIL	UNIDAD	MUESTRA	FACIES	PDB		COMPOSICION MINERALOGICA (%)			
					$\delta^{18}O$	$\delta^{13}C$	CALCITA	DOLOMITA	CUARZO + FELDESP.	MIN. ARCILLA
1	ALDEA DEL CORREO	N1	AC-5-1	Ce (Biohermo)	-3.7	-2.3	80	9	5	6
2			AC-5-2		-3.4	-2.0				
3			AC-5-3		-3.2	-2.1				
4			AC-5-4		-3.5	-2.0				
5			AC-5-5		-2.4	-1.9				
6			AC-5-6		-2.9	-1.9				
7	PUIG LADRON	N1	PL-20-0	Ce (Biohermo)	-3.4	-0.6	77	15	4	4
8			PL-20-1		-3.7	-0.3				
9			PL-20-2		-4.7	-0.5				
10			PL-20-3		-4.9	-0.8				
11			PL-20-4		-4.1	-0.4				
12			PL-20-5		-4.7	-0.7				
13			PL-20-6		-4.7	-0.7				
14			PL-20-7		-4.4	-0.7				
15	SAN CAPRASIO	N2	ALC-141-1	Ce (Biohermo)	-5.0	-1.9	95	0	3	2
16			ALC-141-2		-4.9	-2.1				
17			ALC-141-3		-4.6	-2.0				
18			ALC-141-4		-4.5	-1.9				
19			ALC-141-5		-4.8	-1.8				
20			ALC-141-6		-4.5	-1.7				
21			ALC-141-7		-4.9	-1.9				
22	BARRANCO DE LA LOBA	N2	BL-19-1	Ce (Biohermo)	-5.1	-1.5	96	0	2	2
23			BL-19-2		-4.8	-1.3				
24			BL-19-3		-6.5	-2.2				
25			BL-19-4		-4.4	-1.1				
26			BL-19-5		-4.2	-0.9				
27			BL-19-6		-4.3	-1.0				
28			BL-19-7		-4.9	-1.3				

Tabla II. - Composición isotópica ($\delta^{18}O$ y $\delta^{13}C$, ‰ PDB) y mineralógica (%) de muestras correspondientes a perfiles verticales de cuatro biohermos de la Sierra de Alcubierre.

Nº ORDEN	PERFIL	UNIDAD	MUESTRA	FACIES	PDB						COMPOSICION MINERALOGICA (%)			
					CALCITA		DOLOMITA		CALCITA	DOLOMITA	CUARZO + FELDESP.	MIN. ARCILLA		
					$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$						
1	VAL DE LUNA	N1	CV-7	Cc	-2.7	-2.9	2.2	-1.5	61	31	1	7		
2			CV-9*	Cc	-5.6	-3.4			69	8	16	7		
3			CV-9'	Cc			2.1	0.4	0	72	9	19		
4	ESTEBAN	N1	E-6'a	Cc	-6.7	-4.1			87	1	4	8		
5			E-6'b	Cc	-6.7	-4.6			72	0	14	14		
6			E-6"	Cc			2.0	0.4	1	82	4	13		
7			E-13a	M	-6.7	-2.4			24	0	33	43		
8			E-13b	Cl	-0.3	0.2	2.0	1.5	23	68	3	6		
9			E-13c	Ce	-4.6	-0.7			93	5	2	0		
10			E-13d	Cm	-6.5	-1.2			92	0	2	6		
11			E-13e	Cb	-6.4	-1.3			99	0	1	0		
12			E-55	Cb	-6.2	-1.6			84	0	6	10		
13			E-56	Ce	-4.4	-1.8			93	0	3	4		
14			E-57	Cl	-4.7	-2.0			88	0	5	7		
15			E-64	M	-5.6	-2.5			53	0	14	33		
16			E-109	Cb	-7.2	-1.1			95	0	4	1		
17			E-110a	M	-3.1	-1.7	1.6	0.4	55	21	5	19		
18			E-110b	Cl	-2.5	-1.5	1.6	-0.4	56	34	3	7		
19	E-111'	Ce	-4.3	-1.9			83	9	3	5				
20	E-173a	M	-6.1	-4.2			47	0	14	39				
21	E-173b	Cm	-7.6	-4.6			83	0	7	10				
22	E-175	Cb	-6.7	-3.4			90	0	6	4				

Tabla III.- Composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, ‰ PDB) y mineralógica (%) de muestras correspondientes a los perfiles de La Val de Luna y Esteban en los Montes de Castejón

TESIS DOCTORAL

**UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA
ÁREA DE ESTRATIGRAFÍA**

**SEDIMENTOLOGÍA Y PALEOGEOGRAFÍA
DEL TERCIARIO DEL MARGEN
PIRENAICO Y SECTOR CENTRAL DE LA
CUENCA DEL EBRO
(ZONA ARAGONESA OCCIDENTAL**

Figuras fuera de texto

**Concepción Arenas Abad
Zaragoza, Julio de 1993**

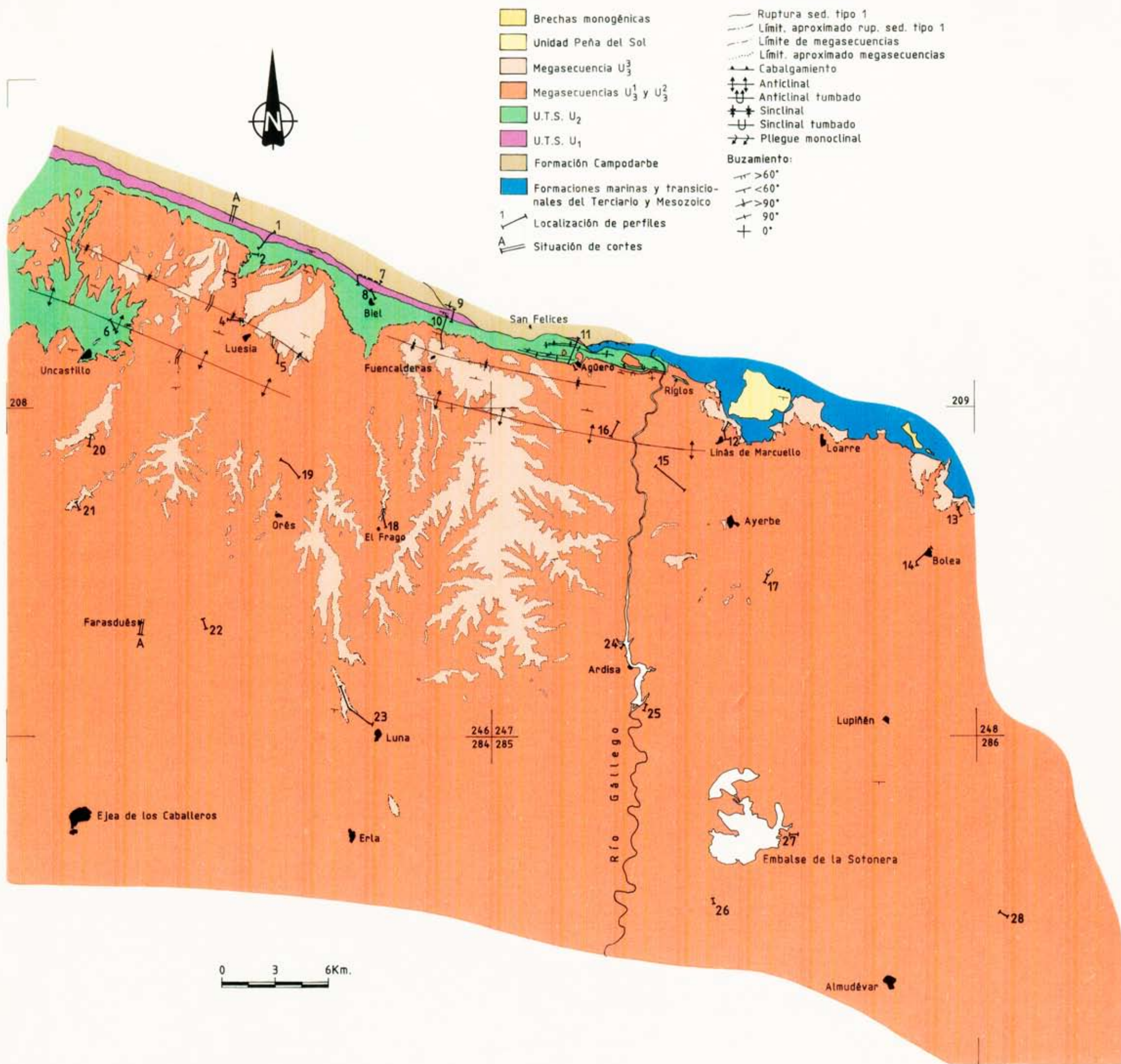


Figura 2.1.- Cartografía de las U.T.S., situación de perfiles y cortes geológicos del sector septentrional (Corte AA: figura 2.6)

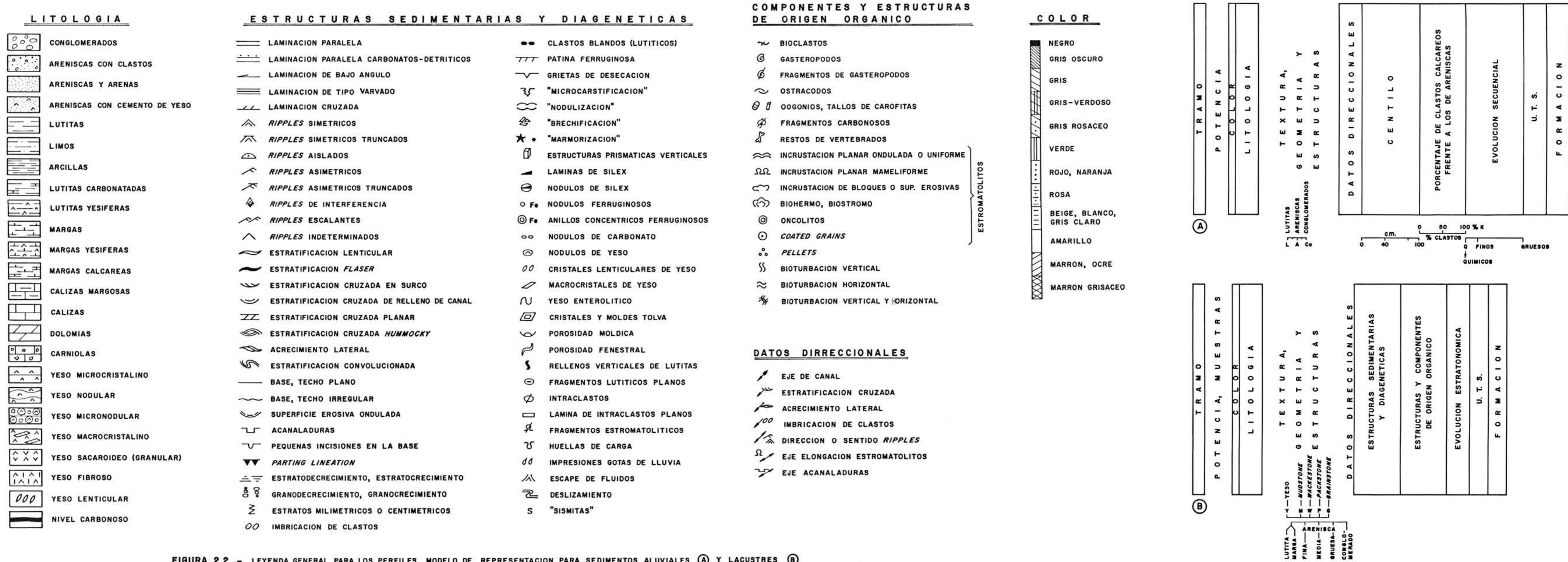


FIGURA 2.2.- LEYENDA GENERAL PARA LOS PERFILES. MODELO DE REPRESENTACION PARA SEDIMENTOS ALUVIALES (A) Y LACUSTRES (B)

Figura 2.4

PERFIL DEL PLANO DE CAMPO RASO (LUESIA)

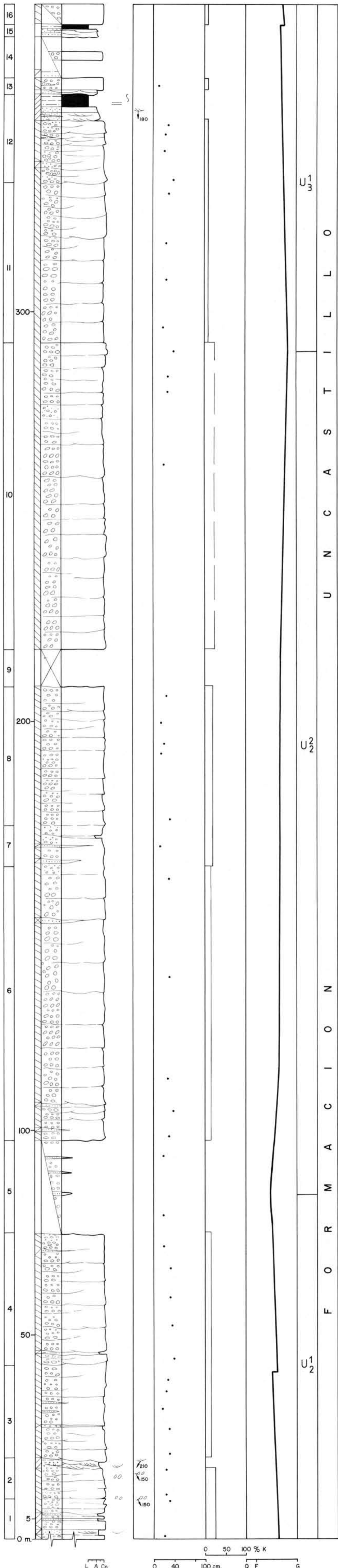


Figura 2.5

PERFIL DEL CORRAL DE MELERO (LUESIA)

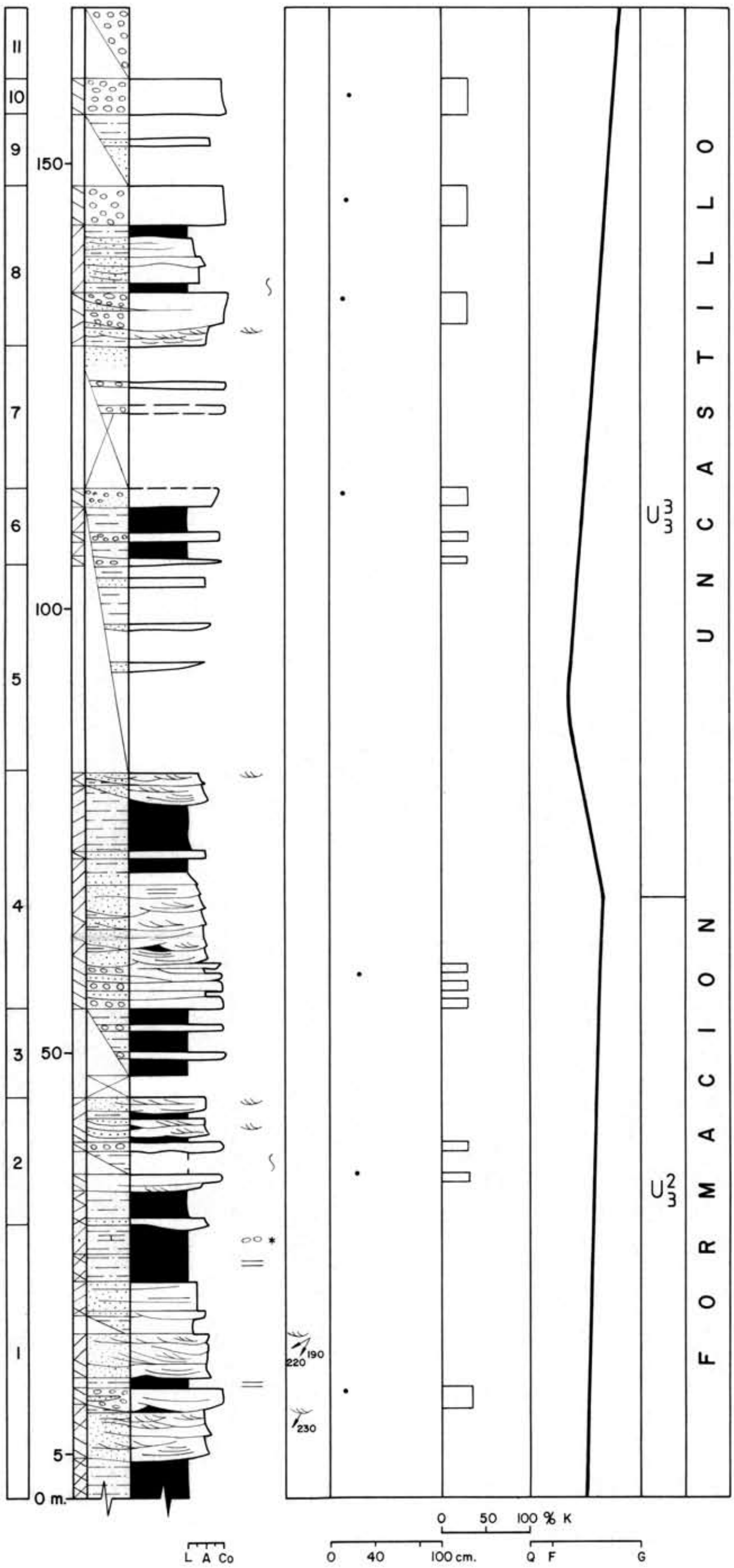


Figura 2.7 PERFIL DEL CORRAL DE BENJAMÍN

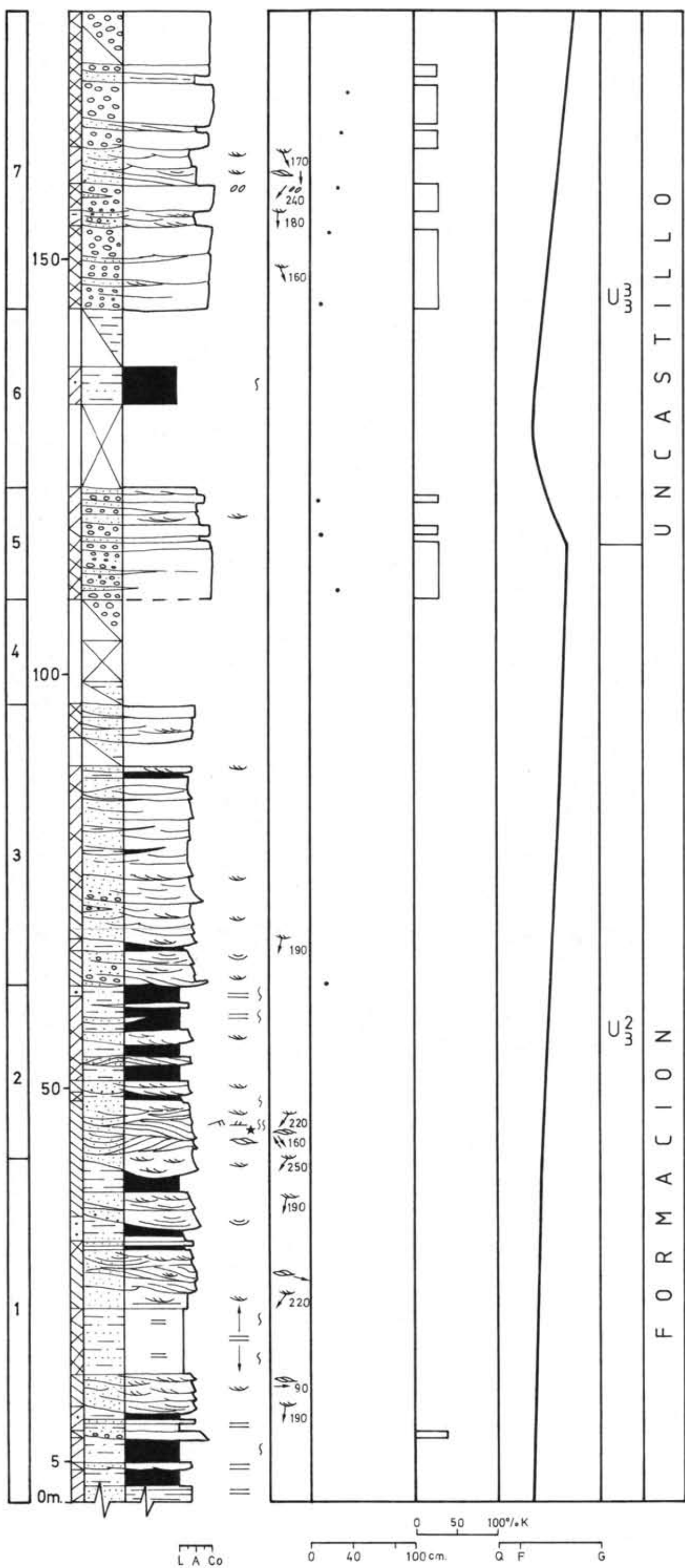


Figura 2.8 PERFIL DE VALDEACÚ (LUESIA)

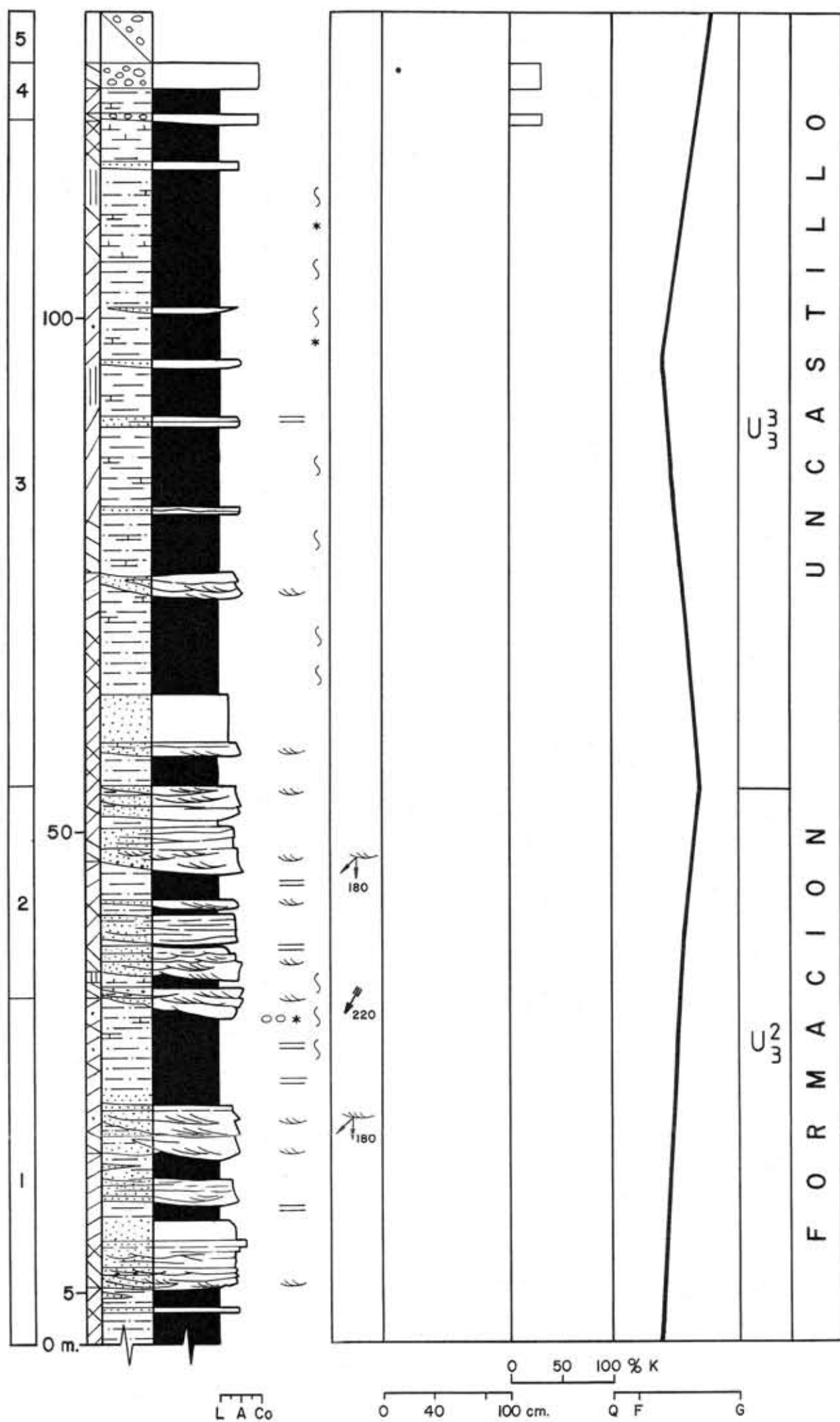


Figura 2.9

PERFIL DEL CORRAL DEL
ESQUEROLO (UNCASTILLO)

