TESIS DE LA UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA
2017
20

Josep Gisbert Aguilar

Estudio geológico-petrológico del Estefaniense-Pérmico de la Sierra del Cadí (Pirineo de Lérida): diagénesis y sedimentología

Departamento
Petrología

Director/es
Sánchez Cela, Vicente
Tena Calvo, Juan Manuel

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

ISSN 2254-7606

Prensas de la Universidad Universidad Zaragoza



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
1542

Tesis Doctoral

ESTUDIO GEOLÓGICO-PETROLÓGICO DEL ESTEFANIENSE-PÉRMICO DE LA SIERRA DEL CADÍ (PIRINEO DE LÉRIDA): DIAGÉNESIS Y SEDIMENTOLOGÍA

Autor

Josep Gisbert Aguilar

Director/es

Sánchez Cela, Vicente
Tena Calvo, Juan Manuel

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA

Petrología

1981

Repositorio de la Universidad de Zaragoza – Zaguan http://zaguan.unizar.es

ESTUDIO GEOLOGICO - PETROLOGICO DEL ESTEFANIENSE - PERMICO DE LA SIERRA DEL CADI (Pirineo de Lérida)

DIAGENESIS Y SEDIMENTOLOGIA

Este trabajo para optàr al grado de Doctor en Ciencias Geológicas ha sido realizado por D. Jose Gisbert Aguilar bajo la dirección de los Profesores Dr. Sanchez Cela y Dr. Tena Calvo.

Zaragoza , Julio , 1981

[redacted]

TOMO I

EL ESTEFANIENSE PERMICO Y TRIASICO INFERIOR

DEL

PIRINEO DE LERIDA

Nota a la edición digital ***(realizada por el autor en 2016)*****:** He escaneado los originales de 1981 sin ningún cambio ya que, además de su valor como estudio de geología regional, tiene sin duda un valor histórico.

Durante muchos años, de mi tesis sólo recordaba la dedicatoria que hay en la siguiente página. Es muy duro comprobar que los quereres de antaño han desaparecido y que sólo pervive la parte académica. *La realidad es el rodillo del deseo, el tiempo, su verdugo.*

Zaragoza Diciembre 2016

[redacted]

A LEONOR y VIOLETA
realidad y esperanza
fruto y semilla
de todas las aspiraciones
del autor

AGRADECIMIENTOS

Esta Memoria no hubiera podido realizarse sin la colaboración de numerosos compañeros y amigos que me prestaron una valiosa ayuda.A todos ellos quiero expresar mi gratitud.

En primer lugar a mis directores de Tesis,compañeros de departamento y amigos,el Dr. D. Vicente Sanchez Cela y el Dr. D. Juan Tena Calvo. A ellos debo gran parte de mi formación en las tareas investigadoras y docentes,y el que mis esfuerzos hayan llegado a buen término.

A Mr. Claude Lucas y al Laboratoire de Geologie-Petrologie de l'Université Paul Sabatier (Toulouse,Francia) por todas las facilidades prestadas para que realizara los difractogramas de R.X.,así como por su generosa hospitalidad.

A los doctores D. Josep Maria Fontboté,D. Andrés Pocovi y D. Lluis Solé Sugranes por sus cosejos en la interpretación estructural.

A mis amigos y compañeros de departamento José Antonio Garcia Anquela,Maria Jesús Hernandez y Juan Mandado por sus innumerables colaboraciones de todo tipo.

Al Dr. D. Victor Hevia por su estudio de las muestras de carbones.

A José Antonio Cuchi por su colaboración en los análisis químicos.

Al Dr. D. Enrique Mingarro y al Dpto. de Mineralogía de la J.E.N. (Madrid) por su ayuda en el tratamiento estadístico de los datos.

Al Dr. D. Emilio Galán las orientaciones para la interpretación de algunos difractogramas y especialmente en el cálculo de las composiciones de las cloritas.

A Mr. Jean Broutin y Mlle. Doubinger por su estudio de la flora.

A los Dres. D. Mariano Marzo,D. Pedro Anadón y D.Ferran Colombo, sus consejos sobre problemas sedimentológicos y estratigráficos.

Al Dr. D. Alfonso Sopeña por el análisis polínico y sus consejos sobre problemas estratigráficos.

Al Dr. Ortí Cabó por sus aclaraciones sobre seudomorfos de sulfatos.

A los Dres. D. Leandro Sequeiros y D. Eladio Liñán por la clasificación de los microfósiles.

Al Dr. Peter Nagtegaal sus explicaciones sobre el terreno de los afloramientos de la región de Malpas.

A los Dres. Dña. Rafaela Marfil y D. José Andrés de la Peña por la bibliografía que me facilitaron.

Al Dr. D. Marceliano Lago por sus elocuentes explicaciones sobre el manejo de la Platina de Fedorov.

A la Sta. Ana Torrijo por su mecanografía de la Memoria.

A Dña. Nieves Pérez por su colaboración en informática.

Y por último a mis hermanas Lirios, Pepa y Cristina que colaboraron en la edición de la Memoria.

I N D I C E

I.- INTRODUCCION

I.1.- Situación geográfica y geológica 1
I.2.- Objetivos del Estudio 2

a. Análisis estratigráfico 3
b. Análisis estructural 4
c. Análisis de sedimentología y Diagénesis 6

II.- METODOLOGIA

II.1.- Consideraciones Epistemológicas 8
II.2.- Técnicas de estudio de los materiales 12

II.2.1. Técnicas de análisis Macro y Megascópicas . . . 12
II.2.2. Técnicas Petrográficas 14
II.2.3. Técnicas Mineralógicas 15
II.2.4. Técnicas Geoquímicas 16
II.2.5. Estudio del Color 21

II.3.- Las Rocas Detríticas 24

II.3.1. Estructuras 24
II.3.2. Texturas y tamaño de grano 24
II.3.3. Composición clástica y clasificación 25

II.4.- Las Rocas carbonáticas 26
II.5.- Las Rocas volcano-sedimentarias 27
II.6.- Las Rocas volcánicas 33
II.7.- Consejos para una utilización rápida y provechosa del presente estudio 34

III.- ESTUDIO DE LOS MATERIALES

1.- Antecedentes 36
2.- Estratigrafía 44

2.1. La serie Preestefaniense 44
2.2. Los Granitos Tardihercínicos 45
2.3. Las Molasas Posthercínicas 45

2.3.1) La Unidad Gris. 46
2.3.2) La Unidad de Tránsito 46
2.3.3) La Unidad Roja Inferior. 47
2.3.4) La Unidad Roja Superior. 47
2.3.5) La Unidad en Facies Buntsandstein 48
2.3.6) Consideraciones Generales 48

2.4. Mesozoico y Paleógeno. 50
2.5. Neógeno y Cuaternario. 51

3.- Rasgos estructurales 53

3.1. Unidades tectónicas 53
3.2. Fracturación. 55
3.3. La deformación alpina. 58

4.- Unidad Roja superior 59

4.1. Distribución areal. 59
4.2. Edad 60
4.3. Descripción de facies. 61

4.3.1) Asociación de facies distal 61
4.3.2) Asociación de facies intermedia-distal. . . 71
4.3.3) Asociación de facies intermedia-proximal . . 76
4.3.4) Asociación de facies proximal. 80
4.3.5) Los minerales de la arcilla 83

4.4. Interpretación y discusión 86

4.4.1) Geometría y estructuras. 86
4.4.2) Tectónica y sedimentación 91
4.4.3) Modelo ambiental 93
4.4.4) Composición petrográfica y geoquímica . . . 97

a) Los paleosuelos 97
b) Los minerales de la arcilla 98
c) Area fuente y procedencia. 101
d) Evolución clástica 102
e) Compactación-cementación 103
f) Color 106

4.5. Conclusiones. 108

5.- Unidad Roja inferior 112

5.1. Distribución areal. 112
5.2. Edad 114

5.3. Descripción de facies. 116

5.3.1) Asociación de facies distal 116
5.3.2) Asociación de facies intermedia-distal. . . 124
5.3.3) Asociación de facies intermedia-proximal . . 129
5.3.4) Asociación de facies proximal. 139
5.3.5) Los minerales de la arcilla 140

5.4. Interpretación y discusión 143

5.4.1) Geometría y estructuras. 143
5.4.2) Tectónica y sedimentación 148
5.4.3) Modelo ambiental 149
5.4.4) Composición petrográfica y geoquímica . . . 151

a) Los paleosuelos 151
b) Los minerales de la arcilla 152
c) Area fuente y procedencia. 154
d) Evolución clástica 154
e) Cementación-compactación 156
f) Color 159

5.5. Conclusiones. 161

6.- Unidad de Tránsito. 165

6.1. Distribución areal. 165
6.2. Edad 167
6.3. Descripción de facies. 167

6.3.1. Asociación de facies distal 167
6.3.2. Asociación de facies intermedia-distal. . . 173
6.3.3. Asociación de facies proximal (paleosuelos) . 178
6.3.4. Los minerales de la arcilla 181

6.4. Interpretación y discusión 185

6.4.1) Geometría y estructuras. 185
6.4.2) Tectónica y sedimentación. Modelo ambiental . 188
6.4.3) Composición petrográfico-geoquímica. . . . 190

a) Paleosuelos 190
b) Los minerales de la arcilla 191
c) Area fuente y procedencia. 193
d) Composición clástica 194
e) Sedimentación-cementación-compactación . . 194
f) Color 199

6.5. Conclusiones. 200

7.- Unidad Gris 204

7.1. Distribución areal. 204
7.2. Edad 206
7.3. Descripción de facies 208

7.3.1) Asociación de facies distal 208
7.3.2) Asociación de facies intermedia-distal. . . 218
7.3.3) Asociación de facies intermedia-proximal . . 223
7.3.4) Asociación de facies proximal. 225
7.3.5) Los minerales de la arcilla 231

7.4. Interpretación y discusión 234

7.4.1) Geometría y estructuras. 234
7.4.2) Tectónica y sedimentación 237
7.4.3) Modelo ambiental 238
7.4.4) Composición petrográfica-geoquímica. . . . 241

a) Los Paleosuelos 241
b) Los minerales de la arcilla 243
c) Area fuente y procedencia. 245
d) Composición clástica 246
e) Compactación-cementación-autigénesis . . . 246
f) Color 252

7.5. Conclusiones. 253

8.- Las Rocas Volcánicas 259

8.1. Rocas volcánicas asociadas a la Unidad Roja Superior 259
8.2. Rocas volcánicas asociadas a la Unidad Roja Inferior y a la Unidad Roja de Tránsito 262

8.2.1) Edad y distribución geográfica 262
8.2.2) Descripción de facies 264

8.3. Rocas volcánicas asociadas a la Unidad Gris . . . 269

8.3.1) Edad y distribución geográfica 269
8.3.2) Los pitones. 270
8.3.3) Las coladas. 273
8.3.4) Los materiales piroclásticos 277

8.4. Interpretación y discusión 288

8.4.1) Tectónica y vulcanismo 288

a) El vulcanismo sincrónico con la Unidad Gris. 288
b) El vulcanismo sincrónico con la Unidad de Tránsito y la Unidad Roja Inferior . . . 289
c) El vulcanismo sincrónico con la U. R. S.. . 291

9.- Análisis comparativo de las rocas estudiadas 293

9.1. Evolución Tecto-sedimentaria 293
9.2. Evolución Sedimentológica-Paleoclimática 296
9.3. Enterramiento máximo y estadio de evolución diagenética. 301

10.- Bibliografía. 307

IV.- APENDICE.

Ap.1. Fotografías.

Ap.2. Datos geoquímicos.

Ap.3. Datos estructurales.

Ap.4. Columnas, gráficos y mapas.

II.1.- CONSIDERACIONES EPISTEMOLOGICAS

PROCESO DE PENSAMIENTO

a.- Nomenclatura y clasificación

Cuando los términos utilizados en la descripción y clasificación del objeto estudiado presentan indeterminación en su significado, hemos acotado el contenido del mismo mediante una definición del autor en el apartado correspondiente de la primera parte de la obra, o bien nos hemos referido a una bibliografía en la que ya estuviera precisado este significado.

Si hemos traducido algún término cuya denominación castellana es problemática o imprecisa hemos añadido siempre entre paréntesis el término original.

b.- Tratamiento de los datos, hipótesis y modelos

La información obtenida se ha jerarquizado en escalas macro, meso y microscópica. Las hipótesis y modelos elaborados pueden referirse también a estas tres escalas, teniendo en cuenta que la información utilizada para la elaboración de un modelo incluye a los datos de su escala y todos los de las escalas inferiores. Además la elaboración de un modelo a escala macroscópica influye no sólo datos micro y mesoscópico sino también modelos dinámicos de los procesos micro y mesoscópicos (Fig. II.1 y II.2).

El proceso de elaboración de un modelo interpretativo requiere un desarrollo como el esquematizado en la fig. II.1. Con los primeros datos empí

ricos obtenidos hacemos un primer enunciado del modelo que denominaremos hipótesis de tanteo; esta denominación está referida a la validez interpretativa del citado modelo. Las hipótesis utilizadas en estos estadios iniciales están sugeridas esencialmente por información bibliográfica.

La elección de un modelo en función de los datos empíricos conocidos la realizamos siempre según el principio de simplicidad en el sentido de Anderson (1970). Elegido este modelo de "tanteo" deducimos todas las características que deberían existir en el objeto estudiado además de las ya conocidas. La elaboración de hipótesis de tanteo la comenzamos en las primeras etapas de nuestro trabajo y de esta forma hemos obtenido una orientación contínua del mismo al dirigir nuestra investigación hacia aquellos aspectos que podían ser trascendentes para confirmar o rechazar las hipótesis de tanteo.

A medida que aumenta la información, el modelo incrementa su validez interpretativa y se le pueden ir dando las categorías sucesivas de "hipótesis de trabajo", "hipótesis explicativa" y "tesis confirmada".

Lógicamente, en muchos casos las hipótesis de tanteo se evidencian erróneas a través de este proceso y son desechadas. Sin embargo tras desechar una hipótesis no se recomienza de cero, el proceso de pensamiento desarrollado en el rechazo contiene una información utilísima para la elaboración de nuevas hipótesis. En muchas ocasiones no se rechaza en su totalidad la hipótesis sino sólo algunos aspectos o partes de la misma; el proceso puede resultar simplemente como una progresiva concreción y perfeccionamiento de la hipótesis inicial.

A medida que se avanza en esta dirección se hace más factible el elaborar un modelo interpretativo original y distinto de los descritos bibliográficamente. El autor, en el marco de esta tesis, no llega a este extremo y utiliza siempre modelos ya elaborados, aunque en algunos casos introduzca variantes o cite asociaciones de procesos poco comunes.

Como vemos la emisión de hipótesis con pocos datos puede ser muy fructífera siempre que el científico sea consciente del artilugio metodológico empleado y esté dispuesto a abandonar las hipótesis que se contradigan -

con los nuevos datos. El mayor peligro estriba en intentar ajustar la realidad a modelos apriorísticos; el autor ha procurado evitar esta posible deformación en la medida en que es consciente de la artificialidad de las hipótesis de baja contrastación.

No siempre es necesario seguir todo el proceso descrito; en muchos casos los datos obtenidos pueden caracterizar muy detalladamente un modelo determinado y conferirle rápidamente el carácter de hipótesis explicativa o tesis confirmada. También puede suceder el caso sontrario, es decir que expongamos algún modelo interpretativo escasamente confirmado por falta de acceso a algunas informaciones relevantes de tipo empírico o por incapacidad de utilizar determinadas técnicas de estudio. A pesar de ello hemos creído conveniente citar estas hipótesis (especificando por supuesto su grado de validez) ya que pueden servir a otros investigadores para realizar las predicciones de contrastación que orienten sus investigaciones y para englobarlas en nuestros modelos generales como una prueba más de confirmación.

El discriminar cuándo una hipótesis está suficientemente contrastada como para elevarla de categoría, es una valoración cualitativa y por ello conviene que concretemos el grado de confirmación que atribuímos a las cuatro categorías de hipótesis propuestas.

HIPOTESIS DE TANTEO (Ha)

Puede estar sustentada en pequeños datos o ser incluso una intuición casi exenta de base empírica. Se formula siempre en estados iniciales de la investigación y está destinada a ser desechada en un gran número de casos. Su principal finalidad es la de orientar la investigación hacia elementos empíricos trascendentes respecto a las hipótesis enunciadas. Puede ser muy útil enunciar dos o más hipótesis alternativas y buscar la información que permita decidirse por una de ellas.

HIPOTESIS DE TRABAJO (Hr)

Estas hipótesis contienen siempre un cierto fundamento empírico que

en algunos casos puede ser bastante amplio, pero ninguno de los datos puede considerarse como decisivo. Sin llegar a la profusión de las hipótesis de - tanteo, el paquete de datos conocido puede ser suceptible de varias inter-- pretaciones y pueden coexistir varias hipótesis de trabajo; la investiga- - ción deberá orientarse hacia la obtención de informaciones que permitan decidirse por una de las hipótesis o que permitan confirmar la única existente.

HIPOTESIS EXPLICATIVA (HE)

Son aquellas hipótesis de trabajo en las que se han obtenido datos - empíricos decisivos para su confirmación, pero en las que todavía quedan importantes aspectos por confirmar, en muchos casos derivados de las limita-- ciones espacio-temporales del hombre en el estudio de objetos geológicos. Así, estas hipótesis tienen ya una categoría de conclusión con alta seguri-- dad, y de hecho gran número de modelos geológicos aceptados de forma generalizada entrarían dentro de esta categoría. Estas conclusiones podrían ser - susceptibles de modificaciones parciales e importantes matizaciones si se - obtuvieran los datos empíricos que faltan para sustentar detalladamente el edificio del modelo interpretativo.

TESIS CONFIRMADA (TC)

Son aquellas interpretaciones que sustentamos con base empírica en - todos sus aspectos trascendentes. Es difícil llegar a este estadio investigando objetos geológicos, pero en ocasiones pueden obtenerse modelos bien elaborados. Estas conclusiones sólo son susceptibles de una modificación importante si se transforma el sustrato de interpretaciones y conceptos geológicos sobre el que se edificaron en una época determinada de la historia de las ciencias geológicas.

Así nosotros en los capítulos de interpretación discutiremos las cuatro categorías de hipótesis. Sin embargo en las conclusiones sólo incluiremos las de alta contrastación (HE y TC). Cuando emitamos una conclusión o - desarrollemos un modelo colocaremos siempre entre paréntesis el nivel de --

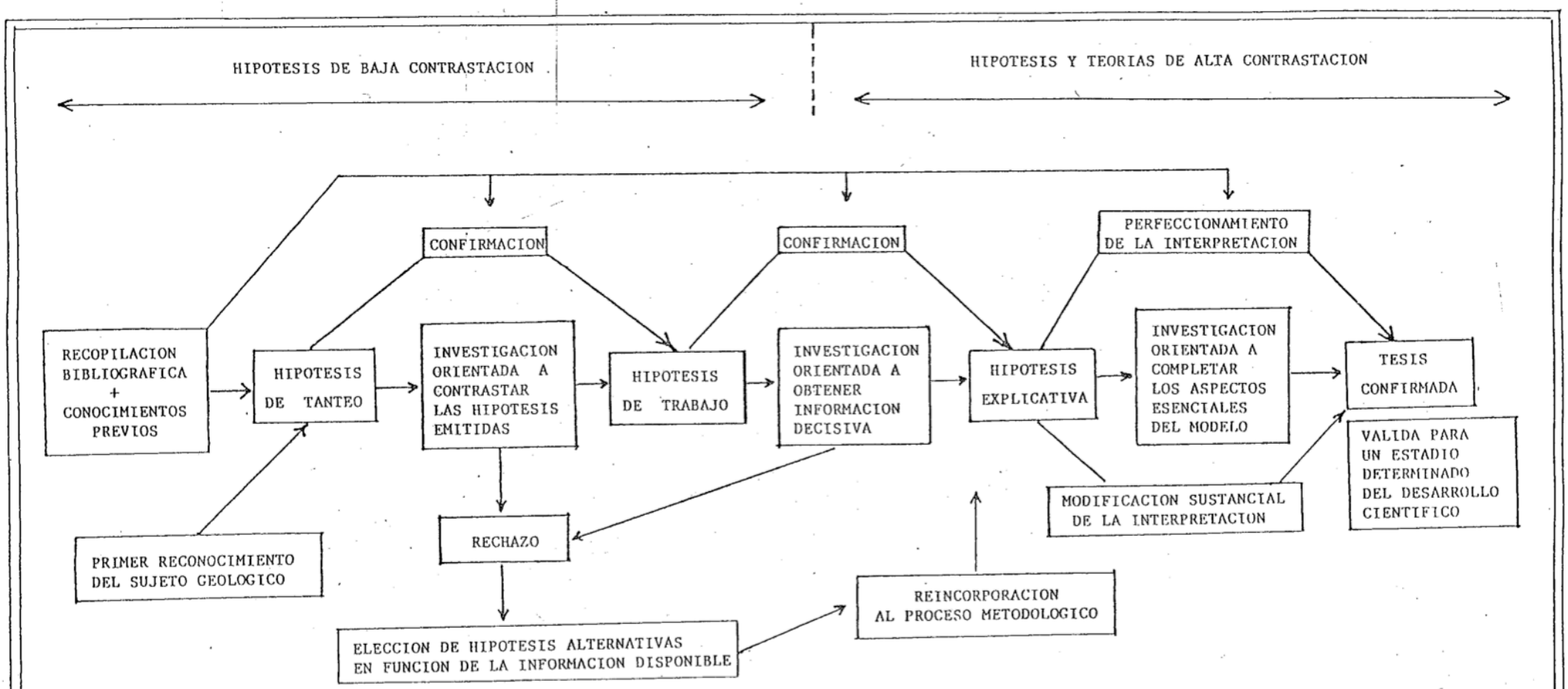


FIG.II.1- PROCESO DE EVOLUCION METODOLOGICA EN LA OBTENCION DE CONCLUSIONES

contrastación que le asignamos. A otro nivel, la especificación de las técnicas usadas (la técnica de determinación de cada mineral por ejemplo) manifiesta a su vez la fiabilidad de los datos utilizados en la construcción del modelo.

II.2.- TECNICAS DE ESTUDIO DE LOS MATERIALES

II.2.1.- Técnicas de análisis meso y macroscópico

El análisis de la distribución detallada de litologías y discontinuidades estratigráficas a escala de cuenca viene representado en la cartografía de facies a escala 1:25.000.

Esta cartografía se ha levantado por procedimientos clásicos, integrando la información de numerosos perfiles N-S con técnicas fotogeológicas y teniendo en cuenta los criterios de fracturación y estilo de plegamiento obtenidos en el análisis estructural.

La geometría espacial de los cuerpos sedimentarios y las relaciones mutuas de los mismos, vienen detalladas en los apartados de sedimentología, con representaciones gráficas con escala vertical y horizontal. También en las columnas estratigráficas este tipo de información viene condensada mediante una simbología adecuada que queda incluída en el apartado de "geometría y estructuras sedimentarias primarias".

Las figuras utilizadas en la descripción sedimentológica responden a tres esquemas metodológicos distintos. Por una parte se describen cuerpos sedimentarios mediante "representaciones reales" con lo que el dibujo de cada capa o nivel sigue estrictamente las formas observadas en el campo; la única simplificación efectuada es la de agrupar en un mismo dibujo varias capas o niveles que en el campo pueden estar separados por otras capas parecidas pero menos representativas a la hora de definir una facies común a todas ellas.

En el caso de reproducción de cuerpos sedimentarios de gran tamaño que sólo se han podido observar en localidades puntuales, lo hemos recons-

truído completo generalizando las características que eran más frecuentes - en las observaciones parciales. Este tipo de figuras lo denominamos "representaciones extrapoladas".

En algunos casos hay una gran variedad de secuencias internas en capas de una misma facies que haría excesivamente larga una descripción sistemática de todas ellas, y para evitar extremadas complicaciones se ha dibujado una "representación síntesis" que recopila todas las características y - posibilidades observadas en gran número de estratos.

Las imágenes gráficas de los cuerpos sedimentarios están hechas a escala y llevan siempre detallada la escala vertical y horizontal.

En las columnas estratigráficas hay también una amplia información - sobre geometría de los cuerpos sedimentarios y las estructuras presentes, - expresada a través de una simbología cuya explicación viene detallada en -- las leyendas correspondientes.

Para designar las facies hemos utilizado una nomenclatura normalizada, constituída por cuatro signos (letras y guarismos). El primero es siempre un guarismo (1,2,3,4,5) y hace referencia a la unidad rocosa a que nos referimos según la siguiente leyenda:

1.- Unidad Gris (U.G.)
2.- Unidad de Tránsito (U.T.)
3.- Unidad Roja Inferior (U.R.I.)
4.- Unidad Roja Superior (U.R.S.)
5.- Unidad en facies Buntsandstein (U.F.B.)

El segundo es siempre una letra mayúscula (A,B,C,D) que hace referencia a la asociación de facies y que en las rocas estudiadas hemos agrupado de la siguiente forma:

A.- Asociación de facies distal
B.- Asociación de facies intermedia-distal
C.- Asociación de Facies intermedia-proximal
D.- Asociación de facies proximal

El tercero es siempre un número que distingue a cada una de las facies que componen una misma asociación de facies.

El último es una letra minúscula utilizada para distinguir las subfacies de una misma facies.

Así por ejemplo las subfacies 4A3a serán rocas de la U.R.S. incluídas en la asociación de facies distal y que han sido designadas como la variante a de las facies nº 3.

II.2.2.- Técnicas Petrográficas

Las rocas detríticas, carbonáticas, materiales volcano-sedimentarios y rocas volcánicas han sido investigadas sistemáticamente mediante el estudio de láminas delgadas con el microscopio petrográfico.

Para la elaboración de las láminas de las rocas escasamente consolidadas se impregnaron con resina en cámara de vacío, y para las que contenían cantidades importantes de minerales arcillosos se realizó su terminación por desgaste en seco.

Para el reconocimiento de las distintas especies mineralógicas carbonatadas se utilizó la tinción mixta de ferrocianuro potásico y alizarina roja S según el método descrito por EVAMY (1963). Como la diferenciación entre la dolomita férrica (ankerita) y la siderita-magnesita, no puede realizarse con la tinción utilizada, fué precisa la utilización de análisis químicos y difracción de rayos X.

Para distinguir el feldespato potásico de las plagioclasas se utilizó el tratamiento clásico de ataque y tinción con vapores de fluorhídrico y cobaltinitrito sódico.

Para el estudio óptico se utilizó un microscopio binocular Nikon , una platina de Fedoroff y un contador de puntos.

El estudio de los minerales arcillosos con el microscopio petrográfico no permite una determinación mineralógica precisa, pero sí que permi

te discernir tres grandes grupos que proporcionan una valiosa orientación sobre la especie mineralógica. Así, cuando nuestro estudio se haya restringido a técnicas ópticas, hablaremos de minerales de tipo clorítico, de tipo kanditas y de tipo illita-montmorillonita. Cuando los óxidos de hierro presentes impiden incluir a los minerales estudiados en uno de estos tres grupos, hablaremos de arcillas ferruginizadas.

La determinación de reflectividades de la vitrinita de los carbones, así como sus características petrográficas, fueron efectuadas en el Instituto Nacional del Carbón de Oviedo, de acuerdo con las normas internacionales.

II,2.3.- Técnicas Mineralógicas

Las técnicas ópticas tradicionales de identificación de minerales fueron complementadas mediante el estudio de difractogramas de rayos X realizados en su mayoría con un equipo Siemens de la Universidad de Toulouse (Francia), y en menor proporción con un aparato Phylips del Departamento de Cristalografía y Mineralogía de la Universidad de Zaragoza.

Los análisis difractogramétricos se han centrado en su mayor parte en el estudio de mineralogía de arcillas, sobre la fracción menor de 2 μ en lámina orientada. En función de la determinación planteada se realizaron tratamientos con dimetilsulfoxido (D.M.S.O.), etilenglicol (E.G.) y calentamientos de la muestra a diferentes temperaturas.

Para otros problemas mineralógicos el difractograma se realizó sobre la muestra en polvo.

La cuantificación aproximada de las proporciones de cada especie mineral a partir de los difractogramas se ha realizado con los valores de reflectancia reflejados en la tabla II.1.

El equipo Siemens ha funcionado utilizando la raya K_α del anticátodo de cobre a 35 Kv. y 28 m.A con filtro de níquel.

Con el fín de señalar en cada caso la fiabilidad de las afirmacio-

nes sobre la composición mineralógica de las rocas estudiadas, en los apartados descriptivos de cada formación incluiremos detrás de cada mineral descrito las siglas de la técnica mineralógica empleada en su determinación, de acuerdo con las siguientes abreviaturas:

(RXP) .. .. Difractograma en polvo
(RX.L.O.) .. .. Difractogramas en lámina orientada con tratamientos complementarios
T.O.* .. .. Técnicas ópticas (microscopio petrográfico)
A.Q. .. .. Análisis químico

Cuando para la determinación de una especie mineral han sido necesarias varias técnicas (RXP, T.O. por ejemplo), el reconocimiento de este mineral en sucesivas muestras se ha realizado con la más sencilla (T.O.). Este reconocimiento simple puede ser tan válido como el compuesto, siempre que la génesis de la especie mineral se pueda relacional con procesos o paragénesis características reconocibles por técnicas simples de observación.

La determinación mineralógica se basa en estos casos no sólo en una técnica sino también en un modelo teórico de génesis mineral donde se incluyen determinaciones mineralógicas más precisas.

II.2.4.- Técnicas Geoquímicas

Hemos desarrollado dos tipos de análisis:

a) ANALISIS DE ROCA TOTAL

Se han realizado en las rocas volcánicas, volcano-sedimentarias y sedimentarias. En estas últimas los análisis se han centrado en las lutitas para las cuales la composición química total es de una relevancia apreciable.

Los análisis se realizaron íntegramente en el Laboratorio de Geoquímica del Departamento de Petrología de la Universidad de Zaragoza.

---

* En todos los apartados de "petrografía" se dará por sobreentendido que la información proviene de la utilización de técnicas ópticas sin necesidad de colocar las abreviaturas T.O.

DIFRACTOGRAMAS EN POLVO

	Poder reflectante	reflexión (Å)
Arcillas	0'1	4'45
Cuarzo	0'4	4'24
Cuarzo	2	3'34
Calcita	1	3'03
Dolomita	1	2'88
Magnésita	0'3	2'74
Yeso	1'5	7'6
Feldespatos	1	3'20
Hematites	1'2	2'69
Siderita	1'8	3'59

DIFRACTOGRAMAS DE AGREGADOS ORIENTADOS

	Poder reflectante	reflexión (Å)
Clinocloro	0'61	14'20
Mica (illita)	0'5	10
Caolin+clorita	1	7
Sepiolita	0'5	12
Atapulgita	0'35	10'5
Montmorillonita	2	15
Cuarzo	1	3'33
Cuarzo	0'2	4'24
Calcita	0'5	3'03
Dolomita	0'5	2'88
Hematites	0'6	2'69
Siderita	0'9	3'59
Feldespatos	0'5	3'20

Los interestratificados illita/montmorillonita han sido cuantificados con poderes reflectantes intermedios entre los de la illita y la montmorillonita proporcionalmente a la riqueza relativa de ambos componentes en el interestratificado.

TABLA II.1.- Poderes reflectantes utilizados en cuantificaciones aproximadas.

El SiO_2 se determinó por métodos fotométricos con formación de silico-molibdato y reducción a azul de Molibdeno (Jeffery 1975 pag. 411 a 415).

Con el Al_2O_3 se utilizó un método volumétrico con E.D.T.A., tras -- previa extracción con cupferrón (Jeffery 1975 pág. 102 a 108).

Para Ca y Mg se utilizó también el método volumétrico con E.D.T.A. (Jeffery 1975 pág. 169 a 170 y 313 a 314).

Con Fe^{+2} utilizamos el método de Pratt (Jeffery 1975 pág. 281 a 282) mientras de el Fe total la determinamos colorimétricamente con α-α' bipiridina (Rodier 1976).

Na y K se midieron con un fotómetro de llama modelo OPTRONNAK-1 de P.A.C.I.S.A.

Las determinaciones de TiO_2 se hicieron fotométricamente con peroxido de hidrógeno (Jeffery 1975 pág. 466-67); el P_2O_5 se midió también fotométricamente con molibdivanadato amónico (Jeffery 1975 pág. 379-380).

Finalmente el MnO se valoró tras oxidación a permanganato con per-- sulfato amónico.

b) ANALISIS DE OXIDOS SOLUBLES EN ClH

Se realizan con el objeto de conocer cuantitativamente los constituyentes solubles de las rocas estudiadas. La extensión de estos análisis a un total de 173 muestras permite un estudio muy detallado y suficientemente representativo del conjunto rocoso investigado.

b.1) Procedimiento

La muestra se atacó con ClH (concentración en exceso) durante 5 minutos a 100°C evitando una ebullición fuerte y tapando el recipiente con - un embudo invertido para evitar en lo posible la oxidación.

Hemos actuado suponiendo que este ataque disolvía todos los carbonatos y óxidos y que no modificaba el estado de oxidación del hierro.

Sabemos que el ataque puede haber sido algo débil en algunos casos para una completa disolución de carbonatos y óxidos y que a pesar de ello pequeñas proporciones de iones procedentes de minerales arcillosos (especialmente clorita) podían pasar a solución. También conocemos que a pesar de que en medio ácido la velocidad de reacción es baja, en atmósfera oxigenada siempre pueden producirse ciertas oxidaciones. Sin embargo consideramos que las dos hipótesis de partida son suficientemente aproximadas para los objetivos propuestos.

En la solución preparada con el ataque hemos determinado Ca, Mg, Fe^{+2}, Fe total, Mn, Na y K.

Ca, Mg y Mn fueron analizados por absorción atómica en un equipo PYE-UNICAM modelo SP-9 del Departamento de Fertilidad de Suelos y Nutrición Vegetal de la "Estación Experimental Aula-Dei". Previamente Ca y Mg, se habían determinado volumétricamente (con complexona E.D.T.A.) en unas 20 muestras, comprobándose que no existían interferencias importantes en la determinación por absorción atómica. La diferencia de valores de un método a otro era del orden del 10%, siempre favorables al método volumétrico.

El Fe^{+2} y el Fe total se determinaron en el Laboratorio de Geoquímica del Departamento de Petrología de la Universidad de Zaragoza por métodos colorimétricos ($\alpha - \alpha'$ bipiridina) según los métodos descritos por Rodier (1976). En un número limitado de muestras (12) se apreciaron interferencias por la presencia de fosfatos en concentraciones superiores a las de Fe^{+2} y en estas muestras sólo hemos determinado hierro total.

Los datos geoquímicos se han utilizado con dos objetivos esenciales:

1) Determinar el porcentaje de resíduo insoluble y obtener datos geoquímicos sobre la composición de los carbonatos, que comparados con la información petrográfica, puede dar una precisión mineralógica mucho mayor.

2) Obtener unos índices ambientales que completen desde un punto de vista geoquímico las informaciones sobre el medio ambiente obtenidas en el análisis de geometría sedimentaria y estructuras.

El índice de oxidación (Fe^{+3}/Fe total) nos informará sobre las condiciones ambientales de oxidación-reducción, el grado de conservación de la materia orgánica y explicará en parte el color de las rocas. La relación Ca/Mg será esencialmente un indicador de proximalidad-distalidad sobre la base de un predominio del Ca en zonas proximales y un mayor predominio del Mg en área distales.

La interpretación de los contenidos de Na y K es problemática, ya que el porcentaje de ambos cationes que pasa a solución a partir de los silicatos está regida por factores complejos. Las medidas se realizaron para tantear posibles correlaciones con la mineralogía, dado que su análisis es rapidísimo con el fotómetro de llama.

Los contenidos en manganeso se determinaron con la idea de que pudiera existir una importante correlación con el color de la roca. Sin descartar esta hipótesis, la interpretación de valores obtenidos es bastante problemática.

A partir de los resultados geoquímicos hemos calculado una composición mineralógica "normativa" de la roca que permite una comparación normalizada de las muestras en términos mineralógicos. El residuo insoluble se obtuvo a partir de esta mineralogía normativa cuyo cálculo se basa en los siguientes criterios:

a) Todo el magnesio se consume en formar dolomita con el calcio; en el caso de un exceso de magnesio se formará magnesita.

b) Si sobrara calcio después de formar dolomita, se formará calcita.

c) Si el Mn sobrepasa el 0'1% se formará pirolusita; en proporciones inferiores se desprecia como formador de minerales propios y se suma al Fe^{+2}.

d) Con el Fe^{+3} se formará hematites.

e) Con el Fe^{+2} se formará siderita.

Como debido a los problemas de interferencia anteriormente expuestos no se ha podido determinar el Fe^{+2} en algunas muestras, el cálculo se ha realizado considerando los datos mineralógicos que se conocían. En estos casos el resultado se expresa de forma significativa como "hierro promedio" (Fep).

Lógicamente el cálculo de la norma no tiene validez universal y para cada grupo de datos se discutirá su mineralogía real; sin embargo, en las tablas de expresión de los datos químicos vendrán siempre calculados según el método expuesto.

A pesar de ello creemos que la norma nos da con suficiente aproximación el porcentaje de residuo insoluble, y las mineralogías así deducidas son operativas para discutir la composición de la roca.

II.2.5.- Estudio del Color

La gran variedad de coloraciones en los materiales estudiados induce, a priori, la idea de que el color puede ser considerado como un parámetro sintetizador de variadas características de la litología y que de su análisis puede obtenerse una interesante información. Por ello hemos tratado de correlacionarlo con los datos geoquímicos y mineralógicos, y en gran medida ha sido uno de los caracteres más utilizados en la diferenciación de tramos y facies.

El color se ha medido sobre muestras de mano, en una superficie pulida con carborumdum 600 y mojada, utilizando la Rock-Color Chart de la Geological Society of America. Hemos preferido este método frente a una medida objetiva de longitudes de onda con un espectro-fotómetro porque nos permite una apreciación de los distintos moteados sobre las muestras de mano, aún a costa de perder exactitud de medida sobre la integración de la muestra molida y sinterizada como es el procedimiento normal.

La importancia de la descripción de los moteados radica en la gran relevancia que pueden tener las consideraciones de tipo cualitativo en la - interpretación de todos los datos geológicos. Adicionalmente, la utiliza- - ción de la carta de colores elimina la realización de pastillas standard, - reduciendo considerablemente el tiempo de preparación de las muestras. Por otra parte el análisis de los datos se realiza fundamentalmente en base a - un tratamiento estadístico que permite corregir posibles rasgos subjetivos.

Para disponer de una iluminación standard las medidas se realizaron de 10 h. a 14 h. (horario solar) durante los meses de Junio, Julio y Agosto, en dias soleados trabajando en la sombra en una habitación orientada al sur con paredes tapizadas con materiales de colores grises y negros.

Para representar los resultados hemos utilizados los artificios gráficos representados en la fig.II.3. Como puede observarse, el matiz y la saturación quedan reflejados mediante un punto en la elipse de color. La luminosidad también puede representarse gráficamente en un diagrama junto al matiz. En este último diagrama el matiz viene expresado numéricamente de 0 a 100 tomando como origen el matiz 5B.

Para obtener resultados operativos hemos procedido con la siguiente metodología:

a) A cada facies o asociación de facies le hemos asignado un color - que puede expresarse de dos maneras:

1.- Mediante los matices medios, obtenidos calculando la media aritmética de todas las muestras del mismo matiz. Cada media llevará entre paréntesis el tanto por ciento de muestras de este matiz frente al total de muestras.

2.- A través de un color medio.

El matiz y la saturación del color medio se obtienen mediante interpolación gráfica de los matices medios, ponderando en relación con el número de muestras utilizado en el cálculo de cada matiz medio.

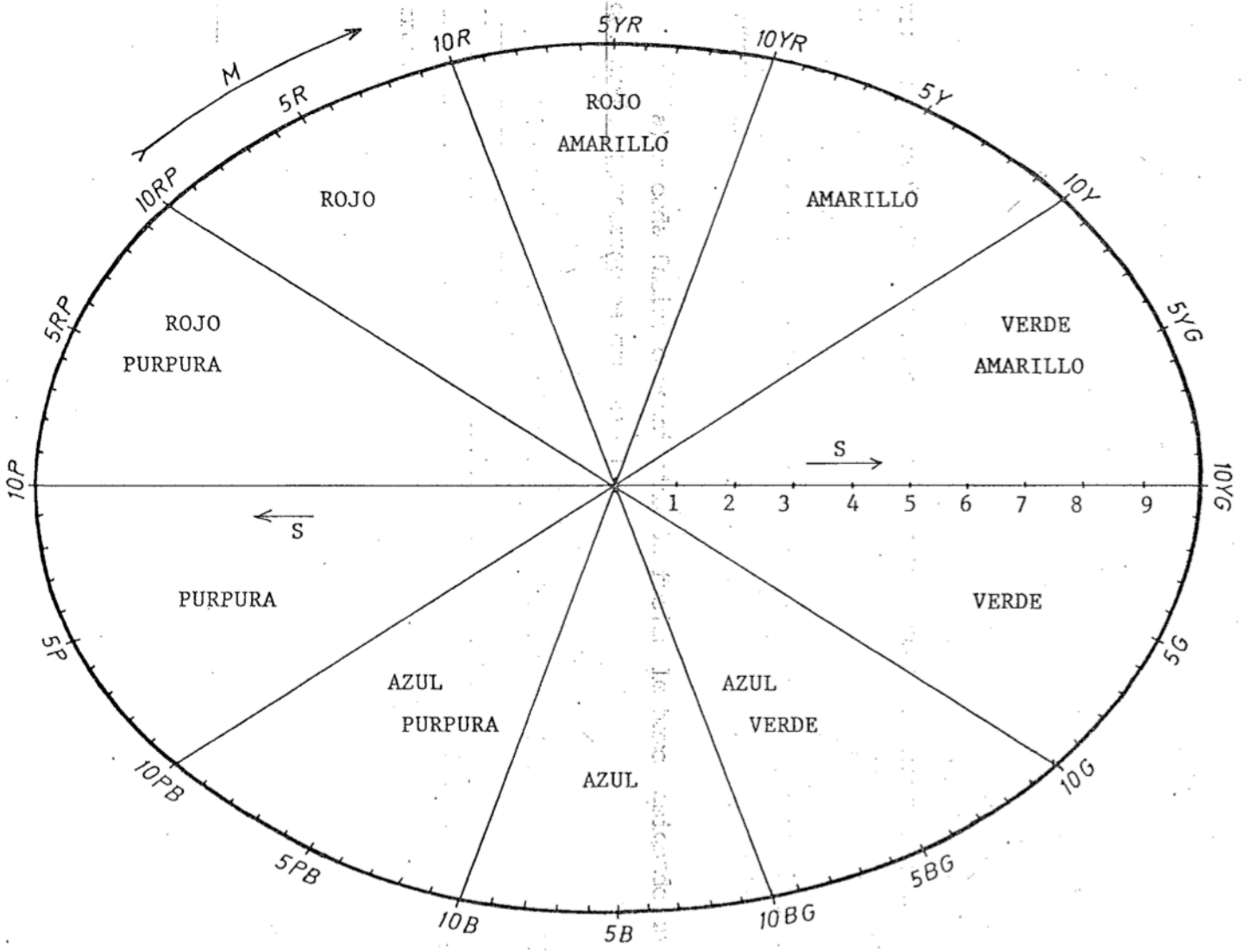
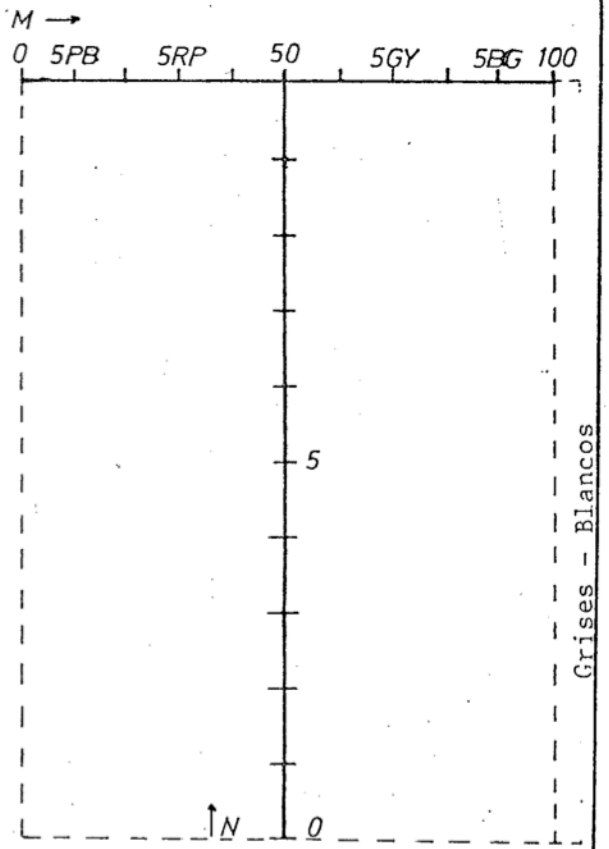


FIG. II.3- Representación gráfica del color



Notación : M N/S

M.- Matiz (Hue)

S.- Saturación (chroma)

N.- Luminosidad (lightness)

En el procedimiento gráfico se parte del matiz más abundante y se va interpolando con los de abundancias progresivamente menores; si hay dos o más matices con la misma abundancia se interpolan en el sentido de las agujas del reloj tal como vienen ordenados en el sólido de color.

La luminosidad la obtenemos mediante la media aritmética de todas las luminosidades calculada con los valores corregidos en función de la abundancia de cada matiz medio.

Estos cálculos llevan implícitas las hipótesis de que el número total de muestras consideradas es representativo en cualidad y cantidad de los colores de las rocas que componen una facies o asociación de facies.

II.2.6.- Tratamiento estadístico

En el marco de la actual memoria el tratamiento de datos está limitado a dos programas relativamente sencillos.

Los programas han trabajado con los datos geoquímicos (Ca, Mg, Fe^{+3}, Fe total, Na, Mn, K) y las tres coordenadas de color.

a.- PROGRAMA "GEPEP"

Tiene como objeto calcular la composición mineralógica normativa según los criterios que ya definimos en el capítulo II.2.4. También calcula el residuo insoluble y cuatro índices geoquímicos que son los siguientes:

$$CF/FM = Calcio + Hierro^{+3}/Magnesio + Hierro^{+2}$$

$$F/FMNK = Hierro^{+3}/Magnesio + Sodio + Potasio + Hierro^{+2}$$

$$CF/FMNK = Calcio + Hierro^{+3}/Magnesio + Sodio + Potasio + Hierro^{+2}$$

b.- PROGRAMA "GESTAD"

Utilizado para obtener los estadísticos más corrientes (media arit-

mética, desviación típica, coeficiente de variación y errores absolutos).

Este programa está tomado de Tena, J. (1978,pg. 129-132).

II.3.- LAS ROCAS DETRITICAS

II.3.1.- Estructuras

Su descripción e interpretación se especifican en los apartados de sedimentología y diagénesis. Para ello hemos seguido al ordenamiento y nomenclatura utilizados en Corrales et al. (1977).

En las columnas litológico-estratigráficas agrupamos las estructuras en tres conjuntos. En el apartado de "Geometría y estructuras sedimentarias primarias" incluímos las estructuras de orden interno, los caracteres de la superficie de estratificación y las estructuras de deformación. Bajo la denominación de "Estructuras y caracteres secundarios", describimos las estructuras de disolución y de precipitación. Finalmente señalamos la presencia de estructuras orgánicas y restos fósiles.

Las medidas de paleocorrientes han sido más escasas de lo que hubiéramos deseado por falta de buenos afloramientos, y por ello no han sido incluídas en las columnas aunque sí que son comentadas en los apartados correspondientes a la sedimentología.

II.3.2.- Texturas y tamaño de grano

Las texturas han sido estudiadas sobre el terreno, en muestras de mano y al microscopio petrográfico. La redondez de los clastos se ha medido comparando con las escalas gráficas de Powers (in Corrales et al., 1977).

El tamaño de grano se ha estudiado petrográficamente en el microscopio, en muestra de mano o sobre el terreno (según el tamaño de grano) especificando para cada roca el tamaño máximo y medio. Esta información viene condensada en las columnas estratigráficas.

La determinación de granulometrías con el microscopio petrográfico - se ha utilizado sólo para resolver problemas concretos en los que los aspectos granulométricos eran de especial interés.

El tamaño medio se ha hallado midiendo todos los granos que quedaban sobre una línea cuya longitud era la de cinco veces el tamaño máximo. Hemos tomado como tamaño medio la dimensión más abundante, definida como el punto central de los intervalos de tamaños considerados en el contaje -0,06 a 0,25, 0,25 a 1 y de 1 a 2 mm. (fino, medio y grueso).

La imposibilidad de distinguir en muchos casos entre epiclastos y piroclastos nos ha obligado en las representaciones de tamaño medio de grano - de las columnas estratigráficas a incluir en una misma gráfica los tamaños - de ambos.

Se ha descartado la realización de tamizados por los siguientes motivos:

a) Alta cementación de las rocas y presencia de numerosos cantos de composición similar al cemento.

b) Existencia de numerosos fragmentos inestables y fácilmente fracturables (filitas, esquistos).

c) Presencia de granos fracturados o completamente descompuestos por procesos diagenéticos.

d) La matriz arcillosa es en muchos casos diagenética y en otros, — aunque primaria, ha sufrido recristalizaciones de cierta importancia..

II.3.3.- Composición clástica y clasificación

En lo referente a la composición de las rocas estudiadas hemos seguido las clasificaciones de Dott (in Pettijhon, 1975) para el conjunto de las rocas areniscosas (Fig.II.4).

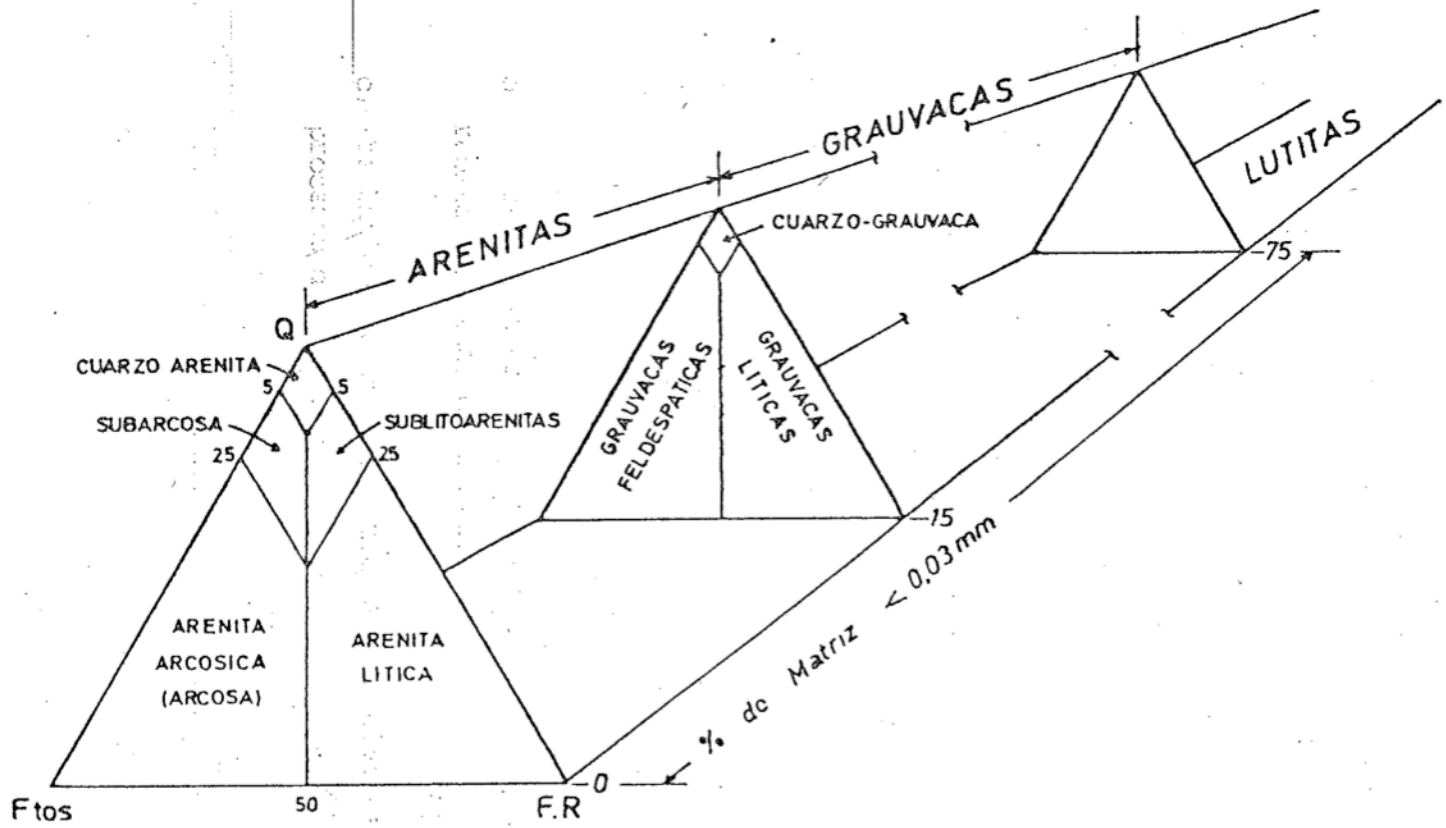


FIG. II.4.-CLASIFICACION DE LAS ROCAS SAMITICAS DEGUN DOTT (in PETTIJHON,1975)

II.4.- LAS ROCAS CARBONATICAS

No representan un volumen importante de las rocas estudiadas pero están ampliamente distribuídas.

Las texturas y estructuras se han estudiado sobre el terreno en muestras de mano y petrográficamente.

La mineralogía se ha estudiado petrográficamente (con la ayuda de tinciones) y difractogramas de polvo complementando todo ello con análisis químicos.

La problemática de los carbonatos de series continentales es muy específica y hace que sean de poca utilidad las clasificaciones clásicas de rocas carbonáticas. Así, desde un punto de vista descriptivo hemos utilizado una nomenclatura referida al tamaño de grano en el sentido que seguidamente acotamos:

macroesparita	
	-1 mm.
esparita	
	-0'02 mm.
microesparita	
	-0'005 mm.
micrita	

Desde un punto de vista genético distinguimos dos grandes grupos:

a) CARBONATOS PRIMARIOS: Originados por procesos sedimentológicos en determinados ambientes sedimentarios.

b) COSTRAS, NODULOS Y CONCRECIONES: Originadas por procesos diagenéticos de reemplazamiento y cementación diferencial.

El término de "costra" lo utilizaremos para referirnos a carbonatos

estratiformes formados por procesos de reemplazamiento ligados al desarrollo de paleosuelos.

Con el término "nódulo" identificamos los cuerpos carbonáticos generados esencialmente por procesos de reemplazamiento, en tanto que consideramos como "concrección" los cuerpos formados por procesos esencialmente de cementación diferencial. Lógicamente ésto se traduce en que el contenido en carbonatos de las concreciones será menor que en nódulos y costras.

II.5.- LAS ROCAS VOLCANO-SEDIMENTARIAS

Son aquellas en las que hay pruebas razonables de concurrencia de procesos volcánicos y sedimentarios en sus mecanismos de emplazamiento y consolidación. Desechamos una definición basada en la composición ya que nunca podría ser tan general y detallada como la basada en criterios genéticos.

Estos materiales presentan una especial problemática por participar de las características tanto de las rocas ígneas como de las sedimentarias, y su carácter complejo hace que no haya todavía clasificaciones universalmente aceptadas para encuadrarlos; es curioso hacer notar que en este panorama pueden ser de gran utilidad clasificaciones relativamente antiguas, en cuanto que poseen la ventaja de estar elaboradas por un geólogo con una visión interdisciplinar como eran los naturalistas de principios de siglo, visión de conjunto que permitía abordar con mejor sustrato metodológico el estudio de las rocas de origen mixto.

Por esta razón hemos decidido utilizar para la descripción de este tipo de materiales la clasificación de Pirsson (1915), añadiéndole una ordenación por tamaños de los fragmentos basada en los criterios de Fisher (1966a) que esencialmente son los mismos que los recomendados por el International Working Group (I.W.G) volcano-sedimentary rocks (in Maleev et al. 1979) y cuya nomenclatura hemos procurado seguir.

CLASIFICACION POR EL TAMAÑO

Para la nomenclatura general procuramos seguir las normas del I.W.G.

PIROCLASTOS	TAMAÑOS	ROCA CONSOLIDADA
Bomb (Bombas)	>64mm.	Bomb bearing tuff (Aglomerados)
Block	64mm.	Blocky tuff
(Lapillis)		(Aglomerados de lapilli)
Lapilli	2mm.	Lapillitic tuff
Coarser cinder grains (cenizas de grano grueso)	2mm. 0,063mm.	Coarse cinder tuff (Tobas)
Fine cinder grains (cenizas de grano fino)	< 0,063mm.	Fine grained cinder tuff (cineritas)

Al término "tuff", que traducimos pot toba, o tobáceo, le damos un sendido distinto al recomendado por el I.W.G. al restringirlo para los tamaños de 2 a 0'063 mm. Esta modificación viene impuesta por una necesidad de simplificación de denominaciones si queremos hacer una descripción completa con el menor número de términos posibles.

Por otra parte, el término de "aglomerados" nos parece más apropiado que el de brechas, en cuanto que ya hay un hábito creado en los geólogos de habla hispana de darle una acepción específica para productos volcánicos.

Para las mezclas de piroclastos de distintos tamaños utilizamos la clasificación triangular propuesta por Fisher (1966a). La I.W.G. propone también dos clasificaciones triangulares, pero son poco útiles a nuestro entender, por su excesivo detalle, en una cuestión de escasa relevancia como la presente.

La única modificación realizada al triángulo de Fisher (1966a) es la

acotación ya indicada del término tuff para tamaños de 2 a 0'063 mm. Para completar la clasificación con los tamaños inferiores a 0'063 mm. utilizaremos una clasificación en tres dimensiones (ver Fig.II.5).

Admitimos hasta un 30% de cenizas finas en los cinco términos puros. Para proporciones de 30 a 60% utilizaremos el nombre del término puro con el adjetivo "cinerítico". No hemos tomado los mismos valores que los utilizados en las rocas detríticas con la matriz lutítica, ya que el significado de las proporciones en ambos casos es muy distinto.

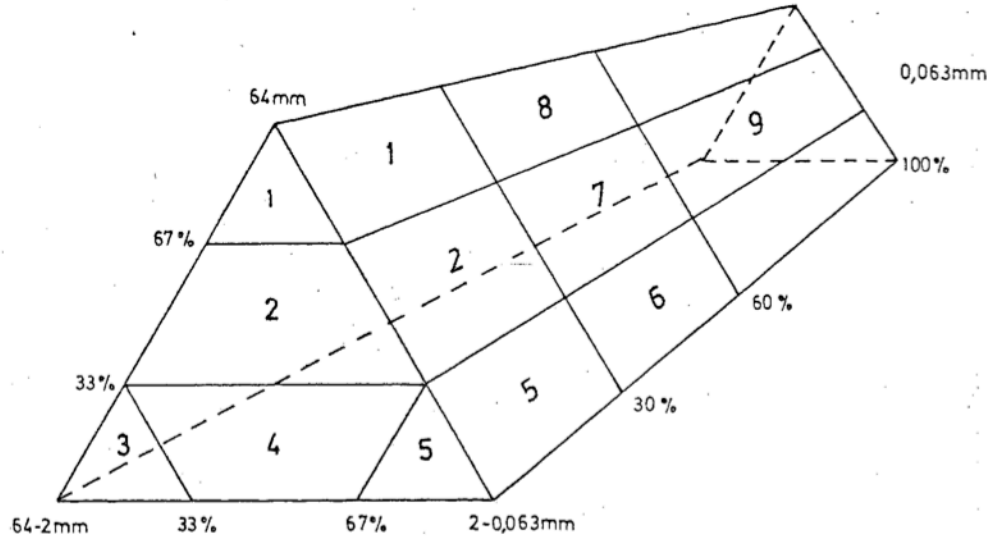
Finalmente hemos clasificado las tobas por la composición de los fragmentos en: cristal-tobas, lito-tobas y vitro-tobas, siguiendo a Pirsson (1915) (ver Fig.II.5).

Esta clasificación puede aplicarse únicamente a las rocas con el tamaño de grano correspondiente a las tobas, pues las de grano más grueso están constituídas prácticamente por entero de fragmentos líticos mientras que en las de grano más fino, aunque de composición más variada, es inviable reconocer sistemáticamente las proporciones de los distintos componentes.

Para rocas con proporciones superiores al 15% de fragmentos de tamaño o composición que no se utilice para denominar la roca, se utilizará la preposición con añadiendo los adjetivos a los tamaños y/o composiciones correspondientes, por ejemplo: Vitro-toba cinerítica con cristales y bombas.

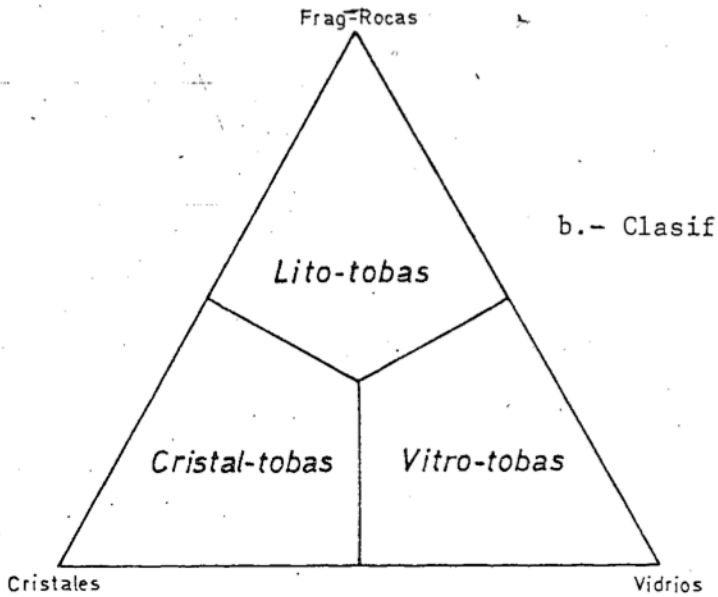
Con lo expuesto hasta aquí se puede clasificar cualquier roca piroclástica en base a sus componentes primarios. Sin embargo los componentes primarios de series antiguas pueden haberse transformado completamente y para que la clasificación descriptiva propuesta sea exhaustiva hemos desarrollado una normativa que cubra estas posibilidades.

En las rocas estudiadas hemos reconocido los siguientes procesos de transformación o reemplazamiento:



a.- Clasificación de Fisher (1966) ampliada.

1. Aglomerado (Pyroclastic breccia)
2. Aglomerados tobáceos
3. Aglolapillis (Lapillistone)
4. Aglolapilli tobáceo (lapilli-tuff)
5. Tobas (tuff)
6. Tobas cineríticas.
7. Aglomerados tobáceo-cineríticos
8. Aglomerados cineríticos
9. Cineritas



b.- Clasificación de Pirsson (1915)

FIG. II.5- CLASIFICACION DE LAS ROCAS PIROCLASTICAS

Felsitización
Zeolitización
Silicificación
Ferruginización
Arcillitización (bentonitización, caolinización, cloritización, etc.)
Carbonatación (dolomitización, calcitización, sideritización, etc.)

Desde un punto de vista textural podemos dividir las transformaciones en dos tipos:

a) Pérdida de textura primaria sin cambios importantes de volumen.
b) Pérdida de textura primaria con cambios importantes de volumen.--(Septarización).

A la denominación sugerida por la composición primaria posponemos la transformación sufrida por la roca, pudiendo especificarse cual es la porción afectada por la transformación. Por ejemplo: Litotoba carbonatada con matriz cloritizada.

Los fragmentos vítreos son los más afectados por los procesos de transformación y reemplazamiento, por lo que son los de reconocimiento más problemático. Como norma hemos considerado decisivo el criterio de la forma externa, estimando como fragmento vítreo a todo grano criptocristalino con forma externa propia de vidrios.

Sin embargo, dado que en ocasiones estas morfologías parecen haberse adquirido por corrosión, queda una amplia indeterminación para clasificar estas rocas que intentamos superar con la aplicación de los siguientes criterios:

1.- Cuando la transformación no permite una clasificación detallada se denomina a la roca con el término más general del cual se tiene una razonable seguridad determinativa. Ejemplos: Toba silicificada, roca piroclástica caolinizada.

2.- Si se puede detallar la clasificación pero subsiste la duda sobre el carácter de algún componente, se coloca la denominación de la roca --

subrayando los términos cuya determinación es dudosa y colocando una interrogación detrás, por ejemplo: cinerita? caolinizada; Litotoba con lapillis? ferruginizados; Cristal toba? cinerítica caolinizada.

3.- Cuando la pérdida de textura y mineralogía primarias hayan sido casi totales pero exista algún indicio de texturas piroclásticas relictas, denominaremos a la roca por su composición secundaria colocando entre paréntesis con interrogación la posible composición primaria, ejemplos: Dolomicrita (cinerita? dolomitizada); Carbonatos macroesparíticos (Nivel piroclástico? carbonato).

4.- Cuando se trate de rocas que por su composición y mecanismos genéticos están cercanas a las rocas sedimentarias, las clasificaremos además como si fueran rocas detríticas, ejemplos: Litotoba con cristales-litoarenita feldespática.

CLASIFICACION GENETICA DE LAS ROCAS VOLCANO-SEDIMENTARIAS

- ROCAS PIROCLASTICAS
  - Lavaclastitas
    - con cemento de lava
      - Brechas automagmáticas
      - Brechas lávicas
    - sin cemento o con cemento hidratado y/o hidrotermal (fragmentación subacuatica
    - Autosoldadas: Ignimbritas, tobas soldadas (ash flow)
  - Rocas de explosión: Piroclastos de caida (ash fall)

- ROCAS MIXTAS (volcano-sedimentarias s.s.)
  - Rocas sinvolcánicas
  - Rocas piroclásticas retrabajadas

Esta clasificación está inspirada en la de Maleev et al. (1979) con algunas modificaciones adaptadas a nuestros problemas.

LAS ROCAS PIROCLÁSTICAS son aquellas cuyos mecanismos de emplazamiento han sido exclusivamente volcánicos y la concurrencia de procesos sedimentarios se han producido esencialmente durante el enterramiento de la roca, es decir mediante la acción de los procesos diagenéticos.

Es por ello que los productos piroclásticos recientes difícilmente pueden considerarse rocas volcano-sedimentarias, en la medida en que no han actuado todavía las transformaciones diagenéticas y todas las características se deben a procesos volcánicos.

LAS ROCAS MIXTAS O VOLCANO-SEDIMENTARIAS s.s. (o rocas sedimentarias sin-volcánicas son originadas por procesos mixtos de emplazamiento volcánicos y sedimentarios. Hay pues una sincronidad total entre los procesos ígneos y sedimentarios (lahares calientes, retrabajamiento de piroclastos por tormentas asociadas con la erupción, etc.).

LAS ROCAS PIROCLASTICAS RETRABAJADAS son aquellas en las cuales los mecanismos de emplazamiento último son exclusivamente sedimentarios. No pueden ser consideradas rocas estrictamente sedimentarias ya que lo corto y/o lo peculiar del transporte, así como las características de los materiales involucrados, les confieren unas particularidades específicas.

Será normal encontrar todos los tipos de rocas de tránsito entre estas últimas y las sinvolcánicas por una parte y las sedimentarias s.s. por otra. Sólo en el caso del tránsito entre las rocas piroclásticas retrabajadas y las rocas sedimentarias s.s. tendrá sentido el intentar cuantificar la proporción de epiclastos sedimentarios frente a epiclastos volcánicos.

La cuantificación de la relación epiclastos/piroclastos que sería interesante para investigar todas las rocas volcano-sedimentarias es prácticamente imposible de realizar, al menos en las rocas por nosotros estudiadas, por lo que trataremos este problema tan sólo cualitativamente. La dificultad de la distinción radica esencialmente en la intensidad de las transformaciones que hace dudoso el origen de numerosos fragmentos.

Otro problema es el derivado del transporte en flotación de los vidrios vesiculares, aspecto escasamente estudiado en depósitos recientes y por lo tanto de difícil interpretación en series antiguas.

El reconocimiento de mecanismos de formación y medios de deposición concretos, como lahares fríos o calientes, ignimbritas, piroclastos de caída (ash-fall) etc, se ha realizado consultando trabajos sobre procesos actuales o fósiles entre los que hay que señalar como más importantes los de Smith R.L. (1960), Mullineaux et Crandell (1962), Fisher (1966a y 1966b), Heikem (1972), Davies et al (1978).

II.6. Las rocas volcánicas.

El estudio de estas rocas no es un objetivo primordial dentro del presente trabajo; sin embargo las características de los yacimientos macro y megascópico se han estudiado detalladamente con objeto de precisar su edad, así como el tipo genético a que correspondía en cada caso (coladas, pitones, etc).

La petrografía de las vulcanitas masivas se ha descrito sólo en sus rasgos más importantes y ha sido completada con 25 análisis químicos sobre roca total, seis de los cuales corresponden a pitones y coladas, mientras que los nueve restantes pertenecen a tobas e ignimbritas.

Para describir las rocas volcánicas hemos utilizado una simbología que permita en cuatro guarismos expresar gran numero de características de la roca.

El primer guarismo es un número (1,2,3,4,5) que hace referencia a la unidad sedimentaria que se supone asociada a la roca volcánica (ver capítulo 2.2.1.).

Los dos siguientes guarismos son dos letras mayúsculas que hacen referencia al mecanismo genético de emplazamiento según la siguiente leyenda:

VP= Pitones	VL= Lahares	VG= Aglolapillis
VC= Coladas	VA= Aglomerados	VT= Tobas
VI= Ignimbritas	VE= Lapillitas acrecionales	VN= Cineritas

En las facies VP, VC, Va, VG y VT el último guarismo es una letra minúscula que hace referencia a la composición de la roca o a la mayoría de sus fragmentos constituyentes según la siguiente leyenda.

a: andesitas
d: dacitas
e: basaltos espilíticos
r: riolitas
t: bloques de tobas (solo en aglomerados)
p: fragmentos de pumitas (solo en aglolapillis)
l: fragmentos líticos (solo en tobas y aglolapillis)
v: fragmentos vitreos (solo en tobas)
c: cristales (solo en tobas)

Finalmente en las facies VI el cuarto guarismo (letra minúscula) expresa la textura según la convención seguidamente expuesta:

b: bandeados
c: flameadas
} Fragmentos dificilmente reconocibles o fuertemente estirados.

t: tobas soldadas
s: tobas vesiculares
x: brechas soldadas
g: lapillis soldados
} fragmentos escasamente estirados.

II.7. Consejos para una utilización rápida y provechosa del presente estudio.

El lector interesado en una visión sintética de las descripciones puede obtenerla rápidamente mediante las figuras del texto cuya leyenda se encuentra en una hoja suelta en el apendice. También en el apendice pue de encontrar las tablas resumen donde se condensan las características de

las facies de cada unidad, las fotografías, los gráficos y la cartografía.

Los métodos de análisis y descripción así como su fiabilidad vienen detallados en los distintos capítulos del apartado II(Metodología).

Si el lector quiere seguir de cerca la argumentación y el método utilizado para obtener las conclusiones deberá leer detalladamente el capitulo II.1 (Consideraciones Epistemológicas) y los capítulos de interpretación y discusión de cada unidad. Contrariamente si prefiere conocer el conjunto de conclusiones mejor establecidas le bastará con leer los capítulos resumen redactados a este fin (4.5. 5.5. 6.5. 7.5. 8.5. y 9).

Esta clasificación está inspirada en la de Maleev et al. (1979) con algunas modificaciones adaptadas a nuestros problemas.

LAS ROCAS PIROCLÁSTICAS son aquellas cuyos mecanismos de emplazamiento han sido exclusivamente volcánicos y la concurrencia de procesos sedimentarios se han producido esencialmente durante el enterramiento de la roca, es decir mediante la acción de los procesos diagenéticos.

Es por ello que los productos piroclásticos recientes difícilmente pueden considerarse rocas volcano-sedimentarias, en la medida en que no han actuado todavía las transformaciones diagenéticas y todas las características se deben a procesos volcánicos.

LAS ROCAS MIXTAS O VOLCANO-SEDIMENTARIAS s.s. (o rocas sedimentarias sin-volcánicas son originadas por procesos mixtos de emplazamiento volcánicos y sedimentarios. Hay pues una sincronidad total entre los procesos ígneos y sedimentarios (lahares calientes, retrabajamiento de piroclastos por tormentas asociadas con la erupción, etc.).

LAS ROCAS PIROCLASTICAS RETRABAJADAS son aquellas en las cuales los mecanismos de emplazamiento último son exclusivamente sedimentarios. No pueden ser consideradas rocas estrictamente sedimentarias ya que lo corto y/o lo peculiar del transporte, así como las características de los materiales involucrados, les confieren unas particularidades específicas.

Será normal encontrar todos los tipos de rocas de tránsito entre estas últimas y las sinvolcánicas por una parte y las sedimentarias s.s. por otra. Sólo en el caso del tránsito entre las rocas piroclásticas retrabajadas y las rocas sedimentarias s.s. tendrá sentido el intentar cuantificar la proporción de epiclastos sedimentarios frente a epiclastos volcánicos.

La cuantificación de la relación epiclastos/piroclastos que sería interesante para investigar todas las rocas volcano-sedimentarias es prácticamente imposible de realizar, al menos en las rocas por nosotros estudiadas, por lo que trataremos este problema tan sólo cualitativamente. La dificultad de la distinción radica esencialmente en la intensidad de las transformaciones que hace dudoso el origen de numerosos fragmentos.

Otro problema es el derivado del transporte en flotación de los vidrios vesiculares, aspecto escasamente estudiado en depósitos recientes y por lo tanto de difícil interpretación en series antiguas.

El reconocimiento de mecanismos de formación y medios de deposición concretos, como lahares fríos o calientes, ignimbritas, piroclastos de caída (ash-fall) etc, se ha realizado consultando trabajos sobre procesos actuales o fósiles entre los que hay que señalar como más importantes los de Smith R.L. (1960), Mullineaux et Crandell (1962), Fisher (1966a y 1966b), Heikem (1972), Davies et al (1978).

II.6. Las rocas volcánicas.

El estudio de estas rocas no es un objetivo primordial dentro del presente trabajo; sin embargo las características de los yacimientos macro y megascópico se han estudiado detalladamente con objeto de precisar su edad, así como el tipo genético a que correspondía en cada caso (coladas, pitones, etc).

La petrografía de las vulcanitas masivas se ha descrito sólo en sus rasgos más importantes y ha sido completada con 25 análisis químicos sobre roca total, seis de los cuales corresponden a pitones y coladas, mientras que los nueve restantes pertenecen a tobas e ignimbritas.

Para describir las rocas volcánicas hemos utilizado una simbología que permita en cuatro guarismos expresar gran numero de características de la roca.

El primer guarismo es un número (1,2,3,4,5) que hace referencia a la unidad sedimentaria que se supone asociada a la roca volcánica (ver capítulo 2.2.1.).

Los dos siguientes guarismos son dos letras mayúsculas que hacen referencia al mecanismo genético de emplazamiento según la siguiente leyenda:

las facies de cada unidad, las fotografías, los gráficos y la cartografía.

Los métodos de análisis y descripción así como su fiabilidad vienen detallados en los distintos capítulos del apartado II(Metodología).

Si el lector quiere seguir de cerca la argumentación y el método utilizado para obtener las conclusiones deberá leer detalladamente el capitulo II.1 (Consideraciones Epistemológicas) y los capítulos de interpretación y discusión de cada unidad. Contrariamente si prefiere conocer el conjunto de conclusiones mejor establecidas le bastará con leer los capítulos resumen redactados a este fin (4.5. 5.5. 6.5. 7.5. 8.5. y 9).

1.- ANTECEDENTES.

La evolución histórica de los conocimientos sobre las rocas por nosotros estudiadas puede referirse a cuatro épocas que en cierto modo coinciden con los estadios que marcan el desarrollo de las investigaciones geológicas sobre la cadena pirenaica.

1er Estadio: trabajos realizados hasta 1920.

En esta época se cimenta la primera descripción litológica y estratigráfica del Pirineo. Como principal resultado desde nuestra perspectiva puede señalarse el reconocimiento del Pérmico (hecho nada evidente en un principio) y su diferenciación del Triásico que, aunque con dificultad, comienza a esbozarse. Notemos que desde el comienzo hay referencias a las series rojas del Segre dada la espectacularidad de sus espesores y a la magnitud de sus afloramientos.

Leymerie (1869) es de los primeros en citar el Triásico en el valle del Segre. Roussel (1893) es uno de los padres de la estratigrafía del Pirineo e incluso de las primeras descripciones estructurales, sin embargo para él no existe Pérmico sino tan sólo Triásico. Por otra parte Caralp (1900, 1903a, 1903b y 1908) es el primero que cita Pérmico en los Pirineos (franceses y españoles) haciendo alguna referencia específica al valle del Segre y sentando las primeras bases de distinción entre Pérmico y Triásico.

Dalloni (1910, 1911 y 1913) realiza estudios detallados del alto Pirineo español (estratigráficos y estructurales) estableciendo las primeras dataciones del Triásico con flora.

2º Estadio: 1921-1940.

Trás el parentesis científico de la primera guerra mundial, se abre una etapa muy fructífera en la que podemos señalar con júbilo la presencia del primer autor peninsular que interviene completando la descripción básica de las litologías Estefano-Pérmicas.

Este periodo se caracteriza por estudios mucho más limitados en el espacio que en la época anterior, que se traducen en las primeras descripciones locales detalladas de flora, estratigrafía y petrografía que incluyen el área por nosotros estudiada. Se obtienen valiosas conclusiones que en épocas posteriores no han recibido la debida valoración.

Viennot, P. (1929) es el primero en distinguir en el Pirineo navarro y aragonés dos episodios eruptivos en el Pérmico, caracterizados por su quimismo y posición estratigráfica (basaltos a techo y andesitas-dacitas en el muro de las series Pérmicas).

Dalloni (1930) es el primero que en un amplio estudio estratigráfico del Pirineo Catalán data el Autuniense en Gerri de la Sal, el Triásico en Guils y el Estefaniense en Adrall-Pla de San Tirs. Añade además los primeros criterios texturales detallados para distinguir entre las series rojas Pérmicas y Triásicas.

Schmidt, G. (1931) realiza un trabajo similar al de Dalloni añadiendo datos paleobotánicos complementarios en la datación del Pérmico en el Noguera-Pallaresa y del Estefaniense en Pla de San Tirs.

Misch, P. (1934) en un trabajo esencialmente de geológía estructural en el Pirineo Central español, establece una síntesis de las litologías, dataciones y discontinuidades estratigráficas conocidas hasta el momento.

Ashauer (1934) en un trabajo muy amplio del Pirineo Catalán distingue muy netamente Triásico, Pérmico y Estefaniense citando la discordancia que separa a los dos primeros en la región de Guils-Argestues.

Boissevain (1934) realiza el primer estudio detallado de la Sierra del Cadí coincidiendo en gran parte con el área investigada por nosotros. En este sentido magistral se hacen primeras descripciones petrográficas del Estefaniense, Pérmico y Triásico de la región (incluyendo a las vulcanitas), se describe una estratigrafía extraordinariamente minuciosa y realiza una correctísima cartografía del conjunto a escala 1:50.000. La interpretación estructural es también muy buena a pesar de las limitaciones que imponian las ideas autoctonistas de la época. Señalemos que este autor es el primero en indicar el control, por parte de accidentes estructurales, de los cambios de potencia en las molasas posthercínicas.

San Miguel de la Cámara (1935) cita por primera vez la presencia en Greixa de manifestaciones eruptivas de composición riolítica a las que atribuye una edad de Pérmico Superior.

3er Estadio: 1941-1960.

De nuevo hay una importante laguna coincidiendo con la guerra civil española y la segunda guerra mundial. Señalemos con alivio la presencia casi exclusiva de autores peninsulares en las aportaciones de esta época marcando el comienzo del estudio del Pirineo español por españoles. Cientificamente consisten en trabajos de síntesis o de importantes detalles al conjunto de conocimientos de la etapa anterior.

Solé Sabaris y Llopis Lladó (1946) preparan la memoria y edición de la hoja geológica 1:50.000 de Bellver de Cerdanya (nº 216) basada esencialmente en los datos de Boissevain (1934).

Menendez Amor (1952) clasifica diversas especies de flora Pérmica de la provincia de Lérida.

Virgili (1958b) realiza una síntesis de los conocimientos del Triásico en el Pirineo Catalán.

Fontboté et Guitard (1958) son los primeros en reconocer la edad tardihercínica de gran parte de las fracturas de la fosa de la Cerdanya.

Virgili (1960) realiza un trabajo de síntesis para el Triásico del Nordeste de la península en el que incluye importantes consideraciones sobre el Estefaniense-Pérmico que podemos resumir así:

a) Expresa cuantitativamente las diferencias texturales entre las facies Buntsandstein y el Pérmico rojo.

b) Distingue entre Pérmico superior e inferior y coloca, muy acertadamente el tránsito al Estefaniense en los niveles de calizas.

c) Hace notar el notable autoretrabajamiento de los depositos pérmicos y es la primera en describir la geometría de sus cuencas indicando el acentuamiento de las discordancias angulares en los bordes de las mismas.

d) Hace una de las primeras reconstrucciones tectono-sedimentarias, paleoclimáticas y paleogeográficas del Estefaniense, Pérmico y Triásico.

4º Estadio: 1961-1981.

Cabe resaltar como una de las grandes aportaciones de esta época, el abandono de las hipótesis autoctonistas en geología estructural. Este hecho es de especial interés en nuestra perspectiva para la correcta interpretación paleogeográfica y estructural de los materiales Estefano-Pérmicos incorporados en los mantos de corrimiento.

Esta etapa también se puede caracterizar por un desarrollo muy importante de los conocimientos de detalle, hecho que se traduce en el levantamiento de numerosas cartografías a escala 1:50.000. Hay que destacar así mismo el florecimiento de numerosos estudios en estratigrafía, sedimentología y diagénesis que introducen ya los últimos adelantos conceptuales de las ciencias geológicas.

Morre et Thiebaut (1964, 1966) realizan un estudio petrográfico y geoquímico de las vulcanitas de la Sierra del Cadí siendo los primeros en poner de manifiesto su caracter espilítico.

Roger (1965) realiza un estudio estratigráfico-estructural de las molasas posthercínicas en el Pirineo aragonés más oriental, trabajo que acompaña de una cartografía 1:50.000.

Mirouse, R. (1966) establece una magistral descripción de la estratigrafía de los depósitos Estefano-Pérmicos del Pirineo Central.

Mey et al. (1968) establecen una división litoestratigráfica de los depósitos posthercínicos del Pirineo Central basada en criterios litológicos. Para el Estefaniense-Pérmico distinguen la formación Aguiró (areniscas lutitas y carbón de edad Wesfaliense superior-Estefaniense basal, la formación Erill Castell (vulcanitas Estefanienses), la formación Malpas (areniscas, lutitas y carbón Estefanienses) y la formación Peranera (brechas, areniscas y lutitas rojas Pérmicas).

Hartevelt et Roger (1968) dan una reseña sobre la paleotopografía Permo-triásica del Cadí acompañada de los primeros datos sobre paleocorrientes.

Nagtegaal (1969a) establece un detalladísimo análisis de las molasas posthercínicas en el Pirineo Oriental de Lérida introduciendo los últimos avances conceptuales de las ciencias geológicas y sentando además las bases de lo que actualmente sigue siendo el principal cuerpo de conocimientos sobre estos materiales. Podemos destacar las siguientes aportaciones:

a) Cartografía detallada que pone en evidencia el fuerte paleorrelieve que preside la sedimentación. Levanta las primeras columnas detalladas y sienta las bases del análisis sedimentológico y datación de las formaciones que Mey et al. (1968) habian definido el año anterior.

b) Realiza un análisis petrográfico magistral mediante el cual define la posible composición del área fuente, concluyendo que los granitos hercínicos son desmantelados en superficie por primera vez en el Triásico

inferior. También realiza una interpretación de la evolución diagenética.

c) Presenta los primeros análisis químicos de las andesitas basal ticas de Erill-Castell-Peranera y hace las primeras consideraciones geoló gicas sobre el elevado rango de las antracitas de Malpas.

d) Sus principales conclusiones sobre las rocas estudiadas podrían resumirse así:

Formación Aguiró: Depósitos de rios braided, lutitas, tobas y carbón en un clima húmedo de escasa evaporación.

Formación Erill-Castell: Constituido por tobas silicificadas-caoliniza- das y coladas de basaltos andesíticos que comienzan con una brecha de ta lud o se depositan directamente sobre la formación Aguiró.

Formación Malpas: Compuesta por capas de carbón, lutitas, silexitas, cali zas y capas de ankerita (zonas lacustres someras), niveles de paleocanales de areniscas depositadas por rios meandriformes y conglomerados depositados por corrientes braided en un paleoclima húmedo con evaporación marcada. Las paragénesis diagenéticas son sulfuros de hierro, caolinita y siderita en un medio reductor y entre neutro a ácido.

Formación Peranera: Depósitos de lutitas y areniscas rojas con niveles de caliches en zonas perifericas a abanicos aluviales en un clima semi-árido con abundantes hematites detrítica.

Formación Bunter: Areniscas con composición rica en cuarzo y lutitas ro- jas. Discordante apoyándose sobre las formaciones anteriores y el basa- miento Paleozoico como consecuencia de una fuerte peneplanización. Los rios efímeros responsables de la sedimentación pueden interpretarse en un entorno paleoclimático de sabana. En estas rocas hay autigénesis de hematites, cuarzo y caolinita, esta última por degradación de moscovita.

El trabajo de Nagtegaal ha supuesto una de las mayores y mejores aportaciones científicas y metodológicas que hemos podido consultar so- bre las rocas investigadas.

Seguret y Vergely (1969) en un trabajo sobre deformación alpina en el Pirineo de Gerona establecen tres fases pirenaicas de plegamiento.

Clin, M. et al (1970) establecen una síntesis sobre las molasas posthercínicas del Pirineo que incluye una correlación de las nomenclaturas en el estudio de estos materiales por distintos autores.

Solé Sugranes y Santanach Prat (1970) establecen el caracter alóctono del macizo de Montsec de Tost.

Solé Sugranes (1970) realiza su tesis doctoral en el Mesozoico de la Sierra del Cadí incluyendo a la banda monoclinal del Estefaniense-Pérmico del Cadí de la que hace algunas descripciones de detalle.

Hartevelt (1970) levanta una cartografía 1:50.000 de la región del Cadí desde Andorra al Prepirineo. Este detallado trabajo sienta las bases de la estratigrafía precarbonífera. En los depósitos posthercínicos aplica mecanicamente la división en formaciones de Mey et al (1968). Respecto al Estefaniense-Pérmico realiza una descripción global con datos sobre la variación de potencias y un somero intento de reconstrucción paleogeográfica.

Autran et al. (1970) estudian muy detalladamente los granitoides del Pirineo Oriental y dan las primeras interpretaciones petrogenéticas del Macizo de Andorra-Mte San Louis acompañando el trabajo de levantamientos cartográficos y descripciones petrográficas y geoquímicas.

Seguret (1972) en su tesis doctoral prueba de forma definitiva el caracter alóctono de la banda meridional de afloramientos Paleozoicos de la zona axial pirenaica. El trabajo va acompañado de una cartografía 1:100.000 e incluye a la Sierra del Cadí. Desde nuestro punto de vista el trabajo reviste mucho interés pues gran parte de la interpretación se basa en la disposición estructural del Estefaniense-Pérmico.

Vitrac et Allegre (1975) en un estudio geocronológico de los granitoides del Pirineo Oriental datan el macizo de Andorra Mte San Louis en 270^{+}_{-} m.a.

Lucas (1975, 1976, 1977) en una serie de interesantes trabajos sobre el Estefaniense-Pérmico presenta una síntesis de las características estratigráficas de estas rocas en todo el Pirineo francés, estudiando los elementos sedimentológicos básicos de su deposición y realizando los primeros estudios geoquímicos detallados de los paleosuelos en el Pérmico rojo.

Soula et al (1979) establecen un modelo para explicar por cizallamiento senestral la formación de las cuencas Estefanienses, Pérmicas y Triásicas. Este modelo prevee el desarrollo de cuencas de 100 m. de espesor sedimentario con magnitudes espaciales de 5-10 x 30-50 Km.

Lucas et al (1980) dan las primeras dataciones por polen de las areniscas de las facies Buntsandstein del Pirineo francés en las que concluyen una edad Carniense-Noriense.

Puga, E. et Fontboté (in Press) estudian detalladamente la geoquímica y petrografía de las riolitas de Greixer concluyendo la alternancia de erupciones calcoalcalinas y peralcalinas con magmas de 660-670ºC de temperatura.

2.- ESTRATIGRAFIA.

2.1. La serie Preestefaniense.

No haremos una descripción detallada de estas rocas, por poderse encontrar en los trabajos de Hartevelt (1970) y Boissevain (1934). A efectos de nuestros objetivos distinguiremos las siguientes unidades:

- CO: Cambro-Ordovícico (pizarras).
- O: Ordovicíco (conglomerados, grauvacas, cuarcitas y pizarras).
- Sl: Silúrico (Pizarras negras).
- Dr: Devónico (Calizas, margas y pizarras).
- Cl: Carbonífero inferior medio (pizarras, areniscas y pudingas).

En la cartografía Geológico-Estructural puede apreciarse que todo el extremo oriental de la zona está ocupado por las facies Cambro-Ordovícico que desaparece hacia el W en el área de Serch, junto a la intersección de dos importantes sistemas de fracturas de direcciones N(130-145) y N(40).

El resto de afloramientos del zócalo se puede dividir en dos áreas separadas por accidentes orientados E-W a N80. La más septentrional está constituida fundamentalmente por Devónico y granitos con algún afloramiento de Ordovícico y Silúrico, especialmente en los bordes del granito. También aparece Carbonífero inferior en el extremo más oriental.

El área más meridional entre los pueblos de Ges y Cavá presenta un desarrollo importante de los materiales Ordovícicos que están en contacto con el Devónico del área Septentrional a través de una fractura N80. Estas facies finalizan bruscamente en una fractura N(40) que da paso al Devónico y a un Carbonífero inferior-medio que aumenta bruscamente de potencia hacia el E.

En el sector SW aparecen también dos extensos afloramientos de materiales hercínicos interpretados como mantos Alpinos, constituidos esencialmente por calizas, margas y pizarras de edad Devónica.

2.2. Los Granitos Tardihercínicos.

Los granitos del Valle del Segre representan un brazo del macizo granítico Andorra-Mont Sant Louis que desciende en dirección N-S desde el núcleo de la zona axial hasta alcanzar la ladera meridional del Segre donde provoca un metamorfismo de contacto en las rocas encajantes. Dataciones absolutas recientes (Vitrac et Allegre 1975) dan a estos granitos una edad Antuniense basal (270 $\pm$ 10 m.a.).

2.3. Las Molasas Posthercínicas.

Agrupamos aquí una amplia gama de depósitos detríticos continentales con edades comprendidas entre el Estefaniense y el Triásico inferior-medio.

En el Pirineo de Lérida Nagtegaal (1969a) y Hartevelt (1970) estudian estos materiales y proponen junto a otros autores una división de los mismos en 5 formaciones litológicas. (Formaciones Aguiró, Erill Castell, Malpas, Peranera y facies Buntsandstein).

El autor, sin minusvalorar la aportación que en su momento significaron estos trabajos estima que dado el actual estado de conocimientos no es operatorio, en estos materiales, un agrupamiento basado exclusivamente en la litología (ver capitulo I.2.a). Hemos optado pues por definir unas "unidades" en base a las siguientes características:

1) Relaciones estratigráficas específicas respecto a materiales supra e infrayacentes.

2) Características sedimentológicas y de asociación de facies afines. Es decir agruparemos dentro de una misma "unidad" a todas las litologías (por muy distintas que sean) que puedan integrarse dentro de un mismo modelo interpretativo.

3) Un entorno de Edad más o menos amplio y variable.

a modelos interpretativos que hagan referencia a ambientes lacustres con pequeños aparatos detríticos circundantes con vulcanismo sincrónico, en un clima húmedo con fuerte variación estacional (estación seca marcada) y probablemente cálido.

Su edad estaría comprendida entre el Estefaniense C y el Autuniense basal (ver capitulo 6.2.).

2.3.3. Unidad Roja Inferior (U.R.I.).

Se presenta en continuidad sedimentaria con la Unidad de Tránsito, aunque sino existe esta última ni la U.G. puede reposar discordante sobre el sustrato preestefaniense. También puede descansar en contacto paraconforme sobre la Unidad Gris cuando esta última aparece representada por grandes acumulaciones de rocas volcánicas.

Las unidades suprayacentes la fosilizan siempre con discordancia angular.

Está constituida por rocas detríticas (areniscas, microconglomerados y lutitas) y volcánicas (piroclastos y riolitas) que pueden explicarse haciendo referencia a abanicos aluviales y llanuras de tipo "sand flat" y "mud flat" en un entorno climático semi-árido.

La edad de esta unidad oscilaría desde el Autuniense basal (270 $\pm$ 10 m.a.) hasta un límite superior impreciso (Autuniense Superior-Saxoniense; ver capitulo 5.2.).

2.3.4. Unidad Roja Superior (U.R.S.).

Siempre presenta un contacto basal discordante, por lo que puede apoyarse sobre cualquiera de las unidades infrayacentes o incluso sobre el sustrato preestefaniense. Las unidades suprayacentes fosilizan esta unidad siempre con discordancia angular.

Litológicamente está constituida por depósitos detríticos (brechas, conglomerados, areniscas y lutitas) y rocas volcánicas (piroclastos y ba-

saltos espilitizados) cuya génesis puede referirse a modelos de abanicos aluviales y llanuras de "playa lake" asociadas en un entorno climático probablemente cálido y de fuerte variación estacional (estación seca y humeda ambas muy marcadas).

La edad de esta unidad es muy imprecisa abarcando un amplio periodo desde el Saxoniense al Triásico inferior-medio (ver capitulo 4.2.).

2.3.5. Unidad en facies Buntsandstein (U.F.B.).

Su contacto inferior es siempre una discordancia angular, más raramente una paraconformidad, presentando un tránsito en continuidad sedimentaria hacia los niveles suprayacentes.

No vamos a definir un modelo interpretativo para esta unidad ya que no la hemos considerado objeto del presente estudio, digamos únicamente que litológicamente presenta tres tramos bien definidos.

a) Un tramo inferior de pudingas y areniscas (U.F.B.1)
b) Un tramo intermedio areniscoso (U.F.B.2)
c) Un tramo superior de lutitas rojas con intercalaciones areniscosas (U.F.B.3)

La edad de esta unidad seria Triásica (ver capítulo 4.2.).

2.3.6. Consideraciones Generales.

La formación Aguiró tal como la define Nagtegaal (1969a) no existe en la región del Cadí, a pesar de lo afirmado por Hartevelt (1970) ya que no existen depósitos fluviales braided de edad Wesfaliense D-Estefaniense A. Si existen sin embargo rocas que se ajustan a las características dadas para las formaciones de Malpas y Erill-Castell. Las litologías de estas dos formaciones aparecen integradas en lo que llamamos "Unidad Gris" y que tal como nosotros la definimos incluiría tambien a las rocas de la formación Aguiró.

La Unidad de Tránsito no tiene un equivalente en la subdivisión propuesta por Mey et al (1968), probablemente debido a su caracter de serie condensada que sólo posee espesores considerables en zonas muy concretas como sucede en la Sierra del Cadí. Nagtegaal (1969a) hace una referencia a las litologías que incluimos en esta unidad como facies de tránsito entre la formación Malpas y la formación Peranera..

La Unidad Roja Inferior corresponde aproximadamente a las mismas rocas que Nagtegaal denomina "Formación Peranera". Hartevelt (1970) extiende esta última denominación a las rocas de la U.R.S. y que presentan caracteres sedimentológicos distintos de los descritos por Nagtegaal para la citada formación, tampoco se apercibe de la discordancia angular que separa ambas unidades rojas.

El autor de esta memoria está en condiciones de afirmar que en todo el Pirineo de Lérida la Unidad Roja Superior aparece únicamente en el área del Cadí (entre Llacunes por el W y Prats d'Aguiló-Montellá por el E) el resto de las series rojas pérmicas presentes corresponderían a la Unidad Roja Inferior. En lo que concierne al Pirineo de Lérida esta Unidad es la primera vez que se define independientemente de la formación Peranera.

Un resumen de lo dicho junto a la equivalencia de nomenclatura usada por el autor con la de otros autores que estudian las molasas posthercínicas del Pirineo puede encontrarse en la fig. 2.1.

Las relaciones estratigráficas entre estas unidades son muy complejas. En el análisis de las relaciones mutuas distinguiremos tres tipos de superficies erosivas: discordancias angulares, discordancias progresivas y disconformidades.

a) Entre las discordancias angulares, hemos encontrado las siguientes:

1.- La discordancia hercínica que separa siempre a la Unidad Gris (U.G) del zócalo Prehercínico.

2.- La Unidad Roja Superior (U.R.S.) que se apoya siempre con una discordancia angular de 5 a 30º sobre las unidades inferiores. Para apreciar esta discontinuidad en su máxima intensidad son necesarios cortes N-S.

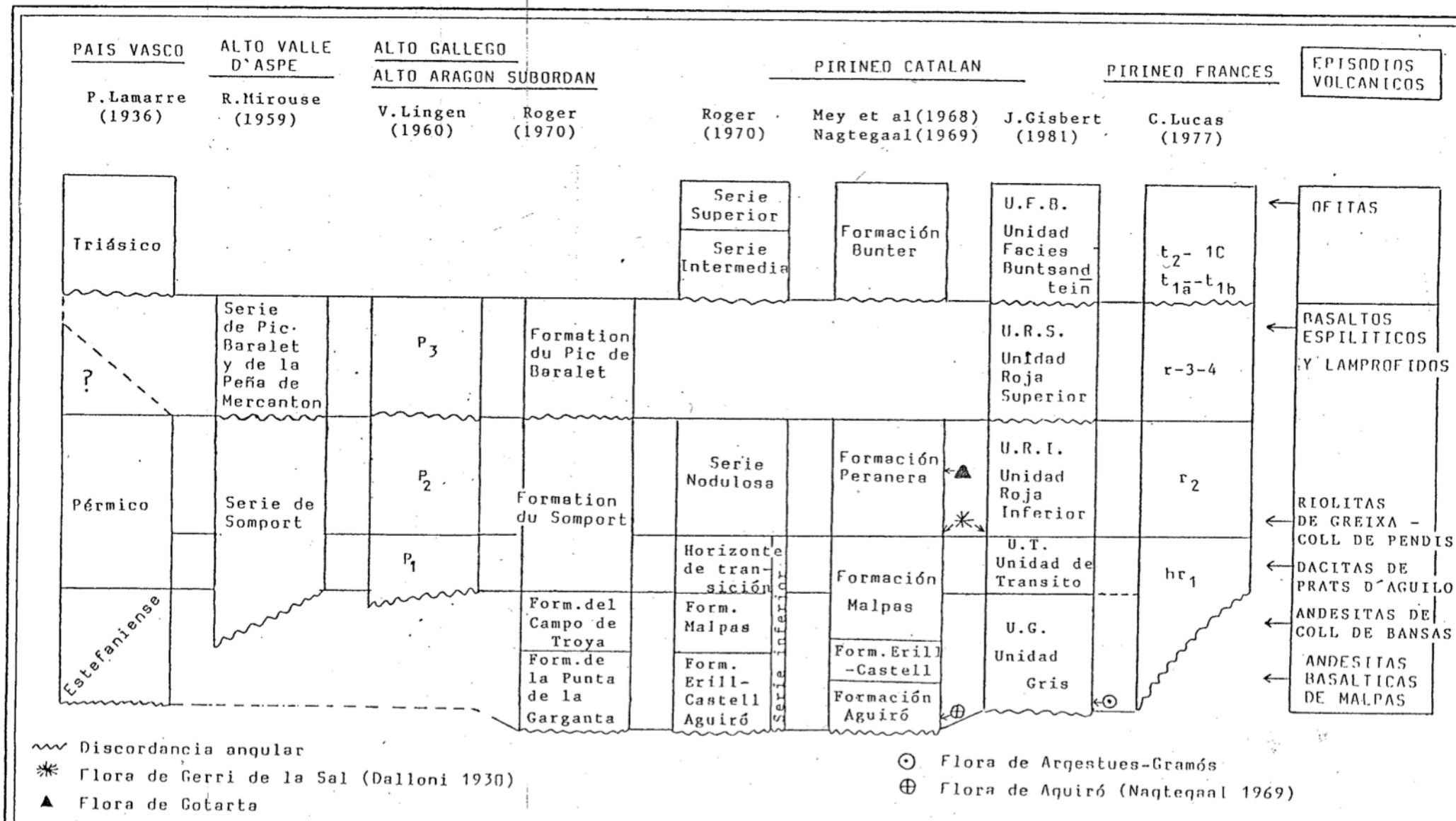


FIG. 2.1 .- SINTESIS DE LAS DENOMINACIONES DE LAS SERIES ESTEFANIENSE-PERMICAS DEL PIRINEO

3.- El Triásico inferior se apoya también en discordancia angular (5 a 30º) sobre el Estefaniense-Pérmico. La discordancia se observa con su máximo desarrollo en las secciones N-S.

b) Hemos reconocido la presencia de discordancias progresivas en el interior de la Unidad Roja Superior, concretamente en los afloramientos más septentrionales del extremo W del área estudiada. (Grafico I, corte XI).

c) Las paraconformidades aparecen siempre en el techo de las rocas volcánicas, cuando sobre ellas se apoyan facies sedimentarias de la Unidad Gris (U.G.), la Unidad de Tránsito (U.T.) o la Unidad Roja Inferior (U.R.I.). Al contrario que para las discordancias angulares y progresivas, su origen no es tectónico, sino resultado de una rápida acumulación de productos volcánicos a un ritmo superior al de la subsidencia de la cuenca, con la consiguiente erosión de parte de los productos acumulados.

En las zonas periféricas de los conos volcánicos la fuerte paleopendiente deposicional de los productos piroclásticos puede conferir a la paraconformidad un aspecto de discordancia angular.

Junto a la presencia de estas discontinuidades en las series, el análisis estratigráfico está complicado por una rápida variación de facies. Una visión de conjunto en la distribución de las discontinuidades y las facies puede obtenerse de los cortes geológicos, (Gráfico I), de las figuras 2.2. y 2.3. del gráfico II y de la cartografía detallada de facies a escala 1:25.000. Para una descripción más de detalle ver los capitulos de distribución areal en cada Unidad.

2.4. Mesozoico y Paleógeno.

a) Facies Muschelkalk (M) constituidas por calizas, dolomitas y margas, que tradicionalmente se atribuyen al Triásico medio aunque sin criterios faunísticos precisos.

b) Facies Keuper (K) en las que aparecen arcillas, yesos, ofitas y dolomias, a veces oquerosas, atribuidas al Triásico medio-superior.

c) El Jurásico y el Cretácico inferior aparecen en unidades despegadas en el extremo SW del rectángulo estudiado. En el resto de la zona, el Cretácico superior (CS), discordante, se deposita transgresivamente sobre las facies Keuper, las facies Muschelkalk (M) y en el extremo más oriental reposa directamente sobre las riolitas Pérmicas.

El Cretácico superior no es marcadamente erosivo ya que tanto en el extremo oriental (Gráfico I, corte I) como al Norte del de la región central (Gráfico I, Corte IV, Fig. 2.2. y 2.3.) la desaparición de los materiales Triásicos se hace por disminución de potencia y acuñamiento de los términos basales y no por efectos erosivos del Cretácico. Así pues,la deposición del Cretácico directamente sobre rocas volcánicas Pérmicas debe interpretarse fundamentalmente como debida a la existencia de un paleorrelieve que no fué completamente fosilizado hasta el Cretácico Superior.

El tránsito al Eoceno se hace por medio de series rojas detríticas (facies Garumniense).

d) El Eoceno en facies calcáreas y margo arenosas, aparece en una potente serie que culmina la Sierra del Cadí y que morfológicamente originan los cortados tan característicos de esta región.

Una descripción estratigráfica más detallada del conjunto Mesozoico-Paleógeno puede encontrarse en Hartevelt (1970) y Solé Sugranes (1970).

2.5. Neógeno y Cuarternario.

a) Los materiales Neógenos aparecen en facies detríticas continentales flanqueando al Segre de forma discontínua. Los afloramientos más extensos se sitúan al NE de la región y presentan una continuidad física con el Mioceno de la fosa de la Cerdanya, estando condicionados por los mismos accidentes estructurales.

Hay otro grupo de afloramientos entre Noves de Segre y la Seu d'Urgell con un control estructural menos evidente y con potencias más restringidas. Sin embargo,cuando aparecen evidencias de fracturación sinsedimentaria limitando las cuencas, la orientación de los accidentes es similar a la de la fosa de la Cerdanya.

RESUMEN CONCEPTUAL DE LA DISTRIBUCION ESPACIAL DE LAS CARACTERISTICAS ESTRATIGRAFICAS DEL AREA ESTUDIADA

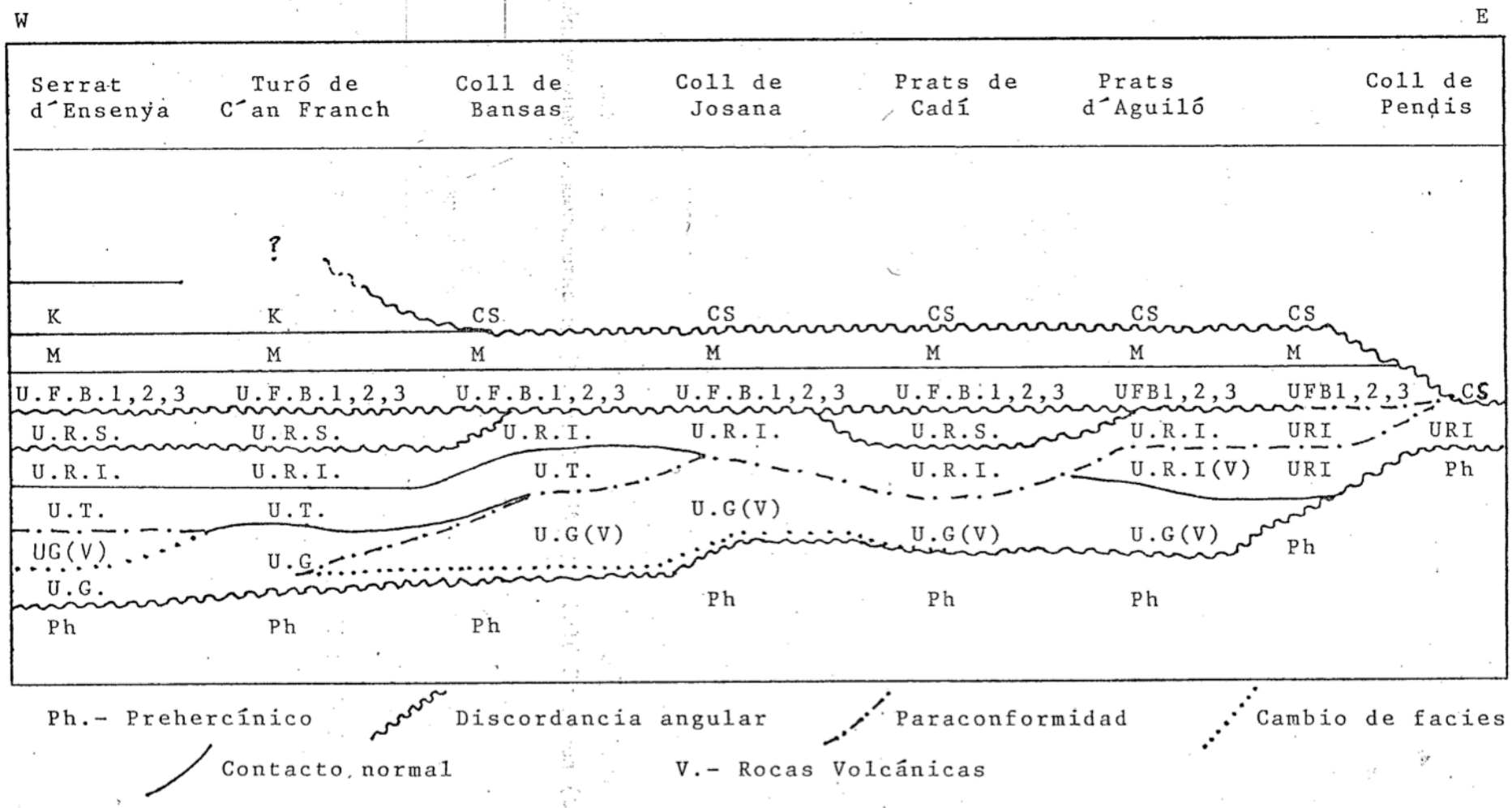
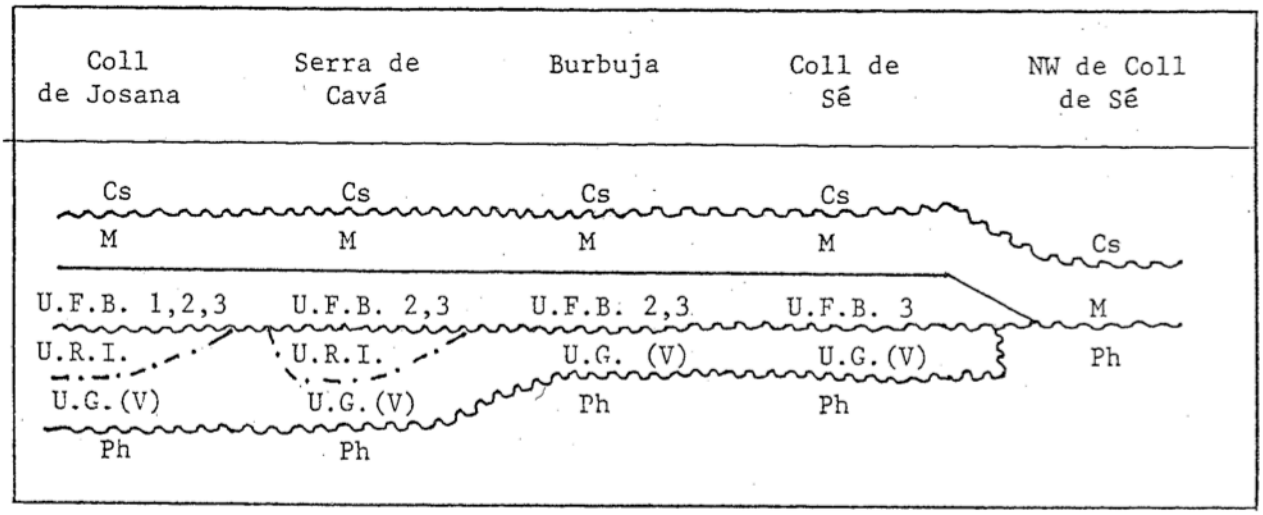


FIG. 2.2.- RELACIONES ESTRATIGRAFICAS DE LAS MOLASAS POSTHERCINICAS.ESQUEMA CONCEPTUAL.

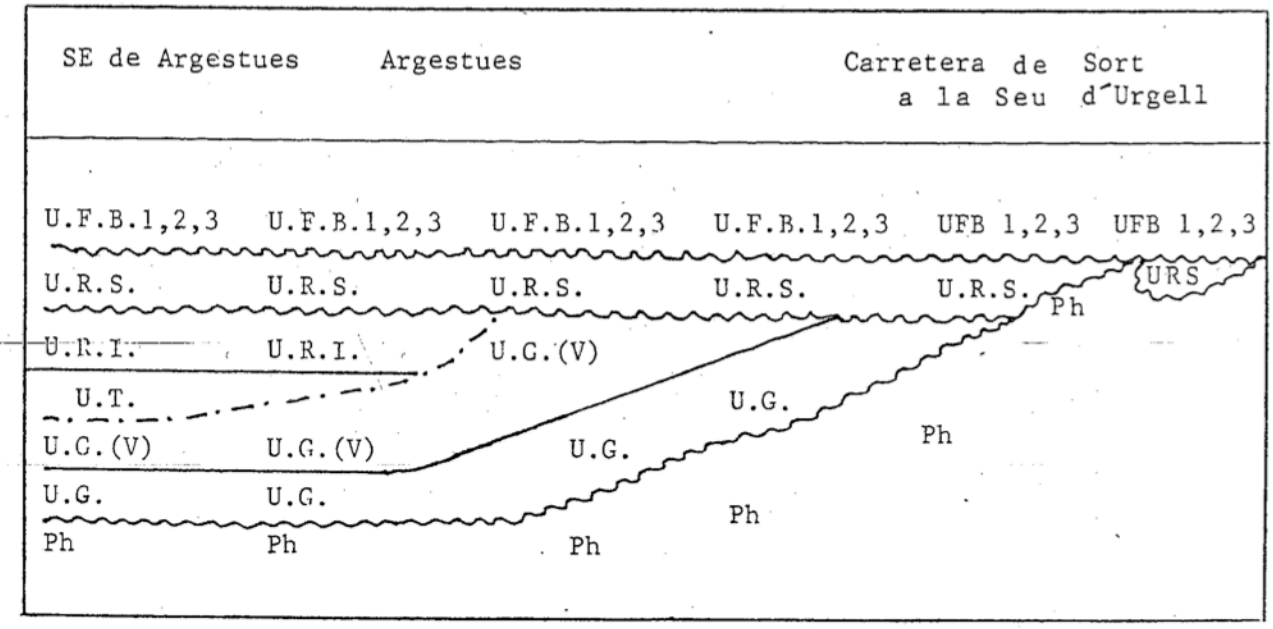
Corte V

S N



Corte XI

S N



Ph.- Prehercínico — Discordancia angular — Paraconformidad

(V).- Facies volcánicas — Contacto normal

FIG.2.3.- RELACIONES ESTRATIGRAFICAS DE LAS MOLASAS POSTHERCINICAS. ESQUEMA CONCEPTUAL.

b) El Cuaternario está constituido fundamentalmente por aluviales y coluviales a lo largo del valle del Segre.

3.- RASGOS ESTRUCTURALES.

3.1. Unidades Tectónicas.

Los afloramientos Posthercínicos se pueden agrupar en 5 unidades:

a) Sinclinorio de Serch.
b) Sinclinorio de Cavà-Querforadat.
c) Afloramientos riolíticos de Bor-Subida a Coll de Pendis.
d) La franja del Cadí. 1.- Replegada.
2.- Monoclinal.
e) Fosa de la Cerdanya y Cuenca Neógena de la Seu d'Urgell.

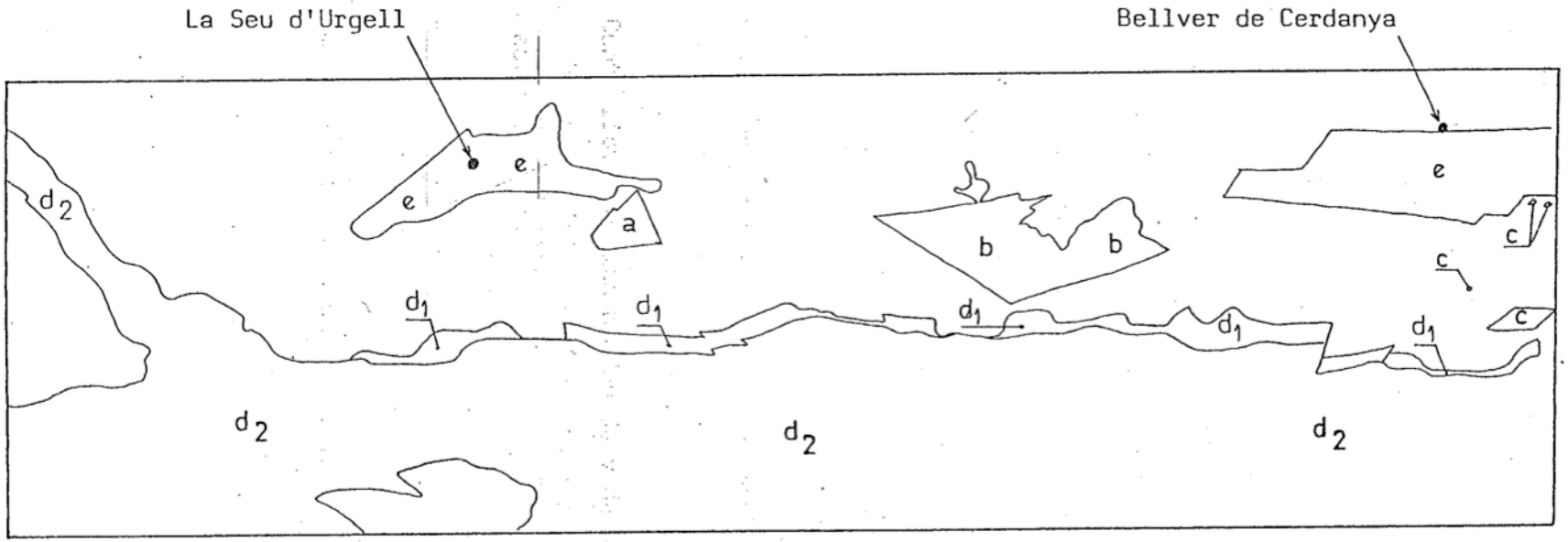
Los afloramientos a, b y c, se caracterizan por su aislamiento en el seno de la serie Hercínica, y su posición más septentrional.

Contrariamente, las bandas d_1 y d_2 presentan una continuidad física entre ambas y la división en dos regiones obedece a sus diferentes caracteres estructurales.

a) Sinclinorio de Serch.

Representa una pequeña fosa de geometría triangular que encierra exclusivamente tobas y aglomerados volcánicos, con ocasionales intercalaciones carbonosas. La mala estratificación de estos materiales dificulta la interpretación geométrica, pero parecen disponerse en dos sinclinales y un pequeño anticlinal de ejes N55.

De los tres accidentes que limitan la fosa, el más importante es el lado Sur que forma parte de un accidente E-W de gran continuidad y que hacia el E pone en contacto el Devónico con el Cambro-Ordovícico.



a.- Sinclinorio de Serch. b.- Sinclinorio de Cava-Querforadat. c.- Afloramientos rioliticos de Bor- Coll de Pendis. d.1.- Franja Replegada del Cadi. d.2.- Franja monoclinal del Cadi. e.- Fosa de la Cerdanya (E) y Cuenca Neogena de la Seu d'Urgell.

Fig.3.1- UNIDADES ESTRUCTURALES.

b) Sinclinorio de Cavà-Querforadat.

Se puede considerar como una fosa romboidal en la que afloran rocas volcánicas intermedias y ácidas, la Unidad Roja Inferior, las facies Buntsandstein y Muschelkalk, el Cretácico Superior e incluso el Eoceno culminando la Sierra de Cavá.

Es difícil asignar un modelo de disposición geométrica en lo referente a los pliegues, ya que los buzamientos parecen ser un reflejo directo de la fracturación del zócalo.

Los buzamientos encontrados se alinean según tres orientaciones (N2, N 85 y N 125) y únicamente la dirección NW no está claramente relacionada con fracturas visibles. En cualquier caso, el resultado es una geometría domática que tiene su mayor seno sinclinal en el vértice S del romboedro, vértice que coincide también con la zona de máximo espesor de sedimentos posthercínicos de la fosa. El vértice opuesto del romboedro es el menos hundido y en él afloran los materiales Prehercínicos.

La fractura N 85 que limita el borde N de la fosa sólo está sobrepasada por el Triásico. Sin embargo la disminución de potencia a partir de la fractura es tan rápida que las facies Muschelkalk llegan a reposar directamente sobre la serie Hercínica (Hartevelt et Roger 1968).

También es interesante hacer notar que la aparición de la Unidad Roja Inferior entre las rocas volcánicas y el Triásico inferior (800 m al NE de Querforadat) está controlada por una fractura de orientación N 85 fosilizada por el Triásico inferior.

c) Afloramientos riolíticos de Bor-Subida a Coll de Pendis.

Están constituidos por pequeñas bandas de riolitas y tobas ignimbríticas que se distribuyen en pequeñas fosas de forma romboidal. En su mayoría se alinean en el perfil de Bor-Coll de Pendis, donde retazos del Cretacico Superior las fosilizan.

También en el cañón del torrente de Pi hay algún resto de chimeneas riolíticas irrepresentable en la cartografía.

d) La franja del Cadí

Todos los autores que han cartografiado la zona (Boissevain, 1934, Hartevelt 1970) describen los afloramientos en cuestión como inclinados al Sur. Esto es cierto para los afloramientos más meridionales, pero existe una estrecha banda septentrional que aparece siempre replegada, extendiendose desde Noves de Segre (W) hasta Coll de Pendis (E). Los pliegues, con ejes E-W, afectan casi exclusivamente a la Unidad Gris y a las rocas volcánicas; la masividad de estas últimas es sin duda causa de grandes dificultades para el reconocimiento de la estructura plegada.

Esta banda está enmarcada por fracturas E-W a N 85 cuyo funcionamiento es el responsable del repliegue. (Ver Fig. 6 Cortes I a VIII).

En la franja monoclinal encontramos aflorando prácticamente todos los materiales Posthercínicos, con buzamientos al Sur que oscilan de 85 a 0º, aunque las pendientes más frecuentes varian entre 65 y 30º. Los buzamientos más fuertes suelen darse en el Estefaniense-Pérmico por encontrarse en la base siempre más trastocada; hacia el techo las pendientes decrecen e incluso hay fracturas que se atenuan y desaparecen.

3.2. Fracturación.

Toda la región sufre una intensa fracturación como puede observarse en la cartografía geológico-estructural. Por su geometría pueden dividirse en dos tipos:

a) Fracturas de plano subvertical.

b) Fracturas de bajo ángulo y superficies de deslizamiento.

a) Las fracturas de plano subvertical son las más abundantes y se manifiestan con especial intensidad en el zócalo y en las molasas Posthercínicas.

Para su cartografía ha sido esencial el análisis del Estefaniense-Pérmico, ya que en niveles superiores se amortiguan y en el zócalo Prehercínico son difícil de reconocer dada la intensidad del plegamiento o la monotonía de facies.

Para poder obtener una información de la importancia relativa de las distintas familias en este tipo de fracturas las hemos representado en un diagrama de Rosa de los Vientos (Fig. 3.2).

Del análisis del diagrama de orientaciones podemos concluir que hay tres familias de primer orden, que de mayor a menor importancia son: N 90-85, N 35 y N 135-140.

Interesa resaltar que la familia N 90-85 está, en la mayoría de los casos desplazada por las demás familias de fracturas. Su cartografía es dificultosa y como además se dispone paralela a la dirección de la estratificación, pasan desapercibidas en muchos casos. A pesar de estos factores, que indudablemente han condicionado una cartografía por defecto de este sistema, se manifiesta como la familia más importante.

Es en este sistema E-W de fracturación donde hemos podido estudiar mejor el funcionamiento de los accidentes. Generalmente se presenta como pares de fracturas subparalelas separadas unos 200-300 m. que tienden a aproximarse en profundidad y según planos ligeramente vergentes al Norte. El desplazamiento relativo más frecuentes es normal en una de las fracturas e inverso en la asociada, aunque pueden ser ambas inversas. Es este un problema complejo ya que a lo largo del accidente el juego puede pasar de normal a inverso. De todas formas en fracturas de plano tan vertical no es muy relevante el concepto de desplazamiento normal e inverso, sobre todo si tal como parece, se trata de accidentes de desgarre.

En el resto de las familias de primer orden parecen dominar los juegos normales aunque, igual que en la anterior, la verticalidad del plano de falla no permite una apreciación clara del problema.

Todo el conjunto de fracturas, aunque activadas en el alpino, son sin duda heredadas del Tardihercínico, pues controlan los cambios de facies y espesor de los materiales Estefaniense-Pérmicos. Una visión de este control puede obtenerse del análisis comparativo del Grafico II, la cartografía Geológico-Estructural, la cartografía de facies y los cortes geológicos.

b) Fracturas de bajo ángulo y superficies de deslizamiento: Podemos distinguir tres tipos:

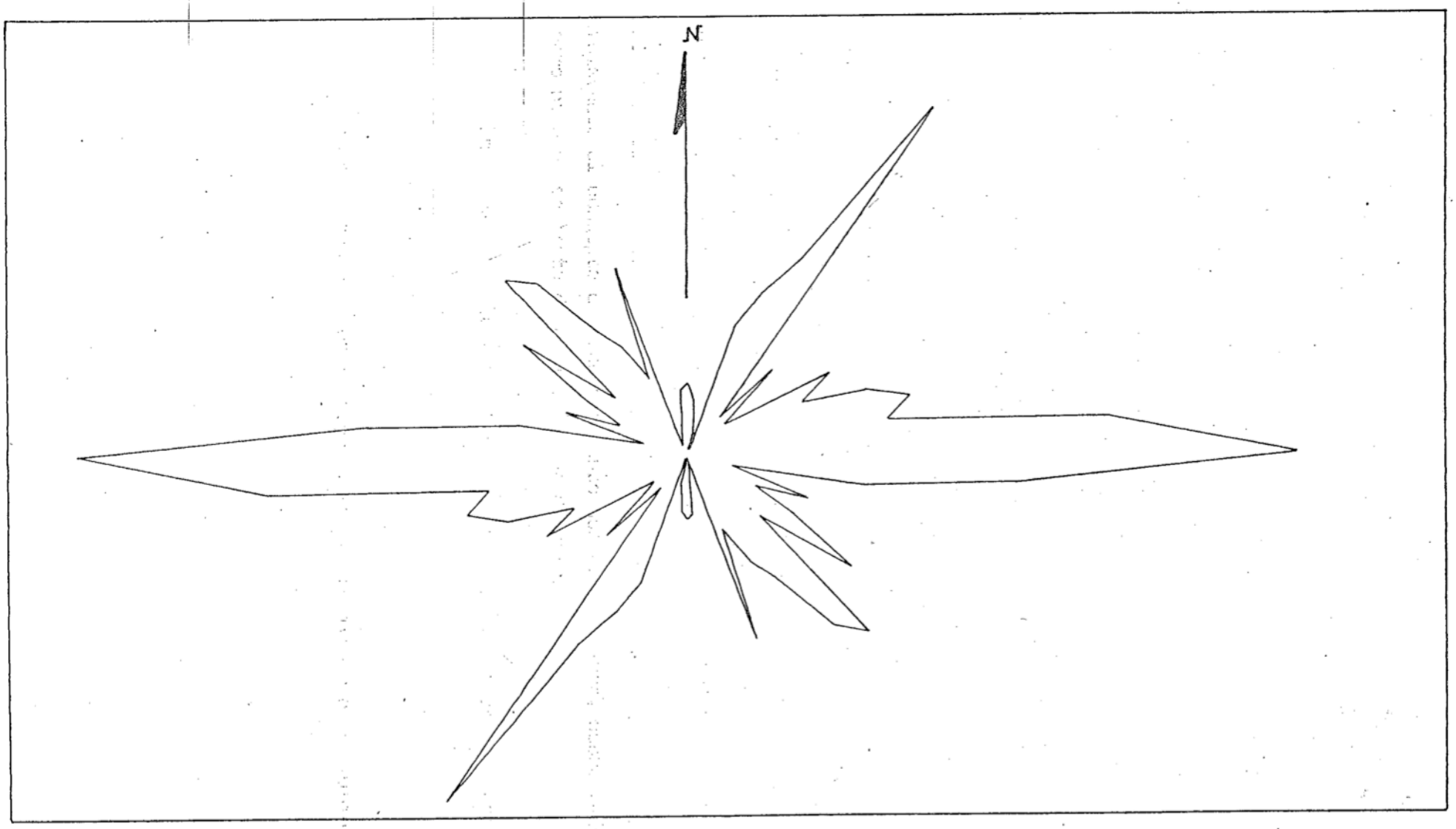


FIG.3.2.-FAMILIAS DE FRACTURAS (DIAGRAMA EN ROSA DE LOS VIENTOS)

1.- Las relacionadas con accidentes de plano subvertical. Presentan inclinaciones del plano de falla entre 20 y 45º y parece que en profundidad se verticalizan más. Alcanzan su mayor desarrollo en el extremo E de la región siendo un ejemplo el cabalgamiento de Devónico sobre las rocas volcánicas y de estas sobre el Bunt en Prats d'Aguiló (Corte III). Otros casos interesantes se pueden observar en el seno del Prehercínico de la cabecera del rio de Santa María (ángulo más oriental del sector estudiado).

2.- Cabalgamientos de plano horizontal y escasa magnitud. Lo hemos reconocido únicamente en Coll de Lletó (Gráfico I, Corte VI) y en Coll de Boscat (al S de Ansobell) y representan pequeñas cobijaduras del Prehercínico sobre las rocas volcánicas.

3.- Mantos y "têtes plongeants". En el sector W y W-SW aparecen dos grandes masas de la serie hercínica bordeadas por afloramientos del Triásico inferior. Estos afloramientos estan descritos por numerosos autores como unidades deslizadas hacia el Sur (Solé Sugranes y Santanach 1970, Seguret 1972).

Además, nosotros interpretamos como un pequeño resto de manto de corrimiento a los afloramientos de rocas volcánicas, Unidad Roja Inferior y Triásico inferior-medio, que aparecen junto al refugio de Prats d'Aguiló (Gráfico I, Corte III). Estos materiales están insertados en una pequeña fosa limitada por un par de fracturas E-W. Su geometría, claramente alóctona tal como se puede apreciar en los cortes geológicos, puede observarse sobre el terreno a unos 800 m, al SW del refugio.

Curiosamente los afloramientos de Triásico y Cretácico situados en el perfil del Corte III (Gráfico I) al Norte del refugio presentan un arrastre superficial de vergencias al Sur, sugiriendo que el nivel actual del terreno coincide con el plano de deslizamiento del manto que comentamos.

Finalmente queremos resaltar la disposición simétrica de las fracturas conjugadas N 35 y N 140 de la Sierra del Cadí, mostrando un claro predominio de las N 35 en la mitad oriental y de las N 140 en la occidental. Esta simetría no se restringe a la fracturación: en el zócalo hay una fosa central (Sinclinorio de Cavá-Querforadat) con materiales del Estefaniense al Eoceno, y dos fosas en los ángulos NW y NE que comprenden casi exclusivamente rocas volcánicas. Las fosas Neógenas también se sitúan simétrica-

mente en los ángulos NW y NE, al igual que los dos máximos de potencia en la banda de afloramientos contínuos del Estefaniense-Pérmico.

3.3. La deformación alpina

Nos interesa discernir la intensidad y características de la deformación Alpina para poder separar sus efectos de la fracturación Tardihercínica.

La deformación Alpina en el área estudiada podemos dividirla desde un punto de vista temporal en 3 episodios:

1) Emplazamiento de mantos.
2) Pequeños cabalgamientos de plano horizontal.
3) Apertura de fosas Miocenas.

1.- El primer episodio debe ser sincrónico con las fases que describen Seguret y Vergely (1969) un poco más al Este y que denominan 1 y 2 . Estas fases se manifestarian en nuestra región de dos formas:

a) Emplazamiento de "têtes plongeants" y mantos.

b) Movimientos en las fracturas de plano subvertical con desplazamientos inversos como componente vertical del movimiento. Quizás tuvieran un funcionamiento como desgarres.

2.- Los pequeños cabalgamientos de materiales Hercínicos sobre rocas volcánicas corresponden a las manifestaciones tardías de la fase dos de Seguret y Vergely (1969), para la cual estos autores citan estructuras muy similares. Probablemente empiecen ya aquí a tener un juego preferente las fracturas N 35 y N 135-140 frente a las E-W y N 75, desplazándolas.

3.- La apertura de las cuencas Neógenas parece relacionada con los juegos normales de toda la fracturación de plano subvertical. Esto puede no implicar una tectónica global distensiva, ya que en el Mioceno de Seo de Urgel se reconocen microfallas inversas.

4.- UNIDAD ROJA SUPERIOR.

4.1. Distribución areal.

Esta unidad se presenta en dos grandes cuencas sin continuidad física entre ambas, una que llamaremos Oriental y otra Occidental, separadas por un neto umbral.

La cuenca Oriental, se extiende geográficamente desde Prats d'Aguiló al E, hasta unos centenares de metros al E del Coll de Josana, a lo largo de 4'5 Km. y está constituida por una banda de afloramientos alargados en sentido E-W buzando de 50º a 28º al S y en discordancia angular sobre la Unidad Roja Inferior (valor angular de la discordancia 10º a 30º).

Composicionalmente está constituida por dos secuencias de conglomerados angulosos, areniscas, lutitas y costras calcáreas. La secuencia basal, con espesor máximo de 100-120 m. es granodecreciente y acaba en un cuerpo lutítico. La secuencia superior (150-180 m) está compuesta en su totalidad por granulometrías gruesas y su estudio está bastante dificultado por falta de afloramientos.

La cuenca Occidental se extiende desde la Ermita de San Salvador al E hasta el pueblo de Guils en el extremo NW del área estudiada, y en ella se pueden distinguir:

Un extremo centro-occidental (desde la Ermita de San Salvador hasta la aldea Beren), donde la unidad se dispone en una banda E-W a lo largo de casi 17 Km, con buzamientos Sur (45 a 28º) en discordancia angular sobre la Unidad Roja Inferior (valor angular de la discordancia de 8 a 35º), siendo siempre mayores los buzamientos de la U.R.I. Los materiales presentes son

areniscas, conglomerados, lutitas, costras calcáreas y margas dolomíticas. Se organizan en dos secuencias: la basal, groseramente granodecreciente en la que predominan los elementos detríticos frente a los lutíticos y cuyo espesor máximo oscila de 80 a 100 m., y la secuencia superior, que presenta un tramo basal conglomerático (90-100 m. espesor máximo) y un importante tramo superior lutítico coronado por las margas dolomíticas (espesores máximos 300 a 320 m.).

El extremo occidental que comprende los afloramientos que aparecen entre Beren y Guils que se disponen en una banda de dirección NW-SE con buzamientos hacia el Sur (45 a 28º). En esta zona la serie se dispone en discordancia angular y de forma progresiva de SE a NW sobre la Unidad Roja Inferior, la Unidad de Tránsito y la Unidad Gris, acabando finalmente por depositarse sobre la serie Hercínica (el valor angular de la discordancia varia de 10 a 15º). Composicionalmente está formada por una única secuencia granodecreciente que finaliza en una masa lutítica importante. El espesor máximo del conjunto es de 225 m (150 para el tramo lutítico y 75 para areniscas y brechas).

Las secuencias verticales típicas se pueden observar en las columnas nº 3 (Cuenca Oriental), nº 1 (Extremo Occidental).

4.2. Edad.

En esta unidad existen abundantes restos fósiles pero su mal estado de conservación no ha permitido utilizarlos para fines cronoestratigráficos.

Las facies Buntsandstein que la fosilizan no están datadas en detalle para esta región, tan sólo Dalloni (1930) cita en Guils los "Equisetum arenaceum" que dan una edad Triásica.

En la vertiente francesa las "facies Buntsandstein" están datadas por polen como Karniense-Noriense (Lucas et al. 1980) aunque las facies Muschelkal suprayacentes dan una edad ligeramente inferior. Así si aceptamos como más fiable la datación marina quizá habría que rebajar la edad de las facies detríticas a Anisiense-Ladiniense.

En las Catalánides, Marzo M. (1980) propone una edad Scythiense para las "facies Buntsandstein".

Ramos, A. (1979) encuentra flora Thuringiense en las facies Buntsandstein de la cordillera Ibérica.

Con esta información de forma estricta, sólo podemos afirmar que la edad de la U.R.S. es posterior al Autuniense y anterior al Triásico medio.

Sin embargo esta información aparentemente contradictoria puede sintetizarse mediante varias hipótesis de trabajo. Si aceptamos como más probable la edad de las areniscas francesas (por ser las más cercanas) nuestras "facies Buntsandestein" podrían corresponder al Triásico medio. Además nosotros concluimos (cap. 4.5.) que el paleoclima durante la formación de las facies Buntsandstein es el mismo que el interpretado para la U.R.S. y que las diferencias entre ambas formaciones son fruto exclusivamente del diferente ambiente sedimentario (abanicos aluviales intramontañosos para la U.R.S. y llanuras fluviales para las facies Buntsandstein). Así se podria suponer que sincrónicamente con la sedimentación de la U.R.S. se depositaban en otras regiones (Ibérica-Catalánides) facies Buntsandstein.

Como las facies Buntsandstein mejor datadas son las de la Ibérica (Ramos et Doubinger 1979) se puede concluir con carácter de hipótesis de trabalo que la U.R.S. podría tener la misma edad que las facies Buntsandstein de la Ibérica es decir Thuringiense-Scythiense.

4.3. Descripción de facies.

4.3.1. Asociación de facies distal.

Nos ocupamos en este apartado de los materiales carbonáticos y detríticos más finos así como de algunas rocas de granulometrías gruesas que afloran en estrecha relación con las primeras.

Facies 4A1.-

Constituidas por una alternancia de lutitas arcillosas rojas con margas calcodolomíticas verdes y asalmonadas.

Las lutitas son masivas, probablemente por bioturbación, y compuestas en su totalidad por elementos menores de 0'1 mm. Se organizan en paquetes de 1'5 a 3 m., separados por niveles de margas calcodolomíticas que provocan decoloraciones verdes desde 1 a 20 mm. de espesor, tanto a muro como a techo.

Localmente aparecen venas de calcita macroesparítica de cristales alargados dispuestos paralelamente y orientados perpendicularmente al sentido de alargamiento de la venilla que con espesores de 2 a 8 mm., presentan una distribución dendriforme que a grandes rasgos corta a la estratificación.

Los paquetes margosos poseen espesores que oscilan de 2 a 10 cm (3 a 4 cm. son los valores más frecuentes) y gran continuidad espacial (100-500 m). Localmente, en los tramos basales del conjunto pueden aparecer geometrías de paleocanal (fig. 4.1.A.).

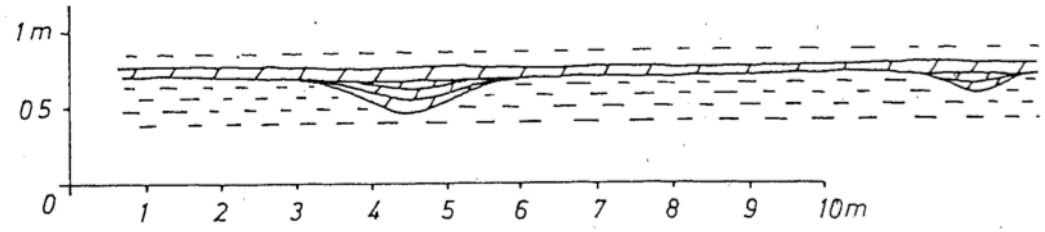
Los niveles calco-dolomíticos poseen una importante fracción de aleurita y arena de grano fino cementadas por calcita y dolomita microesparíticas. Las zonas con mayor fracción detrítica presentan estructuras de corriente, pero independientemente de la presencia de fracción detrítica aparece además una amplia gama de estructuras sedimentarias.

Hemos reconocido huellas de retracción, gotas de lluvia, ripples de oscilación y de corriente, laminaciones paralelas, onduladas y deformadas, bioturbación por bivalvos y raíces.

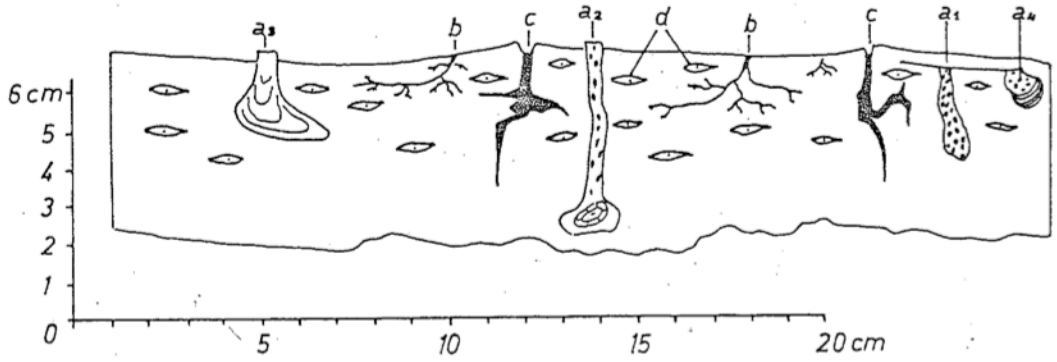
Las huellas de retracción aparecen culminando la secuencia en redes poligonales con diametros de celdilla básica oscilando de 1 a 15 cm (8-9 cm es el valor más frecuente). Esta estructura aparece en el 90% de los niveles y en los más delgados provoca deformaciones lunadas (concavidad hacia el techo) de las capas (fig. 4.1.B. y Foto nº 16 y 17).

Las venillas de calcita que atraviesan las lutitas se instalan ocasionalmente en las grietas que delimitan los polígonos de retracción, que el cualquier caso presentan rellenos de calcita espática y arcillas del paquete lutítico superior.

Las grietas de las redes de menor tamaño (1-2 cm de diámetro de polígono) presentan un escaso desarrollo vertical (2-3 mm frente a 20-30 mm

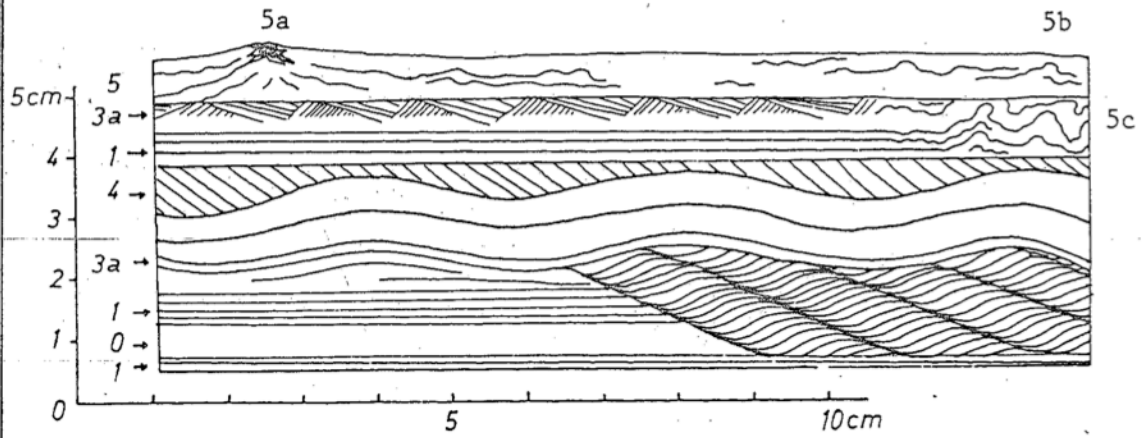


A .- Geometría espacial de las margas calco-dolomíticas (tramos basales). Representación real.



a. Bioturbación por bivalvos
b. Bioturbación por raíces
c. Grietas de retracción (sección)
d. Estructuras en ojo de pájaro

B.- Estructuras orgánicas y de desecación (representación síntesis).



3a. Ripples de oscilación.
3b. Ripples de oscilación ascendentes.
5a. Laminación deformada por escape de fluidos.
5b. " " por exposición subaérea.
5c. " " por flujo hidroplástico.

C.- Estructuras sedimentarias primarias y penecontemporáneas (representación síntesis).

FIG. 4.1.- GEOMETRIA Y ESTRUCTURAS DE LAS FACIES 4A1.

en las de mayor tamaño) y no deforman la capa, lo que sugiere que sean grietas de retracción subacuáticas según las características recopiladas en Reineck-Singh (1975).

Las gotas de lluvia aparecen en niveles margosos rojos de 1 a 3 mm de grosor que alternan con niveles lutíticos de grosores parecidos afectados todos por grandes huellas de retracción. Estas facies son escasas, aunque hay indicios de que en muchos casos el sedimento se haya homogeneizado por bioturbación, apareciendo hoy en dia como lutitas masivas.

Los ripples de oscilación, mucho más abundantes que los de corriente, poseen índices de ripple que oscilan de 6'6 a 12. Aparecen dos tipos morfológicos, unos perfectamente simétricos L=40-60 mm, h=5-6 mm, con estructura interna mal visible o con láminas onduladas que siguen el contorno del ripple (fig. 4.1.C.). El segundo tipo está representado por ripples más asimétricos, también de oscilación, con estructura interna en "chevron" (fig. 4.1.C.) o de ripples ascendentes (climbing) de oscilación (fig. 4.1.C.) En este segundo caso la longitud de onda oscila de 17 a 20 mm, y la altura de 3 a 6 mm (IR=6'6 a 2'8).

Los ripples de corriente aparecen como "foresets" tabulares que suelen rellenar la paleotopografía de los ripples de oscilación y casi nunca conservan su topografía deposicional (fig 4.1.C.) (foto, nº 19).

La laminación paralela presente es sin duda de tipo varvado (s.l.), ya que con grosores de 0'8 a 0'25 mm., presenta una alternancia de bandas claras (aleurita y arena fina, calcita y dolomita microesparítica) y oscuras (dolomicrita, lutita arcillosa y óxidos de hierro). Las láminas claras presentan una base localmente irregular sobre la dolomicrita que en algunas muestras es una mezcla homogénea de calcita y dolomita micríticas.

Las láminas onduladas representan los comienzos de organización de ripples de oscilación, mientras que las deformadas pueden estar relacionadas a estructuras de escape de fluidos, fenómenos hidroplásticos y desecación con exposición subaérea. Este último caso es el más frecuente y es muy normal que la secuencia acabe en láminas así deformadas.

La bioturbación por ráíces se caracteriza por su morfología dendrítica y relleno de arena-fina, calcita espática o fibrosa y cuarzo autigénico.

La bioturbación por bivalvos es notoriamente vertical con estructura interna típica (fig. 4.1.B.) por reorganización del sedimento calcodolomítico. Es curioso observar que en algunos casos la parte más alta del tubo sobresale de la superficie del estrato (fig. 4.1.B.) (foto nº 17). Son muy abundantes, llegando a encontrarse en algunos niveles hasta 1-3 tubos por dm^2. La longitud de los sifones desde la superficie del estrato oscila de 0'2 a 6 cm, la estructura interna de la perforación puede ser peletoidal, masiva o zonada (fig. 4.1.B.) y en la cámara habitáculo puede encontrarse la concha del organismo (fig. 4.1.B.). Estas características apuntan a que se traten de bivalvos de fondo duro.

Las estructuras presentan la siguiente secuencia teórica de muro a techo: 0. Base masiva. 1. Laminación paralela. 2. Laminación ondulada. 3. Ripples de oscilación. 4. Ripples de corriente. 5. Láminación deformada. 6. Grietas de retracción. (fig.4.1.C.).

Es frecuente la presencia de pequeñas cicatrices erosivas entre 1 y 3 (sin termino 2) y entre el conjunto 3-4 cuando se repite.

Así si representamos por X un episodio erosivo aparecen los siguientes tipos de secuencias reales:

1→4→X→0→3→4→0→4→X→5→6
1→X→1→2→3→2
1→X→3→5→6
0→1→3→5→6
1→0→3→1→6
1
3→X→1→3→6
2→3→6

Las huellas de raíces y las grietas producidas por desecación se disponen preferentemente a techo del estrato, disminuyendo en importancia hacia la base del mismo.

Petrografía

Los niveles margosos están compuestos por proporciones variables de lutita, arena fina, dolomicrita, doloesparita, calcita micrítica y calcita

espática. En proporciones mucho menores se pueden encontrar óxidos de hierro y cuarzo secundario. En ocasiones el carbonato es exclusivamente dolomita, y en estos casos hay proporciones importantes, incluso mayoritarias de dolomía ferrosa.

La estructura básica de estos cuerpos son las láminas; las de colores oscuros compuestas de dolomicrita o de calcita micrítica y dolomicrita, en ambos casos con proporciones variables de óxidos de hierro, mientras que las láminas claras están formadas por lutita aleurítica, arena fina, calcita y dolomita microesparíticas (foto nº 21).

Este sustrato está afectado por numerosas estructuras en ojo de pajaro (birds-eyes) rellenas en la mayoría de los casos por calcita espática y en casos más raros por doloesparita.

Las perforaciones de bivalvos remueven el sedimento y crean huecos donde precipita calcita espática y más esporádicamente cuarzo autigénico.

Las huellas de raíces presentan un relleno más complejo. Hacia el techo de la perforación el material es esencialmente detrítico (aleurita, arena fina) con carbonatos microesparíticos o esparíticos y cuarzo autigénico, sin embargo hacia el muro el relleno es esencialmente de calcita espática o fibrosa (con disposición transversal a las parades del tubo) acompañada en ocasiones por cuarzo autigénico y retazos de lutitas arcillosas que presentan una orientación preferente de todos sus componentes. Los carbonatos de relleno son esencialmente calcita y sólo en una proporción 8:1 se ha detectado doloesparita en este tipo de cementos.

Las grietas de desecación se amortiguan hacia el muro del estrato y presentan un relleno similar al de las huellas de raíces.

En un caso se han detectado superficies que parecian ser planos de deslizamiento por gravedad (slumping) del sedimento con escasa magnitud, rellenas por calcita fibrosa y arcillas orientadas.

Facies 4A2.-

Están constituidas por lutitas rojas masivas con abundantes nódulos dolomíticos. Las lutitas rojas son idénticas a las de las facies 4A1, lo

que es de esperar dado que ambas facies están estrechamente asociadas, apareciendo siempre las 4A2 en la base de las 4A1.

Los nódulos dolomíticos presentan dos tipos de morfologías. En el caso más simple aparecen con formas globulosas, arriñonadas o groseramente esféricas (con radios de 2 a 20 cm), estando a veces nucleadas por delgados (0'2-1'5 cm) niveles estratiformes de vitrotobas? o tobas cineríticas dolomitizadas. El interior del nódulo suele presentar una estructura septariforme (foto nº 13).

Además de la morfologías anteriores siempre presentes, pueden aparecer geometrías alargadas concentradas en niveles de 1 a 2 m con una disposición caótica en la que a veces se aprecian repliegues de eje horizontal de los fragmentos más alargados. En la base de este nivel y hundiéndose transversalmente a las capas en las lutitas rojas aparecen cuerpos dolomíticos tabulares de 1 a 3 m. de longitud que forman ángulos de 45 a 60º con la estratificación (fig. 4.2. y foto nº12).

Este último conjunto morfológico parece indicar la presencia de procesos de deslizamientos por gravedad (slumping) a gran escala en un sedimento arcilloso inconsolidado, sincrónicos con procesos de precipitación de nódulos dolomíticos.

Petrografía

En los nódulos dolomíticos se puede distinguir casi siempre:

1) Un nivel de tobas o cineritas que los nuclean,
2) un relleno de las grietas septariformes y
3) el material del nódulo s.s.

Los niveles volcánicos están reemplazados por dolomita, pudiendo distinguirse la matriz de los piroclastos (probablemente fragmentos de vidrios) gracias a la selectividad del proceso de transformación. La matriz cinerítica está reemplazada esencialmente por dolomicrita ferrosa (65%) y en menor proporción por dolomía microesparítica (15%); el resto (20%) son silicatos producto de la recristalización del material original como calcedonia, caolinita y cloritas (RXP) en forma de agregados criptocristalinos. Los piroclastos cuando existen, presentan tamaños de 1'8 a 0'1 mm. y

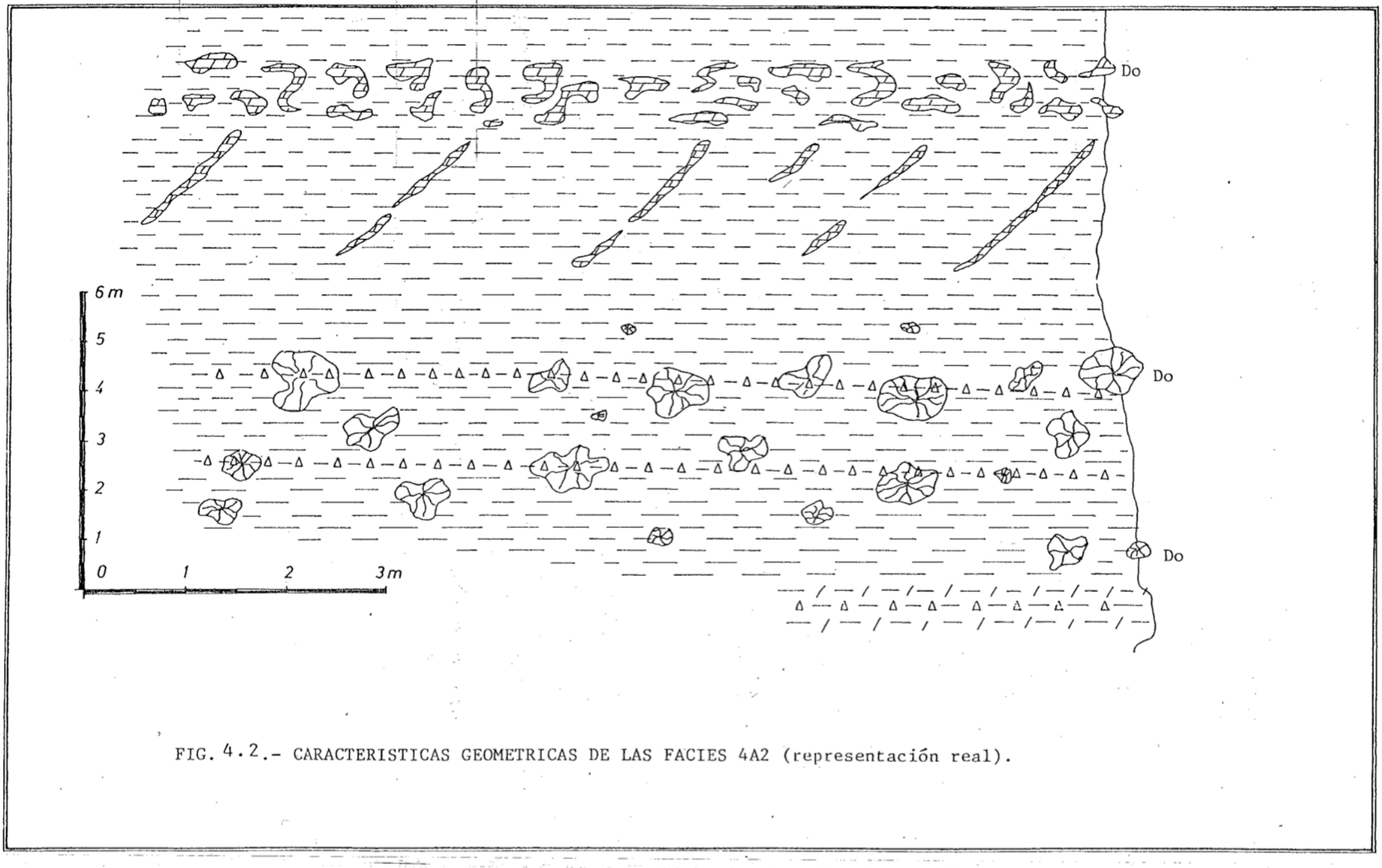


FIG. 4.2.- CARACTERISTICAS GEOMETRICAS DE LAS FACIES 4A2 (representación real).

están parcial o totalmente reemplazados por dolomita microesparítica (esparita de grano fino) que a veces pseudomorfiza fenocristales. Es frecuente también la preservación de silicatos similares a los conservados en la matriz.

En algunas ocasiones el nivel de vulcanitas es estratiforme, atravesando el nódulo, pero en la mayoría de los casos el nivel se ha fragmentado y aparece disperso en el seno del mismo.

El material que constituye el cuerpo del nódulo está formado esencialmente por dolomita, de microesparítica a esparítica (80%), y en menor proporción por dolomicrita ferrosa (5-10%), cuarzo, caolinita, cloritas y óxidos de hierro (10-15%) en cristales de 0'03 a 0'005 mm dispersos en el entramado dolomítico.

Las grietas septariformes presentan un tapizado a ambos lados de dolomita esparítica (alotriomorfa o idiomorfa) o también de dolomita fibrosa. El centro de la grieta está relleno de calcita macroesparítica en cuyo interior muy ocasionalmente pueden aparecer megacristales de baritina-celestina (RXP) de 0'1 a 5 mm. (foto nº 14 y 15).

Los sulfatos parecen estar controlados por el núcleo volcánico del nódulo ya que se situan preferentemente en las grietas cercanas a éste, no encontrandose en zonas periféricas del mismo.

En las proximidades de los niveles de vulcanitas las grietas presentan rellenos más complejos; así aparecen en el seno de la calcita delgadas bandas de dolomita idiomorfa paralelas a las paredes de la grieta e incluso en la banda de doloesparita que tapiza las paredes de la grieta se interpone en el contacto con el cuerpo del nódulo una delgada banda de 0'1 mm de ankerita microesparítica; también hay algunas grietas rellenas exclusivamente de dolomita espática y baritina-celestina.

Facies 4A3.-

Se trata de un conjunto de materiales detríticos gruesos que incluimos en la asociación de facies distales por hallarse estrechamente relacionado con las facies 4A1, y en los que distinguimos varias subfacies:

Subfacies 4A3 a.-

Formadas esencialmente por brechas, microconglomerados, lutitas arenosas con cantos y delgados niveles de cineritas. La descripción detallada de geometría y estructuras es idéntica a la de las facies 4D1b y 4D2b y las únicas diferencias que pueden encontrarse son las referidas a la escala de los cuerpos sedimentarios (menor en las facies 4A3), y en su asociación espacial con facies muy distintas a las relacionadas con las ultimamente citadas.

Petrográficamente hay una diferencia esencial con las otras facies gruesas y es que estos niveles presentan cementos de dolomita macroesparítica-esparítica idiomorfa (T.O.). Los cuerpos detríticos son brechas, microconglomerados brechoides y arenitas líticas (filoarenitas).

Subfacies 4A3 b.-

Agrupamos aquí una alternancia de lutitas rojas masivas en paquetes de 2 m., con niveles delgados (4 a 14 cm) de margas arenosas calco-dolomíticas con abundantes cantos dispersos. Estos últimos niveles de tonos rojizos, provocan una decoloración verdosa especialmente en la lutita a techo del estrato.

Representan el tránsito hacia las facies 4A1, y los niveles margosos además de las importantes diferencias granulométricas con los de las facies 4A1, se caracterizan aquí por exhibir secuencias simples del tipo: 0.Base erosiva, 1.Nivel masivo, 2.Ripples de corriente linguoides, 3.Huellas de retracción.

A techo de esta secuencia hemos reconocido unas huellas superficiales que ha sido imposible identificar con cualquiera de las descritas en la bibliografía consultada. Se trata de huecos alargados con rebordes cilindricos más acusados en un lado que en otro. Los rebordes prominentes se situan en lados opuestos en huellas vecinas, sin que se pueda apreciar algún otro criterio de polaridad.

Finalmente hemos de señalar que en los paquetes de lutitas de estas facies pueden aparecer esporádicos paleocanales de brechas (0'3 x 2 m) y ocasionales hiladas (1 a 8 cm de grosor) de areniscas heterométricas con cantos angulosos dispersos.

Facies 4A4.-

Se trata de un gran conjunto lutítico masivo con esporádicas intercalaciones de microconglomerados de intraclastos, areniscas de grano muy fino (0'1-0'08 mm.) y tobas dolomitizadas.

Las lutitas son masivas probablemente por bioturbación, y en algunos casos se reconocen numerosos tubos cilindricos de 4-6 mm. de diámetro que podrían ser tanto huellas de raíces como perforaciones de gusanos. Frecuentemente se puede observar una textura peletoidal formada por agregados esféricos o elipsoidales de 0'5 a 3 mm de diámetro.

Las lutitas siempre de tonos rojos, pueden presentar bandas estratiformes de 0'5 a 1'5 m. con mayor proporción de dolomía, que da lugar a un mayor resalte. Estas zonas margosas pueden adoptar también una geometría noduliforme y esporádicamente aparecen nódulos dolomíticos (4 a 15 cm de diámetro) pero que en estas facies no presentan estructuras septariformes bien desarrolladas. En algunas zonas se llega a observar una marcada alternancia lutitas margosas-lutitas arcillosas en bancos de 2 m.

A veces existen niveles de areniscas de grano muy fino con ripples y laminación paralelas con una cierta continuidad espacial (20-50 m) y espesores de 0'5 a 1'5 m. asociadas en algunos casos a paleocanales de escasa continuidad espacial (6 x 0'8 m) con intraclastos de lutitas margosas y vulcanitas dolomitizadas. Asociados a estos cuerpos detríticos rojos pueden aparecer decoloraciones verdes con geometría de huellas de raíz.

También encontramos niveles estratiformes de 0'1 a 1'3 m. de vitrotobas? litotobas? cineríticas dolomitizadas con piroclastos de 0'1 a 6 mm.

Petrografía y mineralogía.

Las lutitas masivas carecen practicamente de fracción arenosa (el 100% pasa el tamiz de 0'1 mm) y están compuestas por cuarzo, feldespatos, dolomita, calcita, caolinita, illita y clinocloro (RXLO), ver tabla 4.1. Son lutitas arcillosas s.s. ya que los minerales de la arcilla constituyen el 57% del total de la roca (R.X.P.). La caolinita se concentra en los tama-

	Roca total	Fracción 2 μ
	%	%
Cuarzo	22'30	10'2
Illita e interestr.I/Mo	25'50	42'2
Clinocloro	14'33	17'1
Caolinita	15'80	tr.(1-2%)
Hematites	1'60	6'5
Feldespato	2	3
Calcita	18'50	20

Tabla 4.1.a.- Composición mineralógica de las facies 4A4 obtenido por difracción de R.X. La comparación del resultado obtenido para roca total frente a la fracción inferior a 2 μ permite hacer una estimación cualitativa de la distribución granulómetrica de cada mineral.

	%
SiO_2	40'18
Al_2O_3	19'93
Fe_2O_3	4'96
FeO	1'15
MnO	0'01
MgO	1'91
CaO	9'25
Na_2O	0'58
K_2O	2'28
TiO_2	0'01
P_2O_5	tr.
CO_2	7'25
Mat.Org+H_2O	11'3
	98'81

Tabla 4.1.b.- Composición química sobre roca total de las facies 4A4.

Tabla 4.1.- COMPOSICION QUIMICA Y MINERALOGICA DE LAS FACIES 4A4.

ños superiores a 2μ mientras que el clinocloro lo hace preferentemente en los tamaños menores.

Los nódulos inmersos en las lutitas están formados por dolomicrita ferrosa con microseptarizaciones de 0'3 mm. de anchura máxima, rellenas de dolomita espática; la dolomicrita deja de ser ferrosa cuando está afectada por bioturbación. En otros casos el nódulo está compuesto por dolomita microesparítica parcialmente calcitizada (30-40% de dolomita calcitizada).

En ambos casos aparecen dispersos relictos de piroclastos que sugieren que el nódulo se haya instalado sobre productos cineríticos. Estas características pueden hacerse extensivas a los niveles de vitrotobas? litotobas? cineríticas interestratificadas.

Como en las facies 4A2 hay siempre proporciones secundarias de cuarzo, cloritas, óxidos de hierro y otros filosilicatos.

Las areniscas son subarcosas micáceas con cemento ferruginoso y silíceo, feldespato autigénico sintaxial y matríz constituida casi exclusivamente por clorita magnésica (clinocloro RX.L.O.) con texturas de cemento de filosilicatos.

4.3.2. Asociación de facies intermedias-distales.

Facies 4B1.-

Son cuerpos de areniscas con continuidades espaciales altas (50 a 200 m), numerosas estructuras de tracción, base erosiva y bandeado de color característico. El espesor de la secuencia básica oscila de 0'5 a 2 m. pudiendo encontrarse apilamientos de las mismas con espesores de hasta 12 m.

La base erosiva presenta un relieve débil y el cuerpo detrítico presenta una granoselección de muro a techo, así como una cierta ordenación en las estructuras presentes que son indicadoras de energía decreciente. Predominan las laminaciones paralelas e inclinadas de bajo ángulo aunque localmente se pueden encontrar zonas formadas casi exclusivamente por estratificación cruzada de surco a escala media. Hacia el techo se pueden encontrar ripples de corriente, de oscilación y huellas de retracción.

Las estructuras quedan resaltadas porque las láminas presentan coloraciones alternantes rojo oscuro-gris blanquecino o gris verdoso, que confieren a la roca un aspecto característico que en el campo denominamos de "areniscas atigradas" (foto nº 9).

El techo de los estratos suele estár fuertemente afectado por bioturbación con pérdidas progresivas de la estructura original que pueden llegar a afectar a todo el cuerpo detrítico. Esta perturbación siempre acompañada de decoloraciones verdosas con geometría de huellas de raíz, por lo que suponemos que la bioturbación es esencialmente de origen vegetal.

En estas facies hemos encontrado restos fósiles como fragmentos vegetales fosilizados en óxidos de hierro, restos óseos de reptiles en mal estado de conservación y caráceas s.p.

Facies 4B2.-

Consisten en cuerpos de microconglomerados y en menor proporción areniscas en las que predomina la estratificación cruzada tabular. Suele ser característico una alta proporción de cantos calcáreos y arcillosos que al disolverse proporcionan un aspecto oqueroso de la roca quedando la matriz de la misma en relieve.

El espesor de los cuerpos varia de 0'7 a 2'5 m. aunque los valores más frecuentes oscilan de 1 a 1'3 m. Presentan base erosiva y continuidades espaciales de 50 a 100 m; sobre la base erosiva se instala la estratificación cruzada tabular con las granolumetrías más gruesas de 0'4 a 0'8 m. La secuencia suele acabar en areniscas con estratificación cruzada de surco y laminación inclinada de bajo ángulo o paralela; este último término puede faltar, y cuando aparece es siempre de escaso espesor (0'4-0'1 m) y suele estar fuertemente bioturbado. También es frecuente encontrar repetido el término de estratificación cruzada tabular con granulometrias más finas.

Lateralmente, un mismo cuerpo presenta zonas conglomeráticas masivas o con granoselección invertida y también puede mostrar un relleno sucesivo en varios episodios como se esquematiza en la fig. 4.3.

Los cantos son generalmente subangulosos y en algunos casos angulosos. La cementación de estos cuerpos es muy variable, desde alta hasta casi nula.

Facies 4B3.-

Formadas por lutitas arenosas rojas con hiladas de areniscas, nódulos calcáreos y huellas de raíces, también aparecen ocasionales paleocanales de areniscas de grano fino y escasa continuidad espacial (3-6 m x0'52 m).

Los paleocanales suelen tener laminación paralela y estratificación cruzada de surco (10 x 20 cm) estar fuertemente bioturbados al igual que las lutitas, que presentan numerosas huellas de raíces fosilizadas en carbonatos que reemplazan preferentemente las zonas bioturbadas.

Los nódulos, grises y con radios de 0'3 a 6 cm, tienen geometrías globulosas a veces con tránsitos progresivos a la lutita circundante; localmente y hacia el techo de la capa llegan a soldarse dando lugar a incipientes costras.

En alguna ocasión se ha observado la presencia de niveles margosos delgados (1-4 cm) que provocan una decoloración verdosa en la lutita adyacente y que recuerdan algo a las facies 4A1.

Tambien existen septarizaciones estratiformes que se situan siempre en las proximidades del contacto con las facies 4A4. Son niveles de 4 a 15 cms. donde sobre un fondo fuertemente ferruginizado se disponen numerosas grietas blancas irregulares (de 0'1 a 6 mm. de espesor) que siguen groseramente la estratificación (foto nº 11).

Petrografía.

Las facies 4B1 son litoarenitas de grano fino a medio con proporciones moderadas de matriz (1-8%). Los cuarzos son en su mayoría de características volcánicas y los fragmentos de roca son muy variados(de costras calcáreas, lutitas, esquistos de bajo grado, felsitas, fragmentos criptocristalinos y micas). Los contenidos en feldespatos son bastante bajos, probablemente porque son reemplazados por calcita y ofrecen un aspecto similar

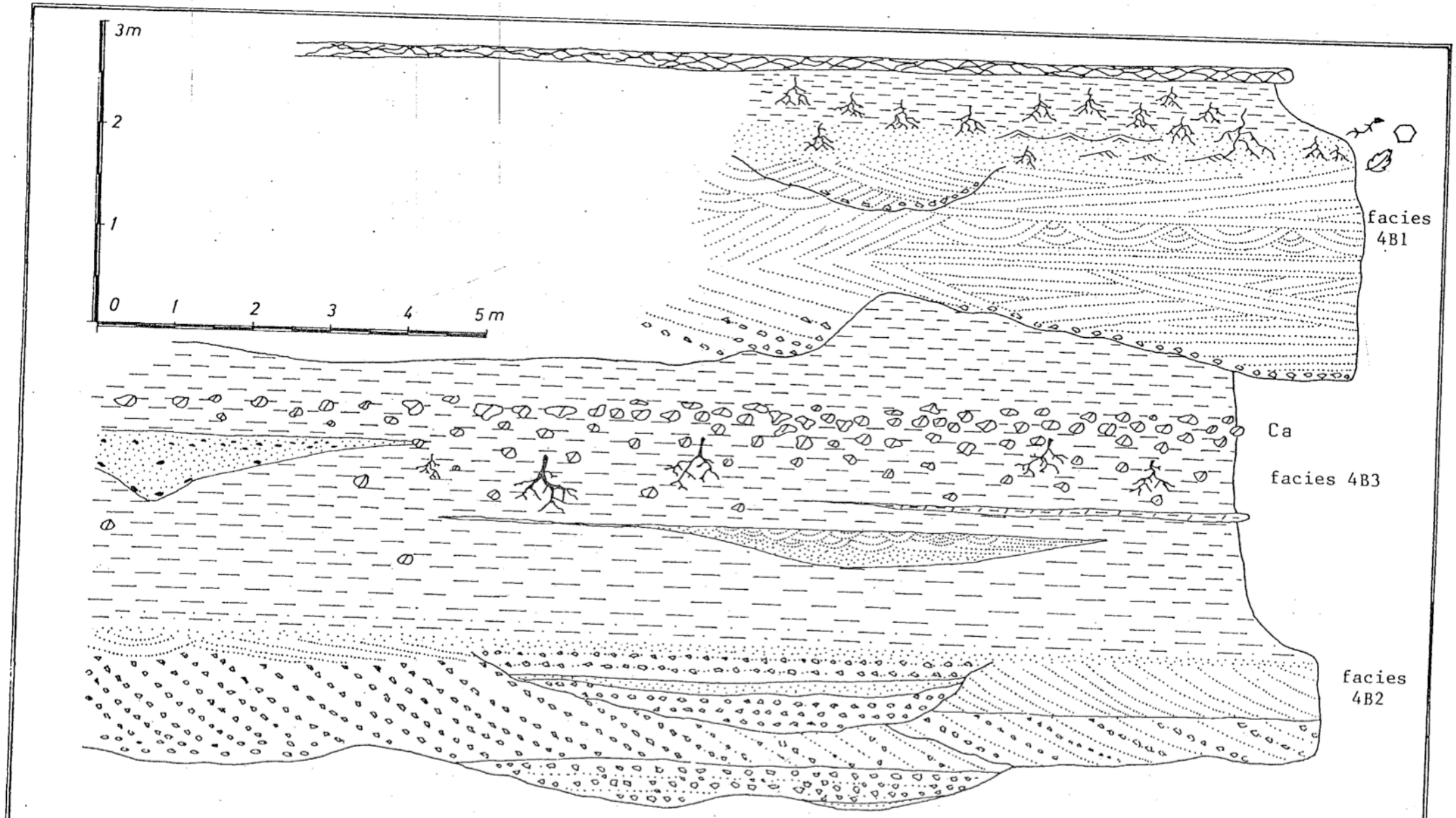


FIG. 4.3.- GEOMETRIA Y ESTRUCTURAS DE LAS FACIES 4B1,4B2 y 4B3 (representación real).

al de los fragmentos de costras calcáreas. Este proceso conduce a la posibilidad de que hayan aumentado la proporción de fragmentos de roca por procesos de reemplazamiento a expensas de la de feldespatos, sin que pueda precisarse la importancia cuantitativa del proceso.

Presentan cementos de calcita microesparítica y en proporciones menores de dolomita y dolomita ferrosa. En ocasiones el cemento carbonático puede reemplazar a la matriz y parte de los clastos. Hay también cemento ferruginoso que se concentra preferentemente en las bandas más rojas y más oscuras mientras que el cemento carbonático lo hace en las bandas grises y verdosas.

Los granos de cuarzo y las plagioclasas pueden presentar cementos sintaxiales de su misma composición mineralógica.

Es frecuente la bioturbación por tubos de ráíces que perturban las láminas y están remarcados por proporciones mayores de cemento carbonático.

La matriz presenta texturas de cemento de filosilicatos, y en su fracción menor de 2μ está compuesta casi exclusivamente por una clorita magnésica (clinocloro RX.L.O.).

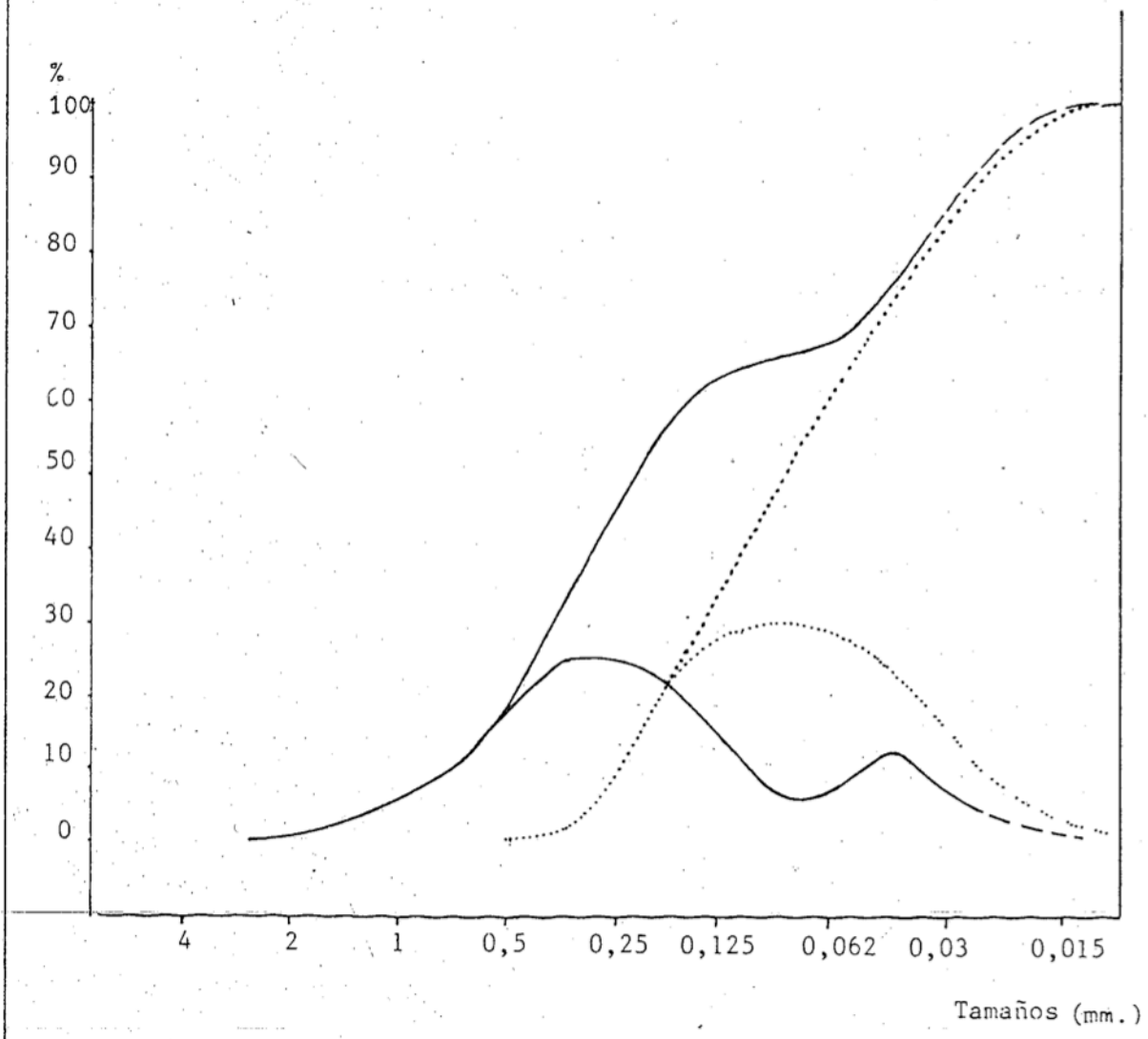
Como minerales accesorios aparecen turmalina, rutilo, circón y fosfatos de hierro.

El bandeado alternante de color tiene un significado petrográfico concreto:

a) Las láminas grises o verdes presentan mayor tamaño de grano ($\emptyset_m$=0'35mm) con distribución granulométrica bimodal y proporciones altas de cemento carbonático (13%) (fig. 4.4).

b) Las láminas rojas son de granulometría más fina ($\emptyset_m$=0'09 mm), con escasa cantidad de cemento carbonático (5%) y notable proporción de hematites como cemento.

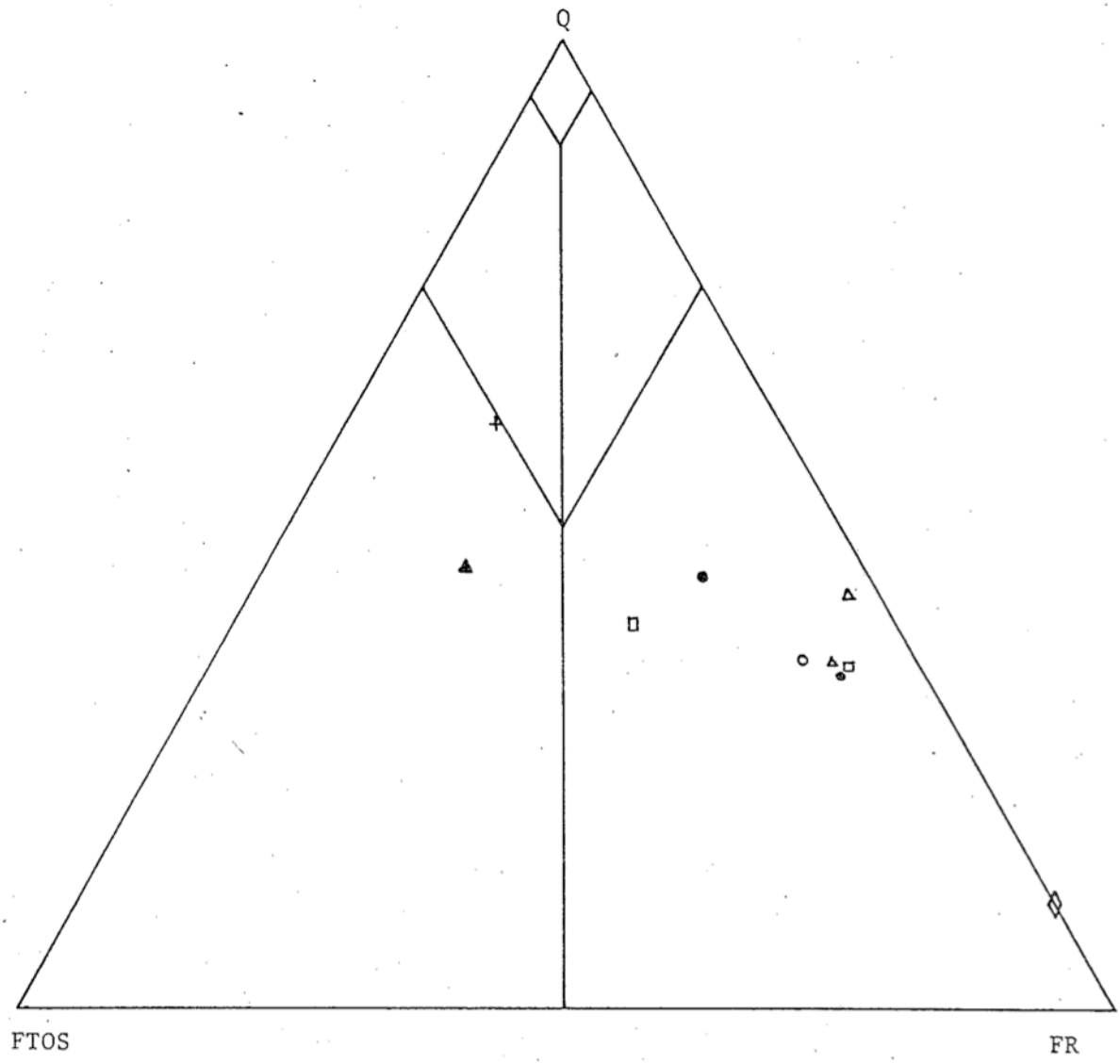
Las facies 4B2 son litoarenitas feldespaticas de grano grueso a fino (fig. 4.5.) con proporciones moderadas de matriz (5-10%).



láminas verdes —— (11,5% de cemento)

láminas rojas ..... (5 % de cemento)

FIG. 4.4.- CURVAS GRANULOMETRICAS DE LAS LAMINAS CON COLORES VERDES Y ROJOS FACIES 4B1 (U.R.S.). Medidas realizadas por contaje en lámina delgada.



% de matriz	0-7%	7-15%	>15%
Facies 4B1	△		▲
" 4B2	□		
" 4B3	○		●
" 4A3	◇		
" 4A4		+	

FIG.4.5 .- Composición clástica de las areniscas de la U.R.S.
Facies intermedias - distales.

La composición de los clastos es similar a las facies 4B1 salvando la mayor abundancia en feldespatos. Hay cemento ferruginoso y en mayores proporciones cemento dolomítico parcialmente calcitizado (30%).

La matriz de composición similar a la de las facies 4B1, y posee texturas de cemento de filosilicatos y corroe a los granos de feldespatos y a los de cuarzo, los cuales presentan bordes estilolíticos en contacto con la matriz. Hay también pequeñas proporciones de illitas y caolinitas de tipo pseudomatriz y cantidades variables de matriz aleuritica fuertemente ferruginizada. Como minerales accesorios aparecen fundamentalmente rutilo y circón.

Las intercalaciones arenosas de las facies 4B3 son litoarenitas y grauvacas líticas de granos medio a muy fino (hay tránsitos insensibles a lutitas aleuríticas). Su composición es similar a las facies 4B1, pero con proporciones algo mayores de feldespatos y presencia de caráceas fosilizadas en carbonatos.

Poseen cementos de dolomita esparítica a microesparítica parcialmente calcitizados y pequeñas proporciones de dolomita férrica microesparítica. Ocasionalmente la calcita espática puede adoptar morfología incrustante y es frecuente que tanto ésta como la dolomita reemplacen feldespatos y fragmentos de rocas. También puede aparecer ocasionales cementos sintaxiales de plagioclasa alrededor de granos de este mismo mineral.

Las septarias estratiformes presentan un cuerpo fuertemente ferruginizado casi opaco en el que a veces se distinguen bandas paralelas a la estratificación. Su composición sería pues esencialmente hematites y minerales arcillosos.

Las grietas más pequeñas presentan un delgado tapizado de calcedonia (0'1 mm) y el resto relleno por calcita espática o por calcita fibrosa con la dirección de máximo alargamiento dispuesta perpendicularmente a la estratificación. Las grietas mayores poseen un relleno macroesparítico y esparítico; este último puede presentar hábitos columnares con la misma orientación que la calcita fibrosa.

También aparecen especímenes intermedios entre estas septarias y las costras calcáreas de las facies 4C3. Se caracteriza por un cuerpo for

mado por micrita y microesparita teñido en proporciones variables por óxidos de hierro y puede aparecer hasta un 5% de dolomita. Los rellenos de las grietas son similares.

4.3.3. Asociación de facies intermedia-proximal

Facies 4C1.-

Compuestas por cuerpos de conglomerados subredondeados con pequeñas intercalaciones arenosas, fuertemente cementados, de tonos rojizos y con espesores de 2 a 4 metros.

La continuidad espacial de estos cuerpos parece grande (> 50 m) pero la falta de buenos afloramientos no permite afirmarlo con seguridad.

La base es erosiva con marcado relieve y en ocasiones esta erosión diferencial permite apreciar un relleno preexistente de areniscas escasamente cementadas organizadas en secuencias granodecrecientes formadas por estratificación cruzada de surco a pequeña escala (10x20 cm).

Las estructuras más frecuentes son la laminación paralela, inclinada de bajo ángulo, estratificación cruzada de surco y más ocasionalmente estratificación cruzada tabular. Los cuerpos de conglomerados suelen ser de 1 a 2 m. y las secuencias terminan con cuerpos de areniscas (0'1 a 0'3 m) muchas veces masivas, culminados por delgadas hiladas (2-10 cm) de lutita arenosa. Este ultimo término puede reposar directamente sobre las gravas cuando falta el nivel arenoso. El conjunto se organiza en secuencias de energía decreciente aunque en la base puede existir un pequeño término granocreciente (fig. 4.6).

Hay que señalar que las facies 4C1 (y algunos casos raros de las 4C2) son las más seleccionadas de todo el conjunto estudiado y presentan una cierta similitud con los cuerpos detríticos de las facies Buntsandstein (ver fig. 4.7.).

La asociación de estructuras y los tamaños clásticos es idéntica a los tramos basales de las facies Buntsandstein descritas en la fig. 4.7.

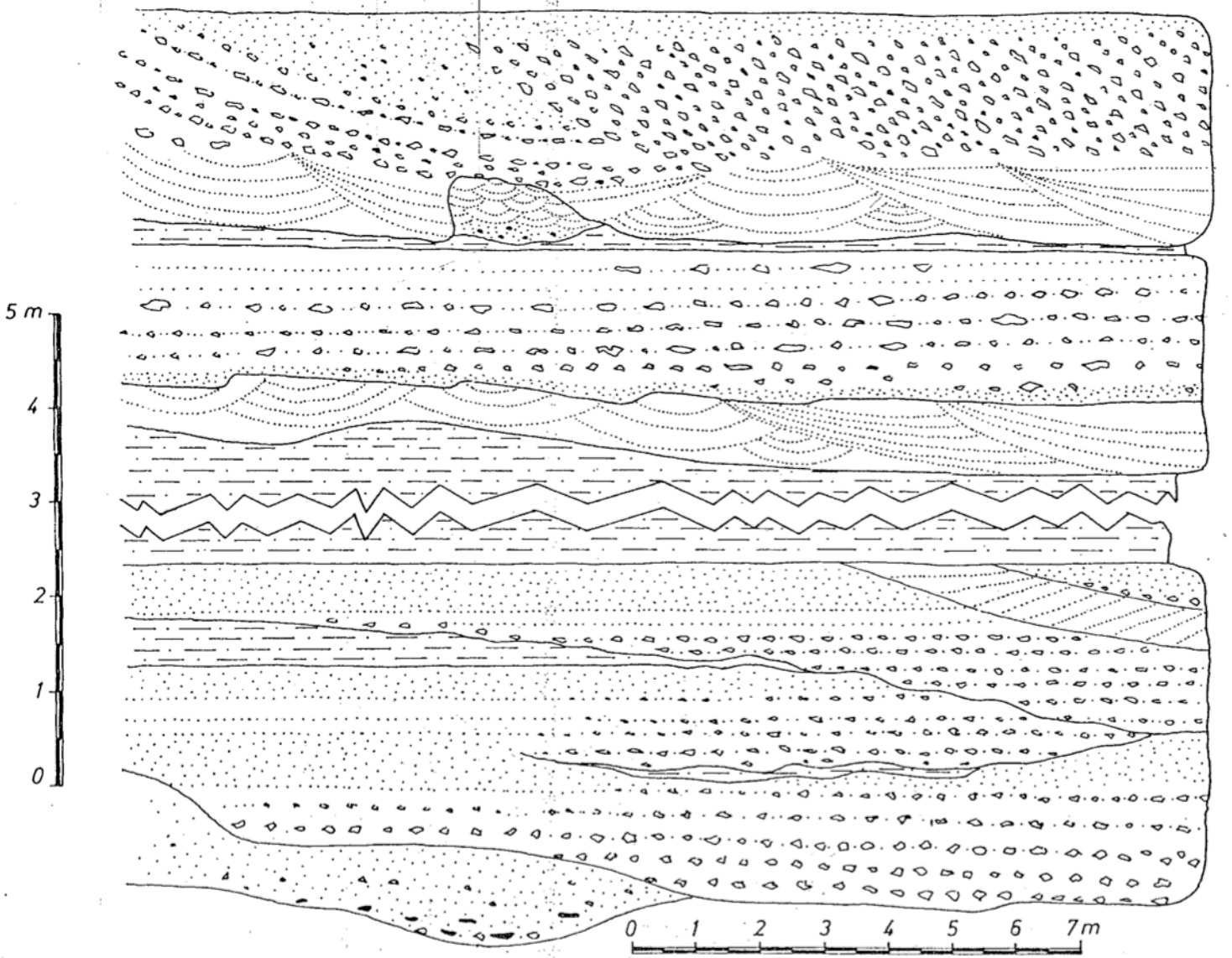


FIG. 4.6 .- GEOMETRIA Y ESTRUCTURAS DE LAS FACIES 4Cl (representación real).

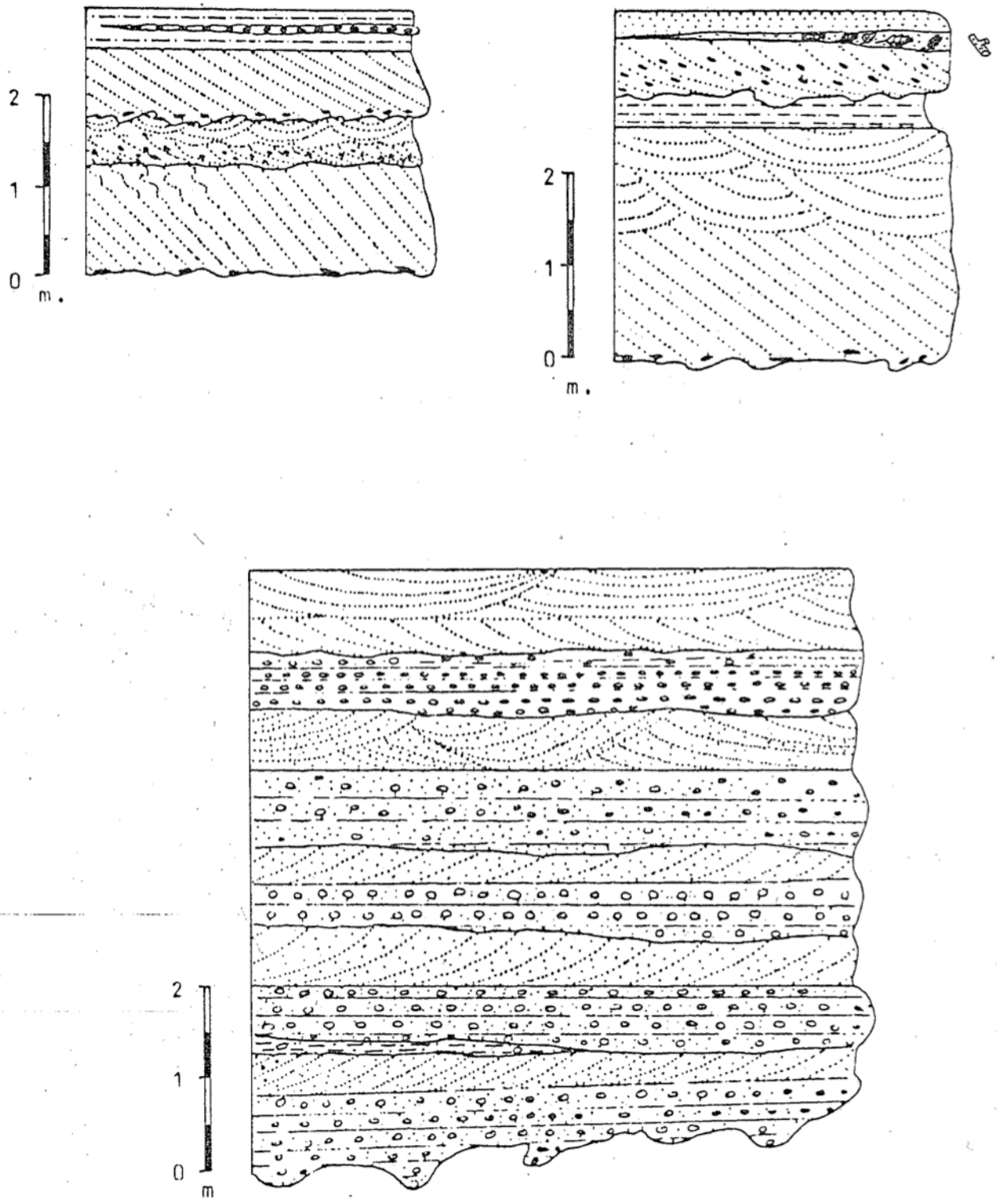


FIG.4.7.- GEOMETRIA Y ESTRUCTURAS DE LOS CUERPOS DETRITICOS DE LA U.F.B. (Representación real).