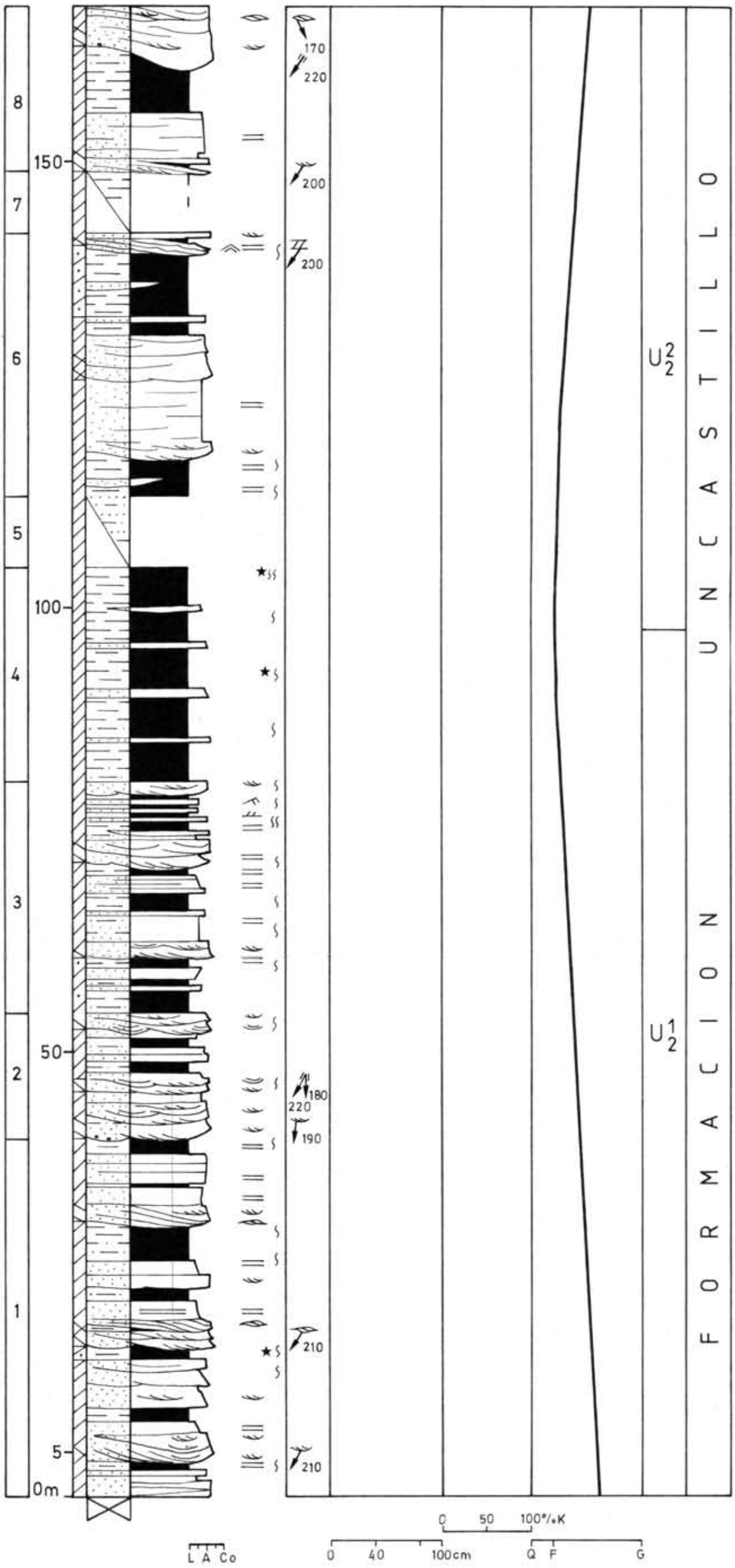


Figura 2.10 PERFIL DE BIEL

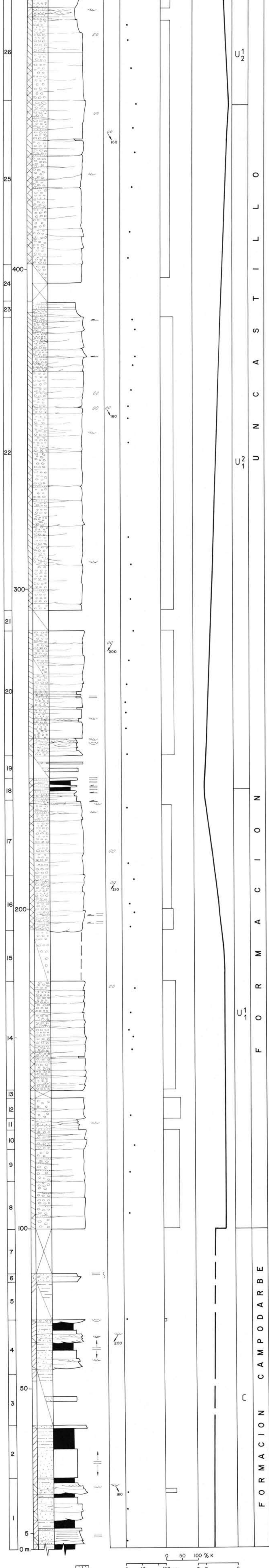


Figura 2.11

PERFIL DE SANTA QUITERIA
(BIEL)

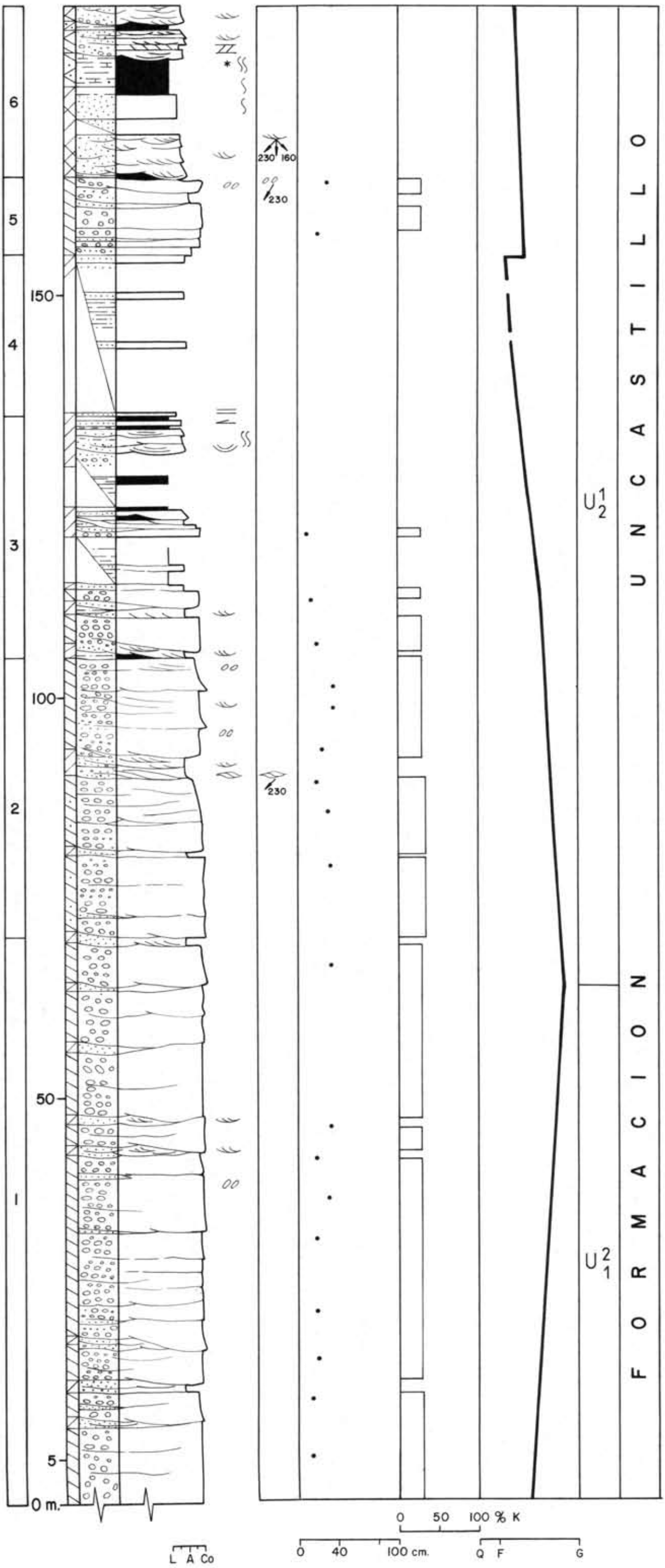


Figura 2.12 PERFIL DE FUENCALDERAS I

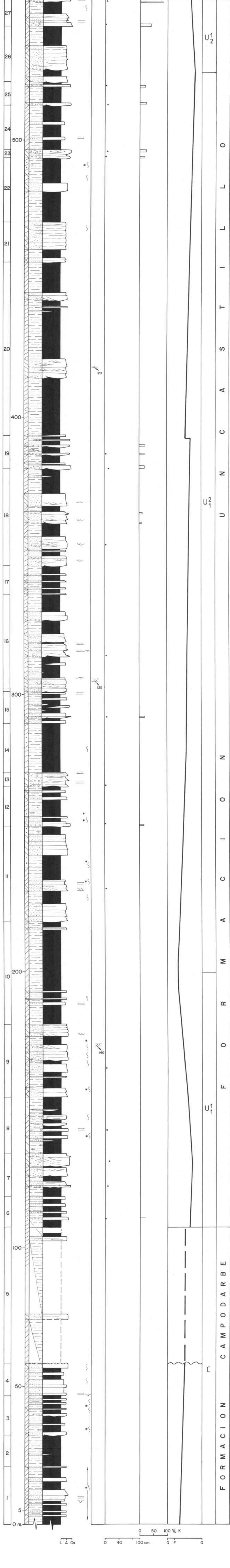


Figura 2.13 PERFIL DE FUENCALDERAS II

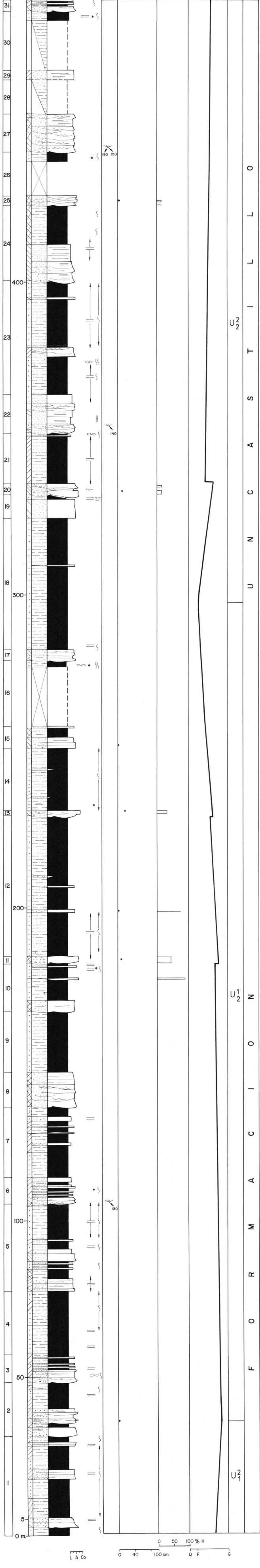


Figura 2.13 PERFIL DE FUENCALDERAS III

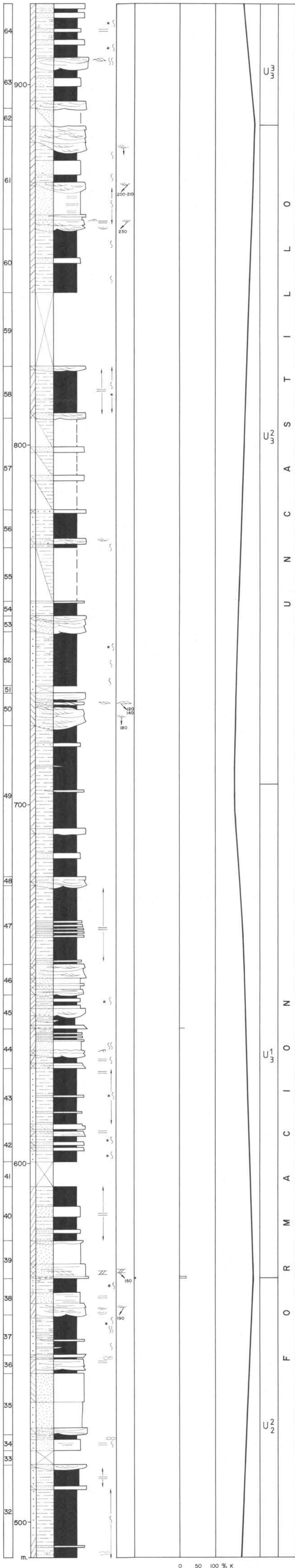


Figura 2.14 PERFIL DE AGÜERO

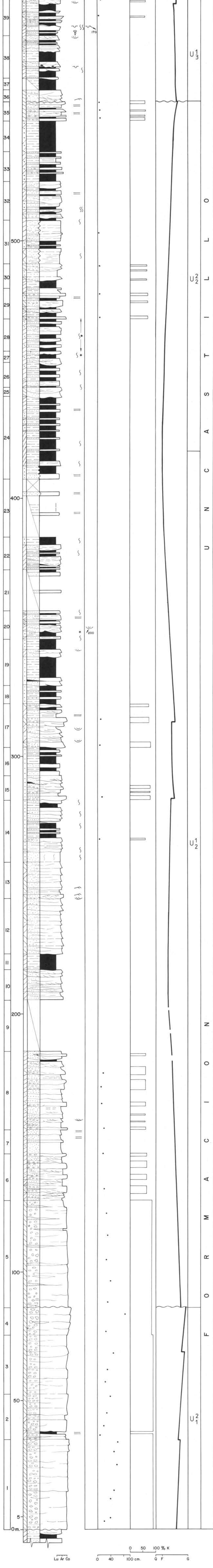
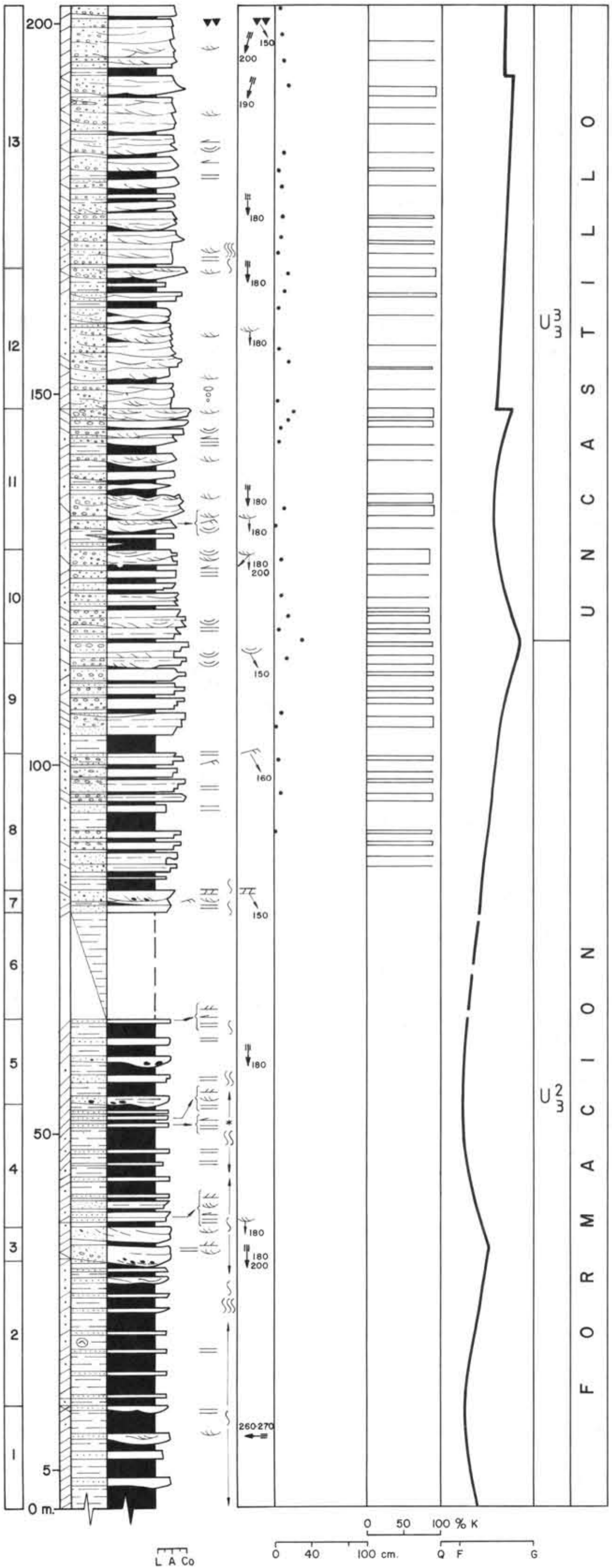


Figura 2.16

PERFIL DE LINÁS DE MARCUELLO



PERFIL DE LA CENTRAL

Figura 2.17 ELÉCTRICA DE BOLEA

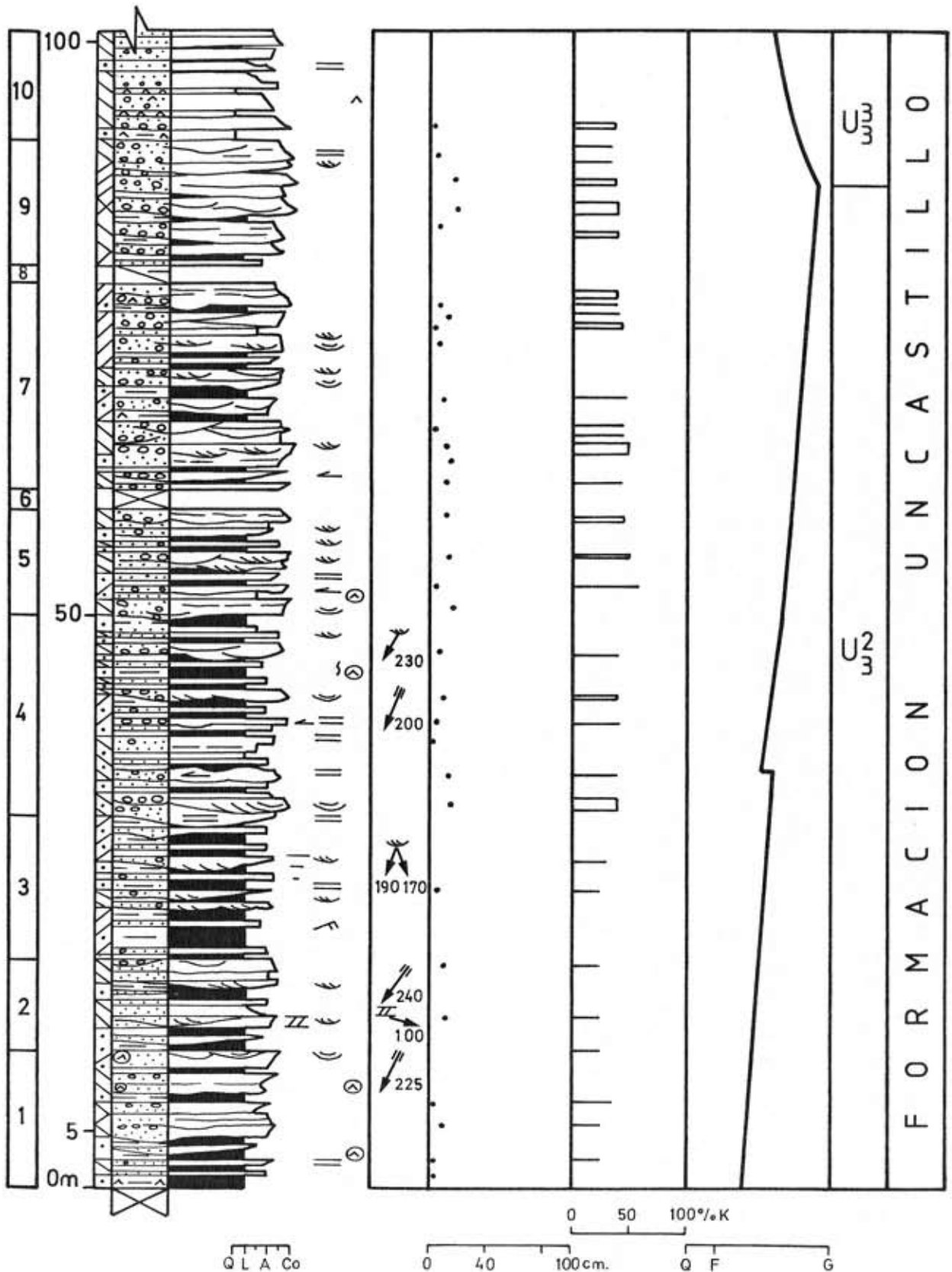


Figura 2.18 PERFIL DE BOLEA

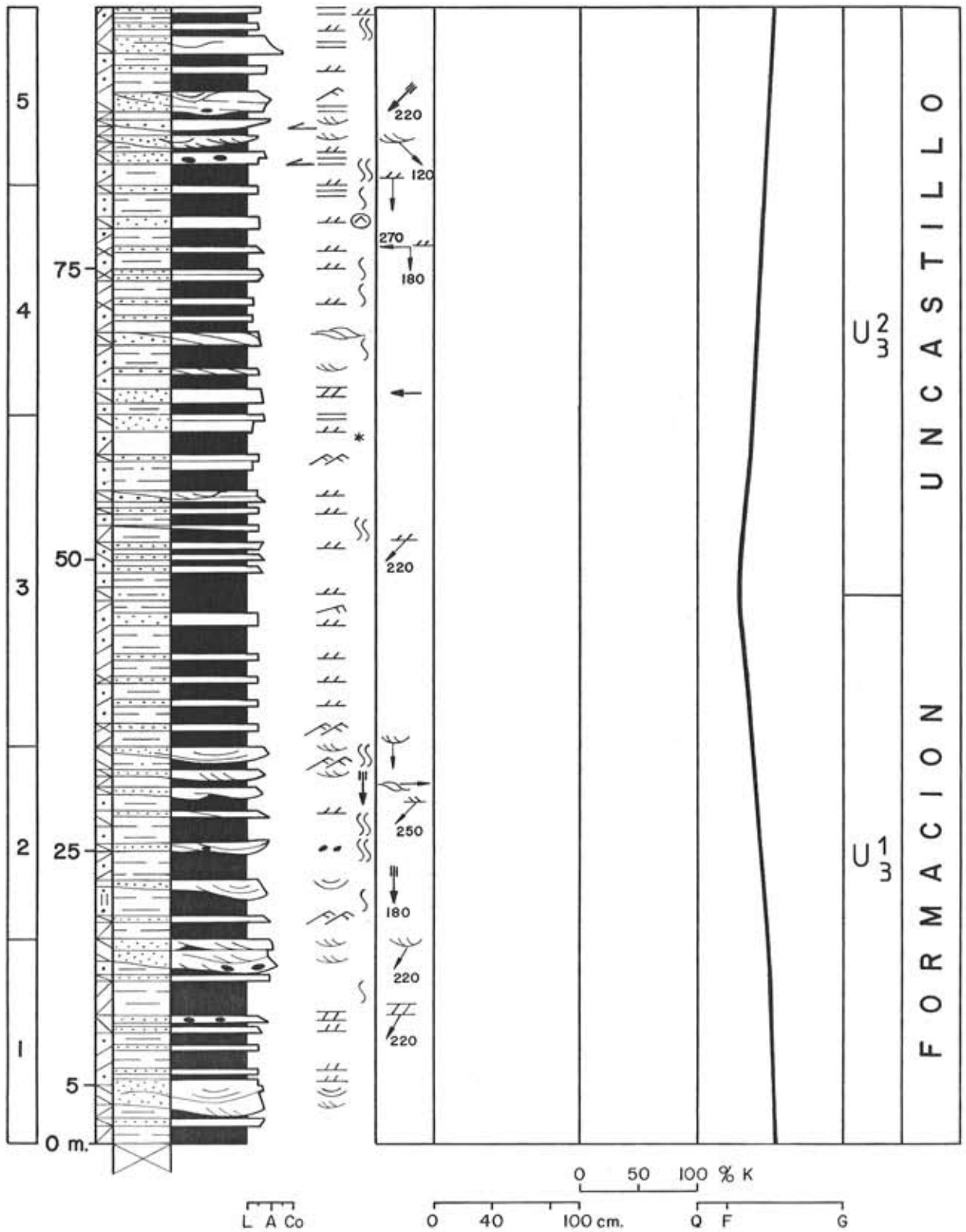
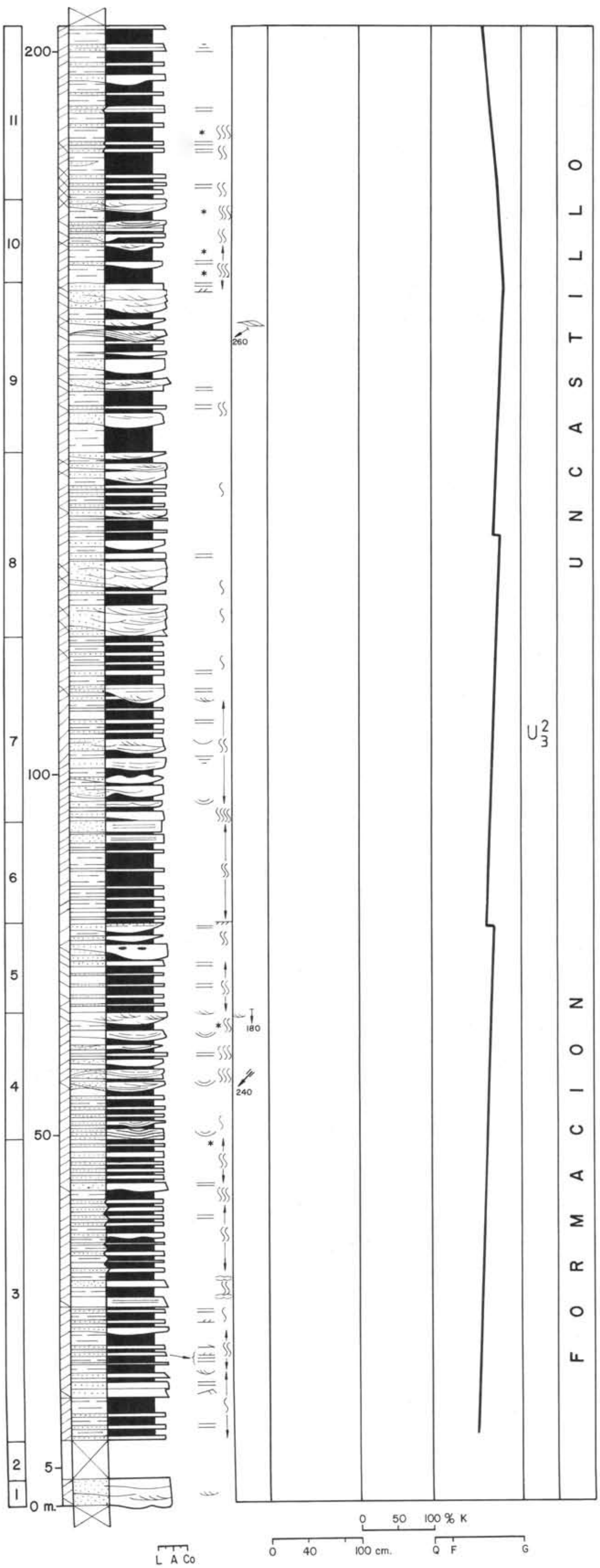


Figura 2.19 PERFIL DE CONCILIO



PERFIL DEL BARRANCO DE ARTASO

Figura 2.20

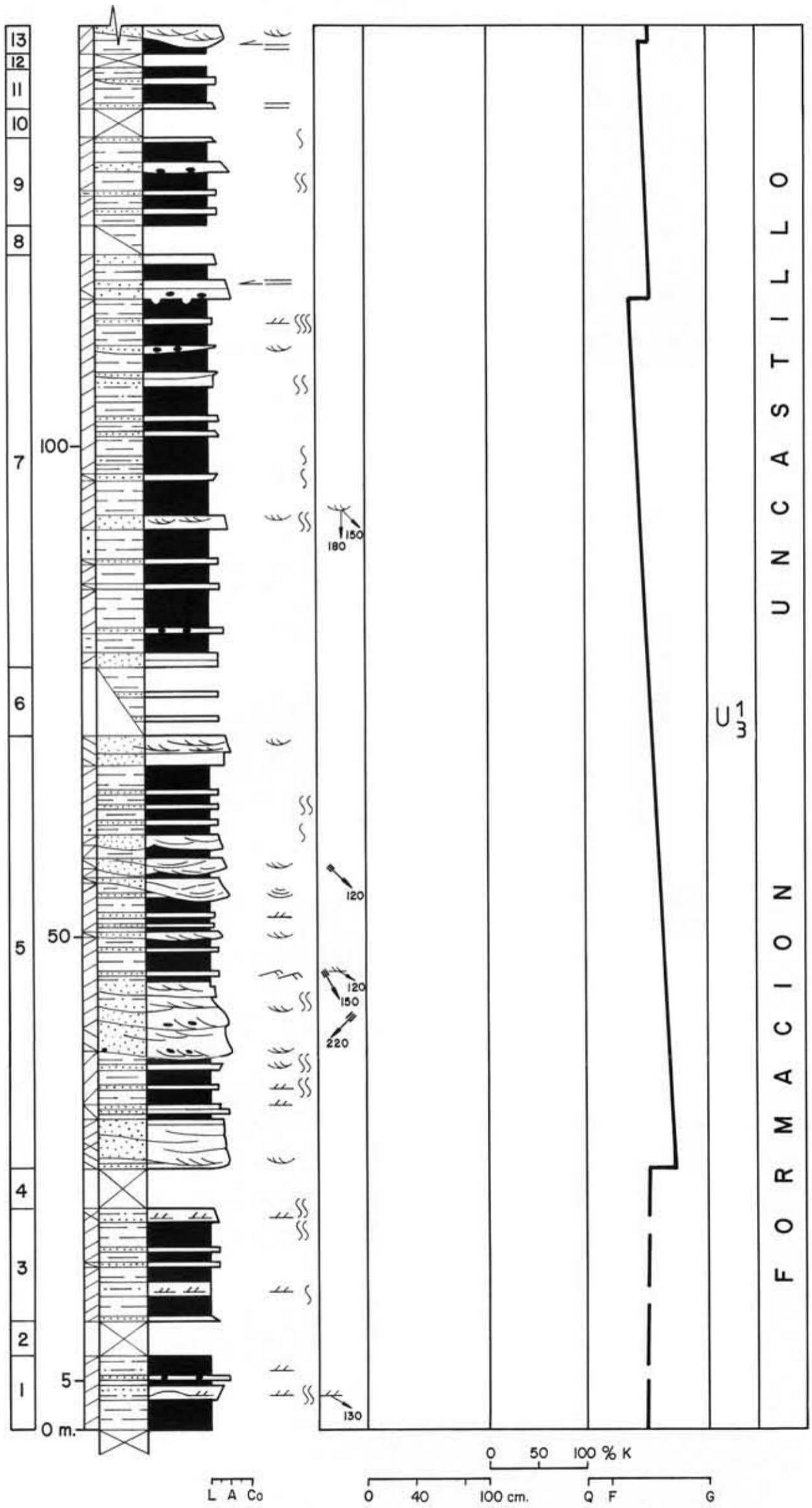


Figura 2.21

PERFIL DE MONZORRABAL

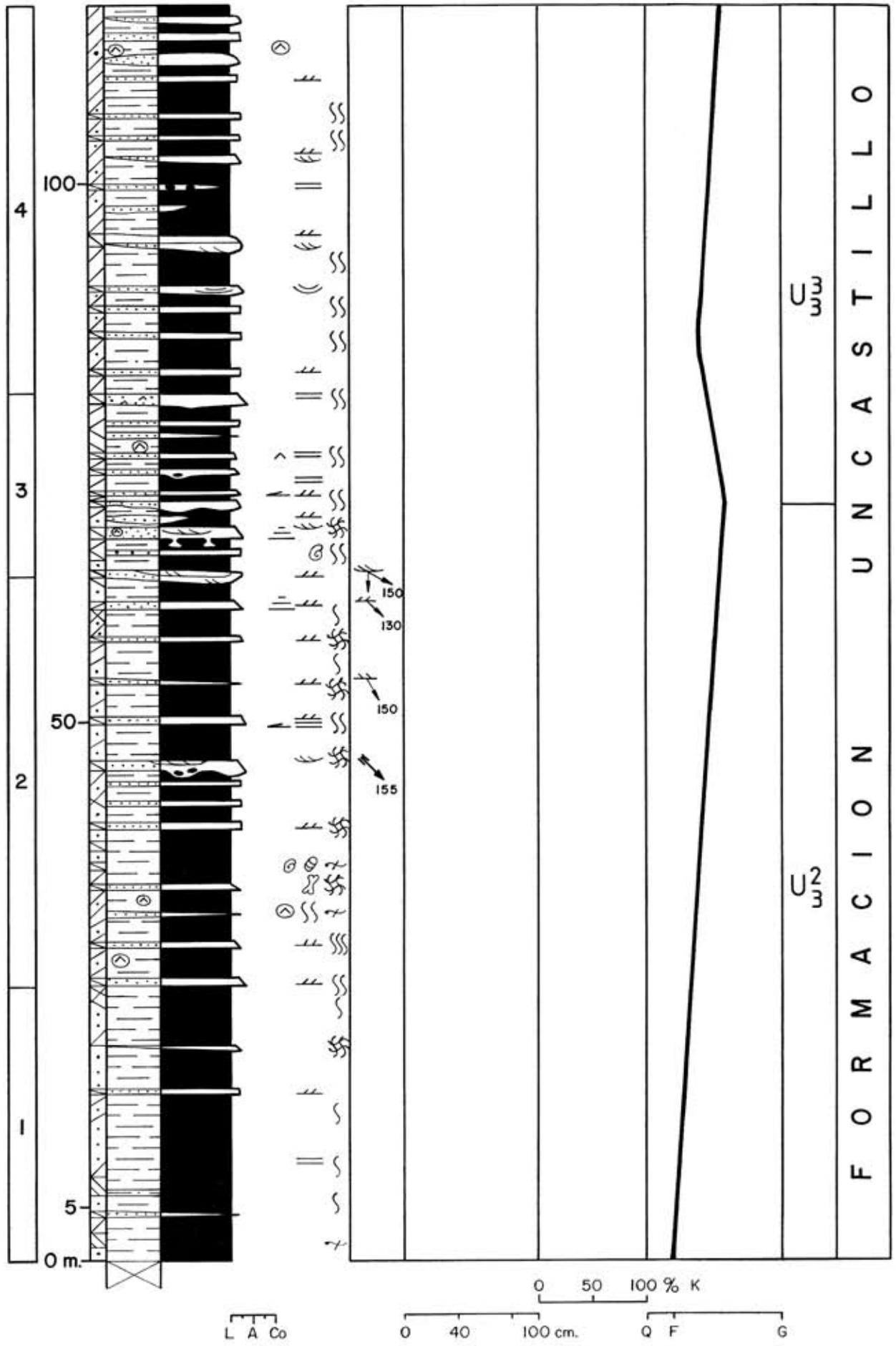


Figura 2.22 PERFIL DE EL FRAGO

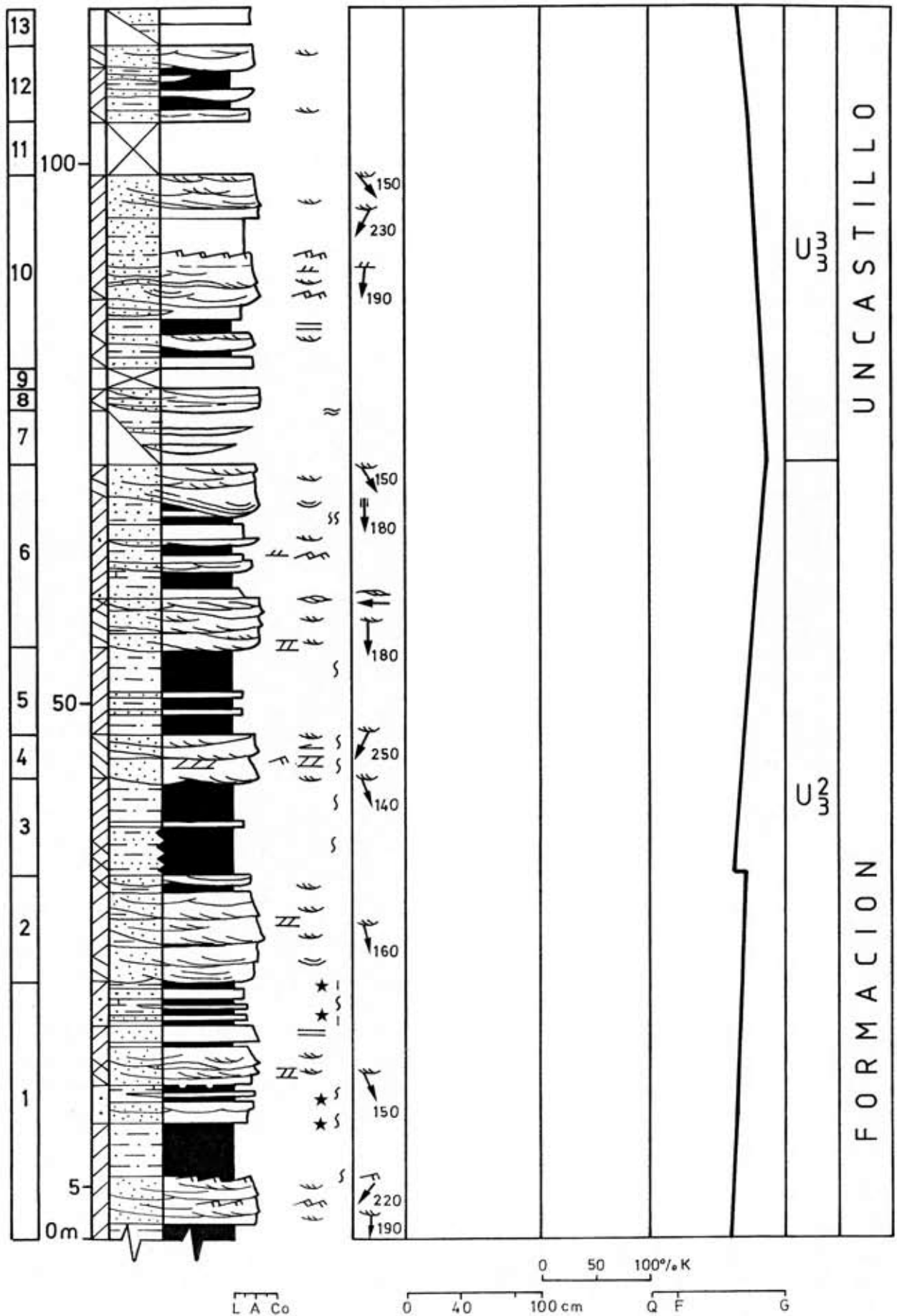


Figura 2.23 PERFIL DE LA MINGOTA (ORÉS)