Sus principales diferencias se podrian resumir así:

a) Las facies Buntsandstein presentan geometrías espaciales más continuas, secuencias mejor definidas y más constantes y geometrías en paleocanal más escasas.

b) La granulometría es algo más seleccionada en la U.F.B. que en la U.R.S., pero sobre todo hay predominio de fragmentos inestables en la composición petrográfica de esta última (arenitas Líticas) frente a una mayor abundancia en la U.F.B. de fragmentos estables (sublitoarenitas). Los clastos de las facies Buntsandstein también presentan unos redondeamientos superiores a las de la U.R.S.

Facies 4C2.-

Son cuerpos de areniscas y conglomerados (cantos subangulosos a subredondeados) con marcada geometría en paleocanal y frecuentemente masivos.

Presentan base erosiva y su continuidad espacial es baja (3 a 30 m) alcanzando espesores de 1 a 3 m. En las zonas basales es frecuente encontrar bloques de costras calcáreas (de 10 a 40 cm). Generalmente masivas, en los tramos conglomeráticos se insinuan a veces laminaciones paralelas; los tramos arenosos aparecen a techo de las secuencias y presentan estratificación cruzada de surco tabular o laminación paralela. En otros casos se organizan en secuencias granodecrecientes con una extensión lateral progresivamente más amplia para las granulometrias más finas (fig. 4.8.).

Facies 4C3.-

Representan los intervalos de menor granulometría y son lutitas arenosas rojas con nódulos y costras calcáreas; también presentan intercalaciones de conglomerados angulosos con esqueleto quebrantado escasa cementación y porcentajes muy altos de matriz.

Nódulos y costras se presentan asociados. Las costras aparecen individualizadas en niveles de 10 a 50 cm pudiendo desarrollarse en alguna ocasión en el interior de areniscas y conglomerados, pero el caso más extendido es que estén inmersas en lutitas. Los paleocanales de las facies 4C2

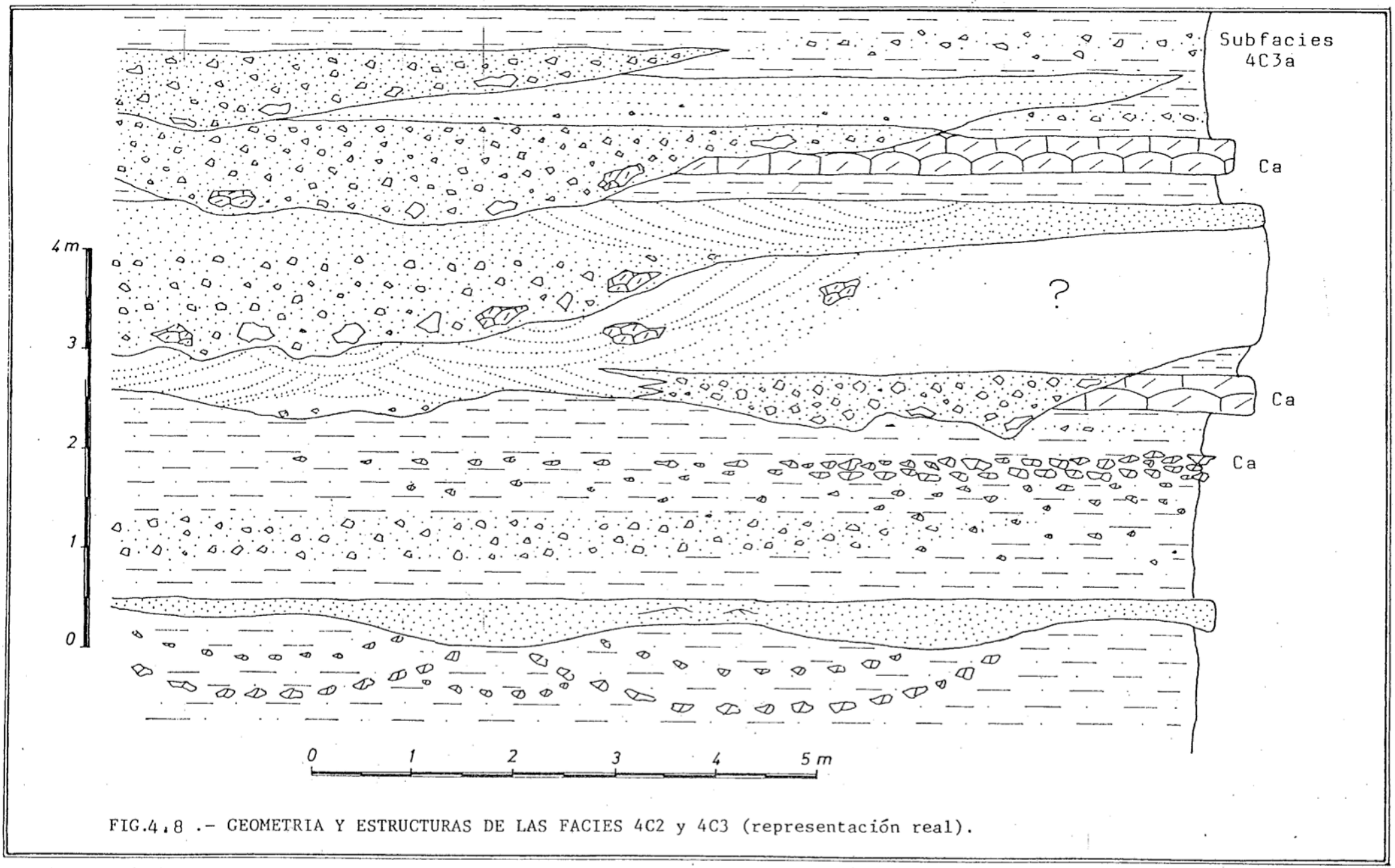


FIG.4.8 .- GEOMETRIA Y ESTRUCTURAS DE LAS FACIES 4C2 y 4C3 (representación real).

las erosionan con dificultad y es frecuente que en la base del paleocanal haya una costra (fig. 4.8) lo que explica la presencia de "lags" basales de bloques de esta composición.

Los nódulos pueden tener contornos fuertemente individualizados o poseer tránsitos difusos a la lutita (diámetros de 0'5 a 6 cm). A veces se disponen fosilizando la geometría de pequeños paleocanales rellenos de lutita arenosa (foto nº 8) (fig. 4.8.).

Además de costras y nódulos es frecuente encontrar hiladas de cantos dispersos en la lutita, las cuales pueden llegar a convertirse en niveles de 1 m. Estos cuerpos conglomeráticos presentan tránsitos difusos a la lutita y tienen elevadas proporciones de matriz muy heterométrica en la que flotan los cantos (Subfacies 4C3a). La extensión lateral de estos cuerpos no ha podido comprobarse aunque se supone media-alta.

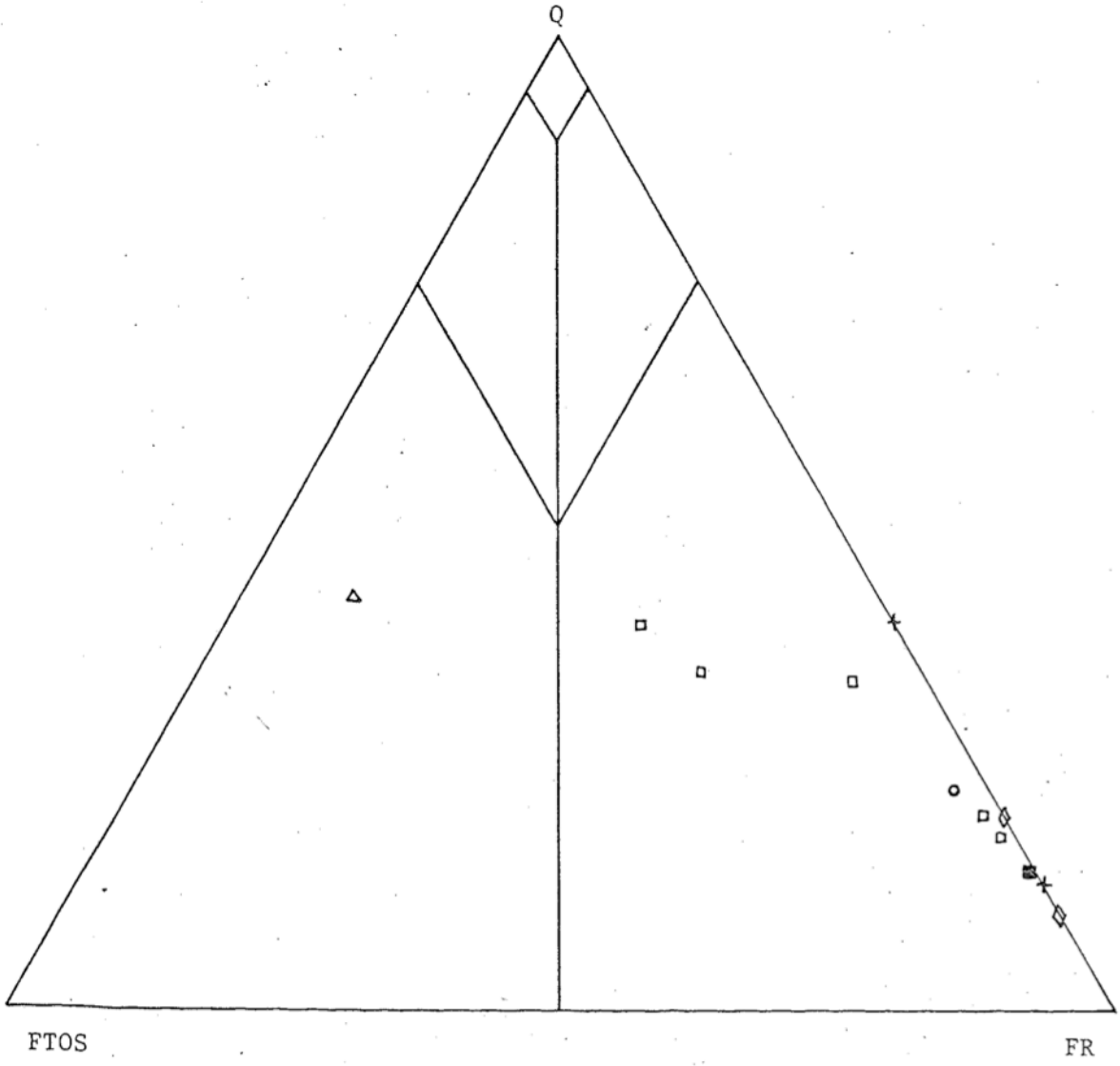
Las hiladas arenosas pueden presentar localmente tonos verdosos y cuando adoptan pequeñas geometrías de paleocanal suelen fosilizar en la base huellas de retracción. Estos niveles suelen presentar granulometrías muy finas (arena fina y aleurita), láminaciones y ripples de corriente.

Petrografía.

Las facies 4C1 son especialmente interesantes por varios motivos. Son altamente seleccionadas (clastos subredondeados, ausencia de matriz) y de composición arcósica (Fig. 4.9.). Los fragmentos de roca acompañantes son mayoritariamente de rocas volcánicas (felsitas y porfiritas).

El cemento mas común es de calcita espática que apenas reemplaza a los clastos, pero hay proporciones de cemento feldespático sintaxial y feldespatos autigénicos que llegan a ser importantes, accesoriamente hay también cemento siliceo sintaxial.

Las facies 4C2 son litoarenitas con proporciones variables de feldespatos (Fig. 4.9.). Hay una notable abundancia de granos de feldespato potásico de gran tamaño (hasta 3 mm) y cantidades similares de plagioclasas, estas últimas concentradas normalmente en las granulometrías fina o media.



% de matriz	0-7%	7-15%	>15%
Facies 4C1	△		
" 4C2	□		■
" 4C3	○		
" 4D1b	◇		
" 4D3	+		

FIG. 4.9.- Composición clástica de las facies proximales de la U.R.S.

Los fragmentos de rocas sedimentarias pueden ser de la serie hercínica (filitas y esquistos de bajo grado del Cambro-Ordovícico y calizas, margas y pizarras Devónicas) o de las unidades Estefano-Pérmicas infrayacentes (tobas silicificadas, calizas con ostrácodos, lutitas rojas, etc), y pueden estar en proporciones muy variables frente a los fragmentos de rocas volcánicas. Estos últimos son del tipo felsitas y porfiritas; cabe resaltar la presencia de fragmentos de rocas filonianas con textura gráfica e intercrecimientos de cuarzo y feldespato potásico. Los granos de feldespato potásico es muy probable que provengan de una desintegración de estos fragmentos.

El cemento es de calcita espática-macroesparítica generalmente en texturas de relleno de poro (pore-filling) aunque en numerosas ocasiones reemplaza total o parcialmente a los clastos (especialmente vidrios volcánicos y plagioclasas). Más raramente presenta texturas incrustantes de calcita fibrosa alrededor de los clastos.

También aparece calcita espática rellenando tubos de bioturbación por raíces. En algún caso aparecen cementos de feldespato sintaxial pero siempre en proporciones mucho más reducidas que en las facies 4C1.

Estas facies suelen carecer de matriz . En un caso en que hemos detectado composición de grauvaca lítica, la matriz presenta una proporción importante de fracción aleurítica y está fuertemente rubefactada con reemplazamiento parcial por hematites.

Los cuerpos detríticos de las facies 4C3 se organizan en pasadas de arena fina aleurítica con laminaciones y presentan un cemento ferruginoso que les confiere una alta compacidad. La matriz es de tipo aleurítico y ocasionalmente aparecen zonas verdosas sin cemento ferruginoso. Los niveles de tipo fanglomerático no se han estudiado petrográficamente por problemas técnicos de confección de láminas delgadas.

Finalmente los cuerpos carbonáticos de las facies 4C3 presentan un armazón básico formado por calcita micrítica y microesparítica, sobre el que se desarrolla un conjunto de venas de trazado irregular o con aspecto septariforme grosero que atraviesan la masa criptocristalina. Este conjun-

to es el que confiere a la costra o nódulo un aspecto macroscópico gris. Sin embargo es frecuente que las costras presenten un aspecto flameado de parches rojo y verdes sobre el fondo gris ya descrito, en algunos casos las tonalidades verdosas pueden ser mayoritarias.

Las zonas coloreadas presentan un reemplazamiento incompleto de calcita (30-70%) generalmente microesparita (teñida por óxidos de hierro en los parches rojos). El resto de la roca son minerales arcillosos, a veces orientados, cuarzo autigénico, cuarzos con morfología volcánica, feldespatos en ocasiones idiomorfos y con cementos sintaxiales, micas y fragmentos de rocas volcánicas. Es muy frecuente la presencia de envueltas de calcita espática a veces groseramente columnar sobre los fenocristales y piroclastos. Todo lo dicho nos hace pensar que se trata de niveles de tobas carbonatadas cuya composición original es muy difícil de dilucidar (los reemplazamientos medios son superiores al 75%). En un caso se ha detectado la presencia de feldespato potásico en los niveles piroclásticos citados.

Parece que el tamaño de grano de tuff incida en la textura del reemplazamiento ya que se ha detectado una costra compuesta por calcita micrítica y cuarcina-lutecita esferulítica que podría tratarse de una cinerita reemplazada por micrita en la cual ha recristalizado en forma esferulítica parte de la sílice de la roca original.

4.3.4. Asociación de facies proximales.

Facies 4D1.-

Consisten en conglomerados masivos y brechoides en los que se pueden considerar dos grandes subtipos:

Subfacies 4D1 a.

Son cuerpos conglomeráticos compuestos por fragmentos subangulosos con proporciones notables de cantos de costras calcáreas y en general de intraclastos de la propia Unidad Roja Superior. Poseen una importante proporción de matríz arenosa y además de la imbricación de los cantos a veces pueden distinguirse laminaciones paralelas mal visibles. Se presentan en

cuerpos de 0'5 a 3 m de espesor y continuidades espaciales medias-altas (> 40-50 m).

Subfacies 4D1 b.

Están formadas por brechas de fragmentos angulosos e inestables de materiales de la serie Hercínica (generalmente pizarras Cambro-Ordovícas). Son masivas y presentan casi siempre imbricación de los cantos y base erosiva. La matríz es escasa (grain-supported) y están organizadas en paquetes de 0,5 a 0,8m de espesor. Su continuidad espacial parece ser elevada (40-50 m mínimo).

Facies 4D2.-

En esta denominación incluimos niveles brechoides de esqueleto quebrantado (matrix supported) con proporciones muy altas de matriz que casi siempre presentan espesores pequeños (0'3-1'5 m). Se pueden distinguir 2 subtipos:

Subfacies 4D2a.

Muy heterométricas, pueden poseer hasta bloques de 25 cm. en una matriz mal seleccionada y esencialmente arenosa. Los fragmentos son tanto de los materiales hercínicos como de la serie Estefaniense-Pérmica, abundando los cantos y bloques de costras calcáreas. Las continuidades espaciales son medias-altas (≃40-50 m) y la cementación es muy escasa; a veces puede detectarse imbricación. La base puede ser marcadamente erosiva con apendices de geometría tubular con "scour-marks" en la base (fig.4.10).

Subfacies 4D2b.

Son facies escasamente cementadas con una matriz esencialmente arcillosa y fragmentos casi exclusivamente de la serie hercínica. En estos niveles suelen aparecer cantos alargados en disposición perpendicular a la estratificación como única organización interna reconocible.

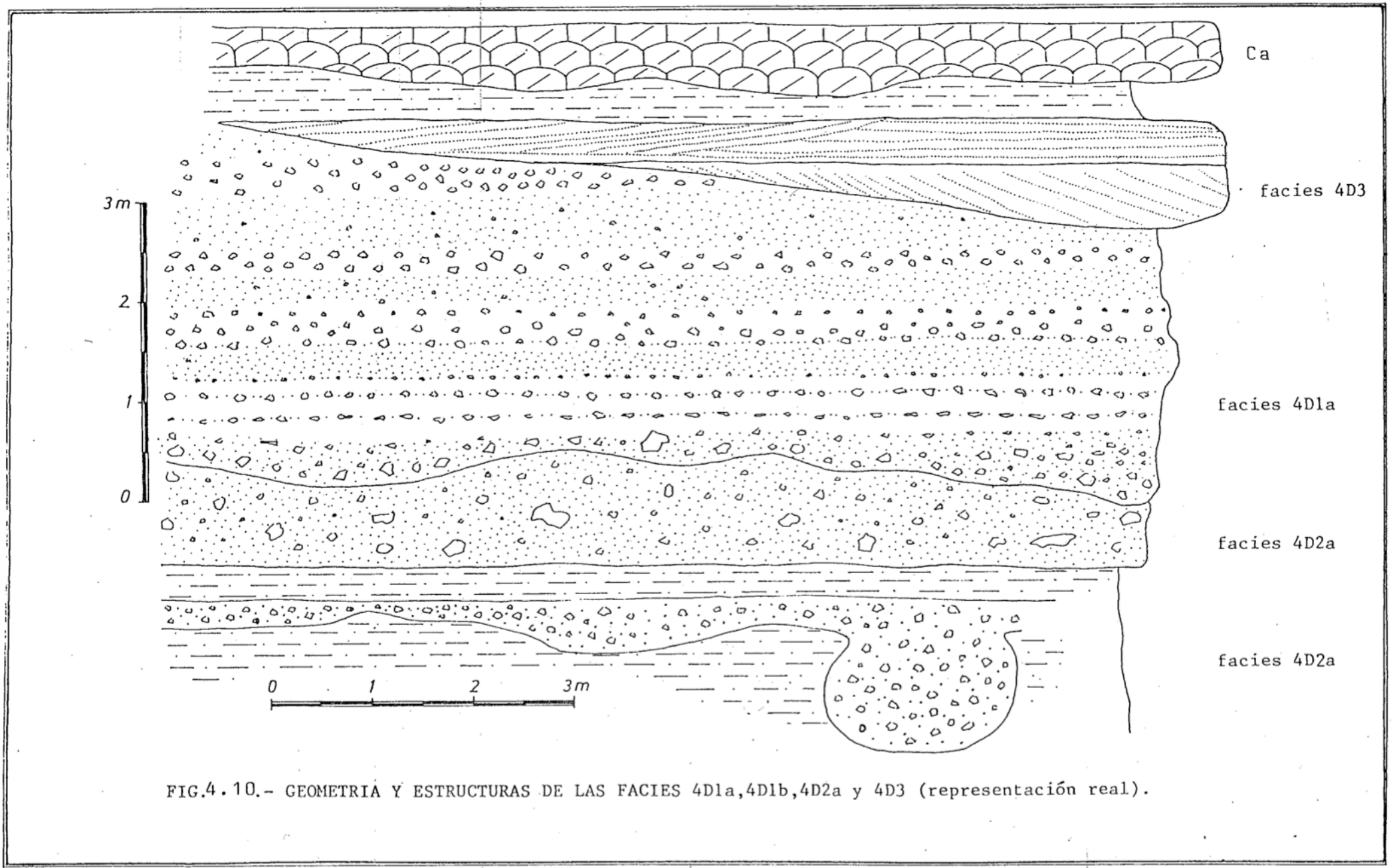


FIG.4.10.- GEOMETRIA Y ESTRUCTURAS DE LAS FACIES 4D1a,4D1b,4D2a y 4D3 (representación real).

Facies 4D3.-

Se trata de areniscas con cantos dispersos, laminación inclinada y/o tabular y laminaciones paralelas. Su base es erosiva y su continuidad espacial escasa a media (3-30 m); están fuertemente cementadas y presentan espesores moderados (0'5-1'5 m). Las secuencias se pueden considerar granodecrecientes a grandes rasgos y suelen presentarse asociadas a las subfacies 4D1a y 4D2a.

En estas tres facies (4D1, 4D2 y 4D3) aparecen también delgadas intercalaciones lutíticas (0'1 a 0'8 m) idénticas a las facies 4C3. No haremos pues otra división sino que únicamente matizaremos que las facies 4C3 cuando se asocian con las 4D presentan espesores más reducidos y un desarrollo máximo de las costras calcáreas. Estas últimas suelen estar erosionadas por los cuerpos detríticos pero en algunos casos los engloban.

Petrografía.

Estas facies son de difícil estudio petrográfico dado su gran tamaño de grano y en concreto las subfacies 4D2a y 4D2b no se han estudiado por problemas técnicos, aunque presumiblemente poseen una matriz ferruginizada de origen primario. Las subfacies 4D1b están exentas de matriz y cemento mientras que las 4D1a y 4D3 presentan cementos de calcita espática en proporciones importantes (15-25%) que en algunos casos quizás reemplacen a la matriz y que pueden adoptar ocasionalmente la forma de calcita fibrosa incrustante.

Cuando falta el cemento calcáreo suele haber cemento ferruginoso y moderado autigénesis de cuarzo y caolinita, frecuentemente en tubos de bioturbación. En estos casos los cantos suelen estar deformados, presentando una estructura de alto empaquetamiento por acoplamiento de clastos elásticos.

Composicionalmente son litoarenitas con proporciones variables de cuarzo pero escaso en la mayoría de los casos (10-20%) (fig.4.9). Las proporciones de fragmentos volcánicos son muy pequeñas y también son relativamente raros los cuarzos de extinción perfecta frente a los de extinción ondulante. Estas características se resumen en la figura. 4.9.

Paleocorrientes (U.R.S.)

Las medidas tomadas en las facies 4D, 4C y 4B indican siempre una dirección de los aportes desde el Norte hacia el Sur dentro de un margen de variación que oscila desde los 220º N a los 138º N.

El escaso número de medidas tomadas no permite una mayor matización de estos resultados.

Las facies 4A2 presentan una geometría de las nodulizaciones singenéticas que indican el desarrollo de fenómenos de deslizamiento en masa con direcciones desde el Este hacia el Oeste.

Además las brechas de las facies 4A3 presentan una imbricación de sus componentes alargados que indican una dirección de aportes aproximadamente desde el Sur hacia el Norte.

4.3.5. Los minerales de la arcilla en la fracción inferior a 2 μ (RX.L.O).

Están formados esencialmente por illita, clorita (tipo clinocloro) interestratificados irregulares de illita-montmorillonita (I_{60}/Mo_{40} e I_{88}/Mo_{12} como valores más frecuentes), caolinita y trazas de montmorillonita e interestratificados illita-clorita. (Síntesis esquemática en el gráfico III).

Hay una marcada anisotropía en la distribución de los minerales de la arcilla en función de las facies a las que pertenecen. Así en las facies más proximales (4C y 4D) hay un neto predominio de la illita y un empobrecimiento notorio en clorita, las proporciones de illita-montmorillonita no siguen una pauta tan estricta, pero las muestras donde este mineral es escaso o no existe son siempre las de las facies más proximales.

Las facies más distales poseen proporciones notables de clinocloro, cantidades muy constantes de interestratificados illita-montmorillonita y presencia de caolinita a veces de forma apreciable. La illita sigue siendo el mineral más abundante aunque no suele superar el 50-60% del total de minerales arcillosos. En alguna ocasión se ha detectado la presencia anecdótica de interestratificados illita-clorita.

El clinocloro se ha podido aislar lo suficiente como para calcular su composición química difractogramétricamente de acuerdo con el método de Bailey (1972) y que resultó ser $(Si_{2'8}Al_{1'08}Fe^{+3}_{0'12})$ $(Al_{1'08}Fe^{+2}_{0'48}Mg_{4'44})$. El tipo estructural deducido también de las características difractogramétricas se ajusta al politipo IB-90º de Hayes (1970).

Conviene señalar que las facies 4A4 (lutitas rojas masivas) son lutitas arcillosas s.s. ya que los minerales de la arcilla constituyen el 57% de la roca total (ver tabla. 4.1.). Además comparando la composición de la roca total frente a la composición de la mineralogía de la fracción menor de 2μ (tabla 4.1.a.) se llega a la conclusión de que la caolinita está mayoritariamente en tamaños superiores a las 2μ mientras que la clorita predomina sobre el anterior mineral en tamaños menores.

Otra anisotropía en la distribución de los minerales arcillosos se manifiesta entre la cuenca Occidental y la Oriental ya que en esta última existe un marcado predominio de la illita acompañada tan sólo de cantidades episodicas de clinocloro. Esta diferencia podría explicarse, al menos parcialmente, por el predominio de las facies proximales en el conjunto de materiales de la cuenca Oriental.

Para poder discutir más tarde en todas las unidades el origen de los minerales arcillosos conviene describir la composición de los mismos en las rocas plegadas por la orogenia Hercínica como fuente más probable de minerales arcillosos heredados.

Dado que nosotros no estudiamos detalladamente las rocas pre-Estefanienses hemos utilizado como hipótesis suficientemente aproximada el considerar a las pizarras Cambro-Ordovícicas como la fuente más importante de los minerales arcillosos heredados.

La composición de la fracción menor de 2μ en estas pizarras es muy constante en cualidad y cantidad; el mineral más importante es illita de alta cristalinidad (fig. 4.11) (85-90%), clorita magnésica (8-10%) y caolinita (3-5%). (Tabla 7.11.).

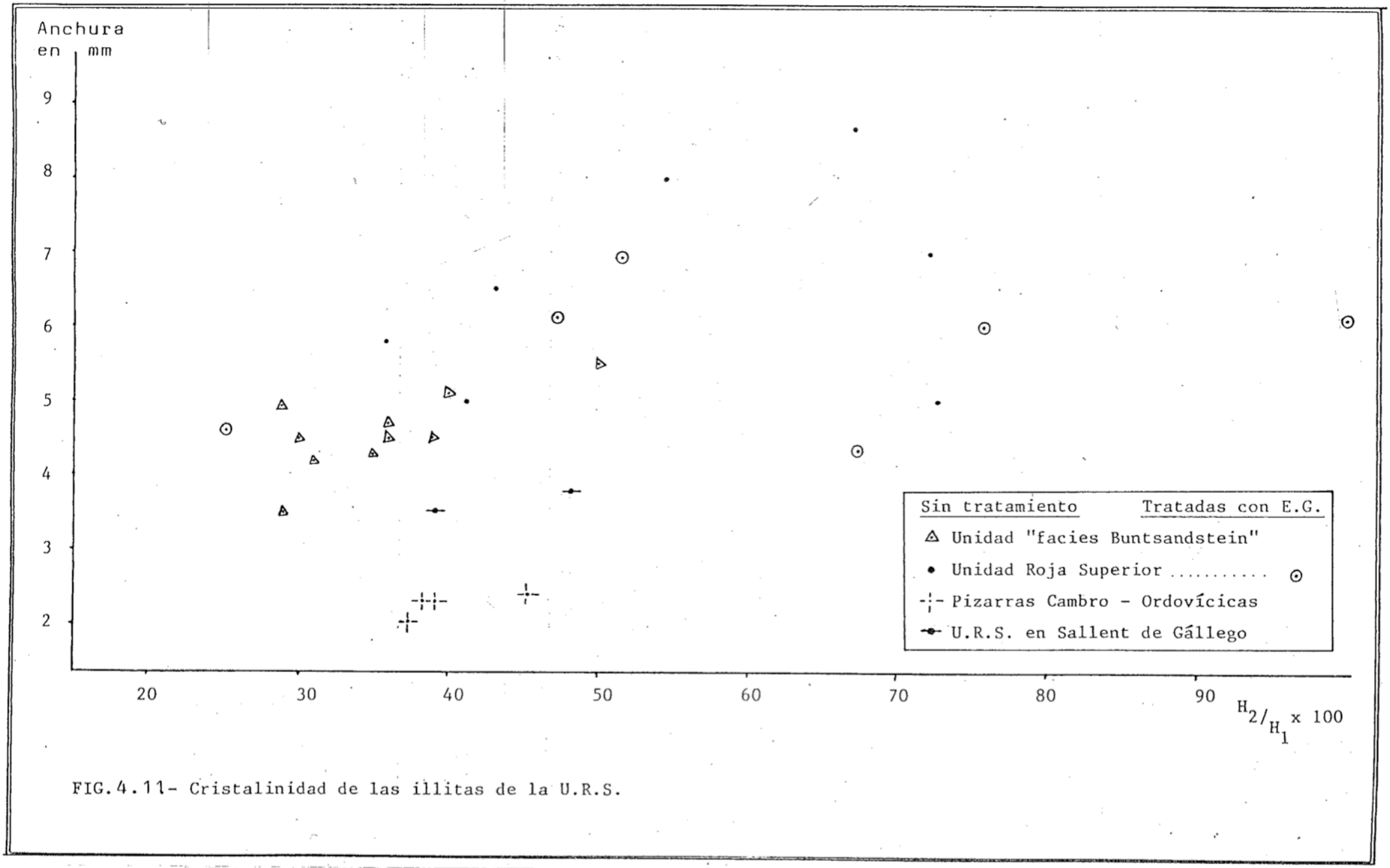


FIG.4.11- Cristalinidad de las illitas de la U.R.S.

	MATICES MEDIOS	COLOR MEDIO	Fe^{+3} (1)
FACIES 4A1 y 4A4	7,6 R 4,7/4,5 (27,3%) 5,4YR 4,6/3,5 (40,9%) 8,1GY 6,3/2,3 (18,2%) 8,3 Y 5,3/1,7 (13,6%)	6YR 5/2,8	
FACIES 4A3	8,85R 3,5/4,3 (63,6%) 15 YR 7,5/3,7 (18,2%) 5 G 7/3 (9,1%) 5 RP 7/2 (9,1%)	0,7YR 4,9/3,5	máx.=5,68 % min.=0,17 %
FACIES 4A4	9,7 R 4/3,3 (80%) 2 YR 4,75/4,5 (10%) 5 GY 8/1 (10%)	2 YR 4,5/3	media=0,919 %
ASOCIACION DE FACIES 4B	10 RP 5,5/3 (4,8%) 7,6 R 4,4/3,3 (66,7%) 5,25YR 5,9/2,8 (19 %) 5 G 8/2	9,1R 5/2,6	
ASOCIACION DE FACIES 4C	9 RP 6/4 (4 %) 8,3R 4,6/4,2 (60 %) 5,7YR 6,2/3 (8 %) 5 GY 7,5/2,5 (8 %) 5 Y 8/0,5 (4 %) N 4,31 (16 %)	9,3R 5/3	
ASOCIACION DE FACIES 4D	7,2 R 3,6/5,6 (88,5%) 5 GY 7/1 (8,8%) 5 BG 5/2 (2,7%)	7,5R 4/5	

(1) Fe^{+3} extractable en lutitas rojas

TABLA 4.2.- COLOR DE LAS FACIES DE LA U.R.S.

4.4. Interpretación y discusión.

4.4.1. Geometría y estructuras.

Facies 4D1.

Presentan características de depósitos de "stream flood". Las diferencias entre las subfacies 4D1a y 4D1b en cuanto a la composición de los fragmentos, indican que las primeras (4D1a), retrabajan materiales ya depositados en la cuenca de sedimentación mientras que las 4D1b poseen composiciones que implican una procedencia exclusiva a partir del desmantelamiento del sustrato prehercínico (generalmente pizarras Cambro-Ordovícicas).

Facies 4D2.

Pueden interpretarse como depósitos de "debris-flow" y "mud-flow". La distinta composición de las subfacies 4D2a y 4D2b creemos que se puede interpretar en el mismo sentido que el de las 4D1a y 4D1b. Así las subfacies 4D2a representarán los episodios de "debris-flow" asociados a canales y con un carácter menos proximal que las 4D2b. Estas últimas no estan asociadas a facies canalizadas y su composición indica un origen más proximal.

Facies 4D3.

Son facies marcadamente canalizadas con secuencias de estructuras que indican pautas "br. ided" de desplazamiento del canal. Su presencia a techo de secuencias "debris-flow-stream flood" y su aparición relativamente subordinada en esta asociación de facies parecen indicar que se trata de depósitos originados cuando decrece el flujo o en episodios de flujo bajo. Esta interpretación explica el porqué las facies 4C siendo más distales, presentan granulometrías y secuencias que indican canales más profundos y energías mayores.

Facies 4C1.

Presentan una geometría espacial caracteristica de facies canalizadas con pautas de migración "braided", con barras transversales (estratifi-

cación cruzada tabular), dunas (estratificación cruzada de surco), y depósitos con laminación horizontal de flujo alto.

El marcado relieve de las cicatrices erosivas muestra en ocasiones rellenos de granulometría fina con estratificación cruzada de surco a pequeña escala que pueden interpretarse como rellenos del canal en flujo bajo o sencillamente producidos cuando el canal no poseia una conexión directa con la red distributaria principal.

Facies 4C2.

Representan depósitos de canales efímeros que en algunos casos pudieron ser excavados y rellenos en un único episodio de erosión-deposición. La escasa continuidad espacial de algunos cuerpos detríticos y la presencia de grandes bloques de costras calcáreas son buena prueba de ello. Recalquemos otra vez la importancia de los procesos de retrabajamiento de materiales ya depositados.

Las variantes de estas facies mayoritariamente arenosas y con estructuras pueden interpretarse como sedimentos depositados por corrientes de "stream flood y canales "braided".

En algunos paleocanales de conglomerados cabe la duda de que pudieran tratarse de "debris-flows" ya que son masivos y presentan proporciones altas de matriz fuertemente rubefactadas, siendo por lo tanto de presumible origen primario. Sin descartar que ocasionalmente existiera en estas facies algún depósito de "debris-flow", la presencia de un esqueleto intacto, mayoría de cantos subredondeados y asociación espacial con cuerpos detríticos más ordenados nos hace pensar en que estos paleocanales de conglomerados son mayoritariamente facies de "stream-flood". La presencia de una matriz rubefactada podría explicarse sacando a colación los procesos sindiagenéticos de infiltración de lutitas descritas por Walker and Crone (1974) como características de medios con fuertes fluctuaciones del nivel freático.

Facies 4C3.

Los niveles de cantos dispersos con matriz lutítico-arenosa de estas facies se ajustan a las características de "mud-flows" tal como los

define Colombo (1979); notemos que los cantos de estos "mud-flows" son subredondeados contrastando con los de las subfacies 4D2b mucho más angulosos. Esto puede interpretarse tambien como que los "mud-flows" depositados en zonas intermedias-distales se nutren esencialmente de materiales retrabajados.

Facies 4B2.

Los cuerpos detríticos así designados se ajustan perfectamente en sus secuencias y geometría a depósitos de canales "braided" con un neto predominio de barras longitudinales sobre cualquier otra forma de deposición. El escaso espesor de las secuencias y su gran continuidad lateral nos indica una relación anchura/profundidad en los canales mucho mayor que en las facies 4C1.

Facies 4B1.

No presentan un afloramiento suficiente como para interpretar con seguridad las pautas de migración en los canales. La presencia de abundantes estructuras de "cut and fill", fuerte segregación textural de las láminas de las estructuras de corriente y base erosiva de marcado relieve, parecen indicar pautas de migración "braided", mientras que la organización en secuencias marcadamente granodecrecientes y el predominio de granulometrías finas junto al de estructuras de baja energía (laminación paralela e inclinada de bajo ángulo) no encajarian bien en las pautas de migración citadas.

Por su posición ambiental y facies asociadas se parecen a las facies descritas por Colombo (1979) como depósitos de llanura de inundación, en las que son características pautas complejas de migración propias de canales de rios efímeros.

Facies 4C3 y 4B3.

Son depósitos típicos de desbordamiento en las áreas intercanales asociados a los respectivos depósitos de "debris-flow", stream- flood" y corrientes "braided". Más adelante detallaremos el problema de los nódulos y costras calcáreas que aunque semejantes a los caliches no se ajustan en

nuestro caso a lo que habitualmente se entiende por este término.

Subfacies 4A3a.

Son, sin lugar a dudas, depositos de "stream-flood" y "debris-flow" muy parecidos a las facies 4D1b y 4D2b.

Subfacies 4A3b, 4A2 y 4A1.

Se ajustan bastante a depósitos de "sand-flats" (4A3b) y playa (4A2-4A1); en el caso que nos ocupa no hay evaporitas detectables, hecho que parece indicar un drenaje exorreico. Las facies 4A2 representan por su posición las zonas perifericas de estos "lagos efímeros" en los cuales parece haber una intensa actividad de creación de nódulos en la sindiagénesis.

Los niveles varvados (s.l.) de dolomicrita pueden interpretarse como precipitación primaria de dolomita o de otros carbonatos que en la sindiagénesis pasaron a dolomita. Su alternancia con láminas claras detríticas parece indicar una alternancia de aportes siliciclásticos a un ambiente lacustre muy somero (estructuras de corriente) con momentos donde predominaron condiciones de precipitación de dolomita (o minerales predolomíticos) y que probablemente correspondan a períodos más secos que los primeros. La alternancia podría ser polianual, bianual (estación seca-húmeda), o abarcar períodos de varios años: preferimos las dos primeras hipótesis ya que los bivalvos presentes atraviesan de 8 a 15 dobletes dolomita-limo y la vida media de estos organismos no supera en la actualidad los 30-40 años.

La calcita de estos niveles calco-dolomíticos es diagenética como indican su alta cristalinidad y su disposición textural rellenando huecos.

Estos lagos efímeros acaban siempre en desecación como evidencian las huellas de retracción a techo de los paquetes. Esta desecación puede atribuirse a cambios climáticos polianuales o bien a migraciones del ambiente en función de la tasa subsidencia/sedimentación provocando cambios importantes en la distribución geográfica de zonas lacustres con tan escaso espesor de lámina de agua. Preferimos esta ultima hipótesis (H.r.) por ser más sencilla.

La evidencia de desecación completa de estos ambientes lacustres sugiere el que pudiera encontrarse algún depósito evaporítico. Nosotros no hemos encontrado ni minerales evaporíticos ni pseudomorfos de los mismos. Señalemos solamente que en las lutitas rojas de las facies 4A1 las grietecillas de calcita fibrosa tienen una morfología que recuerda a la de sulfatos secundarios en lutitas. No poseemos pruebas petrográficas de que esta calcita reemplace sulfatos y la geometría de las grietecillas también podría explicarse por incipientes procesos de septarización estratiforme.

Facies 4A4.

Son depósitos característicos de llanuras de tipo "mud flat", con grandes periodos de exposición subaérea (hecho que parece confirmado por el predominio de la calcita como carbonato asociado). La falta de estructuración primaria es debida probablemente a homogeneizaciones del sedimento por bioturbación y exposición subaérea. Las estructuras peletoidales podrian atribuirse a dos origenes muy distintos:

a) Pelets de origen orgánico.
b) Agregados pisolíticos de cenizas volcánicas.

Ambas hipótesis nos parecen válidas en el estado actual de conocimientos. Respecto a la segunda hipótesis conviene adelantar que estas facies poseen una importante aportación de cenizas volcánicas en su composición como parece deducirse de las paragénesis de los minerales de la arcilla.

Lo anteriormente descrito se ajusta a asociaciones de facies características de abanicos aluviales que gradan espacialmente hasta playas con escaso espesor de lámina de agua.

Siguiendo la síntesis de Colombo (1979) podemos señalar que la presencia de facies de "mud-flow", "debris-flow" y "stream-flood", el neto predominio de colores rojos, la presencia de costras calcáreas, la gran importancia de los procesos de autoretrabajamiento incompleto y la asociación con facies de "mud flat" y lagos efímeros son características todas ellas descritas como propias de abanicos aluviales desarrollados en climas áridos o semi-áridos.

Por otra parte la marcada segregación granulométrica y textural desde las facies proximales a las distales, el predominio de los depósitos de "water flow" sobre los de "mass-flow", la progresiva evolución en las secuencias "braided" desde los ambientes proximales hasta los distales, la presencia de fauna lacustre dulceacuícola (caráceas, bivalvos) y la ausencia de intercalaciones detríticas y evaporitas en las facies de playa y "mud flat" son características propias de abanicos desarrollados en climas húmedos.

Hay que concluir que los abanicos de la Unidad Roja Superior son de características intermedias entre los descritos como propios de climas húmedos y los de climas áridos. Esta conclusión abre una incógnita importante. En los modelos de cuencas citados generalmente se considera que los abanicos húmedos están relacionados espacialmente con cursos fluviales, mientras que los áridos lo hacen con zonas de "playa lake" de carácter endorreico o mal drenadas.

Así el que las facies 4A4 sean extremadamente finas sin intercalaciones detríticas parece indicar que en la paleocuenca, las zonas lacustres (facies 4A1) no recibian aportes de la red principal de drenaje. Tan solo las facies 4A3 presentan una gradación hacia las facies lacustres con un sentido de aportes (S→N) contrario al de las facies detríticas principales.

Esto parece conferir una especial importancia a las facies 4B1 que deben representar la red de drenaje que evacuaba los aportes recibidos por el sistema más importante de abanicos aluviales en una dirección, que a falta de otros datos, podemos suponer similar a los deslizamientos gravitacionales de las facies 4A4, es decir del E hacia el W. Esta hipótesis está sustentada también por el desarrollo de las mayores potencias de las facies 4B1 en el extremo W de la cubeta Occidental (entre Noves de Segre y Argestues).

4.4.2. Tectónica y sedimentación.

El hecho de que esta unidad esté ausente en el resto del Pirineo de Lérida y que las dos cuencas de la región del Cadí no presenten conti-

nuidad física entre ambas, sugiere (H.E.) la asociación de esta Unidad con accidentes estructurales de orden mayor. La presencia de rocas asimilables a la U.R.S. en Sallent de Gállego-Midi d'Osseau (Pirineo de Huesca) único lugar del Pirineo donde existe una masa de vulcanitas Estefano-Pérmicas comparable a la del Cadí, apoya a la anterior hipótesis.

La magnitud de las cuencas en sentido N-S es aproximadamente de 3 a 7 Km (H.r.), afirmación que se fundamenta en la observación del sector Noroccidental donde es visible la fosilización de la U.R.S. por la U.F.B. en el límite Norte de la cubeta. El límite Sur lo hemos supuesto en las proximidades de Palanca de Noves ya que la asociación de facies presentes (4A1-4A3a-43b) es característica de un borde "abrupto" en cuencas sedimentarias disimétricas. Ejemplos de estas asociaciones de facies en relación a bordes "abruptos" se pueden encontrar en los trabajos de Crowell (1975) y Link and Osborne (1978).

En sentido E-W la magnitud de las cuencas solo puede observarse en la cubeta Oriental y resulta ser de 3 a 6 Km (En la cubeta Occidental es superior a 19 Km).

Para precisar esta magnitud haría falta conocer la geometría y orientación espacial de las cuencas pero sobre este problema todavía hay grandes incógnitas. Señalamos aquí los aspectos mejor establecidos de esta cuestión (ver cartografía 1:25.000):

1) Las cuencas son disimétricas con un borde abrupto y un borde escalonado.

2) El borde escalonado es visible en la región Argestues-Guils y aparentemente está controlado por fracturas N 135. El caracter escalonado de este borde de la cuenca se traduce en la falta de límites estrictos, presentándose pequeñas cubetas de dirección N 135 sin continuidad física con la cubeta principal de la cual están separadas por zonas donde la U.F.B. reposa directamente sobre el sustrato Prehercínico. (Gráfico I corte nº XI fig.2.3.).

3) El borde abrupto es deducible en la zona de Palanca de Noves y parece estar relacionado con una importante fractura de dirección N 90 a N 110.

4) El límite E de la cuenca Occidental está controlado por una familia de fracturas N 150 mientras que el límite W no es observable.

5) El límite E de la cuenca Oriental es una importante fractura N 35 y el límite W es también una familia de fracturas de dirección N 30.

6) Las paleocorrientes en el borde escalonado son aproximadamente del Norte hacia el Sur mientras que en el borde abrupto son de sentido contrario. En las facies de centro de cuenca hemos medido direcciones de deslizamientos gravitacionales de E hacia el W.

7) Las facies presentes en la cubeta Oriental aunque menos variadas son idénticas a las de la cubeta Occidental, lo cual hace pensar que la geometría y magnitud de ambas cuencas sea parecida.

8) Las cuencas parecen ser alargadas con dimensiones de 19-20 Km según el eje mayor y de 3-6 Km según el eje menor.

9) La mayor extensión en sentido E-W de la cubeta Occidental se puede explicar suponiendo que el eje mayor de la cuenca posee una orientación ($\simeq$N 80) (H.r.) distinta del de la Cuenca Oriental ($\simeq$ N 30) (H.r.).

4.4.3. Modelo ambiental tectono-sedimentario.

Distribución horizontal de facies.

En los abanicos desarrollados en el borde escalonado la asociación de facies 4D1b-4D2b representaría la zona apical de estos aparatos detríticos. La asociación 4D1a-4D1b-4D3-4C1-4C3 es característica de tramos intermedios de abanicos. Consecuentemente la presencia de las facies 4C2, 4C3-4B2-4B3 definiría las partes distales del abanico.

Finalmente las facies 4B1-4B3 representarían un sistema fluvial que discurriendo aproximadamente de E a W drenaría los aportes de los abanicos del borde escalonado.

El centro de la cuenca estaría ocupado por las llanuras lutíticas de las facies 4A4 limitadas hacia el Sur por las zonas de encharcamiento semipermanente (facies 4A1 y 4A2). Estas últimas se indentarían hacia el Sur con los pequeños abanicos aluviales (facies 4A3) que procederían del borde abrupto (paleocorrientes de S hacia el N).

Hay que señalar que la secuencia del borde abrupto (4A1→4A3b→4A3a) en que hay una transición brusca de facies lacustres a facies con características muy proximales (similares a las apicales del borde escalonado) sólo se puede interpretar suponiendo que los abanicos del borde abrupto eran de pequeño tamaño, con un área fuente de gran relieve, pero de reducida extensión, que siendo capaz de acumular facies gruesas al pie del escarpe de falla no disponía de corrientes acuosas capaces de redistribuirlas en la cuenca sedimentaria.

En las figs. 4.13 y 4.14 se observa una representación gráfica y sintética de estas conclusiones que son más válidas para la cuenca Occidental (H.E.) de la cuál está extraída la mayor parte de los rasgos del modelo. En la cuenca Oriental este modelo es también válido (H.r.) en la medida que lo más simple es suponer una homogeneidad en las cuencas de la misma unidad y dado que los afloramientos de campo no permiten desarrollar un modelo propio.

Distribución vertical de facies.

La U.R.S. se organiza en dos megasecuencias. En la cuenca Occidental ambas son granodecrecientes mientras que en la Oriental la megasecuencia basal es granodecreciente y la superior se mantiene con granulometrías constantes (conglomerados-areniscas gruesas) sin variaciones verticales importantes. La magnitud de las megasecuencias oscila de 100 a 400 m.

Las megasecuencias granocrecientes están interpretadas como una respuesta sedimentaria al descenso del nivel de base en la cuenca de sedimen-

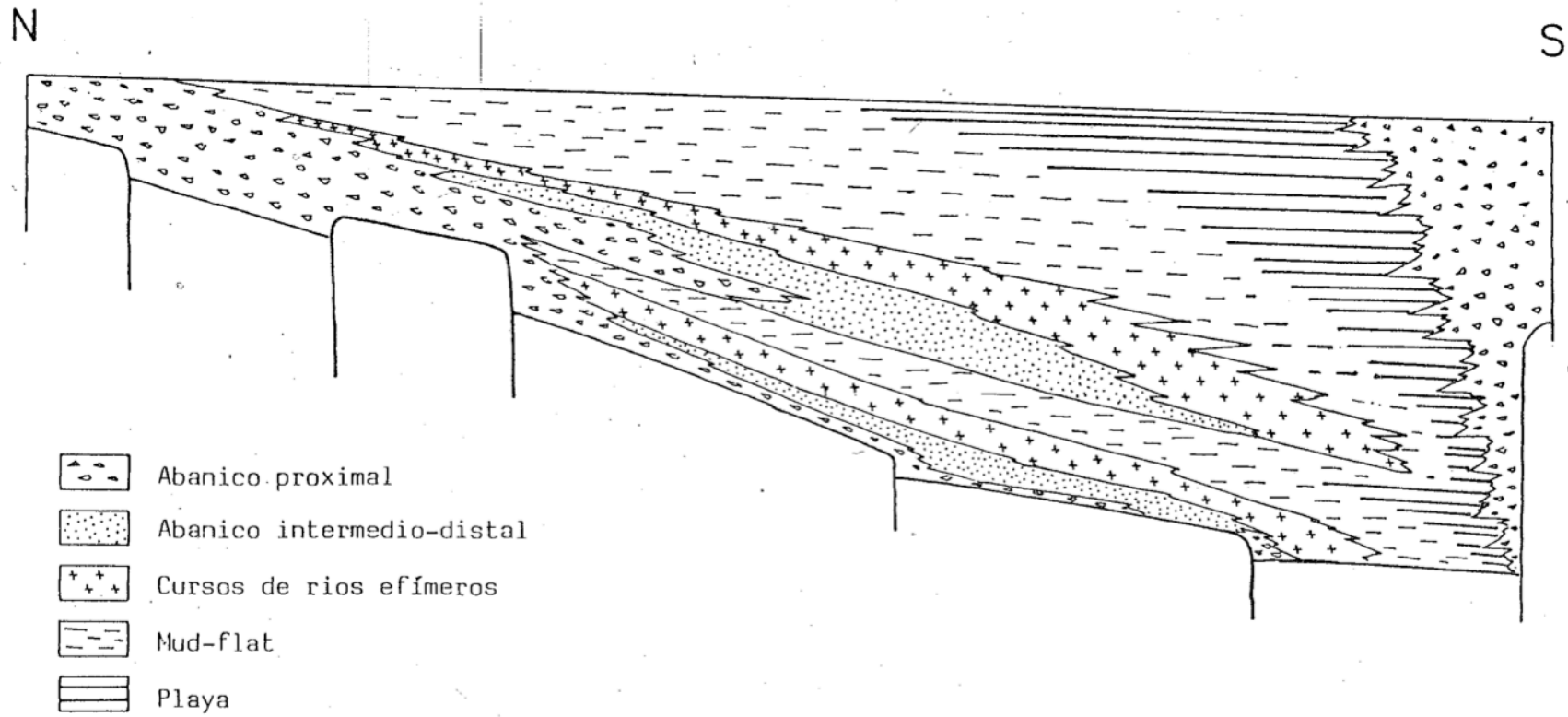


Fig. 4.13.- Reconstrucción teórica del relleno de la cubeta occidental de la U.R.S.

tación por efecto de una subsidencia pulsante en la misma (Steel 1976, Steel et al 1977), mientras que las megasecuencias granodecrecientes podrían interpretarse como la respuesta a un incremento pulsante del relieve en el área fuente sin modificaciones sustanciales del nivel de base en la cuenca sedimentaria que tendría un subsidencia lenta pero continua. De hecho las secuencias granodecrecientes en abanicos aluviales sólo estan descritas en dos casos (Heward 1978):

a) Mecanismos autocíclicos implicando la iniciación avulsiva del segmento activo del cono y abandono gradual del mismo. Esta posibilidad la desechamos no sólo por la magnitud de las secuencias sino porque la similitud de la disposición de las secuencias en las dos cuencas es inexplicable desde esta perspectiva.

b) Por retroceso del escarpe montañoso y suavización del relieve en el área fuente. Esta es, en nuestra opinión, la interpretación correcta, es decir la presencia de un escarpe pasivo.

Como la megasecuencia basal es en las dos cuencas más reducida y con granulometrías menores que la secuencia superior, se podría matizar que el rejuvenecimiento del relieve es más fuerte en la segunda megasecuencia.

La megasecuencia superior en la cuenca Oriental no presenta granodecrecimiento manteniendose todo el registro en facies proximales (3C1-4D1a-4D1b) con granulometrías gruesas. Se podría concluir para esta cuenca que las pulsaciones estructurales son:

1) Un primer rejuvenecimiento del relieve de escasa intensidad con una progresiva erosión del mismo.

2) Un segundo rejuvenecimiento más intenso y que mantiene a lo largo de toda la subsiguiente sedimentación una actividad suficiente como para ir compensando el desmantelamiento erosivo.

La cuenca Occidental presenta las dos secuencias con marcado granodrecrecimiento pudiendo resumir su funcionamiento así:

1) Un primer rejuvenecimiento de mediana intensidad y consiguiente erosión del área fuente.

2) Una segunda pulsación de gran intensidad y peneplanización casi completa del área fuente.

En el extremo más oriental (Argestues-Guils) aparece una secuencia granodecreciente en la cual se pasa de las facies apicales a las lutitas masivas a través de una reducidísima representación de las facies de abanico intermedio y distal, disposición que aparece también en otras regiones próximas al área estudiada (Llacunes y Rubió). Estos afloramientos pueden explicarse con dos hipótesis:

1) En el borde escalonado hay dos tamaños de abanicos aluviales. Los más pequeños presentan un tránsito muy rápido entre las facies proximales y las lutitas de los "mud flat" de una forma similar a lo que sucedía en el borde abrupto con los depósitos de playa.

2) La disminución de intensidad en los movimientos estructurales provoca una peneplanización del relieve circundante y una consecuente disminución de los aportes detríticos. Los abanicos aluviales reducen considerablemente su extensión en favor de las lutitas de los "mud flat" que progradan sobre todos ellos. Esto explicaría también el extraordinario desarrollo de las facies 4A4 en la megasecuencia superior.

Preferimos esta última hipótesis (H.E.) por ser coherente con aspectos previos de la interpretación y mostrarse más simple que la primera.

Finalmente queda analizar la megasecuencia granocreciente a techo de la U.R.S. en el afloramiento de Palanca de Noves (lugar tipo de las facies de borde abrupto).

Para Steel (1976) las secuencias granocrecientes a esta escala representan respuestas sedimentarias a un incremento en la tasa de subsidencia, lo cual induce a pensar que en los últimos estadios de relleno de la cuenca el borde escalonado reduce considerablemente su actividad (cese completo de creación de relieve en el área fuente y disminución de la tasa de subsidencia) mientras que en el borde abrupto el mantenimiento o incluso

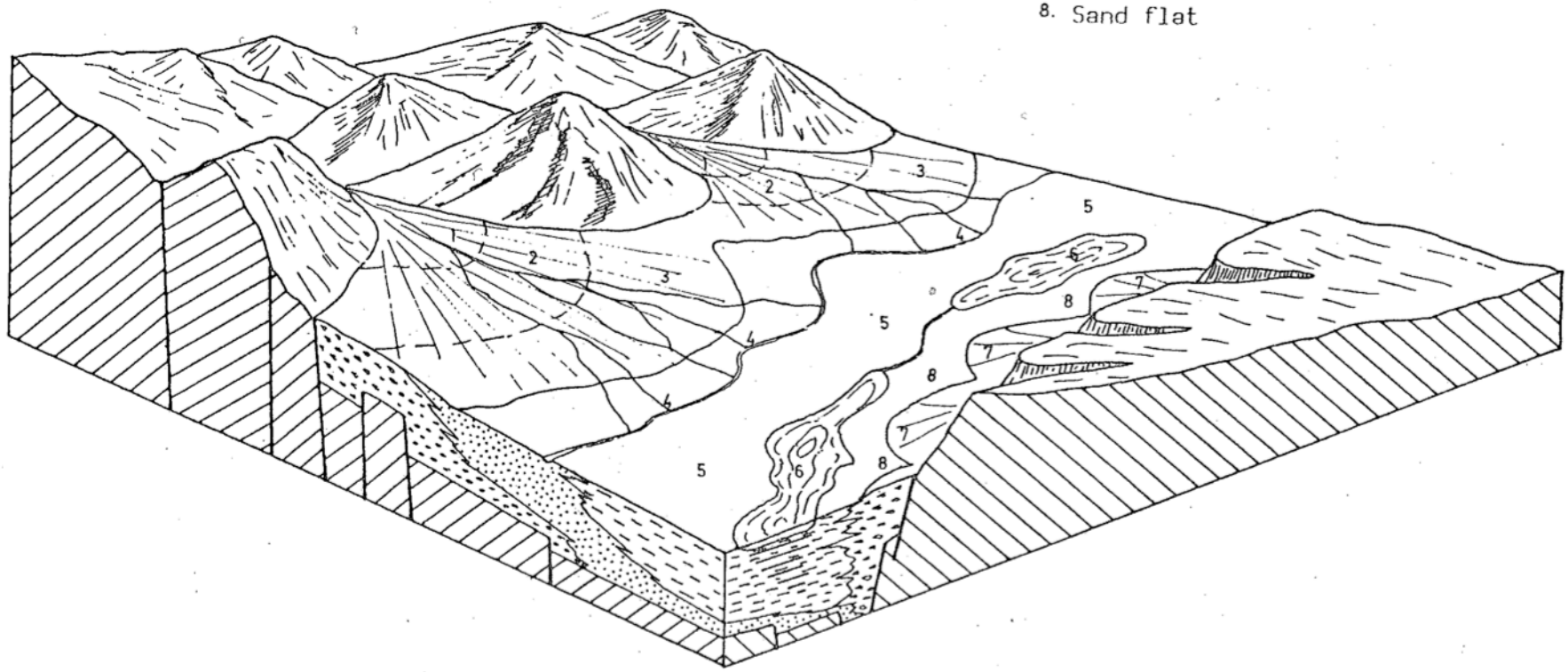


Fig. 4. 14.- U.R.S. Modelo ambiental (especialmente válido en la cubeta occidental).

un ligero incremento de la tasa de subsidencia provoca la creación de secuencias granocrecientes.

4.4.4. Composición petrográfica-geoquímica.

a.- Los Paleosuelos.

Cuando la U.R.S. descansa discordante sobre el sustrato Cambro-Ordovícico no provoca ninguna rubefacción ni transformación del mismo. Las cristalinidades de las illitas del sustrato Cambro-Ordovícico representadas en la fig. 4.11, corresponden a muestras tomadas a escasos centimetros de la discordancia con la U.R.S. y a otras alejadas de la misma sin que se aprecien dispersiones sustanciales de la cristalinidad.

Este fenómeno podría explicarse suponiendo un paleoclima árido con escaso poder de desarrollo de perfiles edáficos. Sin embargo esta hipótesis entra en contradicción con la interpretación sedimentológica y con el hecho de que frecuentemente aparezcan clastos del sustrato fuertemente rubefactado.

Es más coherente suponer que el área fuente estuvo sometida a una intensa denudación que desmanteló los paleosuelos a medida que los depósitos de la U.R.S. retrogradaban hacia la cabecera de la cuenca. Esta interpretación (T.C.) es además coherente con la reconstrucción de la actividad tectono-sedimentaria sincrónica.

Los únicos paleosuelos observables son los nódulos, rizoconcreciones y costras calcáreas que se desarrollan sobre las facies 4B3 y 4C3.

Los nódulos presentan geometrías espaciales y texturas típicas de desarrollos en perfiles de caliche (Nagtegaal 1969 b) pero son relativamente escasos y sólo en contadas ocasiones llegan a coalescer algunos de ellos. Podemos concluir pues que había en el entorno geomorfológico cierta propensión al desarrollo de perfiles de caliche, propensión limitada por los propios condicionantes geomorfológicos o simplemente por que la velocidad de subsidencia no permitía un mayor desarrollo de los mismos. Las rizoconcreciones presentan una estructura interna homogenea propia de los esta-

es la principal fuente de los mismos.

Así la predominancia de la illita en las facies más proximales puede interpretarse como un resultado de que los procesos de herencia sean los condicionantes esenciales de la paragénesis. La presencia relativamente constante de interestratificados irregulares de illita-montmorillonita es un indicador de la neoformación de este mineral en paleosuelos (ya que no existe en el área fuente). Sin embargo esta neoformación podría realizarse tanto sobre un paleosuelo en el área madre como en la singénesis del sedimento fruto de los incipientes procesos pedogenéticos que sufren estas rocas antes de su enterramiento.

La presencia de grandes cantidades de clinocloro junto con proporciones notables de caolinita o trazas de montmorillonita, hacen pensar en un origen autigénico de esta paragénesis por varios motivos:

1) No es posible que se trate de una paragénesis heredada ya que es improbable un enriquecimiento de la clorita en el transporte. La caolinita sí podría aumentar su peso específico durante el transporte, pero en este caso lo haría progresivamente y no bruscamente como sucede en las facies 4A4.

2) Tanto en las facies 4A4 como en las rocas detríticas y carbonáticas asociadas aparecen minerales arcillosos en parches fibrosos orientados o con geometría de cemento de filosilicatos, ambas texturas están citadas como características de arcillas autigénicas (Dikinson, W.R. 1970).

3) Las areniscas intercaladas en las facies 4A4 con cemento de filosilicatos poseen una fracción $< 2\mu$ prácticamente monomineral de clinocloro al que es lógico asignar en las lutitas el mismo origen que en estas intercalaciones areniscosas.

4) La composición de la clorita (fuertemente magnésica) es coherente con la importante autigénesis de dolomita que se desarrolla en estas facies.

5) La presencia de un clinocloro idéntico al nuestro en las facies lutíticas de la U.R.S. de Sallent de Gállego (Pirineo de Huesca) con un área fuente muy distinta de la del Cadí.

Como hay innegables pruebas de la existencia de un vulcanismo sincrónico con la deposición de la U.R.S., en los ambientes interpretados para las facies 4A4 existiría una importante caida de cenizas volcánicas (detectadas en texturas relictas). A nuestro entender estas cenizas serian una importante fuente de materia en estas facies y constituirían el sustrato que por recristalización generaría, entre otros, al clinocloro sindiagenético (H.E.).

Más dificil es probar el origen autigénico de la caolinita especialmente en unos ambientes de singénesis alcalina (clinocloro-dolomita). Sin embargo es un hecho comprobado que la caida de cenizas volcanicas provoca una extraordinaria acidificación del medio y su comportamiento en suelos suele conducir a la siguiente evolución mineralógica: alofana(gibsita)→halloisita → metahalloisita → caolinita (Besoain, E. 1974). Como sabemos que las facies 4A2 han sufrido una exposición subaerea previa a la autigénesis de dolomita, podemos suponer que en esta etapa existieron condiciones idóneas para la neoformación de la caolinita que una vez desarrollada resistiría las condiciones alcalinas posteriores.

Los interestratificados illita-montmorillonita y las trazas de montmorillonita en las facies distales pueden tener la misma interpretación que en las facies proximales. Se podría matizar además que la ausencia en estas últimas de la montmorillonita,apunta hacia un origen de este mineral por alteración "in situ" de cenizas volcánicas.

La ausencia de interestratificados de I/Mo en la cuenca Oriental no puede explicarse por criterios de área fuente. Tampoco es satisfactorio alegar el predominio de las facies proximales pues en estas la I/Mo es más escasa pero no inexistente. El que esta ausencia sea generalizada en todas las unidades aflorantes junto al extremo Oriental hace pensar en causas de evolución diagenética. Este punto lo analizamos más detalladamente en el apartado 9.3.

c.- Area fuente y procedencia.

Los fragmentos de rocas presentes en los cuerpos detríticos indican que el área fuente estaba formada por todos los materiales preexistentes pudiendose matizar lo siguiente:

a) Cuenca Oriental.

Posee un área fuente variada pues hay proporciones variables de fragmentos del Cambro-Ordovícico, Ordovícico, Silúrico, Devónico, Carbonífero inferior, Unidad Gris, U.R.I. y de la propia U.R.S. Los fragmentos de rocas volcánicas son muy raros y el cuarzo presente es mayoritariamente de origen metamórfico.

Destaquemos la escasa presencia de fragmentos y cuarzo volcánicos a pesar de la presencia de tobas interestratificadas lo que sugiere que los centros de emisión volcánica se situaran al Sur de la cuenca.

Así el área fuente podría estar formada por los mismos materiales que afloran hoy en dia al Norte de la cuenca Occidental.

b) Cuenca Occidental.

En lo referente a los fragmentos de rocas sedimentarias podemos afirmar que existe un neto predominio de los esquistos Cambro-Ordovícicos. Las facies 4A3a, 4D1b y 4D2b contienen estos materiales como componentes casi exclusivos, aunque existen pequeñas proporciones procedentes de la serie Devónica y Silúrica.

Los fragmentos de rocas volcánicas son aquí bastante abundantes, especialmente en las facies intermedias donde existen proporciones similares de cuarzos con extinción neta (volcánicos) y ondulante-estirados (metamórficos). Hay que destacar la presencia de los fragmentos de pegmatitas que son sin duda el origen de los granos de feldespato potásico. Esto indica sin duda que el nivel erosivo en la época alcanzaba a las chimeneas riolíticas, diques pegmatíticos o quizás a las zonas apicales de los macizos graníticos, lo cual es coherente con las interpretaciones de Nagtegaal (1969 a) que concluye que los granitos son erosionados y desmante

lados por primera vez dando origen a las facies Buntsandstein, que representan el episodio sedimentario consecutivo a la U.R.S.

d.- Evolución clástica:Los componentes del esqueleto y las matrices.

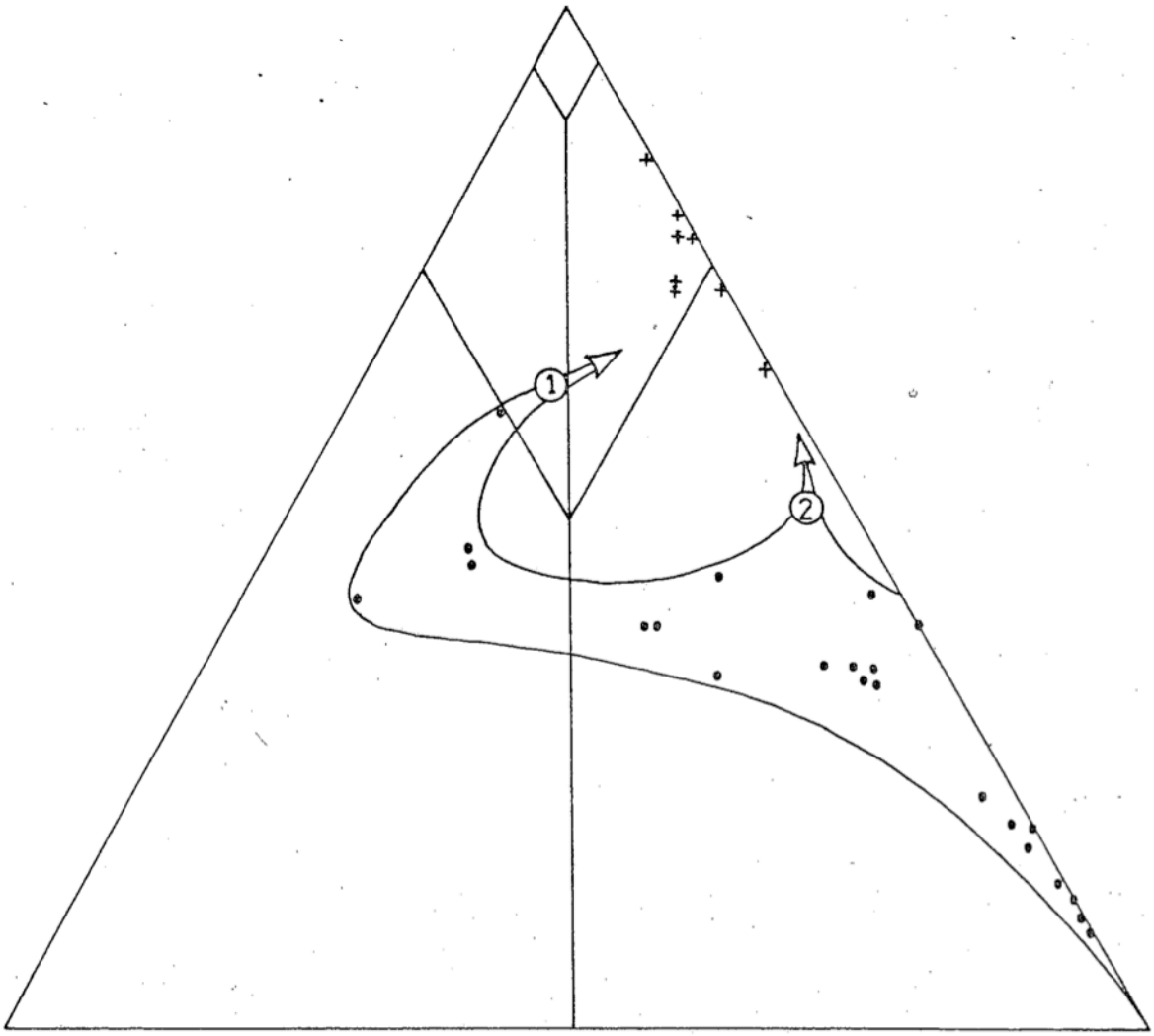
En las figuras 4.5. y 4.9. se puede apreciar como hay un enriquecimiento progresivo de cuarzo y feldespatos a expensas de los fragmentos de rocas a medida que pasamos de facies proximales a distales. Esta evolución se ajusta a la previsible en los primeros estadios del transporte fluvial en regiones de vulcanismo activo en el área fuente (Davies D.K. et al 1978).

Como las areniscas de la U.R.S. pueden considerarse parte de un sistema geomorfológico en el que también podrían depositarse facies Buntsandstein (ver capitulos 4.2., 4.3.3. y 9.1.) hemos colocado a la composición media de las areniscas de estas facies como el estadio hacia el cual tienden a evolucionar las samitas estudiadas.

Como además petrográficamente no hemos observado procesos importantes de generación de matriz a partir de clastos podemos suponer que la evolución: litoarenitas → litoarenitas feldespáticas → arcosas → subarcosas → sublitoarenitas (ver fig. 4.12) representa la evolución en estas rocas detriticas con el incremento del transporte. En los abanicos aluviales de la U.R.S. la mayor parte de las rocas detríticas se encuentran en los tres primeros estadios.

Finalmente hay que discutir la presencia en las facies distales de niveles de grano grueso ($\emptyset_m$=2-10 mm) con composición prácticamente exclusiva de fragmentos volcánicos vitreos reemplazados por carbonatos y con ocasionales texturas vesiculares relictas. Estos niveles estan también presentes en las facies distales de la U.R.I. (facies 3B1 capit. 5.3.2.), y presentan un notable parecido con las lito-tobas? vitrotobas? intercaladas en las facies 4A4.

Mc Gowen and Groat (1971) citan como característico de las facies distales de los abanicos la presencia de microconglomerados de intraclastos lutíticos ("gravel lags"). Este fenómeno parece propio de las zonas de llanura de inundación ya que hemos encontrado depósitos similares en los depósitos fluviales de las facies Buntsandstein, también parcialmente reemplazados por dolomita.



+ Composición petrográfica de las facies Buntsandstein

• Composición petrográfica de la U.R.S.

1. Evolución previsible con R. volcánicas en el área fuente

2. Evolución previsible sin R. ígneas en el área fuente

Fig 4.12. Evolución con el incremento del transporte de la composición clástica de las samitas en la U.R.S.

La principal diferencia radica en la composición piroclástica de los niveles similares en la U.R.S. y la U.R.I. con limitada participación de clastos estrictamente lutíticos.

La presencia de texturas vesiculares en los clastos poco carbonatados hace pensar en un transporte por flotación de fragmentos pumíticos con una deposición preferente de los mismos en las secuencias de llanura de inundación en forma de "gravel lags" volcanoclásticas. Sin embargo mantenemos una cierta reserva sobre esta interpretación (H.r.) ya que no hemos encontrado descritos depósitos parecidos en la bibliografía consultada.

Tal como podemos observar en las figs. 4.5. y 4.9. las grauvacas son muy escasas en las rocas de esta unidad.

Así las facies 4B3 presentando más de un 15% de matriz de origen primario (gran predominio de fracción aleurita y fuerte ferruginización) deben esta composición a corrientes de baja energía que depositan las fracciones más finas de tamaño arena con importantes proporciones de fracción aleurítica.

Las grauvacas de las facies 4C2 poseen una matriz primaria (lutita aleurítica ferruginizada) que podría tratarse tanto de un componente primario s.s (depósito de "debris-flow") como de una matriz de infiltración.

e.- Compactación-Cementación.

Los cementos de las rocas detríticas parecen tener una cierta relación con el medio sedimentario. Así las facies más proximales (4D1b y 4D2b) no poseen cemento carbonático presentando un entramado fuertemente colapsado que ha reducido la casi totalidad de la porosidad primaria. Esta disposición puede explicarse por una ausencia de procesos de cementación superficial y posterior colapso del esqueleto de la roca, dada la gran elasticidad de sus componentes.

Las facies 4D1a , 4D2a y 4C2 poseen cemento calcáreo a veces incrustante pero mayoritariamente espático. Como tienen composición de litoarenita, el que el esqueleto no esté colapsado podría deberse a la cementación

superficial. Sin embargo las incrustaciones son muy episódicas y la mayoría de la calcita espática podría deberse tanto a procesos superficiales como a cementaciones más tardías. En este último caso se puede suponer que el mayor redondeamiento de los clastos y la mayor abundancia relativa de granos estables (cuarzo y feldespatos) ha retrasado el colapso del esqueleto que finalmente ha sido evitado por la cementación de calcita.

Sin embargo la radical ausencia de calcita en las facies apicales sólo se explica satisfactoriamente suponiendo que estos cementos al ser tempranos presentaban un fuerte control ambiental, generándose en zonas intermedias del abanico por lavado de las más proximales. Además el colapso del esqueleto no reduce a cero la porosidad y es complicado explicar como un fenómeno tardío puede afectar selectivamente a determinadas facies. En cualquier caso la falta de desarrollo de las texturas incrustantes (congruente con la escasez de calichificaciones) parece indicar que la mayor parte del cemento es de tipo subsuperficial más que "superficial" (H.r.).

Las facies 4C1 son las únicas que por su composición pueden considerarse con un entramado estable. Además del cemento de calcita espática poseen proporciones apreciables de cuarzo y feldespato sintaxial de los cuales es dificil precisar el momento de su génesis.

En las facies 4B1 coexiste un cemento calcítico, con las mismas características descritas anteriormente, con otro dolomítico, con relaciones de reemplazamiento mutuo. El orden de reemplazamiento no es claro pero numerosas características de estas rocas hacen pensar en una fuerte alternancia de las condiciones físico-químicas en la singénesis que podría traducirse en una precipitación alternante de ambos carbonatos.

Por otra parte es en las facies 4B1 junto con las 4B2 en las únicas en las que hay pequeñas proporciones de ankerita, indicando las máximas cotas de reducción en los medios singenéticos de la U.R.S. De hecho las facies 4B1 poseen gran número de restos orgánicos (caráceas, restos vegetales, restos óseos de reptiles) que son sin duda parcialmente responsables de la rapida instalación de fluidos intersticiales reductores.

Los reemplazamientos por dolomicrita de las tobas en las facies 4A4 son tempranos y probablemente sincrónicos con la autigénesis del clinocloro.

La calcita dispersa en la masa lutítica quizás sea parcialmente detrítica, sin embargo, si le atribuyeramos un origen diagenético podría corresponder a un precipitado sincrónico con la exposición subaérea de la lutita ligado a procesos edáficos. Los rellenos de las septarias de las facies 4A2 indican que existe una fase de cementación calcítica tardía, pero dada la rápida compactación de la lutita, es difícil explicar las proporciones presentes de calcita (18-20%) por este último mecanismo.

Las facies 4A2 presentan en los rellenos de las venas septariformes una interesantísima secuencia de evolución en la precipitación mineral.

La dolomita del cuerpo y ankerita del núcleo representan la primera autigénesis reemplazante en condiciones moderadamente reductoras. El carácter reductor (mayor % de ankerita) se vería acentuado en el entorno próximo a los productos piroclásticos.

Posteriormente precipita dolomita tapizando las grietas de la septaria ya formada. En este estadio el fluido intersticial es menos reductor o simplemente no hay hierro disponible para entrar en la red del carbonato.

Finalmente la grieta queda cementada por un relleno macroesparítico tardío de calcita, el cual está a veces parcialmente reemplazado por baritina en las proximidades de los productos piroclásticos. Siguiendo a Hudson (1978) la presencia de baritina puede explicarse por la mezcla del fluido intersticial previo con aguas meteóricas descendentes cargadas de sulfatos. El origen del bario es mas problématico, tan solo podemos decir que quizás los productos piroclásticos o los ambientes reductores lo fijan de alguna manera, dada la autigénesis preferente en sus proximidades.

En las facies 4A1 la calcita cementante de las margas calco-dolomiticas podría ser tanto de origen superficial, sincrónica con la exposición subaérea, como más tardía y sincrónica con la cementación por calcita de las venas de la septaria. La presencia de calcita fibrosa ligada a bioturbación por ráíces nos hace decidirnos por la cementación superficial sin excluir que parte del cemento calcítico sea más tardío.

Del cuarzo autigénico no conocemos su preciso momento de formación aunque la existencia de calcedonia en los cuerpos de las septarias parece

indicar que la movilización-precipitación de la sílice es muy temprana.

Finalmente las facies 4A3 presentan un cemento de dolomita espática que es temprano ya que ha impedido en parte el colapso de su elástico armazón. También es indicativo sobre este sujeto la estrecha asociación de estas rocas con otras facies (4A1 y 4A2) con importante autigénesis temprana de dolomita.

f.- Color.

El predominio de los colores rojos con control estratiforme indica una singénesis oxidante con desarrollo de hematites autigenica en la mayoría de las facies. Tan solo en las facies más distales (4B1 y 4A1) la presencia de colores gris-verdosos junto con las evidencias petrográficas y geoquímicas indican una singénesis con condiciones alternantes (oxidantes-reductoras).

La persistencia de tonos verdosos en los niveles de tobas y costras calcáreas en las facies intermedias no implican en nuestra opinión la existencia generalizada de un periodo reductor en la sindiagénesis. Este hecho se podría explicar en referencia a la mayor tasa de Fe^{+2} de un producto volcánico frente al de los fragmentos habituales de una roca detrítica. La rápida descomposición de los piroclastos liberando gran cantidad de Fe^{+2} generaría microambientes reductores en un entorno donde predomina la diagénesis oxidante.

El bandeado de color de las facies 4B1 merece un análisis exhaustivo dado su peculiar control granulométrico (fig. 4.4).

El color rojo es producto de una alteración intraestratal de los componentes originales de la roca en una sindiagénesis oxidante; esta alteración es además más rápida e intensa en los materiales más finos por razones obvias. En el proceso de fijación del hierro como Fe^{+3} hay un punto en que el proceso deviene dificilmente reversible ya que al enterrarse la roca pasa, incluso antes de poseer color rojo, a un ambiente reductor, pero los óxidos e hidróxidos de hierro siguen recristalizando a hematites.

Se puede suponer que en las facies 4B1 al poseer una singénesis oxidante muy reducida en el tiempo solo ha podido llegar al estadio irreversible de fijación del Fe^{+3} en las láminas de granulometría más fina. Este efecto podría estar provocado, por una mayor velocidad de recristalización de hematites en los niveles finos o por una capacidad superior de inversión del estado de oxidación del hierro por los fluidos reductores en los niveles más permeables (o por ambos motivos sincrónicamente).

La similitud de pendiente entre ambas curvas granulométricas parece ser una prueba de que ambas fracciones se depositaron bajo el mismo régimen de flujo, lo que conduce a pensar que la distribución bimodal de la lámina verde no es producto de un fenómeno en la sedimentación si no de una infiltración diagénetica de la fracción más fina en los niveles más gruesos. Aceptando esta interpretación habría que conceder un papel relevante a la permeabilidad en la genésis de la lámina verde pues la fracción fina de esta tendría el mismo grado de oxidación que sus homólogas en la lámina roja.

Las coloraciones verdes en la base de algunos cuerpos detríticos de las facies 3C (especialmente desarrolladas en la cuenca Oriental) tendrian también este origen ya que las granulometrías gruesas de la base de los paleocanales son las zonas de máxima permeabilidad del cuerpo detrítico.

Finalmente las coloraciones verdes con geometría de huellas de raíz podrian ser el resultado de uno de los siguientes procesos:

a) Persistencia del resto vegetal en la sindiagénesis oxidante. Esta materia orgánica reduciria posteriormente al Fe^{+3} circundante.

b) Creación de una zona de mayor permeabilidad en el sedimento con capacidad para invertir el estado de oxidación del hierro posteriormente a la sindiagénesis oxidante.

Finalmente señalar que, de acuerdo con la recopilación de Van Houten (1973), el análisis comparativo del hierro férrico extractable en las facies rojas de las distintas unidades (ver tablas 4.2., 5.2. y 6.2.) confirma la interpretación paleoclimática.

4.5. Conclusiones.

La U.R.S. se apoya con discordancia angular(10º-30º) sobre las rocas infrayacentes y esta fosilizada por la U.F.B. también a traves de una discordancia angular (10-20º). Esta unidad en facies detríticas la interpretamos como depósitos de abanicos aluviales y playas asociadas en un clima de características constantes con estación seca y húmeda muy marcadas y temperaturas templado-cálidas, similar al que Nagtegaal (1969 a) interpreta en las facies Buntsandstein.

Sincrónicamente con la deposición de esta unidad existe un vulcanismo que probablemente este relacionado con las masas subvolcanicas de "basaltos espilíticos" que intruyen al final de periodo de sedimentación de la U.R.S.

La edad está muy poco acotada, y solo se puede precisar que abarcarian una porción temporal entre el Saxoniense y el Scytiense.

La unidad considerada se organiza en dos grandes cuencas con marcadisímo control estructural. Las magnitudes de las cuencas alcanzan como máximo pocas decenas de kilómetros. La cuenca Oriental posee un eje menor de 3 a 6 km mientras que la cuenca Occidental presenta afloramientos (probablemente paralelos al eje mayor) superiores a los 20 Km.

La subsidencia de la cuenca fue continua excepto quizás en el borde abrupto donde pudo existir un cierto incremento de la tasa de subsidencia que se reflejo en forma de secuencias granocrecientes.

En el área fuente del borde escalonado hubo dos movimientos bruscos con creación de relieve. El desmantelamiento de este relieve en la cuenca Occidental creo dos megasecuencias granodecrecientes, en la segunda la casi total peneplanización, del area fuente se manifestó en una progradación de los depósitos de mud-flat sobre las facies mas proximales. En la cuenca Oriental el mantenimiento de la actividad estructural de la segunda pulsación produce una megasecuencia basal granodecreciente y otra superior donde se mantienen de forma constante las granulometrías gruesas.

La cuenca Occidental es disimetrica con un borde escalonado (al Norte) y un borde abrupto (al Sur). En el borde escalonado se desarrollan abanicos aluviales de gran tamaño mientras que en el borde abrupto lo hacen abanicos de segundo orden.

En los abanicos del borde escalonado se pueden distinguir los tramos proximales, intermedios y distales.

Las facies proximales, presentes solo en el area Guils-Beren, son depositos de debris flow-mud flow (facies 4D2b) y stream flood (facies 4D1b) y esencialmente están compuestas por fragmentos del Cambro-Ordovicico.

Las rocas que caracterizan a los tramos intermedios indican mecanismos sedimentarios de tipo mud flow-debris flow (fac.4D2a), stream flood (facies 4D1a), canales braided de poca profundidad a techo de las anteriores (facies 4D3) y secuencias de canales braided bien desarrolladas (facies 4C1) presentando un cierto parecido con las de las facies Buntsandstein.

Estas facies presentan una composición más intraclástica que las del abanico proximal y estas acompañadas por lutitas depositadas por desbordamiento en regiones intercanales (facies 4C3). En ellas se desarrollan incipientes procesos de calichificación que dan como resultado rizoconcreciones homogeneizadas y nodulos calcareos. Las costras calcareas presentes son fruto de procesos selectivos de reemplazamiento temprano de tobas volcánicas mas que de procesos calichificantes. Intercalados en estas facies aparece también algún depósito de mud-flow.

En los tramos distales del abanico, aparecen depósitos de canales braided de poca profundidad y con barras longitudinales como forma casi exclusiva de deposición (facies 4B2) con sus respectivas lutitas de desbordamiento (facies 4B3). Los tramos mas distales los representan unos cuerpos detriticos canalizados con bandeado de color y cuyas pautas de migración no conocemos (facies 4B1). Estas facies detriticas representan probablemente los depositos de una red fluvial efimera que drenaba al conjunto de abanicos de la cuenca desde el Este hacia el Oeste.

Las zonas centrales de la cuenca estaban ocupados por llanuras con sedimentación arcillosa (mud-flats) acompañadas de caida de cenizas vol-

cánicas (facies 4A4). En el borde Sur de la cuenca, región de máxima subsidencia, se instalaban pequeños ambientes lacustres con bivalvos, sedimentación varvada (s.l.) carbonatica (minerales predolomiticos) y detritica (niveles de aleurita) (facies 4A1). Estos ambientes poseían ocasionales corrientes tractivas capaces de dar estructuras de corriente, eran de escasa profundidad y sufrían frecuentes desecaciones polianuales. En la periferia de estos ambientes lacustres se desarrollaban en la sindiagenesis grandes nodulos septariformes cuya nucleación estaba condicionada por tobas volcánicas.

Finalmente en el borde abrupto de la cuenca se desarrollan pequeños abanicos con depositos stream flood y debris flow (facies 4A3a) que gradan bruscamente a los ambientes lacustres (playas) a traves que pequeños sand-flats (facies 4A3b).

La mineralogía de arcillas en los abanicos es esencialmente heredada (illita) o neoformada en suelos en el area fuente o en la singénesis del sedimento (interestratificados I/Mo). En las facies de playa las cenizas volcánicas se desvitrifican en la sindiagenesis con importante neoformación de caolinita (fracción > 2 μ) y clinocloro (fracción < 2 μ) con la siguiente composición: $(Si_{2'8}\ Al_{1'08}\ Fe^{+3}_{0'12})\ \ (Al_{1'08}\ Fe^{+2}_{0'48}\ Mg_{4'44})$.

En la cuenca Oriental estan ausentes los interestratificados de I/Mo a causa de procesos de evolución diagenetica.

En la cuenca Oriental el area fuente esta compuesta exclusivamente por las rocas sedimentarias preexistentes. En la Cuenca Occidental hay además pegmatitas ácidas que suministran grandes granos de feldespato potásico. Las areniscas evolucionan con el incremento del transporte desde litoarenitas hacia arcosas y finalmente hasta sublitoarenitas. Las grauvacas presentes son fundamentalmente de origen primario (facies de mud-flow y debris-flow).

Las facies proximales (4D1b y 4D2b) poseen un entramado colapsado y no tienen cemento carbonatico. Las facies de abanico intermedio poseen cementos de calcita probablemente subsuperficiales que en algunos casos (facies 4D1a, 4D2a y 4C2) ha evitado el colapso del frágil esqueleto. Las facies 4C1 poseen un entramado mas estable y presentan una cementación sin

taxial de cuarzo y feldespato coexistiendo con la de calcita; son ademas las facies mas aptas para constituir reservorios de interes económico.

Las facies 4B presentan cementos subsuperficiales de dolomita parcialmente calcitizados asi como una autigenesis amplia (cuarzo, feldespato, ankerita y hematites. La presencia de importantes cementos de clinocloro indican una tendencia a la grauvaquización diagenética.

La cementación temprana de dolomita se desarrolla también en los abanicos del borde abrupto y en las facies distales (4A1, 4A2,4A4) donde se manifiesta esencialmente en forma de reemplazamientos de los productos volcánicos. La coexistencia de calcita en estos ambientes se considera fruto de procesos de calichificación por exposición subaerea. Los rellenos de las septarias indican una fase tardia de cementación de calcita que no hemos podido distinguir de la cementación subsuperficial. En la anadiagénesis la circulación de aguas meteóricas sulfatadas descendentes provocaría la precipitación de baritina en los nodulos septariformes de las facies distales.

El conjunto de rocas posee colores rojos con autigénesis de hematites a consecuencia del predominio de sindiagénesis oxidantes,solo en las facies distales (4B1 y 4A1) una sindiagenesis reductora, alternante con otra oxidante conseguiría fijar parte del hierro en forma reducida. En las facies 4B1 esta fijación tendria un marcado control granulometrico (rojo en las laminas de arena fina – aleurita y verde en las de arena media-gruesa).

El origen temprano de los cementos carbonáticos confiere un extraordinario valor a la geoquímica de óxidos y carbonatos para acotar y definir con parametros cuantitativos a las distintas facies sedimentarias, lo cual puede ser de gran interes en la interpretación de perfiles de sondeo.

5.- UNIDAD ROJA INFERIOR.

5.1. Distribución areal.

Esta formación, de colores rojízos en todo el conjunto, está constituida por cineritas, tobas riolíticas y dacíticas, lutitas, areniscas y conglomerados angulosos y podemos dividirla en un tramo basal y un tramo superior.

El tramo basal se caracteriza por poseer numerosísimas intercalaciones de tobas y cineritas ácidas. También presenta una notable abundancia relativa de hematites detrítica, desarrollo de costras ferruginosas y nódulos alternantes de óxidos de hierro y carbonatos.

El tramo superior presenta una presencia reducida de materiales volcánicos y una escasez relativa de óxidos de hierro (especialmente en costras y nódulos).

Otros matices característicos que pueden utilizarse para definir estos dos tramos (cementación de cuerpos detríticos, minerales de la arcilla...) serán citados en la descripción detallada de esta unidad.

Digamos también que el tramo inferior está presente en toda el área estudiada, mientras que el superior solo aparece en la cuenca oriental, en la cuenca centro-occidental y en el arroyo Culinoves (dentro del extremo occidental).

Existe además una distribución de facies compleja que necesita referirse a seis sectores del área estudiada; definidos de Este a Oeste y siguiendo la banda de afloramientos, podemos encontrar:

En el extremo oriental entre Prats d'Aguiló (W) y Coll de Pendis (E) aparece un conjunto de conglomerados angulosos de gran tamaño con numerosas tobas riolíticas interestratificadas (espesor máximo 55 m.). Estos materiales desaparecen hacia el Este entre la Font de la Coma y el torrente de Pi y el único material con afloramientos contínuo en todo el extremo oriental son los domos riolíticos e ignimbritas asociadas, sobre los cuales se apoya, con una discordancia de tipo paraconforme, el conjunto de conglomerados ya descrito.

La cuenca oriental se extiende entre Prats d'Aguiló (E) y Coll de Josana (W); aquí se alcanzan grandes espesores (800-900 m. máximo) de conglomerados, tobas y areniscas, coronados por una importante masa lutítica (190 m. máximo). El conjunto reposa en paraconformidad sobre la Unidad Gris en facies volcánicas.

El sinclinorio de Cavá-Querforadat. En esta zona, y en probable contacto paraconforme con las rocas volcánicas de la Unidad Gris, existe un pequeño afloramiento de lutitas rojas con ocasionales pasadas de areniscas. Este afloramiento presenta un marcado control estructural y está situado en el barranco del rio Quer, 300 m. al Este de Querforadat.

El umbral central esta comprendido entre Coll de Josana y Coll de Bansas y litológicamente compuesto por alternancias de areniscas, microconglomerados tobas y lutitas rojas; descansa en continuidad sedimentaria sobre la Unidad de Tránsito. Los espesores medios oscilan sobre los 220 m. y el tramo superior no existe o está escasísimamente desarrollado.

La cuenca centro-occidental definida entre Coll de Bansas y el barranco de Segars, se caracteriza por presentar grandes potencias (800-900 m. máximo) y facies detríticas gruesas (tobas, conglomerados angulosos y lutitas) organizadas en pequeñas secuencias granodecrecientes (30-60 m.), excepto la secuencia basal que es grano-creciente. El conjunto reposa en continuidad sedimentaria sobre la Unidad de Tránsito.

Cuenca occidental. Entre el barranco de Segars y la cabecera del arroyo Culinoves aparecen un conjunto de lutitas y tobas rojas con intercalaciones muy espaciadas de areniscas y microconglomerados grises y verdes. Este conjunto reposa en continuidad sedimentaria sobre la Unidad de

Tránsito y presenta únicamente afloramientos de los tramos basales; tan solo en el extremo mas occidental afloran las litologías de los tramos superiores. Las potencias oscilan de 400 a 800 m.

El extremo occidental lo constituyen unos afloramientos que aparecen entre el arroyo Culinoves y la aldea de Argestues. Son esencialmente lutitas negras con pasadas de cineritas dolomitizadas, lutitas y lutitas arenosas rojas con ripples, cineritas, areniscas y microconglomerados verdes. Estas litologías pertenecerían todas ellas al tramo inferior, no existiendo en esta subcuenca los tramos superiores.

Los niveles grises solo afloran en el área central del extremo occidental, en la base de la serie (entre Noves de Segre y Argestues) en continuidad sedimentaria sobre la Unidad de Tránsito. En Argestues los niveles de lutitas rojas y cineritas verdes reposan en paraconformidad sobre la Unidad Gris en facies volcánicas mientras que en el resto del área el contacto parece en continuidad sedimentaria aunque accidentes estructurales impiden la absoluta certeza en este sentido a la altura de la carretera La Seu d'Urgell-Lleida.

Entre el arroyo Culinoves y el W de Noves de Segre la serie presenta una disposición granocreciente, culminando el conjunto por areniscas y microconglomerados. Los tramos detríticos alcanzan su máximo espesor en el arroyo Culinoves, con tonos rojizos, y son mínimos a la altura de Noves de Segre con tonalidades verdes y grises.

Las secuencias tipo se pueden encontrar en las columnas nº 1 (extremo occidental) y nº3 (cuenca oriental).

5.2. Edad.

La revisión de restos fósiles solo ha proporcionado especímenes inclasificables de flora encontrada en las facies grises de los tramos basales del extremo Occidental y en las lutitas rojas del tramo superior de la cuenca Oriental. Debido a esto, para poder datar los materiales ha sido preciso recurrir a la comparación con la Unidad Roja Inferior de otras regio-

nes del Pirineo de Lérida donde si existían yacimientos fósiles con valor estratigráfico.

Así, la flora clasificada por Dalloni (1930) en el yacimiento situado en el valle del Noguera-Pallaresa a unos 20 Km al Oeste de nuestros afloramientos más Occidentales, y cuya validez nos ha confirmado recientemente el Sr. Broutin, indica una edad Autuniense. Las facies presentes allí (lutitas grises y cineritas negras pasando a tonos rojos o verdes hacia el techo) son idénticas a los tramos basales grises de nuestro extremo Occidental, donde también existe algún resto vegetal inclasificable.

Además hemos localizado otro yacimiento cerca del pueblo de Gotarta (50 Km al W de la región estudiada) en el que el autor, junto al Sr. Broutin, recogieron los siguientes ejemplares que fueron clasificados por este último:

Plantas fósiles:
- Lebachia piniformis (Schlotheim) Florin
- Walchia sp. (muy frecuente)
- Odontopteris cf.lingulata (Goeppert) Schimper
- Odontopteris cf. dufrenovi Brongniart
- Odontopteris sp. (de tipo "lingulata")
- Ullmannia frumentaria (Schlotheim) Goeppert
- Ullmannia sp.
- Cordaites sp. (muy frecuente)
- Poacordaites sp.

Fauna: Lamelibranquios: Anthracomya cf. goldfussi Geinitz

Esta asociación faunística, aunque distinta de la citada por Dalloni, indican también edad Autuniense. Es muy importante señalar que este yacimiento de la "tête plongeant" de Gotarta aparece en los tramos intermedios de la Unidad Roja Inferior y es la información de edad con la posición estratigráfica más alta de las conseguidas en esta Unidad.

Otro dato cronológico de excepcional interés proviene de las riolitas del extremo oriental. Esta manifestación de vulcanismo ácido está lateralmente interestratificada en los tramos basales de la U.R.I. (ver fig. 8.1.).

Por otra parte, en los capitulos 8.2.1., 8.4.b. y 9.3. exponemos que hay argumentos de peso para pensar que las riolitas son manifestaciones volcánicas de los granitos de Andorra-Mte Sant Louis datados por métodos absolutos en 270±10 m.a. (Vitrac et Allegre 1975). Este dato coincide con la datación absoluta de la más importante manifestación riolítica del Pérmico francés de la costa Azul y que es tambien de 270±10 m.a. (Arevian et al 1979). Así es razonable pensar que los tramos basales de la U.R.I. con tobas riolíticas interestratificadas tienen una edad Autuniense basal (270 m.a.).

Dado que la sedimentación en la U.R.I. es contínua y relativamente rápida (ver capitulo 5.4.4., pág. 152) y teniendo en cuenta que los tramos inferiores son Autuniense basal y en el paso de los tramos inferiores a los superiores sigue habiendo flora Autuniense, es tentador pensar que toda la Unidad Roja Inferior es de edad Autuniense (H.r.).

Además la posibilidad de importantes espesores de facies rojas de edad A tuniense superior se ha señalado en recientes estudios del Pérmico de la Cordillera Iberica (Sopeña 1979).

Sin embargo dada la falta de criterios a techo de la misma es obligado dejar abierta la posibilidad que sus tramos más altos pudieran ser, al menos en parte, Saxonienses. De todas formas la ausencia de los tramos superiores en gran parte del área estudiada permite asignar edad Autuniense a la mayoría de los materiales presentes.

5.3. Descripción de facies.

5.3.1. Asociación de facies distal.

Agruparemos en este apartado a los cuerpos lutíticos y carbonáticos que representan las facies granulométricamente más finas en la presente unidad.

Facies 3A1.-

Estas facies presentan una cierta similitud con las 4A1 y las 4A4; son efectivamente grandes masas de lutitas rojas, con pasadas frecuentes de

areniscas de grano muy fino y lutitas aleuríticas. El conjunto lutítico es masivo, probablemente por bioturbación vegetal ya que abundan tubos con geometrias dendríticas; en su seno aparecen nódulos, niveles margo-arenosos y cineritas.

Aquí contrariamente a lo observado en las facies lutíticas de la U.R.S. son frecuentes contenidos elevados de aleurita y arena de grano fino; de hecho, los niveles detríticos interestratificados se espacian de 7 a 0'5 m en todo el conjunto lutítico, incluso en las áreas de mayores espesores (160 m. en Prats de Cadí).

Los niveles detríticos intercalados son en su mayoría de tonos rojizos y espesores que oscilan de 2 a 40 cm. Localmente presentan tonos verdosos, con extensión lateral variable (10-50 m). Todos los niveles están fuertemente perturbados por bioturbación, grietas de desecación y escape de fluidos, de forma que los niveles pierden su estructura interna en muchas ocasiones presentando además colapsos y roturas de su continuidad física cada 2-3 m.

Los tránsitos a la lutita circundante suelen ser progresivos; también son frecuentes las pátinas brillantes de lutita arcillosa a techo del nivel, con un aspecto muy similar al descrito por Nagtegaal (1969a) para los niveles de tormenta (storm beds).

La escasa cementación de estos tramos así como su fuerte perturbación ha impedido un estudio detallado de las secuencias de estructuras. Sobre el terreno hemos podido reconocer laminaciones paralelas, convoluciones (convolute bedding) estructuras de escape de fluidos, ripples de oscilación y de corriente. Es frecuente la presencia de cantos blandos y el que la secuencia acabe con importantes grietas de desecación que deforman e incluso rompen la capa; a techo de las secuencias aparecen restos de plantas inclasificables, fosilizadas en oxidos de hierro.

Granulometricamente la roca es una lutita algo arenosa (presenta valores de 3 a 15% de fracción > 0'1 mm) y está compuesta por cuarzo, calcita, minerales arcillosos y feldespato. En la tabla 5.1. se expresan los porcentajes de estos componentes.

La fracción arcillosa de este conjunto lutítico está formada por illita (30-70%), clorita (5-15%) e interestratificados Illita/Montmorillonita (20-70%).

En un afloramiento (arroyo Culinoves) apareció como componente mayoritario un interestratificado irregular de illita/montmorillonita. A pesar de su escaso desarrollo (8 m) en este lugar las lutitas son netamente arcillosas, sin intercalaciones detríticas, aunque poseen nódulos globulosos y costras de calcita. Las costras de calcita (3-25 mm de grosor) aparecen en bandas tanto transversales como paralelas a la estratificación, con geometrías que recuerdan las brechas calcáreas formadas por disolución de sulfatos y colapso de la capa.

Las intercalaciones cineríticas en estas facies son muy escasas; suelen poseer tonos verdosos, y no presentan nodulizaciones ni reemplazamientos importantes, desarrollandose únicamente un reemplazamiento moderado (6-7%) de la matriz y de algún feldespato por dolomita y calcita que localmente parecen relacionados con bioturbación por raíces.

Petrografía.

Los niveles detríticos están constituidos por arena muy fina y limo ($Ø_m$=0'05-0'02 mm) con cementos de calcita y dolomita micrítica y microesparíticas.

Las laminaciones presentan bandas claras detríticas con espesores de 0'5 a 1'7 mm ($Ø_m$=0'05 a 0'01 mm) donde los grano de cuarzo, feldespatos y minerales arcillosos presentan secuencias granodecrecientes y un cemento de calcita microesparítica. Intercaladas entre las bandas claras aparecen láminas oscuras más delgadas, de tamaños inferiores a 0'01 mm, con cemento de carbonatos micríticos siempre en proporciones moderadas (5-25%); lateralmente aparecen en estas bandas con bastante frecuencia nodulizaciones de carbonatos micríticos (1 x 0'4 mm de tamaño). Los carbonatos micríticos están compuestos esencialmente de calcita (90-97%) y proporciones menores de dolomita.

Dispersos por la roca aparecen pequeños parches (0'6 x 0'8 mm) de calcita espática; se situan preferentemente en las zonas perturbadas del

	Roca total	Fracción 2 μ
	%	%
Cuarzo	66'5	30
Illita e interest.I/Mo	13'5	43
Clorita magnesica	10	10'2
Caolinita	-	-
Hematites	tr.	tr.
Feldespato	4	6
Calcita	5'8	10

Tabla 5.1.a.- Composición mineralógica de las facies 3A obtenido por difracción de RX. La comparación de los resultados de la fracción inferior a 2 μ con los obtenidos para la roca total permite una estimación cualitativa de la distribución granulométrica de cada mineral.

	%
SiO_2	59'43
Al_2O_3	14'05
Fe_2O_3	3'92
FeO	0'43
MnO	0'01
MgO	2'95
CaO	5'21
Na_2O	1'75
K_2O	1'94
TiO_2	-
P_2O_5	tr.
CO_2	4'11
H_2O	5'69
	99'5%

Tabla 5.1.b.- Composición química sobre roca total de las facies 3A1.

Tabla 5.1.- COMPOSICION QUIMICA Y MINERALOGICA DE LAS FACIES 3A1.

sedimento y presentan pequeñas inclusiones de óxidos de hierro que parecen pseudomorfizar cristales preexistentes. El autor no posee evidencias aceptables de que puedan representar pseudomorfos de sulfatos, aunque Nagtegaal (per. comun.) los reconoce en estas mismas facies en el valle del rio Valiri.

Finalmente hay que señalar que en algunas láminas hemos encontrado pequeños cristales de celestina-baritina (T.O.) cementando los niveles detríticos.

Facies 3A2.-

Se trata tambien de materiales detríticos finos que aparecen exclusivamente en los tramos basales de la Unidad Roja Inferior, contrariamente a las facies 3A1 que aparecen siempre en los tramos superiores.

La principal diferencia con las facies 3A1 consiste en que en las 3A2 hay importantes porcentajes de rocas interestratificadas interpretadas como cineritas (de un 30 a un 80% del total).

Podemos agruparlas en dos subtipos:

Subfacies 3A2a.-

Consisten en una alternancia de lutitas con cineritas y niveles margo-dolomíticos en paquetes de 3 a 50 cm y con tonalidades rojas y verdes. Ocasionalmente presentan huellas de retracción.

Las lutitas masivas son predominantemente rojas aunque pueden aparecer hiladas verdes con geometría estratiforme; en otras ocasiones las decoloraciones verdes presentan una distribución parcheada o dendriforme.

En el seno de las lutitas aparecen nódulos carbonáticos con estructura interna septariforme. Su estrecha asociación a niveles cineríticos, así como la presencia en su seno de nódulos con texturas relictas de productos volcánicos, nos hace pensar que la lutita este constituída al menos parcialmente por fracciones muy finas de emisiones volcánicas.

Las cineritas se presentan con tres aspectos:

Un primer tipo (I) aparecen en bancos de 0'1 a 0'5 m. masivos con elevada compactación y reemplazamientos variables por carbonatos (5-30%), frecuente bioturbación por raíces y tonos gris-verdosos.

Un segundo tipo (II) lo constituyen rocas con septarias estratiformes que presentan venas de 1 a 3 mm de grosor y en las cuales alternan bandas rojas, verdes y en pequeña proporción blancas. Pueden reconocerse texturas volcánicas a pesar del notable reemplazamiento por carbonatos (25-60%).

Un tercer tipo (III) lo constituyen dolomicritas bandeadas de tonos rojizos con láminas deformadas, en las cuales hay texturas que soportan razonablemente la hipótesis de que se traten de cineritas reemplazadas casi en su totalidad por carbonatos.

Los niveles detríticos presentan laminaciones paralelas, ripples de corriente, huellas de retracción a techo y casi siempre tonos rojizos. Aparecen en paquetes de 4 a 40 cm. y aunque presentan continuidades espaciales medias (30-50 m) el estrato aparece en todo su afloramiento sin las perturbaciones presentes en los niveles detríticos de las facies 3A1; sin embargo pueden tener un gran parecido en aspecto, composición y secuencia de estructuras. Digamos que aquí las granulometrías son algo mayores, ya que aparecen pequeñas hiladas masivas de arena media-gruesa.

Finalmente hay unos niveles verdes que presentan laminaciones discontinuas (flaser), convoluciones, láminas deformadas, ripples poco desarrollados y microfracturas de asentamiento. Estas capas poseen moderados reemplazamientos por dolomita microesparítica (8-10%) (T.O.T., A.Q.) y están constituidas esencialmente por una gran masa de calcedonia (60%) y arcillas orientadas ($\simeq$ 32%) (T.O.) dispersas en la calcedonia o en bandas estratiformes discontinuas. La interpretación más razonable es considerarlas como cineritas retrabajadas (H.E.) que explicaría simultaneamente la existencia de una organización interna de estructuras sedimentarias y una petrografía que recuerda mucho a los niveles cineríticos. En estos niveles, que pueden presentarse también con otros rojizos, existen los nivelillos de tormenta (storm bed) tal como los describe Nagtegaal (1969a) en Peranera.

Subfacies 3A2b.-

Consisten en lutitas y cineritas negras. Las cineritas son idénticas en textura y mineralogía a las cineritas I de las facies 3A2a con las cuales estan relacionadas verticalmente. Su principal diferencia radica en el color, debido probablemente a proporciones apreciables de materia orgánica dispersa.

Petrografía y mineralogía.

La fracción arcillosa en las lutitas está compuesta por illita (70-80%), caolinita (8-12%) clorita (4-8%) e interestratificados de I/Mo (3-6%).

Las cineritas I estan compuestas por una masa criptocristalina de calcedonia, caolinita y otros minerales arcillosos en la que flotan pequeñas proporciones (4-20%) de fenocristales de grano fino (Øm=0'1 mm). Los feldespatos son frecuentemente idiomorfos y los cuarzos presentan morfologías típicas de tobas, ocasionalmente aparecen tambien micas ferruginizadas y fragmentos con morfología de vidrios transformados en cloritas. Lateralmente, pueden poseer composiciones de cristal-tobas.

La matriz de la cinerita puede estar reemplazada parcialmente por ankerita con texturas parcheadas de esparita-microesparita y tambien por calcita ferrosa espática en tubos de bioturbación con geometría dendrítica. En las muestras donde la ankerita es más escasa, las huellas de bioturbación presentan una película externa de óxidos de hierro.

Las cineritas II presentan una estructuración septariforme en bandas de 0'5 a 2 mm. de colores rojo, verde y blanco. Las bandas rojizas están formadas por minerales arcillosos teñidos por óxidos de hierro y presentan localmente orientación de sus componentes, a veces organizada en agregados esferulíticos. Están reemplazadas por pequeñas proporciones de dolomita esparítica-microesparítica idiomorfa.

Las grietecillas verdes están formadas por cloritas (T.O.) criptocristalinas reemplazadas parcialmente por calcita esparítica-macroespariti-

ca alotriomorfa que en ocasiones reemplaza a todas las cloritas confiriendo una tonalidad blanca a la grietecilla. Puede aparecer tambien algún cristal (0'1 a 0'8 mm.) de celestina-baritina.

Las cineritas III son dolomicritas (92% dolomita y 8% dolomita ferrosa). La masa dolomítica está surcada por vetas horizontales y grandes "ojos de pajaro" rellenos de doloesparita que tapizando las paredes de la vena deja, de cuando en cuando, huecos centrales ocupados por calcita.

La doloesparita está además ligeramente calcitizada (5%). Hay también pequeñas fracturas de asentamiento del sedimento, rellenas de calcita fibrosa deformada según el movimiento de la fracturilla.

En la masa anterior aparece algún fragmento piroclástico de 0'2 a 1'5 mm. Los fragmentos suelen estar constituídos por un sustrato básico de minerales arcillosos ferruginizados con microseptarizaciones rellenas de dolomicrita. También existen pseudomorfos de fenocristales rellenos de cloritas y parcialmente reemplazados por calcita fibrosa y dolomita idiomorfa.

Los nódulos septariformes presentan un núcleo, un cuerpo y una red septariforme. Los dos últimos elementos están siempre presentes pero el núcleo puede faltar.

El núcleo presenta siempre texturas relictas, generalmente marcadas por óxidos de hierro, que sugieren que originariamente estuvo constituido por un piroclasto de tamaño lapilli o bomba (H.r.) reemplazado posteriormente por calcitas espática (75-80%), dolomita (3-5%) y calcita (15-20%) microesparíticas.

El cuerpo está constituido por cineritas con cristales y fragmentos líticos. Los cristales son esencialmente cuarzo y feldespato ($\emptyset_m$ 0'3 mm), con ocasionales recrecimientos sintaxiales de la misma composición. Los fragmentos líticos están transformados a minerales arcillosos o están ferruginizados y presentan ocasionalmente aureolas de calcita fibrosa incrustante. Hay tambien esferulitas de calcita (0'10 mm de radio). La matriz de la cinerita está casi completamente reemplazada por dolomita (20%) y calcita (80%) micríticas que también reemplazan a algún feldespato. Existe además una generación de feldespatos idiomorfos, limpios y de tamaño muy constante (0'05 mm) que son muy probablemente autigénicos, como parece confirmar la

presencia de recrecimientos sintaxiales de los feldespatos primarios.

Las grietas septariformes presentan rellenos de calcita espática y macroesparítica alternando con bandas de dolomita espática y macroesparítica. En general el tamaño cristalino aumenta hacia el centro de la grieta. El relleno de la grieta puede ser monomineral, sobre todo en las más estrechas (menores de 0'5 mm), pero presenta zonados alternantes de hasta nueve bandas en las grietas más gruesas (fig. 5.1.) (foto nº 36).

5.3.2. Asociación de facies Intermedia-Distal (3B).

Representan las facies intermedias entre los materiales más finos (lutitas y cineritas) y las asociaciones detríticas gruesas. Presentan una especial problemática ya que son muy abundantes en los tramos basales de la Unidad Roja Inferior, pero están extraordinariamente restringidos en sus tramos superiores.

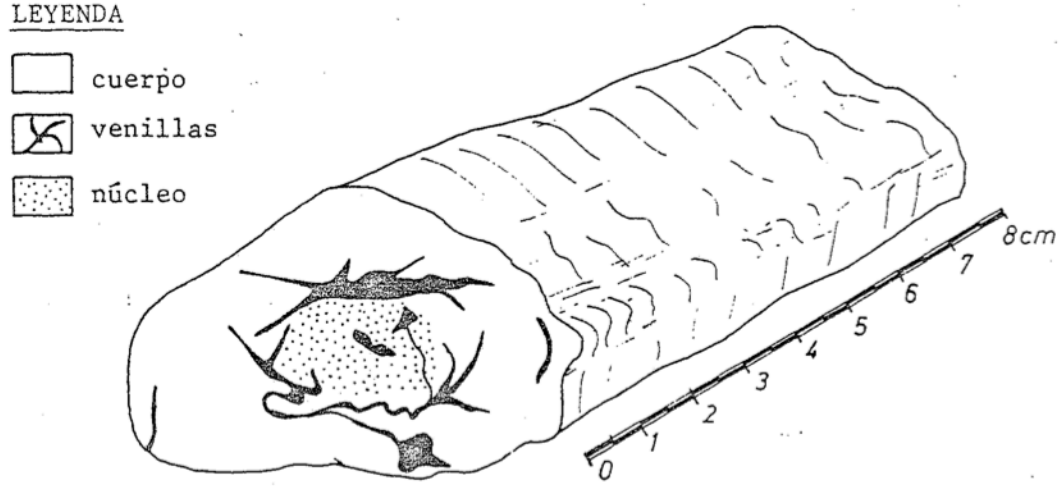
Facies 3B1a.-

Están constituidas por alternancias de lutitas arcillosas rojas con nódulos y lutitas aleuríticas arenosas rojas y verdes con ripples de corriente, huellas de gusanos y bioturbación de origen vegetal. Ocasionalmente puede aparecer intercalaciones areniscosas con cantos dispersos.

Este conjunto se puede ordenar en secuencias de 0'5 a 2 m, que presentarían la siguiente disposición:

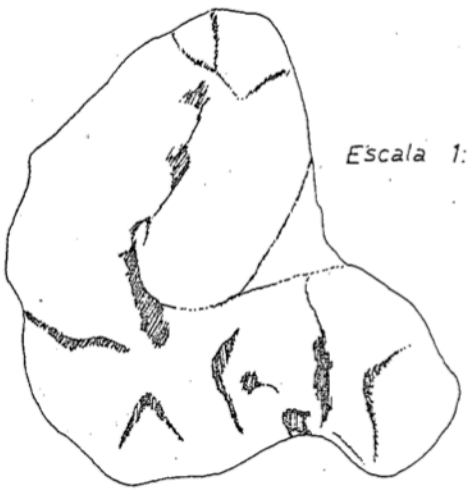
Cuerpo detrítico con base erosiva y tonos verdosos o rosas compuesto esencialmente por arena de grano muy fino y lutita aleurítica ($\emptyset_m$=0'04 a 0'01 mm). Estos depósitos presentan laminaciones paralelas deformadas y onduladas, ripples de corriente y pequeñas nodulizaciones (foto nº 30); también puede aparecer alguna bomba volcánica deformando las láminas (foto nº 29). Localmente estos cuerpos aparecen masivos, con tonos rosas y numerosas huellas de gusanos marcadas en tonos rojizos muy oscuros (foto nº 28 , fig. 5.2.).

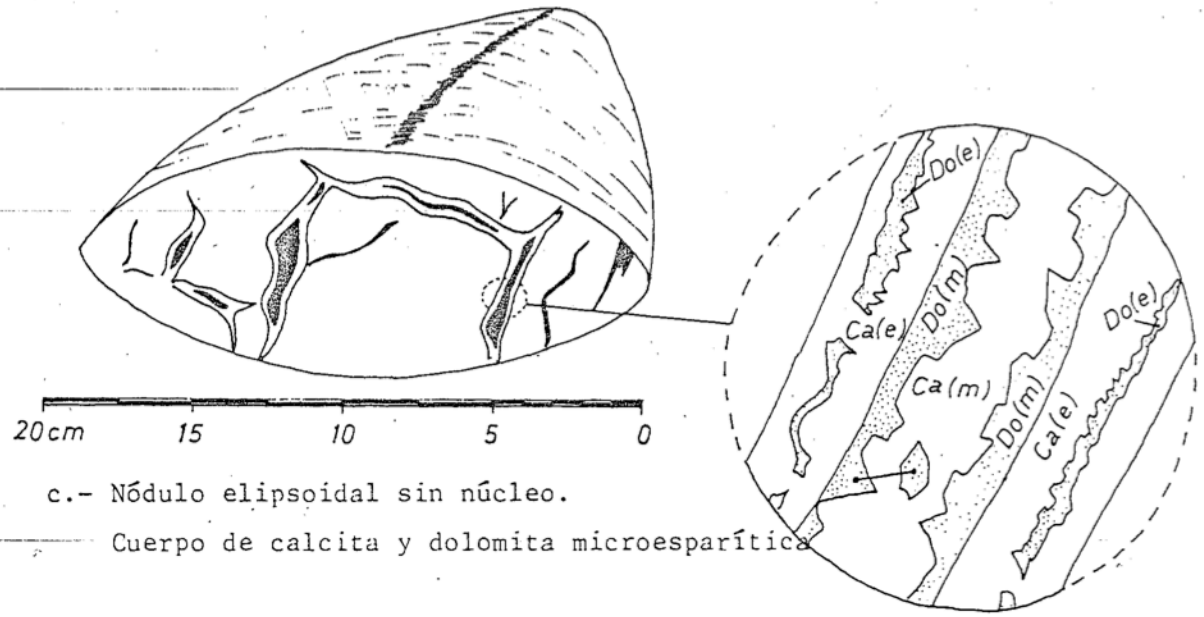
En la base de las secuencias aparecen intercalaciones episódicas más gruesas de areniscas con cantos dispersos presentando estratificación



a.- Nódulo cilíndrico con núcleo. Cuerpo de calcita y dolomíta microesparíticas.

b.- Nódulo arriñonado sin núcleo. Cuerpo de dolomita y calcita microesparíticas.





c.- Nódulo elipsoidal sin núcleo. Cuerpo de calcita y dolomita microesparítica

d.- Detalle del relleno de venillas:
- Ca : calcita
- Do : dolomita
- e : esparita
- m : macroesparita

FIG. 5.1.- MORFOLOGIAS DE LOS NODULOS SEPTARIFORMES. FACIES 3A2a (rep.real)

cruzada tabular y/o de surco y más raramente laminaciones paralelas.

A techo de estas secuencias y en tránsito con las lutitas arcillosas suelen aparecer grietas de retracción y restos vegetales mal conservados y fosilizados en óxidos de hierro.

Las lutítas arcillosas son rojas, masivas y con nódulos calcareos dispersos. Los nódulos presentan a veces estructura interna septariforme, pero con venillas muy finas y poco desarrolladas.

Facies 3B1b.-

Estrechamente asociadas a las 3B1a, de las que representan una variante en facies más gruesas.

Es característica una granulometría de microconglomerado con muy escasa continuidad espacial (0'3-2 m). Estos paleocanales de gravas pueden aparecer aislados o alineados a lo largo de una misma cicatriz erosiva, y en el último caso pueden estar recubiertos por una secuencia común de areniscas finas con laminaciones paralelas y algún ocasional ripple de corriente (fig. 5.2.).

Petrografía.

Los cuerpos detríticos finos (aleuritas-areniscas de grano fino) presentan una alta cementación que probablemente se deba a recristalización de minerales arcillosos y a calcedonia dispersa. En proporciones menores tambien existen óxidos de hierro (especialmente en los cuerpos rosas o rojos), calcita y dolomita microesparíticas, estas últimas en proporciones similares y sin superar valores del 1 al 6%.

Las láminas de las estructuras de 0'2 a 3 mm de grosor) están resaltadas por concentraciones de óxidos de hierro o por diferencias granulométricas que generalmente adoptan la forma de secuencias granodecrecientes del espesor de una lámina.

Los niveles de grano grueso intercalados en las facies 3B1a están compuestos casi exclusivamente por vidrios retrabajados. Los fragmentos es-

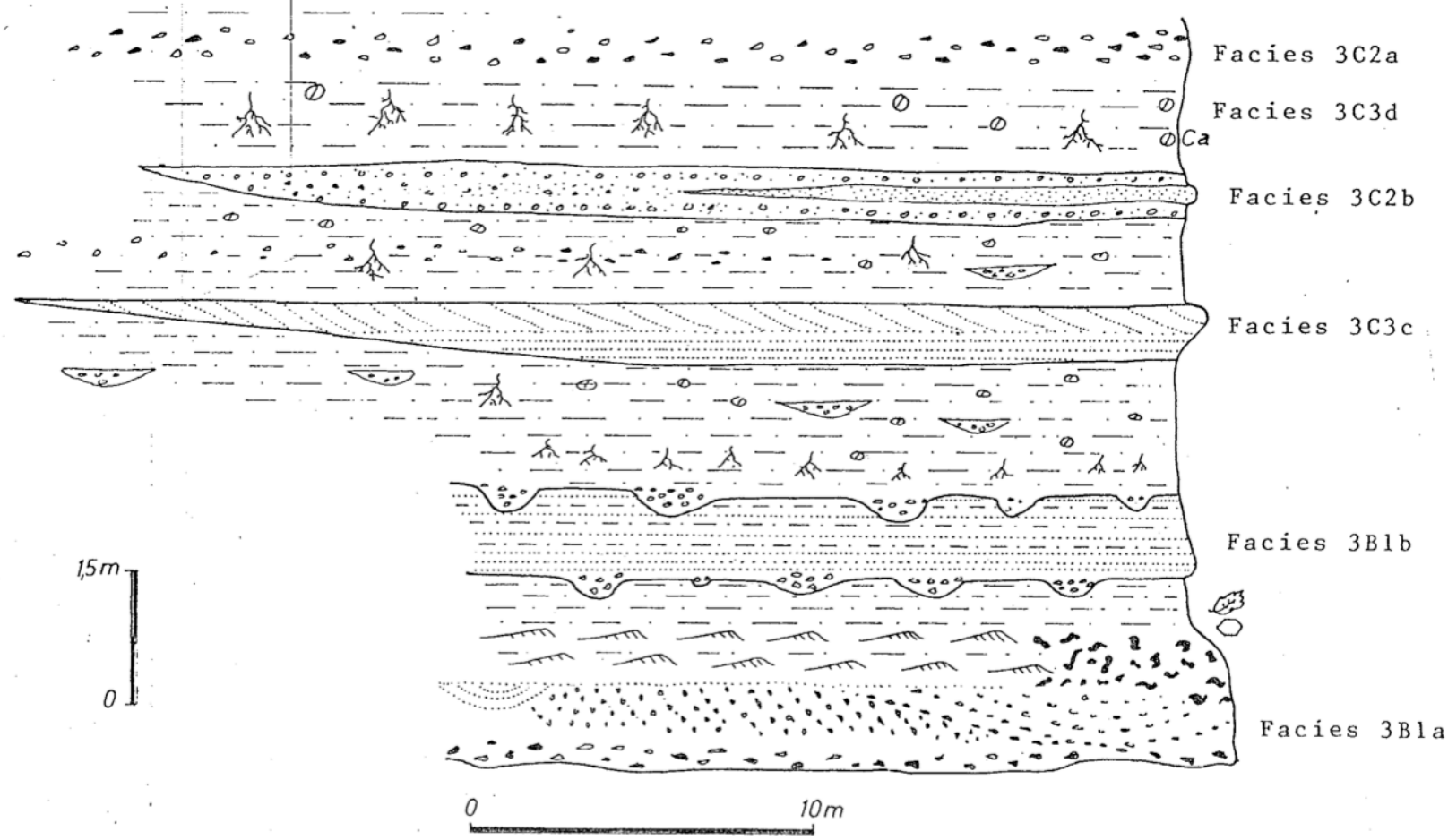


FIG. 5.2.- GEOMETRIA Y ESTRUCTURA DE LAS FACIES INTERMEDIAS-DISTALES (3B) E INTERMEDIAS (3C). Representación real.

tán reemplazados por carbonatos microesparíticos (80%) o están transformados en minerales arcillosos. Presentan cemento de calcita espática y a veces calcita fibrosa incrustante alrededor de los clastos. Los tamaños medios oscilan de 0'6 a 2 mm y es frecuente la intercalación de láminas de grano mucho más fino ($\emptyset_m$=0'08 a 0'06 mm).

Se observa aquí una curiosa anomalía, pues faltan las granulometrías intermedias y en general las secuencias de estructuras sugieren energías deposicionales muy bajas que no corresponden a granulometrías tan gruesas.

La existencia de un cierto porcentaje de clastos con geometrías muy angulosas (foto nº 31) sugiere la concurrencia de fenómenos sinvolcánicos. Sin embargo, un alto porcentaje de vidrios (80%) presenta formas subangulosas a subredondeadas por lo que parece indudable que los procesos sinvolcánicos han sido acompañados por un cierto transporte sedimentario.

Afectando a todo el conjunto detrítico hay pequeños tubos con geometría de raicillas rellenas de calcita espática y calcedonia.

Las bombas volcánicas presentes están casi totalmente reemplazadas por calcita (80%) y dolomita (20%) microesparíticas; en alguna zona la calcita microesparítica es ferrosa, pseudomorfizando quizás diferencias composicionales del material original. Las bombas están además afectadas por una red de grietas septariformes con relleno de calcita esparítica-macroesparítica que parece corresponder a dos generaciones. Existe una calcita gris que presenta fuertes deformaciones de sus maclas y líneas de exfoliación y que parece corroída por una calcita blanca, mucho más límpia, con maclas y exfoliación escasamente deformadas.

Las lutitas aleuríticas masivas con huellas de gusanos poseen un cemento de arcilla, calcedonia, calcita y dolomita micríticas a microesparíticas en las de tonos rosas. Las zonas más oscuras que marcan las trazas de anélidos poseen una importante cantidad de cemento ferruginoso que hace prácticamente opacos a estos sectores. Destacan sin embargo unas pequeñas regiones ovoidales que en el seno de la zona ferruginizada están compuestas exclusivamente por calcita micrítica en cuyo interior flotan pequeños cristales de calcedonia y plagioclasas autigénicas. Estas regiones ovoidales podrían representar pellets fecales de los organismos que generaron la bioturbación.

Los nódulos de las lutitas están formados por un cuerpo de calcita micrítica en el que existe una pequeña proporción (15%) de cuarzo, feldespatos y piroclastos cloritizados o ferruginizados que ocasionalmente presentan incrustaciones de calcita fibrosa. En algunas zonas hay calcita fibrosa como componente esencial, con disposiciones plumosas muy características. También hay calcita espática en parches dispersos y rellenando las pequeñas grietas septariformes de estos nódulos.

Facies 3B2.-

Consisten en areniscas y microconglomerados verdes volcanoclásticos que alternan con lutitas rojas, tobas y cineritas y aparecen exclusivamente en los tramos basales de la U.R.I.

Las lutitas con las pasadas de vulcanitas son similares a las descritas en las facies 3A1a. Resaltemos como especial diferencia que no existen los tipos reseñados como cineritas II y III. En el tránsito de estas facies con las 3A1a hemos encontrado nódulos con bandas alternantes de óxidos de hierro y carbonatos.

Los cuerpos areniscosos poseen granulometrías de tamaño medio a fino y más raramente son de grano grueso, aunque presentan casi siempre pequeños cantos (2-20 mm) dispersos que pueden dar localmente a niveles de tamaños medio-superiores.

Macroscópicamente se organizan en secuencias granodecrecientes con geometría de paleocanal y continuidades espaciales intermedias (5-50 m). De muro a techo aparecen estratificación cruzada tabular a escala media, estratificación cruzada de surco y laminaciones paralelas o inclinadas de bajo ángulo.

Petrografía y mineralogía.

Petrográficamente estas rocas están formadas por grauvacas líticas, grauvacas feldespáticas y términos intermedios entre ambas. Los fragmentos líticos son casi exclusivamente de rocas volcánicas con un gran predominio de los vidrios. Estos datos composicionales, la presencia de cuarzos luna-

dos y muy alargados y la asociación espacial con tobas y cineritas sugieren la presencia de mecanismos sinvolcánicos. Los minerales accesorios más frecuentes y por orden de abundancia son opacos, circón, rutilo y apatito. Hay que destacar también la presencia de grandes biotitas decoloradas con inclusiones de apatitos.

La matriz es claramente secundaria por destrucción de fragmentos volcánicos, grandes biotitas y feldespatos; el proceso está bien caracterizado pues existen todos los pasos intermedios en la pérdida progresiva de los contornos del clasto, especialmente de los vidrios arcillitizados. Los feldespatos y micas presentan corrosiones según las lineas de exfoliación o de las fracturillas. La matriz es predominantemente clorítica con composición de clorita ferrica (R.X.L.O.). También existe illita en menores proporciones.

El cemento es de calcita y dolomita espáticas, en proporciones variables pero siempre moderadas (5-18%). Ocasionalmente reemplaza también a los clastos, sobre todo feldespatos y fragmentos volcánicos; de hecho, la escasez de feldespatos en algunas grauvacas líticas se debe sin duda a su casi completo reemplazamiento por carbonatos. Así, numerosos fragmentos de carbonatos esparíticos deben representar feldespatos carbonatados ya que se pueden encontrar todos los tránsitos entre el feldespato sano y el reemplazamiento total. Sin embargo, al alcanzarse el estadio de reemplazamiento total es imposible saber si se trata realmente de un feldespato o de cualquier otro clasto carbonatado, e incluso podría tratarse de fragmentos de costras y nódulos calcáreos retrabajados. Este problema abre una cierta indeterminación en el estudio y determinación de la composición original de estas rocas.

También aparecen carbonatos rellenando tubos de bioturbación por raíces. Hay cuarzo y calcedonia autigénicos con texturas de relleno de poro y existen además plagioclasas limpias, idiomorfas y de pequeño tamaño que también podrían ser autigénicas. Aunque el reconocimiento de una autigénesis de este tipo no es segura aquí (H.r.) concuerda con la presencia de procesos similares reconocidos en muchas otras facies de la U.R.I.

5.3.3. Asociación de facies intermedia-proximal.

Se trata de las facies más importantes en cuanto a extensión de afloramiento. Son niveles detríticos relativamente gruesos (areniscas, microconglomerados) con intercalaciones de lutitas rojas muy arenosas que albergan en su interior numerosas intercalaciones de cuerpos detríticos con tránsitos difusos a la lutita, así como abundantes niveles de tobas volcánicas ácidas.

En este conjunto es muy frecuente la presencia de diques clásticos de tonos verdosos que parten de los cuerpos detríticos y atraviesan las lutitas; estos diques con espesores de 2 a 10 cm. se prolongan cortando tramos de serie de 2 a 12 m. También destaca la presencia de una fracción muy gruesa en su composición (cantos de 2 a 30 mm.) aunque el conjunto sea fundamentalmente areniscoso y muy heterométrico.

En el contacto entre los cuerpos detríticos y las lutitas hemos encontrado estructuras que podrían representar relleno eólico de huellas de retracción en el sentido de Glennie (1970), aunque su especial posición nos hace pensar también en un comienzo de diques clásticos aprovechando zonas de debilidad de la roca (foto nº 27) (Oomkens 1966).

En los cuerpos detríticos son frecuentes los procesos de cementación diferencial que se traducen en la presencia de cuerpos irregulares más cementados que el resto del estrato.

También hay que decir que aunque la geometría y estructuras presentes confirman el decisivo papel de los procesos sedimentarios en la génesis de estas facies, las texturas y composición meso-microscópica nos indican una importantísima presencia de procesos sinvolcánicos, por lo que la mayoría de estas facies pueden considerarse como tobas y cineritas más o menos retrabajadas.

Facies 3C2.-

Bajo esta denominación comprendemos los cuerpos detríticos importantes y bien individualizados de la asociación de facies 3C. El estudio detallado de los mismos lo fundamentaremos en su orden de magnitud y geometría macroscópica.

Subfacies 3C2a.- (Paleocanales de areniscas de 1er orden)

Agrupamos aquí paleocanales de areniscas de tonos rojos con continuidades espaciales medias (30-60 m) en espesores que oscilan de 0'5 a 2'5 m. (Fig. 5.3.).

La organización interna es grosera y mal visible, presentando numerosas zonas masivas. Esta masificación puede ser en algún caso deposicional pero en muchos otros podría estar también relacionada con procesos de pérdida de los caracteres primarios por fluidificación del cuerpo detrítico sincrónicamente con la formación de diques clásticos.

Cuando se conservan texturas y estructuras primarias podemos distinguir tres conjuntos:

a) Conjunto basal formado por microconglomerados y conglomerados ($Ø_m$=0'4 a 6 cm), generalmente de potencia muy restringida (5-15 cm) pero que puede alcanzar potencias mayores (hasta 0'6 m) en las zonas de máximo espesor del cuerpo detrítico. El muro del estrato puede presentar huellas de corriente y decoloraciones verdes estratiformes.

b) Conjunto intermedio de areniscas gruesas ($Ø_m$=1-2 mm) con cantos dispersos, que aparecen con laminaciones paralelas, inclinadas de bajo ángulo o estratificación cruzada tabular. Este conjunto es el más desarrollado y en muchas ocasiones constituye la totalidad del cuerpo detrítico, con un claro predominio de las laminaciones paralelas e inclinadas de bajo ángulo. Es frecuente que las láminas, al ser gruesas (10-20 cm), presenten granoselección normal y en algún caso más raro granoselección invertida.

c) Conjunto superior constituido por areniscas de grano medio a fino ($Ø_m$=0'2-0'5 mm.), masivas o con laminaciones paralelas y estratificación cruzada de surco.

En los tramos basales de la U.R.I. se desarrollan mejor los tres conjuntos y son bastante frecuentes la estratificación cruzada tabular y de surco en el conjunto intermedio y superior respectivamente. Sin embargo en los tramos superiores hay un claro predominio del conjunto intermedio. En los tramos basales es tambien frecuente la presencia de concreciones esfericas (foto nº 23).

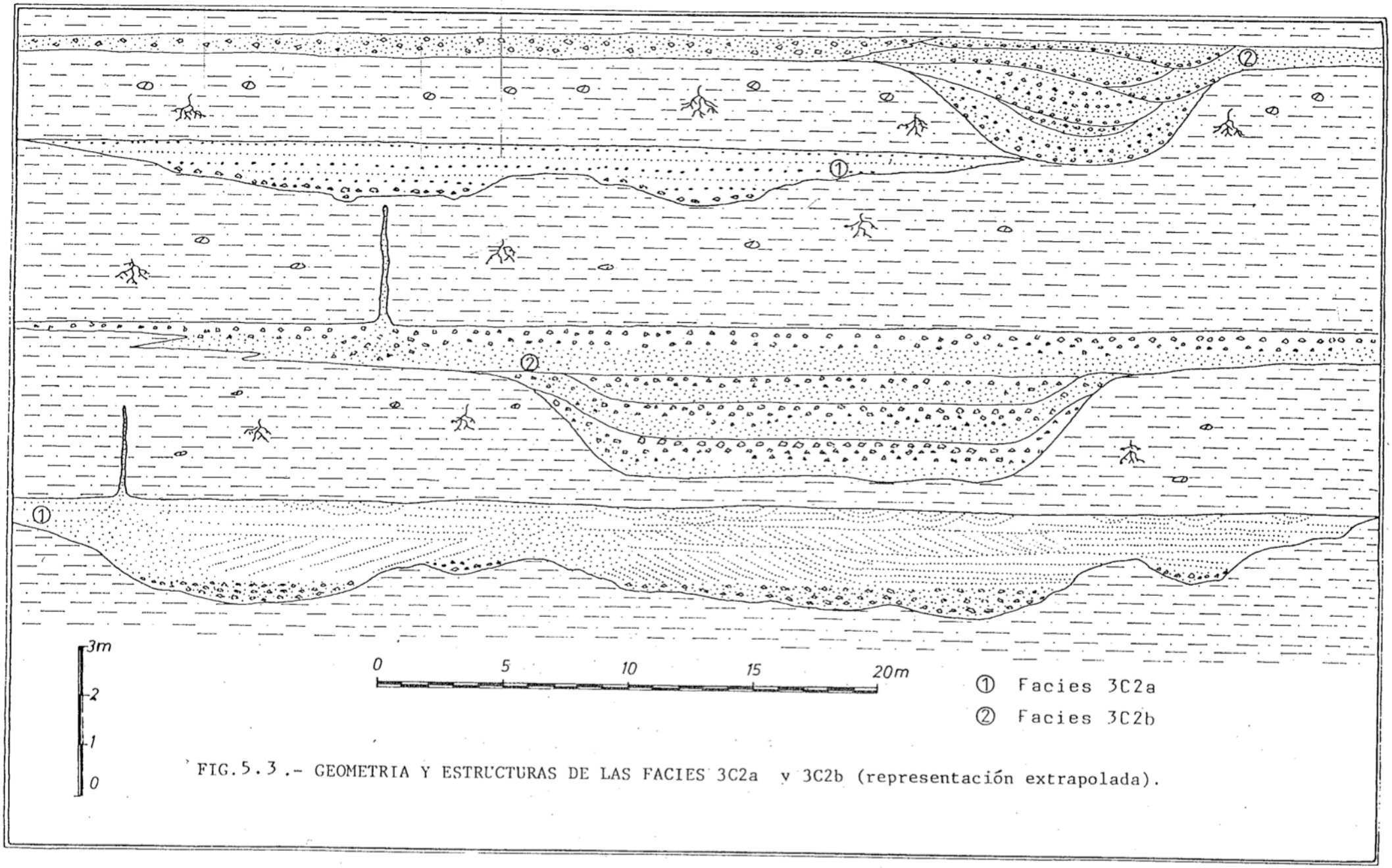


FIG. 5.3 .- GEOMETRIA Y ESTRUCTURAS DE LAS FACIES 3C2a y 3C2b (representación extrapolada).

Subfacies 3C2b.- (Paleocanales policíclicos)

Son cuerpos detríticos con granulometrías muy variables (arena media-conglomerado) que presentan dos partes muy diferenciadas en sentido lateral (fig. 5.3.).

El eje central está constituído por un paleocanal (fig. 5.3.) de escasa continuidad espacial (10-20 m.) y espesores de 2 a 3'5 m. Las granulometrías oscilan desde la correspondiente a arena media hasta microconglomerados y hay dos tipos esenciales de organización interna:

El primero consiste en la presencia de gruesas bandas estratiformes (10-45 cm) con granoselección inversa y más raramente con granoselección normal; en este último caso la base de la banda estratiforme puede tener un caracter erosivo.

Un segundo tipo de organización interna se produce cuando las bandas son mayoritariamente granodecrecientes, en cuyo caso las numerosas cicatrices erosivas les proporcionan el aspecto de pequeños paleocanales (0'4 x 2 m) en el seno del gran paleocanal (fig. 5.3.).

Asociado a este eje central de las facies 3C2b hay siempre un cuerpo detrítico (areniscas con cantos conglomerados) de continuidad espacial media (30-60 m.) y pequeños espesores (0'5 m.). Este cuerpo parte de las zonas medias o altas del gran paleocanal y se caracteriza por estar menos cementado y poseer granulometrías mayores que el paleocanal central. Son generalmente conglomerados brechoides muy heterométricos, con esqueleto quebrantado y, representan, de hecho, un tránsito hacia las facies 3C.

Subfacies 3C2c.- (Paleocanales de 2º orden)

Representan variantes de las facies 3C2a de menor energía y continuidad espacial (oscilando de 0'5 a 6 m). Los mayores presentan una granulometría y organización idéntica a las subfacies 3C2a, aunque el conjunto basal aparece con pequeñas cicatrices de 0'3 a 0'5 m., aisladas entre sí cuando existen varias. También puede presentarse únicamente el conjunto

basal detrítico con el resto del paleocanal relleno de lutitas arenosas masivas y frecuentemente bioturbadas. En este último tipo existen variantes, como aquellas en las que el conjunto basal está formado por un conglomerado de cantos blandos y el resto está constituido por paquetes alternantes de lutita arenosa masiva y areniscas de grano fino a medio con ripples de corriente y estratificación cruzada tabular a pequeñas escalas.

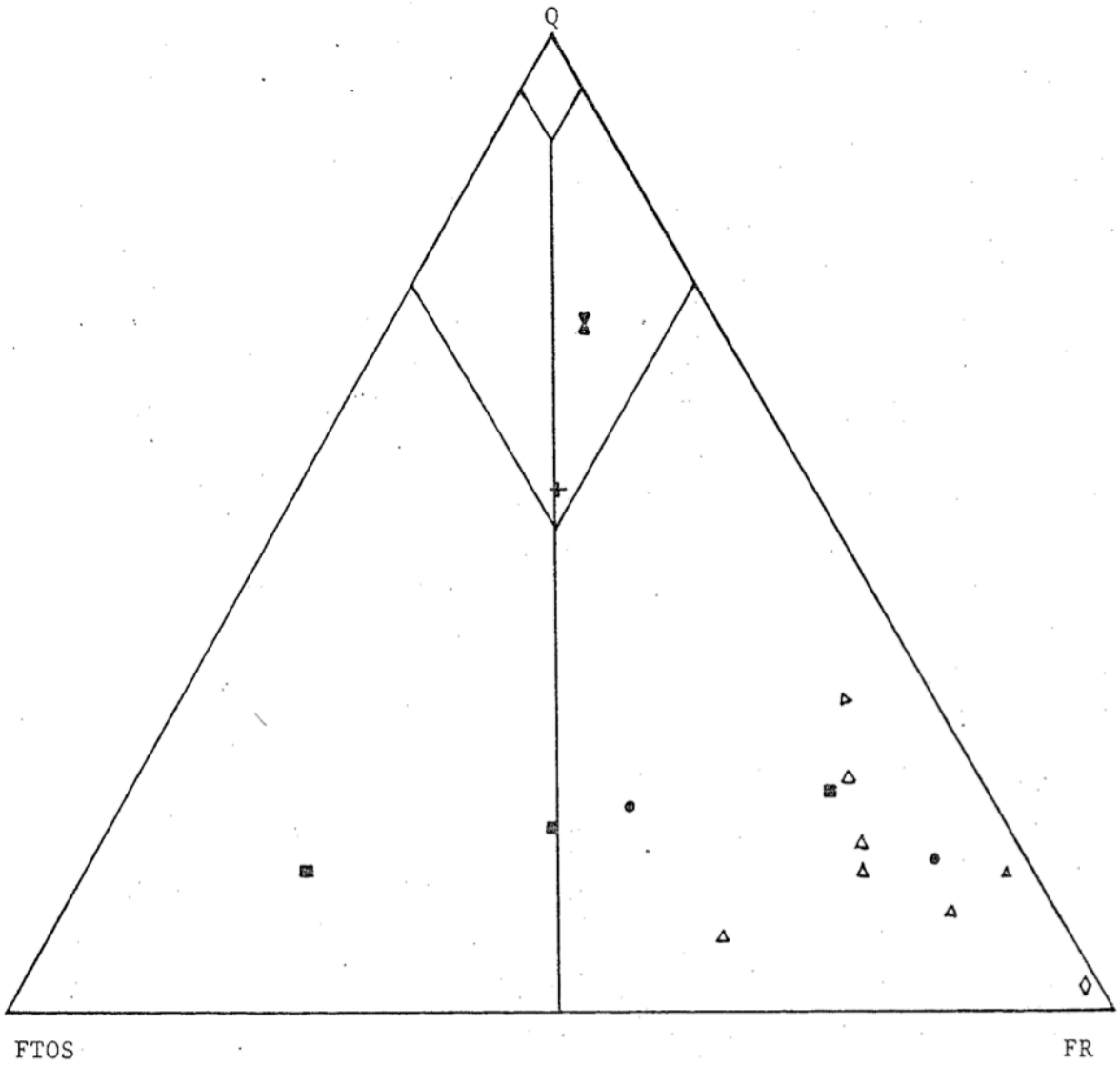
Petrografía (facies 3C2).

La limitación en el número de láminas estudiado y la indeterminación para asignar subfacies en algunas de las muestras recogidas nos ha hecho imposible el detallar las posibles características petrográficas de cada subtipo. Así pues, especificaremos como características generales el conjunto de todas las observaciones.

Composicionalmente son subgrauvacas volcanoclásticas con proporciones muy variables de feldespatos. Más ocasionalmente pueden aparecer grauvacas feldespáticas (fig. 5.4.).

Es frecuente la presencia de cristales cataclastizados, cuarzos con geometrías lunadas mostrando bordes puntiagudos, y micas ferruginizadas-carbonatadas con inclusiones cristalinas (foto nº 26). En muchos casos la textura es intermedia entre la correspondiente a una arenisca y una toba volcánica. Todo esto hace pensar en proyecciones volcánicas sincrónicas con la sedimentación o en retrabajamientos poco intensos de piroclastos recién depositados.

Especial atención merecen un grupo de muestras procedentes del Coll d'Ansobell en las que aparecen gruesos cantos de vidrios volcánicos (2 a 17 mm) y que se presentan interestratificados en una arenisca con laminaciones paralelas de grano fino y medio ($Ø_m$ de 0'03 y 0'3 mm en bandas alternantes) (foto nº 25). La arenisca es de tonos rojizos pero los clastos de vidrios producen aureolas verdes en los 4-5 mm, circundantes. Microscópicamente los tonos rojizos se traducen en la coexistencia de cemento de calcita microesparítica con óxidos de hierro, mientras que en las zonas verdes sólo existe el cemento de calcita microesparítica y el fragmento vítreo está fuertemente reemplazado por calcita micrítica.



% de matriz	0-7%	7-15%	>15%
Facies 3B1a	◊		
" 3B 2			■
" 3C2	△		
" 3C3			●
" 3D2b			⧗
" 3A1	+		

FIG. 5.4.- Composición clástica de las areniscas de la U.R.I.

Las láminas de la arenisca de grano medio ($Ø_m$=0'2 a 0'4 mm) muestran una alternancia de subgrauvacas (las peor seleccionadas, $Ø_m$= 0'2 mm $Ø_{max}$=1'6 mm) y de arcosas ($Ø_m$=0'4 mm $Ø_{max}$=0'8 mm), y están ligeramente deformadas en el contacto con los clastos vítreos.

Esta textura implica dos conclusiones inmediatas:

a) Coexisten dos granulometrías muy diferentes que no pueden haber sido acarreadas por un único tipo de transporte.

b) El grado de oxidación de la fracción granulométrica mayor (los clastos vítreos) es mucho menor que el del resto del sedimento.

En cuanto a las características de matriz y cemento, hay un grupo de rocas que presentan cementos y matrices silicatados mientras que otra parte posee cementos mayoritarios de carbonatos. En ambos casos están presentes proporciones variables de óxidos de hierro que confieren a la roca tonos rojizos. Tambien existen casos intermedios, con coexistencia de cementos-matrices de silicatos-carbonatos.

En el grupo con matrices-cementos silicatados podemos distinguir dos tipos:

El primero sería el de subgrauvacas con altas proporciones de matriz (8-15%) y grauvacas feldespáticas. La matriz es de tipo illita-montmorillonita y en proporciones menores de tipo clorítico y en la mayoría de los casos se evidencia un origen por desintegración de fragmentos volcánicos y corrosión de feldespatos.

Un segundo tipo presenta porcentajes escasos o nulos de matriz, y cambio de importantes cantidades de cementos laumontíticos (R.X.P.). Estas facies son las que presentan en mayor número y con mayor evidencia las texturas propias de tobas volcánicas (cataclasis de cristales , maclas deformadas, cuarzos lunados, etc.). También es frecuente que aparezcan pequeñas cantidades de pistacita autigénica. Llama la atención el caracter excluyente de la presencia de laumontita frente al desarrollo de matriz o cemento carbonático.

El grupo constituido por areniscas con cemento calcáreo tienen escasas proporciones de matriz o cementos laumontíticos. La calcita es casi siempre espática y reemplaza parcialmente a feldespatos, biotitas y fragmentos de vidrios.

Para completar la descripción petrográfica diremos que estas rocas son siempre volcanoclásticas (80-100% de los fragmentos líticos son de rocas volcánicas) con proporciones variables de fragmentos de felsitas, porfiritas y vidrios. Las porfiritas presentan frecuentemente fenocristales de cuarzo, mientras que los fragmentos vítreos, casi siempre deformados, están arcillitizados, recristalizados a zeolitas, cuarzo y cloritas, o reemplazados por calcita micrítica (más raramente por microesparita o esparita). En algún caso se han conservado texturas vesiculares en los vidrios pero estos casos son más bien la excepción. Los feldespatos pueden estar reemplazados por carbonatos o estar parcialmente transformados a zeolitas o minerales arcillosos (según el proceso dominante en la roca).

Como componente accesorio suelen existir pequeñas proporciones de micas con inclusiones de apatito (más raramente estas inclusiones pueden aparecer en feldespatos). Las micas están ferruginizadas en su mayoría, pero en los casos de cementos-matrices silicatados, aparecen mucho más sanas, con marcado pleocroísmo verde (biotitas decoloradas).

Casi siempre existen proporciones menores (0-25%) de clastos de pizarras Cambro-Ordovícicas, calizas Devónicas y cuarzo metamórfico.

Facies 3C3.-

Están constituidas por lutitas arenosas rojas con cantos dispersos que presentan numerosas intercalaciones detríticas escasamente cementadas y con tránsitos difusos a la lutita.

Es frecuente la presencia de nódulos calcáreos de pequeño tamaño (1 a 10 cm) y tubos de bioturbación vegetal epigenizados por carbonatos; localmente pueden aparecer pequeñas decoloraciones verdes alrededor de los clastos dispersos en la lutita, asi como en los diques clásticos que atraviesan estas facies.

Los cuerpos detríticos los dividiremos según su organización interna y su grado de individualización de las lutitas.

Subfacies 3C3a.-

Son las menos individualizadas de las lutitas, con coloraciones y cementaciones tales que con frecuencia pasan desapercibidas.

Están constituídas por cantos ($Ø_m$ = 2a 40 mm) extraordinariamente ferruginizados con esqueleto quebrantado y matriz heterométrica y también ferruginizada en la que predominan los tamaños finos (arena fina, aleurita). Las continuidades espaciales de estos cuerpos no se han podido estudiar en detalle, pero son, sin duda, medias o altas (20 m); su espesor es pequeño y oscila de 0'2 a 0'5 m.

Son masivos y la única característica notable es la presencia de clastos con el eje mayor perpendicular a la estratificación.

Subfacies 3C3b.-

Compuestas por cuerpos de conglomerados de esqueleto quebrantado con matriz esencialmente arenosa y bien individualizados de la lutita circundante, aunque pueden tener tránsitos difusos a la misma. La fracción superior a 2 mm. presenta tamaños medios de 15 a 30 mm. aunque en algunos casos puede alcanzar los 50 mm.

Normalmente masivos, pueden presentar también laminaciones paralelas muy groseras y mal visibles, granoselección invertida y más raramente normal, y raras imbricaciones de los cantos. La cementación del cuerpo es escasa y sólo es mayor en algunas intercalaciones arenosas bien individualizadas.

Subfacies 3C3c.-

Representan las diversas modalidades de intercalaciones arenosas presentes en las facies 3C3. Un primer tipo estaría representado por ni-

veles heterométricos de escasa potencia (1 a 15 cm) y continuidad espacial media (20-30 mm) por lo menos. Masivos o con granoselección invertida, están escasamente cementados.

Un segundo tipo lo constituirían cuerpos mas potentes (0'3 a 0'6 m) también con marcada granoselección invertida y secuencias con laminación paralela en la base y estratificación cruzada tabular a pequeña escala en el techo. La marcada granoselección inversa se traduce en una base escasamente cementada con tránsito difuso a las lutitas infrayacentes y un techo más cementado con tránsito neto a las litologías suprayacentes.

Subfacies 3C3d.-

Constituida por lutitas rojas con niveles piroclásticos, nódulos calcáreos y huellas de raíces.

Los niveles piroclásticos individualizados son frecuentes, alternando los de tonos verdosos con los rubefactados (foto nº 34); también abundan los fragmentos volcánicos dispersos en la lutita, algunos de los cuales poseen aureolas verdes.

Los nódulos calcáreos son de pequeño tamaño (de 4 a 100 mm) con formas arriñonadas o irregulares y casi nunca llegan a soldarse o a dar acumulaciones importantes.

Las huellas de ráíces no suelen estar acompañados de cambios de color y únicamente pueden presentar tonos grises cuando el reemplazamiento por carbonatos es muy intenso. Son de diámetro reducido (2-15 mm) y poseen una estructura interna característica como se verá en la descripción petrográfica.

Petrografía (Facies 3C3).

Los niveles detríticos no han sido estudiados exhaustivamente ya que su escasa cementación ha dificultado la realización de láminas delgadas.

En las subfacies 3C3c hemos determinado composiciones de grauvacas líticas en las que el 75-90% de los fragmentos rocosos corresponden a rocas volcánicas, en muchos casos con morfología y textura de vidrios. En estos casos hemos detectado la coexistencia de dos tipos de matrices: La primera posee una importante fracción aleurítica y está fuertemente ferruginizada. El segundo tipo está constituido por silicatos fibrosos ligeramente teñidos por óxidos de hierro, asociados a cloritas y cuarzo equigranular de grano fino (0'01 mm.) que en muchos casos presentan contornos de clastos aplastados y parcialmente disgregados, lo que evidencia con bastante claridad un origen a partir de fragmentos de vidrios que han perdido sus texturas originales.

Curiosamente, las facies 3C3a que por lo general son las menos consolidadas, aparecen localmente fuertemente cementadas. Presentan una gran heterometría con la coexistencia de varios tamaños medios ($\emptyset_{m1}$=0'10 a 0'12 mm $\emptyset_{m2}$=0'22 a 0'28 mm) y tamaños máximos muy elevados en comparación a los tamaños medios ($\emptyset_{max}$=7 a 30 mm). Las proporciones de matriz son extraordinariamente elevadas (45-50%) y la composición de la roca se encuentra en valores intermedios entre grauvacas líticas y feldespáticas.

El cemento que consolida la roca es complejo. Esencialmente parece compuesto de una trabazón de óxidos de hierro y minerales arcillosos recristalizados. En menores proporciones hay también calcedonia y cementos feldespáticos sintaxiales.

Los nódulos calcáreos están formados por calcita espática (70-90%) y fragmentos de rocas volcánicas, cuarzo y feldespatos (10-30%). La calcita aparece con texturas en mosáico o como láminas macroesparíticas, dando agregados en abanico. Las numerosas inclusiones arcillosas y de óxidos de hierro pseudomorfizando clastos (a veces en microesparita) sugieren un origen de la calcita por reemplazamiento de la lutita preexistente. En muchos casos los clastos que flotan en la matriz de carbonatos poseen incrustaciones de calcita fibrosa.

También hay que señalar que en los tramos basales de la U.R.I. hemos encontrado algún nódulo con proporciones notables de dolomita microesparítica (20-40%). El resto de la textura y composición es similar al descrito, pero con mayores proporciones de calcita microesparítica.

Las huellas de raíces están reemplazadas por carbonatos con una microestructura característica que presenta tres zonas concentricas:

Zona exterior: Constituida por calcita microesparítica que cementa a gran numero de clastos ($\emptyset_m$=0'4 - 0'6 mm) de cuarzo, feldespatos y rocas volcánicas, muchos de los cuales poseen aureolas de calcita incrustante. Los clastos han sufrido un proceso de concentración selectiva ya que las huellas de ráíces estan inmersas en lutitas.

Zona intermedia: Formada por calcita micrítica con tonos progresivamente más oscuros hacia el interior de la concreción, que se traduce en anillos groseramente teñidos por óxidos de hierro. Está atravesada por una red de grietecillas con disposición radial rellenas de calcita microesparítica.

En este conjunto flota algún clasto y pequeños cristales (0'04 mm) de calcedonia y plagioclasas, estas últimas idiomorfas.

Zona central: Formada por un espacio de 1 a 3 mm de radio, de formas más o menos esférica y relleno por calcita espática y macroesparítica. En ocasiones puede aparecer algún clasto en el interior de la calcita.

Esta disposición se adapta perfectamente a la zonación descrita por Calvet F. et al.(1975) para las rizoconcreciones del Pleistoceno de Mallorca; estos autores estudian rizoconcreciones desarrolladas sobre eolianitas mientras que las descritas por nosotros se implantan en materiales volcano-sedimentarios.

Los niveles de vulcanitas son composicionalmente cineritas con cristales y cristal-tobas cineríticos parcialmente reemplazadas por calcita.

Los fenocristales son de cuarzo y plagioclasas (0'04 mm) más raramente puede existir como accesorios micas y turmalinas. La matriz esta compuesta en la mayoría de los casos por proporciones variables (10-30%) de minerales potásicos calcedonia, caolinita y otros filosilicatos.

5.3.4. Asociación de Facies Proximal.

Asociación de facies 3D.-

Agrupamos aquí las facies mas gruesas que aparecen en la U.R.I. para las que quizás una de sus características más notables sea su marcado sinvulcanismo y la gran abundancia de tobas riolíticas. Litológicamente están constituídas por una gran masa de conglomerados angulosos con intercalaciones muy esporádicas de tobas ácidas y lutitas arenosas.

Facies 3D1.-

Aparecen siempre en la base de las secuencias y están constituidas por un gran cuerpo de 2 a 7 m. de espesor que en la base puede tener bloques de hasta 0'6 m. Presenta marcado granodecrecimiento de muro a techo y en el centro del cuerpo los tamaños medios oscilan de 13 a 16 cm.

Son bastante heterométricos y suelen presentar el esqueleto quebrantado con matriz arenosa. Más raramente poseen una matriz verdosa de cristal-tobas cineríticas. Los cantos son casi exclusivamente de rocas volcánicas con composición riolítica.

Facies 3D2.-

Consisten en una alternancia de conglomerados (Subfacies 3D2a) con lutitas arenosas, tobas riolíticas y tobas retrabajadas (subfacies 3D2b).

Los conglomerados aparecen en paquetes de 0'6 a 2 m, y tamaños medios que oscilan de 0'5 a 4 cm. El paquete de conglomerados está culminado siempre por una cinerita con cristales y lapillis que cementa además la zona superior del cuerpo detrítico.

Los paquetes poseen granoselección positiva y a veces laminaciones paralelas groseras. Los afloramientos observados no han permitido un

análisis detallado de la geometría espacial, pero a pesar de ello se puede afirmar que la base de los paquetes es relativamente plana con escaso caracter erosivo.

La base de los paquetes puede presentar apófisis globulosas hacia el muro, mientras que desde el techo se inyectan en los niveles superiores diques clásticos (3-8 cm de ancho) de escasa penetración (1 a 3 m.).

Las lutitas arenosas son en muchos casos areniscas de grano fino escasamente cementadas. Aparecen masivas o con un lajamiento paralelo a la estratificación. Aparecen en niveles de 0'2 a 0'8 m.

Las tobas intercaladas aparecen en niveles de 2 a 35 cm y son similares a las que culminan los paquetes de conglomerados.

Ocasionalmente aparece algún nivel masivo de areniscas muy cementadas y composicionalmente corresponden a cristal-tobas retrabajadas.

Paleocorrientes

Los datos obtenidos esencialmente sobre las facies 3C indican una dirección de los aportes desde el N-NW hacia el S-SE en un entorno que oscila desde los 110ºN a los 200ºN.

Los minerales de la arcilla en la fracción inferior a 2 μ (RX.L.O)

Cualitativamente presentan una composición similar a los de la U.R.S., es decir, son esencialmente illita, interestratificados irregulares illita-montmorillonita (I_{60}/Mo_{40} como valor más frecuente), clorita magnésica, caolinita y montmorillonita. Esta última representa la mayor diferencia desde un punto de vista cualitativo, ya que en la U.R.S. aparece sólo como trazas mientras que aquí existe como constituyente cuantificable (síntesis esquematica en el gráfico III).

Hay también una cierta anisotropía en la distribución de los minerales arcillosos en función de las facies consideradas.

Las facies detríticas (3C) poseen proporciones mayores de illita y menores de clorita e interestratificados I/Mo. La caolinita no se presenta.

Las facies menos detríticas (3B y 3A) poseen proporciones notables de interestratificados de I/Mo, clorita más abundante, y presencia de montmorillonita en unos casos y caolinita en otros. Como siempre hay cantidades importantes de otros minerales de la arcilla, no ha sido posible aislar la clorita para calcular difractogrametricamente las reflexiones, pero si se puede afirmar que las cloritas de los tramos superiores de la U.R.I. son de tipo clinocloro.

En los tramos inferiores la clorita es muy poco abundante, con sólo cloritas autigénicas en los cuerpos detríticos, y que resultan ser más férricas que el clinocloro (asimetría=+0'65).

Sigue existiendo una fuerte variación espacial entre las cuencas Occidental y Oriental. Desgraciadamente hemos estudiado pocas muestras de esta última pero hemos podido apreciar claramente un mayor predominio de la illita con clorita como acompañante, mientras que la illita-montmorillonita aparece como trazas y sólo en una muestra de los tramos basales existe en proporciones cuantificables.

En el extremo oriental (facies 3D) solo existe illita como único mineral de la arcilla y con cristalinidades bastante altas (fig. 5.5 y Gráfico III).

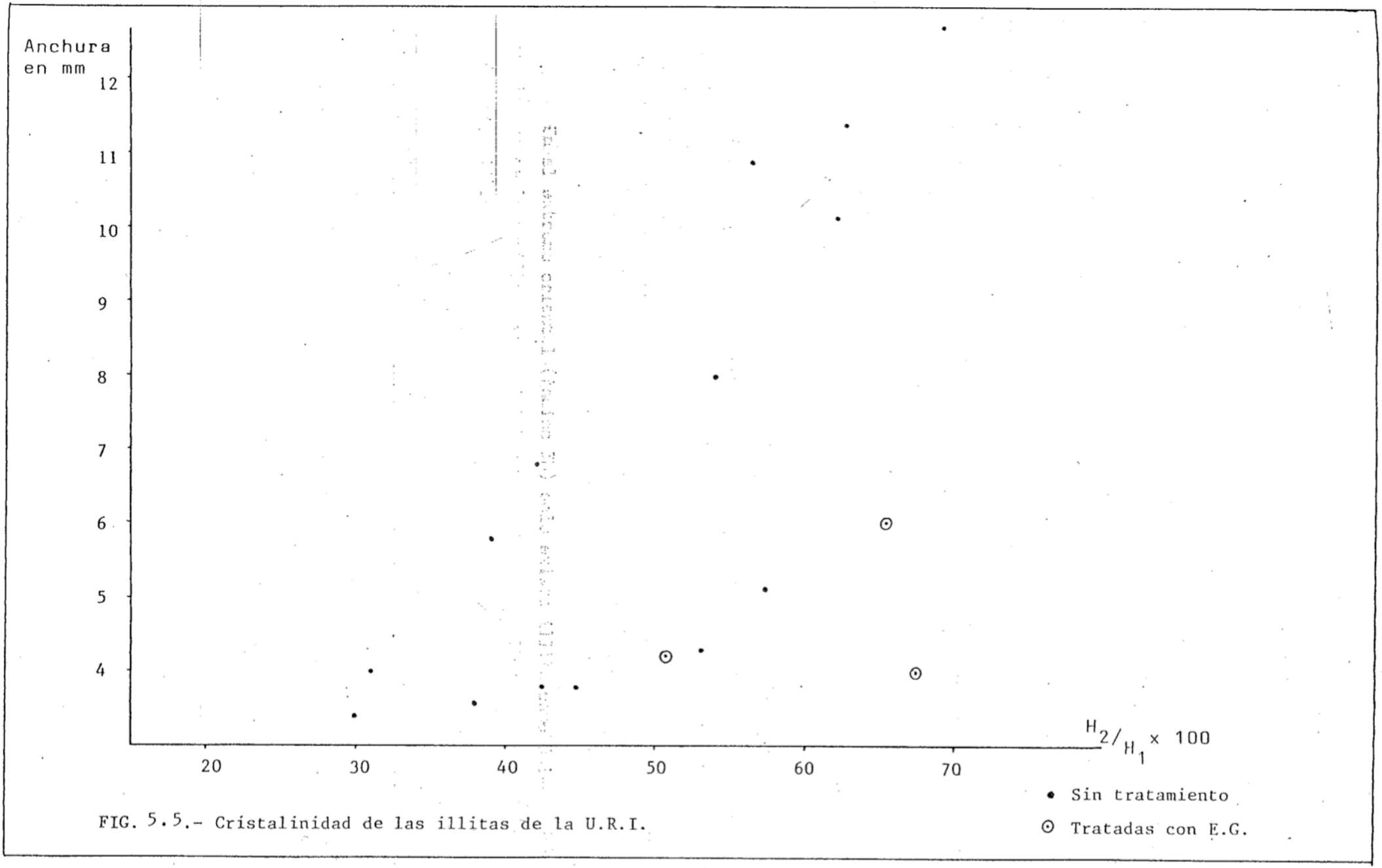


FIG. 5.5.- Cristalinidad de las illitas de la U.R.I.

	MATICES MEDIOS		COLOR MEDIO	Fe^{+3} (1)
FACIES 3A1	5 RP 6/1	(12,5%)	2,4YR 5/1,8	
	7,7 R 4/4	(37,5%)		
	5,5YR 5,3/2,8	(25 %)		
	10 GY 5,5/2	(12,5%)		
	3 BG 5/3	(12,5%)		
FACIES 3A2	2 RP 3/2	(6,3%)	10 YR 4,2/1,5	máx.= 1,414 %
	9,4 R 3,5/4,1	(31,3%)		
	5 Y 4/1	(18,8%)		
	7,2GY 6/2,7	(31,3%)		
	5 B 2,5/1	(12,5%)		min.= 0,024 %
ASOCIACION DE FACIES 3B	5 PB 5/2	(7,7%)	8,2YR 5,2/1,4	
	8 RP 6/2	(7,7%)		
	8,5R 4,3/2,6	(30,8%)		
	6,4YR 5,4/1,6	(30,8%)		media= 0,45 %
	4,2GY 6/3,3	(23 %)		
FACIES 3C3	5 PB 3/1	(3,5%)	0,7YR 4,6/3	
	8,3R 4,2/3,5	(69 %)		
	5,2YR 4,7/1,7	(10,3%)		
	7,5 Y 7,8/2	(6,9%)		
	2,3GY 5,5/2,8	(6,9%)		
	7 G 7,5/2,5	(3,5%)		
FACIES 3C2 y 3D2	7,6 R 4/4	(87,5%)	8,5 R 4,3/3,5	
	9 Y 6,5/2	(3 %)		
	5 GY 6,75/2	(6,2%)		
	10 G 6/3	(3 %)		

(1) Fe^{+3} extractable en lutitas rojas

TABLA 5.2.- COLOR DE LAS FACIES DE LA U.R.I.

5.4. Interpretación y discusión.

5.4.1. Geometría y estructuras.

Empecemos advirtiendo que en la interpretación utilizamos modelos desarrollados en cuencas sedimentarias en ausencia de vulcanismo sincrónico. Los depósitos detríticos de la U.R.I. presentan fuertes caracteres sin volcanicos y lógicamente los modelos de agentes de transporte y sedimentación son distintos de los sedimentarios s.s. En la medida de lo posible el autor ha introducido hipótesis basadas esencialmente en publicaciones recientes sobre rocas piroclásticas; a pesar de ello falta una referencia a modelos generales de sedimentación volcano-sedimentaria ya que estos no existen en la literatura cientifíca.

Facies 3D1 y 3D2.

Presentan caracteres de depósitos de "debris-flow". El carácter monocomposicional de los fragmentos clásticos (fragmentos riolíticos) y la presencia de matriz cinerítica parecen indicar que estas facies desmantelan aparatos volcanicos de composición riolítica sincronicamente con el funcionamiento eruptivo.

La presencia de secuencias de conglomerados culminados por una cinerita que cementa a la parte superior, o incluso a todo el paquete, sugieren (H.r.) que la deposición del conglomerado estuviera relacionada con tormentas o precipitaciones acuosas sincrónicas con los episodios eruptivos.

Subfacies 3C2a.

Poseen las características típicas de depósitos de "stream-flood" pudiendose precisar que el término superior de la secuencia representa los depósitos de decrecimiento de flujo.

Subfacies 3C2b.

Representan depósitos de "debris-flow" canalizados, asociados estrechamente a cuerpos estratiformes de las mismas facies. Maticemos sin embargo que las variantes canalizadas con granoselección positiva y numerosas cicatrices erosivas son sin duda depósitos formados durante el decrecimiento del flujo y probablemente en condiciones hidrodinámicas de "water-flow" correspondiendo a los canalillos que disecan los "debris-flows" y "mud-flows" al decrecer la descarga acuosa.

Subfacies 3C2c.

Estos cuerpos detríticos pueden interpretarse como depósitos de "stream-flood" desarrollados en canales secundarios. Cuando existe un relleno de granulometría fina podría tratarse de depósitos tipo "sieve" aunque nunca hemos localizado sobre el terreno la banda gruesa y permeable caracterísitca de estos depósitos. Es por ello que estas litologías podrían representar tan solo el relleno de un canal que ha quedado desconectado de la red principal de drenaje.

La falta de depósitos de "sieve" bien diferenciados es coherente con el predominio de materiales finos en la serie ya que para que se desarrollen estos depósitos son necesarias permeabilidades apreciables en las rocas infrayacentes.

La presencia de piroclastos de tamaños anómalos respecto al resto del sedimento puede explicarse suponiendo que las granulometrías gruesas se han emplazado por proyección aérea desde un centro volcánico hasta un cauce fluvial donde estaba sedimentándose una roca detrítica. También podrían tratarse de fragmentos vesiculares transportados en la corriente fluvial por flotación. Sin embargo la destrucción de la textura original en los fragmentos volcánicos no permite reconocer texturas vesiculares, dato que apoyaría la segunda hipótesis; en cualquier caso el tiempo de transporte del piroclasto en una corriente fluvial ha de ser mucho menor que el resto del sedimento que aparece más oxidado.

La primera hipótesis es más adecuada vista la distribución irregular de los piroclástos ya que un transporte por flotación conduciría a una disposición más ordenada de estos componentes.

Subfacies 3C3a y 3C3b.

Representan depósitos de "mud-flow" y "debris-flow" no canalizados. Contrariamente las subfacies 3C3c representan los paleocanales efímeros quizás de tipo "braided" que con una disposición difusa y escasamente jerarquizada evolucionan sobre los depósitos anteriores en estadios de flujo bajo.

Subfacies 3C3d.

Representan sedimentos de desbordamiento intercanales donde se depositan tobas, lutitas y se producen procesos de incipiente calichificación (nódulos, rizoconcreciones).

Facies 3B1.

En cuanto que facies canalizadas específicas del Tránsito hacia las facies lutíticas pueden interpretarse como episodios de canales "braided" poco jerarquizados. Además representarían los depósitos más distales de la red de canales efímeros. Así la marcada falta de continuidad espacial en las subfacies 3B1b evidencian procesos de erosión y relleno probablemente circunscritas a una misma avenida cuando se presenta la cicatriz erosiva común. Las subfacies 3B1a presentan un notable desarrollo de barras longitudinales y tienen un cierto parecido con las facies 4B2, recalquemos sin embargo que estas últimas facies eran muy abundantes en la U.R.S. mientras que las facies 3B1a son raras en la U.R.I.

Facies 3B2.

Presentan secuencias con una cierta similitud con las 3B1a pero son mucho más potentes y evolucionadas que estas últimas. Poseen también

una granulometría mayor y un porcentaje superior de clastos extracuencales. Ambientalmente se situan también en el tránsito hacia facies más finas. Como están circunscritas a los tramos basales es lógico pensar en un decrecimiento progresivo de la importancia y jerarquización de los canales "braided" desde muro a techo en el seno de la U.R.I.

Facies 3A1.

Están fuertemente oxidadas, presentan señales de intensa exposición subaérea, abundantes niveles detríticos con estructuras de corriente y restos vegetales fosilizados en óxidos de hierro. Muchos de los niveles detríticos muestran las características de los "niveles de tormenta" tal como los describe Nagtegaal (1969a) aunque siempre con espesores reducidos. Estas características parecen ajustarse a las descritas como propias de los depositos de "sand flats" (Hardis et al 1970 y Smoot 1978) asociados a abanicos aluviales en climas áridos. La ausencia de evaporitas podría explicarse por no aflorar las partes más distales de estos ambientes (playas) toda vez que en zonas proximas hay citados sulfatos (Toutin, 1980, Lucas 1977, Mirouse 1966) o pseudomorfos de los mismos (Nagtegaal pers. común) en rocas asimilables a la U.R.I.

Facies 3A2.

Pueden interpretarse como zonas de encharcamiento semi-permanente (playas) con ocasionales exposiciones subaéreas y con importante vulcanismo sincrónico. Presentan notables semejanzas con las facies 4A1 y 4A2 de la U.R.S. aunque destaca la ausencia aqui de sedimentación carbonática.

Las subfacies 3A2b parecen representar las zonas de mayor humedad donde se concentra la vegetación con la consecuente acumulación orgánica que asegura un ambiente reductor a pesar de las exposiciones subaéreas.

El conjunto de facies descrito es característico de abanicos aluviales y zonas de playa asociadas. La predominancia de los depositos de "debris-flow", "mud-flow" y "stream-flood" sobre los canales "braided", el caracter efímero y escasamente jerarquizado de estos últimos, la mala

segregación granulométrica a todas las escalas y las numerosas intercalaciones detríticas en las facies asociadas de playa son características de abanicos aluviales desarrollados en climas áridos. Esta afirmación necesita de varias precisiones.

En primer lugar señalar que en los tramos basales hay un predominio de las facies de "stream-flood" y de canales "braided" presentando estos últimos una cierta evolución proximal-distal. Lo cual unido a las peculiares características de los depósitos de playa en estos tramos basales nos indica que en ellos el tipo de abanico aluvial presenta caracteres intermedios entre los modelos de clima húmedo y clima árido teniendo bastantes puntos de semejanza con los depósitos de la Unidad Roja Superior.

Podríamos resumir lo anterior diciendo que el modelo de abanico aluvial para la U.R.I. presenta en los tramos basales caracteres intermedios entre los de clima húmedo y clima árido, pero evoluciona con cierta rapidez hasta presentar los caracteres propios de un abanico de clima árido en los tramos medios y superiores.

Esta evolución de muro a techo conlleva unacierta disminución de la actividad volcánica sincrónica, actividad que es otro caracter propio de los abanicos aluviales de la U.R.I. Esta característica parece indicar que el relieve en el área fuente estaba constituido en una parte sustancial por centros de emisión volcánica (probablemente de caracter ácido) y que gran número de los cuerpos clásticos representan piroclastos retrabajados o piroclastos emplazados por mecanismo volcánicos o volcano-sedimentarios.

Se puede generalizar además un modelo de abanico para esta unidad cuya zona apical estaría esencialmente constituida por la asociación de facies 3D, la zona intermedia por la asociación de facies 3C y la distal por la 3B gradando hacia zonas de playa representadas por las facies 3A. Este modelo conviene precisarlo en los siguientes aspectos:

En la Sierra del Cadí es la única región del Pirineo de Lérida de donde la U.R.I. aparece con facies gruesas. En este sentido la presencia de las facies 3D es de excepcional interés. Desgraciadamente en los afloramientos de estas facies no existe ninguna otra asociada. Este hecho abre

bastantes incognitas pues hemos visto en la U.R.S. que existian abanicos aluviales de al menos dos tamaños y con posiciones ambientales distintas en una cuenca disimetrica.

Tal como exponemos en el siguiente apartado hay datos que apuntan hacia una disimetria de la cuenca en la U.R.I. pero la falta de medidas de paleocorrientes nos conduce a una ambiguedad sobre la posición de las facies 3D en el seno de la cuenca. Si la fractura N 30 de Prats d'Aguiló hubiera tenido un juego esencialmente senestral los afloramientos observados serían los del borde Sur de la Cuenca y el sentido de las facies 3D seria similar al de las 4A3 (H.r.).

Se puede añadir además que a pesar de la notoria composición volcanoclástica de las facies 3C hay siempre presente una proporción notable de fragmentos de rocas sedimentarias, los cuales no pueden proceder de abanicos cuyas facies apicales sean las 3D ya que estas desmantelan exclusivamente domos de riolitas e ignimbritas. Parece pues que las facies 4D representan facies apicales de abanicos de menor tamaño que los representados por las facies 3C. Esta diferencia de tamaño quizá conlleve (H.r.) una ligazón al borde abrupto de los abanicos menores (paleocorrientes S→N) frente a una disposición en el borde suave de los abanicos mayores (paleocorrientes N→ S). Esta distribución centrifuga de paleocorrientes ha sido observada también en la región de Peranera (Nagtegaal pers. común) y en el Pirineo de Gerona (Marzo, M. pers. común).

5.4.2. Tectónica y Sedimentación.

Describamos sintéticamente el estadio de conocimientos sobre esta cuestión.

1.- En la cuenca Oriental los 850 m. de serie presentan dos secuencias granocrecientes en la base de la unidad (40-50 m. cada una), el resto de la serie es una gran megasecuencia (750 m.) granodecreciente aunque el tránsito entre las facies gruesas y finas es relativamente brusco y no progresivo.

2.- La cuenca Occidental presenta una organización en 8 secuencias granodecrecientes con espesores de 40 a 90 m. En la base aparece una novena secuencia granocreciente de reducido espesor (15 m.). En este perfil dominan las facies gruesas.

3.- En el extremo Occidental la serie se organiza en dos secuencias; la basal más potente (100-150 m.) es granocreciente y la superior más reducida (25-30 m.), granodecreciente. En esta región dominan las facies distales.

4.- Los afloramientos de la U.R.I. en el Sinclinorio de Querforadat permiten deducir la geometría espacial de una pequeña cuenca de esta unidad. La cubeta está limitada al Norte y al Sur por fracturas de dirección N 75-80. Los límites E-W no son visibles pero la disposición general del sinclinorio permite predecirlos con bastante seguridad. Casi sin duda el límite W lo constituye el máximo espesor de sedimentos. El limite E podría ser escalonado (fracturas N 25) o no tener un control estructural marcado acabando la cuenca por biselamiento.

5.- Las magnitudes de las cuencas son bastante problematicas pero se podrían suponer del mismo orden que en la U.R.S. (3-7 x 20 km) o ligeramente mayores.

6.- En las dos grandes cuencas encontramos un notable incremento de las facies distales desde el E hacia el W.

7.- El espesor de la U.R.I. en las dos cuencas (Oriental y Occidental) es similar (800-900 m.).

5.4.3. Modelo ambiental.

Distribución horizontal de facies.

En las dos grandes cuencas los accidentes estructurales más importantes y los mayores espesores de serie se situan en el límite E de la cu-

beta (al contrario que en el Sinclinorio de Querforadat).

Las paleocorrientes en dirección N-110 a N-220 parecen indicar que la mayoría de las facies detríticas presentes corresponden a abanicos aluviales coalescentes y poco individualizados, desarrollados sobre el margen NNW de la cuenca (paleocorrientes hacia el SSE). Extrapolando los datos conocidos podemos suponer (H.r.) que las facies proximales-intermedias de los abanicos áridos (3D-3C) ocupan el borde E y NNW de la cuenca. A lo largo del eje mayor de la cubeta (desde el ENE hacia el WNW) pasamos de facies proximales (3D, 3C) a facies distales de "sand flat" (3A) a través de los paleocanales efímeros de las partes distales del abanico (3B). Con carácter de hipótesis de tanteo proponemos que el borde SSE de la cuenca estaría ocupado por abanicos de dimensiones y características no conocidas. En el extremo WNW estaría ocupado por las facies de "sand flat-mud flat" (3A), en cuyos subambientes más distales (playas) podría haber sedimentación evaporítica (H.r.) aunque estos subambientes nunca llegarían a aflorar (al menos en la región del Cadí).

Distribución vertical de facies.

La presencia de secuencias granodecrecientes o de grandes espesores de serie sin variaciones apreciables de tamaño de grano parecen indicar una subsidencia continua sin pulsaciones. Las secuencias granodecrecientes serían pues autocíclicas ya que parece comprobado (Steel 1976, Steel et al 1977) que las respuestas sedimentarias a una subsidencia pulsante son secuencias granocrecientes.

A techo de las series el tránsito brusco a facies más finas parece indicar un decrecimiento en la velocidad de subsidencia, decrecimiento mucho más marcado en la cuenca Oriental que en la Occidental. También se podría pensar que si el vulcanismo es el principal agente de creación de relieve en el area fuente, la notable disminución de su actividad (detectada a techo de la Unidad) condujo a una progresiva degradación del relieve y consiguiente progradación de las facies finas.

En la cuenca Occidental en que la U.R.I. reposa en continuidad sedimentaria sobre la U.T. la pequeña secuencia granocreciente de la base, se puede interpretar como la respuesta sedimentaria al incremento de la tasa de subsidencia mucho más reducida durante la deposición de la U.T.

En la cuenca Oriental el paso de dos pequeñas secuencias granodecrecientes a una megasecuencia de granulometría gruesa y constante, se puede interpretar como el paso desde zonas intermedias-distales del abanico a una zona francamente proximal que se mantiene constante. Hay pues un pequeño incremento energético de abajo a arriba.

Esta disposición en la cuenca Oriental presenta la misma problematica que las secuencias granocrecientes del extremo Occidental. En efecto este granocrecimiento a escala de 80-100 m. de serie podría interpretarse como una respuesta sedimentaria a una pulsación en la subsidencia (Steel 1976). Sin embargo también podría pensarse que la aridificación del clima y el rejuvenecimiento del área fuente pueden provocar una progradación de las facies más gruesas sobre las más distales sin que este fenómeno tenga necesariamente relación con una pulsación en la subsidencia.

5.4.4. Composición petrográfica-geoquímica.

a.- Los Paleosuelos.

La U.R.I. provoca una cierta rubefactación cuando reposa en paraconformidad sobre las rocas volcánicas. Este efecto, por otra parte poco desarrollado, no lo hemos estudiado en detalle.

En todas las facies de lutitas de desbordamiento hay abundantes nódulos calcáreos de pequeño tamaño que presentan texturas espáticas características de paleosuelos calcáreos. Aunque se organizan con una tendencia a incrementar su densidad y tamaño de muro a techo, nunca llegan a coalescer para originar una costra calcárea.

Las rizoconcreciones asociadas a los nódulos poseen un especial interés. Efectivamente su estructura interna corresponde a la que Calvet et al (1975) dan como característica todavía en vida del vegetal. Según estos autores, trás la muerte de este último la rizoconcreción tiende más o menos rápidamente a homogeneizarse por calichificación.

Tal como indican los nódulos calcáreos, los procesos de calichificación están presentes. Por tanto la única explicación en la preservación de la estructura interna de la rizoconcreción es el de un rápido enterramiento que detenga al desarrollo de la calichificación. Esto parece ser congruente con el escaso desarrollo de los paleosuelos calcáreos en una formación con un paleoclima de tipo semi-árido. También concuerda con que esta unidad presente los mayores espesores (800-900 m.) de sedimentos sin que esto parezca implicar una mayor amplitud temporal que las demás unidades.

También podemos resaltar que a pesar de poseer numerosas intercalaciones piroclásticas, no se desarrollan costras calcáreas como las de la U.R.S., lo que parece indicar que para la génesis de estas costras es necesario un clima menos árido que permita una descomposición de los piroclastos mayor o más rápida que la desarrollada en la U.R.I.

b.- Los minerales de la arcilla.

La interpretación hecha para explicar las paragénesis de minerales de la arcilla en la U.R.S. puede considerarse generalizable a la U.R.I. con las siguientes matizaciones:

a) La gran activiada volcánica sincrónica con la sedimentación que se traduce en una constante interestratificación de piroclastos hace pensar en una mayor trascendencia en la génesis de Montmorillonita y de interestratificados I/Mo, de las alteraciones "in situ" de las vulcanitas más que en una herencia de arcillas en paleosuelos.

b) La clorita en las facies distales nunca es tan abundante como en la U.R.S. sin embargo su estrecha asociación a las facies más finas

y su inexistencia en las lutitas asociadas a las facies proximales nos corrobora su posible origen autigénico.

c) La caolinita es más rara que en la U.R.S. pero a veces está presente. Notemos (Gráfico III) como era previsible, que su presencia excluye la de montmorillonita y reduce el porcentaje habitual de interestratificadas de I/Mo. Su existencia solo pueden explicarse en una singénesis ácida tal como ya la explicamos en la U.R.S. (cap. 4.4.1. pág 100).

d) La mayor cantidad de interestratificados I/Mo y su superior riqueza en montmorillonita estarían de acuerdo con una cuenca más alcalina y peor drenada que en el caso de la U.R.S. y apuntaria también hacia un entorno paleoclimático más árido.

e) La inexistencia de montmorillonita y la casi total desaparición de interestratificados I/Mo en la cuenca Oriental son muy probablemente el resultado de una mayor evolución diagenética en esta región.

A pesar de lo dicho, en la cuenca Occidental llama la atención la escasez de montmorillonita en comparación con el predominio de este mineral en cuencas volcano-sedimentarias con parametros ambientales y climáticos muy parecidas a las nuestras (valle de la Magdalena, Colombia, Van Houten 1976).

Podemos observar como la distribución de la cristalinidad de las illitas de la fig. 5.5. (mayoritariamente de la cuenca Occidental) se ajusta a la típica para el estadio II de Diagénesis descrito por Dunoyer de Segonzac (1969, pág. 244) y que este autor define en gran parte sobre datos de cuencas Estefaniense-Pérmicas. En este estadio aunque puede persistir la montmorillonita, sus proporciones originales siempre han sido reducidas en cantidades más o menos variables para formar illita e interestratificados de I/Mo.

c.- Area fuente y procedencia.

En estas rocas hay un predominio muy marcado de fragmentos de rocas volcánicas y cristales (cuarzo, plagioclasas, biotitas) también de origen volcánico. Tal como comentamos en la descripción, la mayoría de estas rocas se pueden considerar como tobas más o menos retrabajadas.

Entre los fragmentos volcánicos predominan los vidrios. Este hecho es un argumento más sobre la existencia de un vulcanismo sincrónico. Entre los fragmentos de porfiritas hay una neta mayoría de las que presentan fenocristales de cuarzo, lo que parece apoyar un predominio de las manifestaciones volcánicas ácidas.

Los fragmentos de series preestefanienses indican que en pequeña proporción estos materiales aflorarian en el área fuente, la cual estaría esencialmente ocupada por edificios volcánicos con una actividad sincrónica a la sedimentación.

d.- Evolución clástica: Los componentes del esqueleto y las matrices.

En la figura 5.4. podemos observar que las areniscas de la U.R.I. son litoarenitas, grauvacas líticas, grauvacas feldespáticas y sublitoarenitas.

La comparación del análisis petrográfico (fig.5.4.) con la evolución previsible por transporte fluvial (fig.4.12) indica que excepto las escasas sublitoarenitas, la mayoría de los cuerpos detríticos no han sufrido una evolución clástica apreciable.

Este fenómeno puede explicarse por la concurrencia de dos hechos cuya presencia está demostrada ya por otros argumentos:

a) El carácter marcadamente efímero de los canales fluviales por efecto del entorno climático árido y la consiguiente abundancia de mecanismos de transporte de alta densidad ("mud flow" y "debris flow") que no provocan practicamente evolución textural ni composicional del sedimento.

b) La presencia de un vulcanismo muy activo que abastecería de material muy poco evolucionado a todos los ambientes independientemente de su carácter más o menos proximal.

Finalmente los microconglomerados intercalados en las facies 3B1a se podrian considerar "gravel lags" volcanoclásticas con un origen similar al propuesto para estos niveles en la U.R.S.

Las matrices de las facies 3B2 y BC2 son sin duda diagenéticas. Como su origen es fundamentalmente por descomposición de vidrios se podria pensar (H.E.) en un origen temprano de la misma. Llama la atención el mayor contenido en hierro de las cloritas en las facies 3B2 respecto a las de la U.R.S., dato que estaría de acuerdo con una singénesis relativamente reductora (estas facies son de tonalidades verdosas) permitiendo disponer de mayor cantidad de Fe^{+2} en la autigénesis.

Podemos concluir al respecto que existe una tendencia evolutiva desde las litoarenitas volcanoclásticas hasta grauvacas feldespáticas controlada por procesos diagenéticos tempranos y que se desarrolla preferentemente en los tramos basales de la U.R.I.

Las matrices de las facies 3C3 son primarias (depositos de "mud-flow") conviene además explicar la alta cohesión que presentan en ocasiones contrastando con su habitual textura friable.

La alta proporción de matriz en la roca y la discontinuidad espacial de las áreas más cohesionadas hace lógico suponer que esta cementación se produce en estadios tempranos de la sindiagénesis; interpretación que también es coherente con la presencia de una autigénesis de feldespatos sintaxiales en rocas con tan baja permeabilidad. Como además el ambiente y mecanismos sedimentarios son los mismos en todos estos niveles cementados o no, se puede pensar que la presencia de la cementación estará condicionada por la capacidad de recristalización de los componentes de la matriz.

Creemos pues que estas matrices cohesionadas en depósitos de "mud-flow" son producto de la incorporación de cenizas volcánicas en la

matriz de la roca detrítica, matriz que recristalizaría en la diagénesis y que es en parte fruto de emisiones volcánicas sincrónicas con la sedimentación, e incorporadas a esta última.

En las facies 3D son frecuentes cementaciones del mismo tipo en las que la ausencia de hematites permite discernir petrográficamente la mineralogía responsable de la cohesión de la matriz (mosaico de calcedonia caolinita y arcillas de tipo illita-montmorillonita).

e.- Cementación-compactación-autigénesis.

Ya hemos adelantado que la presencia de cenizas volcánicas en las fracciones finas parecer ser la responsable de la fuerte trabazón de niveles de lutitas aleuríticas e incluso areniscas de grano muy fino. Esta trabazón estaría generada por un mosaico criptocristalino de calcedonia, feldespato, minerales arcillosos y más accesoriamente hematites, calcita y dolomita producto de la recristalización y parcial reemplazamiento de los componentes volcánicos en etapas muy tempranas.

En las facies 3C2 los cementos laumontiticos se asocian a niveles con texturas marcadamente tobaceas. Este hecho parece lógico dada la mayor capacidad de recristalización de los vidrios y en general de toda la mineralogía volcánica que primero desaparece con el transporte sedimentario.

La inexistencia de cementos de calcita en aquellas rocas donde se desarrolla el cemento laumontitico es coherente con las notables pérdidas de porosidad ($\simeq$ 12%) sincrónicas con la hidratación de plagioclasas cálcicas y vidrios en el proceso de formación de la laumontita (Surdam and Boles 1979). Siguiendo a estos mismos autores podemos pensar que la ausencia de la zeolitización en numerosas tobas y areniscas volcanoclásticas es producto de una composición ácida de los fragmentos volcánicos, que resulta impropia para el desarrollo de cementos laumontiticos.

No hemos encontrado criterios texturales para precisar el momento del desarrollo del cemento laumontitico, sin embargo este mineral pare-

ce ser casi siempre tardío (Boles and Coombs 1977) aunque siempre en el marco de la primera etapa de diagenesis de rocas volcanoclásticas caracterizada por reacciónes de hidratación (Surdam and Boles 1979).

El desarrollo de una matriz diagenética a expensas de los fragmentos piroclásticos también parece inhibir las cementaciones de calcita indicando de paso lo temprano del proceso de grauvaquización. En este caso sí parece existir un control ambiental ya que las grauvaquizaciones se desarrollan casi exclusivamente en las facies 3B2.

Este control se podría explicar ya que en las regiones distales la mayor fluctuación del flujo acuoso provoca una hipergénesis sindeposicional de los fragmentos líticos mucho más intensa que en zonas más proximales del abanico. No hay que descartar la posibilidad de un enriquecimiento en fragmentos vesiculares (de gran inestabilidad) de las facies distales por mecanismos de flotación, dada la baja densidad de estos fragmentos volcánicos. Esta hipótesis está formulada en base a la notoria escasez de cristales en algunas de las areniscas de las facies 3B2 en las que predominan los fragmentos vitreos.

También se puede añadir que el desarrollo preferente de estos procesos en los tramos basales de la U.R.I. puede interpretarse como resultado de la mayor actividad hidrolizante de la singénesis bajo un clima de fuerte variación estacional. Esta aseveración sería coherente con la existencia de procesos de grauvaquización similares o incluso más desarrollados en la Unidad de Tránsito.

Los cementos de calcita incrustante solo existen esporadicamente y se implantan preferentemente sobre los depósitos de desbordamiento donde también se desarrollan con preferencia los nódulos calcáreos.

La calcita espática sigue planteando una incognita pues es difícil precisar si se trata de una cementación superficial, subsuperficial o tardia. La limitación ya discutida de los procesos de calichificación abundaría más hacia un origen subsuperficial o tardío. Sin embargo la presencia de diques clásticos atravesando importantes espesores de serie (hasta 10-12 m.) parece indicar una cementación tardía de los cuerpos de-

tríticos. Por otra parte las gruesas granulometrias presentes en los diques clásticos unido al fuerte vulcanismo sindeposicional nos hace pensar en un control sísmico de la génesis de estas estructuras (Oomkens 1966).