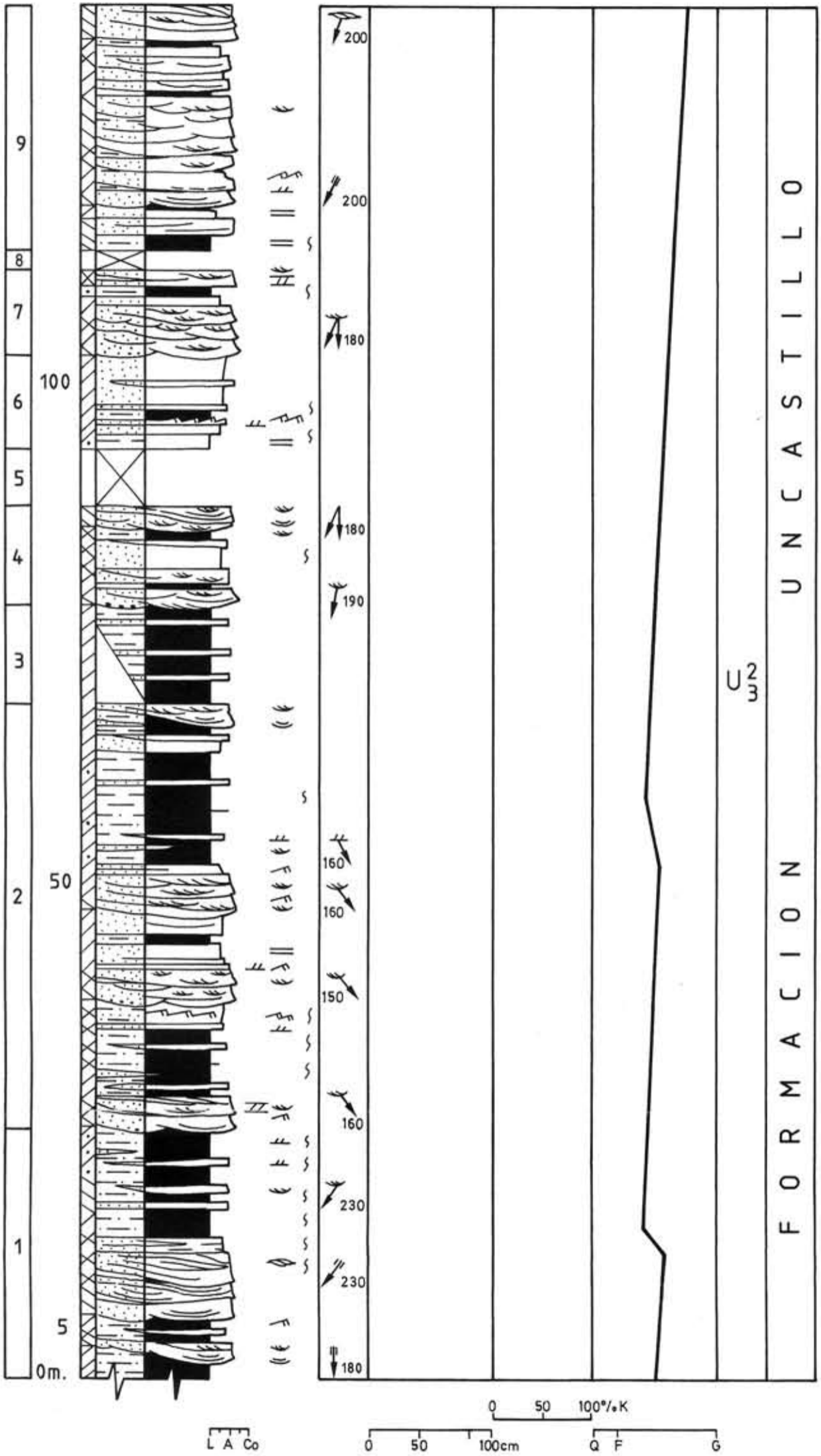


Figura 2.24 PERFIL DE MALPICA DE ARBA

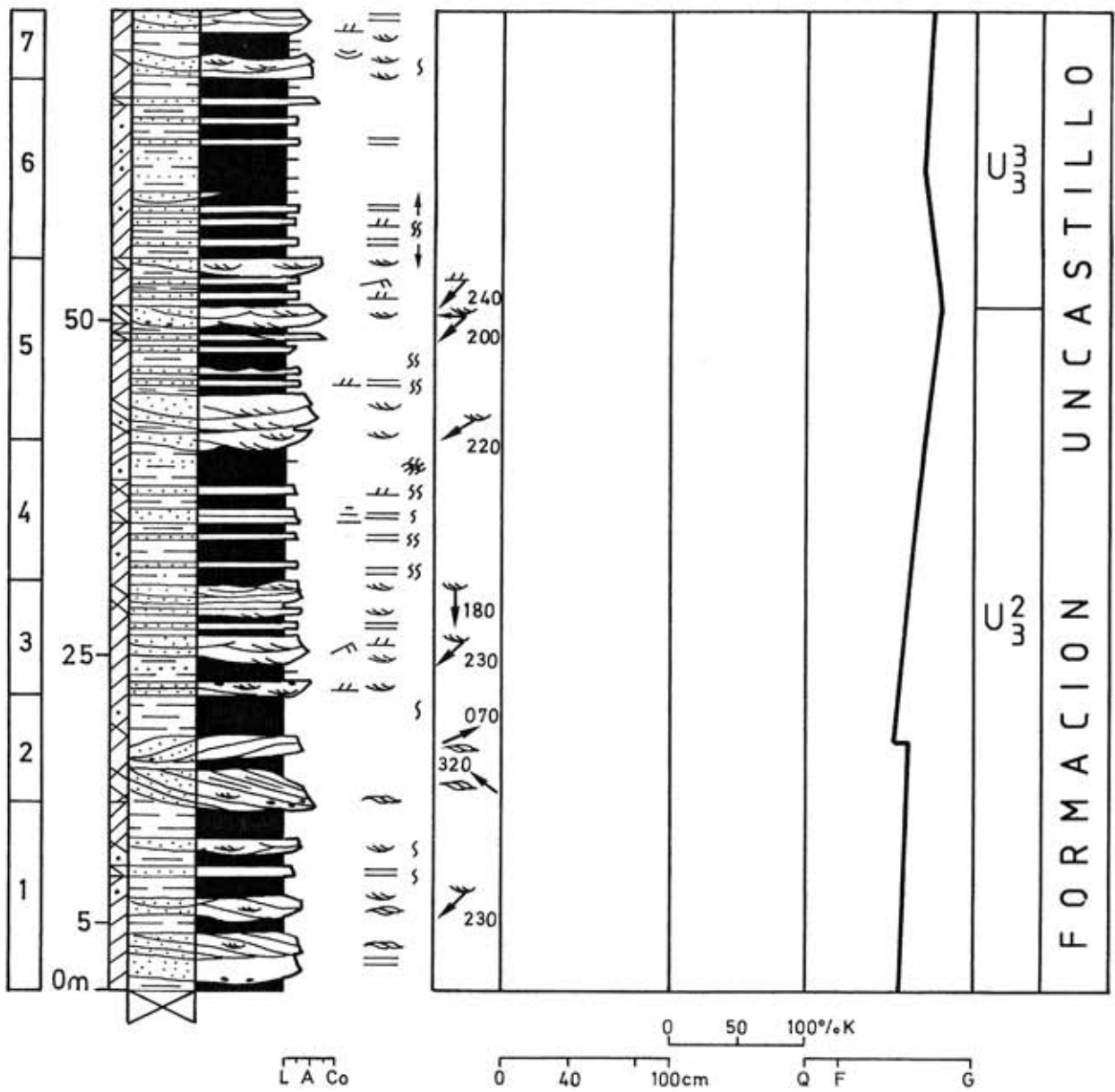


Figura 2.25 PERFIL DEL ALTO DE BIOTA

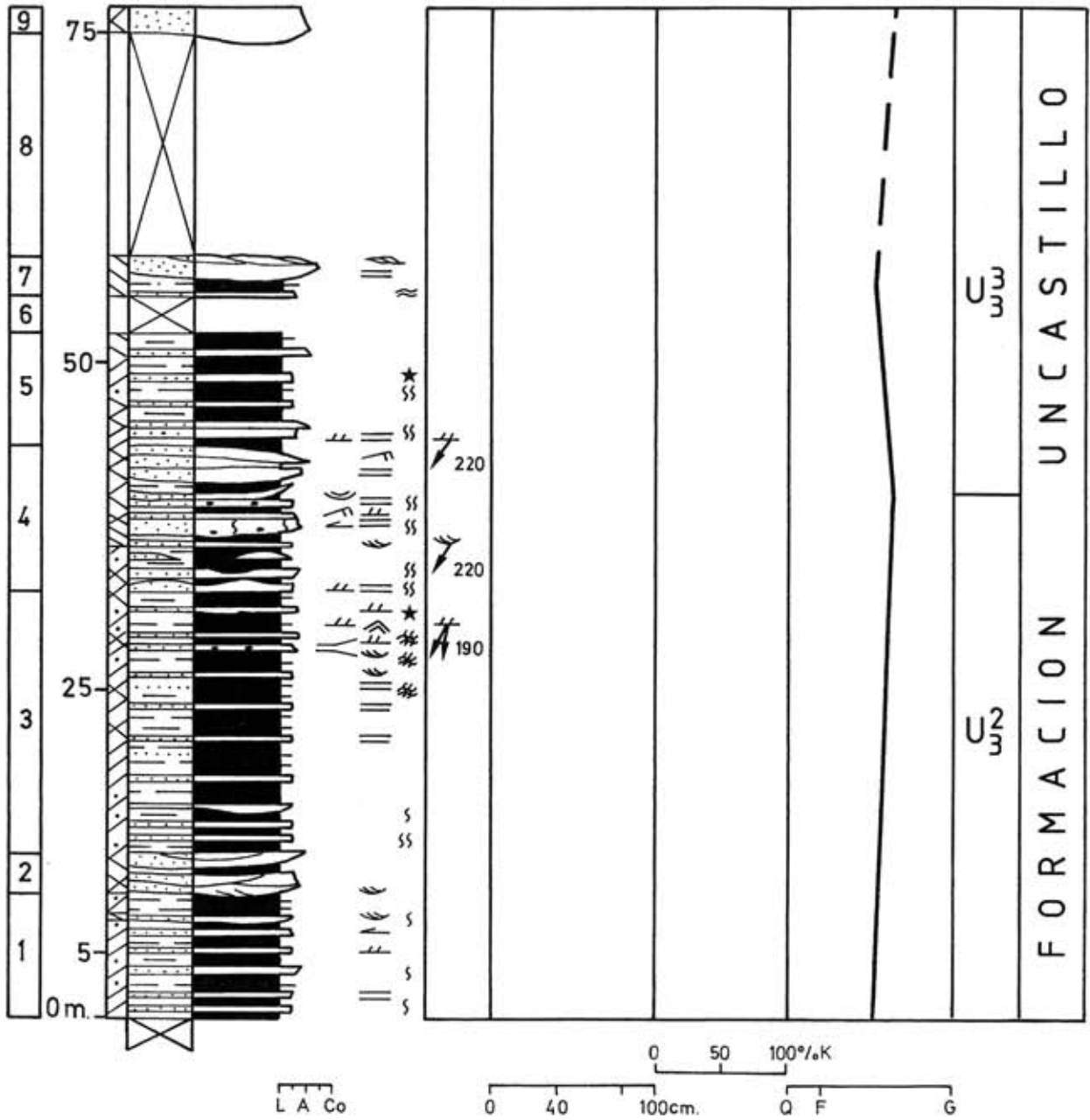


Figura 2.26 PERFIL DE FARASDUÉS

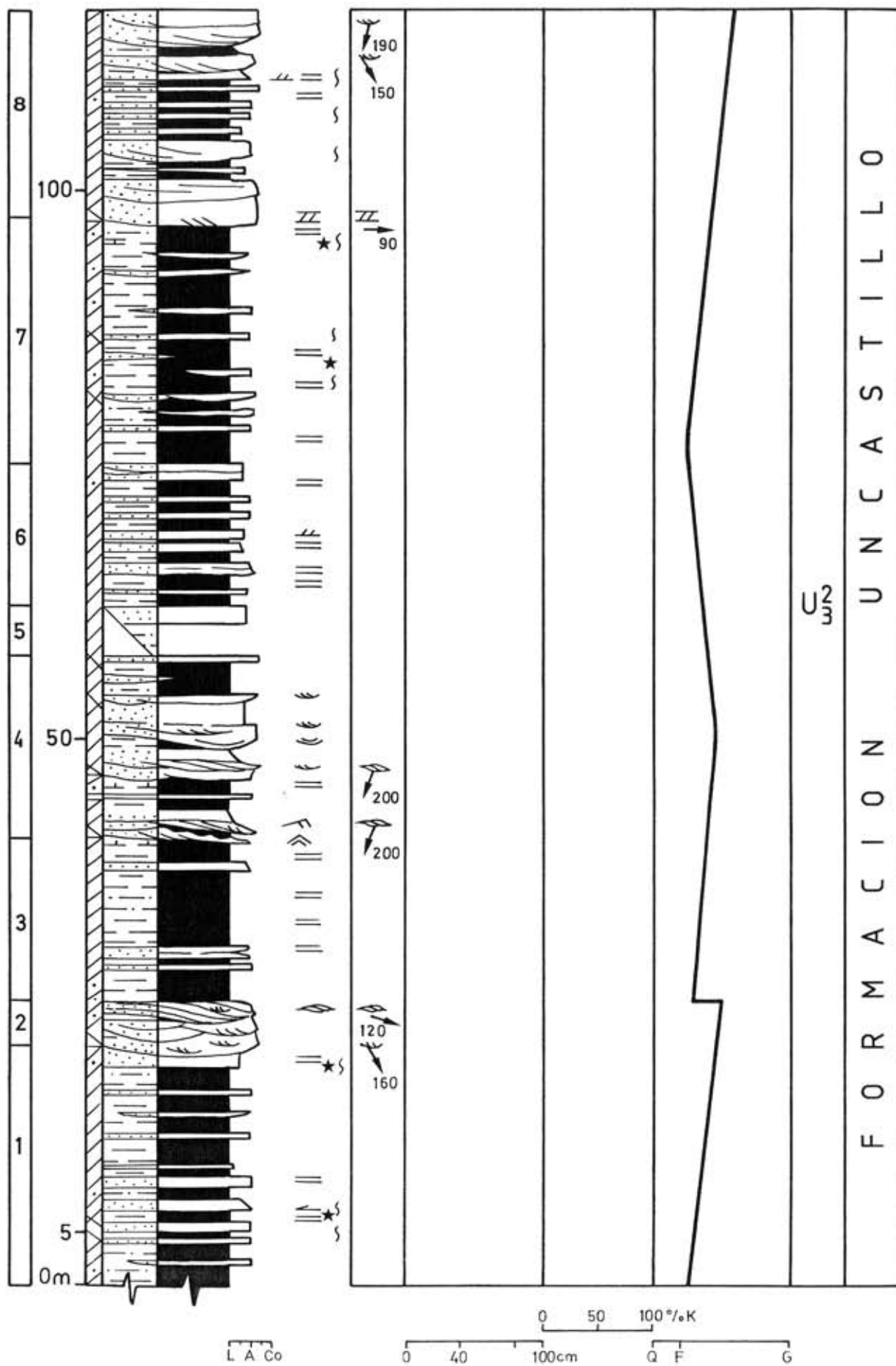


Figura 2.27 PERFIL DE LUNA

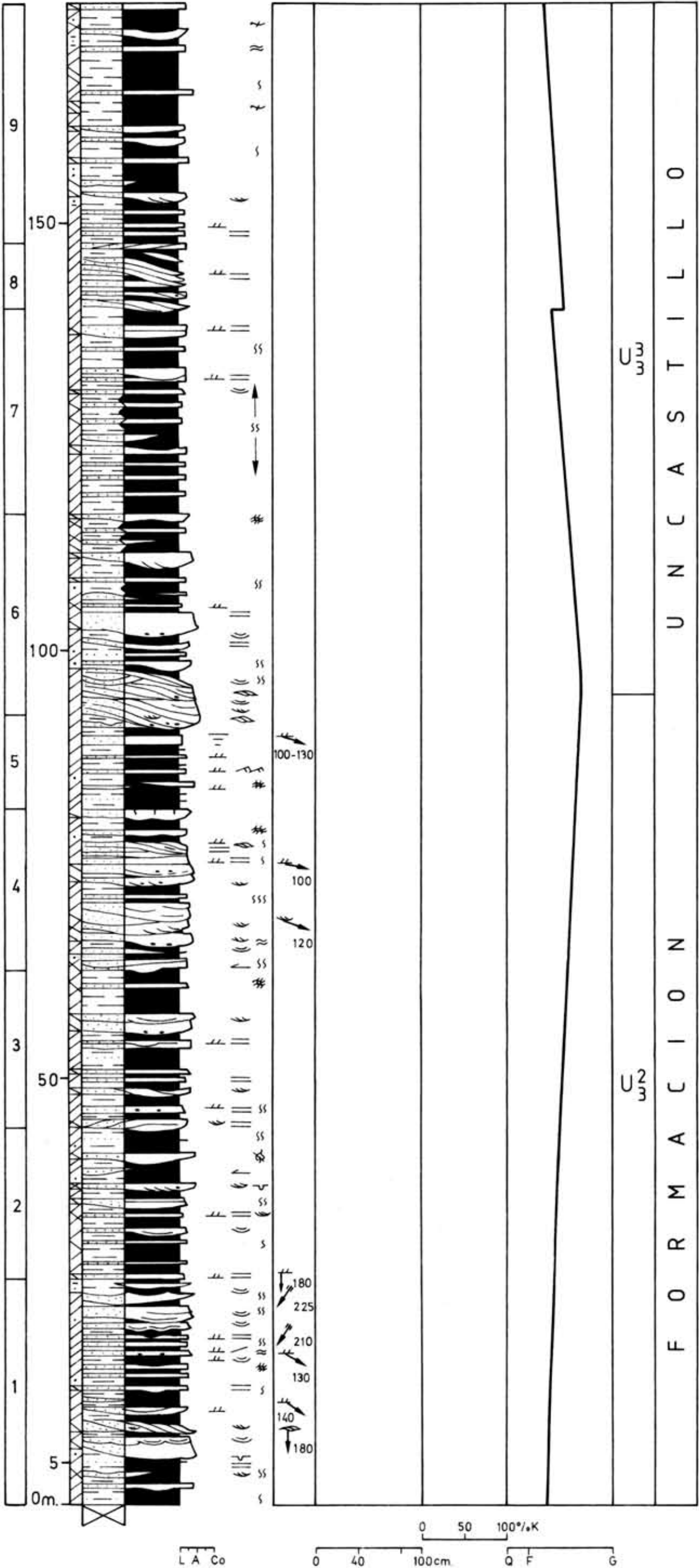


Figura 2.28 PERFIL DE BOCAZAL

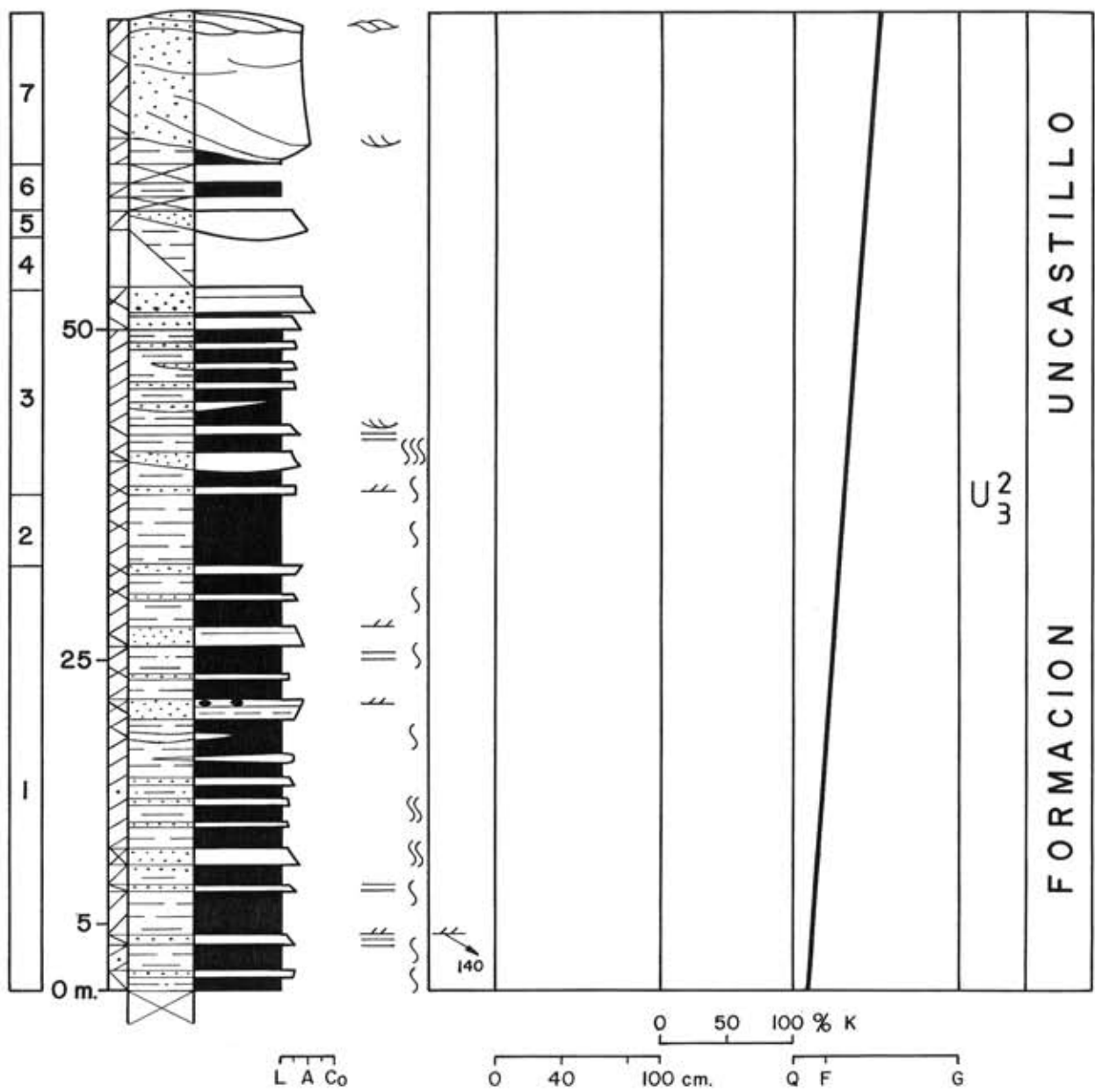


Figura 2.29 PERFIL DE ARDISA

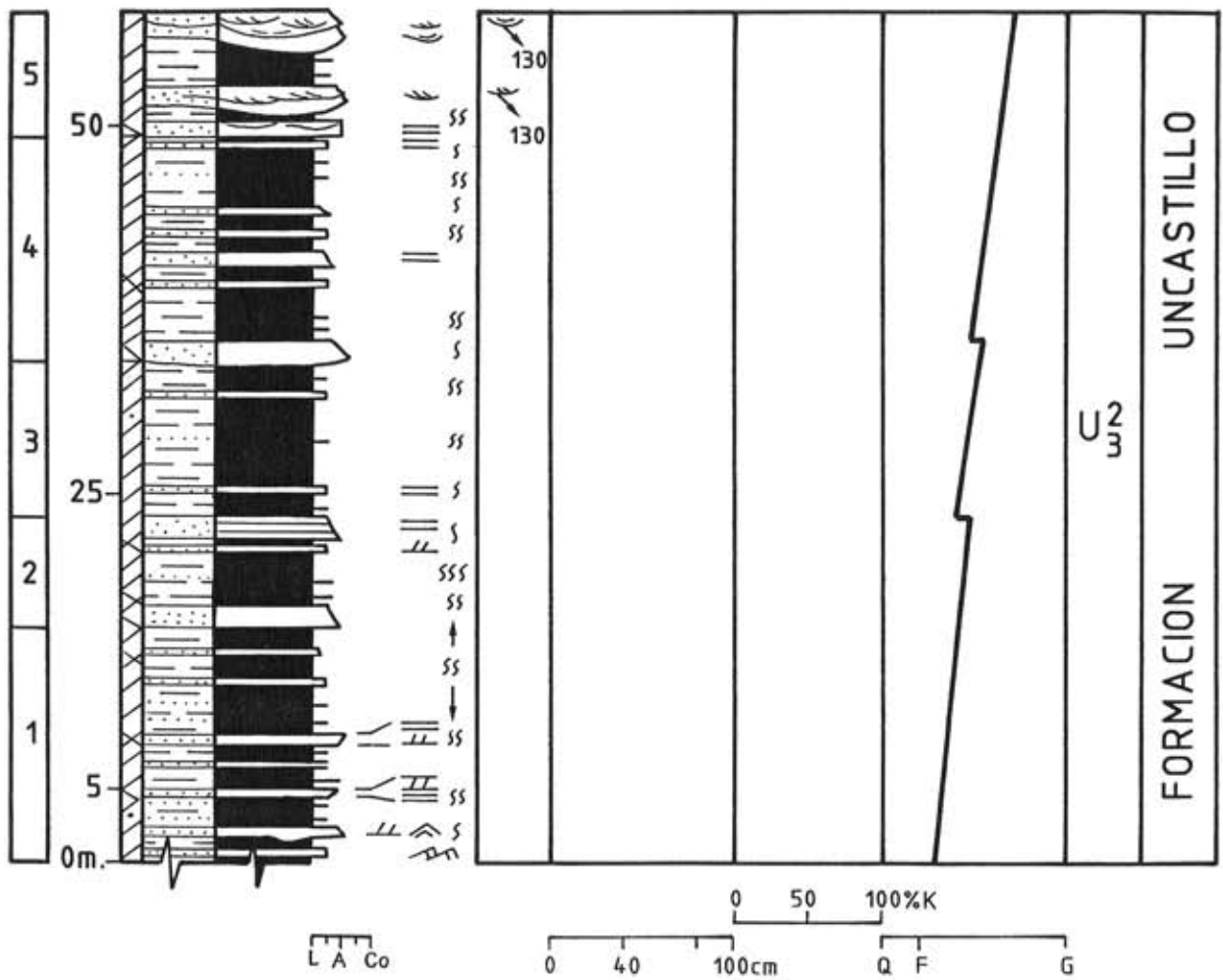


Figura 2.31 PERFIL DE TORMO

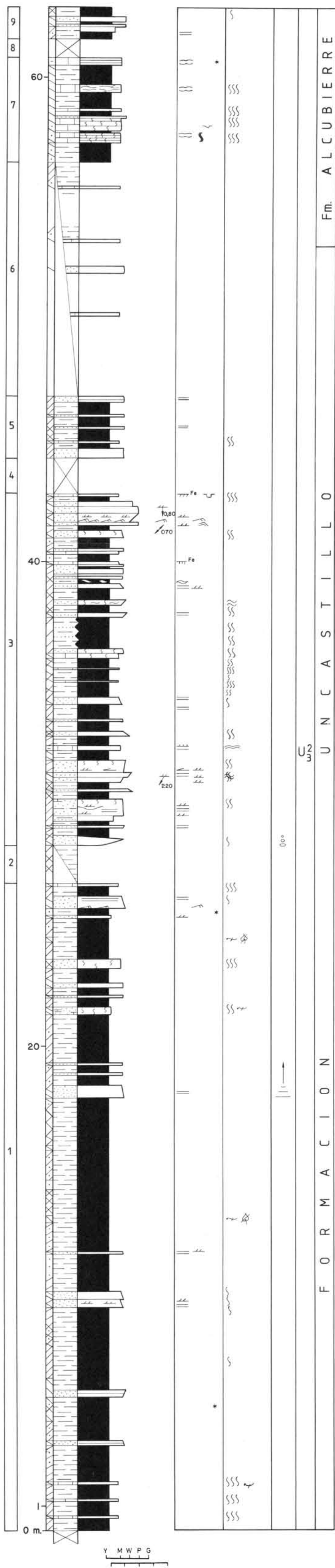
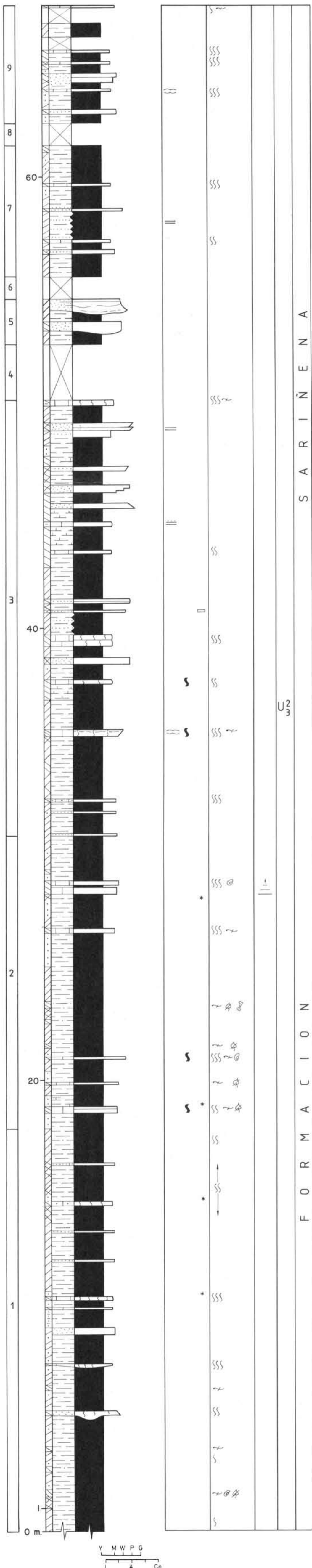