Las facies distales (3A1 y 3A2) se caracterizan por un amplio desarrollo de las cementaciones y reemplazamientos (preferentemente sobre vulcanitas) por carbonatos. El predominio de la calcita y la inexistencia de ankerita parecen indicar que en los tramos superiores de la U.R.I. (facies 3A1) los sand-flat y mud flat poseían periodos muy amplios de exposición subaérea en los cuales se desarrolllaban cementaciones de calcita que alternaban con periodos cortos de autigénesis de dolomita por la presencia de soluciones intergranulares alcalinas y ricas en magnesio.

En las facies 3A2 (tramos basales) existen periodos de exposición subaérea con cementación superficial de calcita pero predomina la autigénesis de dolomita en ambientes propios de lagos efímeros donde relativas acumulaciones de materia orgánica darían lugar a ambientes reductores con autigénesis de ankerita. También se puede resaltar la presencia de nódulos septariformes con control piroclástico similar al de los nódulos de la U.R.S. Resaltemos como principal diferencia con los anteriores la marcada alternancia calcita-dolomita tanto en el reemplazamiento del cuerpo como en el relleno de los nódulos. La alternancia en el cuerpo es sin duda debida a la actuación de procesos de calichificación con exposición subaérea y posterior retorno de fluidos intersticiales alcalinos. Sin embargo el relleno macroesparítico de las grietas es probable que deba su origen a alternancias en el quimismo de los fluidos intersticiales,alternancia que podrian tener un origen estacional o polianual.

En casi todas las rocas de la U.R.I. hay una moderada autigénesis de calcedonia y feldespatos. La presencia de esta autigénesis en lutitas, con frecuencia hábitos idiomorfos parece indicar un origen temprano de la misma. A pesar de ello es frecuente que esta autigénesis alcance gran desarrollo en huecos del sedimento (perforación central de las rizoconcreciones, pelets de gusanos etc.). La gran amplitud ambiental de esta autigénesis temprana podría ser resultado de la desvitrificación de los numerosos productos volcánicos interestratificados en todos los subambientes.

Finalmente podemos hablar de un cierto control ambiental de las transformaciones de las vulcanitas. En los ambientes más proximales (facies 3D y algunas 3C) predomina la mera desvitrificación que podría estar acompañada de ligeros procesos de silicificación y lavado catiónico. En las facies intermedias y distales (3C, 3B y parte de las 3A1) las vulcanitas sufren reemplazamientos más o menos importantes por calcita micrítica y microesparítica. La presencia eventual de calcita incrustante indica una cierta responsabilidad de los mecanismos de calichificación en este proceso. Sin embargo lo expuesto para las costras calcáreas de la U.R.S. nos hace pensar en el desarrollo de procesos similares en la U.R.I. aunque con una intensidad mucho menor.

En los ambientes distales (3A1 y 3A2) el reemplazamiento más frecuente es el dolomítico, pero tan solo en las facies 3A2 la actividad química es capaz de producir nódulos septarizados (nucleados por vulcanitas) y reemplazamientos ankeríticos (medios fuertemente reductores).

Al igual que en la U.R.S. hay una autigénesis de baritina, únicamente presente en las facies distales (3A1 y 3A2) que también indicaría la presencia de aguas meteóricas sulfatadas descendentes (Hudson 1978) (H.E.). El que esta autigénesis esté limitada en las unidades rojas a las facies distales podría indicar (H.r.) que estos ambientes poseían un enriquecimiento en bario por lixiviado de este elemento en los tramos proximales-medios de los abanicos.

f.- Color.

Al igual que en la U.R.S. el predominio de tonalidades rojas indica una singénesis oxidante con crecimiento de hematites.

En los tramos basales los ambientes reductores están más extendidos que en los superiores como indica el color junto a los argumentos petrográficos-mineralógicos. Las tonalidades grises de las subfacies 2A2b indican incluso una preservación de materia orgánica.

Los niveles interestratificados de vulcanitas se manifiestan frecuentemente con tonalidades verdosas probablemente por el efecto ya ex-

plicado para la U.R.S. del fuerte caracter reductor de las vulcanitas.

En los tramos basales los tonos verdosos alcanzan a las facies 3B2 mientras que en los tramos superiores tan solo en las facies 3A1 hay delgadas hiladillas verdes de escasa continuidad espacial. Esta reducción en sentido vertical de los ambientes reductores es una prueba más del avance en la aridificación.

Las coloraciones verdes en la base de algunos de los cuerpos detríticos (3C) y en los diques clásticos son sin duda procesos ligeramente posteriores a la singénesis por inversión del estado de oxidación del hierro en las zonas de mayor permeabilidad (ver una discusión más detallada en el cap. 4.4.3. pág. 106).

También podemos decir que la extraordinaria rubefacción y consiguiente acumulación de hematites en huellas de gusanos (Subfacies 3B1a) frente a las tonalidades rosadas del resto de la roca es probablemente resultado de dos causas : a la mayor aireación de la zona bioturbada, se sumaría la destrucción de la materia orgánica dispersa en esta porción del sedimento por la asimilación de la misma por el organismo perturbador.

Finalmente comentar que las tonalidades rojas son frecuentemente más violáceas en la U.R.I. que en la U.R.S. (ver tablas 4.2. y 5.2.). De acuerdo con Durand (1975) este hecho podría interpretarse debido a la presencia de hematites en las fracciones superiores a 2μ presencia que estaría más limitada en la U.R.S. a pesar de poseer cantidades superiores de hierro extractable.

Esta conclusión se puede corroborar comparando los resultados de las tablas 4.1. y 5.1. en las que se aprecia como en la U.R.S. la hematites está concentrada en la fracción $< 2\mu$ mientras que en la U.R.I. posee una distribución más homogénea en todo el conjunto granulométrico.

Acabemos indicando que de acuerdo con Van Houten (1973) los valores mínimos de hierro férrico extractable encontrados en la U.R.I. son un dato más que apunta hacia un paleoclima árido o semi-árido.

5.5. Conclusiones.

La U.R.I. está siempre en continuidad sedimentaria con la Unidad de Tránsito excepto cuando reposa sobre rocas volcánicas, en cuyo caso puede presentar un contacto basal paraconforme. Si existe continuidad sedimentaria, el comienzo de la U.R.I. lo situamos cuando desaparece la sedimentación carbonática (facies distales) o a techo de la megasecuencia granodecreciente de la U.T. (facies detríticas). Las unidades superiores (URS, UFB o Cretácico Superior) la fosilizan siempre a través de una discordancia angular.

Está constituida por facies detríticas volcanosedimentarias interpretadas como depósitos de abanicos aluviales, contemporáneos con una época en la cual el clima fluctua desde un clima cálido con estación húmeda corta pero marcada (tramos basales) hasta condiciones semi-áridas en las cuales se estabiliza (tramos medios-superiores).

Sincrónicamente con la deposición de esta unidad existe un vulcanismo ácido, pudiendose concretar que las riolitas de Greixer-Coll de Pendis se emplazaron al mismo tiempo que los tramos basales de la U.R.I.

La edad aproximada de las riolitas y del comienzo de la sedimentación de la U.R.I. es de 270 m.a.; la unidad es casi en su totalidad Autuniense, los tramos superiores quizá puedan ser en parte Saxonienses.

La unidad se organiza en dos grandes cuencas con continuidad física entre ambas y marcado control estructural. La magnitud de las cuencas es de algunas decenas de kilometros y los máximos espesores de registro sedimentario son de 800-900 m. En las cuencas hay una notable polaridad de Este a Oeste implicando una disminución del espesor de sedimentos, un tránsito de facies proximales a distales y un mayor desarrollo relativo de los tramos basales.

La subsidencia posee una actividad continua sin pulsaciones que se refleja en secuencias sin grandes variaciones granulometricas. Las pequeñas secuencias granodecrecientes o granocrecientes podrían explicarse por mecanismo autocíclicos o climáticos.

La velocidad de subsidencia fue relativamente rápida inhibiendo el desarrollo de costras calcáreas en un clima favorable para su formación y preservando la estructura interna de rizoconcreciones que una prolongada exposición superficial hubiera destruido.

Los abanicos aluviales situados en los bordes de la cuenca presentan un mejor desarrollo de subambientes en los tramos basales mientras que en los tramos medios-superiores suele haber un tránsito muy brusco entre facies proximales y distales.

En estos abanicos son muy frecuentes los depositos de debris flow-mud flow sin canalizar, (facies, 3D1, 3D2, 3C3a y 3C2b), o canalizados (facies 3C2b) también encontramos facies de stream flood (3C2a y 3C2c) más abundantes en los tramos basales. En este conjunto de materiales, característico de los tramos proximales, son frecuentes las intercalaciones piroclásticas y hay pruebas de concurrencia de mecanismos volcano-sedimentarios en la deposición de estas facies detríticas. Las desvitrificación de cenizas volcánicas confiere, a veces, gran coherencia a las facies de mud-flow.

Las facies más distales de los abanicos están formadas por lutitas de desbordamiento y canales efímeros de tipo braided mejor desarrollados en los tramos basales (facies 3B2) y con menor tamaño y escasa jerarquización en los tramos superiores (facies 3B1).

Las zonas centro occidentales de las cuencas estarían ocupadas por depósitos de tipo sand flat-mud flat (facies 3A1) y de playa, en los cuales existen nódulos septariformes nucleados por vulcanitas (facies 3A2). La aridificación incrementa la extensión de los mud flat-sand flat a expensas de los depósitos de playa que no hemos encontrado en los tramos superiores. La ausencia de evaporitas podría deberse tanto a su disolución diagenética como al no afloramiento de los ambientes más claramente distales.

La illita es el mineral heredado por excelencia mientras que los interestratificados de I/Mo se generan por neoformación en suelos sobre el sedimento depositado (a expensas de vulcanitas) y por illitización dia

genética de montmorillonita. La clorita y más raramente caolinita son tambien autigénesis limitadas a los depósitos de sand flat-mud flat.

Una evolución diagenética relativamente avanzada ha reducido casi a cero la presencia de montmorillonita e interestratificados hinchables en la cuenca Oriental y de montmorillonita en la Occidental.

En el área fuente de ambas cuencas afloran esencialmente edificios volcánicos activos y accesoriamente rocas sedimentarias preestefanienses.

Los cuerpos detríticos están escasamente evolucionados a causa de un transporte realizado en gran parte por fluidos de alta densidad y también por la constante caida de piroclastos en toda la cuenca. Las samitas más abundantes son las grauvacas, en parte de origen primario (matrices aleuríticas rojas), en parte de origen diagenético temprano (descomposición de fragmentos de vidrios volcánicos). Este último caso es casi exclusivo de los tramos basales (facies 3B2) a consecuencia de una sindiagénesis más hidrolizante en un clima más húmedo.

Los cementos de calcita parecen ser subsuperficiales o tardíos. En algunos cuerpos volcano-sedimentarios faltan los cementos calcíticos y en su lugar se desarrolla una importante autigénesis de Laumontita, que rellena los poros y reemplaza a los clastos, y que probablemente está relacionada con procesos anadiagenéticos.

En los depósitos de sand flat-mud flat se desarrolla cementos y reemplazamientos superficiales de calcita y subsuperficiales de dolomita. En los ambientes de playa la calcita superficial es más escasa, alcanzando su máximo desarrollo la dolomita y más moderadamente la ankerita.

En todas las rocas, aunque más abundantemente en las facies distales hay una autigénesis temprana de calcedonia y feldespato probablemente a expensas de material proviniente de la desvitrificación de productos piroclásticos.

Las vulcanitas interestratificadas en las facies distales presentan reemplazamientos subsuperficiales de dolomita y ankerita y desarrollo de septarias nodulares o estratiformes; más accesoriamente existen cementos superficiales de calcita.

En las facies intermedias hay un reemplazamiento superficial de calcita aunque en proporciones moderadas sin llegar a dar cuerpos masivos de carbonatos. En las facies proximales hay una moderada silicificación.

El conjunto de las rocas posee colores rojos con autigénesis de hematites. El hierro extractable, menor que en la U.R.S., confirma la presencia más limitada de hematites tal como es de esperar en un clima más árido. Por otra parte la presencia de tonos mas violaceos que en la U.R.S. indica que la hematites aunque más escasa alcanza mayor cristalinidad.

6.- UNIDAD DE TRANSITO.

6.1. Distribución areal.

Esta unidad aparece exclusivamente en la mitad occidental del área estudiada, en una banda contínua desde la cabecera del rio Cadí (E) hasta el pueblo de Argestués (W). En el resto de la región, tan solo en la cabecera del Torrente de Bastanits existen unos pequeños afloramientos de areniscas verdosas que podrían representar a la Unidad de Tránsito; además en este lugar los contactos con la Unidad Gris están fuertemente mecanizados y las areniscas presentan una marcada esquistosidad de fractura y una importante transformación de su composición original. No hay criterios decisivos para asegurar que estas rocas pertenezcan a la Unidad de Tránsito, por lo cual mantendremos una cierta reserva sobre esta afirmación (H.r).

En la mitad Occidental, la Unidad de Tránsito se situa siempre en continuidad sedimentaria con la Unidad Roja Inferior de tal forma que su desaparición hacia el Este hay que buscarla en una pérdida progresiva de los tramos inferiores que se superponen sobre un paleorrelieve de rocas volcánicas, y no en posibles afectos erosivos de la unidad suprayacente.

El tipo de contacto con la Unidad Gris es mucho más variable. Entre la cabecera del rio Cadí y la pista Seu d'Urgell-Adrahent se apoya en paraconformidad sobre facies volcánicas de la citada Unidad en las que desarrolla un importante paleosuelo. Desde la pista de Adrahent hasta el valle del Segre aparece en continuidad sedimentaria con las rocas infrayacentes. Finalmente, entre el valle del Segre y Argestues vuelve a presentar un contacto paraconforme, con desarrollo de un paleosuelo la-

terítico importante sobre las tobas silicificadas de la Unidad Gris.

El contacto de tipo paraconforme es una constatación bien comprobada en sentido E-W, pero en el escaso afloramiento N-S que aparece en el barranco del rio Pallerols (300 m al W de Gramos) parece organizarse como una discordancia progresiva que hacia el Norte presentaría una discordancia angular entre la Unidad Gris y la de Tránsito, mientras que hacia el Sur podrían llegar a estar en continuidad sedimentaria.

En cuanto a las litologías presentes, podemos delimitar tres grandes conjuntos: Entre la cabecera del rio Cadí (E) y el barranco de Segars (W) aparece una alternancia de areniscas verdes y grises con lutitas rojas y verdes organizadas en una megasecuencia granodecreciente; la máxima potencia se alcanza en el extremo W (286 m), mientras que hacia el Este disminuye poco a poco de espesor hasta desaparecer completamente.

Entre el Valle del Segre (E) y Argestues se desarrollan esencialmente lutitas con nódulos, paquetes de cineritas y bancos de calizas con abundante fauna; tan solo en la base de la secuencia aparece algún nivel areniscoso que en el collado situado 200 m. al E de Gramós alcanzan un desarrollo notable.

El tercer conjunto es el situado entre el barranco de la Pedra de la Penya y el valle del Segre. Aquí la escasez de afloramientos dificulta tanto el establecimiento de las facies presentes como un claro discernimiento de las mismas respecto a las facies de las unidades infra y suprayacentes. A pesar de esto se puede afirmar que aquí aparece una serie de escasa potencia (20-60 m) con características intermedias entre los dos conjuntos anteriores y con gran desarrollo de las nodulizaciones a todas las escalas. Sólo estarían ausentes los niveles de calizas con fauna, que Hartevelt (1970) afirma que estan presentes al E de la Roca Calderón, y que el autor no ha podido encontrar en esta zona.

Los afloramientos más orientales de las calizas fosilíferas que hemos podido reconocer aparecen en la ribera Occidental del Segre y presentan una fuerte indentación con facies detríticas que vaticina su rápido acuñamiento.

Las secuencias tipo pueden encontrarse en las columnas nº 1 (Argestues-Valle del Segre) y n° 2 (Bco de Segars)

6.2. Edad.

Los materiales englobados en esta unidad presentan una fauna variada (estromatolitos, algas calcáreas, caráceas y ostrácodos) de la que desconocemos su valor cronoestratigráfico ya que no hemos contactado con ningún especialista capaz de clasificarla.

No tenemos pues ningún criterio faunístico sobre la edad, aunque dadas las dataciones de la U.R.I. y de la U.G. que limitan a la Unidad de Tránsito, podemos afirmar que su edad esta comprendida entre el Estefaniense C y el Autuniense basal.

Hay que señalar también que las condiciones paleoclimáticas deducidas para esta unidad son intermedias entre las de la U.G. y la U.R.I. y puesto que el estudio de rocas antiguas no permite una interpretación excesivamente detallada de las modificaciones paleoclimáticas no se puede pensar en una detallada correlación entre las litologías presentes y un tipo paleoclimático relativamente estricto.

Así pues se puede concluir que la Unidad de Tránsito es una de las más diacrónicas de todas las estudiadas de tal modo que en algunos casos podría ser contemporánea con los tramos superiores de la Unidad Gris mientras que en otros se habría depositado sincrónicamente con los tramos basales de la Unidad Roja Inferior.

Esto no excluiría la posibilidad de que la Unidad de Tránsito represente también un espacio de tiempo grande no registrado en la U.G. y U.R.I., tal como sugieren las informaciones tectono-sedimentarias al indicar un importante decrecimiento de la velocidad de subsidencia sincrónico con la deposición de la Unidad de Tránsito.

6.3. Descripción de facies.

6.3.1. Asociación de facies distal.

Representan las litologías más finas de la unidad que ahora describimos. Están constituidas por lutitas grises y negras con abundantes nódulos, pasadas de tobas volcánicas y bancos bien estratificados de calizas fosilíferas y cineritas.

Facies 2A1a.-

Constituidas por calizas, calizas cineríticas y cineritas ankeritizadas en bancos de 0'3 a 1 m., separados por pasadas de lutitas negras (0'1 a 0'3 m. de espesor).

Las calizas son fosilíferas y en ellas se pueden encontrar caráceas, ostrácodos, estromalitos columnares y algas calcáreas del género Parachaeteter. Son de tonos grises, con ocasionales bandas oscuras de trazado irregular; en ocasiones presentan silicificaciones parciales que afectan preferentemente a los organismos fósiles; también son frecuentes delgadísimos niveles de óxidos de hierro con disposición groseramente estratiforme.

Los bancos cineríticos de tonos grises y negros presentan frecuentemente una fuerte alteración pardo-amarillenta debida a la oxidación de los carbonatos de hierro.

Los niveles lutíticos poseen la caolinita (50%) e illita (50%) como componentes exclusivos de la fracción inferior a 2μ (RX.L.O.). La ankerita reemplaza a la lutita y puede ser en algunos casos un componente de orden mayor (10-20%) (T.O.).

Petrografía.

Los tipos de calizas encontrados corresponderían según la clasificación de Folk (1959) a micritas con fósiles, biomicritas y biolititos de estromalitos.

Las láminas estratiformes de óxidos de hierro están fuertemente deformadas y suelen estar acompañadas por niveles de acumulación de restos fósiles.

El cuerpo de la caliza es micrítico pero existen zonas que están recristalizadas a microesparíta y esparíta. Estas zonas recristalizadas corresponden a estructuras en "ojo de pajaro" (bird eyes) o a rellenos

tardios del interior de los restos fósiles. También existen tubos de bioturbación vegetal rellenos de calcita espática.

La sílice en forma de calcedonia o cuarzo en mosaico de grano fino, reemplaza algunos de los esqueletos de los restos fósiles. Este proceso de metasomatismo se ha mostrado especialmente intenso en las grandes acumulaciones de caráceas que existen a techo de algunos niveles de carbonatos. En algunos casos, los espacios interiores de los restos fósiles aparecen rellenos de caolinita y calcedonia.

Las huellas de bioturbación vegetal, con grosores de 0'1 a 1 mm., atraviesan el carbonato en sentido vertical, aunque en algún caso también adoptan disposiciones horizontales. Presentan rellenos de calcita espática, calcedonia y cuarzo en mosáico con tamaños de grano progresivamente mayores hacia el centro de la perforación; también existen rellenos de minerales arcillosos (mayoritariamente caolinita y pequeñas proporciones de cloritas). Localmente aparecen acumulaciones cineríticas caolinizadas y posteriormente reemplazadas por ankerita espática e idiomorfa y con frecuente zonado concéntrico. La ankerita, alotriomorfa y más escasamente idiomorfa, se encuentra también como cemento esparítico-macroesparítico en el espacio intersticial de los esqueletos estromatolíticos.

Las cineritas presentan reemplazamientos muy importantes por carbonatos (30-60%). El sustrato silicatado está constituido mayoritariamente por calcedonia-caolinita y en menores proporciones también por cloritas. En este sustrato se reconocen texturas volcano-clásticas correspondientes a fragmentos de vidrios y de porfiritas transformados a los minerales ya citados; también hay cristales de cuarzo y feldespatos caolinizados. En algunos casos los clastos presentan envueltas de calcita incrustante; la caolinita aparece también rellenando tubos de bioturbación por raíces y rellenando huecos o restos fósiles. Estos espacios vacios presentan a veces un relleno alternante de calcedonia y calcita. La ankerita suele encontrarse en proporciones mayores que la calcita, con texturas esparíticas de reemplazamiento de la roca. Son frecuentes los romboedros aislados con zonados.

Facies 2A1b.-

Son lutitas grises con grandes nódulos calcáreos (de 0'1 a 1 m. de radio). Las lutitas poseen material piroclástico y cinerítico disperso y la fracción inferior a 2μ está constituida esencialmente por illita y caolinita, ambas en proporciones similares además de cuarzo.

Estas facies aparecen estrechamente relacionados con las 2A1a en la base de las mismas, o lateralmente cuando éstas se acuñan sin existir indentación con facies detríticas.

Los nódulos son de calcita ($CO_3\ Ca_{0,96}Mg_{0,13}Fe_{0,022}Mn_{0,005}$) macroesparítica con geometria fibroso-radial a escala de todo el nódulo, hacia cuyo centro confluyen. En los 3-4 cm más externos del nódulo las fibras están cortadas y desplazadas por superficies estilolíticas y estructuras de "cone in cone" dispuestas perpendicularmente a las fibras y concéntricamente respecto al centro geométrico del nódulo.

Facies 2A2a.-

Cuando las facies 2A1a se indentan con facies detríticas las litologías presentes se caracterizan por organizarse en secuencias de 1 a 2 m. de lutitas grises coronadas por niveles de caliza de 2 a 6 cm, con ripples de oscilación y grietas de retracción a techo; también aparecen bancos potentes (0'3 a 0'6 m) de brechas calcáreas y ocasionales niveles de arenisca blancas.

Las brechas calcáreas están compuestas principalmente por fragmentos de tobas y rocas volcánicas casi totalmente reemplazados por calcita, con texturas y zonados idénticos a los descritos en los clastos de las subfacies 2A2b . Carecen de matriz y presentan un cemento de calcita esparítica-macroesparítica en el que se distinguen dos generaciones. La primera generación tapiza las paredes de los huecos entre los clastos con hábitos romboédricos y está teñida de color pardo por óxidos de hierro. La segunda generación, limpia, ocupa el resto del poro y rellena tubos de bioturbación vegetal.

Los ripples de oscilación se desarrollan en niveles areniscosos de grano fino con cementos de calcita y ankerita esparíticas-microesparíticas. Són características de estas facies las acumulaciones de opacos y pesados (rutilos, circones, esfenas) en las láminas de los ripples.

Facies 2A2b.-

Agrupamos aquí a lutitas grises con numerosas pasadas de tobas y ocasionales nódulos septariformes.

Las lutitas, con numerosas intercalaciones de vulcanitas, poseen una fracción inferior a 2μ compuesta esencialmente de illita (60-70%) caolinita (35-40%) e interestratificados illita-montmorillonita (0-3%).

Las tobas son cristal-tobas, lito-tobas y cineritas con cristales, algunas de ellas vacuolares y siempre caolinizadas, cloritizadas y sideritizadas. La proporción de fenocristales de cuarzo (8-10%) hace pensar en tobas bastante ácidas (dacíticas-riolíticas) pero desgraciadamente la alta transformación de toda la roca, incluyendo, los cristales distintos del cuarzo, impide precisar más este punto. Son frecuentes también pequeñas bombas (2 a 10 cm).

Los nódulos septariformes poseen siempre un núcleo de material volcánico y presentan una distribución espacial específica pues no existen en zonas donde la asociación de facies sugiera un ambiente netamente distal; en cambio se hacen abundantes cerca de las intercalaciones detríticas o en áreas donde hay indicios de exposiciones subáéreas (grietas de retracción, procesos pedogenéticos).

Petrografía.

En las tobas son abundantes las plagioclasas, especialmente en las cristal-tobas donde pueden llegar al 40% aunque siempre caolinizadas, silicificadas, cloritizadas y/o reemplazadas por calcita férrica. Los fragmentos de rocas volcánicas presentan las mismas transformaciones y además están frecuentemente felsitizadas.

Son también frecuentes grandes micas con características ópticas de biotitas decoloradas (color verde, pleocroísmo verde-blanco) que presentan tránsitos progresivos a macrocaolinitas y a micas de tipo hidromoscovita.

Los clastos de rocas volcánicas presentan envueltas de calcita incrustante, especialmente si la toba esta relacionada con nódulos septariformes.

Los carbonatos reemplazan a los clastos desde los bordes hacia el interior con texturas microesparíticas y en algunos fragmentos de porfiritas se produce un zonado por variaciones en el tipo de carbonatos reemplazantes . Cuando este zonado aparece bien desarrollado encontramos a la siderita-ankerita como el carbonato que reemplaza más en el interior del clasto, en tanto que hacia el exterior se desarrollán calcita férrica y calcita sin hierro en la red.

Los fragmentos vítreos presentan a veces un reemplazamiento de sus bordes por carbonatos esparíticos idiomorfos. En otros casos el clasto está totalmente sustituído por calcita que se organiza en grandes fibras en abanico.

Los nódulos septariformes presentan un núcleo y un cuerpo de composición similar (calcita microesparítica 70%, dolomita microesparítica 10%, cuarzo, feldespatos y minerales arcillosos 18%, ankerita esparítica-microesparítica 2%). Digamos solamente que en el núcleo, marcados por óxidos de hierro, aparecen numerosas pseudomorfos de clastos (probablemente piroclastos). El relleno de las venas septariformes es similar al de las Unidades Rojas pero más complejo que en aquéllas. En efecto, aquí aparecen bandas alternantes paralelas a la pared de la vena compuestas por calcita, dolomita, ankerita y siderita, el hueco central de la vena suele estar relleno de calcita y la supuesta siderita aparece fuertemente oxidada, aunque este último hecho podría tratarse de un proceso epidiagenético.

En algunas tobas vesiculares asociadas a los nódulos septariformes se desarrolla un reemplazamiento muy importante de dolomita y en menor proporción de ankerita. Las vesículas están tapizadas por capas alternantes de calcita y dolomita con el hueco central relleno siempre de calcita,

al igual que el relleno de los frecuentes tubos de raíces (que son posteriores al tapizado alternante pues lo cortan y desplazan) (foto nº 45). Las huellas de raíces presentan también un relleno de cuarzo y cloritas en disposición alternante con el relleno de calcita.

6.3.2. Asociación de facies intermedia-distal, Asociación de facies 2B.-

Agrupamos aquí a todas las facies detríticas de la Unidad de Tránsito constituidas por paquetes de areniscas (en algún caso microconglomerados) alternando con niveles de lutitas con costras y nódulos. Los colores son extremadamente variados, alternando rojos, verdes y grises, con un predominio de los dos últimos en las areniscas y del primero en las lutitas.

Facies 2B1.-

Son lutitas predominantemente rojas con alguna pasada gris verdosa que coincide con la presencia de gruesos nódulos verdosos de calcita que están prácticamente soldados. En las lutitas puede encontrarse alguna cineríta y en la fracción inferior a 2μ aparecen illita (73%), interestratificados illita-montmorillonita (18%) y clorita-caolinita (9%) como minerales arcillosos más importantes (RX.L.O.).

Los nódulos de calcita presentan texturas macroesparíticas de cristales arborescentes alargados que se organizan creciendo desde un núcleo situado en la base del nódulo y abriendose en abanico hacia el techo.

Facies 2B2.-

Están constituidas por lutitas versicolores (aunque predominantemente rojas) con nódulos cálcareos de tamaño muy variable (3 a 20 cm. de diámetro) y numerosas intercalaciones de tobas volcánicas.

Estos niveles, que aparecen alternantes con las areniscas de las facies 2B3 y 2B5, poseen una fracción inferior a 2μ compuesta por illita

(52%) interestratificados illita-montmorillonita (30%) y clorita-caolinita (18%) (R.X.L.O.).

Los cuerpos detríticos de tonos verdes o grises pasan a los tonos rojos de las lutitas con tránsitos difusos e irregulares. El principal condicionante en el desarrollo de tonos rojizos es sin duda la presencia de granulometrías progresivamente más finas, pero pueden desarrollarse tonos colorados en las áreas grises alrededor de huellas de bioturbación vegetal.

Es frecuente también que los 2-8 cm. del techo de la lutita presenten tonos verdosos o grises. Esto sucede cuando sobre ella se instala un paleocanal de areniscas y en este caso el contacto es neto y sigue rigurosamente las irregularidades de la base del paleocanal.

Las tobas presentan tonos grises y verdosos, más raramente rojizos, siempre con tránsitos difusos a las litologías circundantes. No sobrepasan nunca los 0'4 m. de espesor y ocasionalmente presentan cementaciones o reemplazamientos nodulares.

Petrografía.

Las vulcanitas interestratificadas corresponden a cineritas con vidrios, cristal-tobas y lito-tobas? carbonatadas. Las cristal-tobas están formadas por cuarzo, feldespatos y grandes cristales de biotitas decoloradas. En menores proporciones hay vidrios y fragmentos de rocas volcánicas. En la matriz hay cloritas, zeolitas, calcedonia (signo optico negativo) y caolinita, que unidos a la illita-montmorillonita son también los componentes más frecuentes en las cineritas.

Los nódulos calcáreos están compuestos todos por calcita y dolomita, micríticas o microesparíticas (suele predominar la calcita) atravesados por una red de venillas de calcita espática. El cuerpo calcáreo puede desarrollarse reemplazando el sustrato lutítico, del cual siempre quedan pequeñas inclusiones dispersas en el nódulo; en estos casos son frecuentes texturas macroscópicas brechoides y alargamiento del eje del cuerpo nodular en sentido vertical.

Finalmente es importante señalar las características macroscópicas de color y cementación.

Los cuerpos detríticos, aunque mayoritariamente verdes, poseen siempre feldespatos rojos. Cuando aparecen areniscas rojas lo hacen de dos formas:

a) Como pequeñas intercalaciones detríticas en el seno de las lutitas que son mayoritariamente rojas.

b) Como alternancia de bandas rojas con otras grises, siguiendo estructuras sedimentarias primarias. Las bandas rojas sin cemento poseen altas proporciones de aleurita, mientras que las bandas gris-verdosas presentan cantidades variables de cemento y tasas bastante bajas de fracción aleurítica.

Aunque son muy semejantes a las areniscas con bandeado de color de la U.R.S. (facies 4B1) las bandas son aquí más gruesas, menos netas y con unas diferencias de cementación más marcada.

Los procesos de cementación diferencial son importantes y es frecuente encontrarlos en las areniscas grises que presentan zonas más cementadas con 3 morfologías distintas. En el caso más frecuente muestran geometrías globulosas de formas irregulares (15-20 cm x 30-40 cm), y más raramente lo hacen como concreciones esféricas de menor tamaño (3 a 10 cm. de radio); finalmente, las zonas de mayor cementación pueden adoptar forma de pequeños paleocanales o seguir la geometría de estructuras sedimentarias primarias.

Petrografía.

Las facies 2B3 se caracterizan por presentar proporciones importantes (7 a 30%) de matriz clorítica y/o caolinífera y cantidades moderadas de cemento carbonático. También es frecuente la presencia de macrocaolinitas y grandes biotitas decoloradas con cristales que presentan características intermedias de ambas.

En otros casos el carbonato reemplaza a materiales volcánicos cuyas texturas aparecen relictas en óxidos de hierro sobre los carbonatos o fuertemente ferruginizados en pequeños parches no carbonatados. Estos nódulos presentan su red de venillas con geometrías microseptariformes y no poseen direcciones preferentes de alargamiento.

En los dos tipos de nódulos pueden parecer pequeñas proporciones de calcedonia (signo optico negativo).

Facies 2B3.-

Podemos hacer dos grupos de cuerpos detríticos:

Subfacies 2B3a.

Paleocanales con base erosiva de fuerte relieve, presentando espesores de 3 a 0'5 m, fuertes variaciones laterales de espesor y continuidades espaciales escasas (5-30 m). Como organización interna domina su caracter masivo o con gruesas laminaciones paralelas con granoselección positiva. En menores proporciones también existen estratificación cruzada de surco de amplio radio, estratificación cruzada tabular, laminación inclinada de bajo ángulo y ripples ascendentes (ver fig. 6.1.).

El número de observaciones no permite generalizar secuencias tipo por lo que únicamente señalaremos que a escala de paleocanal pueden aparecer tanto secuencias de energía creciente como granodecreciente. Como tamaño de grano predomina el de arena gruesa aunque son frecuentes pasadas de microconglomerados e intercalaciones de arena fina y aleurita.

Subfacies 2B3b.

El segundo tipo de cuerpos detríticos se caracteriza por una baja continuidad espacial (10-30 m) pero con un espesor notablemente constante. La base es erosiva pero de gran horizontalidad; como organización interna presenta únicamente un marcado granodecrecimiento, superfícies principales de sedimentación ("master bed plains"), cuerpo masivo y laminaciones paralelas a techo (fig. 6.1).

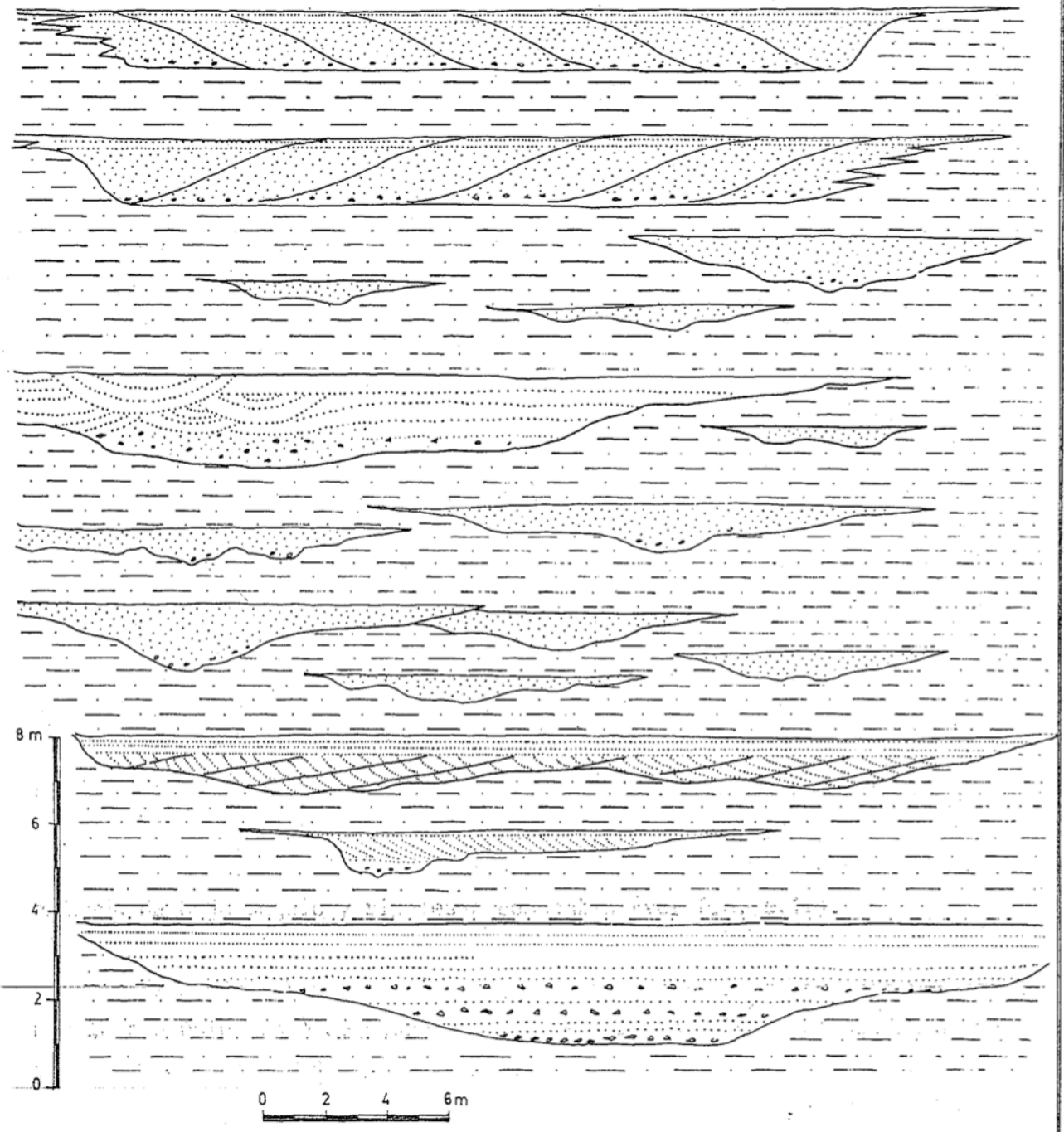


FIG. 6.1.- GEOMETRIA Y ESTRUCTURAS DE LOS CUERPOS DETRITICOS.
ASOCIACION DE FACIES 2B (representación real).

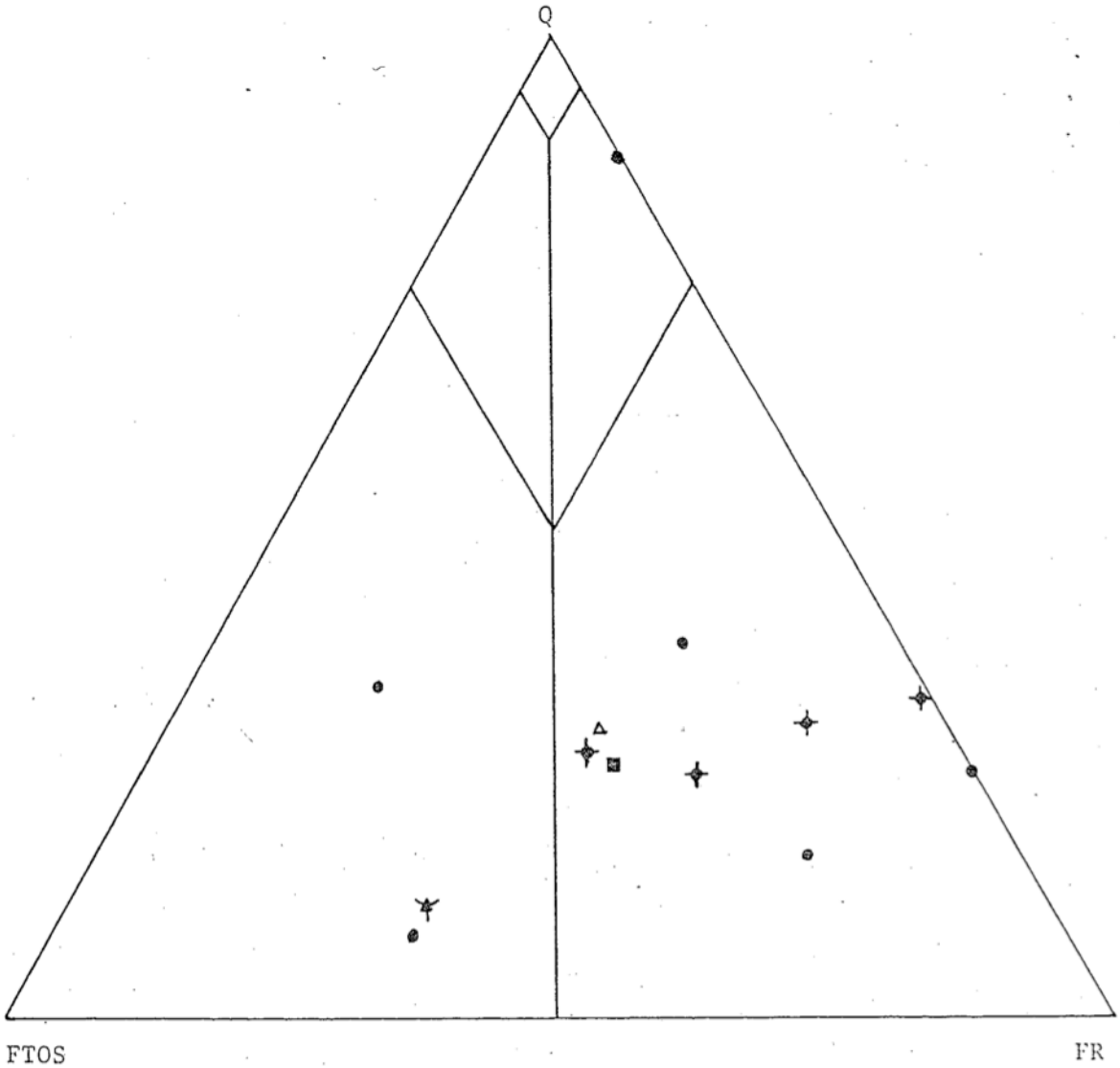
Composicionalmente (fig. 6.2.) son arenitas líticas con altas proporciones de matriz, grauvacas líticas y grauvacas feldespáticas. Predominan los fragmentos criptocristalinos y los fragmentos de rocas volcánicas; coherentemente con ello, los cuarzos son predominantemente monocristalinos, sin extinción ondulante, y presentando abundantes golfos de corrosión. En numerosos casos los contornos de los fragmentos criptocristalinos pueden estar difusos o difícilmente reconocibles, indicando la presencia de procesos de desarrollo de epimatriz. Los grandes vermículos de caolinita son también componentes habitualmente presentes.

Las macrocaolinitas parecen ser pseudomorfos de micas caolinizadas, siendo este el proceso genético más solidamente comprobado (ver capit.7.3.2. pág 220). De hecho en un mismo cristal coexisten zonas con distintas propiedades ópticas que podrían corresponder a macrocaolinitas, biotitas, biotitas decoloradas (hidrobiotita?) cloritas y minerales no pleocróicos de alta birrefringencia (hidromoscovita ?) (foto nº 43).

La mineralogía de estas micas, investigada difractogramétricamente, resultó ser caolinita, halloisita y berthierina. Este resultado no descarta a nuestro entender, la posible presencia de hidrobiotita e hidromoscovita, que por su pequeña proporción no permite un registro detectable.

En el caso de la berthierina, como este mineral aparece también en forma de matriz, sigue existiendo una cierta indeterminación sobre si los grandes cristales micáceos con pleocroísmo verde son macrocristales de berthierina o por el contrario son macrocaolinitas con pequeñas inclusiones de berthierina que les confieren las propiedades pleocróicas.

Las macrocaolinitas también pueden ser detríticas; la asociación vertical de las areniscas con mayor número de estos componentes a los suelos lateríticos (facies 2D4) es una prueba de ello. Por otra parte, Nagtegaal (1969 a) aporta pruebas actualísticas de la posibilidad de este transporte. Las areniscas de este tipo estan constituídas casi exclusivamente por cuarzo, macrocaolinitas y matriz (91%) y representan unas tipologías difícilmente comparables con el resto de rocas detríticas (al menos con las clasificaciones habituales) (foto nº 41).



% de matriz	0-7%	7-15%	>15%
Facies 2B2	□	⊡	▣
" 2B3	○	⌖	●
" 2A2a ...		✶	
" 2B1.....	△		

FIG. 6.2.- Composición clástica de las areniscas de la Unidad de Tránsito.

Algunas areniscas tobáceas presentan reemplazamientos importantes por carbonatos, preferentemente calcita, localmente incrustante y en menores proporciones ankerita. El reemplazamiento afecta selectivamente a la matriz, feldespatos y fragmentos de rocas volcánicas (por este orden en intensidad de reemplazamiento) . Sin embargo el hecho más frecuente es que no posean cemento (1-3% máximo) y que la escasa calcita presente reemplace a los feldespatos.

Es habitual también la presencia de pequeñas acumulaciones de materia orgánica y de opacos idiomorfos. En otras ocasiones aparecen importantes mineralizaciones radioactivas que parecen ligadas a la materia orgánica ya que no hemos reconocido mineralogía específica.

6.3.3. Asociación de facies proximal (paleosuelos).

Facies 2C y 2D.-

Estas denominaciones están reservadas para las facies detríticas gruesas que no hemos encontrado nunca en esta unidad. Describimos aquí sólo a las facies 2D4 que por ser interpretadas como paleosuelos pueden considerarse como las facies más proximales.

Facies 2D4.-

Se desarrollan en la base de la Unidad de Tránsito cuando esta comienza en un contacto paraconforme. De todas formas, incluso cuando la Unidad de Tránsito está en continuidad sedimentaria con la Unidad Gris, suelen aparecer en las rocas detríticas de la base algunas características de las facies 2D4 (corazas ferruginosas y macrocaolinitas).

Un primer grupo (subfacies 2D4a) lo constituyen niveles de 1 a 3 m. de lutitas rojas evidenciando un gran desarrollo de texturas pisolíticas. Los pisolitos presentan un núcleo amarillento-verdoso y envuelta exterior rojiza (foto nº 40). El conjunto está surcado por un entramado irregular de venas de hematites de 1 a 15 cm. de espesor espaciadas de 10 a 25 cm. Estas subfacies aparecen siempre en la base de las secuencias de facies 2D4.

	Roca total	Fracción 2 μ
	%	%
Cuarzo	11	-
Illita	tr.	17'7
Interestratificados I/Mo	tr.	20'8
Caolinita	84	56'5
Hematites	5	tr.
Clorita	-	5

Tabla 6.1.a.- Composición mineralógica de las facies 2D (lateritas). La comparación de los resultados de la fracción inferior a 2 μ con los obtenidos para la roca total permite una estimación cualitativa de la distribución granulométrica de cada mineral.

	%
SiO_2	42'50
Al_2O_3	34'48
Fe_2O_3	5'41
FeO	0'43
MnO	tr.
MgO	-
CaO	0'41
Na_2O	0'16
K_2O	0'45
TiO_2	0'02
P_2O_5	tr.
CO_2	0'42
mat.Org.+H_2O	14'10
	98'39%

Tabla 6.1.b.- Composición química sobre roca total de las facies 2D.

Tabla 6.1.- COMPOSICION QUIMICA Y MINERALOGICA DE LAS FACIES 2D.

Mineralógicamente la roca está compuesta por caolinita (84%), cuarzo (10%) y hematites (5%), (R.X.P.) en la fracción inferior a 2 μ puede apreciarse que existe una cierta proporción de minerales hinchables muy degradados (interestratificados I/Mo, Montmorillonita) (R.X.L.O.).

Petrográficamente la roca está compuesta esencialmente por una matriz caolinífera (75%) que en el interior de los pisolitos está parcialmente recristalizada a cristales de macrocaolinitas de 0'05 mm/de tamaño. La matriz está atravesada por acumulaciones de hematites (15%) que rodean a los pisolitos. Tambien existe opacos idiomorfos de hábito hexagonal y circones dispersos.

Otro elemento textural de cierta importancia (6%) son los fragmentos rocosos caolinizados que presentan texturas relictas de porfiritas y felsitas. Los cuarzos (2%), algunos de extinción ondulante y policristalinos, son los únicos elementos que indican una participación detrítica en la génesis de la roca.

Hay también una pequeña proporción (2%) de macrocaolinitas de gran tamaño (0'2-0'4 mm) que presentan deformaciones del cristal con ejes paralelos a la estratificación (foto nº 41).

Las subfacies 2D4b se caracterizan por presentar secuencias formadas por areniscas basales verde-amarillentas y lutitas rojas. Aparecen redes de venas de hematites (como las ya descritas) afectando a los dos elementos de la secuencia. (Foto n° 39).

Las areniscas presentan laminaciones paralelas, inclinadas de bajo ángulo y estratificación cruzada tabular. Los óxidos de hierro enmascaran y dificultan localmente el reconocimiento de las estructuras primarias citadas, pero su existencia nos parece bien establecida en varios afloramientos.

Lo anteriormente expuesto es importante en la medida que indica un origen detrítico de la roca al menos en una primera fase y cuya evidencia es menor en el análisis petrográfico. Microscópicamente la roca está compuesta mayoritariamente (75%) por grandes cristales de macrocaolinitas (de 0'4 a 2 mm) de hábito rectangular o vermicular (foto nº41 y 42). También coexisten pequeñas proporciones de cuarzo (9%) de grano medio ($\emptyset_m$=0'5 mm),

matriz caolinífera (10%), materia orgánica (4%) en glomérulos esféricos y óxidos de hierro (2%). Como accesorios aparecen circones, elementos radioactivos presumiblemente ligados a la materia orgánica y opacos idiomorfos (probablemente piritas y otros sulfuros). Hay niveles de grano más fino donde la matriz caolinífera se hace dominante; en ellos los cuarzos son de grano más fino ($\emptyset_m$=0'2 mm).

Los cristales vermiculares de macrocaolinitas son sin duda autigénicos mientras que los rectangulares podrían ser en parte detríticos, en parte autigénicos y en algunos casos pseudomorfos de feldespatos. Ocasionalmente las macrocaolinitas parecen pseudomorfizar fragmentos de porfiritas cuyos fenocristales aparecen epigenizados por óxidos de hierro.

Las areniscas pueden adquirir tonos rojizos, poseyendo entonces proporciones importante de hematites y presentando tránsitos progresivos a las lutitas rojas asociadas. Estas últimas presentan similar composición a las facies 2D4a pero no presentan texturas pisolíticas, siendo más abundantes las macrocaolinitas y los pseudomorfos de fragmentos líticos.

Las facies 2D4a presentan un tránsito progresivo hacia niveles detríticos normales (facies 2B2 y 2B3) con los cuales se asocian lateral y verticalmente.

Paleocorrientes

No hemos podido obtener ningún dato significativo de paleocorrientes en esta unidad.

Los minerales de la arcilla en la fracción inferior a 2μ (RX.L.O)

Los más abundantes en esta unidad son la illita, la caolinita, los interestratificados I/Mo (I_{67}/Mo_{33} como valor más frecuente) y la berthierina. Accesoriamente pueden aparecer pequeñas cantidades de clorita. (Síntesis esquemática en el gráfico III).

Hay también una fuerte anisotropía en la distribución de los minerales de la arcilla en función de las facies consideradas.

Las facies más distales (2A) presentan a la illita y a la caolinita (en proporciones similares) como constituyentes casi únicos (con trazas de interestratificados de I/Mo).

La facies 2B poseen illita mayoritaria y proporciones considerables de interestratificados de I/Mo (15-30%), como componente de tercer orden existe caolinita-berthierina (tramos basales) o caolinita-clorita (tramos superiores).

Las facies 2D se caracterizan por un gran predominio de la caolinita. En la fracción menor de 2 μ puede haber cantidades apreciables de illita (13-18%) y de interestratificados I/Mo (18-25%). Sin embargo, sobre roca total el 85-90% de la composición mineralógica de la roca resulta ser caolinita (ver tabla 6.1.).

La heterogeneidad en la distribución espacial de los minerales de la arcilla es consecuencia directa de la desigual distribución de facies en el área estudiada.

La berthierina determinada difractogramétricamente corresponde a una fórmula aproximada de $(Si_{3'6}Al_{1'4})\ O_{10}\ (Fe_{3'6}Al_{1'6}Mg_{0'4})\ (OH)_8$ y es característica su asociación sistemática con la caolinita, de la que podría proceder por agradación (H.r.) ya que ambas son estructuralmente idénticas. La presencia de berthierina suele asociarse con la de siderita, aunque esta paragénesis no sea tan constante como su ligazón a la caolinita. Digamos también que este mineral sólo aparece en los tramos basales y es frecuente en la matriz de las areniscas

Los piroclastos interestratificados en la Unidad de Tránsito.-

Por orden de abundancia aparecen lito-tobas con cristales, cristal tobas y vitrotobas con cristales.

La matriz, los fragmentos vitreos y líticos, sufren fuertes transformaciones de su composición original, según dos grandes tipos:

a) En los tramos basales y preferentemente en las facies distales los reemplazamientos son los mismos que los descritos en la Unidad Gris como propias de las subfacies 1A1a (vulcanitas caolinizadas), 1A1C (vulcanitas carbonatadas-cloritizadas), 1A1d (vulcanitas silicificadas-carbonatadas-cloritizadas) (Cap. 7.3.1. pág. 213).

b) En los tramos superiores y preferentemente en facies rojas o proximales predominan reemplazamientos por carbonatos y óxidos de hierro, a veces con geometrías noduliformes, con las texturas y estructuras descritas en la U.R.S. y en la U.R.I. como propias de reemplazamiento de productos piroclásticos.

En lo referente a la composición original hay que hacer notar que los feldespatos son muy escasos y en los pocos casos en que aparecen no hemos podido medir su composición dado su gran reemplazamiento por otros minerales. Los fenocristales de cuarzo están siempre presentes en proporciones que oscilan del 2 al 10% del total de la roca, lo que hace pensar en una composición ácida de la mayoría de las tobas. Los fenocristales de biotitas decoloradas son otra gran constante de estas rocas. Estos componentes aparecen en proporciones moderadas (0'3-5%) pero están presentes casi siempre y suelen presentar transformaciones a macrocaolinitas e hidromoscovitas. Los accesorios más frecuentes son el rutilo, el apatito y el circón.

	MATICES MEDIOS		COLOR MEDIO	Fe^{+3} (1)
ASOCIACION DE FACIES 2A	5 RP 3/2	(3,1%)	3,75Y 5,4/1,2	máx.= 2,249 %
	5 R 4/5	(3,1%)		
	10RY 6/3,7	(22 %)		
	5,5Y 6,4/2,7	(12,5%)		
	6,5GY 6/2,5	(6,2%)		
	7,6 G 5,5/1	(12,5%)		
	5 BG 7/2	(3,1%)		
	5 B 5,5/1	(6,3%)		
	N 4,5	(31,3%)		
FACIES 2B1 y 2B2	5 PB 3/1	(6,2%)	1,75YR 4,5/1,8	min.= 0,35 %
	8,7R 4/3,4	(50 %)		
	5 YR 5,3/2,3	(9,4%)		
	5,7Y 6/1,8	(9,4%)		
	5 GY 5,7/1,2	(9,4%)		
	8 G 5/2,5	(6,2%)		media =1,1571 %
	5 BG 5,3/2	(6,3%)		
	N 4	(3,12%)		
FACIES 2B3	7,5PB 3,5/2	(12,5%)	10 R 4,4/0,7	
	5,4 R 4/4	(31,3%)		
	7,5YR 4,3/1,5	(12,5%)		
	10 GY 4/3	(6,3%)		
	3,3 G 4,5/2,5	(12,5%)		
	3,7BG 5,3/1,7	(18,7%)		
	5 B 6/1	(6,3%)		
PALEOSUELOS FACIES 2D4	2 RP 3/4	(20%)	8,6 R 4,8/3	
	5,5 R 3/6	(40%)		
	9 Y 7/3	(20%)		
	7 YR 8/4	(20%)		

(1) Fe^{+3} extractable en lutitas rojas

TABLA 6.2.- COLOR DE LAS FACIES DE LA UNIDAD DE TRANSITO

6.4.- Interpretación y discusión

6.4.1. Geometría y estructuras.

Facies 2D4.

Presentan características de paleosuelos tipo "lateritas caoliníferas". Poseen un tramo fuertemente oxidado (subfacies 2D4a) relacionado verticalmente con otro más reducido (subfacies 2D4b). Ambos tramos parecen tener texturas detríticas aunque en el segundo son mucho más evidentes.

Las subfacies 2D4b dada la profusión de estructuras sedimentarias presentes podrían considerarse como parte de las facies 2B aunque con una composición petrográfica específica que debe explicarse haciendo referencia a las subfacies 2D4a. Más adelante detallaremos esta cuestión.

Facies 2B3.

Son sin duda depósitos de canales fluviales en los cuales se pueden distinguir dos tipos sedimentológicos distintos.

Las subfacies 2B3a se ajustan a depósitos de rios efímeros con escasa capacidad de migración y pautas "braided" cuando este mecanismo se desarrolla. El 90% de las facies 2B se ajustarían a este modelo interpretativo.

En el Barranco de Segars aparecen los únicos representantes de las subfacies 2B3b en el tránsito a las facies más finas. Aunque la secuencia de estructuras descrita por Allen (1965) no está aquí bien desarrollada, las características son suficientes para afirmar que se trata de cuerpos detríticos formados por barras de meandro de cursos fluviales con escasa entidad.

Facies 2B2.

Se ajustan a las características de depósitos de llanura de inundación intercanales (en el sentido de Allen 1965) mientras que las facies 2B1 pueden interpretarse como un tránsito hacia facies lacustres. Los macronódulos de calcita de estas últimas aunque en detalle posean diferencias con los de las subfacies 2A1b podrían (H.r.) representar una evolución lateral de los mismos nódulos en subambientes sedimentarios o diagenéticos ligeramente distintos.

La asociación de facies 2A presenta características propias de ambientes lacustres someros y permanentes aunque con frecuentes fluctuaciones del nivel de agua.

Facies 2A1.

Presentan una litología y una paleofauna propia de las zonas más internas de los ambientes lacustres someros con gran parecido a otros depósitos lacustres del Estefaniense del Pirineo (formación Malpas, Nagtegaal 1969a) así como del Estefaniense-Pérmico Europeo (Holub, in Falke

et al 1972; Schäfer and Stapf 1978). Los estromatolitos indicarían ambientes poco profundos con ausencia de sedimentación detrítica importante (Schäfer and Stap 1978).

Facies 2A2.

Presentan ripples de oscilación, exposiciones subaéreas y frecuentes intercalaciones detríticas, y se ajustarían a depósitos periféricos de los ambientes lacustres. En ambos casos las variantes 2A1b y 2A2b corresponden a subambientes con gran desarrollo de los procesos nodulizantes. No obstante hay que matizar que en las subfacies 2A1b las nodulizaciones parecendeberse a procesos propios del ambiente sedimentario sin relación con las vulcanitas interestratificadas. Esta afirmación se fundamenta en el hecho de que este tipo de nódulos estén frecuentemente descritos como asociados a depósitos de ambientes lacustres someros en climas cálidos y húmedos con abundante materia orgánica (Pardo, G. 1980), contrariamente los nódulos de las subfacies 2A2b reemplazan a productos volcánicos que parecen condicionar su génesis y desarrollo.

El conjunto de litologías presentes puede interpretarse en un marco ambiental con un gran desarrollo de cuencas lacustres someras con abundante fauna dulceacuícola y sedimentación carbonatada (facies 2A1). Las zonas de borde lacustre poseen una sedimentación predominantemente lutítica (facies 2A2) con exposiciones subaéreas frecuentes pero suficientemente cortas como para que el sedimento mantenga su caracter reducido (colores grises). En este subambiente se desarrollan ampliamente los procesos nodulizantes. Un segundo anillo periférico a las zonas lacustres lo constituyen zonas de predominante deposición lutítica (facies 2B1) donde la exposición subaérea es más prolongada provocando la oxidación de la lutita (colores rojos). En estas facies siguen activos los procesos nodulizantes.

Los ambientes lacustres estarían relacionados con una red de rios efímeros con pautas de migración "braided" (subfacies 2B3a), red que evolucionaría a pautas meandriformes en las zonas distales, es decir en la región donde los paleocanales efímeros desembocaban en los ambientes lacustres.

La inexistencia de facies de "mass-flow" o de otras variantes de las facies canalizadas ya interpretadas, nos lleva a pensar que no existían abanicos aluviales durante la deposición de la Unidad de Tránsito (al menos en el área estudiada). Si consideramos además que las series son muy poco potentes y que los depósitos lacustres están ampliamente extendidos, es razonable pensar que en este periodo hay un escaso relieve en las áreas fuente por el que discurren pequeños cursos fluviales hasta las zonas lacustres.

6.4.2. Tectónica y sedimentación - Modelo ambiental.

Expongamos resumidamente los hechos más relevantes conocidos en esta unidad:

1.- La distribución horizontal de facies en la Unidad de Tránsito puede explicarse haciendo referencia a tres sectores separados por accidentes estructurales.

2.- Entre el rio Cadí y el barranco de Segars aparecen sólo facies detríticas (2B2 y 2B3). Estas facies desaparecen hacia el Este a la altura de dos familias de fracturas conjugadas N 160-N 25-40. Hacia el W se produce un notorio cambio de facies a la altura de la importante fractura N-140. Al pie de esta fractura (Bco. de Segars) las facies detríticas alcanzan su máximo desarrollo y espesor. La secuencia es netamente granodecreciente.

3.- Entre el barranco de Segars y el valle del Segre la falta de afloramientos no permite discernir con certeza el limite U.T.-U.R.I. La impresión extraida de los afloramientos estudiados (H.r.) es que la U.T. presenta una serie muy condensada donde se indentan facies detríticas y lacustres.

4.- En la región de Gramós-Argestues la serie es francamente lacustre con algunas intercalaciones detríticas en la base. La secuencia es marcadamente granodecreciente.

5.- En la región del Santuario de Ntra. Señora de Bastanits la falta de afloramientos no ha permitido aclarar si está presente allí la U.T.

Evolución espacial de las facies.

Este conjunto de características puede interpretarse de dos maneras:

a) Todos los afloramientos de la región del Cadí forma parte de una misma cuenca con una marcada zonación de facies en sentido E-W. La magnitud de la cuenca sería de un mínimo de 24 Km.

El área fuente de esta cuenca se situaría al E del rio Cadí y formada mayoritariamente por edificios volcánicos. Desde el rio Cadí hasta Argestues encontraríamos sucesivamente los canales efímeros (primero "braided" luego meandriformes), las zonas de periferia lacustre y finalmente los ambientes francamente lacustres (Gramós-Argestues).

Esta hipótesis presenta dos inconvenientes importantes:

1) La presunta cuenca de la U.T. atraviesa varios accidentes estructurales importantes que son límites de cuenca tanto en las unidades superiores como en las inferiores.

2) La aparición de facies más gruesas el E y más finas al W es una característica presente tambien en la U.R.S. y la U.R.I. y en estas unidades no implica en absoluto la existencia de una única cuenca.

b) Se puede pensar también que los tres sectores descritos corresponden a tres cuencas distintas con una zonación de facies aproximadamente N-S. Como los accidentes que separan las tres cuencas han funcionado como desgarres, en cada una de ellas afloran distintos subambientes de la cubeta.

Esta hipótesis aunque complica el cuadro interpretativo específico de la U.T. simplifica extraordinariamente la interpretación del conjunto de las 4 unidades. Por esto la preferimos frente a la hipótesis a.

Evolución vertical de facies.

Las secuencias son siempre granodecrecientes. Hay que matizar sin embargo que cuando el contacto basal es de tipo paraconforme la secuencia empieza con las facies 2D4 que están constituidas mayoritariamente por minerales arcillosos. Desde un punto de vista granulométrico estricto la primera aseveración no es cierta, sin embargo en un sentido energético la creemos perfectamente válida.

Las potencias de la U.T. son modestas (60-100 m.) comparadas con las de las demás unidades. Únicamente junto a las fractura N 140 del barranco de Segars alcanza los 286 m.

La presencia de series condensadas parece indicar una debil subsidencia durante la deposición de esta sedimentación. La creación de relieve en el área fuente parece limitada a los fenómenos volcánicos y no estructurales como indican los datos de área madre y el que todos los contactos erosivos de la U.T. se produzcan sobre vulcanitas. Esto habría que matizarlo diciendo que tan sólo en bandas adheridas a los grandes accidentes estructurales (Bco de Segars) parece existir una actividad estructural algo mayor.

La organización generalizada en secuencias granodecrecientes podría explicarse por un progresivo debilitamiento de la subsidencia y también por la degradación del relieve circundante.

6.4.3. Composición petrográfica-geoquímica.

a.- Los Paleosuelos.

Los paleosuelos desarrollados en los contactos paraconformes sobre las vulcanitas son lateritas caoliníferas y alcanzan su máximo desa-

rrollo en extremo Occidental. Tanto la composición petrográfica como las características de campo parecen indicar que el paleosuelo se ha desarrollado sobre coluviones y depósitos detríticos más que sobre el sustrato de vulcanitas. En cualquier caso los depósitos detríticos pedogenizados son sin duda producto del desmantelamiento de las vulcanitas.

Las subfacies 2D4a son las que más estrictamente se ajustan a la organización típica de un paleosuelo laterítico. Llama la atención la ausencia de minerales de hidroxidos de aluminio, aunque la presencia de cuarzo y de algún fragmento rocoso parece indicar que esta falta se debe a un desarrollo incompleto del perfil laterítico.

Las subfacies 2D4b son cuerpos areniscosos en los que parecen superponerse dos procesos. En un primer momento un estadio laterizante fijaría el hierro de forma de hematites y caolinizaría gran parte de los componentes de la roca. En un segundo se instalarían más condiciones reductoras pero extraordinariamente ácidas por efecto de carbonatos próximos. La preservación de gran parte de la porosidad de la roca detrítica permitiría un gran desarrollo de las macrocaolinitas junto a la autigénesis de sulfuros y a la fijación de elementos radioactivos. No hay que descartar que parte de las macrocaolinitas sean detríticas ya que las subfacies 2D4b, por su caracter clástico en origen, es muy probable que desmantelen perfiles de las subfacies 2D4a. Por otra parte el carácter confirmado por los repliegues de eje paralelo a la estratificación que muestran muchas de ellas evidenciando su deformación en la compactación.

Todo el conjunto de características es bastante típico de paleosuelos propios de climas tropicales húmedos (Abed, M.A. 1979; Millot, G. 1967).

b.- Los minerales de la arcilla.

El predominio de la illita en las facies 2B localizadas en el barranco de Segars frente al de la caolinita en los aflorantes en Gramós-Argestues podrían explicarse en referencia a la intensidad de desarrollo pedogenético en el área fuente.

En la región de Gramós-Argestues el gran desarrollo de los paleosuelos lateríticos sería el principal responsable del predominio de la caolinita. También es probable que la escasa tasa de subsidencia provoque una incipiente laterización de la lutita ya depositada incrementando así la proporción de caolinita.

En el entorno del Barranco de Segars al tratarse de una región con especial actividad estructural los perfiles estarían más desmantelados y predominaría la illita.

La notable proporción de interestratificados de I/Mo es coherente con todo lo dicho hasta el momento ya que la neoformación de este mineral es muy abundante en los suelos tropicales mal drenados (Abed, M.A. 1979; Millot, G. 1967). Su origen podría ser tanto detrítico como por neoformación singenética en los incipientes procesos pedogenéticos sobre la lutita ya depositada.

Las facies distales parecen seguir la misma tónica de herencia en función de su posición en uno de los dos entornos geográficos citados.

Las dos regiones coinciden en presentar un marcado decrecimiento de la caolinita de muro a techo que es sin duda reflejo de una evolución paleoclimática hacia la aridificación que posteriormente se manifiesta en la U.R.I.

Como importante proceso secundario hay que destacar la autigénesis de Berthierina; el origen secundario de este mineral parece bien probado por:

a) Su rapidísima alterabilidad en ambientes oxidante que descarta su posible origen detrítico.

b) Su constante asociación a la caolinita de la que muy probablemente procede por agradación (incorporación de Fe^{+2}) dadas sus grandes similitudes estructurales.

c) Numerosas pruebas petrográficas en que se aprecia un crecimiento de berthierina a expensas de la caolinita.

d) La frecuente asociación de la autigénesis de berthierina con la de carbonatos de hierro y facies de marcado carácter reductor con Fe^{+2} disponible indicando unas condiciones ambientales específicas para que la autigénesis pueda producirse.

Así la limitación en la presencia de este mineral (frecuente en todos los tramos de la U.G.) a los tramos basales de la U.T. también puede interpretarse como un resultado del progresivo retroceso de los ambientes reductores fruto del progreso en la aridificación climática.

c.- Area fuente y procedencia.

Como en los minerales de la arcilla la interpretación debe hacer referencia a dos entornos geográficos.

En Gramós-Argestues las areniscas presentan proporciones muy elevadas de clastos de cuarzo con extinción homogénea y abundantes golfos de corrosión; en alguna ocasión aparecen clastos policristalinos de cuarzo ondulante. Los fragmentos de rocas son muy escasos y cuando aparecen son siempre de vulcanitas. Todo ello unido a la gran abundancia de macrocaolinitas nos hace pensar en un área fuente constituida casi exclusivamente por vulcanitas sobre la que se desarrollaban perfiles lateríticos y en la que podrían existir pequeños afloramientos del sustrato preestefaniense.

En el Barranco de Segars la composición del área fuente parece ser similar, aunque con más escaso desarrollo de los perfiles lateríticos y una mayor extensión relativa de los materiales preestefanienses (Cambro-Ordovícico fundamentalmente).

En la región más oriental los clastos de los cuerpos detríticos estan formados por cuarzo, feldespatos, biotitas decoloradas y fragmentos de rocas volcánicas sugiriendo un area fuente formada exclusivamente por vulcanitas.

d.- Composición clástica: los clastos y las matrices.

Prescindiendo de las matrices, la composición clástica es muy poco evolucionada; las arcosas podrían representar estadios algo más evolucionados que las litoarenitas y grauvacas líticas aunque estas diferencias pueden deberse simplemente a un retrajamiento preferente de cristal-tobas en el primer caso y de piroclastos líticos en el segundo.

Por otra parte las cuarzo-grauvacas son producto de un desmantelamiento de lateritas y su composición no indica una evolución clástica sino la destrucción en el perfil edáfico de todos los componentes más inestables.

Las matrices son de origen diagenético como se puede comprobar petrográficamente en la pérdida progresiva de contornos en muchos fragmentos piroclásticos. Los feldespatos también cooperan en este proceso siendo frecuente su arcillitización parcial.

La presencia de biotitas caolinizadas indica que en estadios tempranos la caolinización por incipiente laterización, junto a las condiciones ácidas propias de las acumulaciones de materia orgánica, fueron el primer agente creador de matriz diagenética. El tránsito a una sindiagénesis reductora conduciría entre otros procesos a una berthierititización de la matriz caolinífera. La formación de matriz diagenética pudo continuarse durante estadios mucho más avanzados de la diagénesis dado el caracter inestable de todos los componentes volcanoclásticos de la roca.

e.- Sedimentación-cementación-compactación.

Las facies distales presentan en esta unidad un conjunto de procesos diagenéticos relativamente complicados.

El primer problema radica en la presencia de caolinita autigénica en un lago con sedimentación alcalina y singénesis también alcalina.

Como existen numerosas pruebas de una marcada variación estacional se podría suponer que esta variación conllevara un cambio importante

de pH, tal como sucede en lagos actuales de regiones volcánicas peritropicales (Eugste 1967).

Así en la estación húmeda las precipitaciones, la materia orgánica y la caida de cenizas volcánicas podrían conducir a episodios ácidos en el ambiente lacustre con autigénesis de caolinitas. El sustrato para esta autigénesis lo proporcionarían las cenizas volcánicas tan fácilmente recristalizables. Pero esta etapa tendría que ser muy corta comparada con el estadio moderadamente alcalino que coincidiendo esenciálmente con la estación seca controlaría la mayor parte de la vida y la sedimentación lacustre.

La presencia de cementos ankeríticos en los estromatolitos, el reemplazamiento de las cineritas por este mismo mineral y los rellenos complejos de las septarias indican una singénesis alcalina y reductora con un progresivo incremento de la incorporación del hierro en la red de los carbonatos. El quimismo de los fluidos intersticiales sufrirían fuertes variaciones alternando la precipitación de varios carbonatos (calcita-dolomita-ankerita), aunque el incremento del enterramiento parece conllevar la evolución calcita→dolomita → ankerita.

Este cuadro diagenético confirma plenamente las interpretaciones de Nagtegaal (1969a) en facies similares donde este autor sugiere que los niveles con ankerita micrítica de Malpas-Peranera son producto de ankeritización de fangos calcíticos en las etapas de máxima evaporación lacustre. En nuestro caso la alcalinidad de los fluidos intersticiales también puede considerarse producto de una larga estación seca con fuerte evaporación.

Las subfacies 2A1a pasan verticalmente a las 3A2b; el límite entre ambas facies (por lo tanto límite entre la U.T. y la U.R.I.) lo situamos en el momento en que desaparece la sedimentación de carbonatos primarios hecho que va acompañado del desarrollo de numerosas grietas de retracción y adelgazamientos de las capas de cineritas. Este cambio podría ser el resultado (H.r.) de una desecación completa del ambiente lacustre que aunque limitada a la estación seca fue suficiente para detener la actividad de los organismos que provocan la sedimentación carbonática. La

persistencia de un ambiente reductor estaría al principio asegurada por la acumulación de materia vegetal ya que la flora, ante la progresiva aridificación, se refugiaría preferentemente en las zonas más deprimidas en busca de humedad.

Los nódulos septariformes aparecen condicionados por la presencia de vulcanitas interestratificadas tal como sucede en las Unidades Rojas. Asumiendo que el nódulo se forma a partir de un agregado de geles coloidades (Pettijhon, 1975) se podría pensar que el condicionamiento de la vulcanita es debido a:

1) Un origen de los geles a partir de la desvitrificación de productos volcánicos.

2) Una nucleación de los geles dispersos por una litología (vulcanitas) que reduce al sedimento circundante. Esta posibilidad es coherente con el condicionamiento de las septarias de la Unidad Gris por restos orgánicos.

Como ambas causas no son contradictorias se puede pensar incluso en una actuación simúltánea.

Según las ideas actuales sobre génesis de septarias (Pettijhon, 1975) se forma primero el cuerpo del nódulo y luego se desarrollan las grietas por deshidratación de los geles colóidales, finalmente se rellenan los huecos de la red de grietas. Sobre esta base la variada composición carbonática del nódulo septariforme admite la siguiente interpretación.

1) Previamente y/o durante la formación del cuerpo alterna una cementación de calcita superficial (originada por exposición subaérea) con cementaciones y reemplazamientos por dolomita a partir de aguas intersticiales ricas en magnesio.

2) El relleno de las grietas posee desde el borde hacia el centro la siguiente evolución: Calcita → dolomita → ankerita → carbonato férrico muy oxidado (siderita ?) → calcita; todas ellas con texturas esparíticas o macroesparíticas.

Esta evolución en la precipitación de carbonatos indica un progresivo incremento de la alcalinidad y del ambiente reductor. Esta tendencia se invierte en la etapa más tardia tal como parece indicar la precipitación final de calcita. El relleno sería, excepto la calcita tardía, una cementación subsuperficial y muy probablemente la calcita más externa corresponda al mismo episodio de precipitación que el de los nódulos calcíticos (facies 2A1b); por su parte la ankerita correspondería a la misma etapa de precipitación que los cementos de similar mineralogía en los estromalitos (facies 2A1a).

Mención especial merecen los macronódulos de calcita con estructura fibroso-radial de las subfacies 2A1b.

Su crecimiento previo a la compactación (desplazan a la lutita circundante) indica unas condiciones favorabilísimas en la nucleación y crecimiento de la calcita en estadios tempranos de la sindiagénesis. Aunque desconocemos que condiciones concretas provocan la presencia de estos nódulos, su frecuente aparición en ambientes palustres asociados a carboneros (Pardo, G. 1979), podría indicar que los parámetros físico-químico adecuados para su génesis son habituales en estos medios. La presencia de estructuras estilolíticas y de "cone in cone" en la periferia del nódulo podría relacionarse con el cese de las condiciones idóneas de crecimiento cristalino y hace pensar en un posible parentesco genético con las estructuras calcíticas estratiformes de "cone in cone" que aparecen en la Unidad Gris.

Los nódulos de las facies 2B1 presentan suficientes características comunes con los anteriores como para atribuirles un origen similar. Se puede precisar sin embargo que el crecimiento del nódulo es más tardío o que la lutita se compacta más rápidamente (probablemente por exposición subaérea puesto que en este caso están emplazados en lutitas rojas) ya que estos nódulos engloban parte de la lutita circundante.

Las litoarenitas y grauvacas líticas presentan un armazón completamente colapsado evidenciando el desarrollo de epi-matriz, ortomatriz y pseudomatriz. Las arcosas, grauvacas feldespaticas y cuarzo-grauvacas poseen un esqueleto también inestable pero relativamente más resistente

que el caso anterior en lo referente a la compactación mecánica.

Los cementos son raros, probablemente por lo temprano de la grauvaquización con la consiguiente pérdida de porosidad. Calcita y ankerita aparecen en moderadas cantidades reemplazando a clastos en muchas ocasiones. Ambos cementos podrían ser relativamente tempranos como lo demuestra el que en ocasiones la ankerita reemplace a gran parte de la roca detrítica.

Las biotitas caolinizadas en las areniscas indican que se pueda pensar en una etapa temprana de "lavado singenético" en medio ácido (quizás oxidante) con autigénesis de caolinita y un posterior tránsito a condiciones alcalinas y reductoras. Muy probablemente las mineralizaciones radioactivas esten condicionadas por esta alternancia en la sindiagénesis de las areniscas, siempre que la etapa oxidante sea lo suficientemente corta como para respetar la materia orgánica en la cual creemos que se fija el uranio.

En la bibliografía geológica existen referencias a yacimientos uraníferos generados por alternancias sindiagenéticas del potencial de oxidación-reducción. Conocido el marcado control climático en el tipo de sindiagenesis de los sedimentos continentales es lógico pensar que determinadas condiciones paleoclimáticas existan condiciones más favorables para la fijación del Uranio.

El paleoclima interpretado en la Unidad de Tránsito parece favorable para el desarrollo de este tipo de mineralizaciones y esta hipótesis se ve corroborada por la presencia de importantes y mineralizaciones radioactivas. La mayoría de las facies presentan fondos radioactivos superiores a los habituales en las restantes unidades pero las mineralizaciones de mayor interés están en las facies detríticas de los tramos basales. En estos cuerpos detríticos no hemos detectado la presencia de pequeños aglomerados de materia orgánica hace aceptable la hipótesis de que la mineralización se encuentre en forma de compuestos urano-orgánicos.

Probablemente la ausencia de una red de drenaje eficiente es otro factor favorable para el desarrollo de mineralizaciones radioactivas. También habría que resaltar que si el origen de la mineralización es sindiagenético es lógico que alcance un mayor desarrollo en niveles cuya porosidad permita una mineralización importante (facies detríticas).

El control sindiagenético de la mineralización y su ligazón a una alternancia de condiciones oxidantes y reductores viene apoyada por el hecho de que las máximas mineralizaciones se situen siempre donde los criterios de color indican un cambio de sindiagénesis netamente reductoras a sindiagénesis predominantemente oxidantes (Ver columna nº 2).

El posible origen paleoclimático de esta sindiagénesis alternante es una de las bases teóricas que justifican la utilización de las mineralizaciones radioactivas como un criterio para determinar el comienzo de la Unidad de Tránsito cuando aparece en continuidad sedimentaria con la U.G.

f.- Color.

Las facies distales poseen todas tonos grises-negros como corresponde a sedimentos de ambientes reductores con materia orgánica dispersa.

Las secuencias arenisca verde-lutita roja indican episodios cortos de oxidación que solo son capaces de rubefactar a los depósitos de desbordamiento tanto por su menor granulometría como por su posición ambiental.

Las coloraciones verdes de los 2-4 cm. de lutita infrayacente a los grandes paleocanales de areniscas, se pueden explicar por la actividad de los fluidos reductores en la sindiagénesis tardía vehículados por la permeabilidad del cuerpo areniscoso.

La aparición de cuerpos areniscosos rojos hacia el techo de la Unidad es otra prueba más del avance de los ambientes oxidantes (explicable en función de la evolución paleoclimática). La aparición de los ban-

deados de color en las láminas de las areniscas podría explicarse por los mismos razonamientos que ya expusimos para las facies 4B1 (cap.4.4.3 pág. 106).

Los cuerpos 4D representan facies rojas de tipo laterítico en las cuales el color rojo, aunque sindiagenético s.s., es muy temprano (contrariamente a lo que ocurre en las facies rojas habituales). Esta rápida y temprana recristalización de la hematites explicaría la existencia en la subfacies 2D4b de bandeados rojos coexistiendo con mineralogía de singénesis reductora (sulfuros de hierro).

Las cantidades de hierro férrico extractable en las lutitas rojas son las mayores si las comparamos con los valores de la U.R.S. y la U.R.I. (ver tablas 4.2., 5.2. y 6.2.). Estos resultados estarían de acuerdo con los datos recopilados por Van Houten (1973) según los cuales el hierro férrico extractable de las facies rojas es mayor cuanto más húmedo es el paleoclima interpretado.

6.5. Conclusiones.

La Unidad de Tránsito puede presentarse en continuidad sedimentaria con la Unidad Gris o en contacto paraconforme cuando se apoya sobre vulcanitas. En el primer caso la presencia de mineralizaciónes uraníferas y el predominio de colores rojos en las lutitas han sido los criterios para separar las dos Unidades. Convencionalmente hemos adoptado el criterio de que el paleocanal con la máxima mineralización uranífera representa la base de la Unidad de Tránsito.

Estas rocas, en facies detríticas y carbonáticas las interpretamos como depósitos de rios efímeros y ambientes lacustres asociados. La sedimentación se interpreta que se produjo bajo un regimen climático similar al de regiones peri-tropicales con estación seca muy marcada. Este modelo paleoclimático presenta una tendencia a la aridificación de muro a techo de la Unidad.

La edad de las rocas así definidas estaría comprendida entre el Estefaniense C y el Autuniense basal.

Esta Unidad parece no existir al este del rio Cadí aunque quizás esté presente de forma muy local en el Santuario de Ntra Sra de Bastanits. La estructuración de las cuencas no está clara. Digamos únicamente que en los afloramientos se observa una gradación desde facies detríticas al Este hasta facies más finas y carbonáticas al Oeste.

La subsidencia fue débil (60-100 m. de media) y solo junto a una gran fractura N 140 (Bco de Segars) se alcanzan cotas superiores (286 m.). El área fuente no sufre ningún rejuvenecimiento y su degradación se refleja en la generalizada organización de la U.T. en una única secuencia grano decreciente. El relieve del área fuente parece estar formado casi exclusivamente por vulcanitas y edificios volcánicos.

Congruentemente con la escasa tasa de subsidencia hay un importante desarrollo de paleosuelos (facies 2D4) que se instalan preferentemente en los contactos paraconformes. Esta pedogénesis genera lateritas caoliníferas que alcanzan un gran desarrollo en la región de Guils-Argestues.

Los canales fluviales son en su mayoría paleocanales efímeros con escasa capacidad de migración y pautas braided cuando este mecanismo se desarrolla. En el Bco. de Segars existen además barras de meandro de pequeños cursos fluviales que probablemente representan la evolución de los canales efímeros en sus tramos más distales.

En los paleocanales de los tramos basales hay mineralizaciones radioactivas tempranas que podrían estar relacionadas con una sindiagénesis en que la alternancia de episodios oxidantes-reductores fuera idónea para la fijación de minerales radioactivos. Estas condiciones podrían tener un control climático siendo el paleoclima de la Unidad de Tránsito el idóneo para su desarrollo.

Las zonas periféricas de los ambientes lacustres presentan un gran desarrollo de las nodulizaciones sindiagenéticas, unas con estruc-

tura septariforme y otras con estructuras fibroso-radiales. Las primeras están condicionadas por niveles de vulcanitas que las nuclean y las segundas, de origen más incierto, son frecuentes en ambientes lacustres con materia orgánica. En ambos casos parece que este desarrollo está favorecido por la fuerte variación del nivel de agua característica de este subambiente y que se traduce en ocasionales exposiciones subaéreas.

Los ambientes lacustres poseen una sedimentación de fangos calizos acompañados de una importante vida orgánica (estromatolitos, algas del género Parachaetete ostrácodos y caráceas). Esta sedimentación carbonática esta acompañada de una continua precipitación de cenizas volcánicas.

Illita y caolinita son los minerales de la arcilla heredados por excelencia, según la erosión sea más rapida que la pedogénesis (illita) o viceversa (caolinita). Este último caso parece estar preferentemente desarrollado en el área de Gramós-Argestues. Los interestratificados de I/Mo pueden tener un origen pedogenético o de neoformación in situ.

La caolinita decrece de muro a techo a consecuencia de la aridificación climática. La Berthierina, formada en singénesis reductoras a expensas de la caolinita, aparece en lutitas y en matrices de areniscas en los tramos basales siendo inexistente en los tramos superiores de la unidad debido a un incremento de los episodios oxidantes en la sindiagénesis.

La composición clástica de los cuerpos detríticos está muy poco evolucionada y sus principales diferencias se deben al grado de pedogénesis en el área fuente. Así el desmantelamiento de lateritas caoliníferas origina cuarzo-grauvacas mientras que donde las vulcanitas están escasamente pedogenizadas la composición de las areniscas es de litoarenitas, arcosas y grauvacas líticas. Las matrices en todas estas rocas son de origen sindiagenético por procesos de descomposición del esqueleto. El predominio de una sindiagénesis ácida en la mayoría de los cuerpos detríticos se refleja en abundancia de matrices caoliníferas; probablemente la grauvaquización diagenética se realiza en estadios tempranos y la consiguiente reducción de porosidad se traduce en la ausencia de cementos.

En los ambientes francamente lacustres predominaron condiciones alcalinas excepto pequeños momentos coincidentes con la época de lluvias en la que se generaría caolinita a expensas de las cenizas volcánicas. Al enterrarse el sedimento condiciones progresivamente más alcalinas y reductoras provocarían una precipitación accidental de calcita y dolomita y finalmente una cementación ankerítica generalizada.

Esta evolución en la cementación es también característica en las zonas de periferia lacustre aunque la exposición subaérea genera aquí un amplio desarrollo de calcita superficial. Las condiciones de alternancia del nivel de agua y la consiguiente variación en la alcalinidad producen un mayor desarrollo de cementos subsuperficiales de calcita y dolomita y finalmente de ankerita. En una fase más tardía (quizás anadiagenética) hay finalmente una nueva precipitación de calcita.

Los nódulos septariformes son sindiagenéticos y están condicionados por la presencia de vulcanitas; sus rellenos complejos de carbonatos son el mejor exponente de la evolución diagenética descrita. El desarrollo de estos nódulos es máximo en las regiones de periferia lacustre por lo que se puede pensar que las fluctuaciones del nivel de agua y de la alcalinidad de esta última pueden influir en su génesis.

Los nódulos de calcita fibroso-radial son sindiagenéticos y las condiciones de su crecimiento nos son desconocidas.

En esta unidad las facies distales presentan tonos grises indicando que a pesar de accidentales exposiciones subaéreas predominan condiciones reductoras. En las facies detríticas la marcada alternancia del potencial de oxidación-reducción se traduce en una oxidación de los granulometrías más finas (las lutitas son mayoritariamente rojas) y las preservación del Fe^{+2} en las facies más gruesas (las areniscas son mayoritariamente grises y verdes).

Desde un punto de vista geoquímico, las cantidades de hierro férrico extractable en las lutitas rojas confirma la interpretación paleoclimática.

7.- UNIDAD GRIS.

7.1. Distribución areal.

Esta unidad presenta una particular complejidad por existir en ella un tránsito progresivo entre depósitos sedimentarios lacustres y todos los tipos de rocas volcánicas que interpretamos como aproximadamente sincrónicas con los primeros. El resultado es una asociación de facies compleja que describiremos haciendo referencia a seis sectores geográficos.

1.- Sector oriental: Comprendido entre el collado de Prats d'Aguiló y Coll de Pendis. Aquí la serie posthercinica está representada por riolítas bandeadas sobremontadas por la Unidad Roja Inferior, a las que según criterios discutidos en otro lugar asumimos una contemporaneidad con la Unidad de Tránsito y la Unidad Roja Inferior. Este primer sector se caracterizaría pues por la inexistencia de las vulcanitas propias de la Unidad Gris. Hemos querido hacer referencia explícita a este sector, dado que hasta el presente trabajo las riolitas se habian considerado siempre como sincrónicas al resto de las vulcanitas (Solé Sugranes 1970, Hartevelt 1970).

2.- Sector central: Abarcaría una amplia región desde el collado de Prats d'Aguiló hasta el Barranco de la Pedra de la Penya. En este sector aparece una amplia secuencia de productos volcánicos estratificados, junto con varios pitones que cortan la serie.

La serie comienza en todo este sector por brechas de escaso espesor (0'5 a 3 m) que suelen incluir restos carbonosos y plantas fósiles. Dada su escasa potencia es frecuente que no esten representadas por haberse mecanizado el contacto con los materiales prehercínicos.

Seguidamente aparece una potente (50-250 m) serie volcano-sedimentaria de cineritas, tobas y aglomerados. Estos últimos representan las litologías más frecuentes con bloques de hasta 3 m. de diámetro. Son frecuentes los xilópalos y las hiladas carbonosas en el interior de los productos volcánicos.

El tramo central lo constituyen de 2 a 6 coladas andesíticas con espesores totales que oscilan de 20 a 130 m. Este tramo falta entre Nuestra Señora de Bastanits y la cabecera del rio Cadí.

El tramo superior, muy constante, puede presentar algún aglomerado, pero está constituido esencialmente por cristal-tobas y litotobas que hacia el techo toman tonos verdosos y composiciones progresivamente más ácidas; son características además las segregaciones de calcedonia. Este tramo acaba en contacto paraconforme con la Unidad de Tránsito entre el barranco de la Pedra de la Penya y la cabecera del rio Cadí. Más al Este es la Unidad Roja Inferior la que fosiliza el techo de la Unidad Gris.

Particular interés reviste la región comprendida entre Coll de Josana y Prats d'Aguiló. Aquí no aparecen coladas andesíticas y la serie esta compuesta esencialmente por tobas silicificadas, caolinizadas y cloritizadas siendo incluso poco abundantes los aglomerados. Sin embargo, entre el Santuario de Nuestra Señora de Bastanits y Prats d'Aguiló aparece una potente masa de coladas dacíticas atravesadas por varios pitones. Estas manifestaciones volcánicas se interestratifican a techo de la formación de vulcanitas, en la posición que en el resto del sector está ocupado por cristal tobas ácidas con biotitas.

3.- Sinclinorio de Querforadat: La base de esta unidad está formada por rocas volcánicas masivas macroporfídicas que quizás representen coladas. Estas rocas se apoyan sobre el Prehercínico (Devónico y Westfaliense) y tan sólo al Sur del Serrat de la Mata existen una delgada película (0'5 m) de brechas en la base de la vulcanita. La serie se completa con aglomerados, tobas, tobas retrabajadas y cristaltobas que poseen intercalado un delgado nivel de antracita (0'1-0'3 m) que ha sido explotado al E de Estana. La serie está rematada por el Triásico Inferior, fosilizando los anteriores depósitos.

4.- Barranco de Segars: Representa la transición entre el sector central y las minas de carbón. La serie comienza con las brechas (1-3 m) compuestas de fragmentos del Cambro-Ordovícico, sobre el que reposa; siguen una alternancia de tobas con capas de carbón (25 m), y sobre ellas una potente intercalación de andesitas (25 m) con otra capa de carbón a techo. El resto (150 m) es una serie detrítica de areniscas y lutitas que presenta un paso gradual a la Unidad de Tránsito.

5.- Minas de carbón de Turó de Ca'n Franch: La serie posee idén ticas características a las del barranco de Segars pero falta la intercalación andesitica y las potencias son menores (70-80 m. en total) mientras que las capas de carbón alcanzan su máximo número y espesor.

6.- Sector Occidental: Se extiende entre el Segre y Guils, descan sando la Unidad Gris sobre el Cambro-Ordovícico. En los afloramientos más meridionales el límite superior está fosilizado por la Unidad de Tránsito en contacto paraconforme. En Argestues es la Unidad Roja Inferior la que se apoya discordante sobre la Unidad Gris, que finalmente desaparece hacia el Norte dada la fuerte discordancia con la Unidad Roja Superior.

En este sector el tramo basal de brechas alcanza espesores conside rables (30-80 m), y sobre él aparecen unos paquetes bien diferenciados de tobas e ignimbritas y tobas retrabajadas con una o dos capas de carbón en la base. El techo del miembro de vulcanitas aparece silicificado, con una intensidad progresivamente mayor hacia el NW. Este tramo posee espesores de 40-70 m.

Las secuencias tipo pueden encontrarse en las columnas nº 2 (Bco de Segars) y nº 1 (Sector Occidental).

7.2. Edad.

Hasta el presente sólo existian para esta unidad las dataciones de Dalloni (1930) que concluye una edad Estefaniense, y las de Hartevel (1970) que obtenía una edad Westfaliense D-Estefaniense A para las brechas basales.

Nosotros hemos recogido abundante flora en los tramos basales de la Unidad Gris que ha sido clasificada por Mlle Doubinger** y Mr J. Broutin*, dando la siguiente relación de especies:

Alethopteris bohemica (Franke) Wagner
Asterophyllites equisetiformis (Sternberg) Brongniart
Callipteridium gigas Gutbier
C. cf. C.armasi Zeiller
Callipteridium sp. différent des précédents
Cardiocarpus sp.
Calamites cisti Brongniart
Calamites suckowi Brongniart
Cyclopteris sp.
Cordaites sp.
Lepidophyllum sp.
Linopteris cf. neuropteroides Gutbier
Neuropteris planchardi Zeiller
Odontopteris brardi Brongniart
Pecopteris clintoni (Lesquereux) Corsin
P. polymorpha Brongniart
P. waltoni Corsin
Pecopteris sp. cf. cyathea Schlotheim
Pecopteris cyathea Schlotheim
P. hemitelioides Brongniart
Pecopteris cyathea Schlotheim
Pecopteris fructifié:Asterotheca
P. densifolia Goeppert
P. Polymorpha Brongniart
P. Polymorpha fructifié:Acitheca
P. Pseudo-orepteridia Potonié
Pseudomariopteris ribeyroni Zeiller Danzé-Corsin
Sphenopteris sp.

** Centre de Sedimentologie et de Geochimie de la surface. Strasbourg.

* Lab. de Paleobotanique. Université Pierre et Marie Curie. Paris.

Esta asociación indica una edad Estefaniense B alto, edad que nos parece más acertada que la dada por Hartevelt (1970), ya que esta fundamentada en una asociación de flora mucho más amplia y variada.

Probablemente la Unidad Gris podría abarcar al Estefaniense B y parte del C ya que el límite Estefaniense-Pérmico puede situarse (H.r.) en la Unidad de Tránsito, teniendo en cuenta además que los tramos inferiores de la U.R.I. tienen una edad Autuniense basal.

Conviene señalar, como importante conclusión de lo anteriormente expuesto, que la creación de las cuencas Estefanienses en la Sierra del Cadí es ligeramente posterior a las cuencas de la región de Pont de Suert-Malpas donde tanto Dalloni (1930) como Nagtegaal (1969a) encuentran una edad Westfaliense D-Estefaniense Inferior en las brechas basales.

7.3. Descripción de facies.

7.3.1. Asociación de facies distal (1A).

Representan las facies más distales aunque hay que contemplar ciertas anomalías debidas al vulcanismo. La palabra "distal" le emplearemos únicamente como referencia de materiales depositados en un ambiente francamente lacustre, y por tanto en la mayoría de las ocasiones encontraremos productos volcánicos muy diversos, presentandose tipos litológicos específicos en casos muy contados (facies 1AO). Los criterios para deducir el ambiente de emplazamiento de las vulcanitas están basados en el tipo de transformaciones sufrido por estos materiales y en principio no son correlacionables con las variadas litologías existentes (aglomerados, coladas, tobas de grano fino...).

Conviene precisar que en la mayoría de las rocas de la Unidad Gris, la presencia de siderita, ankerita, dolomita y calcita ha supuesto un grave problema de determinación mineralógica. La coexistencia de dos o más carbonatos en la roca ha invalidado el análisis químico como vía determinativa. Así calcita y dolomita las hemos distinguido petrográficamente mediante tinción, mientras que ankerita y siderita han sido determinadas mediante

difracción de RX. Afortunadamente, gracias a la observación detallada las muestras estudiadas por difractogramas pudimos comprobar que petrográficamente y con luz natural, la siderita presenta un color pardo-marrón mientras que la ankerita es blanca, lo que ha servido para diferenciarlas en las muestras restantes.

Esta propiedad de la siderita, resultado de la inclusión de impurezas (quizás materia orgánica), la hemos utilizado para distinguirla de la ankerita en las muestras estudiadas sólo petrográficamente. Aunque este criterio ha resultado seguro en los casos comprobados por RX, el lector deberá mantener ciertas reservas cuando describamos ankerita o siderita determinadas solo por técnicas ópticas.

Facies 1AO.