Figura 2.32 VALDUESCA



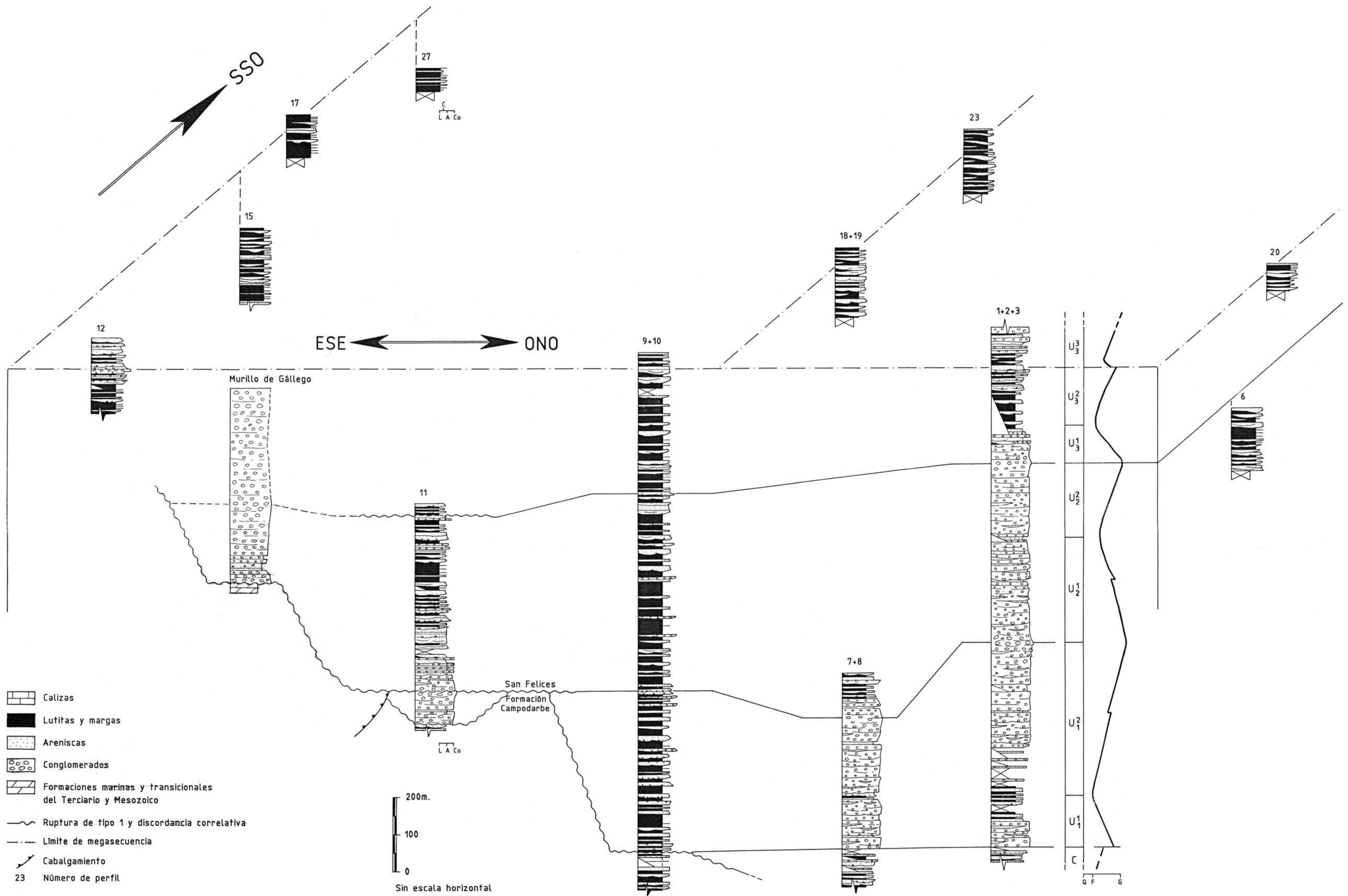


Figura 2.33. Correlación de perfiles en el sector septentrional



Figura 2.34.- Cartografía de las U.T.S., situación de perfiles y cortes geológicos de la Sierra de Alcubierre y sus estribaciones (corte BB: figura 2.53A; corte CC: figura 2.53B; corte DD: figura 2.67)

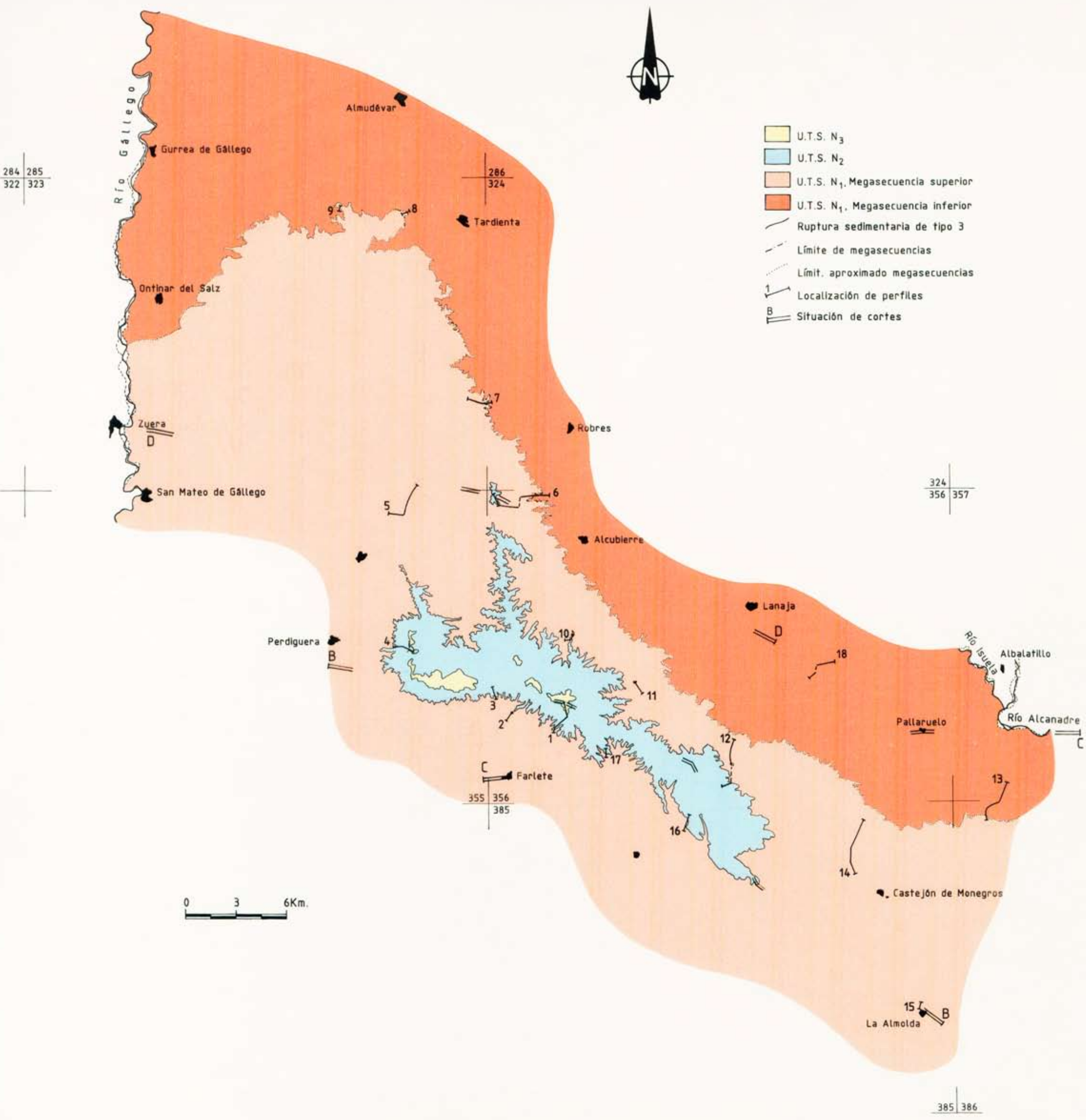


Figura 2.34.- Cartografía de las U.T.S., situación de perfiles y cortes geológicos de la Sierra de Alcubierre y sus estribaciones (corte BB: figura 2.53A; corte CC: figura 2.53B; corte DD: figura 2.67)

Figura 2.35 PERFIL DE SAN CAPRASIO (II)

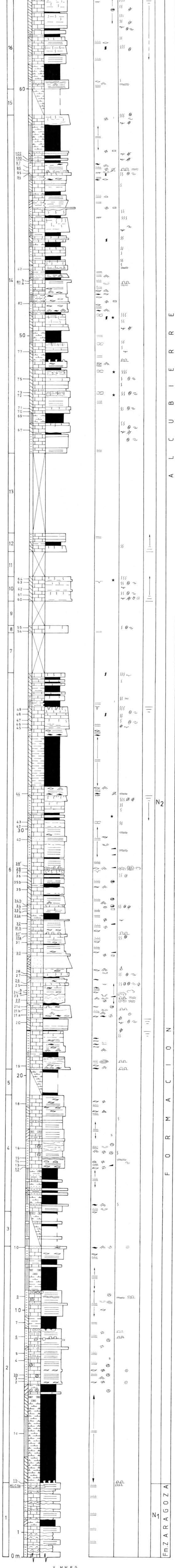
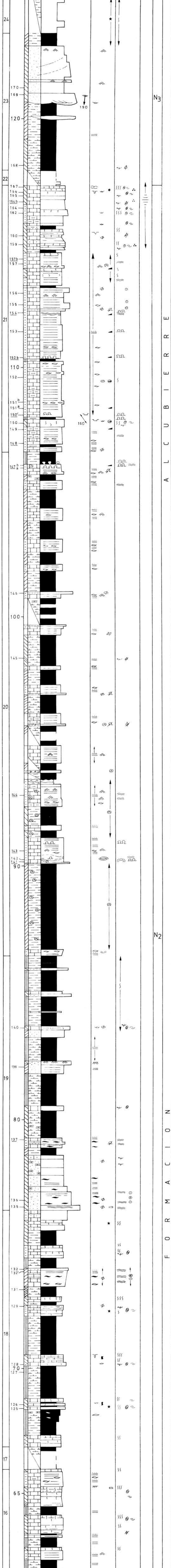


Figura 2.35 PERFIL DE SAN CAPRASIO (II)



F O R M A C I O N A L C U B I E R R E

Figura 2.35 PERFIL DE SAN CAPRASIO (III)

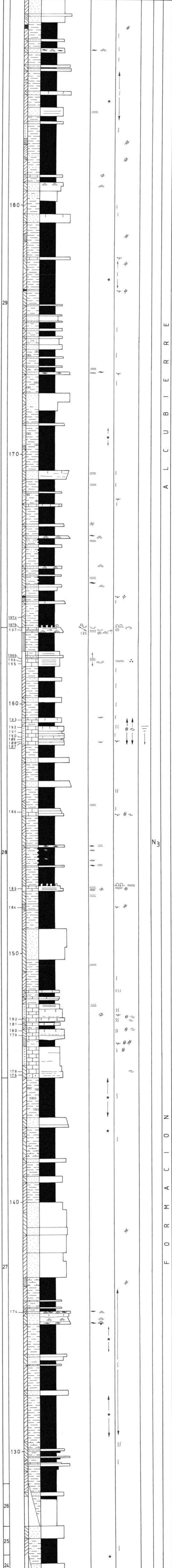
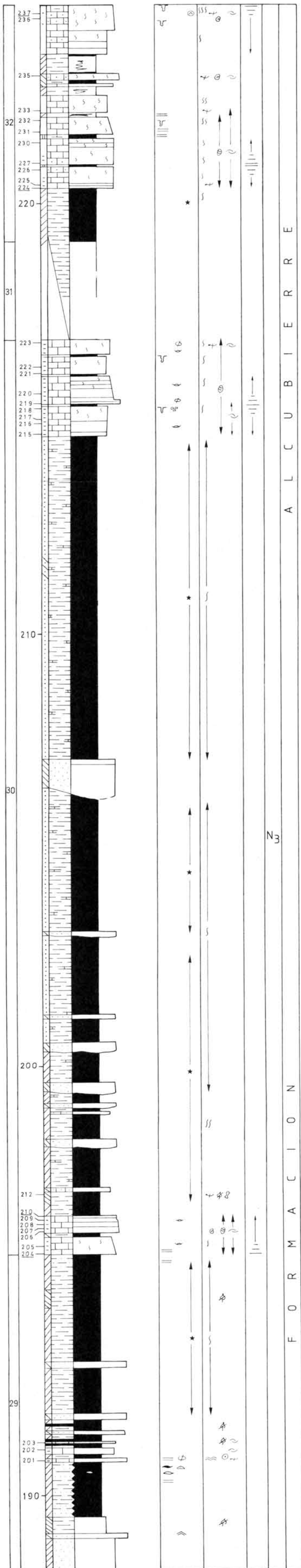
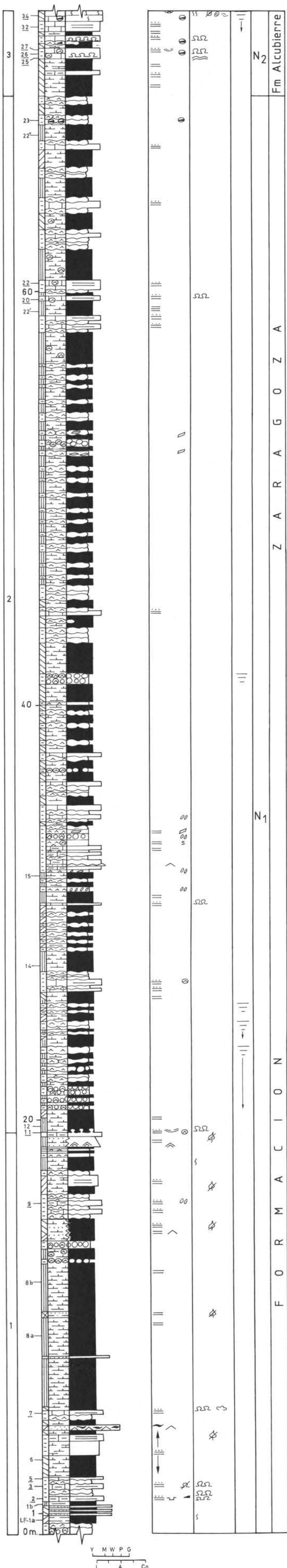


Figura 2.35 PERFIL DE SAN CAPRASIO (IV)

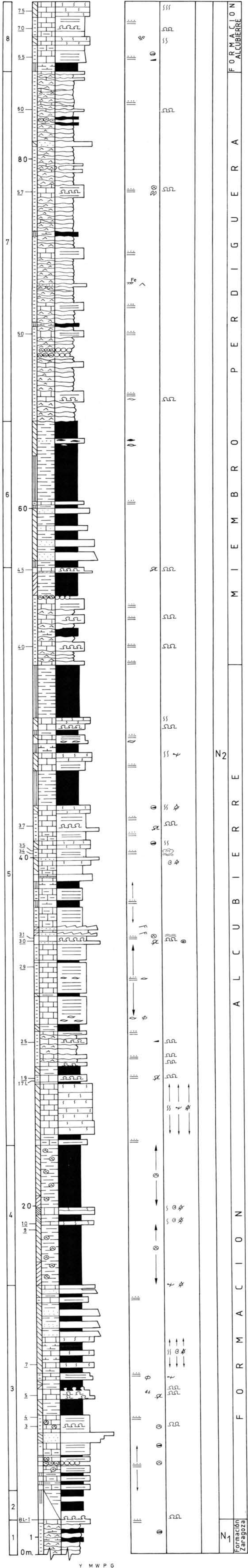


PERFIL DEL BARRANCO
 Figura 2.36 LASFACHASTIS



PERFIL DEL BARRANCO

Figura 2.37 DE LA LOBA

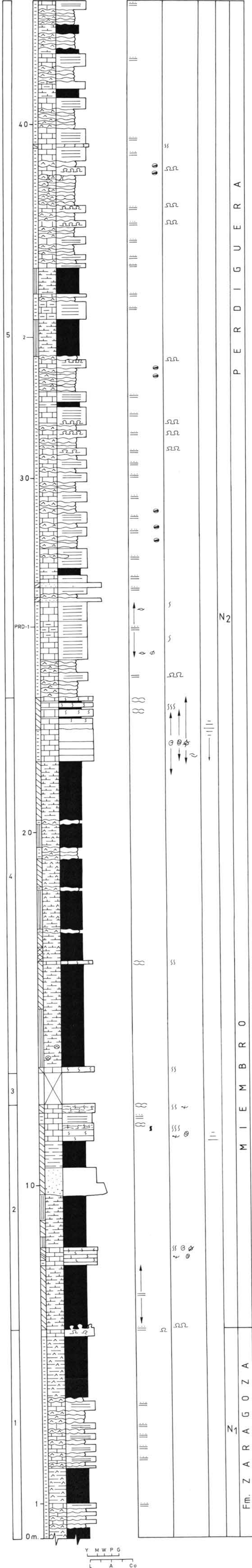


Y M W P G
L A C O

N2

Formación Zaragoza
Formación Alcuérre
Formación Alcuérre

Figura 2.38 PERFIL DE PERDIGUERA (I)



Y M W P G
L A Co

N₁

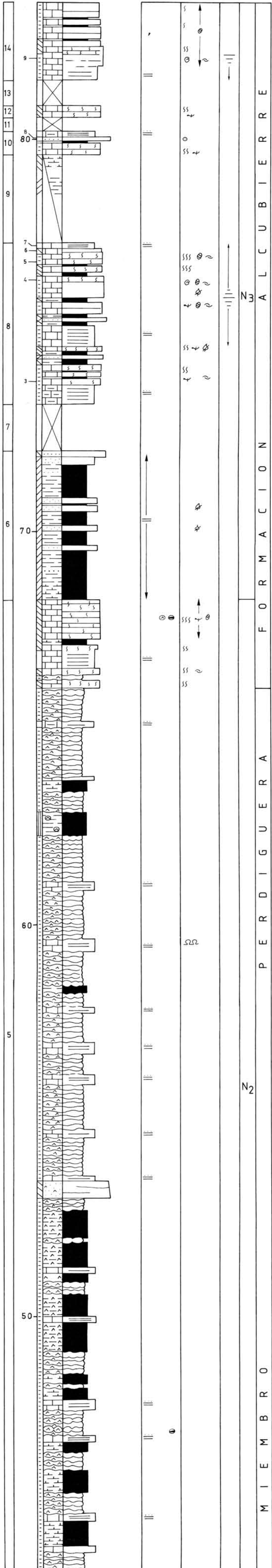
Fm. ZARAGOZA

MIEMBRO

N₂

PERDIGUERA

Figura 2.38 PERFIL DE PERDIGUERA (II)



Y M W P G
L A Co

N₂

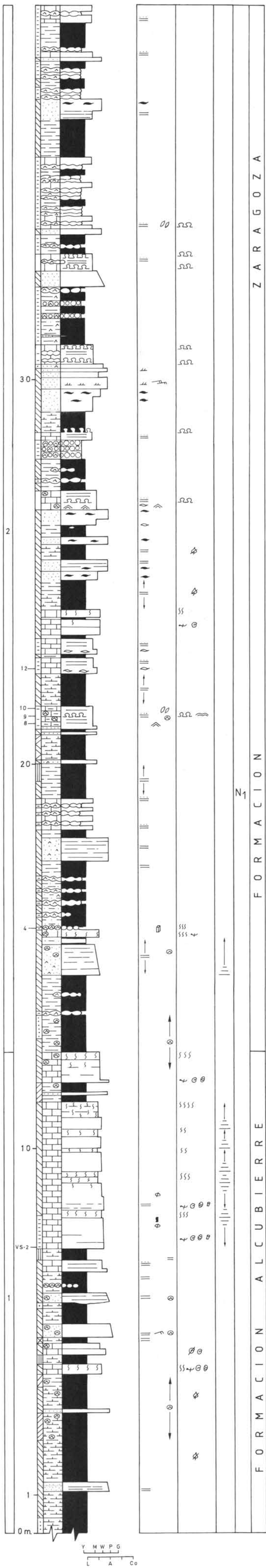
N₃

M I E M B R O P E R D I G U E R A

F O R M A C I O N

A L C U B I E R R E

PERFIL DEL VALLE DE SOLER (I)



PERFIL DEL VALLE DE
 Figura 2.39 SOLER (III)