Están formadas por lutitas sideríticas con restos de flora y abundantes nivelillos de areniscas de grano fino, con todo el conjunto de colores grises y negros.

Las lutitas poseen una fracción inferior a 2 μ compuesta esencialmente por interestratificados de illita-montmorillonita ($I70/Mo_{30}$) y caolinita (R.X.L.O.). Suelen haber también pequeñas proporciones de calcita, ankerita, siderita y dolomita (5-10% del total de la roca). La materia orgánica dispersa es abundante y hay fragmentos vegetales carbonizados e inclasificables.

En el seno de las lutitas se presentan paquetes de 1 a 5 cms de areniscas de grano fino con ripples de corriente y más raramente de oscilación. También son frecuentes niveles con láminas paralelas de colores alternantes claros y oscuros con marcada granodecrecimiento.

Todos estos niveles detríticos son de granulometría muy variable ($\emptyset_m$=0'02 a 1 mm), predominando los tamaños menores; muestran abundantes restos carbonosos y están frecuentemente perturbados por pequeñas deformaciones hidroplásticas. Poseen proporciones importantes de matriz dado el fino tamaño de los componentes. En la fracción arena, y por orden de importancia, podemos encontrar cuarzo, fragmentos criptocristalinos, biotitas

decoloradas y feldespatos fuertemente carbonatados. El accesorio más frecuente es el circón. En algunos casos la arenisca posee composición arcósica (40-50% de feldespatos).

Las láminas paralelas de aspecto varvado merecen una descripción detallada (foto nº 60). La banda clara es detrítica ($\emptyset_m$=0'3 mm) y presenta una importante autigénesis de feldespatos como granos idiomorfos o como un sustrato felsítico en que ha recristalizado la matriz y parte de los clastos perdiendo sus contornos. En esta banda clara hay también proporciones apreciables (5-8%) de dolomita parcialmente reemplazada por calcita férrica.

La banda oscura es de grano mucho más fino ($\emptyset_m$=0'08 mm), con materia orgánica más abundante, clorita autigénica y prácticamente sin carbonatos.

Facies 1A1.

Consideramos aquí a todos los productos volcánicos que han sufrido un importante reemplazamiento de su mineralogía y cambios de textura original por haberse emplazado en ambientes lacustres en los que las paragénesis ígneas eran muy inestables. La mayoría de sus caracteres petrográficos actuales serán debidos a procesos de origen exógeno.

La interpretación de los mecanismos de emplazamiento primario viene discutido en el apartado 8.3.4. sobre materiales piroclásticos (pág. 277), y aquí nos limitaremos a hacer una descripción de las texturas que presenta la mineralogía secundaria. Para esta tarea haremos referencia a los siguientes minerales secundarios: calcedonia-cuarzo, carbonatos (calcita, dolomita, siderita, ankerita), cloritas-berthierina, óxidos de hierro, interestratificados illita-montmorillonita, hidromicas y caolinita.

Calcedonia-cuarzo.

La sílice aparece en forma de calcedonia equigranular cuando reemplaza a la matriz y como cuarzo en mosaico de grano muy fino cuando reemplaza a fenocristales y matriz; las formas fibrosas (tanto positivas como

negativas) son propias del relleno de vesiculas, aunque en alguna ocasión aparezcan recristalizadas a megacuarzo en el centro de la vesícula. (foto nº 68 , 69 y 70).

Carbonatos.

Siempre con texturas esparíticas o macroesparíticas, presentan un marcado reemplazamiento diferencial. La calcita y la dolomita aparecen reemplazando a los feldespatos o a pseudomorfos con hábito semejante al de los feldespatos, y también rellenan grietecillas de la roca o a perforaciones de bioturbación; más raramente pueden reemplazar a la matriz. La ankerita es poco frecuente y reemplaza preferentemente a los máficos, a veces con texturas microesparíticas. La siderita se caracteriza por una fuerte tendencia a manifestar su propio hábito cristalino (esferulítico o romboidal), sin preservar las texturas primarias como hacían los otros carbonatos; parece reemplazar indistintamente a la matriz o a los fenocristales, aunque su presencia no es muy frecuente. (foto nº 63 y 67).

Cloritas-Berthierina.

Debemos aclarar ante todo que el único mineral de tipo clorítico identificado por difracción de R.X. ha sido la berthierina. Sin embargo petrográficamente hemos detectado la presencia de otros minerales de tipo clorítico que no han podido aislarse para ser estudiados difractogrametricamente y por tanto su composición queda incierta. En las muestras con grandes cantidades de berthierina se ha observado que esta pseudomorfiza cristales de caolinita, de la que parece proceder por transformación.

En las rocas con predominio de otros minerales cloríticos es muy frecuente la presencia de texturas criptocristalinas casi isótropas en las matrices cloritizadas. Cuando reemplaza a máficos o rellena vesículas presenta texturas fibrosas o incluso plumosas de considerable tamaño. Las texturas fibrosas aparecen también cuando ocasionalmente corroe feldespatos.

Oxidos de hierro.

Aparecen con gran frecuencia reemplazando a los máficos, tanto más intensamente cuanto menor sea el tamaño del fenocristal, y también existen como pequeñas inclusiones en la matriz. La existencia de óxidos de hierro puede ser debida a distintos procesos genéticos. Efectivamente, en varias de las facies volcánicas sin transformación secundaria (facies 1VIb, pág 282) aparece matriz y fenocristales de máficos reemplazados parcialmente por óxidos de hierro, presumiblemente debidos a oxidaciones durante el emplazamiento de la roca y que macroscópicamente se manifiesta como colores rojo violáceos.

Un proceso similar puede sufrir la roca por oxidación postdeposicional, pero en este último caso el desarrollo de un paleosuelo suele hacer desaparecer las texturas primarias. Como en los casos estudiados la textura primaria se conserva, es más probable que los óxidos de hierro se hayan generado en el emplazamiento de la vulcanita, por mecanismos propios de la emisión de productos volcánicos.

Sin embargo el problema no esta zanjado pues también se puede pensar que una pedogénesis muy corta puede ser la responsable de este tipo de reemplazamientos.

Aparte de lo expuesto podemos decir que son frecuentes los óxidos de hierro pseudomorfizando a la siderita, por oxidación sindiagenética o epi-diagenética del carbonato.

Interestratificados irregulares illita-montmorillonita e hidromoscovitas.

Se presentan con una composición notablemente constante (I_{70}/Mo_{30}) (R.X.L.O) y con texturas fibrosas de agregado orientado. Reemplazan preferentemente a los fragmentos de vidrios, que en algún caso están en un 100% sustituidos por el interestratificado orientado. Habitualmente son solo transformaciones parciales de la matriz y fenocristales, especialmente de los feldespatos. En estos últimos hemos observado texturas de rebordes micáceos en los límites del fenocristal o en la exfoliación , con una disposición de las fibras micáceas perpendicular a las superficies citadas.

Las hidromoscovitas se presentan en grandes cristales que parecen representar un estadio hacia el cual evolucionan las biotitas tras pasar por el episodio intermedio de biotitas decoloradas con pleocroísmo verde. También se presentan en agregados poli-cristalinos de grano más fino en la matriz, o reemplazando a algún fenocristal. La presencia de este mineral en los tonsteins es citada frecuentemente (Scheere, J. 1958; Kimpe 1967) con un origen netamente secundario. Sin embargo la presencia de estas hidromicas en pitones y coladas (facies 1VPd y 1VCd1 pág. 271) abre la posibilidad de un origen autohidrotermal de estos minerales, al menos parcialmente.

Caolinita.

Presenta texturas criptocristalinas cuando reemplaza la matriz, los fragmentos líticos o los fenocristales, aunque en estos dos últimos casos suele presentar tamaños cristalinos ligeramente mayores. Los feldespatos son los fenocristales sobre los que preferentemente crece la caolinita. En algunas ignimbritas las caolinizaciones del núcleo de sus feldespatos podría interpretarse como un proceso autohidrotermal.

Las biotitas pueden aparecer caolinizadas aunque este hecho es menos frecuente que en las tobas de la U.T. quizá por una mayor escasez de estas micas en la Unidad Gris.

Cuando la roca está fuertemente caolinizada se pierden las texturas primarias y los vermículos de caolinita pueden alcanzar los 2 mm. de tamaño en una matriz también caolinífera de menores tamaños.

Subfacies 1A1a: vulcanitas caolinizadas (tonsteins s.s.).

Son niveles de escaso espesor (2-40 cm) asociados a capas de carbón. Han perdido su textura y mineralogía original y estan esencialmente compuestos por una matriz de caolín criptocristalino en el que flotan abundantes macrocaolinitas de 0'1 a 2 mm. La matriz esta frecuentemente reemplazada por esferulitos de siderita y como único relicto de la mineralogía inicial puede aparecer algún cristal de cuarzo (foto nº 67).

Estas rocas son esencialmente idénticas a los tonsteins clásicos asociados a las cuencas Carboniferas Europeas. (Kimpe, W. 1967; Bouroz, A. 1972).

Subfacies 1A1b: vulcanitas silicificadas-caolinizadas.

Macroscópicamente es característica una estratificación muy bien marcada (paquetes de 0'1-0'8 m.) debida a diferentes grados de silicificación. Es importante hacer notar que son frecuentes los restos vegetales silicificados y en concreto los troncos en posición de vida.

Son rocas reemplazadas por caolin y calcedonia. El reemplazamiento es selectivo y la calcedonia reemplaza la matriz mientras que la caolinita lo hace con los fragmentos líticos y los cristales. A veces el fragmento caolinizado posee una película de cuarzo rodeando su contorno, que en algunas ocasiones, tambien puede ser de hidromicas o de carbonatos. En proporciones moderadas los carbonatos pueden sustituir también a los cristales primarios y la berthierina puede existir en pequeñas proporciones por transformación de la caolinita (foto nº 68).

Los únicos componentes primarios que se conservan en estas facies son el cuarzo, biotitas decoloradas y felsitas, aunque éstas últimas podrían estar formadas por sílice y caolinita que han reemplazado con gran delicadeza a un feldespato preexistente con textura felsítica.

Las vesículas, cuando existen, están siempre rellenas de cuarzo y/o calcedonia.

Subfacies 1A1c: vulcanitas carbonatadas-cloritizadas.

Estas facies presentan matrices felsitizadas, parcial o totalmente reemplazadas por clorita criptocristalina y más accesoriamente por interestratificados illita-montmorillonita.

Los cristales y fragmentos líticos están reemplazados por calcita, dolomita y cloritas fibrosas. Este reemplazamiento parece ser selectivo,

desarrollándose el reemplazamiento de feldespatos preferentemente por calcita-dolomita y el de fragmentos vítreos y máficos por cloritas. También aparecen frecuentemente máficos ferruginizados.

Los rellenos de vesículas son similares a los de las facies 1A1d aunque no se alcanza tanta variedad de zonado.

En algún caso el componente más importante de estas facies resultó ser la illita-montmorillonita, debido probablemente a la gran riqueza en vidrios de la roca original (foto nº 62).

Subfacies 1A1d: vulcanitas silicificadas-carbonatadas-cloritizadas.

Son similares a las facies 1A1c pero presentan siempre un importante reemplazamiento de la matriz y cristales por cuarzo en mosaico de grano fino. Esta sustitución coexiste con los carbonatos, cloritas, hidromicas e interestratificados illita-montmorillonita.

Los reemplazamientos de los cristales se producen con notable pseudomorfosis de las texturas originales pero con gran intensidad, siendo casi imposible encontrar representantes de la mineralogía original.

También pueden encontrarse pseudomorfos de cristales originales que presentan una sustitución zonada en bandas sucesivas, desde los bordes hacia el interior, de clorita, calcedonia y/o cuarzo en mosaico y carbonatos.

Los zonados alcanzan su máximo desarrollo en el relleno de vesículas donde podemos encontrar rellenos alternantes de calcita, dolomita, siderita (fibrosa o esparítica), calcedonia fibrosa, cuarzo en mosáico, cuarzo macrocristalino y cloritas fibrosas y plumosas.

La disposición más habitual es la de alternancia de carbonatos con bandas de los demás minerales silicatados. Esta disposición sugiere una autigénesis alternante silicatos-carbonatos (foto nº 70).

Acabemos la descripción de las facies 1A1 diciendo que las distintas subfacies analizadas representan los casos mejor definidos, pero que podemos encontrar rocas que presentan las transformaciones propias de varias subfacies.

Facies 1A2.

Definiremos como tales los niveles (0'2 a 3 m) de lutitas grises o negras asociadas a capas de carbón (0'1 a 2 m).

Las lutitas presentan ocasionales pasadas de vulcanitas sideritizadas y nódulos sideríticos (3 a 20 cm de radio) con frecuente estructura interna septariforme. En el Estefaniense de Malpas el autor ha constatado la presencia de niveles estratiformes de calcita con estructuras de "cone in cone". En la Sierra del Cadí hemos encontrado únicamente niveles de sílex que epigenizan estas estructuras; no descartamos pues el que existan niveles de "cone in cone" con sustrato de calcita férrica.

Los carbones seran objeto de descripción en un capítulo a parte al final de la descripción de la Unidad Gris, por lo que aquí serán obviados. La fracción inferior a 2 μ está constituida esencialmente por caolinita y proporciones subordinadas de berthierina, illita e interestratificados illita-montmorillonita.

Los nódulos carbonáticos poseen un cuerpo de siderita (T.O., RXP) que en la mayoría de los casos está organizado en esferulitos (0'1-1 mm de diametro); menos frecuentemente presenta texturas espáticas con marcada tendencia al idiomorfismo. En el interior del cuerpo pueden aparecer pequeños parches lutíticos, que en la mayoría de los casos son de composición caolinífera (T.O, RXP).

El desarrollo de las venas septariformes es variable pero llega a sus máximas cotas cuando el nódulo presenta un resto vegetal fosilizado como núcleo. El relleno de estas venas se hace más complejo cuanta mayor anchura presenten estas. Cuando son muy amplias (hasta 2 cm) presentan, tapizando el borde, un crecimiento de cristales prismáticos o aciculares de siderita. El resto de la vena presenta dos tipos de rellenos distintos:

a) Silicatado, constituído esencialmente por calcedonia y caolinita, y en menores proporciones también berthierina y cuarzo en mosaico. En el interior de la masa de silicatos son frecuentes rosetas de ankeritas.

b) Carbonatado, formado por grandes cristales macroesparíticos de ankerita con ocasionales bandas de cuarzo en mosaico.

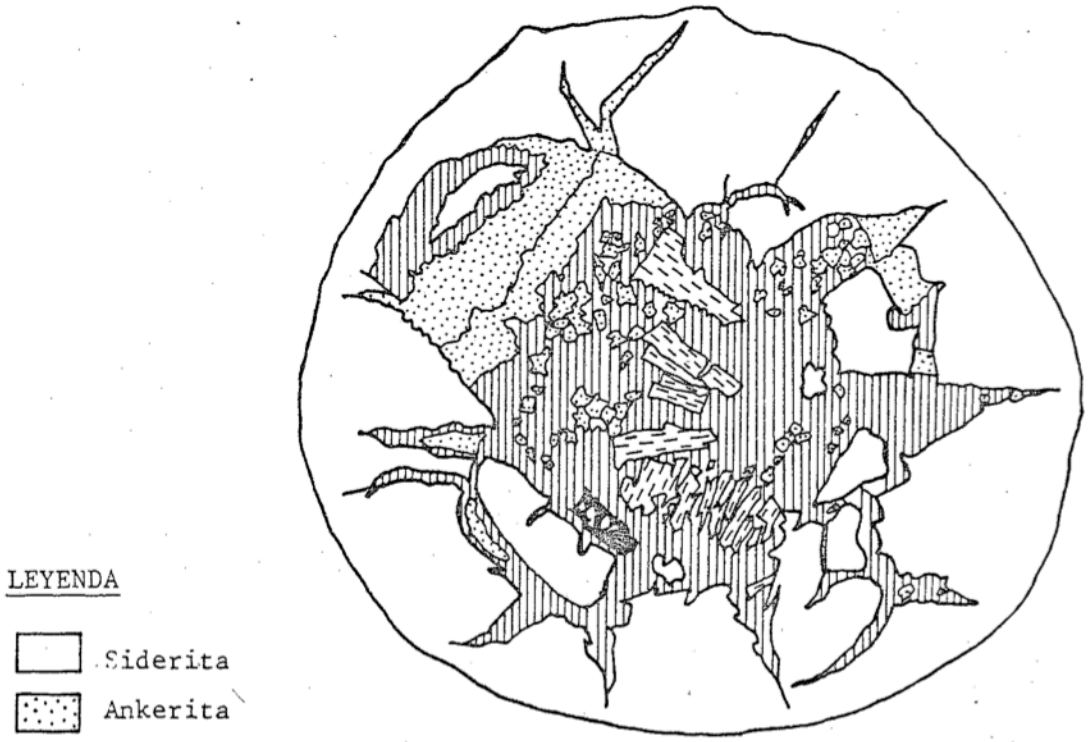
Ambos rellenos se asocian en un mismo nódulo, aunque el hecho más frecuente es que predomine uno u otro. En su seno pueden aparecer ocasionalmente minerales opacos idiomorfos (Galena y otros).

En los rellenos aparecen grandes cristales idiomorfos de baritina (0'2 a 20 mm) y cuarzo; estos últimos, más pequeños, suelen estar incluídos en el interior de la baritina. A veces la baritina ocupa completamente las venas, sustituyendo al relleno carbonatado y silicatado. El conjunto de todas estas características viene resumido en la figura 7.1.

En el seno del nódulo aparecen restos carbonosos de troncos de los cuales se ha conservado únicamente la corteza o las partes más externas del fragmento. El interior del fósil vegetal presenta un relleno similar al de las venas septariformes. (Foto nº56).

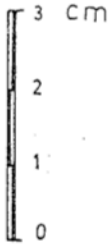
Ocasionalmente hemos detectado la presencia de niveles sideríticos estratiformes (2-6 cm de espesor), con texturas microesparíticas por recristalización de esferulitos anteriores cuya geometría aparece relicta. En esta masa aparecen ocasionales romboedros de dolomita-ankerita blanca y cristales cúbicos de pirita.

Finalmente señalar que existe una estrecha relación entre la presencia de restos vegetales y la aparición en las lutitas de nódulos de siderita. Estos últimos alcanzan su máximo desarrollo en las lutitas asociadas a las capas de carbón.



LEYENDA

- Siderita
- Ankerita
- Baritina
- Calcedonia, caolinita y berthierina
- Restos vegetales



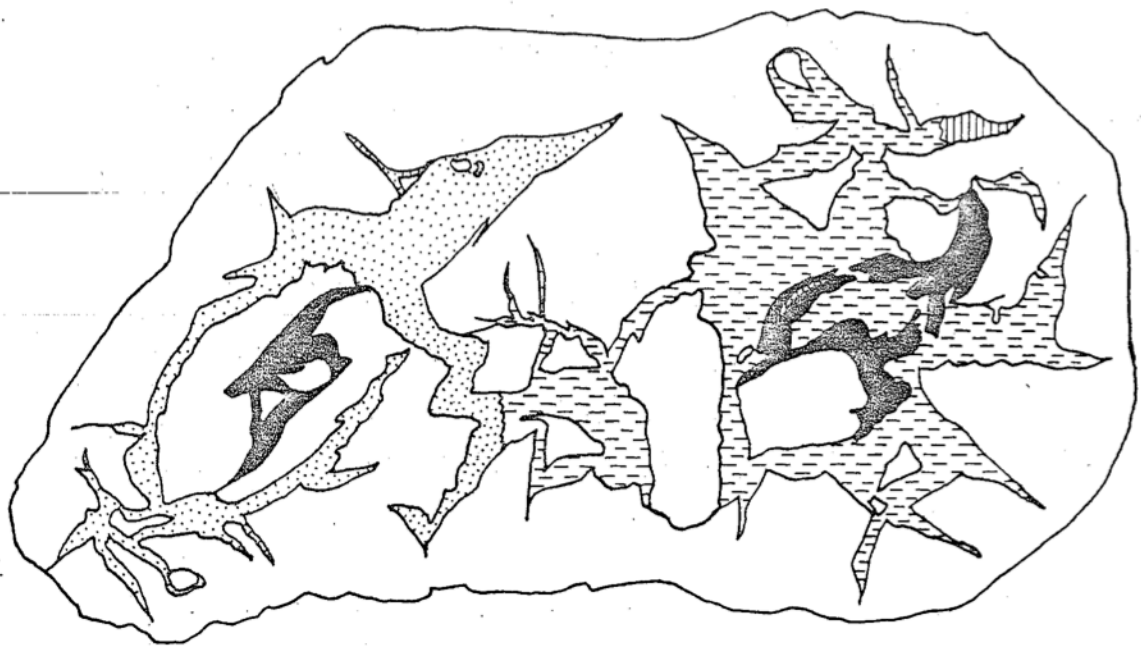


FIG.7.1 .- NODULOS SEPTARIFORMES DE LAS FACIES 1A2 (representación real)

7.3.2. Asociación de facies intermedia-distal.

Asociación de Facies 1B.

Agrupamos aquí los cuerpos detríticos que aparecen en la Unidad Gris y que son esencialmente areniscosos y en menor proporción microconglomeráticos, y siempre con tonalidades grises o negras.

Características macroscópicas.

Toda la serie presenta coloraciones grises y negras sobre roca sana, siendo frecuentes tonalidades amarillentas por alteración actual de la ankerita y la siderita; únicamente en el Barranco de Segars aparecen a techo de la series tonalidades verdosas y rojizas de extensión limitada, en pequeñas bandas estratiformes sobre las lutitas o en parches sobre fondo gris. La aparición del moteado rojo esta controlado probablemente por bioturbación del sedimento.

La cementación de los cuerpos detríticos a escala macroscópica es irregular. Aparecen zonas globulosas más cementadas que el resto adoptando a veces geometría esférica y dispuestas preferentemente en el techo de los estratos.

Los cuerpos detríticos pertenecen a dos ordenes de magnitud: los más pequeños (facies 1B1) presentan espesores de 0'3 a 0'8 m y continuidades espaciales de 3 a 15 m., son masivos e incluyen frecuentemente fragmentos carbonosos. Hacia el techo abundan las concreciones sideríticas, esféricas o irregulares. Los paquetes de carbón se asocian preferentemente a estos niveles detríticos.

Los cuerpos de mayor magnitud (facies 1B2) presentan espesores de 1 a 2 m. y continuidades espaciales de 15 a 30 m., con frecuentes variaciones laterales de espesor y base marcadamente erosiva. Aparecen frecuentemente masivos, aunque en algunos casos puede discernirse la ordenación interna que corresponde a las siguientes características:

El cuerpo detrítico aparece separado por varias (2 a 3) cicatrices erosivas que parecen indicar un relleno del paleocanal en varios episodios; como estructuras aparecen únicamente la estratificación cruzada de surco

y las laminaciones paralelas, presentando en ocasiones estas últimas una cierta segregación textural granodecreciente, desde microconglomerados a arenas de grano medio. En la base de las secuencias aparecen hiladas de gravas que suelen alcanzar un mayor espesor allí donde la cicatriz erosiva se hace particularmente profunda. Salvo estos casos peculiares la granulometría dominante corresponde a areniscas de grano medio-grueso. Estas características vienen resumidas en la figura 7.2.

En alguna ocasión se han detectado cuerpos detríticos con geometrías que recuerdan las "finger bars" (facies 1B3), pero desgraciadamente la calidad de los afloramientos no ha permitido una identificación inequívoca de los mismos. Finalmente hay que resaltar la presencia a techo de la serie de concreciones de hematites con trazado reticular, desarrolladas sobre las areniscas y similares a las descritas en las facies 2D4b de la Unidad de Tránsito.

Petrografía.

Composicionalmente estas rocas son litoarenitas y grauvacas casi sin feldespatos, aunque excepcionalmente existan grauvacas feldespáticas (ver fig.7.4.). Los fragmentos líticos son esencialmente de origen volcánico y en menor proporción filitas de los materiales Cambro-Ordovícicos. La proporción de cuarzos con extinción ondulante o policristalinos respecto a cuarzos monocristalinos con extinción recta concuerda generalmente con la relación de fragmentos de pizarras frente a fragmentos de rocas volcánicas.

En el "sector Occidental" aparecen algunos cuerpos areniscosos constituídos exclusivamente por cuarzos monocristalinos de extinción homogenea y macrocaolinita o micas parcialmente caolinizadas. Estas facies presentan una marcada similitud con las facies 2D4b (Unidad de Tránsito), aunque en la Unidad Gris presentan siempre tonalidades grises. Creemos que estas areniscas están formadas por desmantelamiento de suelos lateríticos similares a las facies 2D4 y que parecen haber alcanzado un importante desarrollo en el sector Occidental.

Siguiendo a Nagtegaal (1969a), opinamos que las macrocaolinitas son en parte detríticas y en parte autigénicas. La posible pseudomorfosis

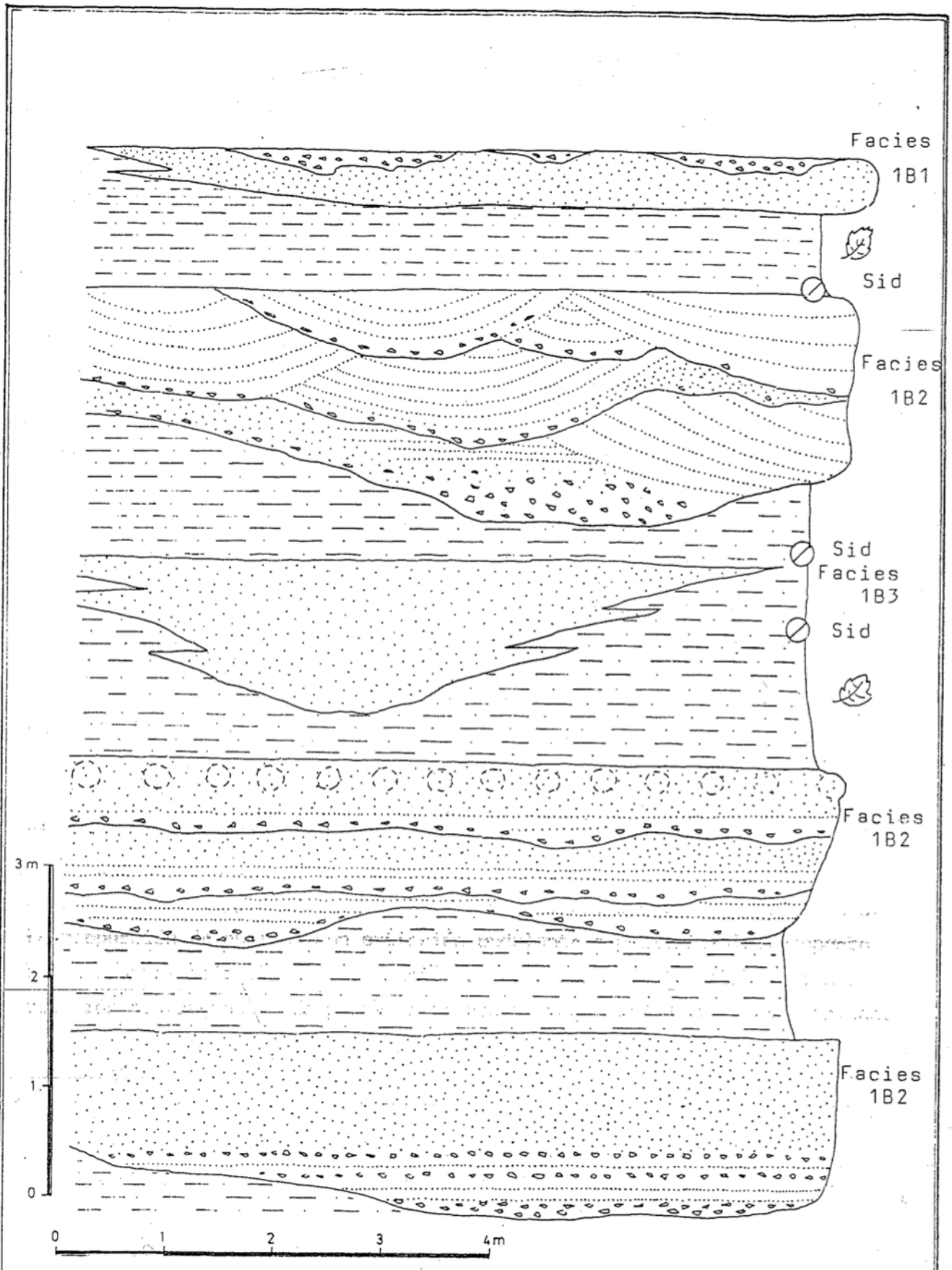


FIG.7.2 .- GEOMETRIA Y ESTRUCTURAS DE LOS CUERPOS DETRITICOS DE LAS FACIES 1B (representación real).

de feldespatos por estos minerales es una hipótesis que no hemos podido confirmar, pues aunque es cierto que frecuentemente las macrocaolinitas presentan contornos que recuerdan el hábito de los feldespatos, nunca hemos encontrado un feldespato parcialmente transformado. No sucede lo mismo con las biotitas y micas en general, en las cuales existen todos los tránsitos intermedios entre mica y macrocaolinita.

En la fig.7.3. puede observarse una neta correlación inversa entre la presencia de macrocaolinitas por un lado y micas y feldespatos por otro. En este mismo gráfico, se observa que las cantidades de feldespatos en las areniscas arcósicas son mucho mayores que las proporciones de macrocaolinitas en las areniscas sin feldespatos. Hay que tener en cuenta además que las areniscas con mayor proporción de macrocaolinitias son facies típicas de desmantelamiento de suelos lateríticos en los que no existen feldespatos.

Así pues, parece dudoso el papel de los feldespatos como fuente apreciable de macrocaolinitas que son esencialmente de origen detrítico, autigénico o de reemplazamiento de micas. La importancia de cada uno de estos tres factores es variable en cada caso.

Por las características del cemento y la matriz podemos hacer dos grandes grupos de areniscas.

a) Areniscas con altas proporciones de matriz y prácticamente sin cemento. Los valores de porcentaje de matriz obtenidos se agrupan en torno a 15-19% como valor más frecuente, aunque un pequeño grupo de rocas presenta valores más altos, comprendidos entre 27-30%. En este último caso siempre son evidentes procesos de formación de epi-matriz y pseudomatriz.

La composición de la matriz es esencialmente caolinita y berthierina (RX.L.O.) y en menor proporción illita e interestratificados de I/Mo. La caolinita aparece criptocristalina, en pequeños vermículos y en cristales de hasta 1 mm (macro-caolinitas); reemplaza a muchos fragmentos líticos, especialmente fragmentos volcánicos. En los espacios intergranulares aparece criptocristalina o en pequeños vermículos con texturas de crecimiento autigénico, y en algún caso excepcional se han detectado cementos intergranulares de macrocaolinitas.

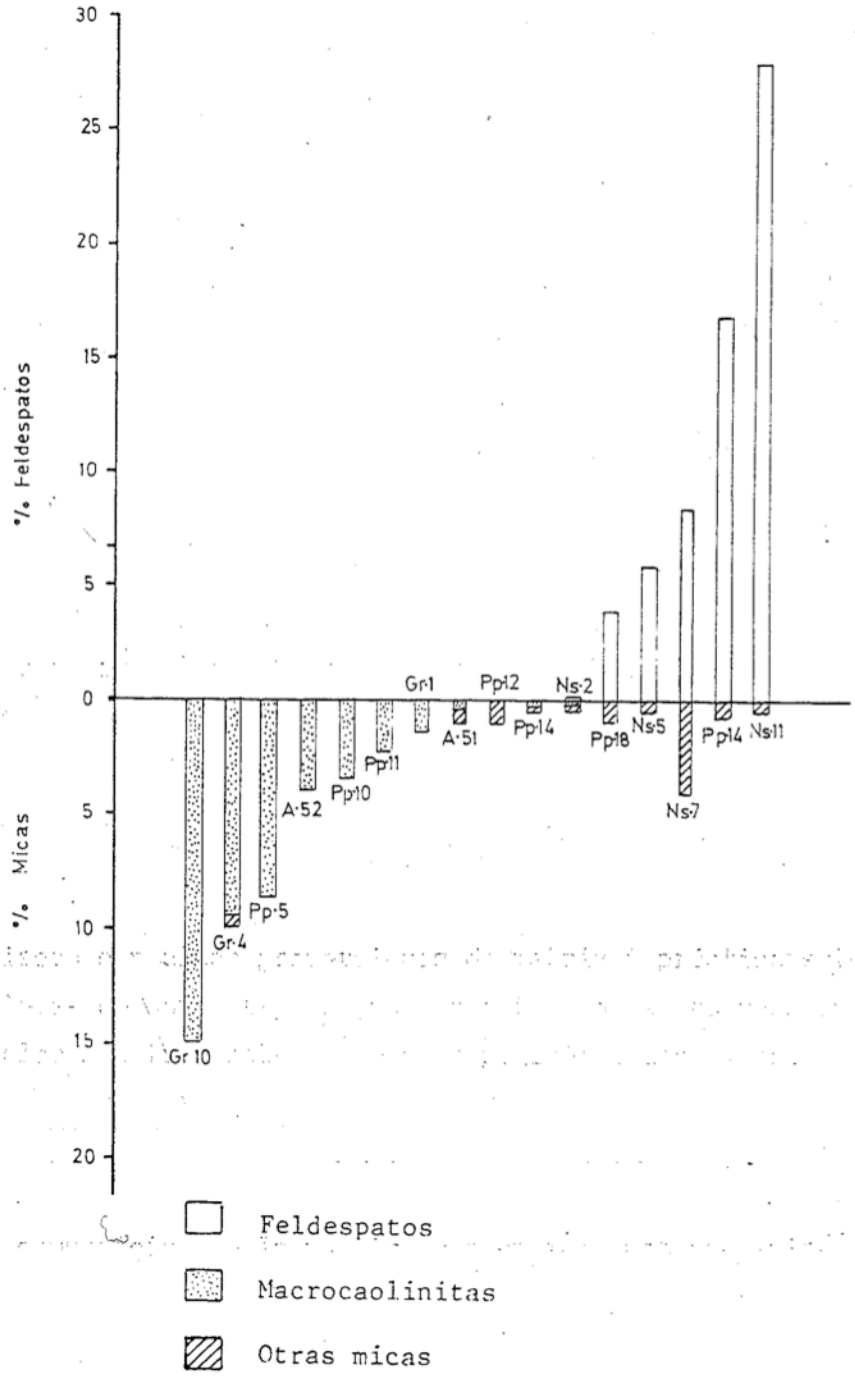


FIG.7.3.- CAUSALIDAD INVERSA EN LA APARICION DE FELDESPATOS Y MICAS FRENTE A MACROCAOLINITAS.
Gráfico sobre 16 muestras de la U.T. y U.G.

La berthierina se presenta en agregados criptocristalinos o en pequeños vermículos; más raramente lo hace en agregados fibrosos orientados y en muchos casos está asociada a autigénesis de siderita. Siempre que hemos encontrado criterios de edad relativa, la berthierina se ha mostrado posterior a la caolinita tanto por ocupar las partes centrales de los "pore-filling" como por corroer a las macrocaolinitas.

Es frecuente que la matriz de berthierina corroa y reemplace a los clastos, especialmente a los fragmentos de rocas volcánicas y más moderadamente a los feldespatos.

La illita y la illita/montmorillonita pueden aparecer en pequeños vermículos en la matriz pero lo más frecuente es que se dispongan como pequeños parches fibrosos orientados reemplazando a los feldespatos o, en mayor proporción, a los fragmentos de rocas volcánicas.

b) Areniscas con proporciones medias o altas de cemento carbonático. Las proporciones más frecuentes oscilan del 3 al 20% y tan sólo un grupo reducido presenta valores mucho mayores, en torno al 40%.

Mineralógicamente los carbonatos son calcita férrica, siderita, ankerita y a veces aparecen pequeñas proporciones de dolomita. Presentan casi siempre texturas esparíticas o macroesparíticas y ocasionalmente microesparíticas. La ankerita se presenta en romboedros idiomorfos o en parches irregulares, especialmente cuando reemplaza a la matriz o a los clastos sin embargo, cuando aparece como cemento presenta texturas macroesparíticas. Las texturas microesparíticas suelen presentarse en rocas con cemento de calcita espática en las cuales la siderita-ankerita se dispone sobre los fragmentos de rocas volcánicas, los clastos ferruginizados o reemplazando discretamente al cemento.

Los feldespatos presentan en la mayoría de los casos reemplazamientos por calcita férrica y más raramente por dolomita.

La siderita casi siempre presenta relaciones de reemplazamiento con el sustrato huésped y su disposición típica es esferulitica o globulosa, siendo frecuente que aparezca parcialmente oxidada, probablemente durante epidiagenesis.

En algún caso hemos podido diferenciar dos generaciones de carbonatos, la primera de ellas de siderita oxidada, parcialmente reemplazada por calcedonia y con hábito esferulítico, y la segunda de ankerita con hábito romboedrico. En otros casos las dos generaciones aparecen frescas, de tamaño esparítico, distinguiéndose el tono pardo de la primera frente al caracter incoloro de la segunda (foto nº 57).

Como otras características de las Facies 1B cabe destacar:

a) Presencia constante de materia orgánica, a veces en cantidades importantes (8-9%).
b) Cementos silíceos frecuentes aunque en cantidades discretas (inferiores a 2-3%), preferentemente como calcedonia pero con accidental presencia de cuarzo en mosaico o pequeños recrecimientos sintaxiales de cuarzos detríticos.
c) Importantes autigénesis de piritas y otros sulfuros que pueden alcanzar proporciones del 6-8%.
d) Ocasionales parches de cemento de baritina-celestina.

Hay que hacer notar la gran semejanza que presenta el relleno de poro de estas areniscas con el de las venas septariformes de las facies 1A2, que indica una estrecha relación genética entre ambas.

Hay que resaltar también la presencia de cristales cataclastizados, vidrios deformados en la compactación, cuarzos lunados y altas proporciones de feldespatos que nos hace pensar en retrabajamientos de tobas o en aportes volcánicos sincrónicos con el emplazamiento del sedimento detrítico.

Finalmente debemos constatar que en areniscas con proporciones importantes de fragmentos volcánicos, toda la roca (excepto los cristales de cuarzo) ha recristalizado dando lugar a un número discreto de minerales más estables que los originales en relación a las condiciones físico-químicas del medio sedimentario y diagenético. La posibilidad de esta recristalización esta favorecida a nuestro entender por la inestabilidad del material volcánico, especialmente de los vidrios, y la agresividad del ambiente físico-químico en la sindiagenesis de estas rocas. Es frecuente pues

que muchas areniscas estén formadas casi exclusivamente (95% de la roca) por 6-7 componentes minerales (cuarzo, caolinita, berthierina y/o illita-montmorillonita, ankerita y/o siderita y/o calcita).

7.3.3. Asociación de facies intermedia-proximal.

Asociación de Facies 1C.

Representan los depósitos detríticos más proximales en el conjunto de la Unidad Gris. Son también los más extendidos geográficamente, pues aunque sea con escasa potencia aparecen siempre en la base.

Están constituidos por fragmentos angulosos de la misma composición del sustrato sobre el que reposan.

Facies 1C1.-

Son brechas angulosas y masivas cuya única ordenación es una cierta imbricación de los clastos. Se presentan en un paquete con escaso espesor (0'5 a 1'5 m) en toda la región estudiada, excepto en el sector occidental donde alcanzan mayor desarrollo (10-12 m).

Los tamaños medios de los clastos oscilan de 6 a 18 cm, y sólo alcanzan valores mayores en el area Gramós-Argestues (Sector Occidental) donde llegan a aparecer bloques de hasta 1 m. de pizarras del Cámbrico-Ordovícico.

Desde Argestues hasta el Monte de la Bella los fragmentos están compuestos por pizarras Cambro-Ordovícicas y materiales asociados (venas de cuarzo). Entre el Monte de la Bella y El Santuario de Ntra. Sra. de Bastanits son esencialmente fragmentos de pizarras, areniscas y cuarcitas Ordovícicas, mientras que en el Sinclinorio de Querforadat, en el único afloramiento de este dominio (al Sur del Serrat de la Mata), está compuesto por bloques y cantos heredados de los conglomerados y areniscas Westfalienses sobre los que reposa y confunde con facilidad. Ocasionalmente se puede constatar tambien la presencia de fragmentos de origen volcánico.

Entre Coll de Josana y Argestues aparecen siempre con una fuerte rubefacción, mostrando tonos rojo-violáceos. Sin embargo en el Sinclinorio de Querforadat presentan tonos grisáceos.

La petrografía de estas facies es similar a la de las brechas rubefactadas de las facies 1C2.

Facies 1C2.

Se desarrollan exclusivamente en el sector occidental y representan una ordenación progresiva de las facies 1C1.

Son paquetes de brechas de 0'2 a 1 m con imbricación de los fragmentos y granodecrecimiento; la secuencia suele acabar en lutitas con abundantes restos vegetales. En los tramos superiores aparecen niveles arenosos intercalados en la secuencia, que presentan estratificaciones cruzadas de surco a pequeña escala, ripples y laminaciones paralelas con características propias de las facies 1A0 a las que gradan progresivamente. A veces, aunque la secuencia sea en conjunto granodecreciente, el nivel de brechas puede presentar una disposición granocreciente.

Los tramos basales muestran colores rojo-violáceos mientras que los superiores son completamente grises; la transición se produce por medio de unos paquetes con el elemento basal de la secuencia (conglomerático) de tonos verdosos y el resto en tonos rojizos. Estos paquetes pasan bruscamente a facies grises sin casi tonalidades intermedias (foto nº 51).

Los afloramientos no han permitido un análisis de geometría espacial detallado pero parecen ser cuerpos de continuidad espacial reducida (10-15 m) y base erosiva con un cierto relieve.

La flora encontrada en estos niveles está clasificada en el apartado de Edad (capit. 7.2.) y ha suministrado una datación de Estefaniense B alto.

Petrografía.

Los niveles de brechas presentan tamaños medios de 5 a 20 mm aunque en algún caso pueden ser mayores. Composicionalmente son subgrauvacas con cantidades muy escasas de cuarzo (8-20%) y feldespatos (0-8%). Los cuarzos son mayoritariamente ondulantes aunque la proporción de cuarzos de extinción recta aumenta, al igual que los fragmentos de rocas volcánicas, a medida que se asciende en la serie. En la base, los fragmentos filíticos del Cambro-Ordovícico pueden llegar a representar el 85% de la roca, siendo sustituidos parcialmente por fragmentos de rocas volcánicas en los tramos superiores. La matriz esta presente en cantidades moderadas (8-14%) y es de composición illítica, clorítica* y caolinífera (T.O.). La clorita* y parte de la caolinita presentan texturas vermiculares de recristalización autigénica y la clorita* frecuentemente corroe los granos detríticos de cuarzo o reemplaza a los fragmentos de filitas junto a cuarzo autigénico (a veces idiomorfo) y caolinita. También puede aparecer algún opaco autigénico.

El cemento de óxidos de hierro se presenta en proporciones importantes como películas envolventes de los granos en las brechas rubefactadas (5-15%) mientras que es inexistente en los niveles de tonos grises.

Los niveles areniscosos de los tramos superiores son grauvacas líticas o feldespáticas con matriz similar a la de las brechas pero más abundante. En su composición hay que resaltar la mayor presencia de feldespatos y fragmentos volcánicos y sobre lo ya dicho de las brechas sólo cabe añadir que como cemento aparecen pequeñas cantidades (0'1-1%) de calcita férrica que reemplaza con gran intensidad a todos los feldespatos.

7.3.4. Asociación de facies proximal.

Facies 1D4.

Los paleosuelos contemporáneos con la Unidad Gris son de dos tipos:

Subfacies 1D4a. Denominación que reservamos para los materiales con intensa rubefacción, presentes en el zócalo infrayacente inmediatamente en contacto con la Unidad Gris.

* Pudiera tratarse de Berthierina pero no lo hemos comprobado difractogramétricamente.

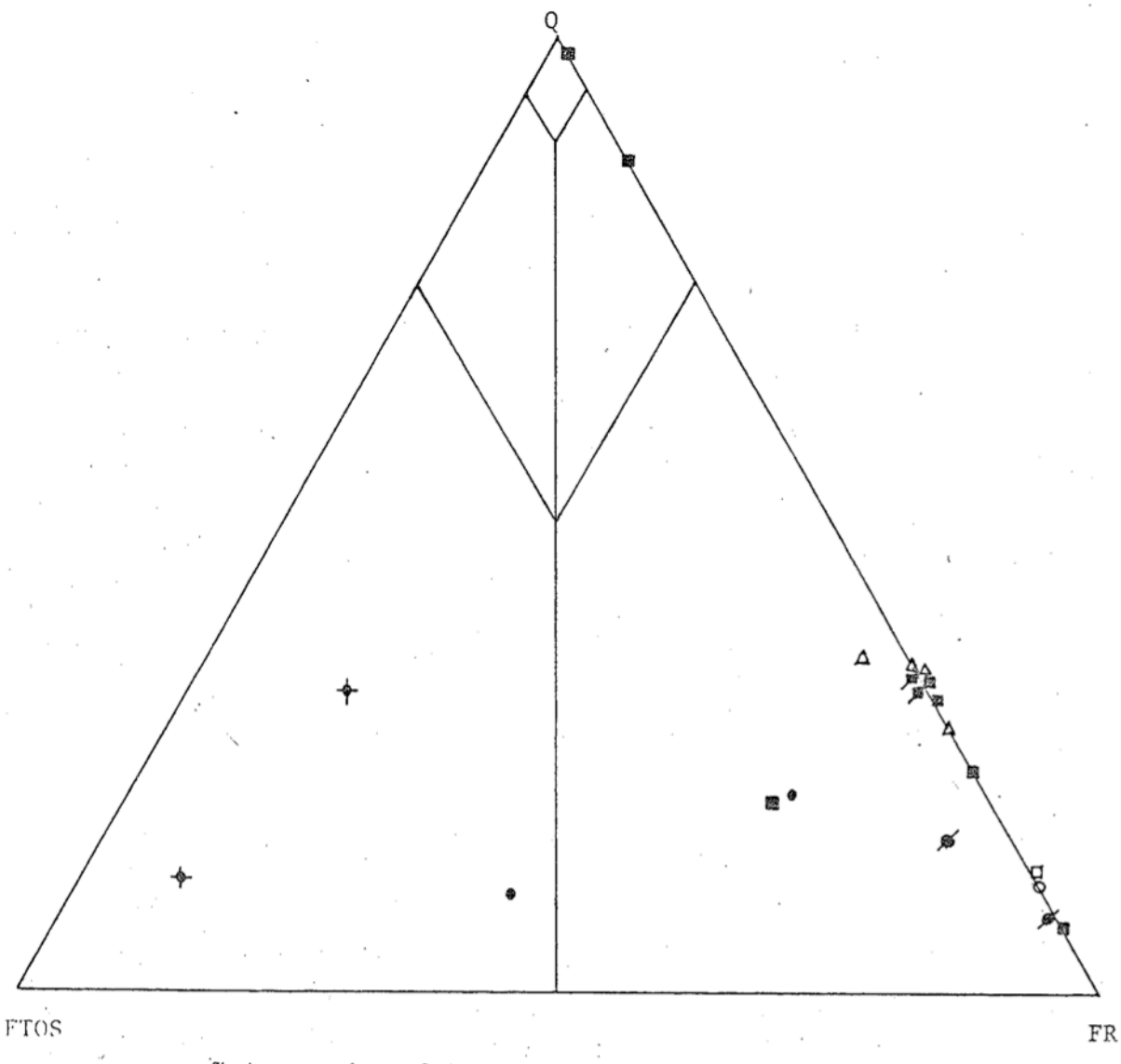


FIG.7.4 .- Composición clástica de las areniscas de la Unidad Gris.

	Sustrato inalterado		Sustrato rubefactado	
	Roca total	fracción <2 μ	Roca total	fracción <2 μ
	%	%	%	%
Cuarzo	52'5	18'5	44	10'8
Feldespato	8'5	5'4	6'3	11'2
Clorita magnésica	6'7	3'7	-	-
Berthierina	-	-	4'7	6'5
Caolinita	2	5'7	4'8	9'5
Mica-illita	27	66'7	32'2	62
Hematites	3'3	-	7'8	-

Tabla. 7.1 a.- Composición mineralógica del sustrato inalterado y rubefactado. Facies 1D. Obsérvese la desaparición de la clorita y el incremento de caolinita y hematites en el sustrato rubefactado como efectos de una paleoalteración. La aparición de berthierina se interpreta como una autigénesis posterior a la paleoalteración y sincrónica con los depósitos de areniscas y carbón que fosilizan el sustrato rubefactado.

	%
SiO_2	86'7
Al_2O_3	5'13
Fe_2O_3	4'35
FeO	0'72
MnO	0'02
MgO	0'18
CaO	tr.
Na_2O	0'08
K_2O	0'44
TiO_2	-
P_2O_5	-
CO_2	0'37
Mat.Organ+H_2O	1'9
	99'89%

Tabla. 7.1 b.- Composición química sobre roca total de las costras brechoides siliceo-ferruginosas (facies 1D4).

En algunos afloramientos (Sector Occidental) entre el sustrato rubefactado y los primeros depósitos de la U.G. existe una costra siliceo-ferruginosa (tabla 7.1.).

En los materiales Cambro-Ordovícicos, esta pedogénesis provoca un notable descenso de la cristalinidad de las illitas en la fracción $< 2\mu$ (Fig. 7.5.). Otros efectos son el incremento en las proporciones de hematites, caolinita y feldespatos la aparición de berthierina y la desaparición de la clorita magnésica que existe en el sustrato inalterado.

La paleoalteración del sustrato afecta a profundidades comprendidas entre 2 y 8 m., aunque en algunas regiones (Sinclinorio de Querforadat) no existe o es practicamente inapreciable.

Subfacies 1D4b. Son los paleosuelos desarrollados en el seno de la Unidad Gris en las paraconformidades sobre productos volcánicos. En nuestra área de estudio existen únicamente en el Bco. de Segars. Desgraciadamente no hemos podido encontrar un afloramiento que permita una descripción detallada de los mismos. Digamos únicamente que se produce un regolito rojo con una composición mineralógica (RXP) similar a la descrita para las facies 2D4a.

Los carbones.

Se puede hablar de una gran cuenca carbonera que se extendería entre el Bco. de la Pedra de la Penya y Argestues, coincidiendo con la extensión de los depósitos sedimentarios de la Unidad Gris. Además,en el Sinclinorio de Querforadat,aparece un nivel de hullas interestratificado en tobas(al NE de Estana, junto a la pista de acceso al pueblo).

La gran cuenca carbonera podemos dividirla en tres dominios: en el area del Bco. de Segars-Bco. de la Pedra de la Penya, hay dos niveles de carbón. El inferior esta situado 1-2 m. por debajo de la colada andesítica que se intercala en la serie, mientras que el superior se dispone a 4-5 metros por encima del contacto paraconforme que existe sobre los aglomerados que recubren la colada ya citada. Las dos capas fueron explotadas antiguamente (?) pero en la actualidad las galerías estan abandonadas y de

rrumbadas. Las capas productivas poseen espesores en superficie de 0'6 a 1'2 m.

El dominio de mayor importancia corresponde a la región de Turó de Can Franch situada en el centro de la gran cuenca carbonera. Explotadas ampliamente en la década de los cuarenta para abastecer a la central térmica de Adrall se cerraron por antieconómicas.

La escasez de afloramientos y la inaccesibilidad de los archivos de las antiguas minas nos ha impedido conocer con exactitud el número de capas de carbón de interés económico. A pesar de ello podemos afirmar que existen un mínimo de tres capas de antracita con espesores que oscilan de 0'3 a 0'9 m.

El tercer dominio situado entre el valle del Segre y Argestues presenta un número y geometría de capas similar al que hemos descrito en el Bco. de Segars. Es decir aparecen dos niveles productivos de carbón, el primero situado en los tramos basales de la Unidad Gris y que fue explotado en la ribera W del Segre. El segundo (de 0'7 m de espesor) aparece en un reducido afloramiento de Unidad Gris en el rio Pallerols, donde también fue explotado; estratigraficamente se situa en los tramos superiores de la citada unidad en un miembro que se acuña hacia el Norte. Sin embargo hacia el Sur, en profundidad, es probable que se desarrolle ampliamente.

La cuenca de Querforadat es de poca importancia en cuanto a volumen de carbón. La serie Estefaniense está formada exclusivamente por productos volcánicos y a techo de la misma, interestratificado entre cristaltobas y cineritas aparece un delgado nivel de hullas (0'15 a 0'3 m) que también fué motivo de explotación económica.

En todas las facies volcánicas son frecuentes los restos vegetales carbonizados, muchos de ellos con signos de haber sido fosilizados bruscamente a través de diversos mecanismos volcánicos y volcano-sedimentarios. Damos aquí análisis químico y de rango de todos los carbones, incluyendo a los fragmentos carbonosos citados (tabla 7.2.).

			A-62	ET-21	Gr-2	Gr-6	BOE-1	B-6	B-22-F	B-22-A
Análisis Químico	% Sobre el total de la roca	Humedad	7'92	0'29	3'74	1'71	1'66	2'88	1'10	1'38
		Cenizas	55'52	58'06	51'72	78'24	67'18	62'47	73'89	49'70
		Volátiles	21'65	5'76	13'22	9'55	9'25	14'95	5'52	10'72
		Carbono fijo	14'91	35'89	31'32	10'50	21'91	19'70	19'49	38'80
	%	Azufre	0'72	0'39	0'71	0'32	0'31	0'55	0'28	0'47
	% Relativo al total de ambos componentes	Carbono fijo	40'78	86'17	70'32	52'37	70'31	56'85	77'93	79'31
		Volátiles	59'22	13'83	29'68	47'63	29'69	43'15	22'07	20'69
Petrografía		$\bar{R}E$	-	1'73	1'98	1'98	2'45	2'88	Compuestos	
		σRE	-	0'12	0'16	0'22	0'20	0'36	exclusivamente por Fusinita y semifusinita.	
		(1) Volátiles	-	15%	13%	13%	10%	<9%		
		N	-	105	120	126	110	90		

$\bar{R}e$= Reflectividad estadística media de la vitrinita. Media aritmética de N medidas realizadas en luz incidente perpendicular, polarizada linealmente, empleando objetivo de inmersión en aceite, a 546 mm de longitud de onda sobre una muestra granulada (tamaño de grano 1 mm.) con las partículas orientadas al azar.

σRe= Desviación estándar de las medidas individuales de $\bar{R}e$.

(1) Volátiles calculados a partir de las reflectiviadades.

A-62: Lignitos Miocenos de la Seu d'Urgell

ET-21: Hullas de Estana

Gr-2 y Gr-6: Hullas de Gramós-Argestues.

BOE-1: Antracitas del Barranco de Segars.

B-6: Antracitas de Adrall-Pla de San Tirs

B-22-A y B-22-F: troncos incorporados a los depósitos de Lahar caliente

La discrepancia entre el análisis químico y la reflectividad es frecuente en carbones alterados. El rango asignado es el obtenido con la reflectividad que es el criterio más fiable.

Tabla. 7.2.- Análisis de las organitas húmicas.

Los análisis químicos y petrográficos viene detallados en la tabla 7.2. En estos resultados se observa una fuerte discrepancia entre los rangos obtenidos mediante análisis químicos y los deducidos de la reflectividad de la vitrinita. Esta discrepancia es frecuente en carbones óxidados (V. Hevia, person.comun.); en estos casos la reflectividad es el único criterio fiable y en ellas nos hemos basados para asignar el rango a nuestros carbones.

Respecto a los análisis químicos destaquemos en general los bajos contenidos de azufre y las proporciones importantes de cenizas. Estas últimas son esencialmente calcedonia, caolinita, siderita y ankerita (T.O. y A.Q.).

En cuanto al grado de evolución hay que indicar que en los afloramientos más septentrionales (Sinclinorio de Querforadat y área de Gramós-Argestues) las organitas húmicas son hullas de alto rango mientras que en los más meridionales (Bco de Segars-Cuenca de Adrall-Pla de San Tirs), son antracitas. En estas últimas la petrografía de luz reflejado mostró que las particulas carbonosas dispersas en lutitas poseian un rango inferior al de las antracitas en capa.

En los troncos inmersos en las facies de lahar no se pudo determinar la reflectividad de la vitrinita pues estan compuestos exclusivamente por fusinita y semifusinita. Esta característica es propia de restos vegetales que han ardido antes de su enterramiento (V. Hevia, pers. comun.).

Finalmente señalar que se estudiaron también fragmentos carbonosos de troncos dispersos en las areniscas de la U.F.B. en Noves de Segre. Estos carboncillos, muy alterados, no permitieron una determinación normalizada de reflectividad pero los valores observados parecen indicar un estadio de lignitos compactos.

Paleocorrientes

La imbricación de los cantos en las brechas basales (Facies 1C) indica un sentido desde el Norte hacia el Sur de los aportes sedimentarios.

Un dato complementario de gran interés ha sido la orientación de 60 troncos en los depósitos de Lahar (facies VL) y que dan un máximo de orientación lineal en dirección N 170 desgraciadamente el sentido de aporte queda impreciso mientras no dispongamos de un modelo comparativo que explique en detalle la orientación de elementos lineales en el seno de corrientes de alta densidad.

Los minerales de la arcilla en la fracción inferior a 2 μ (R.X.L.O)

Los más abundantes en esta unidad son la caolinita, los interestratificados irregulares de I/Mo (I_{70}/Mo_{30} como valor casi exclusivo), berthierina e illita (síntesis esquemática en el gráfico III).

La distribución mineralógica es muy específica en función de cada facies hasta tal punto que es un elemento de alta relevancia en la definición de las mismas.

En las facies con grandes cantidades de materia orgánica y capas de carbón (1A2) los minerales presentes son la caolinita y la berthierina con neto predominio de la caolinita. La berthierina aparece en cantidades mayores en la matriz de las areniscas asociadas a estas facies. Los interestratificados de illita-montmorillonita pueden aparecer a veces en proporciones secundarias.

Las lutitas cineríticas y todos los materiales piroclásticos (facies 1A1c-d) poseen como componente mayoritario (80-95%) de la fracción menor de 2 μ a interestratificados de I_{70}/Mo_{30}, accesoriamente suele aparecer caolinita. Digamos como excepción que en el Sinclinorio de Cavá-Querforadat predomina la illita (80-95%) y los interestratificados irregulares están en pequeñas proporciones aumentando en proporción relativa y en riqueza en montmorillonita hacia el techo de la serie (gráfico III).

Las lutitas asociadas a las facies más detríticas (1B y 1C) presentan un predominio de illita (50-80%) y proporciones menores de interestratificados I/Mo, berthierina y caolinita.

Finalmente las facies 1D4 se caracterizan por un predominio de caolinita y berthierina e interestratificados accesorios. Las facies 1D4b son rocas casi monominerales de caolinita idénticas a las facies 2D de la Unidad de Tránsito. Las facies 1D4a en las que el paleosuelo se desarrolla sobre el sustrato Cambro-Ordovícico poseen proporciones superiores de caolinita y berthierina que las del sustrato inalterado (ver tabla 7.1.).

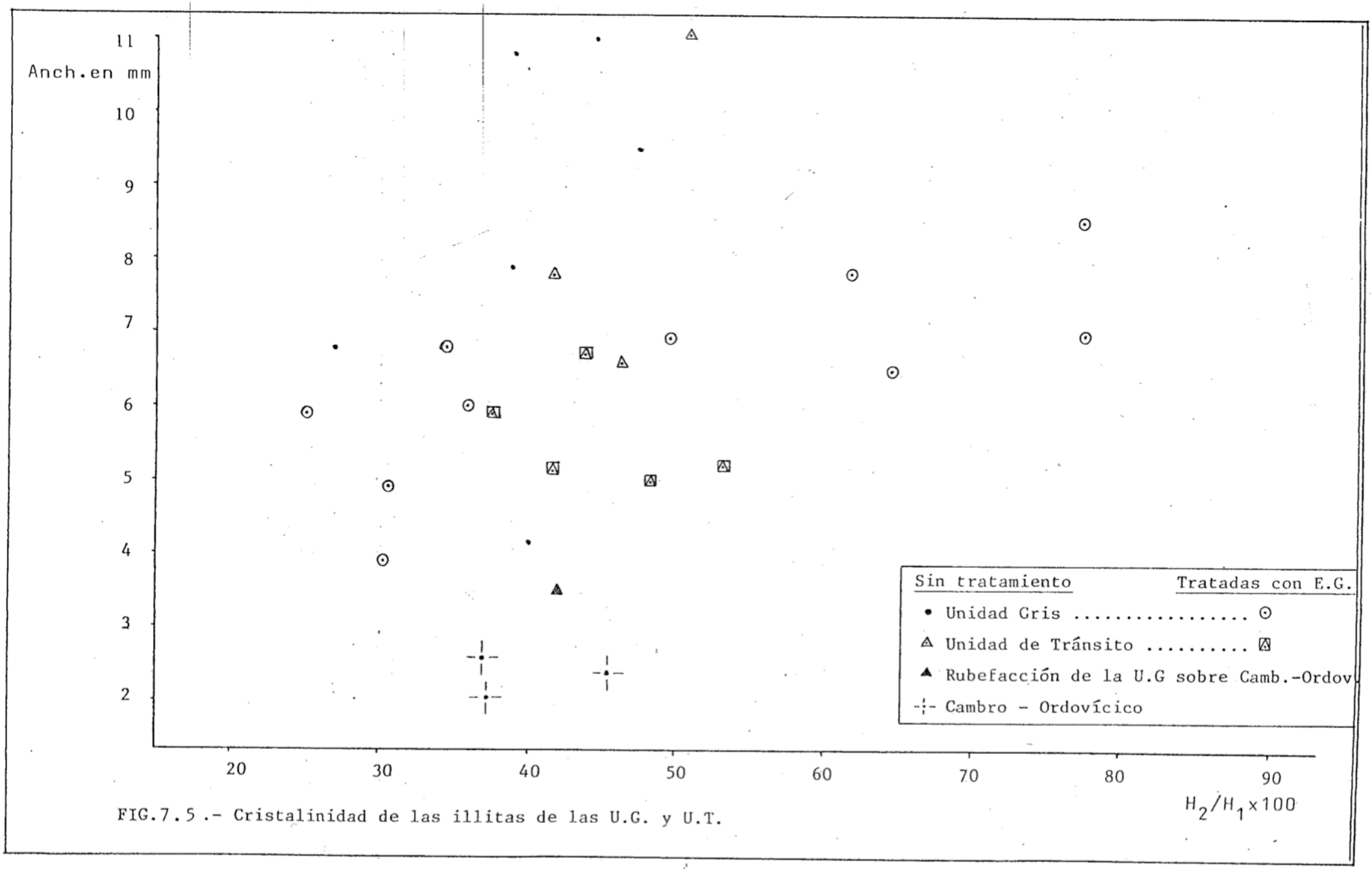


FIG.7.5 .- Cristalinidad de las illitas de las U.G. y U.T.

	MATICES MEDIOS	COLOR MEDIO
FACIES 1A0	7,6 Y 5,1/3 (62,5%) 7,5GY 3,5/3 (25 %) N 3 (12,5%)	0,7GY 4,5/2,5
FACIES 1A1	6 PB 2,5/1 (2,7%) 4,6 RP 4/2 (4 %) 5,3R 2,5/3,5 (5,4%) 6,9YR 5,9/4 (10,8%) 6,8 Y 5,3/2,5 (24 %) 6,7GY 4,8/2,3 (25,7%) 7,6 G 4,3/3,1 (8 %) 6 BG 3/2,3 (4 %) 5 B 4,3/2 (4 %) N 5,5 (10,8%)	10 Y 4,8/1,4
FACIES 1A2	8 R 4,3/4 (11,7%) 5,4Y 5,2/1,6 (29,4%) 3,5YR 6/2,5 (11,7%) 5 GY 5,8/0,8 (5,9 %) 5 G 5/1 (5,9 %) N 2,8 (35,2%)	9 YR 4,3/1
FACIES 1B	6,6 R 3,8/4 (9,6 %) 5 YR 5/5,5 (6,4 %) 6 Y 6,4/1,5 (19,4%) 5,4GY 5,8/1,8 (25,8%) 5 G 4/1 (3,2 %) 5 BG 5,5/1 (9,6 %)	4,5 Y 5,3/1
ASOCIACION DE FACIES 1C	10 R 2/5 (20%) 8,3Y 6,3/4 (30%) 3 G 5/2 (10%) 4,5GY 5/1,8 (40%)	8 Y 4,8/2,3
FACIES 1D4	7 R 5/2,3 (100%)	7 R 5/2,3

TABLA 7.3.- COLOR DE LAS FACIES DE LA UNIDAD GRIS

7.4. Interpretación y discusión.

7.4.1. Geometría y estructuras.

Facies 1D4.

Representan sin duda perfiles edáficos sobre las rocas volcánicas o el sustrato preestefaniense. Las subfacies 1D4a alcanzan su mayor desarrollo cuando las facies detríticas suprayacentes (1C1) muestran desarrollos mínimos. Esto parece indicar que en la actualidad encontramos sólo las partes más profundas de los paleosuelos y que la posibilidad de observar perfiles más completos es inversamente proporcional al desarrollo de los episodios erosivos que desmantelan estos suelos.

Facies 1C1.

Sus características (grandes fragmentos del sustrato alterado, rubefacción intensa, y gran relieve de la superficie erosiva basal) se ajustan a lo descrito como característico de brechas de talud ("slope breccia", Nagtegaal 1969a) propias de depósitos residuales en los márgenes del relieve que circundan a cuencas sedimentarias continentales. Las facies 1C2 representan una ordenación progresiva de las precedentes, ordenación que se traduce en un tránsito a ambientes reductores, presencia de secuencias granodecrecientes y fuerte imbricación de los clastos.

La interpretación de estas facies es algo problemática pues no hemos podido analizar sus relaciones espaciales por falta de afloramientos adecuados. La buena ordenación de los detritos y la falta de matriz primaria son pruebas importantes de que los mecanismos deposicionales fueron de tipo "water flow" y no los correspondientes a "mass-flow". Probablemente estén depositados en un régimen de flujo similar al de los "stream flood".

Facies 1B.

Presentan características típicas de paleocanales de rios efímeros con pautas longitudinales de migración. Las frecuentes cicatrices erosivas en el seno de un mismo paleocanal parecen indicar sucesivas reactivaciones en los episodios de flujo alto. En las facies 1B3 las geometrías en "bar finger" (en el sentido de Reicneck and Singh 1975) solo pueden interpretarse como cuerpos detríticos propios de pequeños deltas en ambientes lacustres. En lo que respecta a los paleocanales de rios efímeros se puede hablar de dos ordenes de magnitud, los mayores (facies 1B2) con secuencias de 0'6 a 2 m. y los menores (facies 1B1) de 0'1 a 0'5 m.

Facies 1A0.

El predominio de granulometrías finas, y el desarrollo de laminaciones varvadas (s.l.), ripples de corrientes y oscilación, deformaciones hidroplasticas, restos vegetales y niveles de tobas interestratificados, forman un conjunto de características propias de subambientes lacustres alejados de las zonas de gran aporte detrítico (Reineck-Singh 1975).

Facies 1A2.

Representan ambientes lacustres más proximales con gran acumulación de restos vegetales (capas de carbón). El que asociadas a estas facies aparezcan preferentemente los cuerpos detríticos de orden menor (facies 1B1) parece indicar que estos subambientes alcanzaban su máximo desarrollo en aquellas zonas periféricas del encharcamiento permanente donde no predominaba la sedimentación detrítica.

Facies 1A1.

Son sin duda lacustres pero su interpretación ambiental detallada es más problemática.

También es probable que tal como afirma Nagtegaal (1969a), parte de las transformaciones de las tobas sean de origen pedogénetico. Sin em-

bargo la ausencia de texturas esferulíticas, que Nagtegaal describe como típicas de los procesos pedogenéticos, nos hacen mantener una cierta reserva al respecto. Hagamos notar solamente que en los depósitos silicificados-caolinizados (subfacies 1A1b) la presencia de troncos en posición de vida parece indicar un ambiente con muy poca profundidad de agua.

El conjunto descrito completa una asociación de facies propia de ambientes lacustres propicios para la formación de carbón rodeados de un relieve que aporta una cierta sedimentación detrítica al ambiente lacustre; en nuestro caso parte de este relieve son edificios volcánicos.

Los materiales detríticos parecen tener un desarrollo reducido, como sugiere el que graden en pocos metros desde las brechas de talud hasta facies francamente lacustres.

El tamaño de los aparatos detríticos puede precisarse comparando los dos afloramientos tipo presentes. Así en el secor Occidental aparece una megasecuencia con la siguiente disposición de muro a techo (ver columna nº 1):

1D4a → 1C1 → 1C2 (ampliamente desarrolladas) → 1B1 → 1A2 → 1A0

disposición que parece característica de una zona de borde de cuenca con pequeñísimos abanicos aluviales que gradan rapidamente a ambiente lacustre. La escasa magnitud del abanico está sugerida por la ausencia de las facies 1B2 indicando que la cuenca de recepción es tan pequeña que los canales del abanico son de muy escasa entidad..

En el Barranco de Segars (columna nº 2) encontramos la secuencia siguiente: 1D4a → 1C1 (escasamente desarrolladas) → 1A1 → 1A2 → 1B1 → 1B2 (ampliamente desarrolladas).

Los tres primeros tramos de la secuencia indican la instalación bastante rápida de un ambiente francamente lacustre en una zona alejada de los bordes de cuenca. Los tres tramos siguientes pueden interpretarse como la progradación de depósitos de rios efímeros sobre el ambiente lacustre, quizás puedan incluir la formación de pequeños deltas (es aquí donde hemos detectado las geometrías de "bas fingers"). Como para esta

unidad concluimos (ver pág. 241) un paleoclima húmedo, la presencia de paleocanales efímeros sólo puede explicarse interpretando estos depósitos como propios de las zonas distales de un abanico aluvial con una cuenca de recepción tan reducida que es incapaz de mantener un régimen constante de flujo. A pesar de ello la presencia de secuencias detríticas más potentes y el desarrollo de pequeños deltas lacustres parecen indicar un tamaño de abanico mayor que los del sector Occidental.

7.4.2. Tectónica y Sedimentación.

Resumamos la información relevante que disponemos sobre este problema:

1.- Las cuencas Estefanienses tienen una extensión en sentido Norte-Sur mayor que la U.R.I. y la U.T.

2.- Estas cuencas presentan una especial dificultad interpretativa al estar colmatadas esencialmente por vulcanitas.

3.- Los focos de emisión volcánica están situados en la intersección de los grandes accidentes estructurales (fracturas N 35 con accidentes N 85, y E-W).

4.- En la región de Ntra Señora de Bastanits las vulcanitas presentan una secuencia de energía creciente, (de tobas-cineritas hasta aglomerados-coladas).

5.- En Coll de Josana y el Sinclinorio de Querforadat las vulcanitas presentan una secuencia de energia decreciente.

6.- Entre el Rio Cadí y el Bco. de Segars las vulcanitas presentan una secuencia de energia creciente en la base y otra decreciente mucho más potente en el techo.

7.- En el Barranco de Segars y las minas de carbón de Turó de Can Franch los materiales sedimentarios se organizan en una secuencia granodecreciente. El pequeño paquete basal de brechas (0'5-15 m.) define una pequeña secuencia granodecreciente pero a distinta escala que la primera.

8.- En el sector Occidental aparece una secuencia marcadamente granodecreciente.

9.- En la cuenca de Serch no se ha podido obtener una columna completa de las vulcanitas estratificadas.

10.- La geometría y control estructural de las cuencas puede apreciarse de forma bastante detallada en las cubetas de Serch y Querforadat. Aspectos muy importante de control estructual se observan también en ambos lados del Bco. de Segars, en Turó de Can Franch, en Bco del rio Pallerols y en Prats d'Aguiló.

7.4.3. Modelo Ambiental. Distribución espacial de facies.

La geometría básica de las cuencas en la Unidad Gris parece ser triangular, con un lado orientado siempre en dirección E-W y los otros dos con direcciones más variables N 30-35, N 60-75, N 125-140, y N 170-180.

Se pueden distinguir tres ordenes de magnitud.

P) Pequeño con geometrías triangulares de 1-2 Km de lado (cubeta de Serch).

I) Intermedio con magnitudes del orden 4-6 Km (Sinclinorio de Querforadat y probablemente también las cubetas de Turó de Ca'n Franch y sector Occidental.

G) Grande con magnitudes del orden 18-20 Km (gran cuenca central del Cadí).

Por el tipo de materiales que rellenan la cubeta podemos dividir las cuencas en dos tipos.

S) Rellenos esencialmente sedimentarios (vulcanitas accesorias) como los existentes en la Cubeta de Turó de Ca'n Franch y la cuenca Occidental.

V) Relleno esencialmente de vulcanitas. Aquí se podría matizar entre una colmatación formada por tobas, tobas retrabajadas y carbón (V_1), y otra compuesta por aglomerados y coladas (V_2). El sinclinorio de Serch constituye un relleno de tipo V_1 mientras que la gran cuenca central del Cadí y el sinclinorio de Querforadat son de tipo V_1-V_2.

Las fracturas que delimitan los bordes de las cuencas aparecen también en el interior de las mismas creando umbrales y determinando los centros de emisión volcánica, Así en la gran cuenca central fracturas N-S delimitan un área de mínimo espesor y el paso de vulcanismo andesítico al dacítico.

En el apartado 8.4.1. interpretamos más detalladamente la relación entre tectónica y vulcanismo.

La distribución espacial de facies en las dos cuencas con relleno sedimentario es hipotética dado el caracter lineal de los afloramientos. Sin embargo los afloramientos del sector Occidental parecen corresponder a las facies desarrolladas justo en un borde de cuenca, mientras que en la cubeta de Turó de Ca'n Franch podrían ser facies mas internas.

La perspectiva ambiental la podemos suponer formada por pequeños abanicos aluviales que en el borde de la cuenca presentarían sus facies más proximales (1C1 y 1C2) con una orla de facies 1B2-1B1 en las partes intermedias-distales en la que se formaron a veces pequeños deltas lacustres . En los bordes de cuenca sin aportes detríticos y en toda la orilla del ambiente lacustre se desarrollaron las facies 1B1-1A2. Finalmente en las zonas internas del lago se produciría el depósito de las facies 1A1. Sobre todo el sustrato circundante a la cubeta se instalan los paleosuelos de las facies 1D4a o 1D4b.

En toda la gran Cuenca central del Cadí es muy evidente una disminución de la energía de los depósitos volcánicos desde el Sur hacia el

Norte, a pesar de lo limitado de los afloramientos en este sentido.

Por otra parte los pitones presentes se situan en posiciones muy meridionales, sobre las fracturas N 80-90 y N 30-35. Esta distribución es coherente con el modelo de Soula et al (1979) y en este sentido podemos predecir (H.r.) que los centros de emisión volcánica se situarían en los extremos mas meridionales de la cuenca, sobre fracturas N 30-35 N 60-75 y N 80-90 (o en las intersecciones de estos sistemas) provocando un relleno diferencial de vulcanitas de Norte a Sur (Tobas y cineritas al Norte - NW y aglomerados, aglolapillis y coladas al Sur-SE).

Evolución vertical de facies.

En el sector Occidental la secuencia granodecreciente del abanico se puede interpretar como un reflejo de la degradación del relieve del área fuente al mismo tiempo que hay una subsidencia lenta pero continua. La presencia de numerosos niveles de tobas y lapillis en las facies finas que culminan la secuencia indica que los procesos de creación de relieve se restringen a la construcción de edificios volcánicos. El que no se intercalen cuerpos detríticos procedentes del desmantelamiento de los conos volcánicos se debe muy probablemente a que los edificios están situados en los bordes meridional y oriental de la cuenca mientras que los afloramientos que comentamos representan el borde N y NW de la misma.

En el Barranco de Segars la secuencia granocreciente representa la respuesta sedimentaria a un incremento de la actividad subsidente del gran accidente colindante N 140.

En las minas de Turó de Ca'n Franch aunque parece que la secuencia es granocreciente, la escasez de afloramientos aconseja posponer la interpretación hasta un mejor conocimiento de las litologías presentes.

7.4.4. Composición petrográfica-geoquímica.

a.- Los Paleosuelos.

Asumiendo que las subfacies 1D4b son idénticas a los suelos lateríticos (facies 2D4a) de la base de la U.T. (afirmación que el autor ha comprobado en los paleosuelos sobre las vulcanitas de Malpas, con mejores afloramientos que los del Cadí) podemos concluir que las facies 1D4 corresponden a suelos lateríticos que muestran solo la parte más profunda del perfil (subfacies 1D4a) o alcanzan un mayor desarrollo (subfacies 1D4b).

Patterson and Roberson (1961) explican cómo en los suelos mal drenados de Hawaii la gibsita se silicifica dando caolinita y generando proporciones moderadas de montmorillonita, proceso que va acompañado de la formación de costras silíceo-ferruginosas.

Ello explicaría la ausencia de hidróxidos de aluminio de nuestros paleosuelos que por situarse en la periferia de ambientes lacustres no tendrían un buen drenaje. Esta interpretación es coherente con la presencia de costras siliceo-ferruginosas a techo de las subfacies 1D4a y la existencia de una fracción de arcillas hinchables en las rocas 1D4b.

Desde esta perspectiva se podría contemplar también la presencia de berthierina en las subfacies 1D4b. La transgresión de los depósitos lacustres fuertemente reductores podría modificar el fluido intersticial del paleosuelo agradando la caolinita a berthierina o incluso neoformando este último mineral a partir de la porción de geles siliceo-aluminosos-ferruginosos que siempre existen en este tipo de suelos.

Las silicificaciones a techo de la Unidad Gris también podrían interpretarse como un proceso de lavado de la sílice en el relieve circundante con concentración en las zonas deprimidas, coincidiendo sustancialmente en este sentido con la interpretación de Nagtegaal (1969 a). Sin embargo el progresivo incremento de las silicificaciones de muro a techo en las columnas, plantea un problema interpretativo que puede abordarse desde dos puntos de vista:

a) Suponiendo que a lo largo del tiempo que abarca la Unidad Gris se produce una evolución climática que provoca un mayor lavado en las "tierras altas" (uplands) circundantes.

Esta evolución podría consistir en un mayor desarrollo de la estación seca con incremento de la temperatura media anual. La tendencia evolutiva descrita engarzaría con la deducida seguidamente en la Unidad de Tránsito.

Por otra parte la presencia de una variación estacional en la U.G. parece comprobada tanto por los argumentos dados por Nagtegaal (1969 a) como por otras pruebas sedimentológicas que damos en los siguientes apartados.

b) Suponiendo que el incremento de las silicificaciones tiene un significado esencialmente ambiental y que su mayor desarrollo fue posterior a la etapa de máxima emisión de vulcanitas que abasteció el área fuente de un sustrato capaz de liberar sílice en mayor cantidad y más rápidamente.

Así las silicificaciones en el área de Gramós-Argestues serían producto de un ambiente especialmente propicio para la deposición de la sílice como parece indicar el que sea aquí donde aparezca una costra siliceo-ferruginosa en el muro de la serie y donde las silicificaciones del techo alcancen su máximo desarrollo.

Ambos argumentos no son contradictorios y por supuesto coexisten tanto el control ambiental como el climático. Sin embargo se plantea la desyuntiva siguiente: o existe un cambio climático constante a lo largo de la U.G. que prosigue durante la U.T., o el modelo paleoclimático de la U.G. es esencialmente inmutable y los primeros sintomas de su cambio indican el comienzo del paleoclima interpretado para la U.T.

La segunda hipótesis aunque no está confirmada en detalle (H.r.) parece más aceptable ya que cuando la U.G. y la U.T. están en continuidad sedimentaria; los criterios que utilizamos para separarlos (las mineralizaciones radioactivas) conllevan la aparición de costras ferrugi-

nosas y un cierto incremento de las arcillas hinchables. Estas características aparecen además de una forma relativamente brusca y parecen tener un origen paleoclimático.

Las descripciones de Nagtegaal (1969 a) en la formación Malpás pueden interpretarse del mismo modo. Este autor no distingue entre U.G. y U.T., que quedarían incluidas en la formación Malpás, pero indica que a techo de esta formación bruscamente cambian las pautas de los cursos fluviales implicados en la sedimentación (de meandriformes a "braided"), coincidiendo con la aparición de cementos de calcita incrustante. Este cambio de características es atribuido por Nagtegaal a causas climáticas, y en opinión del presente autor puede ser un criterio válido para distinguir la Unidad Gris de la Unidad de Tránsito en la región de Malpas.

En los dos casos comentados las características sedimentológicas que apuntan hacia una estación seca muy marcada aparecen bruscamente lo cual parece indicar una evolución paleoclimática relativamente rápida.

b.- Los minerales de la arcilla.

Asumiendo lo dicho en los paleosuelos, la caolinita será el mineral heredado por excelencia, aunque cuando los perfiles se desmantelen en profundidad podrá llegar a predominar la illita.

Así las paragénesis de las facies 1C y 1B pueden interpretarse como esencialmente heredadas de un área fuente que sufría un desmantelamiento profundo de sus perfiles edáficos.

En los ambientes lacustres por el contrario, es la neoformación el factor clave que condiciona la paragénesis. Esta afirmación se fundamenta en la identidad de paragénesis entre las lutitas y las tobas interestratificadas y en los criterios petrográficos que evidencian crecimientos diagenéticos de las arcillas implicadas.

Las rocas asociadas a las capas de carbón (1A2 y 1B1) están transformadas a caolinita y berthierina. Texturalmente se aprecia que la gé-

nesis de berthierina es posterior a la de la caolinita y está frecuentemente asociada a la autigénesis de siderita o ankerita. La génesis de caolinita en los ambientes ácidos de los carboneros es un hecho probado y ampliamente conocido en la literatura geológica. La berthierina crece muy probablemente, a expensas de la caolinita, en los mismos ambientes fuertemente reductores pero cuando el pH ha variado a condiciones ligeramente alcalinas (precipitación de carbonatos). Suponemos, dada la composición de la berthierina, que serán imprescindibles además concentraciones altas de hierro en el medio.

Aunque no hemos encontrado referencias explícitas a la autigénesis de berthierina, si son frecuentes referencias a la neoformación de clorita férricas a expensas de la caolinita (asociadas a autigénesis de siderita); ver por ejemplo el trabajo de Triplehorn D.H. (1970).

Los interestratificados de I/Mo presentan una riqueza en montmorillonita (≃ 30-35%) que está descrita como característica de las K-bentonitas originadas por illitización diagenética de bentonitas (Dunoyer de Segonzac, 1969).

Sin embargo existen citadas transformaciones a interestratificados de I/Mo de cenizas y vidrios en ambientes lacustres cuaternarios (Schlocker and Van Horn 1958). Por otra parte es difícil imaginar que en las proximidades a medios tan idóneos para la formación de caolinita se dieran tambien las condiciones adecuadas para la neoformación de montmorillonita.

También es difícil suponer que la evolución diagenética haya conducido a un interestratificado de composición tan constante cuando en la U.R.I., en la que muy probablemente existía montmorillonita primaria, la illitización conduce a una gran variabilidad en la riqueza en montmorillonita de los interestratificados.

Contrariamente, el elevado rango de los carbones, hace pensar en una evolución diagenetica importante, a pesar de que para las transformaciones de las arcillas suele ser más decisivo el quimismo de los fluidos intersticiales que la temperatura alcanzada.

Ante la duda optamos por la hipótesis mas simple y suponemos que los interestratificados de I/Mo representan una neoformación temprana en ambientes lacustres fundamentalmente a expensas de productos volcánicos. Como única excepción diremos que en el sinclinorio de Querforadat-Beixech, el predominio de la illita en las arcillas que transforman a las tobas, es producto de una evolución diagenética de los interestratificados precedentes tal como se deduce del contexto regional (ver capit. 9.3.).

La caolinita se asocia a los interestratificados con una cierta frecuencia. La herencia no explica esta paragénesis ya que la caolinita está presente también en las tobas transformadas. Hay que suponer que en un primer estadio, ácido, se neoformó caolinita y que posteriormente el tránsito a condiciones alcalinas generó los interestratificados. Esta interpretación es coherente con las conclusiones sedimentológicas.

c.- Area fuente y procedencia.

Las facies 1C están compuestas siempre de fragmentos del sustrato sobre el que reposan, aunque en ocasiones poseen también cantos de vulcanitas. Digamos solamente que las facies 1C2 gradan verticalmente desde litoarenitas (fragmentos de pizarras Cambro-Ordovícicas) hasta grauvacas feldespáticas con predominio de fragmentos volcánicos, hecho que puede interpretarse como resultado de un incremento progresivo de la actividad volcánica.

Las facies 1B presentan una relación de fragmentos volcánicos a fragmentos de materiales prehercínicos de 1 a 5. Podemos suponer pues un área fuente recubierta de vulcanitas con locales afloramientos de las pizarras Cambro-Ordovícicas. Las facies 1B1 en la región de Guils-Arges tues poseen composiciones propias del desmantelamiento de suelos lateríticos (cuarzo-grauvacas con grandes cantidades de macrocaolinitas).

d.- Composición clástica: El esqueleto y la matriz.

Las areniscas de esta unidad poseen una composición marcadamente lítica con una escasísima evolución clástica. Los términos con composición de grauvaca arcósica, deben la misma a procesos diagéneticos tempranos por descomposición de losfragmentos vitreos con producción de matriz y consiguiente enriquecimiento de los fragmentos relativamente más estables (feldespatos). De este proceso hay numerosas pruebas petrográficas por pérdidas progresivas en los contornos de los clastos.

En las cuarzo-grauvacas el enriquecimiento en cuarzo es debido a la alta evolución del regolito en el área fuente (suelos lateríticos) y no a efectos del transporte.

La matriz es en todos los casos de origen diagenético y con las composiciones propias de las arcillas autigénicas (interestratificados o más frecuentemente clorita-berthierina).

Llaman la atención los cementos de macrocaolinitas en algunas arenicas, fruto probablemente de condiciones extraordinariamente idóneas para la autigénesis del caolín.

e.- Compactación-Cementación-Autigénesis.

En las facies 1B la dualidad entre areniscas con cemento carbonático y grauvacas sin cemento, coincide con el predominio de fragmentos de rocas sedimentarias y fragmentos volcánicos estables en las primeras y de fragmentos vitreos y piroclásticos en las segundas.

Así se puede pensar que en las rocas volcano-sedimentarias inmaduras, la descomposición de una parte importante de los clastos provoca una grauvaquización muy temprana e inhibe la cementación. Las grauvacas pueden en algunas ocasiones poseer proporciones notables de carbonatos pero en este caso lo hacen con claras relaciones de reemplazamiento.

En estas rocas hay texturas relictas que sugieren procesos de sin volcanismo pero no se ha podido obtener ninguna conclusión fiable en es-

te sentido dada la pérdida casi total de texturas primarias.

Los cementos carbonáticos de las areniscas son sin duda previos a la compactación, pues las areniscas que los poseen, aunque mas estables desde un punto de vista físico-químico,tienen un esqueleto fácilmente colapsable por compactación física. Se puede pensar incluso en una cementación relativamente temprana (subsuperficial) pues la mineralogía es similar a la de otros procesos tempranos.

Las facies 1C presentan un esqueleto colapsado y una total ausencia de cementos carbonáticos, lo cual apoya el carácter temprano de los cementos de las facies 1B y demuestra incluso un control ambiental en el desarrollo de los mismos.

Finalmente hemos de elaborar un modelo que intente explicar cómo y cuando precipitará cada uno de los cuatro tipos de cemento carbonático (calcita, dolomita ankerita y siderita) en relación tambien con la notable autigénesis de silicatos (cuarzo, caolinita, interestratificados I/Mo, berthierina y feldespato).

Una cuestión previa a resolver sería la ausencia de cementos de ankeriticos en la región de Malpas (Nagtegaal 1969 a) que en nuestra región alcanza un notable desarrollo.

Esta diferencia es para nosotros fruto de un mejor drenaje del agua intersticial en los niveles freáticos de ambientes fluviales frente a una situación de no circulación en el agua de imbibición en una cuenca lacustre, interpretación que parece confirmada por los propios resultados de Nagtegaal que solo encuentra alguna cementación ankerítica en los depositos carbonáticos de charcas en la llanura de inundación.

Sobre esta base se puede pensar que es más probable que el origen del magnesio sea tanto el lavado en el área fuente, como sobre todo la descomposición in situ de los productos volcánicos en un ambiente mal drenado.

El reemplazamiento selectivo en muchas tobas de plagioclasas por calcita y máficos por ankerita es también otro argumento en este sentido.

Así en los cuerpos 1B puede pensarse que la presencia de calcita indica una cementación subsuperficial con un buen drenaje (y por lo tanto con una posición ambiental más proximal). Los cementos ankeríticos tendrán un significado más distal, indicando una precipitación en regiones proximas a los ambientes lacustres con aguas insterticiales mal drenadas.

En los materiales propios de los ambientes lacustres podemos definir dos grandes tipos de evolución diagenética:

Modelo 1º.

Ambientes con gran acumulación de materia orgánica (facies 1A1a, 1A2 y parte de las 1AO). Los procesos más tempranos están regidos por un ambiente fuertemente ácido y reductor siendo característica la autigénesis de caolinita a gran escala. El cuarzo y la calcedonia en ocasiones parecen corresponder a autigénesis de esta etapa (cineritas transformadas a un mosaico criptocristalino de caolinita y calcedonia). En otras ocasiones, la aparición de cuarzo en el centro de los espacios intergranulares (o de grietas septariformes) cuyos bordes están ocupados por ankerita, sugiere un origen más tardío del mismo (foto nº 54).

La etapa ácida es seguida por un tránsito a condiciones moderadamente alcalinas, con autigénesis de siderita que generalmente presenta texturas de reemplazamiento de la roca encajante. Los niveles con siderita estratiforme de grano fino son escasos, pero cuando aparecen lo hacen siempre en lutitas. Esto podría indicar una sedimentación primaria de siderita tal como sugiere Nagtegaal (1969 a) o también un tamponamiento muy rápido del medio ácido por los minerales arcillosos, y una rápida instalación de las condiciones idóneas para la autigénesis de siderita.

Coincidiendo con esta etapa, parte de la caolinita (probablemente sus formas más degradadas) se neoformaría en berthierina.

Finalmente el tránsito a condiciones fuertemente alcalinas (siempre en ambiente reductor) conduciría a un relleno de poro ankerítico.

Ya en la anadiagénesis, la mezcla de este fluido intersticial con aguas meteóricas sulfatadas y descendentes provocaría la precipitación de baritina (Hudson 1978) en las zonas de mayor porosidad (núcleos de septarias y areniscas de las facies 1B). De acuerdo con Hudson (1978) el bario podría estar concentrado en la materia orgánica y no expresarse bajo forma mineralógica hasta este momento. La autigénesis de baritina está acompañada de otra de cuarzo. Podemos pues suponer (H.E.) que el descenso de pH provocado por la mezcla con la solución intersticial inicial del agua meteórica descendente indujó la precipitación de la sílice disuelta en las aguas alcalinas preexistentes.

El tránsito de condiciones ácidas a alcalinas en este modelo diagénetico puede invertirse. Esto está sugerido por las areniscas donde los esferulitos de siderita están reemplazados por calcedonia. Otra prueba de la alternancia del pH en la sindiagénesis son los "cone in cone" reemplazados por calcedonia y que originariamente suponemos estaban constituidos por calcita.

En este modelo diagénetico es donde se encuadraría tambien la autigénesis de pirita. Nagtegaal (1969a) la describe como previa a la autigénesis de siderita y por lo tanto muy temprana. Nosotros la encontramos en areniscas con relaciones texturales que indican pequeños reemplazamientos de los clastos, sin que podamos precisar el momento de su autigénesis. Sin embargo trabajos detallados sobre autigénesis en ambientes reductores (Hudson 1978) concluyen que el hierro entra en la red de los carbonatos cuando se agota el azufre para la formación de sulfuros, apoyando así el origen temprano propuesto por Nagtegaal.

Los nódulos septariformes de siderita poseen un condicionante orgánico para su desarrollo (restos vegetales en el nucleo). Por otra parte su desarrollo temprano nos hace pensar en la concurrencia de procesos microbiológicos tal como se interpreta en la génesis de bastantes nodulos de carbonatos tempranos (Raiswell 1971, 1976).

Asumiendo la génesis de las estructuras septariformes a partir de la precipitación de un gel (ver síntesis de conocimientos al respecto in Pettijhon 1975) se puede establecer, por criterios petrográficos, el orden de precipitación de los componentes del nódulo que es coincidente con el propuesto para este primer modelo diagenético y que podía ser el siguiente:

1.- Precipitación de la siderita del cuerpo del nódulo y formación de las grietas septariformes. La siderita del cuerpo es parda en lámina delgada, probablemente por incluir abundante materia orgánica.

2.- Crecimiento de la siderita fibrosa tapizando las grietas septariformes, que aunque menos intenso posee también un tono pardo.

3.- Relleno de la grieta septariforme por sulfuros calcedonia, caolinita, cuarzo en mosáico, opacos, cloritas ankerita.

4.- Crecimiento de baritina y cuarzo idiomorfos con probable reemplazamiento de parte del relleno anterior.

Modelo 2º

Ambientes con escasa materia orgánica donde el estadio inicial de condiciones de acidez podría ser muy corto o inexistente (facies 1A1c y parte de las 1AO).

La brevedad del primer estadio ácido en la sindiagénesis explicaría la escasez de caolinita. Posteriormente la cementación primero con calcita y luego con dolomita indicarían unas condiciones progresivamente alcalinas pero solo moderadamente reductoras. De todas formas la dolomita es muy escasa (solo en las varvas lacustres y en areniscas facies 1B) indicando que la etapa alcalina conlleva con cierta rapidez el tránsito a condiciones fuertemente reductoras (autigénesis de ankerita).

Esta evolución es especialmente visible en algunos clastos de areniscas 1B que están reemplazados completamente por calcita espática y a su vez la calcita presenta un delgado reemplazamiento de dolomita

en los bordes; finalmente la ankerita cementa los espacios intergranulares.

En estas condiciones alcalinas con escasa caolinización previa, se desarrollarían al máximo la neoformación de los interestratificados de illita-montmorillonita e hidromicas y el reemplazamiento por carbonatos de la mayoría de los fenocristales de las tobas.

La autigénesis de feldespatos especialmente intensa en las varvas lacustres, parece indicar unas condiciones sódico-alcalinas en la sindiagénesis temprana de algunos subambientes lacustres, ello no es extraño si pensamos que el quimismo actual del lago Natron no es ajeno al vulcanismo alcalino de su área fuente (Willock et al 1975) y el vulcanismo Estefaniense es también alcalino.

Tal como hemos planteado la cuestión solo hemos probado la existencia de ambientes alcalinos en los fluidos intersticiales de la diagénesis. No excluimos la posibilidad de que, aunque fuera en periodos cortos de tiempo y en subambientes espacialmente limitados, existieran aguas alcalinas y sedimentación carbonatada. Nosotros no encontramos ninguna prueba al respecto pero Nagtegaal (1969 a) describe calizas micríticas con ostrácodos en las areniscas meandriformes de Malpas dandolas como propias de ambientes lacustres de escasa extensión y profundidad bajo el efecto de una temperatura media elevada y una estación seca reconocible. A esta posibilidad añadimos nosotros la de ambientes sodico-alcalinos por efectos de importantes aportes de este catión a partir de emanaciones volcánicos.

Por supuesto entre estos dos tipos ideales de diagénesis hay facies que indican haber sufrido una evolución intermedia entre ambas. Este sería el caso de las facies 1A1d que dentro de su compleja evolución estarían más cerca del modelo 2º de evolución. Las facies 1A1b también representarían un estadio intermedio aunque más proximo al modelo 1º.

Las facies 1A1b presentan una especial problemática por estar fuertemente silicificadas (60-90%). La escasez de carbonatos e hidromicas así como la abundancia de caolín parecen indicar que no existieron

condiciones fuertemente alcalinas en los estadios tempranos en que se generó la silicificación. Así la sílice tuvo que ser transportada en el campo de pH que experimentalmente presenta solubilidades más bajas. Esta problemática se plantea en los mismos términos con el lavado de la sílice en los procesos de laterización (Blatt et al 1972 pág. 250) y dada la asociación de las facies 1A1b a la región de máximo desarrollo de estos procesos (Gramós-Argestues) parece lógico pensar en que las silicificaciones son producto de la pedogénesis laterizante en las áreas circundantes al ambiente lacustre. La sílice encontraría su lugar idóneo de emplazamiento en regiones de poca profundidad donde las características de la singénesis eran intermedias (tránsito de ácida a alcalina H.a.).

f.- Color.

Digamos aquí que las facies rojas están limitadas exclusivamente a los ambientes más proximales, únicos que llegan a oxidarse en esta unidad.