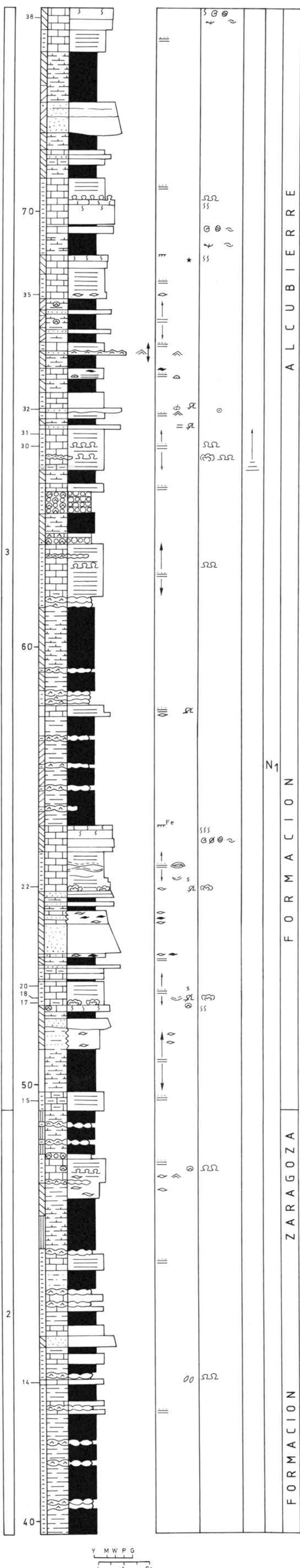


Figura 2.40 PERFIL DE PUIG LADRÓN (I)

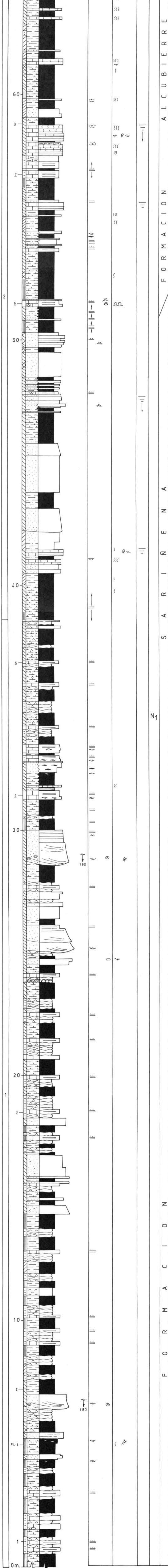


Figura 2.40 PERFIL DE PUIG LADRÓN (II)

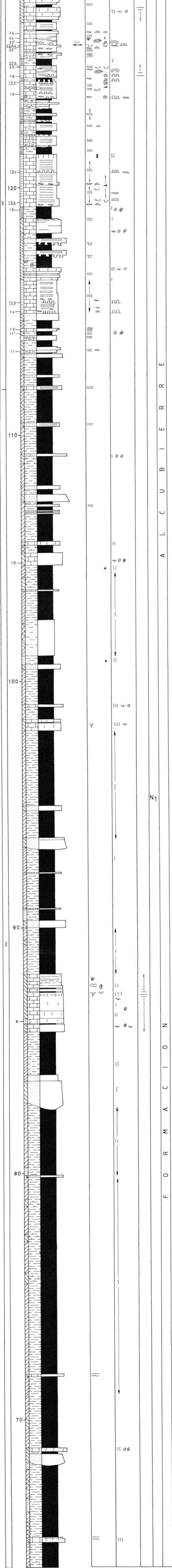


Figura 2.40 PERFIL DE PUIG LADRÓN (III)

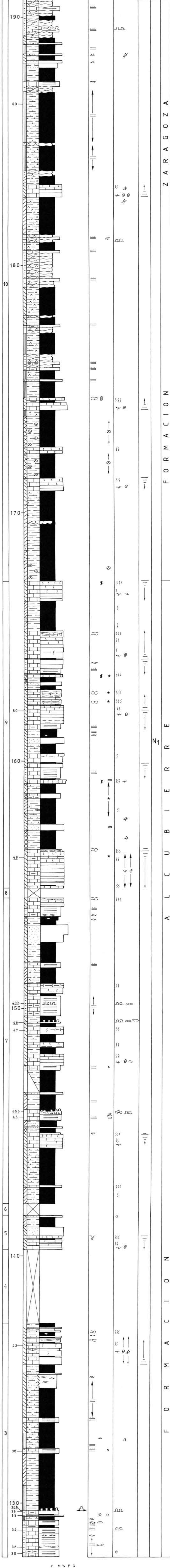


Figura 2.40 PERFIL DE PUIG LADRÓN (IV)

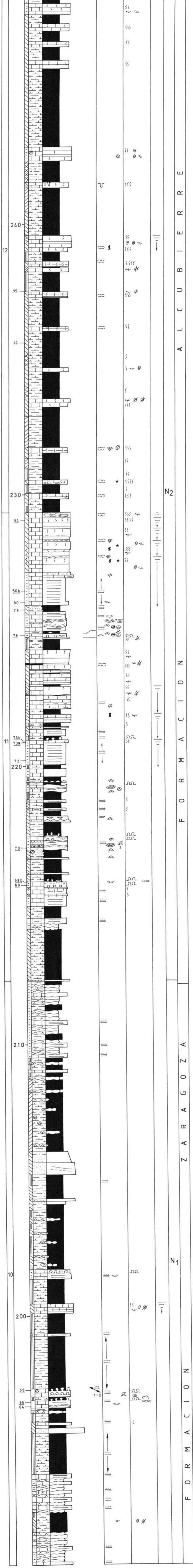
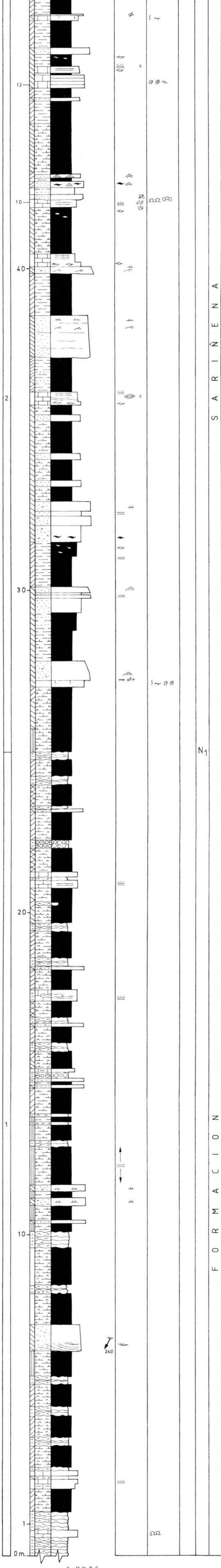
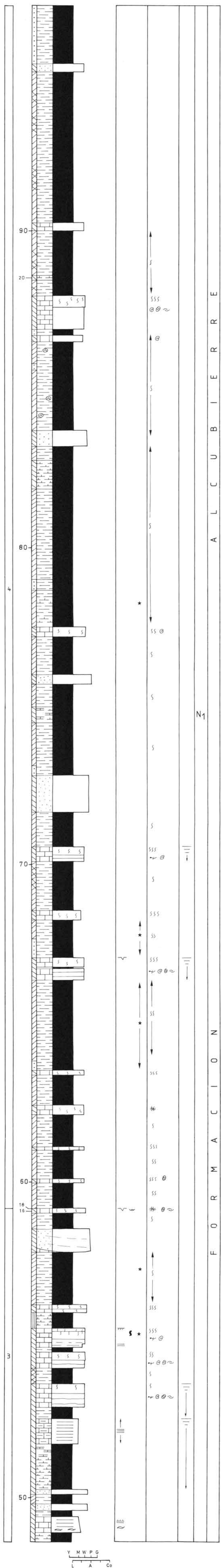


Figura 2.41 PERFIL DE ROBRES (I)



F O R M A C I O N S A R I Ñ E N A

Figura 2.41 PERFIL DE ROBRES (III)

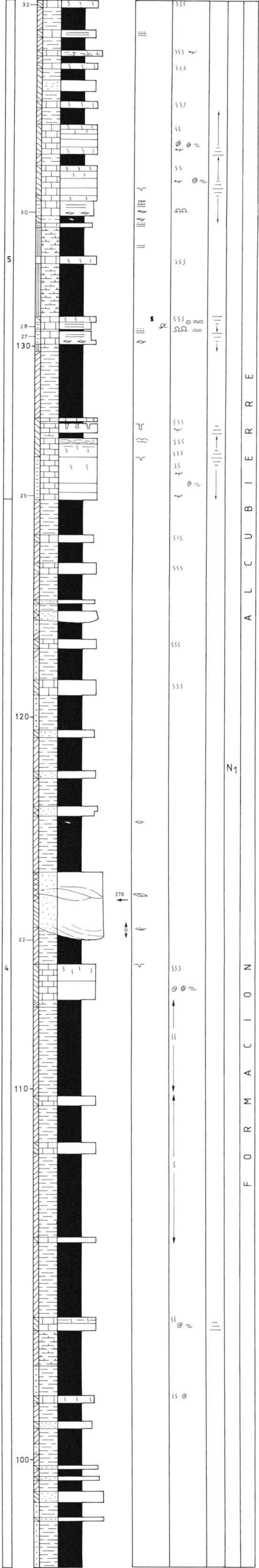


Y M W P G
L A Co

N₁

F O R M A C I O N A L C U B I E R R E

Figura 2.41 PERFIL DE ROBRES (III)



Y M W P G
L A Co

F O R M A C I O N

A L C U B I E R R E

Figura 2.42 PERFIL DE TARDIENTA

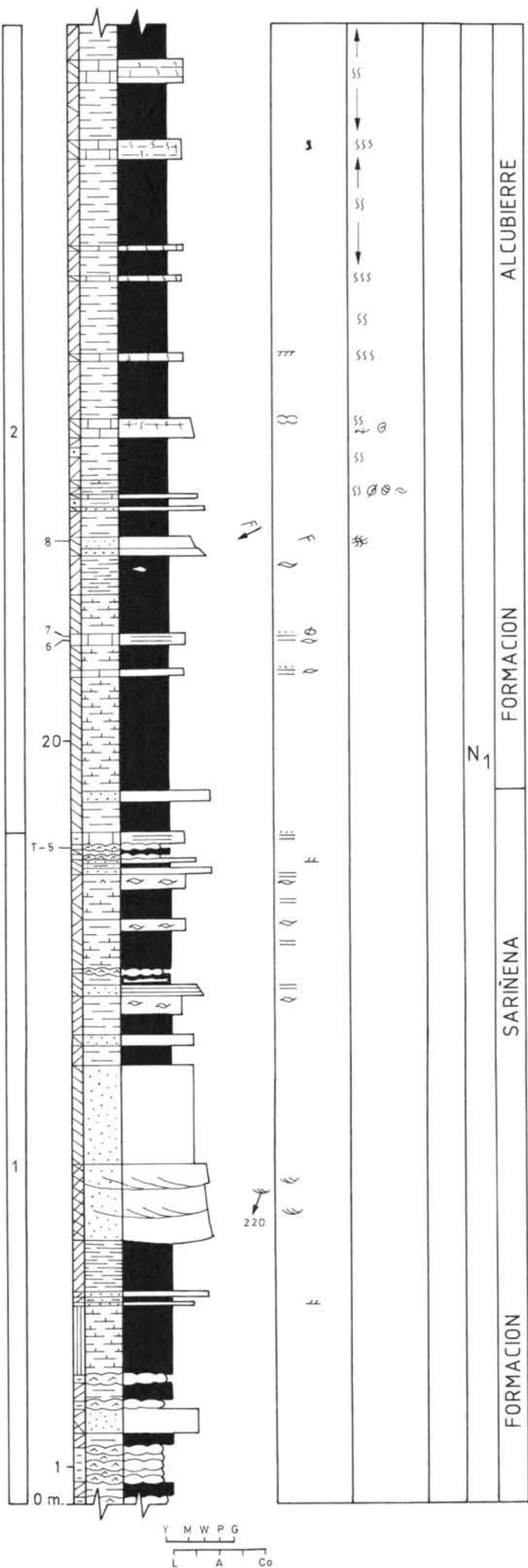
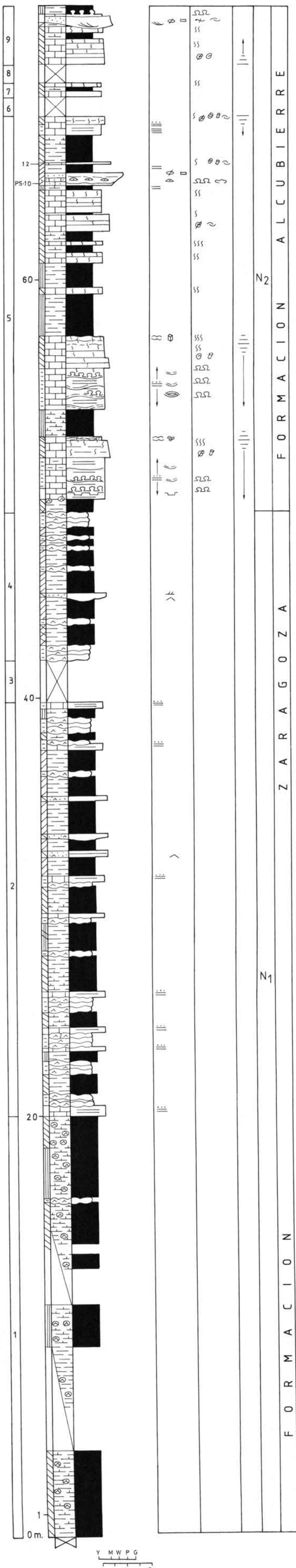


Figura 2.44 PERFIL DE PUIG SABINA



Y M W P G
L A Co

Figura 2.45 PERFIL DE LA ALDEA DEL CORREO

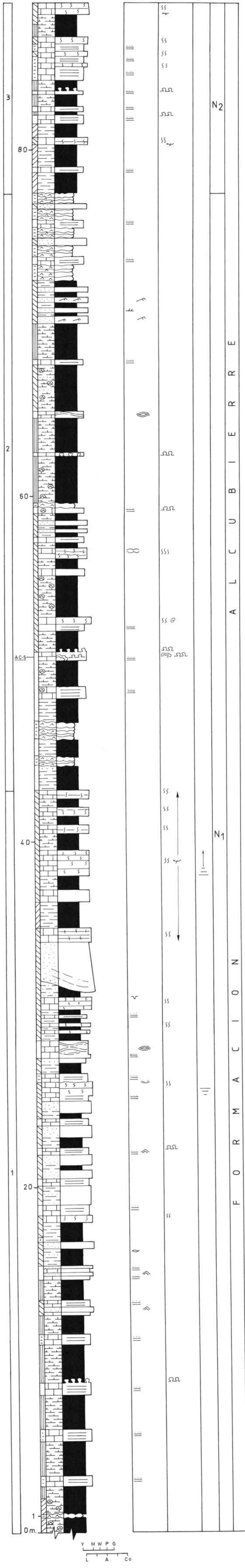


Figura 2.46 PERFIL DE LANAJA (I)

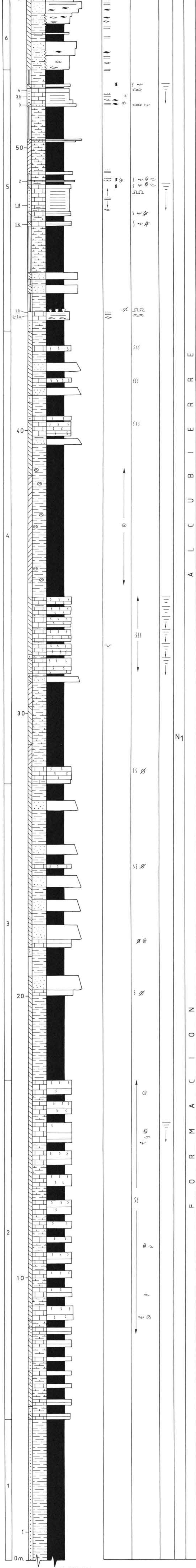


Figura 2.46 PERFIL DE LANAJA (II)

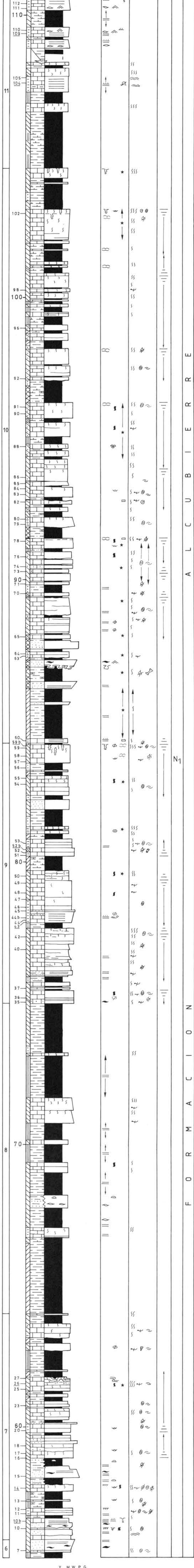
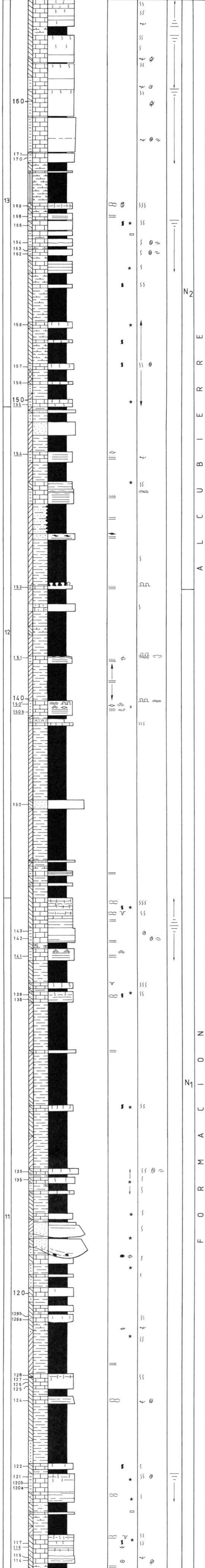


Figura 2.46 PERFIL DE LANAJA (III)



Y M W P G
L A Co

Figura 2.47 PERFIL DE ALBALATILLO (I)

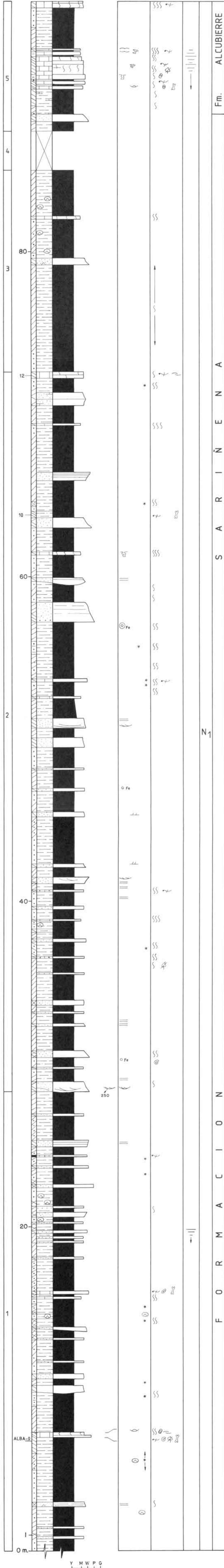
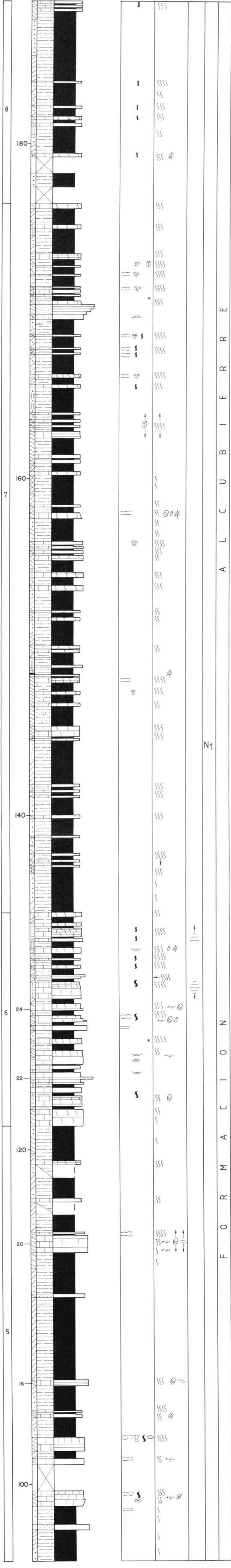


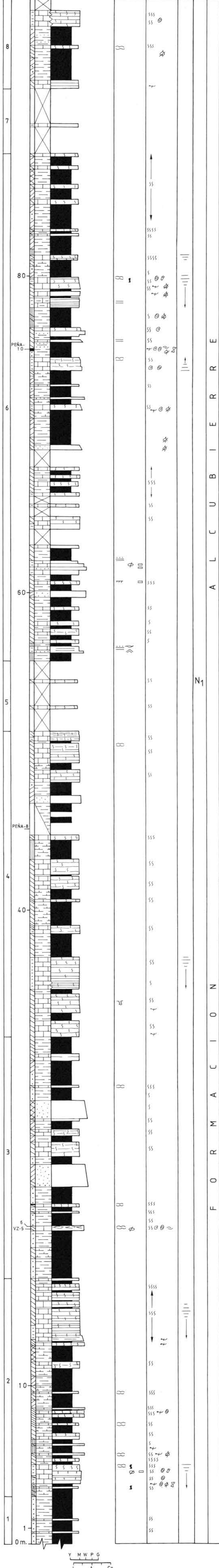
Figura 2.47 PERFIL DE ALBALATILLO (II)



F O R M A C I O N A L C U B I E R R E

N1

Figura 2.48 PERFIL DE VAL DE ZAPATA



F O R M A C I O N A L C U B I E R R E

Figura 2.49 PERFIL DE LA ALMOLDA

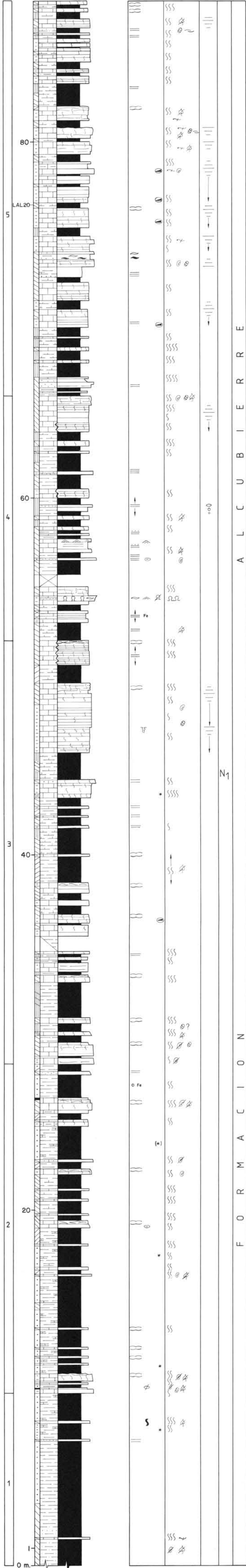
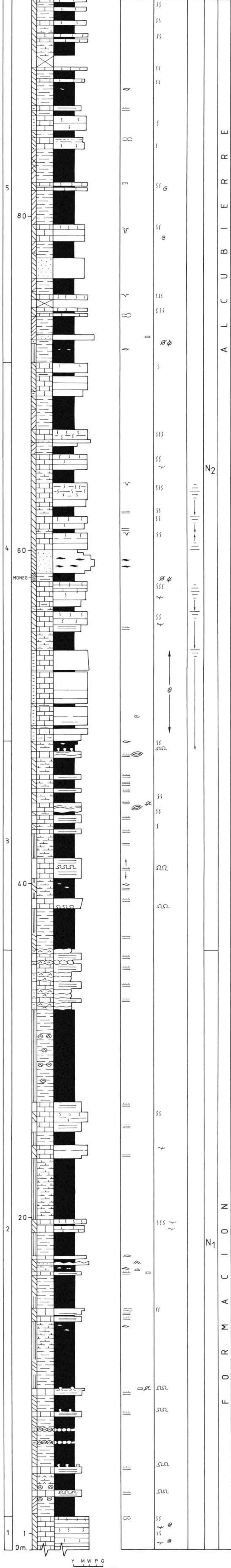
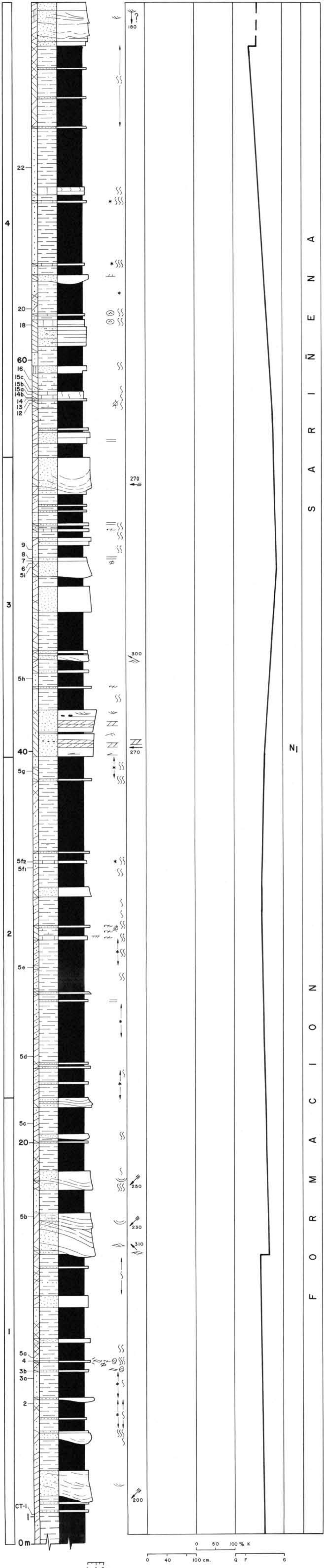


Figura 2.50 PERFIL DE MONEGRILLO



PERFIL DE LA CANTERA
DEL TEJAR

Figura 2.52



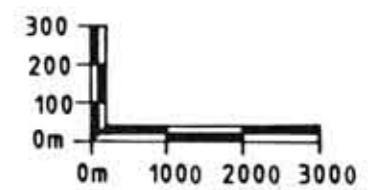


Figura 2.53A.- Corte geológico de la Sierra de Alcubierre: Perdiguera-La Almolda (BB en el mapa de la figura 2.34)

- LEYENDA**
- Lutitas y areniscas
 - Calizas y margas
 - Margas o lutitas y calizas
 - Yesos, margas o lutitas y calizas
 - Margas o lutitas y yesos
 - Ruptura sedimentaria
 - Límite de megasecuencias

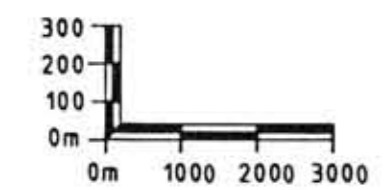
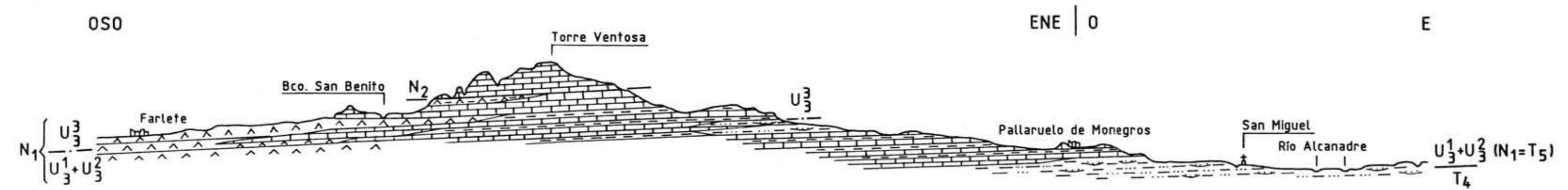


Figura 2.53B.- Corte geológico de la Sierra de Alcubierre: Farlete-Río Alcanadre (CC en el mapa de la figura 2.34)

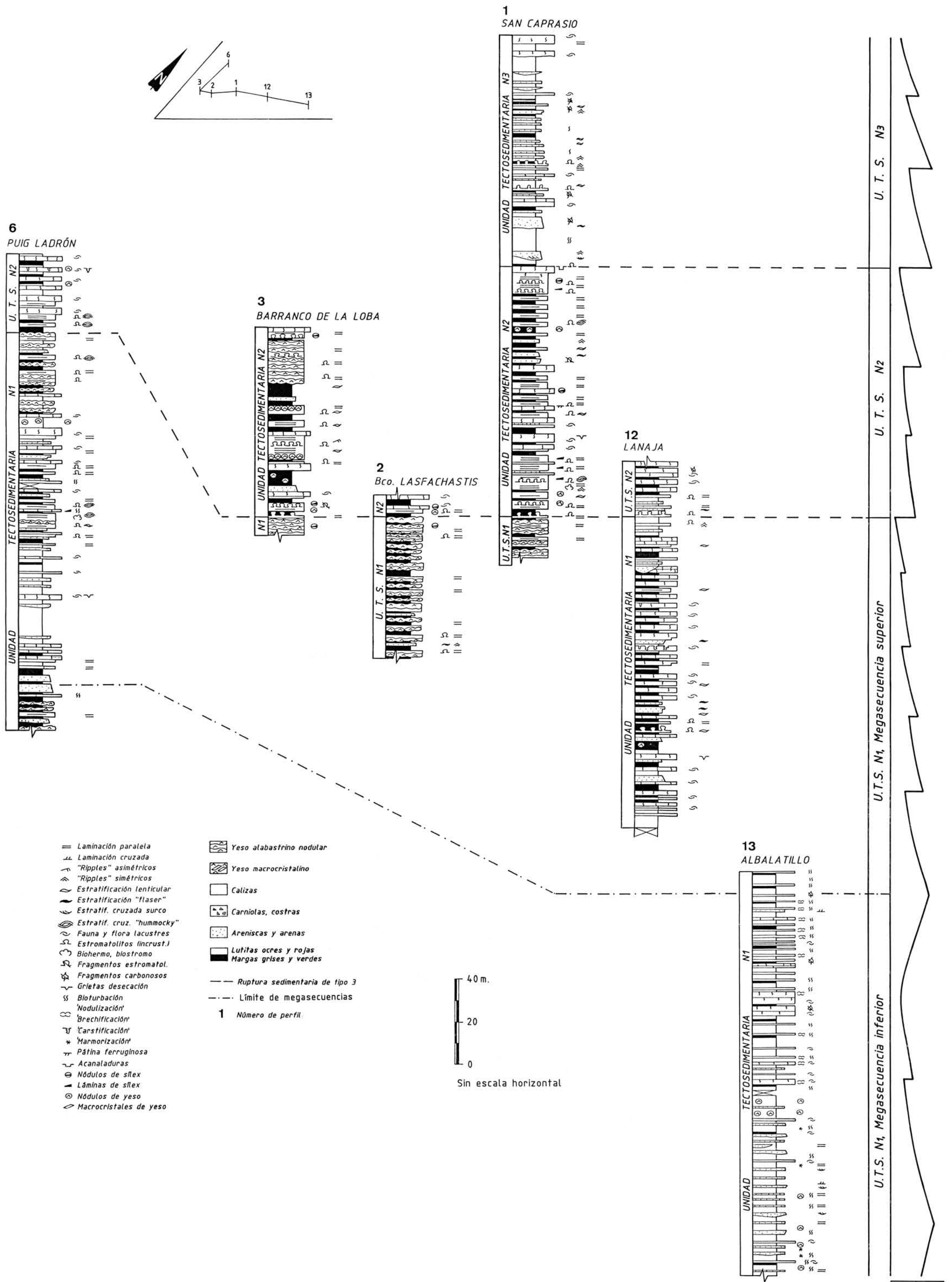


Figura 2.54.- Correlación de perfiles en la Sierra de Alcubierre y sus estríbaciones

246 247
284 285

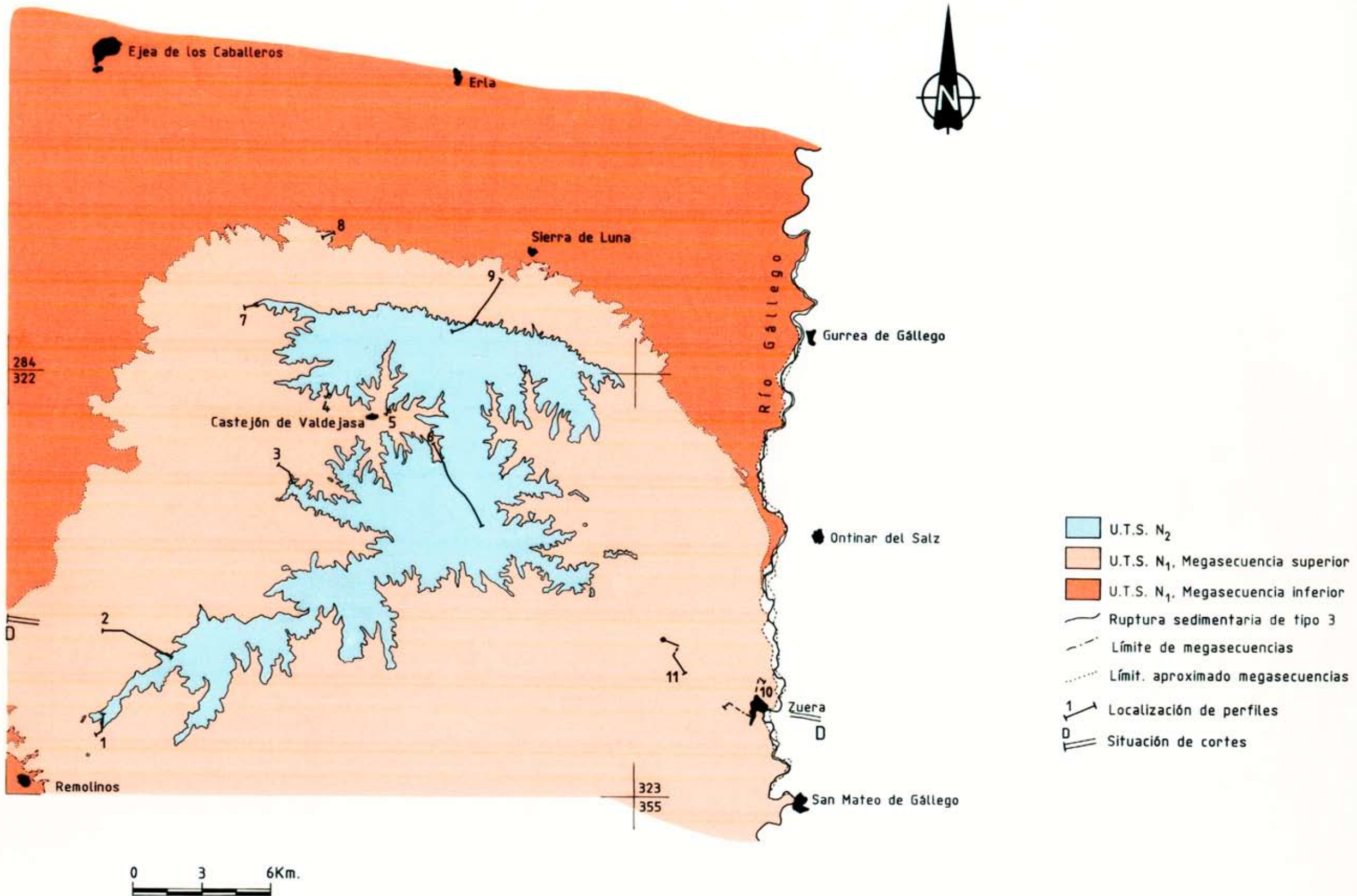
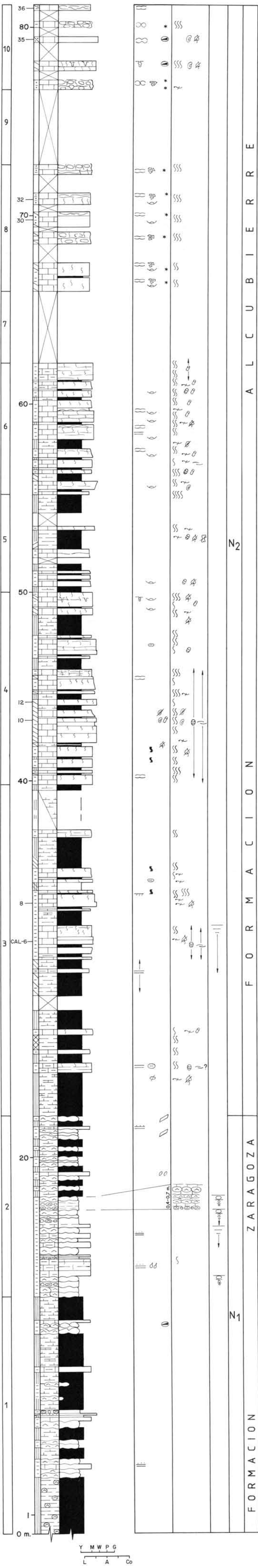


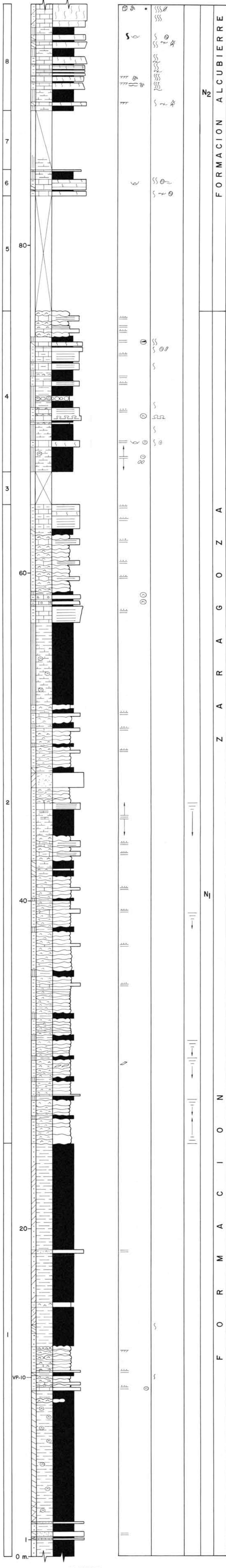
Figura 2.55.- Cartografía de las U.T.S., situación de perfiles y cortes geológicos de los Montes de Castejón y sus estribaciones (corte DD: figura 2.67)

Figura 2.56

PERFIL DE CALDERO



PERFIL DE LA VENTA
DEL PORRO



Y M W P G
L A Co

FORMACION ALCUBIERRE
N₁
N₂

Figura 2.58 PERFIL DE EL GINEBRAL

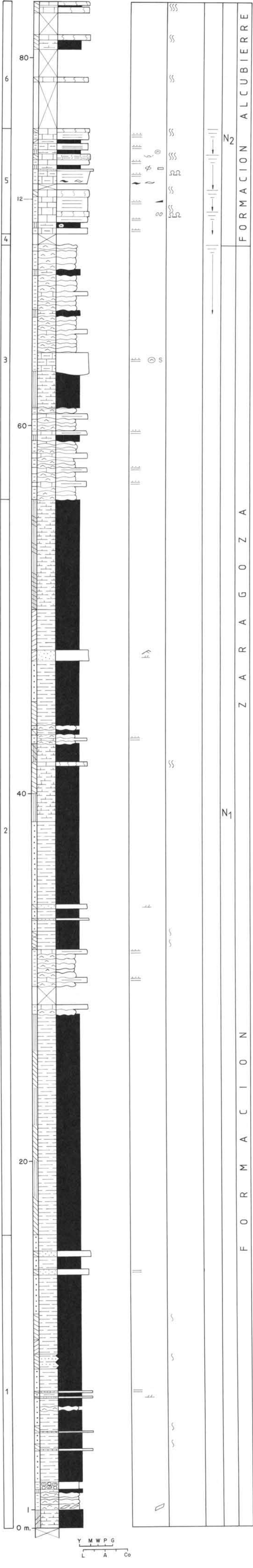


Figura 2.59 PERFIL DE POGALLINERO (E.)

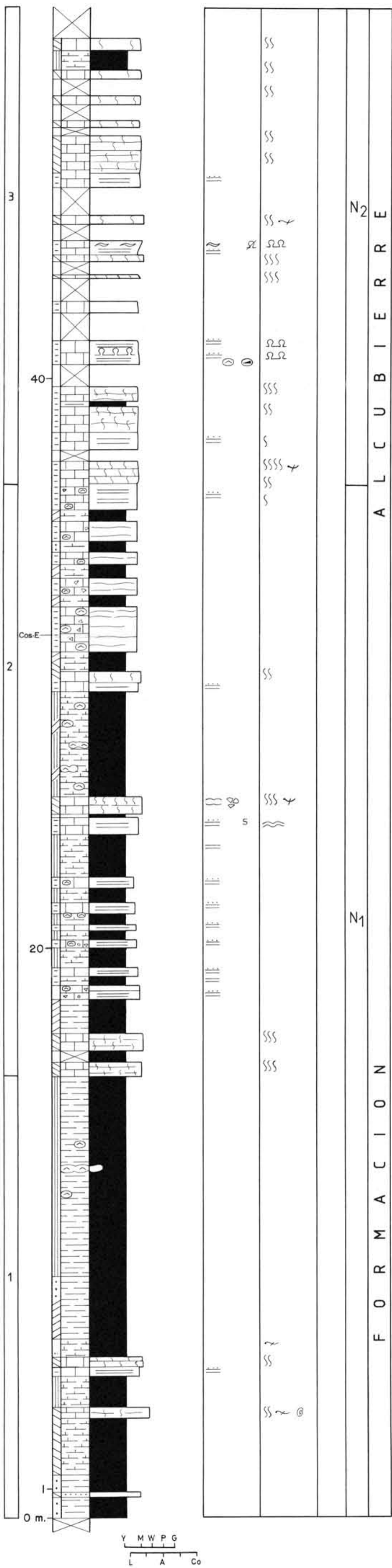


Figura 2.60 PERFIL DE LA VAL DE LUNA

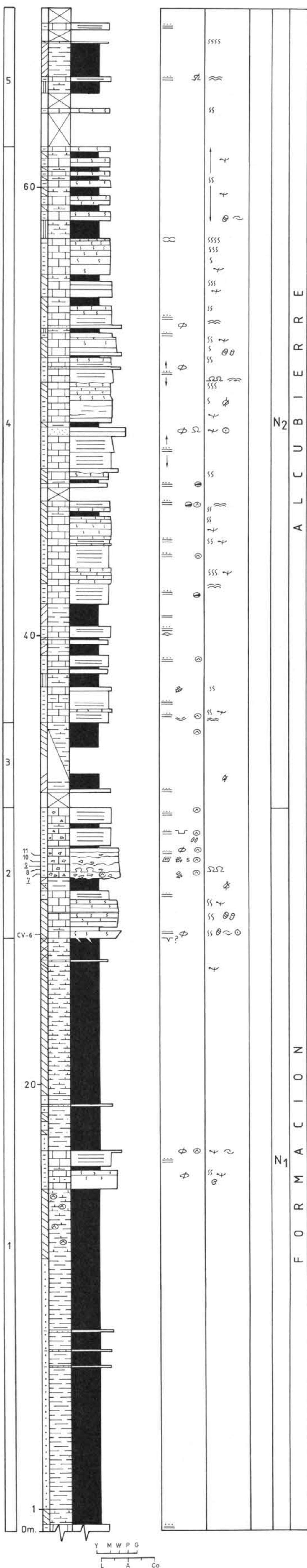
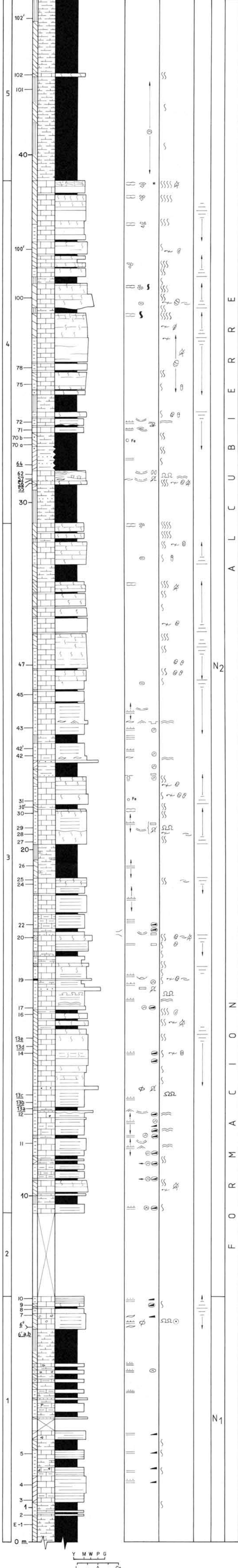


Figura 2.61 PERFIL DE ESTEBAN (II)



F O R M A C I O N A L C U B I E R R E

Figura 2.61 PERFIL DE ESTEBAN (III)