Los colores verde-amarillentos típicos de las facies con un estado de reducción intermedio, son escasísimos. Si asumimos que estas facies son producto de la inversión del estado de oxidación del hierro antes de que recristalice la hematites (ver capitulo 4.4.3. pág. 106) es coherente que en un paleoclima laterizante en el que las coloraciones rojizas se adquieren rapidísimamente por recristalización superficial de la hematites, no se invierta con posterioridad el estado de oxidación del hierro.

Los bloques de aglomerados de tonos púrpuras podrían ser producto de la superposición de un proceso de laterización con crecimiento de hematites de alta cristalinidad antes de que los mecanismos explosivos emplazaran al bloque en un ambiente lacustre reductor.

Los frecuentes tonos amarillentos son el resultado de la oxidación epidiagenética de los carbonatos de hierro.

Los colores grises y negros son característicos de las facies reducidas con grandes acumulaciones de materia orgánica. Cuando la materia orgánica es escasa y el ambiente reductor, la neoformación de silicatos propios de medios reductores (berthierina, cloritas) se manifiesta en ausencia de otros cromoforos por la aparición de tonos verde-azulados.

7.5. Conclusiones.

La U.G. aparece siempre en discordancia angular sobre el sustrato preestefaniense. Cuando presenta facies sedimentarias se dispone en continuidad sedimentaria con la U.T., sin embargo si litológicamente esta compuesta exclusivamente por vulcanitas la unidad suprayacente (U.T. o U.R.I.) la fosiliza a través de un contacto paraconforme. Estas discontinuidades de tipo paraconforme existen también en el seno de la U.G. a techo de las grandes intercalaciones de vulcanitas.

Litológicamente está constituida por facies detríticas (brechas, areniscas, lutitas y carbón) y grandes cantidades de productos volcánicos (pitones, coladas y todo tipo de productos piroclásticos). En el Pirineo de Lérida estas litologías corresponden a pequeños aparatos detríticos en la periferia de ambientes lacustres desarrollados entre edificios volcánicos (Sierra del Cadí) o a depósitos de rios meandriformes de escasa entidad (Malpás). La sedimentación se produce en un entorno paleoclimático cálido y húmedo con una pequeña estación seca presente y con características constantes.

Sincrónicamente con la deposición de esta unidad existe un vulcanismo andesítico que en nuestra región presenta una progresiva acidificación en sus manifestaciones mas modernas.

La sedimentación de esta unidad comienza en el Estefaniense B. La edad del límite superior debe oscilar entre el Estefaniense C y el Autuniense basal.

La unidad se organiza en cuencas con geometrías mas o menos triangulares y con tres órdenes de magnitud. Las mayores presentan magnitudes de 18-20 Km y estan rellenas exclusivamente por vulcanitas (piroclastos, coladas y pitones de la gran cuenca central del Cadí). Las cubetas de magnitudes intermedias (4-6 km) presentan un relleno mas variado. Así el Sinclinorio de Querforadat presenta una colmatación similar a la Cuenca central del Cadí mientras que el Sector Occidental (Guils-Argestues) posee un relleno esencialmente sedimentario, rematado por rocas piroclásticas silicificadas. Por último la cubeta de Turo de Ca'n Franch está colmatada por rocas sedimentarias con episódicas vulcanitas interestratificadas. La única cubeta de orden menor (1-2 Km, cubeta de Serch) presenta una colmatación exclusiva por piroclastos mas o menos transformados y retrabajados.

Hay siempre un sistema E-W de fracturas que limita uno de los bordes de la cuenca e incluso los cambios de espesor en el interior de la misma. Hay otros cuatro sistemas de fracturas (N 30-35, N 60-75, N 125-140 y N 170-180) que de forma accidental también pueden jugar el mismo papel.

Los centros de emisión volcánica se situan sobre fracturas E-W o N 30-35 y parecen hacerlo preferentemente en los limites meridional y oriental de las cuencas (al menos en la gran Cuenca Central del Cadí).

En la cuenca Occidental la presencia de un escarpe pasivo provoca una progresiva degradación del area fuente reflejada en una secuencia granodecreciente. Contrariamente en el Bco. de Segars el incremento de la actividad subsidente a favor de una fractura N 140 es la causa de la organización granocreciente de las facies detríticas. En el area fuente la principal causa de rejuvenecimiento del relieve era la dinámica de creación de edificios volcánicos.

El borde N-NE de las cuencas está ocupado por pequeños abanicos aluviales y brechas de talud. En la cuenca occidental hay una brusca transición desde brechas de talud (facies 1C1) y depósitos de stream flood (facies 1C2) a facies lacustres. Tal como vimos en la U.R.S. esta brusca transición de las facies apicales a las mas distales es caracte-

rística de abanicos aluviales de pequeño tamaño y escasa cuenca de recepción. En el barranco de Segars aparecen esencialmente depósitos de paleocanales efímeros con pautas braided de migración (facies 1B) que probablemente forman parte de las partes medias-distales de un abanico aluvial de un orden de tamaño superior a los de la cuenca Occidental. Así y todo siguen tratándose de aparatos detríticos de escasa entidad como demuestra el caracter efímero de los paleocanales del abanico en un clima supuestamente muy húmedo.

En la periferia de los abanicos y en general en todas las zonas de borde lacustre la exuberante vegetación se traduce en el desarrollo de lutitas negras y capas de carbón (facies 1A2) junto a pequeños paleocanales areniscosos (facies 1B1). En las zonas francamente lacustres el intenso vulcanismo sincrónico se manifiesta en un depóito continuo de tobas (facies 1A1) y solo muy accesoriamente aparecen pequeños niveles lutíticos con varvas y ripples (facies 1A0).

El clima cálido y húmedo provoca una laterización en el sustrato preestefaniense y en el techo de la masa de vulcanitas interestratificadas en el Bco. de Segars. Consecuentemente la arcilla neoformada en suelos es casi exclusivamente caolinita. La progradación de las facies lacustres sobre los perfiles lateríticos provoca la neoformación de berthierina a expensas de la caolinita y quizás también a partir de la fracción de geles amorfos del suelo.

La caolinita es el mineral heredado por excelencia en el desmantelamiento de los perfiles edáficos (cuenca Occidental) sin embargo si el desmantelamiento es muy profundo la illita puede ser tan abundantes o más que la caolinita (Bco. de Segars). La caolinita es también en parte de origen autigénico al igual que la berthierina y los interestratificados de I/Mo.

La presencia de fluidos intersticiales ricos en potasio ha "illitizado" casi completamente los interestratificados de la cuenca de Querforadat.

Los cuerpos detríticos estan escasamente evolucionados. Según que el area fuente sea el sustrato preestefaniense, rocas volcánicas o

suelos lateríticos bien desarrollados se presentan composiciones de litoarenítica en el primer caso, litoarenitas, grauvacas líticas y feldespáticas en el segundo y cuarzo-grauvacas en el tercero.

Las matrices son siempre diagenéticas y en las grauvacas líticas y feldespáticas están originadas por procesos tempranos de descomposición del esqueleto mientras que en las cuarzo-grauvacas la matriz se debe a procesos de crecimiento de cemento de filosilicatos . La grauvaquización es muy temprana y se instala preferentemente sobre areniscas ricas en fragmentos piroclásticos. Este rápido desarrollo de la matriz inhibe la cementación carbonática que esta presente solo en los cuerpos detríticos de armazón más estable.

Las facies apicales de los abanicos presentan armazón colapsado y ausencia de cementos. Las areniscas de los tramos intermedios-distales, cuando no estan grauvaquizadas, presentan cementos carbonáticos subsuperficiales. La calcita férrica, muy escasa, es característica de las regiones mas proximales mientras que la ankerita, muy abundante, indica una cementación por fluidos intersticiales alcalinos relacionados con los ambientes lacustres. En estas areniscas hay también una notable autigénesis de piritas quizás muy temprana.

En lo referente a los ambientes lacustres se puede hacer referencia a dos subambientes con un modelo diagenético propio.

1.- Ambientes con grandes cantidades de materia orgánica (facies 1A1a, 1A2 y 1A0). Hay una autigénesis muy temprana de caolinita, cuarzo y calcedonia que en las tobas se manifiesta por reemplazamientos de estos materiales indicando un ambiente lacustre ácido acorde con la ausencia de carbonatos primarios. En la sindiagénesis hay un rápido tránsito a condiciones moderadamente alcalinas, que suele estar acompañada de una autigénesis de siderita con relaciones de reemplazamiento respecto a la roca encajante. Coincidiendo con esta etapa parte de la caolinita se transforma en berthierina.

Finalmente una fuerte alcalinización del medio provocaria cementaciones y reemplazamientos por ankerita.

Esta evolución esta deducida de los reemplazamientos y transformaciones en las vulcanitas y del relleno de los nódulos septariformes. Estos últimos estan condicionados en su desarrollo por restos orgánicos.

Como toda la evolución descrita es muy temprana, las fluctuaciones que por motivos varios se pueden producir en las condiciones propias de cada autigénesis provocan locales inversiones del orden de precipitación. Así en ocasiones los carbonatos están reemplazados por cuarzo y calcedonia.

Ya en la anadiagénesis la sustitución de los fluidos intersticiales anteriores por aguas meteóricas y sulfatadas provocaría la precipitación de baritina-celestina en septarias y areniscas.

2.- Ambientes con escasa materia orgánica (facies 1A1C y parte de las 1AO). Su principal diferencia radicaría en el escaso desarrollo o incluso inexistencia de las condiciones ácidas en la sindiagénesis (quizá con presencia ocasional de condiciones de sedimentación alcalinas) con unas condiciones de partida menos reductoras que en el caso anterior.

Estas condiciones provocan una primer generación de carbonatos (calcita y dolomita) en cementos y reemplazamientos. El tránsito a condiciones más alcalinas y reductoras conduciría a una generación posterior de cementaciones y reemplazamientos ankeríticos.

La falta de un lavado catiónico junto al predominio de condiciones alcalinas justifican la importante autigénesis de interestratificados de I/Mo a expensas de productos volcánicos. Mas limitadamente hay una autigénesis de hidromicas.

Existe todo un conjunto de facies (1A1b, 1A1d) que presentan características intermedias entre los dos modelos propuestos y que representan subambientes intermedios entre los dos extremos definidos.

Las notables silicificaciones de tobas en ambientes lacustres someros estan en relación a un lavado de la sílice en los perfiles lateríticos y alcanzan su mayor desarrollo en la zona donde la relación

erosión-tectónica permite un notable desarrollo pedogénetico (Sector Occidental).

El hierro y el magnesio necesario para la autigénesis de los carbonatos provienen tanto del lavado en el area fuente como de la alteración "in situ" de los productos volcánicos.

Los colores rojos y la autigénesis de hematites estan restringidos a las brechas de talud y paleosuelos lateríticos (facies 1C1, 1D) y tienen un caracter superficial más temprano que las coloraciones de las unidades rojas.

El elevado rango de los carbones de esta unidad es de adquisición muy temprana por gradientes geotérmicos elevados en relación con el vulcanismo sincrónico con las unidades Estefaniense-Pérmicas.

8.- LAS ROCAS VOLCANICAS.

8.1. Rocas volcánicas asociadas a la Unidad Roja Superior.

Asociadas a esta Unidad podemos encontrar tanto tobas interestratificadas como rocas volcánicas masivas. Las tobas y piroclastos interestratificados son sin duda de la misma edad, pero han perdido en gran parte las texturas originales. En el extremo Este de la Cuenca Occidental (x= 3.51.000 y= 46.84.200) aparece un gran pitón (250x950 m) que corta a todas las unidades inferiores e incluso a la Unidad Roja Superior (ver Gráfico I corte nº VIIy Gráfico II).

Hartevelt (1970) cita esta gran masa de roca volcánica, considerándola parte de la Unidad Gris y suponiendo que la complicada estructura del afloramiento es resultado de la formación de un gigantesco paleorrelieve que quedó fosilizado por la formación Peranera.

Nosotros creemos que esta hipótesis no es sostenible, en cuanto que es perfectamente apreciable la intrusión de la masa volcánica a favor de una fractura N 140. Aunque el afloramiento no permite determinar de forma concluyente la relación con las facies del Buntsandstein, en nuestra opinión estos materiales se depositaron con posterioridad al emplazamiento del pitón, al que fosilizaron. Nuestra hipótesis está basada en los siguientes argumentos:

1.- Las únicas manifestaciones igneas en la región, posteriores a la Unidad Roja Superior, son las rocas ofíticas cuyo quimismo y mineralogía son muy diferentes de las del pitón considerado (tabla 8.1.).

2.- El pitón presenta notables semejanzas de textura, mineralogía y quimismo (tabla 8.1.) con coladas de basaltos espilíticos interestratificados en los tramos medios y superiores de unos depósitos rojos asimilables a la Unidad Roja Superior en Sallent de Gállego (Pirineo de Huesca).

3.- Son numerosas las citas en la bibliográfía del entorno geográfio (Lucas 1977, Groupe Francaise du Trias dans les Pyrenées , 1977) que hablan de cuerpos intrusivos, con características similares, que cortan todas las series inferiores y son fosilizadas por las facies Buntsandstein.

Basandonos en estos hechos, nosotros asumimos que este pitón es sincrónico con los últimos episodios sedimentarios de la Unidad Roja Superior o ligeramente posterior a los mismos.

a) El gran pitón de la cuenca Occidental.

Consiste en una gran masa de roca negra o gris-verdosa que intruye a favor de una fractura N 140. Está afectada posteriormente por algunas fracturas N 70 que provocan pequeños desplazamientos senestrales.

Todas las zonas de borde son masivas, pero el centro de la masa intrusiva presenta una disyunción columnar ciclópea (exagonos de 1 m de diametro) que aparece inclinada con un cabeceo hacia el Sur. Hay que hacer notar que si aplicamos a las columnas del núcleo el movimiento necesario para colocar horizontal la estratificación de la Unidad Roja Superior, aquellas adoptan una posición aproximadamente vertical que suponemos que es la original en el momento del emplazamiento.

Petrográficamente el pitón es bastante homogéneo, presentando una textura traquitoide de pequeños microlitos de feldespatos ($\emptyset_m$=0'16 a 0'02 mm) que rodean a ocasionales porfidoblastos ($\emptyset_m$=0'5 mm) de plagioclasas. El espacio intersticial está ocupado por una masa clorítica de grano fino que se presenta también en pequeñas inclusiones en el interior de los feldespatos. En la matriz existen también proporciones apreciables de óxidos de hierro, rutilo-esfena, epidota y carbonatos. Frecuentemente encontramos amígdalas rellenas de cloritas de gran tamaño, así como epidota y esferu-

	B-10*	An-80*	An-95*	(A)	(B)
SiO_2	44'17	41'59	39'70	50'92	40'3
Al_2O_3	16'63	17'90	16'80	14'11	22'4
Fe_2O_3	4'65	4'10	2'86	3'66	17'6
FeO	2'37	5'97	5'68	6'23	-
MnO	0'01	0'01	0'01	0'16	2'6
MgO	5'41	4'23	3'60	7'74	1'5
CaO	4'75	6'45	11'14	10'22	0
Na_2O	4'24	8'98	4'74	2'78	-
K_2O	2'19	0'23	0'23	0'76	6'3
TiO_2	-	0'04	0'03	1'05	2'2
P_2O_5	0'02	0'02	0'01	0'21	-
CO_2	2'33	3'33	7'14	-	-
H_2O	11'9	6'3	7'06	2'23	7'9
	98'67%	99'15%	99%	100'07%	100'8%

B-10: Basaltos traquitoides asociados a la U. Roja Superior. Zona central del pitón Sierra delCadí.

An-80 y An-95: Basaltos espilíticos interestratificados en la Unidad Roja Superior Sallent de Gállego. Pirineo de Huesca.

(A) Composición química media de las rocas ofíticas del Norte de España. Según Lago, M. (1980).

(B) Sill de lamprófidos potásico interestratificado en la Unidad Roja Superior (unidad r_{3-4} de Lucas 1977) en Larroun (Pirineo Vasco-Francés) tomado de (1).

(1) Groupe Français du Trias dans les Pyrénées . Memoire d'excursion Septembre 1977.

Tabla.8.1.- Análisis comparativo del quimismo de las rocas volcánicas asociadas a la Unidad Roja Superior.

* Analistas J. Gisbert y M.J. Hernandez.

litos de feldespatos que excepcionalmente pueden poseer un núcleo de cuarzo.

También pueden aparecer pequeñas venas rellenas por anfiboles de tipo hastingita-barkerikita (T.O.); como accesorio, en la matriz aparece apatito.

En la tabla 8.1. se expresan las características geoquímicas de las rocas volcánicas asociadas a la Unidad Roja Superior, pudiendose apreciar cantidades sistemáticamente inferiores de SiO_2 y MgO y superiores de álcalis, H_2O y CO_2 respecto a las rocas ofíticas. En pitones y "sills" es curiosa la predominancia de Fe^{+3} sobre Fe^{+2}, cuando lo normal es que ocurra lo contrario.

b) Las tobas y niveles piroclásticos interestratificados se caracterizan por importantes pérdidas de la mineralógía y textura original que imposibilitan la cuantificación de sus componentes primarios. La descripción detallada de los mismos está especificada junto a las rocas sedimentarias asociadas.

8.2. Rocas volcánicas asociadas a la Unidad Roja Inferior y a la Unidad Roja de Tránsito.

8.2.1. Edad y distribución geográfica.

En un sentido estricto se pueden encontrar rocas ácidas asociadas a las cuatro unidades definidas. Sin embargo, las rocas volcánicas relacionadas con la Unidad de Tránsito y la Unidad Roja Inferior son exclusivamente riolitas y dacitas y representan el 80% de las rocas aflorantes de esta composición.

Espacialmente se pueden distinguir dos zonas claramente diferenciadas, el Extremo Oriental y el resto de la región.

El Extremo Oriental estaría comprendido entre Prats d'Aguiló y Coll de Pendis, aunque fuera del área de estudio, se mantienen las característi

cas geológicas que lo definen hasta unos 10 Km al Este de Coll de Pendis. En esta zona se presentan grandes espesores de riolitas rojas bandeadas (250 m.), atravesadas esporádicamente por pitones riolíticos.

Entre el torrente del rio Pi y Prats d'Aguilo las riolítas masivas están fosilizadas por conglomerados y tobas riolíticas de la Unidad Roja Inferior. Una disposición similar, aunque con materiales más finos, se produce entre el caserío de Greixa y Castellar de Nùig al Este de Coll de Pendis fuera del área estudiada (fig.8.1.). Estas relaciones de tránsito espacial sugieren una sincronicidad entre la U.R.I. y las ignimbritas. Esta sincronicidad puede apoyarse en numerosos argumentos, tales como:

a) Los conglomerados de la U.R.I.que fosilizan a las ignimbritas entre el torrente de Pi y Coll de Pendis presentan secuencias rematadas siempre por tobas riolíticas de composición similar a las ignimbritas masivas, indicando que cuando se depositaron estos materiales las emisiones riolíticas no habían cesado todavía.

b) El tránsito gradual entre ignimbritas y U.R.I. hacia Castellar de Nuig es quizá la prueba más concluyente. Un análisis detallado muestra que los niveles riolíticos que se interestratifican con máxima continuidad se situan en los tramos basales, lo que permite matizar que la gran masa ignimbrítica es sincrónica con los tramos basales de la U.R.I. (ver fig. 8.1.). Esta matización concuerda con las interpretaciones de edad que hacemos seguidamente.

c) Datos de tipo estructural, petrogenético y de evolución diagenetica (ver capits. 8.4.1., 9.1. y 9.3), hacen coherente la hipótesis de que el macizo granítico de Andorra-Mte San Louis representa las raíces de la masa ignimbrítica. Como el citado macizo granítico está datado por métodos absolutos en 270 ± 10 m.a. (Vitrac et Allegre 1975) es lógico suponer esta misma edad para las riolitas y los tramos inferiores de la U.R.I.

d) Esta información encaja perfectamente con datos de índole muy variada y obtenidos separadamente. Así, la manifestación riolítica más potente e importante del Pérmico francés de la Costa Azul está datada por métodos absolutos en 270 ± 10 m.a. (Arevian et al 1979).

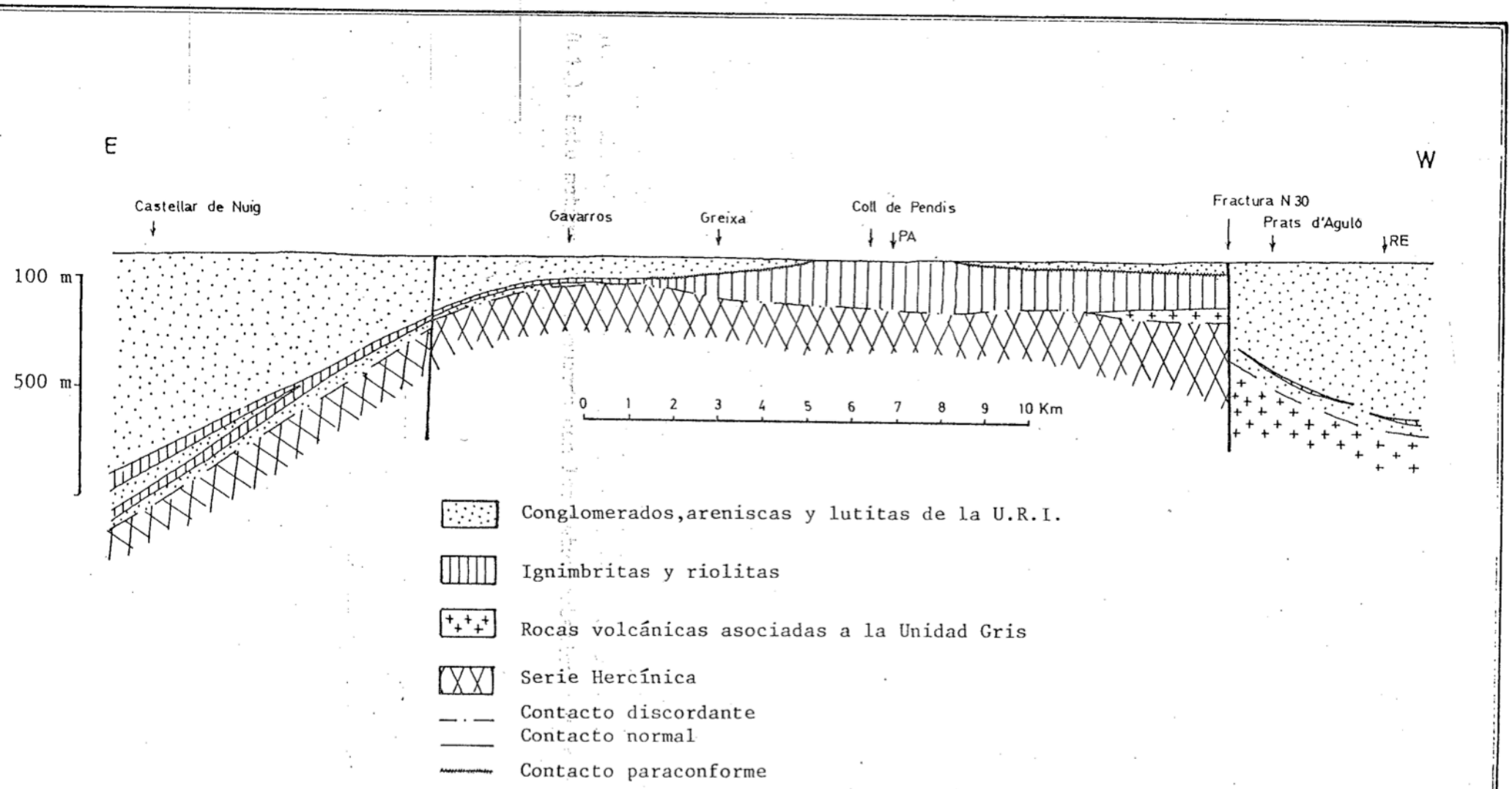


FIG. 8.1.- RELACIONES ESPACIALES ENTRE LAS RIOLITAS Y LA U.R.I. (representación extrapolada)

e) La edad absoluta asignada se ajusta también con la flora encontrada en la U.R.I. en diversas regiones del Pirineo de Lérida, que dan una edad Autuniense en todos los casos y hacen coherente una datación Autuniense basal (270 m.a.) para los tramos inferiores de la U.R.I.

Así y todo, no podemos descartar que el comienzo del vulcanismo riolítico se sitúe en el techo de la Unidad de Tránsito, ya que esta Unidad puede ser también de edad Autuniense y por que en último extremo, las formaciones están definidas en base a características litológicas y sus límites son diacrónicos.

En el resto de la región estudiada las manifestaciones volcánicas asociadas a la U.R.I. y a la U.T. se restringen a tobas, cineritas ácidas y areniscas sinvolcánicas muy abundantes, pero en paquetes de pequeño espesor y separadas siempre por rocas detríticas volcanoclásticas. Los niveles con una mayor semejanza textural y estructural con las riolitas masivas aparecen en los tramos basales de la U.R.I. y al techo de la U.T. Sin embargo, la meteorización subaérea de estos niveles ha modificado significativamente su textura y quimismo (foto nº 34).

8.2.2. Descripción de facies.

LAS RIOLITAS MASIVAS

Pitones

Sólo hemos reconocido con seguridad un pitón ácido en la cabecera del torrente de Pi. Además,al Norte de Coll de Pendis (x= 4.01.320 y=46.85.820) el fuerte relieve local de las rocas volcánicas parece indicar la presencia de otro pitón, para cuya confirmación sería necesario un detallado análisis macro-mesoestructural que nosotros no hemos realizado.

El pitón riolítico del torrente de Pi (x=3.97.360 y=46.84.280).

Es una masa cilíndrica (150 m. de diametro) que intruye en ignimbritas estratiformes y está fosilizado por conglomerados de la U.R.I.

Megascópicamente, se encuentra enclavado en la intersección de una fractura N 40 con otro accidente estructural de dirección E-W.

Como única estructura macroscópica detectable, este pitón presenta una disyunción en diaclasas curvas con disposición simétrica respecto a un plano inclinado. Este plano se coloca vertical al aplicarle el movimiento necesario para llevar a la horizontal los estratos de la U.R.I. que lo fosilizan (fig.8.3.).

Microscópicamente este pitón es similar a las ignimbritas bandeadas a las que se asocia, aunque con la peculiaridad de que el bandeado menos neto se dispone en el paralelo a groso modo a las diaclasas curvas en vez de presentar la disposición estratiforme típica de las ignimbritas.

Los mantos ignimbríticos.

Son grandes cuerpos riolíticos de tonos rosados y verdes; en ocasiones los tramos basales pueden presentar también colores grises y blancos. Normalmente presentan un bandeado estratiforme que permite identificar la disposición estructural del conjunto; con menor frecuencia presentan texturas brechoides o son masivas. Las cineritas son muy frecuentes, mientras que las tobas, aglomerados y aglolapillis son muy raros.

No hemos podido observar ninguna especial ordenación macroscopica de este conjunto dada su homogeneidad (el 80%-90% son ignimbritas bandeadas) y su complicada disposición estructural que dificulta el análisis espacial. Señalamos únicamente que en Coll de Pendis hemos podido observar repliegues primarios de flujo en el bandeado, que son característicos de las ignimbritas.

Petrografía.

Las ignimbritas muestran textura porfídica con escasa proporción de fenocristales (3 a 15%) frente a la matriz. Los fenocristales (0'5 a 2 mm) son esencialmente de cuarzo y plagioclasas ácidas (An_5) y en menores proporciones pueden aparecer biotita, granate y feldespato potásico. Los accesorios más frecuentes son el circón y rutilo (fig. 8.2.).

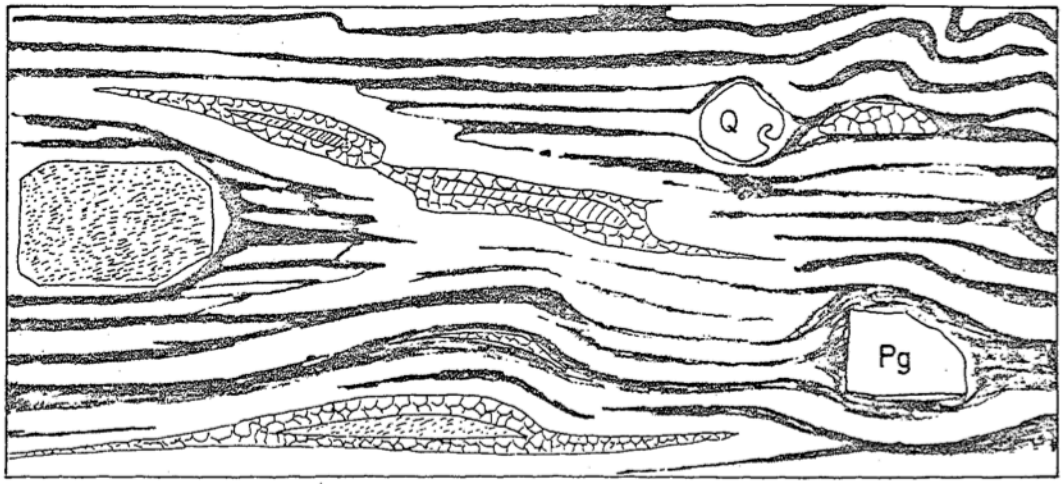
Los cuarzos presentan numerosos golfos de corrosión y las plagioclasas, con tendencia al idiomorfismo, están parcial ó totalmente reemplazadas por minerales criptocristalinos a los que suponemos una composición potásica, probablemente illitas, por teñirse con el cobaltinitrito. En algunos casos estas hipóteticas illitas se disponen con geometría de pequeñísimas inclusiones (inferiores al grosor de la lámina delgada) en el interior de los cristales de plagioclasa y siguiendo direcciones cristalográficas principales. En estos casos las plagioclasas nunca presentan maclas y las inclusiones podrían interpretarse como antipertitas. Cuando el reemplazamiento del feldespato por minerales arcillosos es casi completo pueden aparecer también minerales de tipo caolinita, cloritas y carbonatos.

Los granates están parcialmente reemplazados por hidromicas, cloritas y carbonatos a través de grietas irregulares (foto nº 37).

La matriz es el principal componente de la roca (95-85%) y en todos los casos estudiados aparece felsitizada. Presenta un notable bandeado debido a pequeñas diferencias texturales, especialmente en lo referente a la distribución de los óxidos de hierro (riolitas rojas) o de las cloritas (riolitas verdes). En algunos casos, sobre el bandeado hay un marcado desarrollo de texturas perlíticas (fig.8.2.).

Composicionalmente la matriz está formada mayoritariamente por feldespato potásico y calcedonia; en menor proporción hay plagioclasas sin maclar y accesoriamente existen cloritas, óxidos de hierro, microlitos de biotitas y algún carbonato.

Cuando el bandeado presenta repliegues primarios hay disarmonías entre las bandas de las antiformas que estan rellenas de cuarzo en mosaico

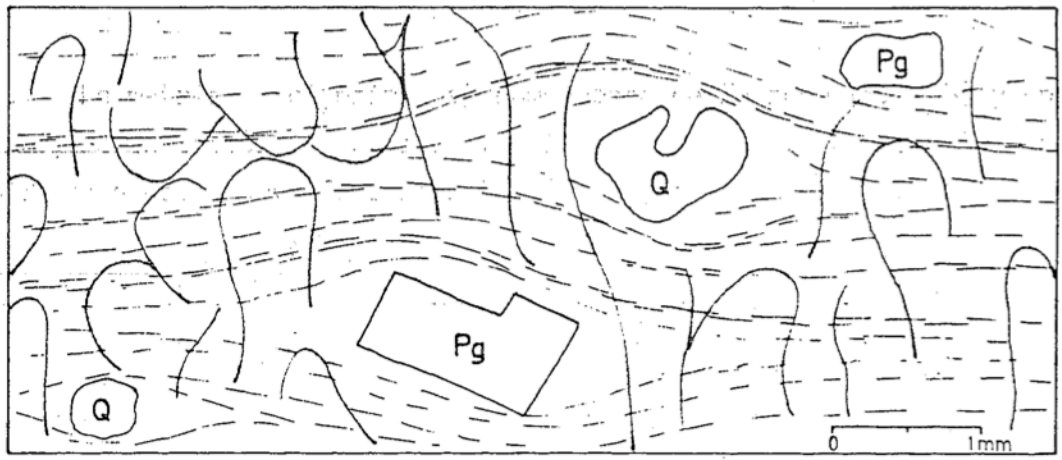


1 mm
0,5
0

Fto. potásico + Ox. de hierro
Sericita - illita
Calcedonia
Cuarzo en mosaico

Pg Plagioclasa
Q Cuarzo-fenocristal

a.- Ignimbrita roja marcadamente bandeada, carácter producido por la alternancia de láminas de feldespato potásico y óxidos de hierro con bandas de calcedonia. Las disarmonias de flujo entre las bandas, están rellenas por cuarzo en mosaico y minerales arcilloso--potásicos, estos últimos reemplazando algún cristal de plagioclasa.



bandeado de la matriz
Perlitas

Q Cuarzo
Pg Plagioclasas

b.- Riolita bandeada con textura perlítica. Matriz bandeada pero de composición relativamente homogénea.

FIG. 8.2.- TEXTURAS DE LAS IGNIMBRITAS (representación real)

y minerales arcillosos de tipo illitico y kandítico. Este tipo de relleno existe también en pequeñas venas y fracturillas que cortan la estructura de la roca.

La descripción precedente es muy similar a la realizada para estas mismas rocas por otros autores (Puga y Fontboté, in Press) y Fontboté) en Greixer. Notemos, como principal diferencia, la no existencia en Greixer de ignimbritas granatíferas como sucede un poco más al W entre Coll de Pendis y Prats d'Aguiló.

Los niveles Piroclásticos.

Tanto en la Unidad de Tránsito como en la Unidad Roja Inferior hay numerosos niveles piroclásticos interestratificados cuya descripción detallada puede encontrarse junto a las rocas sedimentarias asociadas.

Resaltemos aquí que las únicas tobas con textura mesoscópica de ignimbritas (a pesar de ser niveles con espesores de 3 a 8 cm) fueron encontrados en los tramos basales de la U.R.I. y el límite U.T.-U.R.I. Estas tobas son las únicas de las dos unidades citadas en las que se han encontrado fenocristales de feldespato potásico.

Geoquímica.

En la tabla 8.2 vienen detallados tres análisis químicos de ignimbritas masivas y otros tres de tobas cineríticas. Estas tres tobas fueron escogidas para comprobar sus posibles semejanzas con las ignimbritas, ya que texturalmente eran las que presentan mayores afinidades. Junto con los datos determinados por nosotros incluimos para su comparación análisis de los granitos del macizo de Andorra-Mte S. Louis y del vulcanismo ácido de Corcega, recopilados en la bibliografía existente.

Notemos la importante cantidad de sílice presente, que a nuestro entender y tal como los confirman los datos petrográficos es fruto, al menos parcialmente, de una silicificación posterior.

	FC-4	CPR-8	AG-2	PI-2	Bap-80	As-3	A-16	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
SiO_2	74'15	70'18	77'42	69'87	69'14	71'75	75'35	71'05	72'55	75'49	77'5	70'7
Al_2O_3	14'53	11'61	9'94	13'43	15'26	6'03	11'11	14'35	14'25	11'61	10'98	15'05
Fe_2O_3	1'73	1'89	0'29	2'39	0'69	1'88	1'74	1'6	2'1	1'72	1'51	0
FeO	0'79	0'93	0'79	1'65	0'82	4'68	0'06	0'75	0'15	0'48	0'14	2'10
MnO	tr.	-	-	-	tr.	0'04	-	0'1	0'05	0'01	0'01	0'02
MgO	0'58	0'48	0'86	0'49	1'1	0'85	0'69	0'35	0'45	0'21	0'01	0'8
CaO	0'54	1'07	0'40	0'27	1'25	0'39	0'68	1'25	1'55	0'42	0'18	3
Na_2O	0'49	0'81	0'35	2'34	2'38	0'42	2'87	3'85	3'15	3'85	3'47	2'7
K_2O	5'8	5'47	3'50	5'84	1'29	1'68	1'36	4'85	4'25	4'84	5'01	4'15
TiO_2	-	-	-	-	-	0'03	-	0'1	0'2	0'21	0'14	0'35
P_2O_5	0'01	-	tr.	0'01	-	tr.	0'01	0'15	0'1	-	-	0'15
CO_2	0'03	1'06	0'54	2'57	1'76	0'6	0'41	-	-	-	-	-
H_2O	2'05	5'8	5'3	1'5	4'30	10'15	4'96	1'7	1'4	-	-	0'55
	100'7%	99'3%	99'39%	100'36%	97'99%	98'5%	99'25%					

FC-4: Ignimbritas bandeadas, Bco. de la Font de la Coma.
CPR-8: Ignimbritas bandeadas, Coll de Pendis.
PI-2: Ignimbritas bandeadas, Torrente de Pi
AG-2: Ignimbritas bandeadas, " "
As-3: Cinerita interestratificada en la Unidad de Tránsito en Coll de Boscat.
Bap-80: Cinerita con cristales, interestratificada a techo de la Unidad de Tránsito.
A-16: Ignimbrita flameada. Cinerita con cristales, interestratificada en la base de la Unidad Roja Inferior.
(1) y (2): Ignimbritas del primer ciclo calco-alcalino de Córcega (Vellutini, 1973).
(3) y (4): Riolitas del segundo ciclo calco-alcalino de Córcega (Vellutini, 1973).
(5): Granitos del macizo de Andorra-Mte S.Louis (Autran, A. et al 1970).

Tabla. 8.2.- Composición química de rocas asociadas a la Unidad de Tránsito y Unidad Roja Inferior.

*Analistas J. Gisbert y M.J. Hernandez.

El autor no ha profundizado en estos aspectos por ser un campo excesivamente alejado de su especialidad.

Un análisis geoquímico más detallado y con mayor incidencia en la interpretación petrogenética pueden encontrarse en Puga y Fontbote (in press) que concluyen que en las ignimbritas se observa una alternancia de capas calcoalcalinas y peralcalinas y que la temperatura de cristalización del magma debió ser de unos 660-670º.C.

8.3. Las rocas volcánicas asociadas a la Unidad Gris.

8.3.1. Edad y distribución geográfica.

Los afloramientos de vulcanitas del Cadí son probablemente los más extensos e importantes, en cuanto al vulcanismo posthercínico se refiere, de todo el Pirineo Español. La mayor parte de estas vulcanitas están asociadas a la Unidad Gris, y su distribución espacial viene detallada en el apartado correspondiente la citada unidad. Verticalmente distinguiremos un tramo inferior formado por andesitas, aglomerados, tobas y ocasionales ignimbritas, y un tramo superior formado por pitones y coladas dacíticas, aglomerados tobas e ignimbritas.

En las brechas basales siempre hemos encontrado fragmentos de rocas volcánicas. Su aparición, aunque accidental, no deja duda sobre la sincronicidad entre la aparición del vulcanismo y la creación de las cuencas Estefanienses de esta región. En base a la flora que aparece en las brechas basales (ver capitulo 7.2.), podemos afirmar que el vulcanismo está presente ya en el Estefaniense B.

Las manifestaciones eruptivas más tempranas parecen corresponder a las andesitas porfiroides del sinclinal de Cavá-Querforadat-Villech que se sitúan en la base de la serie. Posteriormente tendríamos la manifestación volcánica más importante, que ocupa los tramos inferiores y medios representados por las coladas andesíticas de Coll de Bansas que son progresivamente mas ácidas a medida que ocupan términos más altos de la serie.

Los términos más modernos son las dacitas instaladas en el techo de la Unidad, en el Santuario de Nuestra Señora de Bastanits. Tanto estas dacitas como las cristaltobas con biotitas situada a techo de la secuencia de vulcanitas presentan semejanzas con las tobas interestratificadas en la Unidad de Tránsito, con la que podrían ser parcialmente sincrónicas. Esto parece estar apoyado por el hecho de que hacia el Este desaparezca la U.T. en facies sedimentarias y sea la U.R.I. la que fosiliza la masa de vulcanitas. Desgraciadamente la perturbación estructural existente en Nuestra Señora de Bastanits no permite precisar detalladamente esta cuestión.

Otro hecho que apunta hacia la sincronicidad entre la U.T. y el miembro superior de la masa de vulcanitas es la variedad de la sílice secundaria en los productos volcánicos. En los tramos inferiores y medios encontramos siempre calcedonita, tal como sucede en las silicificaciones en facies sedimentarias de la U.G.; en los tramos superiores es más frecuente la cuarcina-lutecita, que es la variedad que se asocia a las facies sedimentarias de la U.T. y a las series rojas. De todas formas esta última observación debe utilizarse con reservas mientras no encontremos un modelo explicativo de las causas que condicionan la aparición de las distintas variedades de la sílice.

Con carácter de hipótesis explicativa proponemos que el final del episodio masivo de vulcanitas se produce sobre el Autuniense basal, que es la edad de la U.R.I. que fosiliza el episodio volcánico. Postulamos también que los episodios más modernos de este conjunto son probablemente sincrónicos con la Unidad de Tránsito (H.r.).

8.3.2. Pitones.

Hemos reconocido detalladamente dos pitones dacíticos, uno al Norte de Prats d'Aguiló y otro al Sur de Querforadat, y en ambos casos se trata de cuerpos intrusivos que cortan a los tramos superiores. Al NW de Prats d'Aguiló hemos cartografiado otro pitón que suponemos también dacítico en base a criterios geomorfológicos, pues no hemos podido obtener una confirmación más detallada por problemas de accesibilidad.

Es interesante señalar que en los alrededores del Coll de Bansas es muy probable que se encuentre un importante centro de emisión que no llega a aflorar, afirmación que se basa en las siguientes observaciones:

a) Los aglomerados volcánicos alcanzan aquí su máximo espesor y tamaño de bloque (hay zonas con bloques de 3 a 5 m).

b) A pesar de la masividad del conjunto se aprecian buzamientos que no guardan relación con las pautas estructurales de la región y cuya explicación podría ser la existencia de fortísimas paleopendientes deposicionales.

c) Las coladas andesíticas y en general los productos volcánicos del tramo inferior-medio alcanzan aquí su máximo espesor y desarrollo.

Pitón dacitico en el Collado Norte de Prats d'Aguiló (x=3.94.180 y=46.85.080)

Facies 1VPd

Megascópicamente está constituído por un cuerpo elíptico (80x250 m) de color rosado, atravesado por un dique de tonos violáceos (30-50 cm. de espesor) que se ramifica arborescentemente hacia las partes superiores del pitón; en ambos casos la roca posee una cierta orientación en bandas que sigue el trazado del dique, aunque en ocasiones puede cortarlo (fig. 8.3.).

Petrográficamente es una roca de textura porfídica con fenocristales de plagioclasas (30%), micas (7%) (biotitas e hidromoscovitas) y pseudomorfos de piroxenos rellenos de cloritas (3%) en una matriz criptocristalina casi isótropa (70%) y compuesta en parte sustancial por feldespato potásico. El cuarzo aparece muy accesoriamente con textura en mosaico rodeando micas y pequeñas venas rellenas de carbonatos.

Como accesorios aparecen circones, apatitos y carbonatos, los dos primeros preferentemente en el interior de las micas a las que deforman a partir de la exfoliación. Los feldespatos poseen abundantes inclusiones de sericitas, carbonatos y cloritas.

El dique que atraviesa el pitón es de composición similar a la roca huesped aunque ligeramente más básica. Así, contrariamente a lo que sucede en la roca encajante, en la matriz predomina la clorita sobre el feldespato potásico (que es bastante escaso), los feldespatos, mejor cristalizados, no poseen casi inclusiones de carbonatos sericitas y no llega a existir cuarzo libre.

El Pitón del arroyo del arroyo dels Prats (x=3.88.000 y=46.85.090).

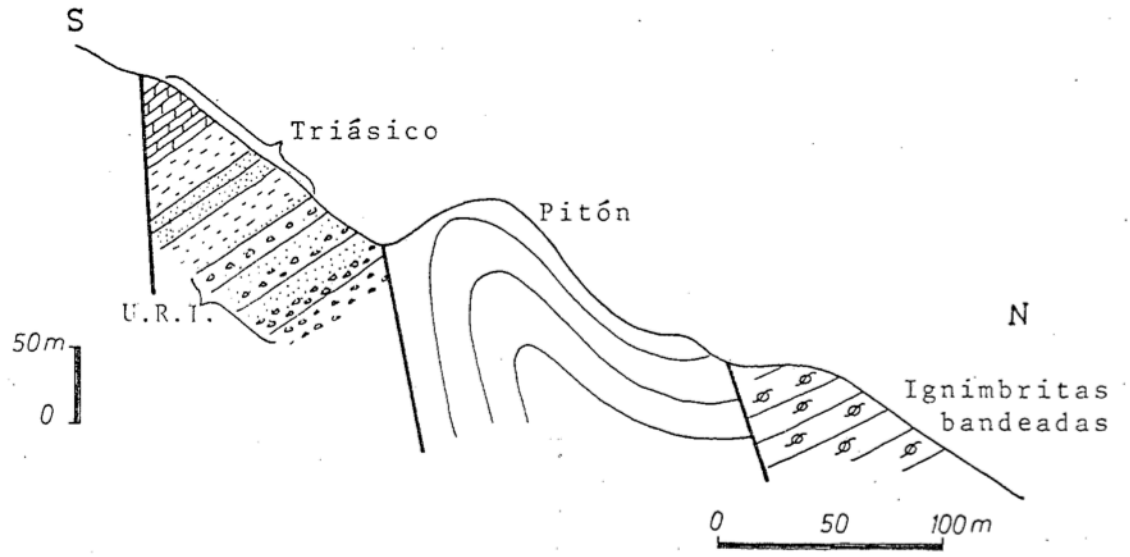
Facies 1VPd.

Está constituido por un importante afloramiento masivo de dacitas de tonos oscuros que son netamente intrusivos en las tobas silicificadas caolinizadas y bentonitizadas. Aparece fosilizado a techo por la Unidad Roja Inferior. La magnitud del cuerpo intrusivo en sentido E-W es de unos 300 - 400 m., no pudiéndose apreciar el diámetro N-S dado el recubrimiento hacia el Sur por materiales detríticos de la U.R.I.

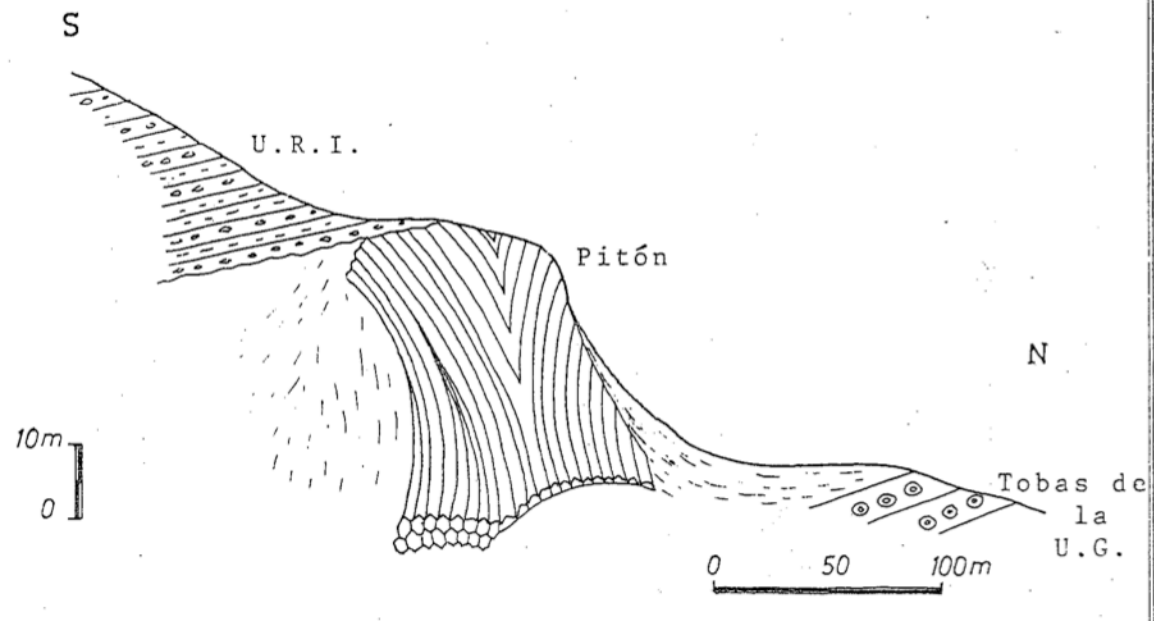
A gran escala el pitón se situa adherido a una importante fractura E-W que recorre la base de los grandes cortados de la Sierra del Cadí.

Estratigráficamente el pitón corta al tramo superior de las vulcanitas que aunque con escaso espesor existen aquí. El fenómeno del emplazamiento de esta emisión queda limitado a un intervalo de tiempo que abarcaría toda la Unidad de Tránsito y parte del tramo superior de la Unidad Gris. Es sugerente pensar que es sincrónico con los cuerpos dacíticos(pitón y lavas) de Prats d'Aguiló.

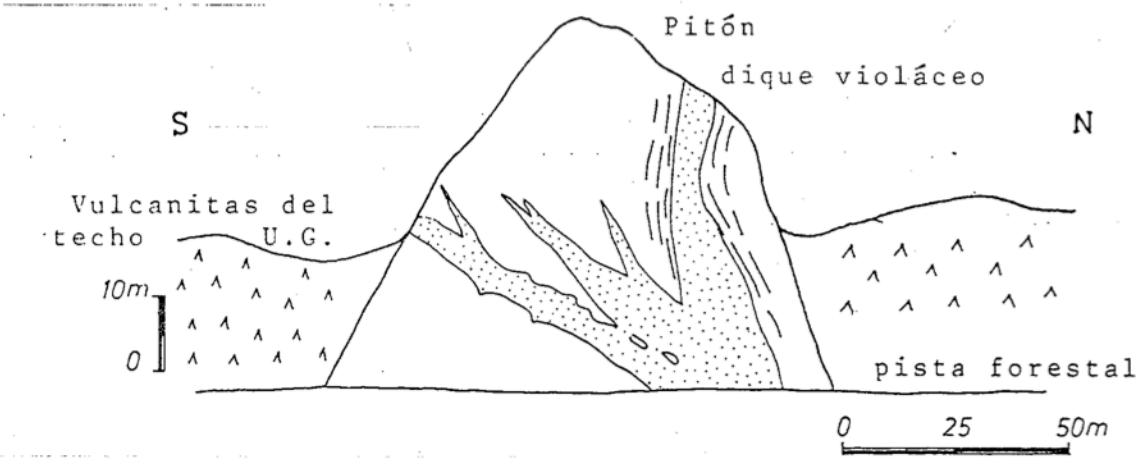
Mesoscópicamente el pitón aparece en su totalidad afectado por una disyunción columnar (fig. 8.3) que se dispone perpendicular a la es-



A.- Pitón riolítico en la cabecera del Torrente de Pi



B.- Pitón dacitico del arroyo dels Prats.



C.- Pitón dacítico de Prats d´Aguiló

FIG.8.3.- GEOMETRIA Y ESTRUCTURACION DE LOS PITONES VOLCANICOS.
Representación real.

tratificación en la base, mientras que hacia el techo se abre en abanico colocándose casi paralela a los estratos circundantes.

Petrografía.

La roca posee una textura porfídica heterogranular. Hay una generación de cristales de 2 a 2'5 mm. que son esencialmente plagioclasas y esporádicamente algún cuarzo. El componente esencial en tamaños menores (0'5-0'3 mm.) sigue siendo la plagioclasa aunque aparecen también biotitas con inclusiones de apatitos y máficos reemplazados por cloritas o por un relleno complejo de opacos, minerales isotropos y feldespatos. En la matriz hay abundantes microlitos (0'08 mm.) de plagioclasas que ocasionalmente presentan orientación fluída. La matriz, esencialmente clorítica, presenta parches de carbonatos esparíticos y vesículas rellenas tanto por carbonatos como por zeolitas.

8.3.3. Las coladas.

Las lavas dacíticas de Prats d'Aguiló-Ntra Señora de Bastanits.

Facies 1VCd.

No hemos podido reconocer detalles de geometría megascópica debido a la escasez de afloramientos, unido a la fuerte perturbación estructural que les afecta. A pesar de ello no creemos que ofrezca duda su caracter efusivo dada su posición estratiforme, su asociación a facies piroclásticas y a la presencia de texturas perlíticas.

Son rocas con textura porfídica que en ocasiones presenta una fluidalidad muy marcada, especialmente en aquellas que por poseer fenocristales de cuarzo son presumiblemente mas ácidas. Los fenocristales representan del 15 al 35% del total de la roca. Composicionalmente consisten en plagioclasas (50-90%), biotitas con inclusiones de apatito y circón (0-30%), cuarzo (0-15%), e hidromicas (0-10%). Los accesorios más frecuentes son

apatitos y circones. También aparecen con frecuencia carbonatos y cloritas, ya sea en vesículas, en la matriz o reemplazando a las plagioclasas. Más raramente aparecen vesículas rellenas de cuarzo en mosaico o pequeñas películas de calcedonia fibrosa rodeando a las micas.

La matriz presenta frecuentemente texturas perlíticas y suele estar felsitizada en un 50% de los casos. Composicionalmente parece estar compuesta por feldespato potásico, plagioclasas y cloritas.

En base a estas características se puede hacer dos tipos:

Subfacies 1VCda:

Se caracterizan por presentar la máxima variedad mineralógica, fluidalidad marcada y siempre con feldespato potásico en la matriz. Este último mineral puede ocasionalmente llegar a aparecer como fenocristal.

Subfacies 1VCdb:

Presentan fenocristales casi exclusivamente de plagioclasas. El resto de los fenocristales citados (micas y cuarzos) lo hacen siempre de forma muy subordinada. La matriz aparece felsitizada en la mayoría de los casos, la clorita es muy abundante, y pueden encontrarse vesículas rellenas de sericitas y cuarzo en mosáico. Es característica la ausencia de feldespato potásico.

Las lavas andesiticas (facies 1VCa).

Megascópicamente son cuerpos estratiformes de gran continuidad espacial (200-500 m.) con espesores que oscilan de 3 a 20 m. A escala de afloramiento presentan una estructura vertical característica formada por cuatro unidades:

a) Base, con ocasionales inclusiones del material infrayacente. Este primer nivel es de escaso espesor (5 a 20 cm.).

b) Cuerpo, con diaclasamiento paralelo a la estratificación que cuartean a la roca en filetes de 10-15 cm de espesor. Es el nivel más potente (60-70% del espesor de la colada).

c) Nivel con diaclasas curvas, con la concavidad mirando hacia un lateral del estrato, siempre en el mismo sentido. Por su espesor es el segundo en importancia (20-40% del espesor del estrato).

d) Paleoalteración, desarrollada a techo de la colada, caracterizado por una pérdida de la textura y compacidad de la roca original progresivamente mayores hacia el techo de la colada. La zona con pérdida importante de textura original oscila entre 0'3 y 1'5 m.

Esta estructuración interna de la roca es similar a la presentada por las coladas actuales y conjuntamente con la presencia de texturas perlíticas demuestra el origen efusivo de estas andesitas.

Petrografía.

Microscópicamente son rocas con textura porfídica, con fenocristales ($\emptyset_m$=0'4 a 2'5 mm.) de plagioclasas (An_6 a An_{25}) y pseudomorfos de piroxenos reemplazados por cloritas o por micas cristalinas (*) con pleocroísmo verde. Las plagioclasas tambien suelen estar parcial o totalmente reemplazadas por sericitas, carbonatos y cloritas. Como accesorios más frecuente aparecen minerales opacos.

La matriz puede ser criptocristalina con ocasionales texturas perlíticas, o estar felsitizada. En el primer caso predomina la clorita como constituyente de la misma, y en el segundo el feldespato.

En las coladas que se situan estratigráficamente en las partes más altas se puede apreciar la presencia ocasional de criptocristales de feldespato potásico, ya sea dispersos en la matriz ya en el interior de alguna vesícula.

(*) Morre et Thiebaut (1964), citan también esta mica sin llegar tampoco a una determinación mineralógica precisa. Dan sin embargo sus características ópticas.

	A-35	CB-5	CB-25	ER-12	NS-17	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)
SiO_2	62'5	57'03	62'96	65'32	61'66	56	53'32	51'7	59'1	54'21	56'25	61'8	43'78	43'59	53'71
Al_2O_3	17'19	16'57	17'38	14'63	11'71	15'54	17'34	20'7	18'5	17'20	18'10	17	22'39	18	20'75
Fe_2O_3	1'38	1'85	2'80	1'08	3'20	7'36	1'65	2'2	1'3	2'32	3'8	2'11	3'1	2'74	4'29
FeO	3'38	3'6	3'09	2'73	1'65	-	5'58	5'5	3'8	4'28	3'05	2'53	9'34	14'55	3'29
MnO	0'01	tr.	0'01	0'01	tr.	0'1	0'08	-	-	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.	s.d.
MgO	4'31	2'96	3'02	2'18	0'19	5'7	4'49	3'8	3'1	4'69	2'33	2'8	1'77	4'9	2'21
CaO	1'09	5'22	1'68	1'77	6'89	6'5	8'59	9'9	5'3	4'20	3'86	3'54	4'96	1'56	3'37
Na_2O	5'31	1'29	6'39	3'15	6'03	0'4	3'54	2'1	4'1	2'76	4'2	4'03	4'17	4'76	4'91
K_2O	0'40	1'41	0'51	2'18	1'70	3'2	0'84	0'4	2'6	2'79	2'54	2	0'25	1'77	1'05
TiO_2	0'01	0'01	0'02	-	-	0'8	1'35	-	-	0'71	0'58	0'47	0'51	0'84	0'68
P_2O_5	tr.	tr.	0'01	0'02	tr.	-	0'31	-	-	0'59	0'36	0'33	0'33	0'67	0'66
CO_2	1'33	3'01	1'06	0'85	5'31	-	-	-	-	1'42	1'8	1'5	3'35	1	0'80
H_2O	2'68	6'14	1'6	5'5	1'95	4'5	3'19	3'8	2'8	3'85	2'78	2'71	5'37	6'46	3'48
	99'6%	99'1%	100'53%	99'42%	100'29%										

A-35: Pitón dacítico al Sur de Querforadat fosilizado por la U.R.I.
CB-5: Colada de andesitas al Norte de Coll de Bansas. Tramos basales de la Unidad Gris.
CB-25: Colada de andesitas al Norte de Coll de Bansas. Techo del tramo inferior de la Unidad Gris.
NS-17: Cristal-tobas ignimbríticas del sector Occidental. Tramo inferior de la Unidad Gris
ER-12: Cristal toba de Coll de Josana. Tramo superior de la Unidad Gris.

(a) Morre et Thiébaut (1961)

(1) Espilita de Ayous (Pirineo Francés)
(2) Composición química media de las andesitas de Malpas según Nagtegaal (1969a)
(3) y (4) Andesita y dacita del Pic Midi d'Ossau. Según Lapparent (1911).
(5), (6) y (7) Hialodacitas-hialoandesitas de Villech (Sierra del Cadí) según (a).
(8) Hialo albitòfiro de Arseguell (Sierra del Cadí) según (a)
(9) Hialo-ortoalbitofiro de Serch(Sierra del Cadí) según(a).
(10) Andesita espilitizada (Sierra del Cadí) según(a)

Tabla. 8.3. Composición química de las rocas volcánicas asociadas a la Unidad Gris.

* Analistas J. Gisbert y M.J. Hernandez.

En ocasiones hay vesículas rellenas con bandas concéntricas de carbonatos, calcedonia fibrosa de signo óptico positivo (calcedonita) y cuarzo monocristalino.

Petrográficamente hay una importante variación de muro a techo de la colada. Nosotros, al situarnos más en la perspectiva del petrólogo sedimentario que en la del ígneo, hemos estudiado tan sólo las peculiaridades de muro a techo de la colada para conocer su interacción con entorno sedimentario.

Así la paleoalteración producida a techo de la colada consiste esencialmente en una sustitución de los fenocristales y la matriz por carbonatos, cuarzo en mosaico, calcedonia y caolinita. También son frecuentes los reemplazamientos de plagioclasas y el relleno de fracturillas y vesículas con minerales de tipo illita-montmorillonita.

Cuando la intensidad de la alteración disminuye, desaparece el cuarzo, la calcedonia y la caolinita, subsistiendo los minerales arcillosos y los carbonatos. Estos últimos que antes eran espáticos y formados esencialmente por calcita férrica, son ahora micríticos con una mayor abundancia de siderita-ankerita, minerales éstos que reemplazan preferentemente a los máficos, dando pseudomorfos.

8.3.4. Los materiales piroclásticos.

Representan aproximadamente el 70% del volumen de las vulcanitas presentes y es característica su importante pérdida de texturas primarias y la extraordinaria variedad de facies presentes. Este último rasgo nos ha aconsejado presentar la descripción de estos materiales ordenados ya en grupos genéticos amplios, como veremos en el presente capítulo.

Conviene recordar también que su estudio petrográfico ha sido especialmente complicado dada su transformación parcial a minerales arcillosos que han dificultado la realización de láminas delgadas.

Tal como explicamos en el capitulo I hemos distinguido, entre:

1.- Piroclastos soldados (ash flows)
2.- Piroclastos de caída (ash falls)
3.- Piroclastos retrabajados

1.- Aglomerados soldados (facies 1VAx).

Macroscópicamente presentan un esqueleto quebrantado formado por bloques poligonales extremadamente angulosos ($\emptyset_m$=5 a 40 cm.) de tonos grises o verdosos empastados en una matriz rosada extraordinariamente dura y compacta. Mecánicamente la roca se comporta homogéneamente, sin presentar planos de debilidad en los contactos entre los bloques y la matriz.

Petrográficamente los bloques poseen una textura porfídica con abundantes fenocristales de plagioclasas (An_{22} y An_6) y máficos reemplazados por cloritas y micas verdes monocristalinas. Las matrices de los bloques son criptocristalinas, casi isótropas y constituídas esencialmente por cloritas y pequeños microlitos de feldespato. Contrariamente, la matriz del material que empasta los bloques se caracteriza por poseer innumerables opacos (probablemente óxidos de hierro) que en ocasiones forman películas alrededor de los fenocristales, especialmente en los pseudomorfos cloríticos de máficos; el resto de la matriz está formado esencialmente por feldespatos con textura felsítica y sólo accesoriamente aparecen cloritas y feldespatos con hábito microlítico.

Tanto en los bloques como en el material cementante son frecuentes numerosas inclusiones criptocristalinas de feldespato potásico, especialmente en los fenocristales (plagioclasas y pseudomorfos de máficos). Estas inclusiones son más frecuentes en la matriz de tipo clorítico que en la felsítica-ferruginizada.

Estas facies se desarrollan preferentemente en Coll de Bansas, generalmente asociadas a las coladas andesíticas y a techo de las mismas. Podrían representar tanto brechas de frente de colada como depósitos de avalanchas ardientes; su parecido con las ignimbritas bandeadas (facies 1VIb) parece apoyar más bien la segunda hipótesis.

Ignimbritas flameadas (facies 1VIc).

Macroscópicamente son rocas formadas por fragmentos arcillosos de 1 a 10 cm., fuertemente estirados en sentido paralelo a la estratificación y empastados en una matriz medianamente consolidada en la que ocasionalmente existe algún tronco carbonizado.

Petrográficamente los fragmentos estirados están formados por agregados de interestratificados irregulares de illita-montmorillonita (I_{70}/Mo_{30}) (RX.L.O.); en ocasiones puede aparecer algún fenocristal de cuarzo y más raramente de plagioclasas ácidas (foto nº 62). El entramado entre los fragmentos estirados tiene composición de cristal-toba; los cristales están formados esencialmente por cuarzo y biotita, con inclusiones de plagioclasas ácidas (An_{14}) y algún máfico transformado quizá a Berthierina* (RX.L.O.). Hay también algún fragmento de rocas volcañícas (andesitas) y como accesorios aparecen rutilo, circón y apatito. Los cristales presentan frecuentes cataclasis y los feldespatos están parcialmente reemplazados por vermículos de caolinita y calcita férrica. Los fragmentos de andesitas están reemplazados preferentemente por ankerita, especialmente sus presumibles máficos. La matriz de la cristal-toba está formada por el interestratificado illita-montmorillonita y en menor proporción por caolinita; además presenta reemplazamientos parciales de ankerita esparítica. En algunos vesiculas aparecen feldespátos tardíos o de origen sedimentario.

La comparación con trabajos muy diversos sobre ignimbritas (Shirinian 1961, Maleyev 1961, Bersenev et al 1961, in Cook 1966), nos inducen a pensar que los fragmentos estirados eran originariamente fragmentos de vidrios que posteriormente son transformados a interestratificados illita-montmorillonita; esta interpretación es coherente con el caracter metaestable del vidrio a escala geológica y con las observaciones de transformaciones sufridas por vidrios caídos en ambientes lacustres (Schlocker and Van Horn 1958 , Spears D.A. et al 1979).

* La difracción de RX ha evidenciado la presencia de berthierina, pero este mineral podría encontrarse sólo en la matriz y ser otros minerales de tipo clorítico los que reemplazan a los escasos máficos, que dada su pequeña proporción no se habrían evidenciado en los difractogramas.

Estas ignimbritas poseen una geometría lenticular, probablemente por relleno de una paleorrelieve preexistente, y están verticalmente relacionadas con depósitos de lahar caliente. Se desarrollan en tramos intermedios de la Unidad Gris en el sector Occidental.

Lapilli acrecional facies 1VE.

Consideramos bajo esta denominación unos depósitos silicificados constituídos por agregados pisolíticos esféricos (diametros de 3 a 15 mm.) en una matriz criptocristalina. Estos materiales se encuentran en el área estudiada como fragmentos en masas de lahar o en deslizamientos gravitacionales sindeposicionales, pero el autor ha podido observar niveles estratiformes no perturbados de materiales idénticos en la cuenca Estefano-Pérmica de Chateaux Segure (Pirineo Francés) asociados también a emisiones volcánicas ácidas.

Petrográficamente el cuerpo de la roca está formado por calcedonia, con cantidades subordinadas de caolinita, cloritas y carbonatos, todos criptocristalinos. Los agregados pisolíticos presentan una disposición concéntrica en tres zonas: La más externa está formada esencialmente por calcedonia y caolinita. La zona intermedia presenta un sustrato clorítico y ocasionales fenocristales de cuarzo y feldespatos carbonatados, siendo frecuentes la pseudomorfización de morfologías características de vitrobas ácidas (foto nº 71) y los reemplazamientos de la matriz por carbonatos. La zona central está compuesta por calcedonia y caolinita criptocristalina similares a la periferia del pisolito.

Los agregados pisolíticos sufren un reemplazamiento, en proporciones variables, por calcita férrica, dolomita y ankerita microesparíticas. El reemplazamiento es irregular aunque a veces se ha detectado un reemplazamiento preferente por dolomita en la zona externa, y de calcita férrica y ankerita en las regiones interiores.

Las peculiaridades meso y microscópicas de estos materiales coinciden con las descritas por Self and Sparks (1979) en lapillis acrecionales originados por erupciones freato-magmáticas ácidas, bien sea en el mar, o bien en zonas lacustres continentales.

Lahares Calientes. Facies 1VL.

En toda la Unidad Gris es frecuente encontrar troncos silicificados y carbonizados. Sin embargo, sólo en el sector oriental hemos podido observar detalladamente la geometría macroscópica de los depositos asociados a un importante yacimiento de estos restos vegetales.

En el caso estudiado hemos observado la asociación de los troncos fósiles a grandes masas de sedimentos deslizados (fig.8.4.), con la siguiente distribución de facies:

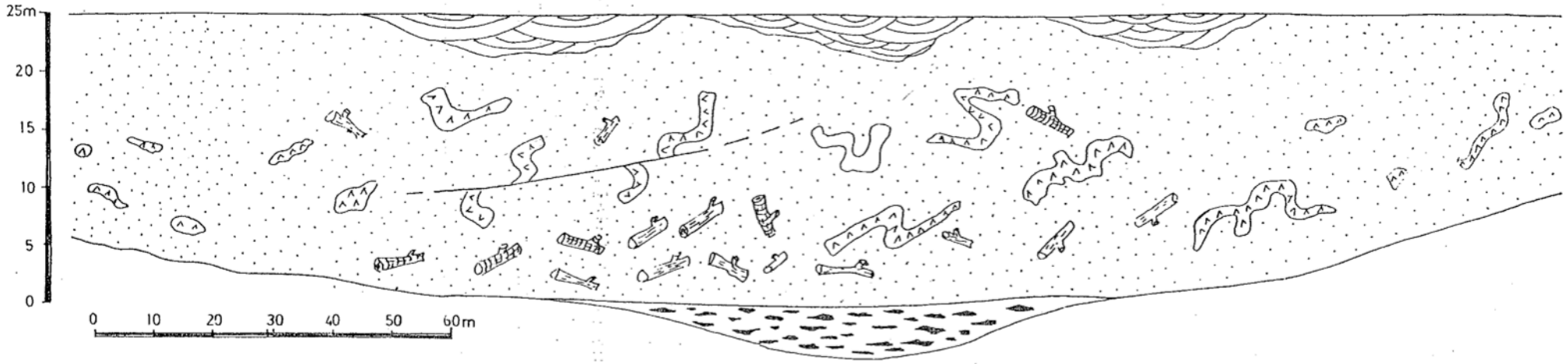
a) El tramo basal lo constituyen ignimbritas flameadas cuya composición ya hemos descrito (facies 1VIc). Espacialmente este tramo es de escasa continuidad espacial y parece fosilizar un paleorrelieve preexistente.

b) Un tramo intermedio, que es el más potente (15-18 m.), en el cual aparecen los troncos fósiles y cuerpos tabulares de tobas soldadas con deformaciones caóticas, todo ello empastado en una masa piroclástica parcialmente transformada a un interestratificado irregular de illita-montmorillonita (I_{70}/Mo_{30}) (RX.L.O.).

Los troncos aparecen en numerosos ocasiones rodeados por una costra de 4 a 20 cm. de cristal tobas soldadas (facies 1VIt) que está reemplazada por siderita en un 60-70%. La mayoría de los troncos están formados por xilópalos carbonosos. Es decir, la sílice ha reemplazado el interior de los tabiques celulares pero no el esqueleto orgánico del tronco, que está constituído por carbón con un rango superior al de las capas de carbón asociadas a la Unidad Gris (Tabla 7.1). Petrográficamente se puede observar también cataclasis y rotura de las células vegetales, así como ocasionales esferulitos de siderita y vermículos de caolinita.

Los cuerpos estratiformes con geometría de deslizamiento en masa son esencialmente cristal-tobas soldadas, pero también pueden aparecer bloques dispersos de lapilli acrecional o de vitro-tobas soldadas.

La masa piroclástica que empasta todo el conjunto presenta una textura detrítica de esqueleto quebrantado muy similar a un fanglomerado se-



LEYENDA

- Ignimbritas flameadas (parcialmente transformadas a I/Mo)
- Xilópalos carbonosos
- Xilópalos carbonosos con envuelta de cristal-toba soldada
- Cristal-tobas soldadas
- Piroclastos transformados a I/Mo
- Piroclastos retrabajados
- Planos de deslizamiento tardíos

FIG. 8.4.- DEPOSITOS DE "LAHAR CALIENTE": GEOMETRIA Y ESTRUCTURAS (representación real)

dimentológico, con composición muy heterométrica y tamaños medios bimodales de 3 y 15 mm. Sus componentes están transformados a minerales arcillosos en proporciones importantes (30-50%) y en los tramos basales se pueden observar zonas irregulares con soldaduras parciales de los componentes piroclásticos.

c) Un tramo superior, donde desaparecen los troncos y los cuerpos con geometrías caóticas y donde localmente el retrabajamiento del conjunto piroclástico se refleja en la presencia de pequeños paleocanales y estratificación cruzada de surco a gran escala.

La geometría y facies presentes se ajustan a las características de depósitos actuales de lahares y especialmente de los tipos considerados como "calientes" según las características dadas por Mullineaux and Crandell (1962).

Ignimbritas bandeadas (facies 1VIb).

Macroscópicamente son rocas con alternancia de bandas rojas y grises con disposición estratiforme bastante irregular.

Microscópicamente presentan una textura porfídica con ocasionales texturas perlíticas. Los fenocristales son esencialmente de plagioclasas (An_5 y An_{40}), con antipertitas de feldespato potásico y máficos ferruginizados o cloritizados; en ocasiones aparece alguna biotita decolorada con inclusiones de apatito. La matriz es esencialmente clorítica, excepto en las bandas rojas, donde los óxidos de hierro dominan y reemplazan a numerosos fenocristales. Hay también proporciones variables de feldespato potásico criptocristalino disperso en la matriz. Las características de la matriz de las bandas ferruginizadas es muy similar a la del material que empasta los bloques en los aglomerados soldados (facies 1VIx) mientras que en las bandas grises se parece a la matriz de los bloques del aglomerado. Parece por lo tanto que hay una cierta relación genética entre ambas facies.

Tobas Soldadas (facies 1VIt).

Son rocas con cristales de gran tamaño (2 mm) parcialmente cataclastizados y fuertemente soldados por una matriz que no es muy abundante. Las plagioclasas son esencialmente ácidas (An_{13}) pero hay pequeñas proporciones más cálcicas (An_{33}) y ambas pueden estar parcialmente caolinizadas. Los cuarzos son los mas afectados por la cataclásis, desarrollándose bandas de calcedonia que unen los fragmentos rotos.

Son muy frecuentes lapillis de composición lítica en los que predominan los fragmentos de andesitas y más esporádicamente fragmentos de la serie Hercínica (esquistos Cambro-Ordovícios); también aparecen ocasionales fragmentos vítreos.

La matriz está formada por calcedonia, caolinita, berthierina e interestratificados de illita/montmorillonita parcialmente reemplazados por siderita y ankerita.

En el campo destacan estas rocas por su alta consolidación en el seno de otros productos piroclásticos más friables, a pesar del escaso espesor con que pueden aparecer (de 1 a 0'2 m). Los niveles más típicos los hemos encontrado asociados a las ignimbritas flameadas (facies 1V1c), a cuya matriz se parecen extraordinariamente.

Tobas vesiculares (facies 1VIs).

Son rocas de textura porfídica con altas proporciones de vesículas (20-70%) rellenas de mineralogía secundaria. Los fenocristales son de plagioclasas y máficos con reemplazamiantos muy importantes por cuarzo en mosaico, carbonatos y minerales arcillosos.

Las vesículas presentan rellenos monominerales o alternantes de carbonatos, calcedonita y minerales cloríticos.

Su carácter altamente vesicular nos hace pensar en un origen ignimbrítico para estas rocas. Sin embargo, la alta transformación de la textura y mineralogía primaria, unido a que en ningún caso los afloramientos

hayan permitido un reconocimiento geométrico satisfactorio, hace que le demos a esta afirmación un caracter de hipótesis de trabajo (H.r.).

2.- Los piroclastos de caída.

Están representados por aglomerados, aglolapillis, tobas de todos los tipos y cineritas. Conviene indicar que hemos encontrado una especial dificultad en la descripción de estos materiales ya que son los más fuertemente transformados por los agentes sedimentarios con la consiguiente pérdida de sus características originales.

Macroscópicamente estos depósitos son casi siempre masivos, y únicamente cuando aparecen intercalados con materiales sedimentarios se marca más la estratificación. En el sector occidental, donde están fuertemente silicificados, llegan a aparecer muy bien estratificados pues son materiales de tamaños relativamente finos con cambios netos de granulometrías en bandas de 1 a 50 cm. y presentando en ocasiones estructuras de granoselección normal. Hemos observado la presencia de una estructura que puede calificarse como "huellas de caida de lapilli". Aparece generalmente en el techo de niveles cineríticos fuertemente silicificados adoptando la forma de marcas de contornos angulosos, de 2 a 15 mm. de tamaño. y que sin lugar a duda representan improntas de piroclastos. Estos elementos están completamente reemplazados por caolinita que en superficie es evacuada mucho más rápidamente que la calcedonia dando como resultado las superficies con improntas de piroclastos.

Es muy frecuente que además de los deslizamientos en masa asociados a los depósitos de lahar, aparezcan deslizamientos gravitacionales que perturban y deforman las capas, así como colapsos de las mismas por fenómenos hidroplásticos y diques clásticos que llegan a cortar espesores de más de 50 m. de vulcanitas.

Los diques clásticos presentan una granulometria muy heterométrica, con esqueleto quebrantado y proporciones muy altas de matriz (30-60%); en ellos hemos detectado la presencia de yeso, (T.O.) probablemente por oxidación de piritas u otros sulfuros.

Aglomerados (facies VA).

Son rocas constituídas mayoritariamente por bloques mayores de 64 mm. con matrices de aglolapillis cineríticos, aglolapillis tobáceos y tobas cineríticas. En algunos casos en los que la matriz es muy abundantes serían aglomerados tobáceo-cineríticos. También es frecuente un cemento de calcedonia que puede sustituir completamente a la matriz, y en estos casos la calcedonia se dispone en bandas concéntricas a los contornos de los bloques en un relleno centrípeto que puede ser incompleto dejando un amplio hueco en el centro (hemos observado huecos de hasta 100 cm^3).

Los bloques son en su mayoría andesitas, aunque en algunos casos aparecen también bloques de piroclastos soldados o de piroclastos de caída más antiguos. En este último caso los contactos con la matriz pueden ser algo difusos.

Los tamaños de bloques son muy variables, aunque los mas frecuentes oscilan de 15 a 40 cm. Los valores máximos los encontramos en las cercanías de Coll de Bansas donde hay bloques de 3 a 5 m.

Tanto los bloques como la matriz presentan un reemplazamiento importante de sus componentes (60-100%), por los minerales sedimentarios habituales (carbonatos, calcedonia, cuarzo, minerales cloríticos, berthierina, caolinita e interestratificados I/Mo), con las características detalladas en el capitulo 7.3.1. La textura original suele estar por lo menos parcialmente reconocible debido a los procesos de reemplazamiento diferencial.

Aglolapillis (facies VG).(Mismas muestras que aglomerados).

Los más típicos aparecen asociados a aglomerados y están compuestos por fragmentos pumíticos (foto nº 72), siempre con matriz cinerítica. En el sector Occidental se desarrollan ampliamente niveles de aglolapillis con los clastos caolinizados y la matriz reemplazada por calcedonia. En estas facies se ha perdido toda textura original excepto el contorno de los fragmentos que aparecen flotando en la calcedonia y demostrando así que

la sílice ha reemplazado a una matriz probablemente cinerítica y que no se trata de un cemento. Estas facies silicificadas-caolinizadas son uno de los pocos niveles piroclásticos que aparecen bien estratificados (foto nº 66). En el techo de los estratos aflorantes, la meteorización ha lavado el caolín que rellena a los fragmentos originando superficies con una estructura que puede calificarse de huellas de cáída de lapilli (s. l.).

Tobas y cineritas (facies VT y VN)

Los términos que aparecen por orden de importancia, son: cineritas con cristales y lapillis, cristal-tobas (facies VTc) y lito-tobas (facies VTd). En el campo aparecen en niveles masivos sin ningún atributo macroscópico relevante.

La inexistencia de vitro-tobas se debe probablemente a posibles pérdidas de la textura original en la recristalización de los vidrios; de hecho solo hemos encontrado texturas relictas de vidrios en el interior de los lapillis acrecionales (foto nº 71) (Facies VE).

Tanto la matriz como los fragmentos líticos se encuentran completamente reemplazados por la mineralogía sedimentaria habitual (calcedonita, cuarzo, caolinita, berthierina, minerales cloríticos, interestratificados I/Mo, illitas y carbonatos). Los cristales también están afectados por este reemplazamiento pero en menor proporción, pudiendose concretar las composiciones mineralógicas de algunas cristal-tobas.

Los cristales están siempre afectados por cataclasis. Los más frecuentes son los de plagioclasas y los de cuarzo; en menor proporción también aparecen biotitas decoloradas con inclusiones variadas (apatitos, rutilos, circones). Entre los accesorios más frecuentes en las cristal-tobas de los tramos superiores, que son predominantemente ácidas, podemos señalar la presencia de granates. En los tramos inferiores y medios son frecuentes cristal-tobas más básicas sin fenocristales de cuarzo y con máficos distintos de las biotitas, aunque en estos casos el reemplazamiento por la mineralogía sedimentaria típica impide un reconocimiento detallado de la composición original.

3.- Piroclastos Retrabajados.

Consideramos como tales a rocas cuyos componentes son mayoritariamente de origen ígneo pero evidencian una cierta organización interna debida a un posible transporte por agentes sedimentarios.

Lógicamente, la delimitación con los piroclastos de caída es muy difícil y en muchos casos imposible. Así, es frecuente que en tobas y aglolapillis aparezcan estructuras de granoselección positiva, organización que podría haberse adquirido tanto por la caída del piroclasto en medio aéreo y posteriormente acuoso (caida de piroclastos en ambientes lacustres) como por retrabajamiento y deposición en ambientes lacustres.

No insistiremos en la petrografía de estos materiales, que es idéntica a la de los piroclastos de caída con la sola diferencia de que la transformación a minerales sedimentarios es, si cabe, mucho más intensa. Sólamente señalar la presencia de niveles con laminación paralela y grano selección positiva de composición arcósica, probablemente originados por un retrabajamiento de cristal-tobas.

Macroscópicamente estos depósitos poseen menor consolidación que los piroclastos de caída (excepto si existen silicificaciones) y además de estructuras tales como laminaciones y granoselección pueden aparecer estratificaciones cruzadas de surco muy mal marcadas y de un tamaño (1 a 6 m. de anchura) excesivamente grande para la energía del ambiente lacustre en que parecen enclavarse. Esta anomalía quizá se deba a la peculiar densidad de los piroclastos transportados.

8.4. Interpretación y discusión.

8.4.1. Tectónica y vulcanismo.

a.- El vulcanismo sincrónico con la Unidad Gris.

Quimicamente se caracteriza por una progresiva acidificación de las manifestaciones andesíticas que culmina con las dacitas de Prats-d'Aguiló. Esta evolución va acompañada de un desplazamiento hacie el Este de los centros de emisión que se situan en los alrededores de Coll de Bansas para las andesitas y entre Coll de Josana-Prats d'Aguiló para las dacitas.

La presencia de ignimbritas en los tramos altos de la U.G. es coherente con esta progresiva acidificación. Notemos a este respecto que las ignimbritas en la base de los depósitos de lahar (bastante bajas en la serie) son la única excepción en todo el Pirineo de Lérida a lo ya dicho.

Los depósitos de lahar y la presencia de lapillis acrecionales son coherentes con un clima muy húmedo que convertiría a gran número de cráteres en lagos, con la consiguiente posibilidad de erupciones freatomagmáticas y desarrollo de avalanchas de tipo lahar.

La distribución espacial de facies en las vulcanitas sugiere una disposición preferente de los focos eruptivos hacia el Sur de los afloramientos actuales. Efectivamente desde el Norte hacia el Sur vamos encontrando desde piroclastos de pequeño tamaño hasta aglomerados y coladas en las facies más meridionales. Dicha disposición es especialmente evidente en el perfil Serch-Coll de Bansas o incluso a escala de unos centenares de metros en la banda replegada del Cadí, al Sur de Ansobell.

Estructuralmente los pitones parecen situarse sobre las fracturas E-W o sobre las N 35 hecho que es coherente con la interpretación de la dinámica estructural, según el modelo de Soula et al (1979).

Podemos concluir provisionalmente (H.r.) que los centros de emisión volcánica se situarían preferentemente en los bordes S y SE de las cuencas.

El Sr. Bixel (pers.común) opina que el gran sector central situado entre dos grandes fracturas (N 35 en Prats d'Aguiló y N 140 en Coll de Bansas) pudiera corresponder a lo que en su dia fue morfológicamente una "caldera". De hecho en este sector central las vulcanitas alcanzan su máximo espesor y hacie el Este y el Oeste de los dos límites citados se producen importantes cambios de facies.

Comparando las series del Cadí con las dadas por Nagtegaal en Malpás, y con osbervaciones del autor en todo el Pirineo de Lérida se puede hace una reconstrucción de la evolución volcánica estefaniense en esta región.

Así el inicio del vulcanismo es sincrónico con el comienzo de la dinámica estructural que origina las cuencas sedimentarias pero su intensidad de partida es pequeña manifestandose tan solo con la presencia de algunas tobas interestratificadas. La intensidad del vulcanismo crece hasta llegar a una fase "paroxismal" en la que casi todas las cuencas presentan importantes espesores de tobas, aglomerados (y en ocasiones coladas). Lógicamente la posibilidad de relleno de la cuenca por productos volcánicos depende de la distancia al centro emisor; en esta perspectiva hay que contemplar la cuenca Pla de San Tirs en la cual la fase paroxismal se refleja únicamente en un incremento de las tobas interestratificadas sin que lleguen a dar el tramo masivo de vulcanitas.

La presencia de las coladas en la base de la serie en el sinclinorio de Querforadat es otra anomalía que habría que estudiar mas en detalle.

b.- <u>El vulcanismo sincrónico con la Unidad Roja Inferior y la Unidad de Tránsito</u>.

Ya hemos comentado que las dacitas de Prats d'Aguiló podrían ser parcialmente sincrónicas con la Unidad de Tránsito. Tal como ya hemos

comentado las riolitas son sincrónicas con la U.R.I. Así pues el desplazamiento espacial desde el Oeste hacia el Este de los centros eruptivos, prosigue durante estas dos unidades. al igual que la tendencia a una progresiva acidificación.

El quimismo del vulcanismo alcalino que al principio es exclusivamente sódico se hace alternante Na-K en los tramos superiores de la U.G. para acabar en netamente K con las riolitas.

Las riolitas del extremo occidental es probable que representen (H.r.) una asociación de domos volcánicos y mantos ignimbríticos aunque este problema no lo hemos analizado en detalle.

El brusco cambio de facies en la U.R.I. en Prats d'Aguiló es especialmente llamativo por la escasa magnitud de tobas ignimbríticas interestratificadas hacia el Oeste, mientras que al Este hay grandes espesores de estas rocas. Esta disposición es una prueba más del importante juego horizontal de la fractura de Prats d'Aguiló que ha colocado en relativa proximidad cuencas que originariamente pudieron estar más alejadas.

El único piton de riolitas presente se situa sobre la intersección de una fractura E-W con un sistema N 35 tal como predice el modelo de Soula et al (1979).

Finalmente añadir tres argumentos más a los expuestos en el capitulo 8.2.1. sobre la posibilidad (H.E.) de que el macizo granítico de Andorra-Mont S. Louis represente las raíces de las emisiones riolíticas:

a) La extensión en sentido E-W del brazo del batolito granítico en el valle del Segre es de unos 12 km. Este valor es el mismo que presentan también en sentido E-W los mantos de ignimbritas con los pitones acompañantes. El decalaje entre ambos afloramientos es coherente con el movimiento supuesto a las importantes fracturas de desgarre que en dirección E-W atraviesan la región entre los granitos y las riolitas (ver cap. 9.2).

Si aceptamos que el área donde aflora el granito es la expresión de una zona donde el batolito intruyó en niveles más superficiales que donde no lo hace, la continuidad física entre granitos y riolitas es casi un hecho. Recalquemos a este respecto que los estudios realizados sobre este macizo granítico coinciden en atribuirle un emplazamiento muy superficial (Autran et al 1970).

b) Autran. A. et al (1970) concluyen un origen magmático para el macizo de Andorra-Mte San Louis con temperaturas de cristalización del orden de 650-700ºC separadamente y sin establecer relación alguna con el macizo granítico Puga y Fontboté (in press) concluyen temperaturas de cristalización en los magmas rioliticos de Greixer de 660-670ºC.

c) En toda la franja entre el brazo mas meridional del macizo granítico y los afloramientos riolíticos se desarrolla una casi total illitización de las bentonitas e interestratificados hinchables. Esta illitización es probable que este relacionada con anomalias paleogeotérmicas (ver cap. 9.3.) y con circulación de fluidos ricos en potasio en cuyo origen el batolito granitico está probablemente implicado.

c.- El vulcanismo sincrónico con la Unidad Roja Superior.

El vulcanismo sincrónico con esta unidad es escaso ya que se limita a intercalaciones de tobas de 0'3 m. de espesor máximo).

El único pitón existente es ligeramente posterior a la deposición a la U.R.S. y ante la falta de evidencias directas es incluso dudoso que tuviera manifestaciones eruptivas. De hecho son frecuentes las descripciones de cuerpos correspondientes a este episodio igneo manifestaciones exclusivamente filonianas.(Lucas 1977, Mank and Johnson 1973, Groupe Francais du Trias 1977).

A pesar de ello,a escala del Pirineo el autor considera indudable la presencia de un importante vulcanismo de basaltos espilíticos que interestratifican sus coladas en los depositos de la U.R.S. en Sallent de Gállego.

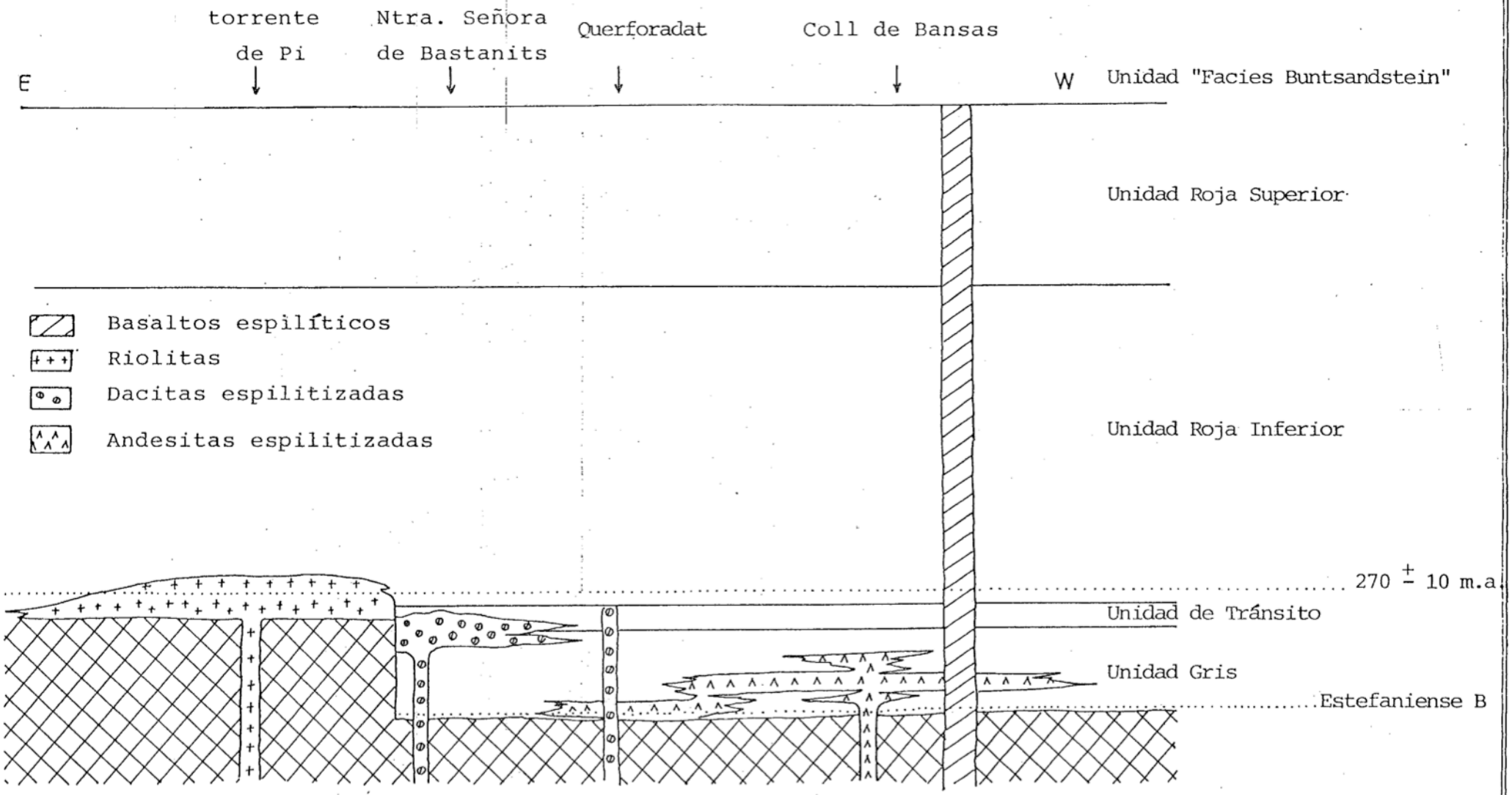


FIG.8.5 :- EVOLUCION ESPACIO-TEMPORAL DE LAS MANIFESTACIONES VOLCANICAS MAS IMPORTANTES

ESQUEMA CONCEPTUAL

Las texturas y mineralogía del pitón espilitico son probablemente producto de una transformación autohidrotermal común en basaltos de regiones intracratónicas (Vallance, T.G. 1974).

9.- ANALISIS COMPARATIVO DE LAS ROCAS ESTUDIADAS.

9.1. Evolución tectono-sedimentaria.

Diversos datos de geología local como regional hacen pensar que los grandes accidentes de dirección E-W y WSW-ENE tuvieron durante el tardihercínico un juego de cizallamiento senestral.

Podemos señalar que la mayor de estas fracturas (accidente de Ortedo-Villanova-Coll de Se) provoca un desplazamiento senestral de 10 km en los materiales Devónicos que coincide con el desplazamiento, del mismo sentido entre los granitos el macizo de Andorra-Mte San Louis y las riolitas de Greixer-Coll de Pendis. Este accidente parece estar fosilizado por las facies Buntsandestein en Coll de Se. Maticemos que la U.F.B, esta afectada por este accidente pero sin desplazamiento horizontal apreciable. Como el desplazamiento horizontal en los materiales petriásicos es de aproximadamente 10-11 km se puede concluir un movimiento senestral tardihercínico de esta magnitud.

Otros ejemplos de fracturas tardihercínicas fosilizadas por el Buntsandstein, puede observarse en la cartografía 300 m. al Este de Querforadat (ver también Gráfico I, corte nº V) y en el extremo Occidental (ver foto nº 2). La mayoría de las fracturas tardihercínicas han sufrido una fuerte reactivación alpina y es menos evidente su juego durante el Estefaniense-Pérmico. Un análisis cuidadoso de los cambios de espesor y de facies respecto a la fracturación presente (ver Gráfico II) conduce a la idea de que casi toda la fracturación, presente, es en origen, de edad tardihercínica.En este sentido la fig. 3.2. ilustra tanto la fracturación alpina como la tardihercínica al margen de posibles ro-

taciones Pirenaicas de la fracturación Estefano-Pérmica.

En cuanto a los datos regionales se puede decir que el origen tardihercínico de las fracturas E-W en la fosa de la Cerdanya es conocido de antaño (Fontboté J.M. et Guitard 1958).

Tambien Arthaud, F. et Matte Ph. (1975) indican que los accidentes tardihercínicos E-W y WSW-ENE de la península poseen juegos senestrales que comienzan su movimiento en el Estefaniense B-C. En posterior publicación estos mismos autores (1977) indican que la tectónica compresiva cesa hacia los 270 m.a. siendo reemplazada por una dinámica distensiva. Señalan sin embargo que este cambio de dinámica es diacrónico y poco conocido en detalle.

Soula et al (1979) eleboran un modelo para explicar la creación de las cuencas Estefanienses-Pérmicas y Triásicas del Pirineo francés. Este modelo supone una fracturación del zócalo de orden mayor en sentido E-W con una dinámica de cizalla senestral que desarrolla dos grandes sistemas de fracturas conjugadas (NNW-SSE y WNW-ESE).

Tanto las pautas de fracturación presentes como la anchura de las cuencas coinciden en la Sierra del Cadí con las predicciones del modelo citado. Necesitamos sin embargo precisar los siguientes aspectos:

a) Los espesores máximos de las cuencas del Cadí (1800-2000 m.) son el doble de los predecidos por el modelo de Soula et al (1979). Esta diferencia podría deberse a la presencia en nuestra zona de accidentes estructurales de orden mayor.