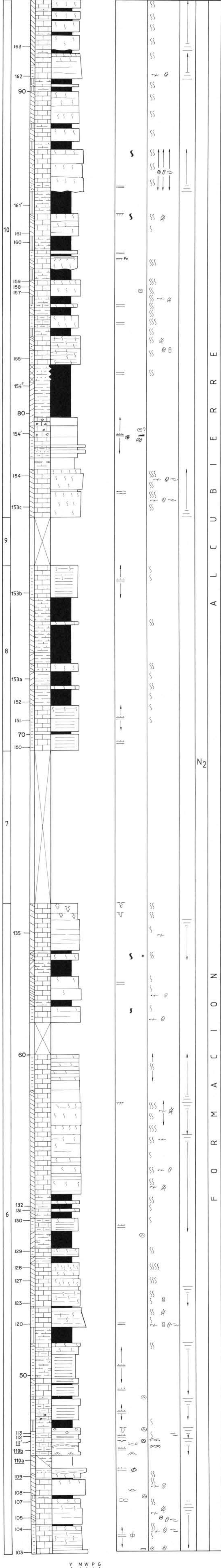
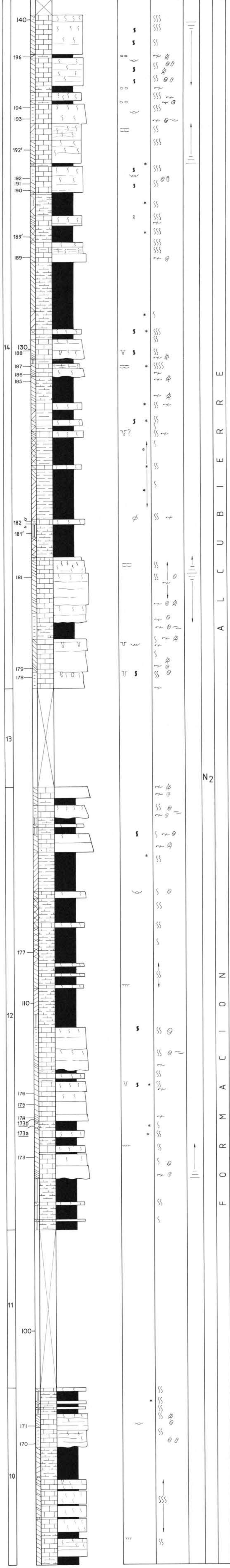


Figura 2.61 PERFIL DE ESTEBAN (III)

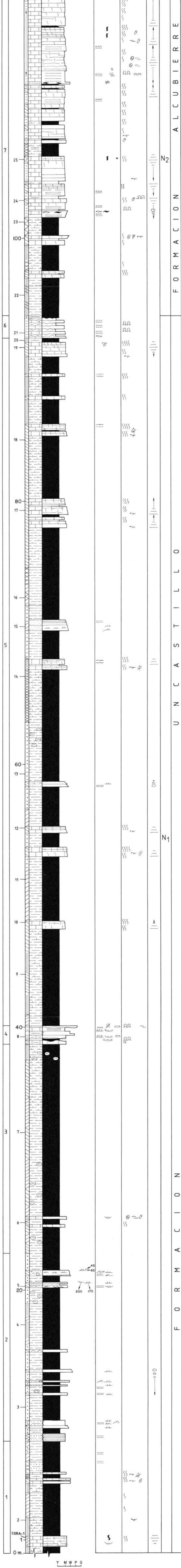


Y M W P G
L A Co

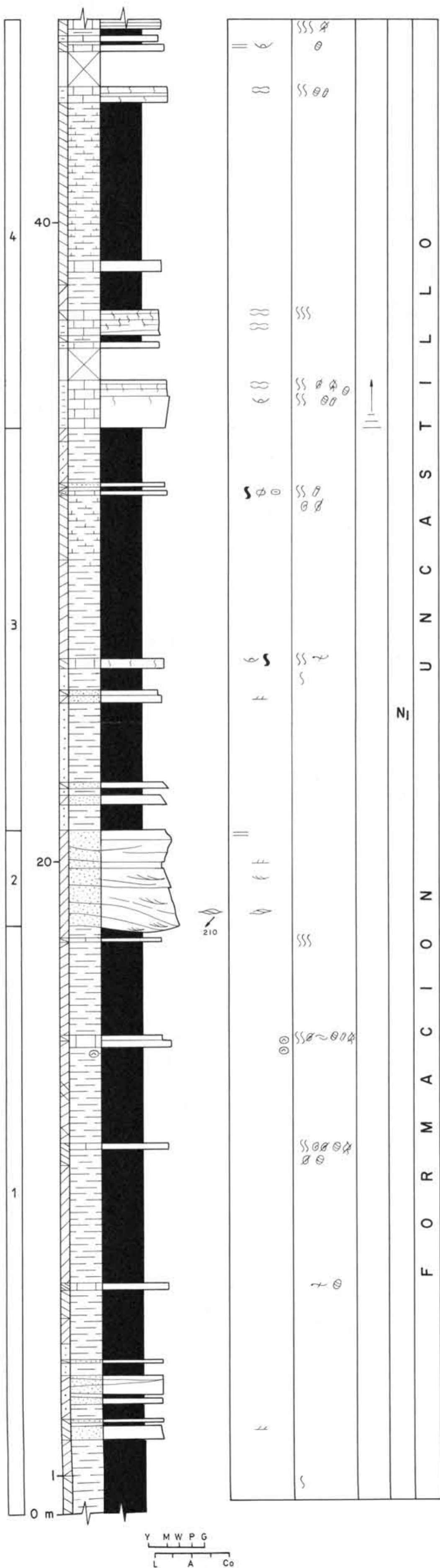
F O R M A C I O N A L C U B I E R R E

N2

Figura 2.62 PERFIL DEL CASTILLO DE SORA



PERFIL DEL CORRAL DE LAS AGUDAS

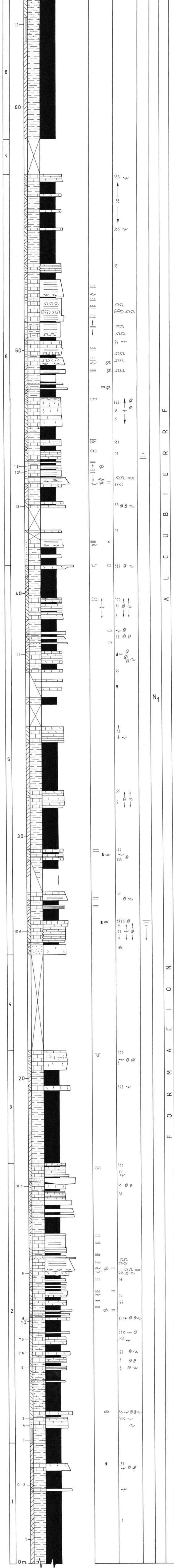


N₁

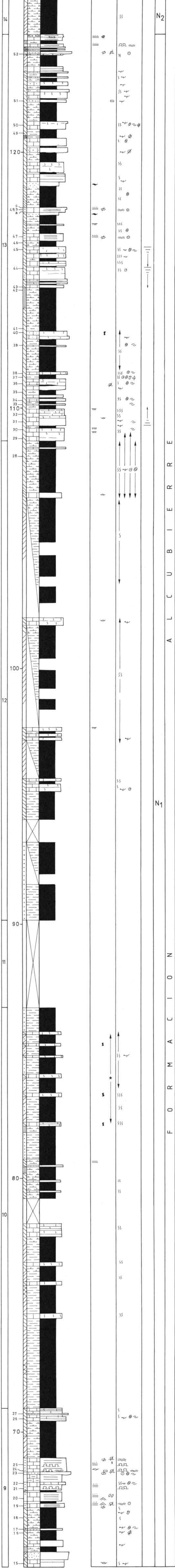
F O R M A C I O N U N C A S T I L L O

PERFIL DE LOS MONTES

Figura 2.64 DE CASTEJÓN (I)



PERFIL DE LOS MONTES DE CASTEJÓN (II)



Y M W P G
L A Co

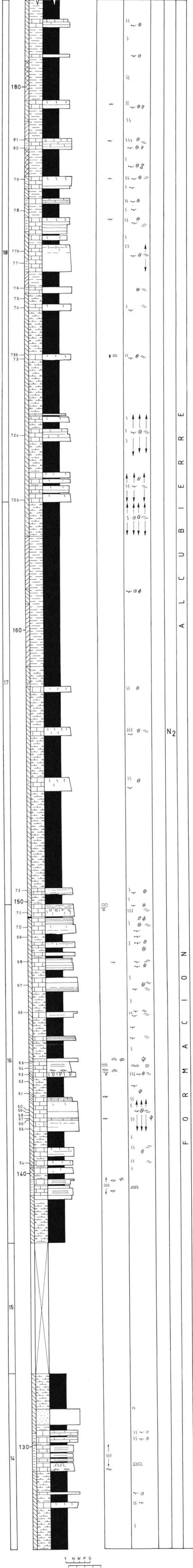
A L C U B I E R R E

F O R M A C I O N

N2

N1

PERFIL DE LOS MONTES DE CASTEJÓN (III)



FERRERENSE ALCORNUBENSE

N₂

Figura 2.65 PERFIL DE ZUERA

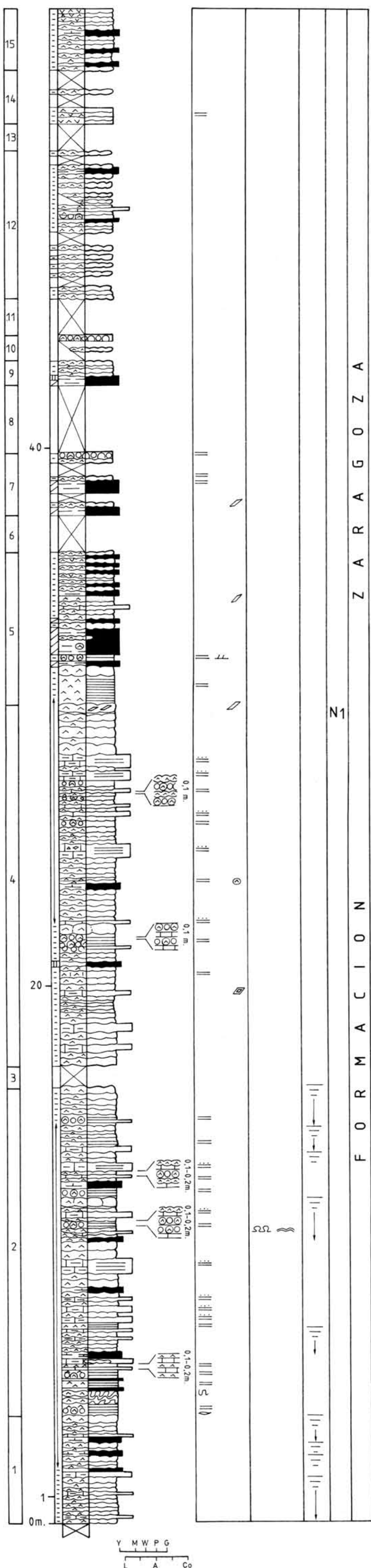
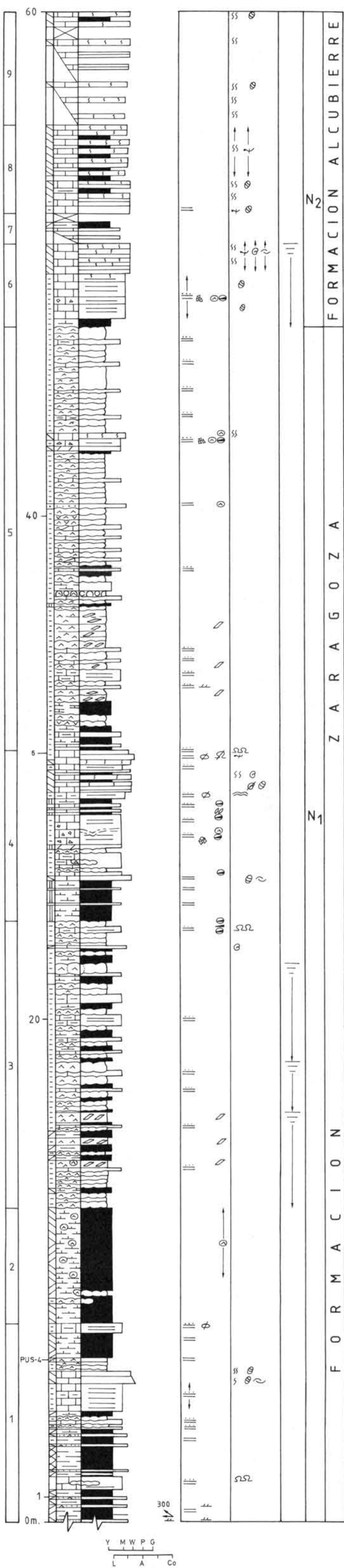


Figura 2.66 PERFIL DE PUSIBIRÓN



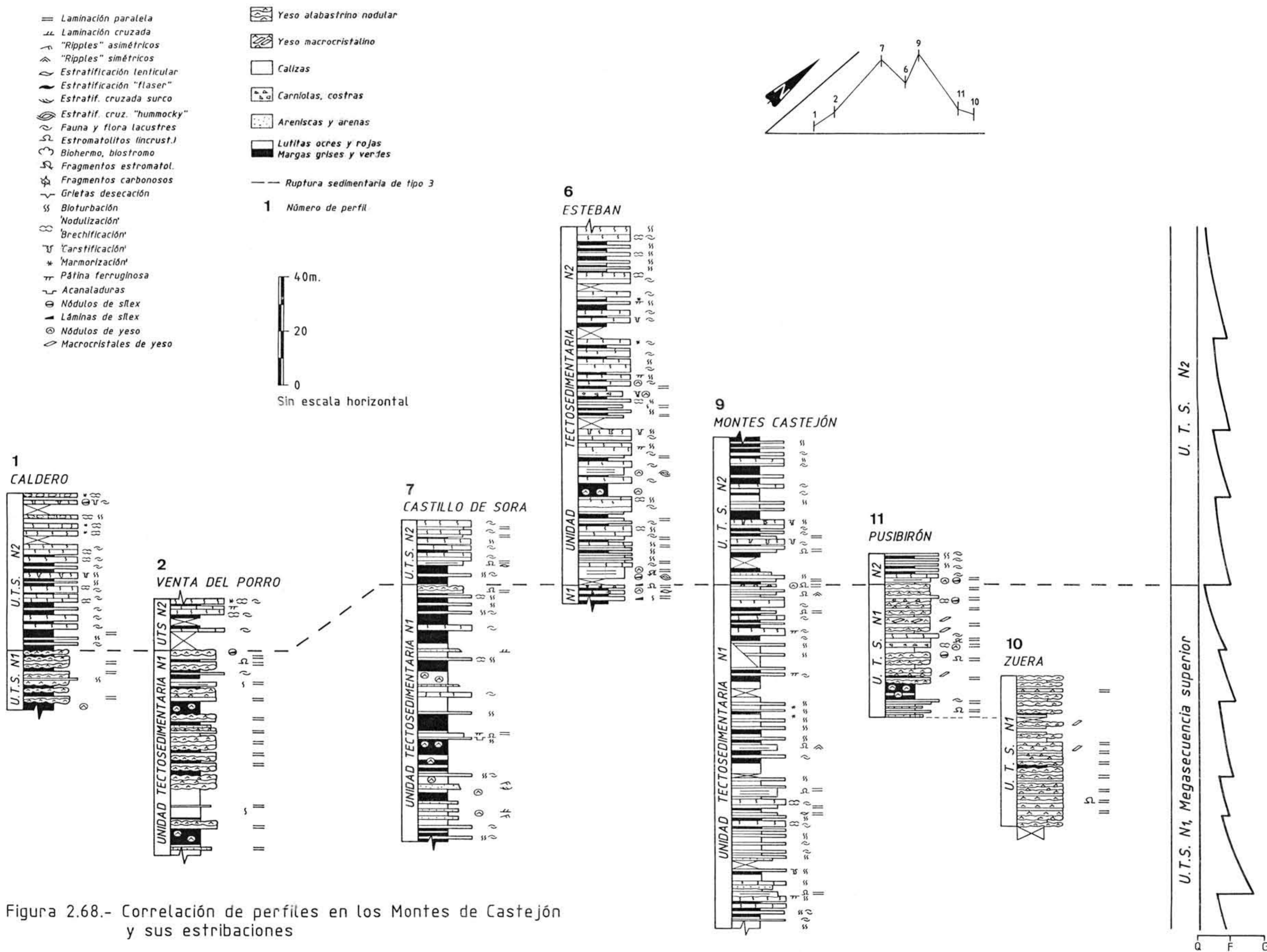


Figura 2.68.- Correlación de perfiles en los Montes de Castejón y sus estribaciones

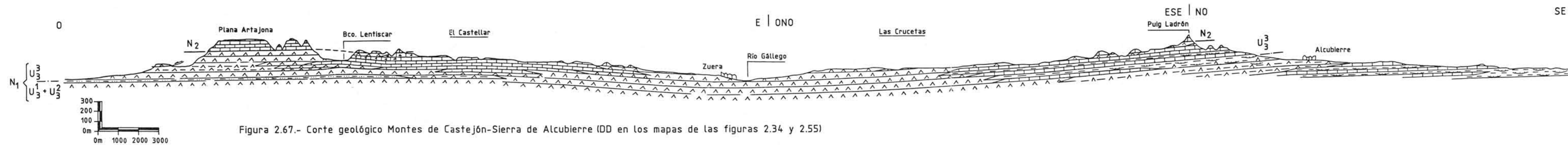


Figura 2.67.- Corte geológico Montes de Castejón-Sierra de Alcubierre (DD en los mapas de las figuras 2.34 y 2.55)

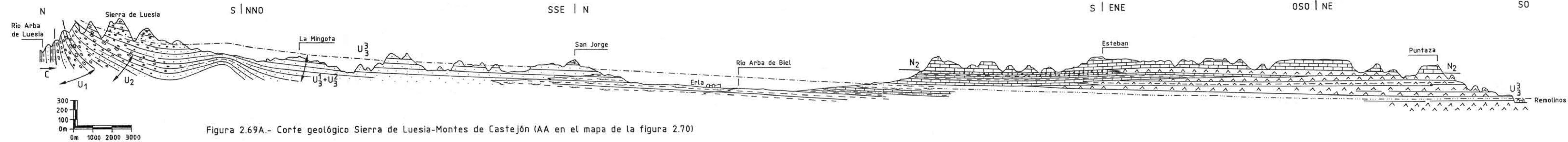


Figura 2.69A.- Corte geológico Sierra de Luesia-Montes de Castejón (AA en el mapa de la figura 2.70)

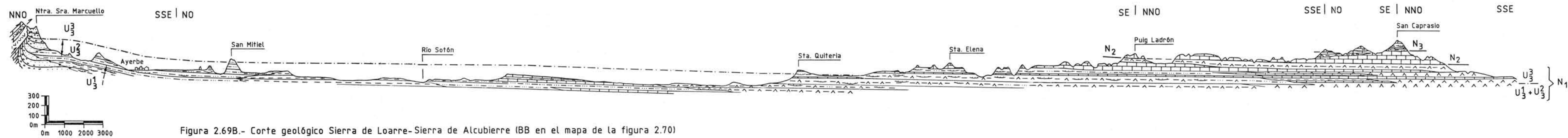


Figura 2.69B.- Corte geológico Sierra de Loarre-Sierra de Alcubierre (BB en el mapa de la figura 2.70)

- LEYENDA**
- Conglomerados
 - Areniscas y conglomerados
 - Areniscas y lutitas
 - Lutitas y areniscas
 - Lutitas
 - Calizas y margas
 - Margas o lutitas y calizas
 - Costras calcáreas
 - Yesos, margas o lutitas y calizas
 - Margas o lutitas y yesos
 - Lutitas, yesos y areniscas
 - Facies Keuper
 - Materiales marinos y transicionales del Mesozoico y Terciario
 - Ruptura sedimentaria
 - Discordancia
 - Limite de megasecuencias

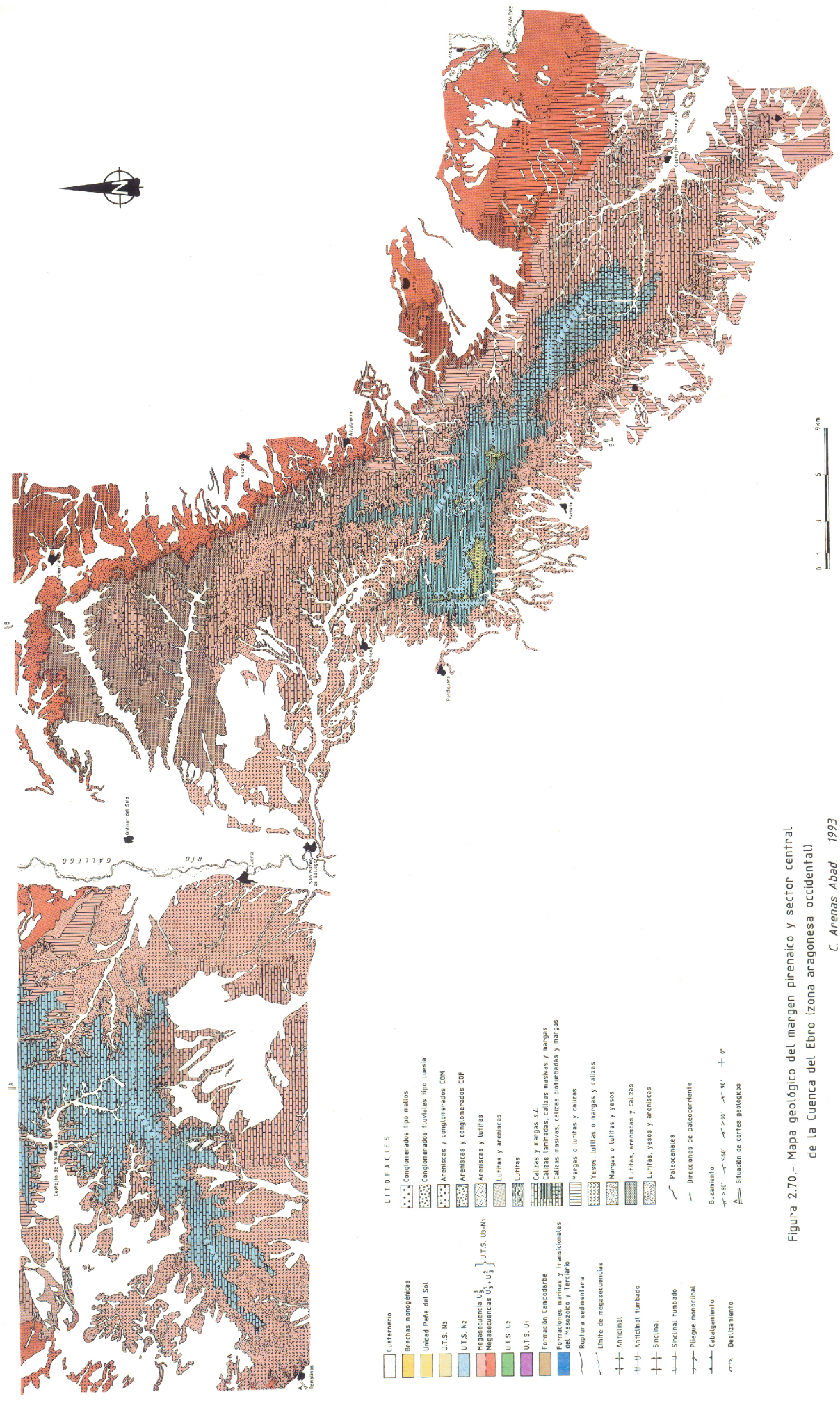


Figura 2.70.- Mapa geológico del margen pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona anagonesa occidental)
 C. Arenas Abad. 1993