Así la fractura N 30 de Prats d'Aguiló es sin duda de origen tardihercínico. Su papel decisivo provocando grandes cambios de litología y espesor tanto en las facies sedimentarias como volcánicas la señalan como la fractura con implicaciones en la sedimentación de mayor envergadura en la región, durante el Estefaniense-Pérmica. Por otra parte el análisis de facies, aunque sin indicar sentido, apoya el funcionamiento horizontal del accidente (ver capit. 8.4.1.b. pág. 290). En otra ver-

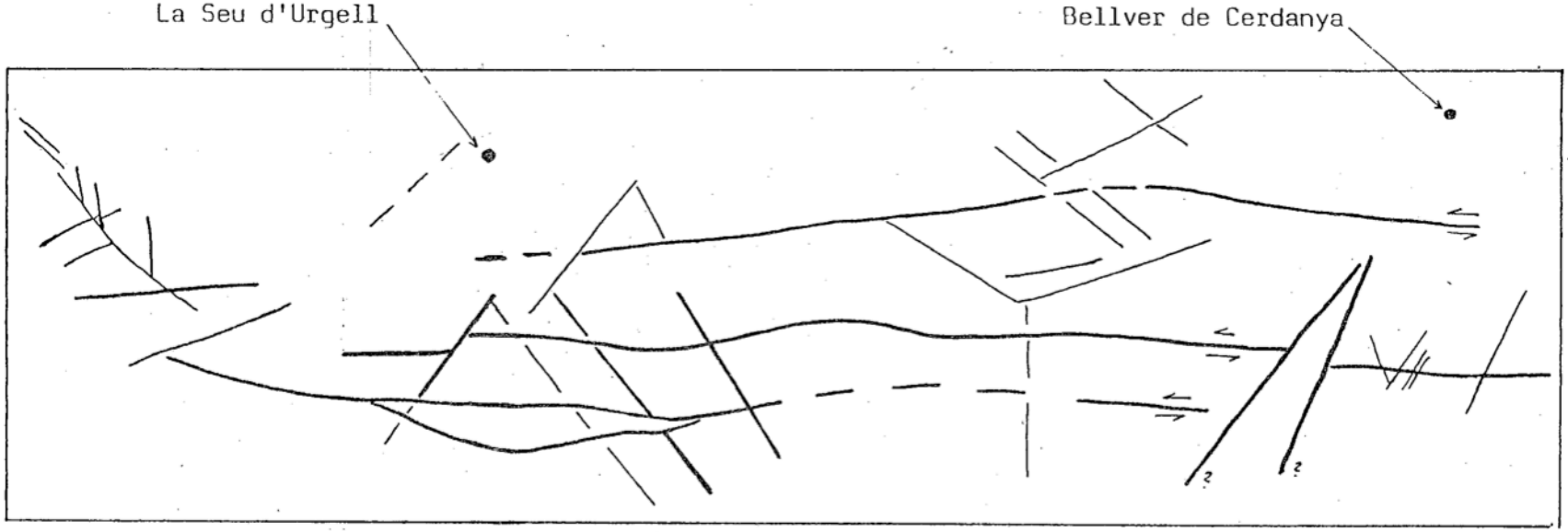


Fig.9.1- ACCIDENTES TARDIHERCINICOS.

tiente podemos decir que este accidente representa la única continuación posible hacia el SW del desgarre del Segre y que su juego alpino parece corresponder más a la importancia del accidente en el tardihercínico que viceversa.

La gran fractura N 140 situada en la gran cuenca Occidental parece conjugada de la anterior y confiere al bloque del Cadí una disposición simétrica con máximos espesores de sedimentación Estefano-Pérmicas junto a ambos accidentes (N 30 y N 140).

b) La persistencia de una discordancia angular entre la U.R.S. y las tres unidades inferiores a escala del Pirineo de Huesca y Lérida indica que hay un cambio en la dinámica de cizallamiento senestral que esta actuando en la creación de cuencas.

En este cambio podría tratarse tanto de una detención del sistema y posterior reactivación del mismo como también de un cambio importante en la orientación de los ejes de esfuerzos y comienzo de una dinámica distensiva.

c) En el mismo sentido se puede interpretar la discordancia que separa la U.R.S. de la U.F.B. aunque en este caso la intrusión de "basaltos espilíticos" al final de la sedimentación de la U.R.S. según una fractura N 140 (fractura incapacitada para permitir el ascenso del vulcanismo en el modelo de Soula et al. 1979) indica probablemente la generalización de una dinámica distensiva.

En este sentido se puede arguir también que en la cuenca Terciaria de Trans-Pecos (EEUU) el vulcanismo ácido sincrónico a la sedimentación ligado a una dinámica de cizalla es sustituido por emisiones de basaltos alcalinos cuando cesa la dinámica de cizalla y comienza una etapa distensiva. (Walton, A.W. 1977).

Podemos concluir que para la U.G. U.T. y U.R.I. la creación de las cuencas Pérmicas esta gobernada por una dinámica compresiva que se manifiesta a través de fracturas E-W y sistemas conjugados (N 30-40

y N 140). La dinamica estructural en este periodo se ajusta a las previsiones del modelo de Soula et al (1979) excepto en sus mayores potencias, debido probablemente a la presencia de un accidente de orden mayor (con juego horizontal de sentido no conocido en el actual estado de conocimientos) con dirección N 30-40 a la altura de Prats d'Aguiló. Esta fracturación esta acompañada por una dinámica ignea importante que en superficie se manifiesta a través de un vulcanismo progresivamente mas ácido. Este vulcanismo asciende por las fracturas E-W, las N 30-40 y a través de las intersecciones de ambos sistemas.

Entre la U.R.S. y el resto de las unidades hay una interrupción del modelo estructural propuesto. No conocemos en detalle que modelo de evolución estructural se puede aplicar a esta última unidad.

Con el final de la sedimentación de la U.R.S. la ascensión de "basaltos espiliticos" según fracturas N 140 prueban la existencia de una dinámica distensiva que permite la intrusión de masas igneas por accidentes estructurales que habian permanecido sellados al vulcanismo en la dinámica compresiva anterior.

Este cuadro es relativamente parecido al de muchas cuencas Estefano-Pérmicas Europeas (Arthaud y Matte 1977) e incluso al de algunas cuencas alpinas de EEUU (Walton, A.W, 1977).

9.2. Evolución sedimentológica y paleoclimática.

Los depósitos estudiados pueden dividirse en dos conjuntos:

El primero formado por las tres unidades inferiores se caracteriza por estar esencialmente en continuidad sedimentaria, presentar un mismo cuadro tectono-sedimentario y ser sincrónicos con un mismo ciclo de evolución en el vulcanismo.

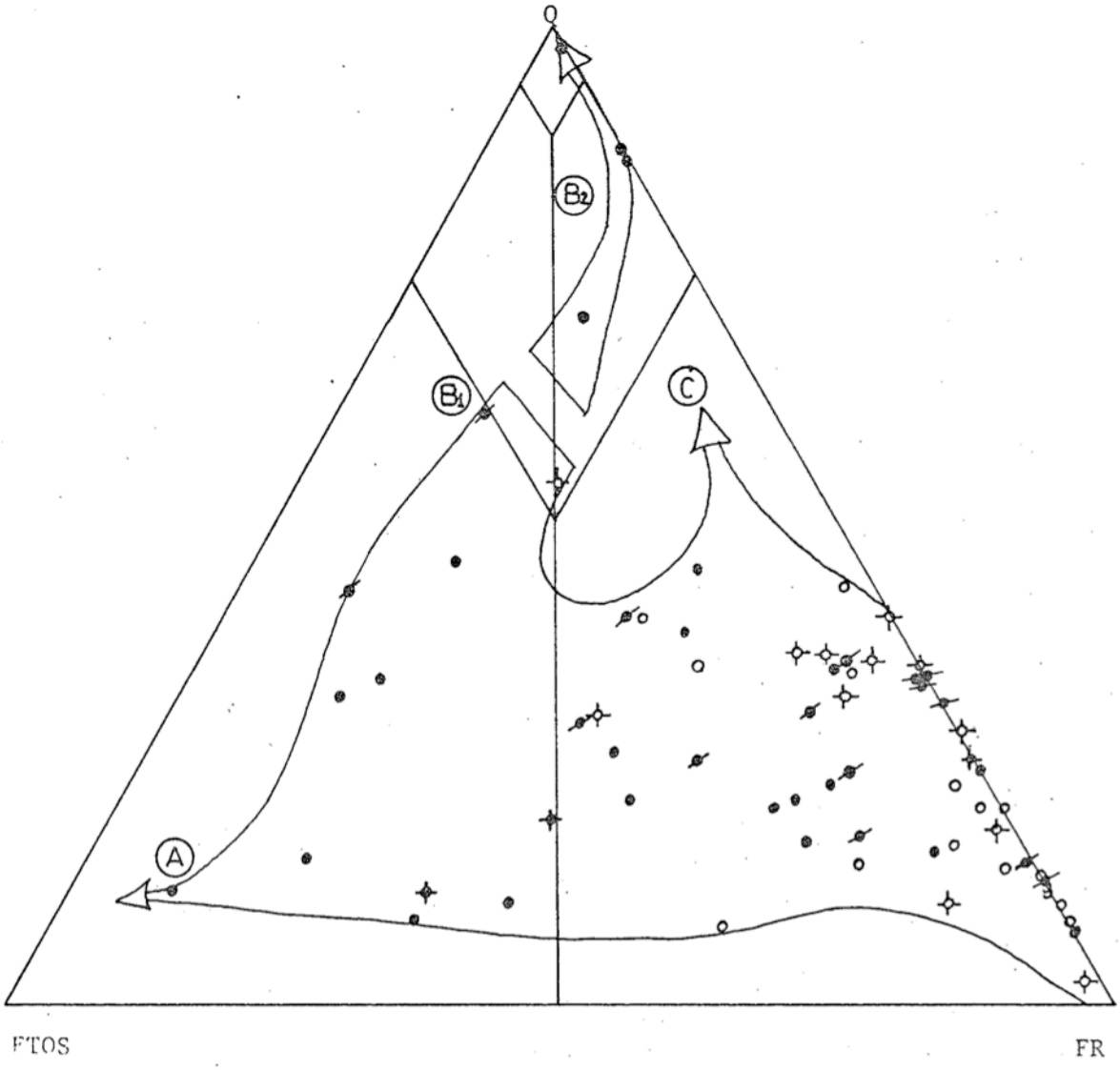
Otro hecho común es el drenaje deficiente y la generalización de ambientes encharcados de playa y/o palustres. Tan solo junto a los grandes accidentes estructurales se desarrollan facies fluviales. Así y todo en estos episodios fluviales no hay pruebas de que exista una conexión con un sistema general de drenaje y siempre presentan características de canales de poca entidad. Las causas habría que buscarlas tanto en una dinámica estructural compleja que se desarrolla sobre una región crustal, como en el activo vulcanismo sincrónico provocando el consiguiente rejuvenecimiento del relieve e incremento del aislamiento hidrográfico.

La U.R.S., sistema en discordancia angular, es sincrónica con un ciclo volcánico específico.

El mayor tamaño de los abanicos en la U.R.S. junto con la consecuente mayor diferenciación textural y litológica de las facies sedimentarias, es probablemente consecuencia de un area fuente mucho mayor en los abanicos aluviales. Este hecho parece indicar un estadio relativamente avanzado en el desarrollo de la red de drenaje.

Así su principal característica sedimentológica respecto a las anteriores radica en la posible conexión con una red de drenaje a escala regional que preludia las espesas secuencias de importantes canales fluviales en la U.F.B.

Esta evolución justifica que las areniscas de la U.R.S. presenten la mejor evolución clástica mientras que las litoarenitas volcanoclásticas de las tres unidades basales presentan esencialmente una evolución sindiagenética hacia la grauvaquización por descomposición "in situ" de sus numerosos componentes inestables. Maticemos únicamente que en las dos unidades basales el desmantelamiento de perfiles lateríticos puede conducir a detritos relativamente evolucionados con transportes muy cortos (comparar la fig. 9.2. con las composiciones clásticas de las areniscas en cada unidad).



% de matriz..... 0-7% 7-15% >15%

% cemento de carbonatos { <10% ; >10%

(A) Evolución por grauwaquización diagenética.

(B1) Evol. por incremento del transporte en presencia de numerosos detritos de origen volcánico.

(B2) Comp. clástica de areniscas alimentadas por desmantelamiento de lateritas caoliníferas.

(C) Evol. teórica con incremento del transporte en una región sin vulcanismo activo.

Fig.9.2.- Composición clástica de las areniscas de las cuatro unidades estudiadas.

Al hablar de paleoclimas estamos obligados a seguir los criterios tan magistralmente utilizados por Nagtegaal (1969 a) para estudiar estos depositos. Así siguiendo a este autor hablaremos de climas calido-húmedos (tropicales o no), climas de sabana y climas de estepa (semi-áridos).

Si ordenamos a las unidades estudiadas, desde los climas mas húmedos hasta los más áridos tendriámos en primer lugar a la U.G. con un entorno climatico calido-húmedo con una estación seca detectable. A continuación la U.T. tambien con un paleoclima húmedo pero con una estación seca grande que va aumentando progresivamente. Seguidamente la U.R.S. representaría a un paleoclima de tipo sabana muy constante en el tiempo (es el mismo que el de las facies Buntsanstein). Finalmente la U.R.I. representaria un clima de estepa, aunque sus tramos basales presenten una transición al paleoclima de sabana.

Consecuentemente con esto la U.R.S. presenta notables semejanzas con la U.T. y los tramos basales de la U.R.I. Efectivamente el bandeado de color en las areniscas mas distales de la U.T. es muy similar al de las mismas areniscas en la U.R.S. También los reemplazamientos dolomiticos y las septarias en las playas de la U.T. y de los tramos basales de la U.R.I. presentan notables semejanzas con las litologías de los depositos de playa en la U.R.S.

Las principales diferencias entre ambas son probablemente consecuencia de la distinta evolución de la red de drenaje, y de pautas estructurales distintas en la geometria de las cuencas. También debe influir el caracter de evolución permanente en el clima que parece existir en la U.T. y base de la U.R.I. frente a un modelo paleoclimático de características constantes en la U.R.S.

Abstrayendo estas características diferenciales podemos proponer un modelo general de evolución sedimentológica en función del paleoclima para estas cuatro unidades (ver fig.9.3.) suponiendo siempre que los ambientes sedimentarios implicados son abanicos aluviales que gradan a ambientes palustres o de playa.

Este modelo interpretativo se apoya sobre tres grandes tipos de consideraciones:

1.- Las características sedimentológicas en los aparatos detríticos evolucionaran desde un predominio de mecanismos de water flow en los abanicos de clima más húmedo hasta un predominio de los mecanismos de mass-flow en los correspondientes aparatos detriticos de clima semi-árido. Recordemos que nuestros aparatos no son estrictamente comparables debido a importantes diferencias en la magnitud y relieve del area fuente, tamaño del abanico y comportamiento estructural. A pesar de ello la evolución sedimentológica descrita es perfectamente reconocible.

2.- El caracter oxidante o reductor de la singénesis es otro factor de primer orden.

En climas calido-húmedos solo hay ambientes oxidantes en las facies apicales de los abanicos y en la parte superior de los perfiles edaficos. A pesar de ello la intensa hipergénesis permite una manifestación del color rojo (recristalización de la hematites) mucho más rápida que en los restantes paleoclimas.

En los climas de Sabana se generalizan las facies oxidantes en los abanicos, restringiendose las reductoras a los ambientes distales. La recristalización lenta de la hematites y la alternancia de condiciones en los ambientes de tránsito entre los dos conjuntos citados conduce a una notable alternancia de colores (rojos, verdes grises) en los ambientes intermedios-distales. Esta alternancia posee un marcado control granulométrico.

En los climas de estepa la falta de materia orgánica y la baja posición del nivel freático provocan una generalización de los ambientes oxidantes. Sin embargo la escasa hipergénesis se traduce en la generación de cantidades escasas de hematites (en comparación con las facies rojas de clima de sabana). Ello no impide que al existir condiciones de recristalización más adecuadas, la hematites alcance una cristalinidad mayor,

provocando tonalidades de rojos mas purpureas que las de los climas de sabana.

3.- La cementación y autigénesis es otro hecho especialmente interesante.

En este caso hay una serie de mecanismos comunes en todos los paleoclimas debidos a la relativa similitud de las cuencas y del regimen de circulación de aguas.

Efectivamente en todos los casos hay un lavado catiónico de los cuerpos detríticos en las zonas apicales de los abanicos, los cuales, desprovistos de cementos carbonáticos y con composiciones litoarenítica s, presentan siempre entramado colapsado.

Los tramos intermedios de los abanicos presentan cementaciones subsuperficiales de calcita férrica en el caso de climas calido-húmedo y de calcita superficial y subsuperficial en los climas de sabana y estepa. Las cementaciones superficiales deberían alcanzar gran desarrollo en los climas de estepa pero en nuestro caso esta posibilidad esta inhibida por un enterramiento muy rápido.

Maticemos al respecto de los climas húmedos cálido-humedos, que la abundancia de los cementos de calcita férrica en las areniscas de Malpas (Nagtegaal 1969 a) sería fruto de un desarrollo importante de las facies fluviales en la Unidad Gris de esta región, desarrollo práctic amente inexistente en las litologías de la Sierra del Cadí.

Los ambientes distales de los climas cálido-húmedos se caracterizan por ambientes palustres ácidos (grandes acumulaciones de materia orgánica) que se traducen en una notable autigenesis de caolin. Posteriormente el incremento diagenetico del pH suele conllevar autigénesis de berthierina y siderita. Finalmente también precipita ankerita como último término de la evolución hacia mayores alcalinidades.

En los climas de sabana los ambientes lacustres ligeramente alcalinos desarrollan una sedimentación de carbonatos primarios (calcita y

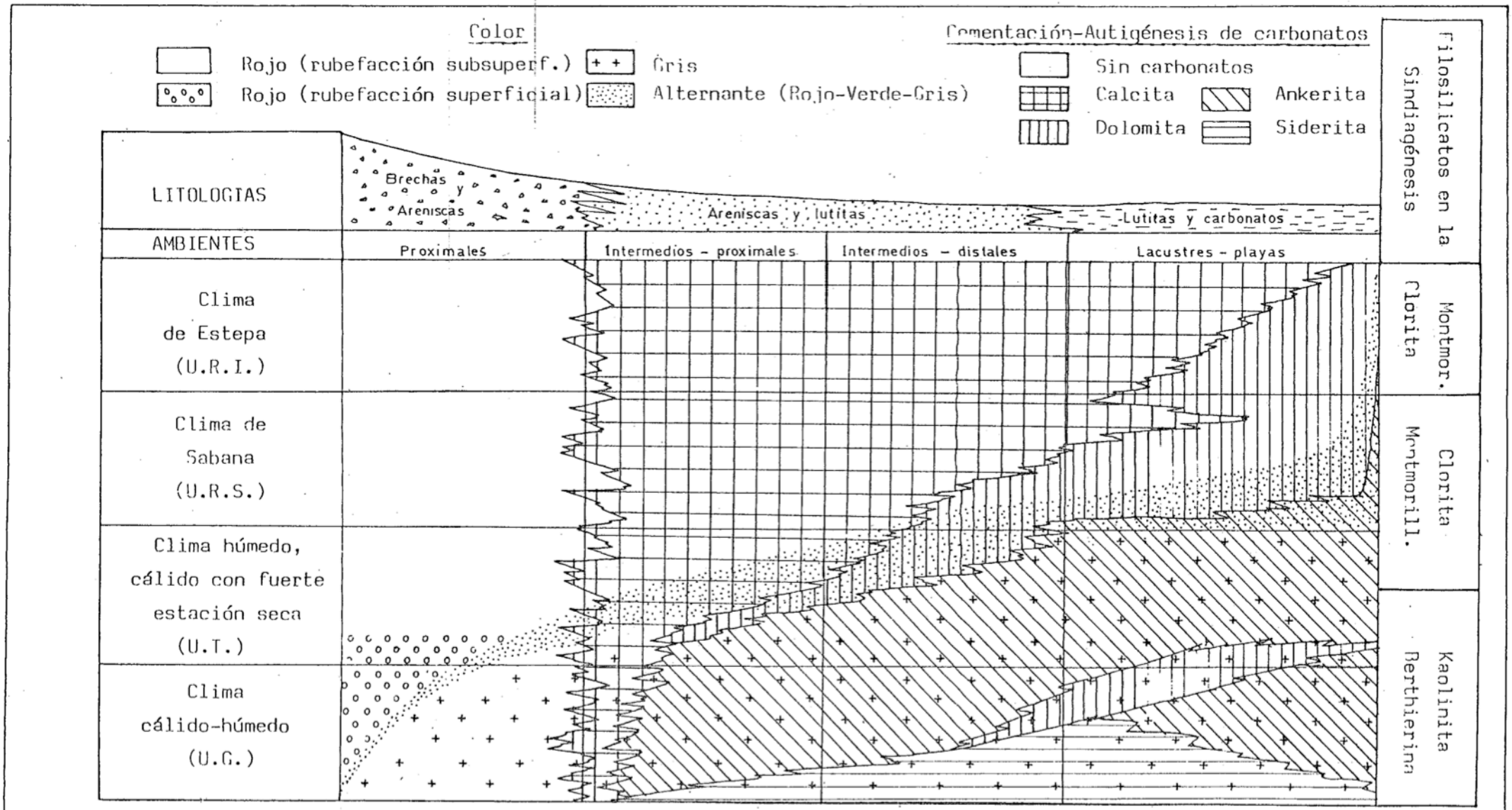


Fig. 9.3.- Modelo sobre el control paleoclimático en el tipo de sindiagénesis
(válido para las cuencas Estefano-Pérmicas del Pirineo de Lérida)

dolomita) acompañada de un desarrollo de estromalitos, algas, ostrácodos y bivalvos. Las cementaciones serán exclusivamente de calcita y dolomita si las cuencas poseen una red de drenaje desarrolladas (U.R.S.) En caso contrario (condiciones endorreicas) la ankerita sera el cemento por excelencia (U.T.). Ademas la clorita se manifestará como el silicato autigénico más frecuente (dada la riqueza en magnesio del medio). Más accesoriamente también lo será la montmorillonita.

Finalmente en los climas esteparios alternaran las cementaciones subsuperficiales de dolomita con cementaciones superficiales de calcita. La desecación completa de las charcas de playa abre la posibilidad a la precipitación de evaporitas. La autigénesis de montmorillonita será la más sobresaliente y más accesoriamente la de clorita.

9.3. Enterramiento máximo y estadio de evolución diagenetica.

Para investigar los fines propuestos en este apartado el autor se ha valido esencialmente de la mineralogía de arcillas, cristalinidad de las illitas y rango de los carbones.

La correcta interpretación de estos datos hubiera sido imposible sin el previo análisis sedimentológico que abastece de un sustrato científico para deducir la composición mineralógica inicial de las rocas antes de sufrir el enterramiento.

Conviene precisar respecto a la cristalinidad de las illitas que hemos seguido para su medida todas las condiciones experimentales propuestas por Dunoyer de Segonzac (1969) excepto una. El aparato registrador era un modelo Siemens mientras que los registros del autor citado estan realizados con un aparato Phillips.

Este inconveniente se traduce en un decalaje de los limites convencionales para definir las zonas de diagenésis, anquimetamorfismo y metámórfismo. En la fig. 9.4. vienen los limites tal como los situa Duno-

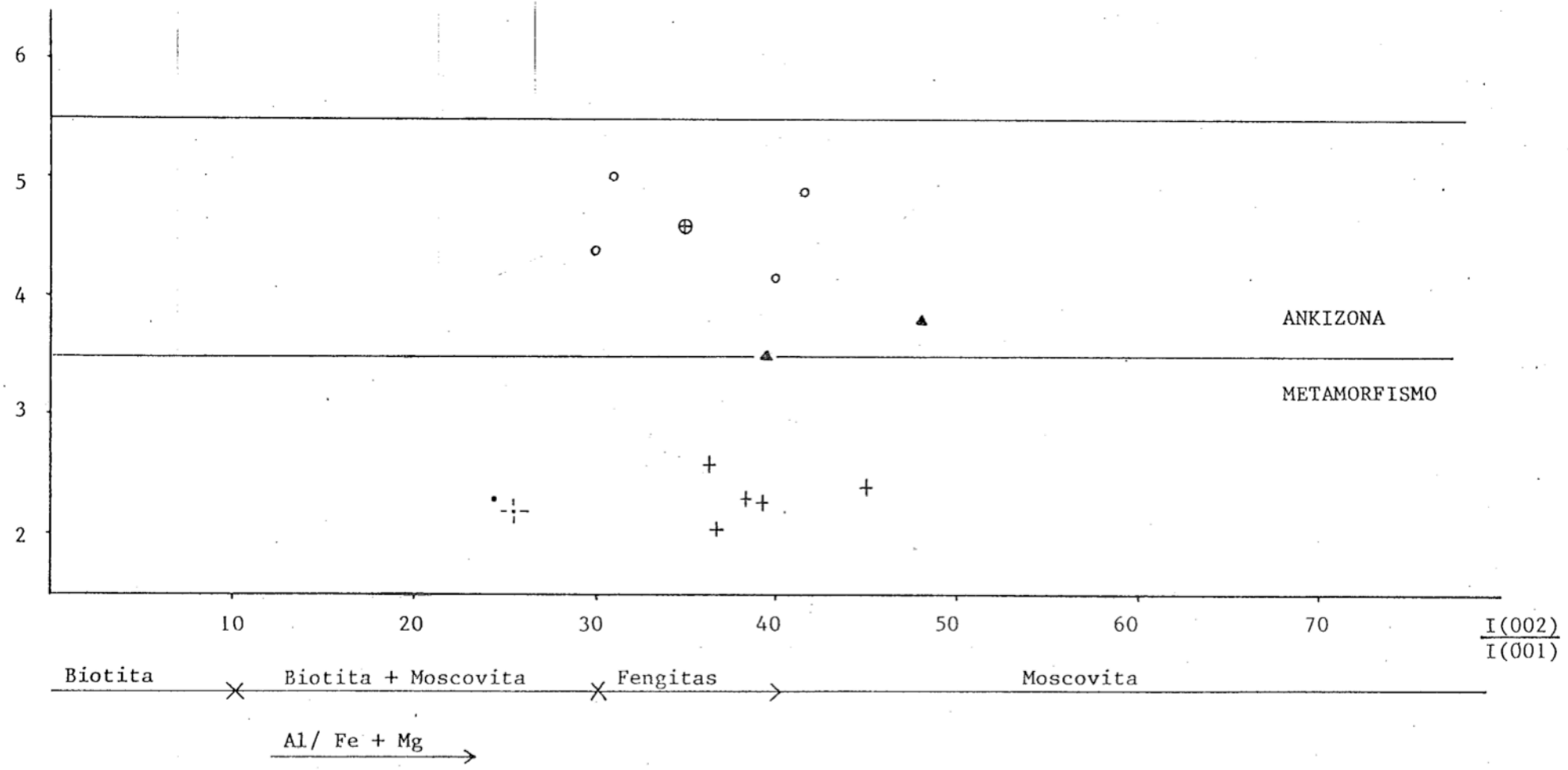


FIG. 9.4 .- Zonas de cristalinidad en las illitas (Según Dunoyer de Segonzac 1969)

yer de Segonzac (1969). En las rocas estudiadas por el autor la desaparición de los interestratificados de I/Mo se produce a partir de anchuras de 4'5 mm. Como el límite diagénesis-anquizona es incluso posterior a esta desaparición podemos indicar que con el equipo utilizado, los límites de diagénesis-anquizona y ankizona-metamorfismo deben desplazarse hacia cristalinidades mayores al menos 1 mm. y quizá tengan una posición parecida a los de Kubler (1968).

Por los resultados obtenidos mediante el estudio del rango de los carbones se puede afirmar que hay un incremento de rango desde el Norte hacia el Sur, ya que la banda de afloramientos mas meridional presenta menores rangos. Estas diferencias presentan ademas una buena correlación con el espesor de serie postestefaniense que los recubre. Efectivamente el sinclinorio de Querforadat que por su disposición estructural se le puede atribuir el mínimo recubrimiento de serie secundaria, es el que menores rangos presenta.

De los afloramientos mas septentrionales solo poseemos datos de la región Occidental dada la inexistencia de carbón en la Oriental. El elevado rango de sus carbones sería acorde con el gran desarrollo del recubrimiento post-estefaniense.

Los minerales de la arcilla presentan una notable evolución desde el W hacia el Este. Efectivamente en la region Occidental abundan los interestratificados de I/Mo y en la U.R.I. hay trazas cuantificables de montmorillonita. En la cuenca Oriental ha desaparecido toda la montmorillonita y los interestratificados aparecen muy accidentalmente y en proporciones muy pequeñas. En el Sinclinorio de Querforadat las vulcanitas de la U.G. que en el sector Centro-Occidental están transformadas a interestratificados hinchables (I_{70}/Mo_{30}) aparecen aqui illitizadas y solo accesoriamente hay trazas de interestratificados progresivamente más ricos en montmorillonita de muro a techo. Finalmente en el extremo más oriental, la U.R.I. presenta exclusivamente illita como mineral de la arcilla con unas cristalinidades relativamente elevadas (4-5 mm de anchura en el pico a 10 Å).

Estas características, resumida en el grafico III sólo pueden explicarse satisfactoriamente por una illitización diagenética de montmorillonitas y de interestratificados hinchables. La evolución afecta a las cuatro unidades estudiadas y aunque en el extremo más Oriental sólo aflora la U.R.I. la intensidad de evolución diagenética es perfectamente detectable pues esta unidad poseía en su composición original las mayores cantidades de interestratificados hinchables y montmorillonita.

Notemos como cuestion relevante la discrepancia entre los rangos de carbón y la mineralogía de arcillas. Trabajos recientes (Staldel, P.J. 1979) señalan que para rangos del orden de los presentes (8 a 15% de materia volatil) han desaparecido tanto la montmorillonita, como los interestratificados hinchables (para estos últimos el limite se situa sobre el 13% de materia volatil) y muestras antracitas coexisten en la cuenca Occidental con interestratificados de I/Mo y caolinita (ambos minerales en grandes cantidades).

Esta discrepancia ya habia sido observada por Nagtegaal (1969 a) en Malpás y en nuestra opinión puede tener las siguientes causas.

a) Falta de potasio en las rocas de la U.G. que en muchas ocasiones están compuestas casi exclusivamente por cuarzo, caolinita y carbonatos.

Esta causa, aunque tenga alguna importancia en la U.G., no parece ser la responsable directa de la anomalía, toda vez que en la U.T. y en la U.R.I. que se encuentren tan solo 200 m. por encima de las antracitas, subsiste la misma paragénesis anómala en presencia de niveles de vulcanitas ricas en potasio.

b) Más correcto nos parece suponer que la anomalía geotérmica responsable de la evolución de los carbones fue corta en el tiempo y muy probablemente coincidente con los primeros estadios de enterramiento en los que el activo vulcanismo sincrónico pudo ser la fuente de calor. Es-

ta consideración parece apoyada por la presencia de lignitos en la U.F.B. de Noves de Segre donde el espesor de serie Mesozoica que pudo recubrir al Triásico es mucho mayor que la de los carbones Estefanienses más septentrionales.

Los cementos Laumontiticos de la U.R.I. también encajan en la anterior suposición pues a pesar de que este mineral puede formarse a partir de los 50ºC las condiciones idóneas para su autigénesis se dan en regiones donde el enterramiento va acompañado de un gradiente geotérmico anómalo. (Surdam and Boles 1979).

Por otra parte es un hecho comprobado en las cuencas del Carbonífero Superior alemán que en esta época existía un gradiente geotérmico muy superior al actual (Teichmuller, M. and Teichmüller 1979).

Así los rangos de nuestros carbones indicarían temperaturas del orden 200ºC (15% volátiles) a 240ºC (8% de volátiles) (Staldel 1979), siendo difícil precisar el enterramiento máximo al desconocer la magnitud del gradiente geotérmico. A pesar de ello, vista la correlación entre el rango y el espesor de sedimentos postestefanienses suprayacentes y sabiendo que la carbonificación es pre-triásica, se puede asumir que se produjo a unas profundidades similares al espesor de las unidades Estefano-Pérmicas que fosilizan las capas de carbón (50-1700 m.).

Así el mayor gradiente geotérmico obtenido es el de la cuenca de Querforadat (0'25 m/ Cª si consideramos solo el espesor de sedimentos pretriásicos y 1'25 m/Cº considerando también la serie Mesozoica).

Estos valores son bajísimos comparadas con los calculados en la región de Gramós-Argestues (2'85 m/Cº por metro, considerando solo espesores de sedimentos pretriásicos). Esta importante anomalía geotérmica podría estar relacionada con la intrusión de los granitos del macizo de Andorra-Mte San Louis, que tan solo 1 km al Norte de la cuenca de Querforadat provocan una amplia aureola de metamorfismo de contacto. Esta anomalía geotérmica esta acompañada por una importante circulación

de fluidos ricos en potasio, suposición necesaria para explicar la illitización de los interestratificados hinchables en un rango de temperaturas inferior al de la cuenca Occidental donde esta illitización no se produce.

Respecto a los fluidos ricos en potasio podemos argumentar como prueba actualística que en el quimismo de los niveles freáticos asociados a anomalias geotérmicas solo se detectaron cantidades apreciables de potasio en aquellos en los que el foco de calor estaba constituido por masas rioliticas (Ellis, A.J. 1967).

Estas hipótesis son congruentes con la desaparición de los interestratificados hinchables de techo hacia muro en la cuenca de Querforadat y con que las illitas alcancen sus máximas cristalinidad en los depositos de la U.R.I. que fosilizan los domos riolíticos, lugar este, donde fluidos potásicos y anomalía geotérmica pudieron alcanzar un mayor desarrollo. También se puede alegar que la magnitud de las paleotemperaturas deducidas para el sinclinorio de Querforadat es similar al de regiones actuales con anomalías geotérmicas provocadas por intrusiones ácidas muy superficiales (Bolton 1977).

La inexistencia de capas de carbón en la Cuenca Oriental nos plantea la duda del peso que pudo tener el factor geotérmico en la evolución de la mineralogía de las arcillas. Por otra parte su posición intermedia entre el sinclinorio de Querforadat y los domos riolíticos hace coherente el asignar un papel importante a los fluidos ricos en potasio en la illitización de montmorillonita e interestratificados hinchables ausentes en esta cuenca.

En la región Occidental la cristalinidad de las illitas de la U.R.I. (fig. 5.5.) se ajusta a la distribución que Dunnoyer de Segonzac (1969) da como características del estadio II de diagénesis (recristalización debil a media), sin embargo los minerales de la arcilla de la U.T. y U.G. presentan un estadio menos evolucionado (fig. 7.5.) Esta anomalía de las unidades mas antiguas podría explicarse por la ausencia de minerales ricos en potasio. En la U.R.I. las rocas además de poseer

mejores condiciones geoquímicas de illitización pudieron ver incrementado el gradiente geotérmico por el calor desprendido en las laumontizaciones que, tal como demuestran Surdam and Boles (1979), puede ser muy importante. A pesar de lo arguido el problema queda en pie en espera de un estudio mas detallado.

La U.R.S. también posee una evolución diagenetica escasa(ver fig. 4.11) pero este hecho es coherente, ya que es la unidad que menor enterramiento ha sufrido.

En los afloramientos Orientales la desaparición de los interestratificados de I/Mo y las altas cristalinidades de la Illita se ajustan a lo previsto para el estadio III de Dunnoyer de Segonzac (recristalización diagenética fuerte) (ver fig. 9.4.).

Resumiendo podemos concretar que la base de las series estudiadas ha sufrido temperaturas aproximadas del orden de 190º 240ºC que provocarón un rápido incremento del rango de los carbones en épocas pretriásicas (Estefaniense C-Pérmico). Esta fuerte anomalía geotérmica de las cuencas (ya que los enterramientos maximos de esta epoca son de 2000 m.) probablemente estuvo relacionada con el importante vulcanismo sincrónico. En los afloramientos Occidentales la relativa cortedad del gradiente geotérmico anómalo, la escasa presión y la ausencia de fluidos ricos en potasio condujo a una moderada evolución de la mineralogía de arcillas (estadio II de diagénesis de Dunnoyer de Segonzac 1969).

En la región Oriental la intrusión de los granitos de Andorra-Mte San Louis (270 ± 10 m.a.) provoca fuertes anomalias geotérmicas en el sinclinorio de Querforadat y aporta fluidos ricos en potasio posibilitando una recristalización diagenética mayor (estadio III de Dunnoyer de Segonzac 1969) en toda la región Oriental.

10.- B I B L I O G R A F I A

ABED, A.M. (1979).- "Lower Jurassic Lateritic redbeds from central Arabia". Sedim. Geol. 24., pp. 149-156.

ALLEN, J.R.L. (1965).- "A review of the origin and characteristics of recents alluvial sediments". Sedimentology 5., pp. 89-191.

ANDERSON, A.(1970).- "Simplicidad en la Geología estructural". Filosofía de la Geología, pp. 438., Albritton, Jr. Editor.

AREVIAN, A. et al. (1979).- "Les series continentales du Permien du Var". Bull. du B.R.G.M. Sect.I., nº 1., pp. 31-43.

ARTHAUD et MATTE, Ph. (1975).- "Les decrochements Tardi-hercyniens du sudouest de l'Europe.Geometrie et essai de reconstitution des conditions - de deformation". Tectonophysics, 25., pp. 139-171.

ARTHAUD et MATTE, Ph. (1977).- "Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals". Geological Society of American Bulletin., V.88., pp. 1305-1320.

ASHAVER, A. (1934).- "Die östliche eudigung der Pyrenaen". (Traducido por J.M.Rios: "La terminación oriental de los Pirineos"). Publ. extr. sobre Geol.Esp. T.II., pp.210-336., figs.23., láms.3., Madrid 1952.

AUTRAN, A., FONTEILLES et GUITARD (1970).- "Relations entre les intrusions des granitoides d'anatexie et le metamorphisme regional considérées - principalment du point de vue du role de l'eau: cas de la chaine Hercynienne des Pyrénées Orientales". Bull. Soc. Geol. Fr. (7) XII., nº 4., pp. 673-731.

BAILEY, S.W. (1972).- "Determination of chlorite compositions by X-Ray spacings -- and intensities". Clay and Clay Minerals, 20., 381-388..

BESOAIN, E. (1974).- "Consideraciones generales sobre la formación de minerales secundarios de los Andosoles. Esquema de una secuencia de meteorización de las cenizas volcánicas". An. Edafol.33., pp.343-357.

BLATT, MIDDLETON and MURRAY (1972).- "Origin of sedimentary rocks". Prentice-Holl, Inc. E. Cliffs, New Jersey., pp. 633.

BOISSEVAIN, H. (1934).- "Etude geologique et morphologique de la vallée de la Haute-Segre". Bull.Soc.Hist. Nat. Toulouse, 66., pp. 3-170.

BOLES, J.R., COOMBS, D.S. (1977).- "Zeolite facies alteration of sandstones in the southland Syndene New Zealand". Am.J.Sci. 277., pp.982-1012.

BOLTON, R.S. (1977).- "Geothermal Energy in New Zealand in Considive D.M. (Ed) E-- nergy Technology Hadbook". Considine D.M. (Ed)., pp. 1857.

BOUROZ, A. (1972).- "Utilisation des marqueurs d'origine volcanique en stratigra-- phie. Exemples d'application dans les gisements houillers". Mem. B.R.G.M., Fr. nº 77.

BULL, .B. (1960).- "Types of deposition on alluvial-fans in western Fresno country (California)". Geol.Soc.Am.Bull. 77-2052.

BULL, B.W. (1968).- "Alluvial fans". Reprint from Journ. of Geol. Education V.XVI, nº 3., June 1968. Council on Education in the Geol.Science -- (CEGS) a project of the Am.Geol.Int. 144. N.street N.W. Washin ton D.C. 20005.

CALVET, F., POMAR, L., y ESTEBAN, M. (1975).- "Las Rizoconcreciones del Pleistoceno de Mallorca". Inst. de Invest. Geológicas (Univ. Barcelona) Vol. XXX., pp. 35-60.

CARALP,MJ.(1900).- "Contribution a l'etude du Trias Pyreneen". Toulouse Impr. Douladoure-Privat., pp. 8.

CARALP, M.J. (1903a).- "Sur le systeme Permien dans les Pyrénées françaises et espagnoles". C.R. Ac. Sc. Paris., T.137., pp. 1008-1009.

CARALP, M.J. (1903b).- "Note sur l'existence de Permien dans les Pyreñeés espagnoles" Bull. Soc. Geol. France 4°ser. III pp. 146-148. Paris

CARALP, M.J. (1908).- "Note sur les grès cupriferes à uranium et vanadium de Montanuy (Aragon)". Bull.Soc.Geol. France., 4º ser. VIII., Paris. pp. 480-481.

CLIN, M., HEDDEBAUT, C., MIROUSE, R., MULLER, J., ROGER, Ph., & WATERLOT, M.(1970).- "Le cycle Hercynien dans les Pyrénées". Ann.Soc.Geol.Nord. - XC, fasc.4., pp. 253-276.

COLOMBO, F. (1979).- "Introducció a l'estudi sedimentologic dels cons de dejecció (alluvial fans) i dels sediments associats". Circular de la - Institució Catalana d'Historia Natural., nº 5.

COOK, E. (ed)(1966).- "Tuff lavas and Ignimbrites". Elsevier., New York., pp.212.

CORRALES, ROSELL, SANCHEZ DE LA TORRE, VERA y VILAS (1977).- "Estratigrafía". Ed. Rueda. Madrid. pp.718.

CROWELL, J.C. (1975).- "The San Gabriel fault and Ridge Basin, southern California. In San Andreas Fault in Southern California (Ed. by J.C. Crowell)". Spec.Rept.California. Div. Mines. Geol, 118., pp. 208--233.

CHUKROV, F.V. (1973).- "One Mineralogical and Geochemical criteria in the genesis of red Beds". Chemical Geology, 12., pp. 67-75.

DALLONI, M. (1910).- "Etude geologique des Pyrénées de l'Aragon". Thése, Marseille.

DALLONI, M. (1911).- "Decouverte de l'equisetum arenaceum à la partie superieur de grès rouge pyreneenne". C.R.Somm.Soc. Geol. France (4)., pp. 243-263.

DALLONI (1913).- "Stratigraphie et tectonique de la region des Nogueras (Pyrénées Centrales)". Bull.Soc.Geol. France (4)13., pp. 243-263.

DALLONI, M. (1930).- "Etude Geologique des Pyrénées Catalanes". Ann.Fac.Sci. Marseille., 26/3., pp. 373.

DAPPLES, E.C. (1979).- "Diagenesis in Sandstones (in Diagenesis in Sediments and - Sedimentary rocks)". Ed. Elsevier.

DAVIES, D.K. et al. (1978).- "Fluvial transport and downstream sediment modifications in an active volcanic Region". Geological Survey of Canada., T.22., 2A7.

DIKINSON, W.R. (1970).- "Interpretating detrital modes of graywacke and arkose". - Jour.Sed.Petrol. 40., pp. 695-707.

DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1969).- "Les mineraux argileux dans la diagenese passage au metanorphisme". Mem.Serv.Carte Geol. Als-Lon., 29., pp.147-53.

DURAND, M. (1975).- "Nature des colorations violettes et vertes de certains grès - triasiques". C.R.Acad.Sc.Paris., T.280.

EVAMY, B.D. (1963).- "The application of a chemical staining technique to a study of dedolomitisation". Sedimentology 2., pp.164-170.

FAIRBRIDGE, R.W. (1969).- "Phases of diagenesis and autigénesis in Larsen and Chilingar (ed). Diagénesis in sediments". Elsevier., pp. 19-89.

FALKE, H., SCHURMANN, H.H. & BRILL, E.J. (Ed) (1972).- "Essays on European Lower Permian .International Sedimentary Petrographical Series. Rotliegend-Leiden.

FISHER, R.V.(1966a).- "Rock composed of volcanic fragments and their classification". Earth. Sci. Rev. 1., pp.247-286.

FISHER, R.V. (1966b).- "Mechanism of deposition from pyroclastic flows". Am. Jour. Sc. 264, pp.350-363.

FISHER, W.L. & MC GOWEN, J.H. (1969).- "Depositional systems in the Wilcox Group (Eocene) of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas". Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 53., pp.30-54.

FOLK, R.L. (1959).- "Practical petrographic classification of limestones". Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. V.43., pp. 1-38.

FONTBOTE, J.M. et GUITARD (1958).- "Aperçus sur la tectonique cassante de la zone axial des Pyrénées Orientales entre les bassins de Cerdagne et de l'Ampurdan-Rossillon". Bull. Soc. Geol. France. 6ºSert. 8., nº 8., pp. 884-890.

FRIEDMAN, G.M. & SANDERS, J.E. (1978).- "Principles of Sedimentology". Wiley, J. and Sons. Ed. pp. 792.

GARRIDO MEJIAS (1973).- "Estudio Geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente Meridional Pirenaica en su Zona Central". Universidad de Granada.

GLENNIE, K.W. et al.)(1978).- "Depositional environment and diagenesis of Permian Rotliegendes Sandstones in Leman Bank and Sole Pit areas of the U.K. Southern North Sea". Geol. Soc. Lond. V.135., pp.25-34.

GROUP FRANÇAIS DU TRIAS DANS LES PYRENEES (1977).- "Trias et Pyrénées". Université de Toulouse.

HARDIE, A., SMOOT, P., & EUGSTER, P. (1978).- "Saline lakes and their deposits a sedimentological approach". Spec. Publs. Int. Ass. Sediment., 2., pp. 7-41.

HARTEVELT, J. et ROGER, Ph. (1968).- "Quelques aspects de la topographie permo-triasique dans le Haut-Segre et la Haute-Pallaresa. Lérida Espagne". "Interpretation Structurales et paleogeographiques". C.R. Somm. Soc. Geol. France., Paris., pp. 182-184.

HARTEVELT, J.J.A. (1970).- "Geology of the Upper Segre and Valira Valleys. Central Pyrénées. Andorra. Spain". Leidse Geol. Mededelingen 45., pp. 167-236.

HAYES, J.B. (1970).- "Polytypism of clorite in sedimentary rocks". Clays Clay Miner. 18., pp. 255-306.

HAYES, J.B. (1978).- "Sandstone diagenesis recent advances and unresolved problems". Notes for Am. Assoc. Petrol. Geol. Clastic Diagenesis. Sch.pp.31.

HAYES, J.B. (1979).- "Sandstone Diagenesis the hole thuth". Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. nº 26.

HEIKEN, G. (1972).- "Morphology and Petrography of Volcanic Ashes". Geol. Soc. of Am. Bulletin., V.83., pp. 1961-1988.

HEWARD, A.P. (1978a).- "Alluvial fan and Lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena-Ciñera-Matallena and Sabero) coalfields norther Spain". Sedimentology, 25., pp. 451-488.

HEWARD, P.A. (1978b).- "Alluvial fan Sequence and Megasequence Models" with examples from Westphalian D-Stephanian B coalfields, Northern -- Spain..A.D. Miall. Geological Survey of Canada. Calgary. Alberta Canada T2L, 2A7.

HOOKE, R.L. (1967).- "Processes on arid region aluvial fans". J. Geologi 75., pp. 438-460.

HUDSON, J.D. (1978).- "Croncretions, isotopos and the diagenetic history of the - Oxford Clay (Jurassic) of central England". Sedimentology, 25. pp. 339-370.

JEFFERY, P.G. (1978).- "Chemical methods of rocks analysis". Pergamon Press, Reprint 2°- edition.with correction and additions., pp. 536.

KIMPE, W. (1967).- "Occurrence development and distribution of Upper Carbonifer- - rous tonsteins in the paralie West German and Dutch Coalfields and their use as estratigraphic marker horizons". Mededel. Geol. Stichting, 18p., pp. 31-38.

KUBLER, B. (1968).- "Evaluation quantitative du metamorphisme par la cristallinité de l'illite (etat des progres realisés ces dernières années)". Bull. Centre Rech. Pau-SNPA (2) fig. 4., pp. 385-397.

LARSEN, V., STEEL, R.J. (1978).- "The sedimentary history of a debris-flow dominated, Devonian alluvial-fan, a study of textural inversion". - Sedimentology, 25., pp. 37-59.

LARSEN, G. & CHILINGAR, G.V. (1979).- "Diagenesis of Sediments and Rocks (in Diagenesis of Sediments and Sedimentari Rocks". Ed. Elsevier.

LEYMERIE, A. (1869).- "Recit d'une exploration geologique de la vallée de la Segre". Bull.Soc.Geol. de France., 2º Ser. T.26., pp. 604-666., Paris.

LINK, M.H. & OSBORNE, R.H. (1978).- "Lacustrine facies in the Pliocene Ridge Basin Group: Ridge Basin California". Spec. Publ. int. Ass. Sediment. 2., pp. 167-185.

LUCAS, C. (1975).- "Cadre de depot du Permo-Trias des Pyrénées.Elements sedimentologiques". Cuadernos de Geología Ibérica 1977. Troisième Reunion annuelle des Sciences de la Terre. Montpellier.

LUCAS, C. (1976).- "Vestiges des paleosols dans le Permien et le Trias inferieur des Pyrénées et de l'Aquitaine". C.R.Acad.Sc.Paris., T.282., pp. 1419-1422.

LUCAS, C. (1977).- "Le Trias des Pyrénées correlations stratigraphiques et paleogeographie". Bull. B.R.G.N. IV,3.

LUCAS, C., DOUBINGER, J., et BROUTIN, J. (1980).- "premières datations polynologiques dans les grès Triassiques des Pyrénées". C.R.Acad.Sc.París., T.291., pp.517--520.

MALEEV et al. (1979).- "Currents views on the clasification of Volcanoclastic and mixed volcanogenic-sedimentary rocks". Litologiya i Poleznye Iskopaemye., nº 2., pp. 55-62.

MANK, F., & JOHNSON, M. (1973).- "Metamorphisme thermique des pelites permiennes du bassin de Lodève en contact d'intrusions basaltiques de -- tailles variées, quelques aspects mineralogiques". Bull.Soc. Geol. France., 15., pp. 313-320.

MARZO, M. (1980).- "El Buntsandstein de los Catalánides; Estratigrafía y procesos de Sedimentación". Dpto. de Estratigrafía. Universidad de Barcelona.

MC. GOWEN, J.M., & GROAT, C.G. (1971).- "Van Horn Sandstone West Texas an alluvial fan model for mineral exploration". Bureau of Economic Geol. Raport of Invest. nº 72. Texas.

MENENDEZ AMOR, J., (1952).- "Algunas plantas fósiles permianas de la provincia de Lérida". Not. y Com. del IGME 28., pp.117-123. Madrid.

MEY, NAGTEGAAL, ROBERTI & HARTEVELT. (1968).- "Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian Deposits in the south-central Pyrenees. Spain". Leidse Geologische Mededelingen., Vol.41., pp. 221-228.

MILLOT, G. (1967).- "Signification des etudes recentes sur les roches argileuses dans l'interpretation des facies sedimentaires (compris les series rouges)". Sedimentology, 8., pp. 259-280.

MIRQUSE, R. (1966).- "Recherches geologiques dans la partie occidental de la zone Primaire axiale des Pyrénées". Paris Imprimerie Nationale.

MISCH, P. (1934).- "Geologie der mittleren sudpyreneen"Abh. Gesselsch wiss Göttingen Math. Phys. Kl.T.III., H.12., pp. 1597-1764. Berlín. -- Traducción española por Gomez de Llarena. Public. extr. sobre Geol. Esp. Vol.IV., pp. 1-84. Madrid.

MORRE, N. et THIEBAUT, J. (1964).- "Constitution de quelques roches volcanologiques Permiennes de la Sierra del Cadí". Bull.Soc.Geol. France. 7º Ser. VI., fasc.3., pp. 389-396. Paris.

MORRE, N., & THIEBAUT, J. (1966).- "Contribución al estudio de las rocas volcánicas del Pérmico y Trias inferior de los Pirineos". Notas y -- Com. del IGME. T.81., pp. 79-101. Madrid.

MULLINEAUX & CRANDELL.- "Lahars". Geol. Soc. Amer. Bull. V.73., pp. 855-870.

NAGTEGAAL, P.J.C. (1969a).- "Sedimentology, paleoclimatology and diagenesis of -- Post-Hercinian continental deposits in the South-Central Pyrenees". Leidse. Geol. Medd., 42., pp.143-238. Leiden.

NAGTEGAAL, J.C. (1969b).- "Microtextures in recent and fossil caliche". Leidse -- Geol. Meded. 42., pp. 131-142.

NAGTEGAAL, J.C. (1980).- "Diagenetic models for predicting clastic reservoir quality". I. Symposium sobre diagénesis de Sedimentos y Rocas Sedimentarias. Barcelona.

OOMKENS (1966).- "Environmental significance of sand dikes". Sedimentology 7., pp. 145-148.

PARDO, G. (1979).- "Estratigrafía y Sedimentología de las formaciones detríticas del Cretácico inferior terminal en el Bajo Aragón turolense". Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza.

PATTERSON, S.H. & ROBERTSON, C.E. (1961).- "Weathered basalt in the eastern part of Kanai, Hawaii". U.S. Geol. Surv. Prof. Papers 424C., pp. - 195-198.

PETTIJOHN, J. (1975).- "Sedimentary Rocks". Harper International Edition. pp.628.

PIRSSON (1915).- "The Microscopical characters of volcanic tuffs - a study for students". American Journal of Science 4,40., pp. 191-211.

PITTMAN, E.D. (1979).- "Recent advances in Sandstone diagenesis". Ann. Rev. Eeart. Planet. Sci. 7., pp. 39-62.

PUGA, E. & FONT BOTE, J.M. (in press).- "Estudio petrológico de las rocas volcánicas del Pérmico de Greixer (Pirineo Catalán)".

RAISWELL, R. (1971).- "The growth of Cambrian and Liassic". Sedimentology 17., pp. 147-171.

RAISWELL, R. (1976).- "The microbiological formation of carbonate concretions in the Upper Lias of NE England". Chem. Geol.18., pp. 227-244.

RAMOS, A. (1979).- "Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón (Prov. de Guadalajara)". Tesis Doctoral. Dpto. de Estratigrafía. Universidad Complutense. Madrid.

RAMOS, A. et DOUBINGER, J. (1979).- "Decouverte d'une microflore thuringiense dans le Buntsandstein de la Cordilliere Iberique (Espagne)". C.R.Acad.Sc. París. T.289., pp. 525-528.

REINECK & SINGH (1975).- "Depositional sedimentary environments". Springer-Verlag. pp.439.

RODIER, J. (1976).- "L'analyse de l'eau. Eaux naturelles, eaux resíduaires, eau de mer". Ed. Dunod. 5º Ed.

ROGER, Ph. (1965).- "Etude stratigraphique et structurale de la zone des Nogueras entre l'Esera et l'Isabena (Huesca-Espagne)". Act.Soc.Linneenne Bordeaux. T.102., Serie B nº 5., pp. 1-23.

ROUSSEL, J. (1893).- "Etude stratigraphique des Pyrenees". Bull. des Services Carte Geol France., T.V., nº 5., pp. 1-306.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA, M. (1935).- "Sobre una importante erupción riolítica entre el Coll de Pendis y el río Greixa, vertiente Sur de la Sierra del Cadí". Trab. Museo. Cienc. Nat. Barcelona. 6,8., pp. 44.

SCHAFER, A. & STAPF, K.R.G. (1978).- "Permian Saar-Nahe Basin and Recent Lake Constance (Germany): two environments of lacustrine algal carbonates". Spec. Publs. int. Ass. Sediment. 2., pp.83-107.

SCHEERE, J. (1958).- "La petrologie des tonstein du houiller Belge". Belge. Geol. Soc. Bull. V.66., pp. 300-316.

SCHLOCKER, J. & VAN HORN, R. (1958).- "Alteration of volcanic ash near Denver Colorado". Journal of Sedim. Petrology. Vol.28., nº 1., pp.31-35.

SCHMIDT, H. (1931).- "Das Palaozoikum der spanishen Pyrenäen". Abh. Ges. Wiss. Gottingen math-phys. Kl.3. Folge., H.5., pp.981-1065.

SEGURET et VERGELY (1969).- "Sur le style en tetes plongeantes des structures pyreneennes entre le Llobregat et le Ter (versant sud des Pyrenees orientales)". C.R.Acad.Sc.Paris. T.268., pp.1702-1705.

SEGURET, M. (1972).- "Etude tectonique des nappes et series decollees de la partie centrale du versant sud des Pyrénées". Tesis Doctoral. Public. Univ. Sc. et Techn. du Languedoc.

SELF, S. & SPARKS, R.S. (1979).- "The Oldest marine carbonate ooids reinterpreted as volcanic accretionary lapilly onverwacht group. South Africa". Journ. Sedim. Petrol. 49,2., pp.661-663.

SMITH, R.L. (1960).- "Ash-flows". Geol. Soc. Amer. Bull. 71., pp.795-842.

SMOOT, J.P. (1978).- "Origin of the carbonate sediments in the Wilkins Peak Member of the lacustrine Green River Formation (Eocene) Wyoming U.S.A.". Spec. Publs. int. Ass. Sediment. 2., pp. 7-14.

SOLE SABARIS, L., LLOPIS LLADO (1946).- "Explicación de la hoja nº 216". Bellver Mapa Geológico de España. Inst. Geol. Min. Esp. pp.109.

SOLE-SUGRANES, L. (1970).- "Estudio geológico del pre-Pirineo entre los ríos Segre y Llobregat". Tesis. Facultad de Ciencias. Barcelona.

SOLE SUGRANES., SANTANACH PRAT, P. (1970).- "Nota sobre la escama de corrimiento del Montsec de Tost en el Prepirineo español (provincia de - Lérida)". Act. Geol. Hisp. Año V., nº 1., Enero-Febrero.

SOPEÑA (1979).- "Estratigrafía del Pérmico y Triásico del Noroeste de la provincia de Guadalajara". Tesis Doctoral. Dpto. Estratigrafía. Universidad Complutense. Madrid.

SOULA, J.C., LUCAS, C., BESSIERE (1979).- "Genesis and evolution of Permian and Triasicc basins in the Pyrenees by regional simple shear acting on oldes Variscan Structures fiel evidence and experimental models". Tectonophysics, 58., T1-T9.

SPEARS, D.A. & KANARIS-SOTIRIOU, R. (1979).- "A geochemical and mineralogical investigation of some British and other European tonsteins". Sedimentology 26., pp. 407-425.

STALDEL, P.J. (1979).- "Organic and inorganic metamorphisu in the Taveyannaz -- Sandstone of the Swiss Alps and Equivalent Sandstones in France and Italy". Journal Sedim. Petrology. Vol. 49., nº-2 pp. 463-482.

STEEL, R.J. (1976).- "Devonian Basins of Western Norway sedimentary reponse to - tectonism and to varying tectonic context". Tectonophisics, 36., pp. 207-224.

STEEL, R.J., HAEMLE, NILSEN, & SPINNANGR (1977).- "Coarsening-upward cycles in the alluvium of Hornelen Basin (Devonian) Norway: Sedimentary response to tectonic events". Geol.Soc.Am.Bull. V.88., pp.1124-34.

SURDAM, R.C. & BOLES, J.R. (1979).- "Diagenesis of volcanic sandstones". S.E.P.M. Special Public., nº 26., pp. 227-242.

TEICHMULLER, M. & TEICHMULLER, R.(1979).- "Diagenesis of coal (coalification) (in Diagenesis in sediments and Sedimentary rocks)". Ed. Elsevier.

TENA, J. (1978).- "Análisis estadístico de las formaciones uraníferas del yacimiento de la "Hoya del Lobo" en Don Benito (Badajoz)". J.E.N. Vol. 2., pp. 504., Madrid.

TOUTIN, N. (1980).- "Le Permien continental de la Provence Orientale (France)". Tesis Doctoral. Université de Nice.

TRIPLEHORN, D.J. (1970).- "Clay Mineral Diagenesis in Atoka". Journal of Sedim. Petrol. 40., pp. 838-847.

VALLANCE, T.G. (1974).- "Spilitic degradation of tholeiitic basalt". Journal of Petrology. Vol.15., pp.79-96.

VAN HOUTEN, F.B. (1973).- "Origin of red Beds a Review 1961-1972 p.39-62 in Donath, F.A. ed.". Annual Review of Earth and Planetary Sciences. Vol. 1. Palo Alto, Calif. Anual Reviews, Inc. pp.350.

VAN HOUTEN, F.B. (1976).- "Late Cenozoic volcaniclastic deposits Andean foredeep - Colombia". Geol. Society of America Bulletin, 87., pp.481-495.

VIENNOT, P. (1929).- "Les eruptions basaltiques Permiennes dans les Pyrenees". C. R.Som. Soc. Geol. France., pp. 29-32.

VIRGILI, C. (1958b).- "Estratigrafía del Triásico del Pirineo Oriental". Act.III - Congr. Intern. Estud. Pirenaicos. Gerona.

VIRGILI, C. (1960).- "Le Trias du Nord-est de l'Espagne". Livre a la memoire du -- prof. Fallot. pp.301-311. Soc.Geol.Fr. Paris.

VITRAC MICHARD, A., ALLEGRE, C.J. (1975).- "A study of the formation and History - of a piece of Continental Crust by 87 Rb 87 Sr. Method: The case of the Frencle oriental Pyrenees".Contrib. Mineral. Petrol. 50., pp.257-285.

WALKER, R.T. (1967b).- "Formation of Red Beds in Modern and Ancient Deserts". Geol. Society of America Bull. Vol.78., pp.353-368.

WALKER, R.T. (1968).- "Formation of redbeds in modern and ancient deserts, reply a Formation of red beds.Discussion de R.F. Schmalz en Geol. Soc. Am Bull 79., pp.277-280". Geol. Soc. Am. Bull., 79., pp.281-282.

WALKER, T.R. & RIBBE, PH. (1966).- "Formation of iron-rich autigenic clay by intratatal alteration of hornblende in an arid climate. A contribution to the origin of hematite stained matrix in arcosic red - beds". Geol. Soc. Amer. Spec. Pap. No. 101., pp.233-234.

WALKER, T.R., HONE, R.M. (1969).- "Iron content of modern deposits in Sonoran Desert. A contribution to the origen of red beds". Geol. Soc. Am. Bull. 80., pp. 535-544.

WALKER, T.R. & WAUGH, B. (1973).- "Intrastratal alteration of silicate minerals. Later Tertiary fluvial arkose, Baja California, México". Geol. -- Soc. with Programs. Vol.4., pp. 853.

WALKER, T.R. & CRONE, A.J. (1974).- "Mechanically infiltrated clay matrix in desert alluvium". Geol.Soc.Amer.Abs.with Programs. Vol.6., nº7, pp.998.

WALKER, T.R. (1976).- "Diagenetic origin of Continental Red Beds in the Continental Permian in Central, West and South Europe". H. Falke (ed). Reidel Publishing Company Dordrecht. Holland., pp.240-282.

WALTON, A.W. (1977).- "Petrology of volcanic sedimentary rocks Vieja Group. Southern Rim Rock country Trans Pecos Texas". Jornal of Sedi. Petrol. V. 47., nº.1.

WILLOCK, C. y Equipo Editorial Time-Life (1975).- "La Gran falla de Africa". Time-Life. Amsterdan. pp. 184.

WILSON, M.D. & PITTMAN, E.D. (1977).- "Authigenic clays in sandstones: Recognition - and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis". J. Sedi. Petrol. 47., pp. 3-31.

Apéndice 1

F O T O G R A F I A S



FOTO n°1. Contacto aparentemente concordante entre la Unidad en facies Buntsandstein (B) y las brechas del techo de la Unidad Roja Superior (S, facies 4A3a) en Palanca de Noves junto al puente sobre el Segre . Corte N-S visto desde el oeste.



FOTO n°2.- Discordancia en la región de Guils-Argestués entre la Unidad en facies Buntsandstein (B) y la U.R.S. (S). En el seno de esta última medidas de detalle indican una discordancia progresiva de hasta 20°. La U.R.S. reposa sobre el sustrato preestefaniense (P); obsérvese a la derechala fractura fosilizada por las facies Buntsandstein que marca la terminación de la cuenca Pérmica. Corte NNW-SSE visto desde el E.

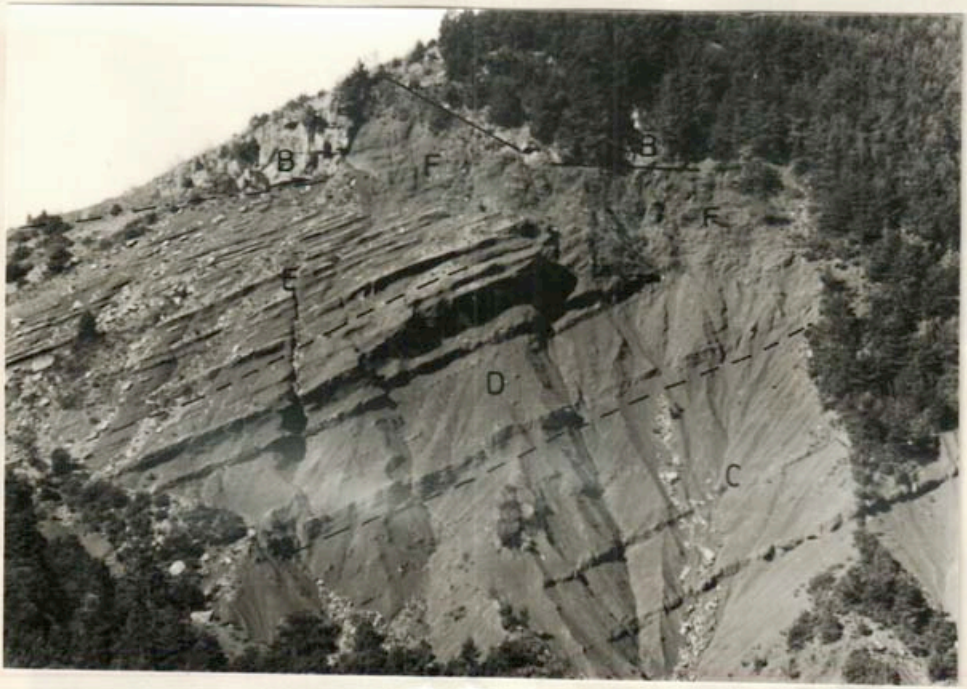


FOTO n° 3.- Tramos superiores de la U.R.S. al norte de la Bastida de Adradent. Corte NNW-SSE visto desde el E.

(B) Unidad en facies Buntsandstein discordante.

(F) Fractura N140 con banda milonítica.

(C) Lutitas masivas (facies 4A4).

(D) Lutitas con nódulos dolomíticos (facies 4A2).

(E) Lutitas rojas con calcodolomías verdes (facies 4A1).

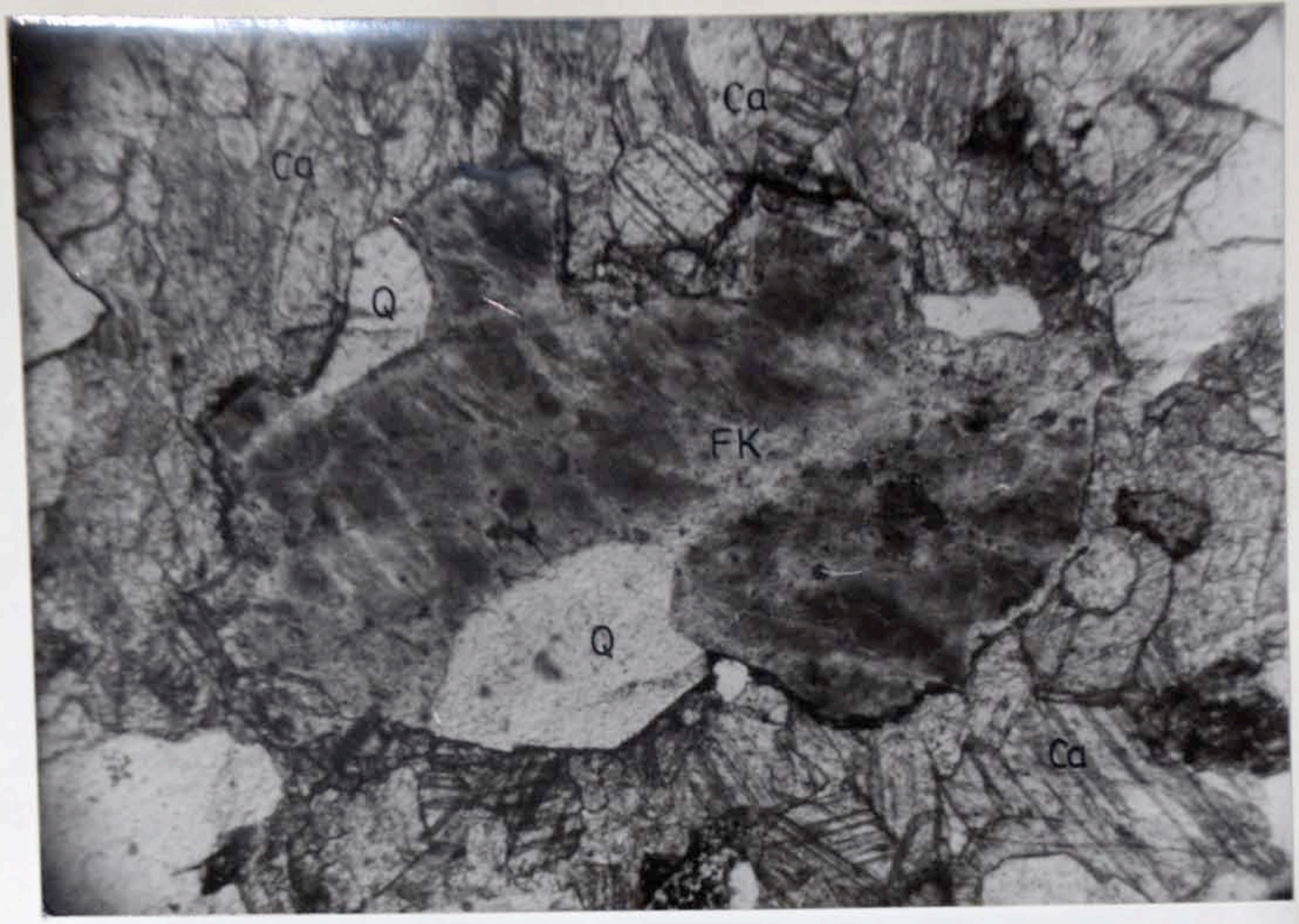


FOTO n° 4.- Arenisca con cemento de calcita espática (Ca)(facies 4C2). En el centro clasto de pegmatita con cuarzo (Q) y feldespato potá-co (Fk). x65NP.

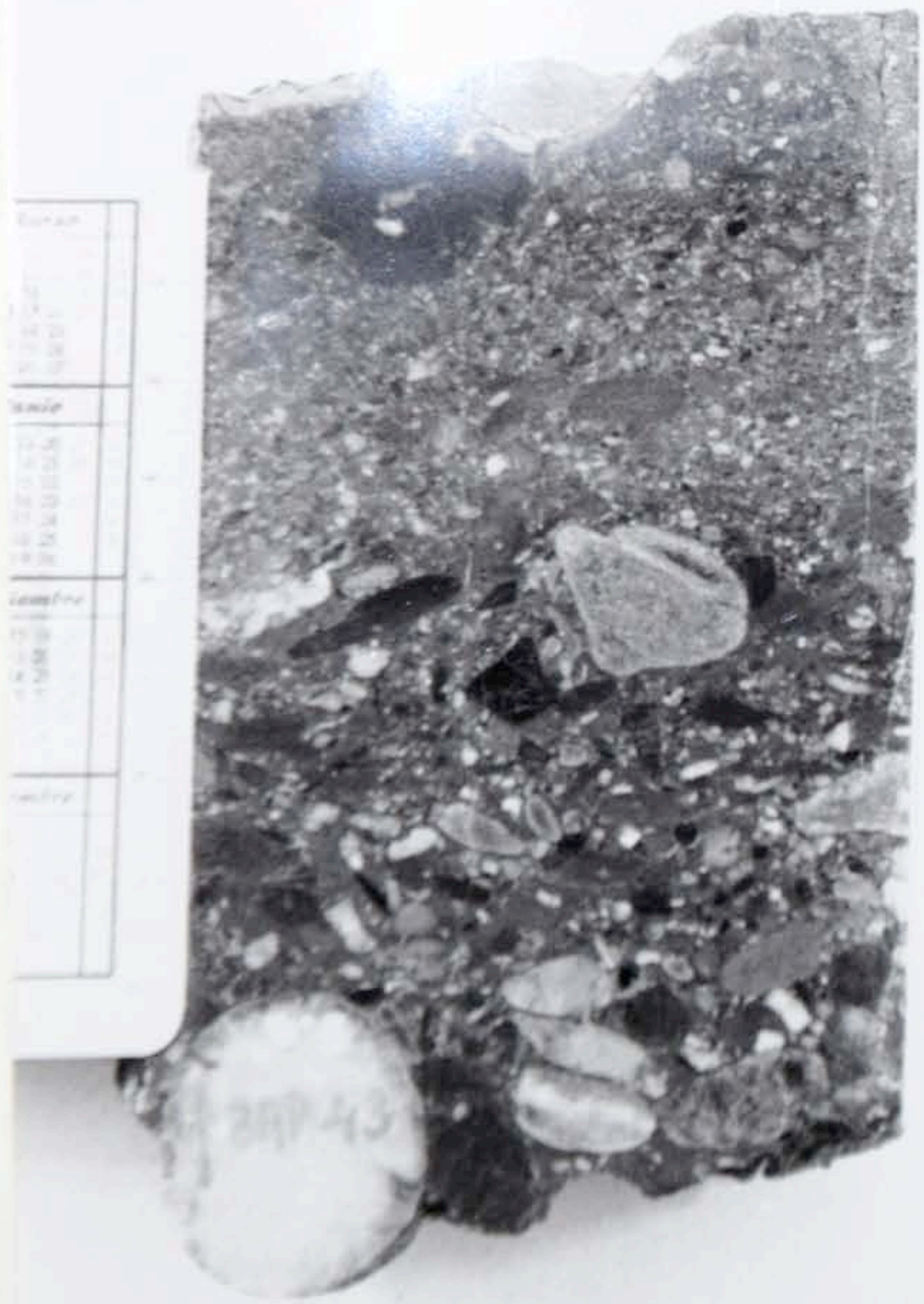


FOTO n°5.-Conglomerados de las facies 4C2 con abundante matriz ferruginizada(≃30%). La presencia de un esqueleto intacto,la granoselección positiva y el relativo redondeamiento de los cantos sugierenque estas rocas correspondan a depósitos de stream-flood en los que se ha infiltrado posteriormente una matriz arcillosa y no a depósitos de mud-flow.



FOTO n° 6.- Areniscas de las facies 4Cl. Clasto de plagioclasa (Pg) con cemento sintaxial (s) de idéntica composición. X 160NC.

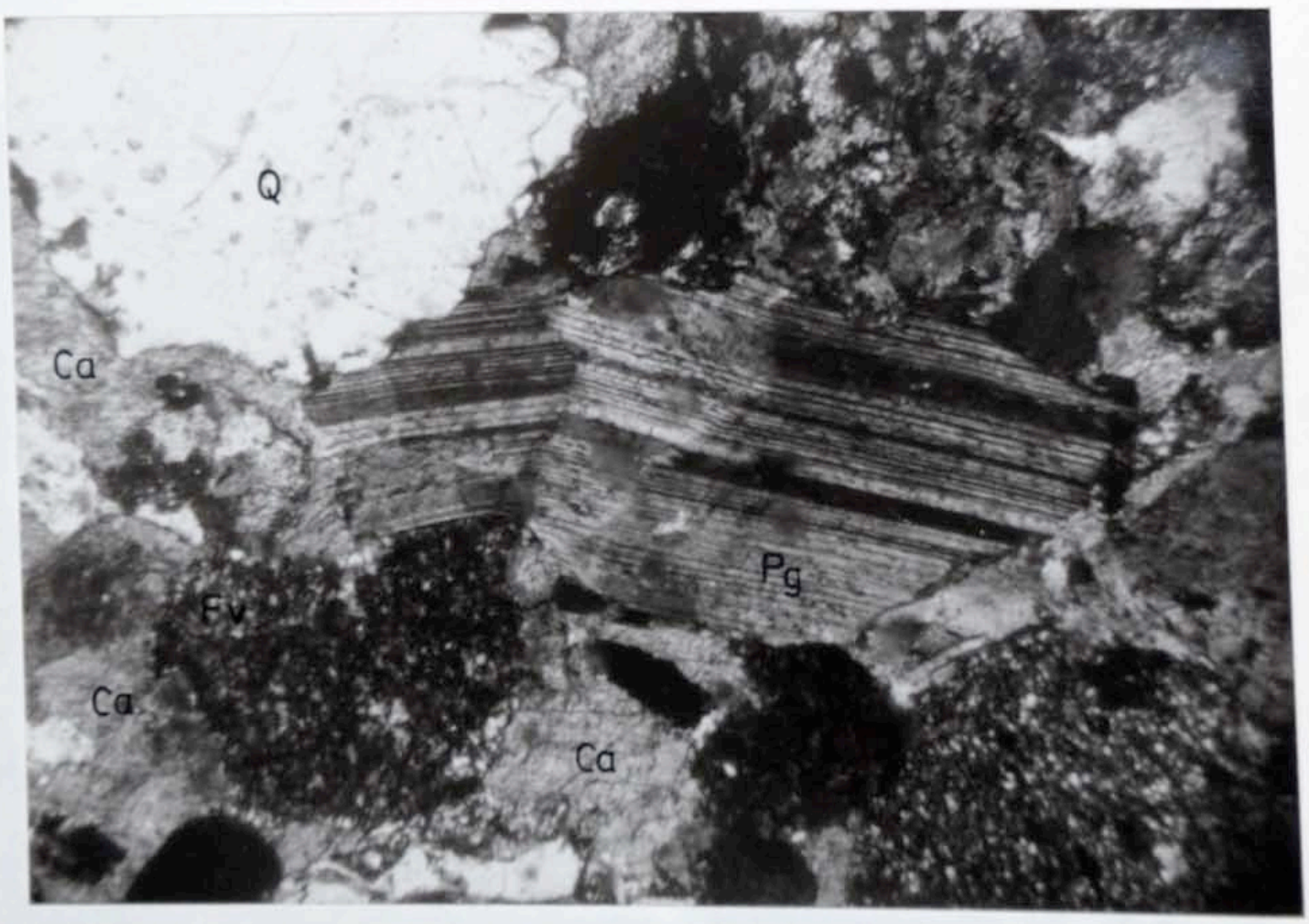


FOTO n°7.- Areniscas de las facies 4Cl. Clasto de plagioclasa (Pg) fracturado en la compactación mecánica. También clastos de cuarzo (Q) y fragmentos de rocas volcánicas (Fv). Cemento de calcita espática (Ca) X 64 NC.



FOTO n°8.- Paleocanal con relleno lutítico marcado por nódulos y costrillas calcáreas. U.R.S. facies 4C3.

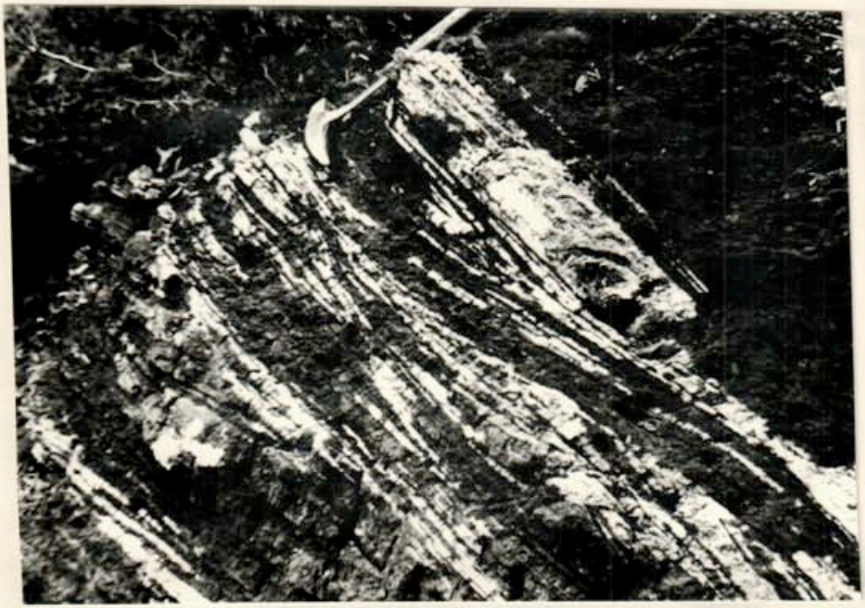


FOTO n°9.- Cuerpo de areniscas atigradas con bandeado de color (láminas rojas 3R3/2 y verdes 5GY5/1). Facies 4B1.



FOTO n°10.- Rizoconcreciones en lutitas rojas de la U.R.S. (facies 4B3). La estructura interna de esta bioturbación está homogeneizada por calichificación.



FOTO n°11.- Septaria estratiforme interestratificada en las facies 4B3 de la U.R.S. Las vetas blancas son de calcita macroesparítica y las rojas de hematites y minerales arcillosos con texturas piroclásticas relictas.



FOTO n°12.- Nódulos dolomíticos en el seno de lutitas rojas. Facies 4A2 de la U.R.S.



FOTO n°13.- Nódulo septariforme con cuerpo de dolomita (Do) grietas rellenas de calcita (Ca) y núcleo estratiforme de litotobas (lt) dolomitizadas. U.R.S. Facies 4A2.

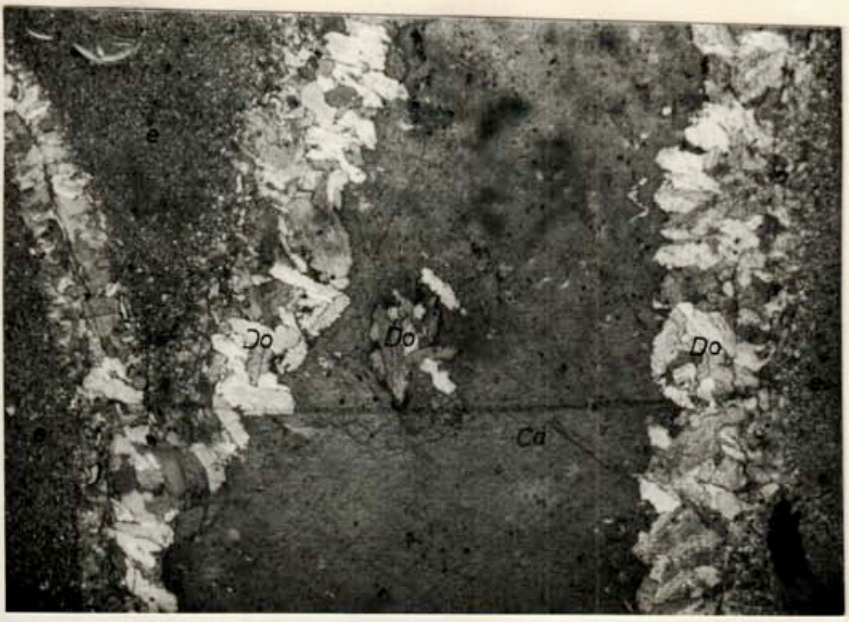


FOTO n°14.- Aspecto microscópico de una grieta septariforme (nódulos de las facies 4A2). Cuerpo de dolomita microesparítica (e) rebordes de dolomita esparítica(Do) y relleno central de calcita macroesparítica (Ca). X 32 NP (tinción con alizarina).

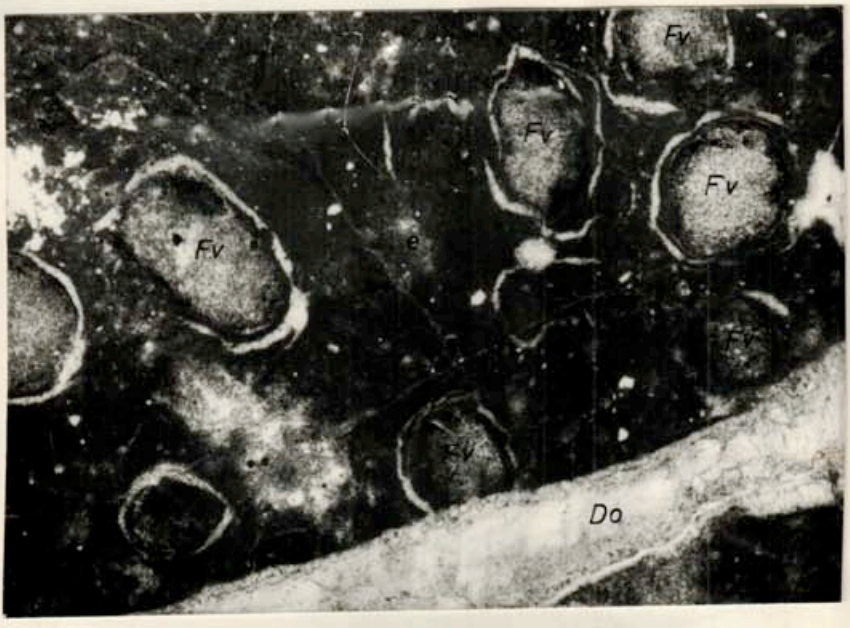


FOTO n°15.- Litotoba dolomitizada y microseptarizada en el núcleo de un nódulo septariforme (facies 4A4). Obsérvense los contornos de los supuestos fragmentos líticos (Fv) en una matriz probablemente cinerítica en origen, hoy dolomicroesparítica (e). X 32 NP.



FOTO nº16.- Huellas de retracción a techo de los niveles calcodolomíticos de las facies 4A1 (U.R.S.).

Afloramiento al NE de Sabanya.

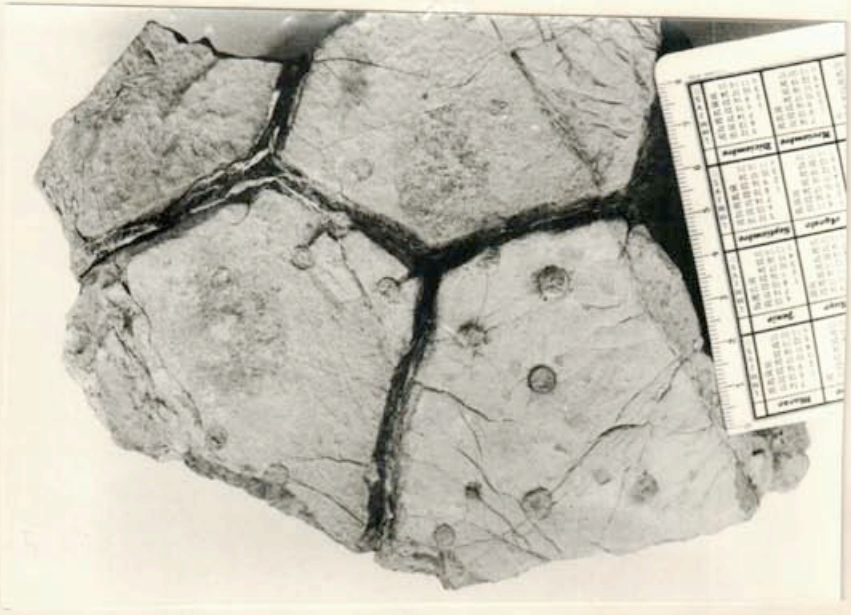


FOTO nº17.- Detalle de las huellas de retracción en los niveles calcodolomíticos facies 4A1. Obsérvese el relleno de lutita roja y calcita blanca en las grietas. Sobre la superficie del carbonato se aprecian los tubos de bioturbación de bivalvos que sobresalen del techo del estrato.



FOTO n°18.- Niveles de carbonatos de los ambientes de playa (facies 4A1) obsérvese la secuencia:

1. laminación paralela (varvas s.l.)
2. ripples de oscilación
3. ripples de corriente
4. láminas deformadas
5. perforaciones de bivalvos.



FOTO n°19.- Nivel similar al de la foto n° 18.



FOTO n°20.- Niveles de carbonatos verdes de las facies 4Al. Doloesparita arenosa (Do) con huellas de raices rellenas de calcita fibrosa (Ca) y parches de arcillas orientadas (a). X32 NP.

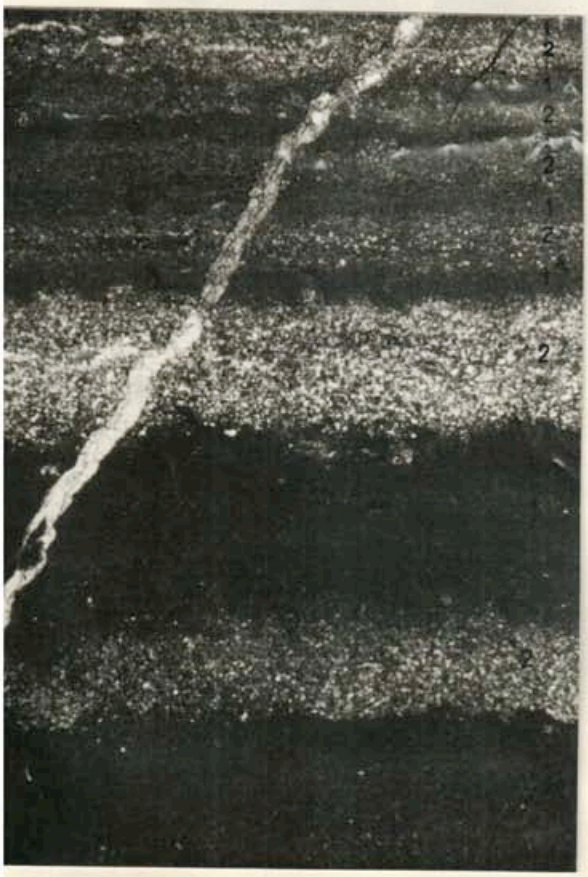


FOTO n°21.- Niveles de carbonatos verdes de las facies 4Al. Varvas s.l.

1. Nivel oscuro compuesto de dolomicrita y ox. de hierro.

2. Nivel claro formado por lutita aleurítica y arena fina, con cemento de calcita y dolomita microesparíticas. X64 NC.

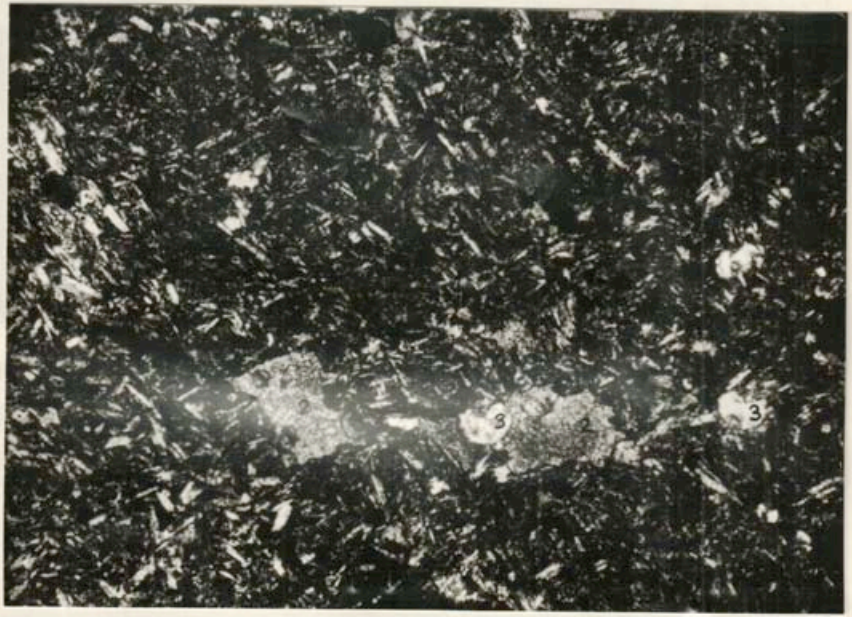


FOTO n°22.- Aspecto microscópico del gran pitón de basaltos espilíticos que atraviesa a la U.R.S. (facies 4VPe)

1. mesostasis de feldespatos y cloritas.
2. vesículas rellenas de cloritas.
3. esferulitos de feldespato.

X 32 NC.



FOTO n°23.- Concrecciones esféricas en las areniscas de las facies 3A2a (U.R.I.). Las regiones concrecionales presentan un porcentaje muy superior al resto de la roca en cemento de calcita esparítica.

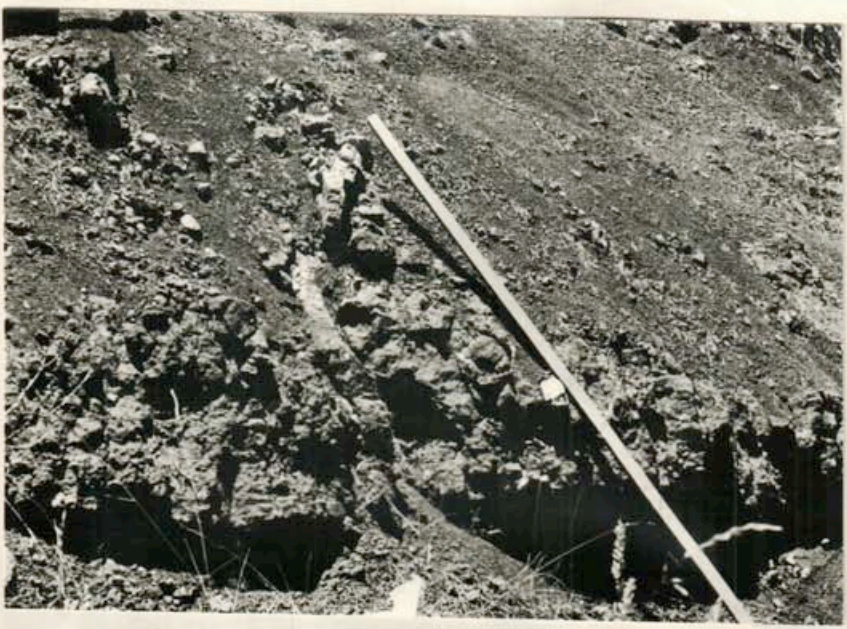


FOTO n°24.- Diques clásticos en lutitas rojas. Tramos basales de la U.R.I.. Facies 3C3d en Coll de Boscat.



FOTO n°25.- Areniscas tobáceas (sinvolcánicas) de las facies 3C2c (Tramos basales de la U.R.I.). Obsérvense los piroclastos rompiendo la tónica granodecreciente de la arenisca que posee una laminación de origen sedimentario deformada debajo de los lapillis más gruesos. Los piroclastos provocan una aureola de tonos verdosos (5GY7/2) en la arenisca circundante roja (10R4/4); petrográficamente la decoloración verde se traduce en ausencia de hematites y altas proporciones de cemento de calcita espática.



FOTO n°26.- Areniscas tobáceas (sinvolcánicas) facies 3C3c clasto de plagioclasa laumontitizado a través de sus fracturas. La cataclasis de la plagioclasa quizá sea debida al origen tobáceo de la roca cuya geometría en paleocanal debe ser resultado de la fosilización de un paleorelieve preexistente. X 320 NC.



Foto. 27.- Huellas de retracción con relleno arenoso a techo de un fanglomerado de la U.R.I. (facies 3c3a). El relleno podría representar tanto una inyección del sedimento infrayacente como una colmatación eólica de la grieta.

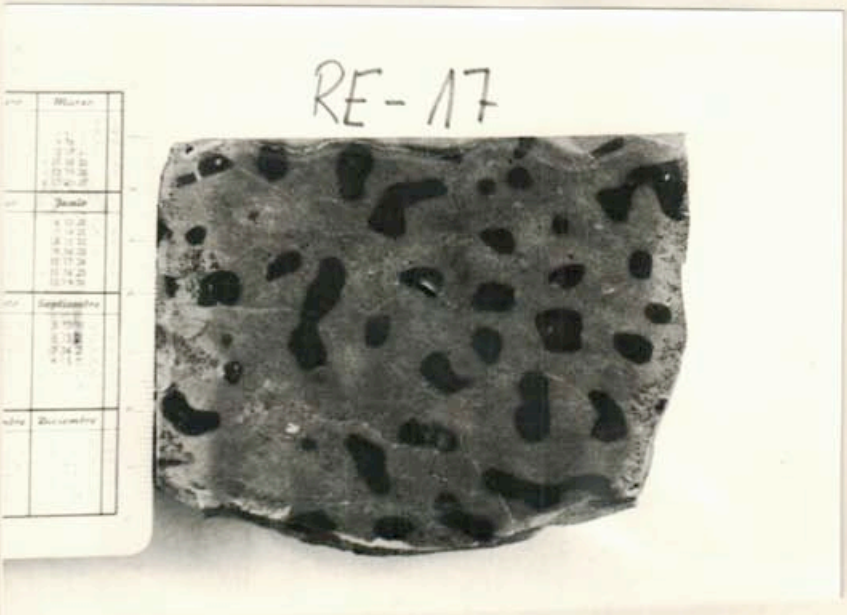


Foto. 28.- Huellas de anélidos (rojo oscuro 7R3/3). Sobre lutitas aleuríticas rosadas (5R 5/2). El organismo al metabolizar la materia orgánica dispersa a provocado una mayor oxidación del sedimento bioturbado.



Foto. 29.- Bomba volcánica calcitizada e incipientemente septarizada interestratificada en las facies 3Bla(U.R.I.) (color azulado 5PB5/2). Nótese la deformación provocada en la laminación sedimentaria.



Foto. 30.- Ripples de corriente en lutitas aleuríticas verdes -- (5GY6,5/2). Facies 3Bla (U.R.I.).

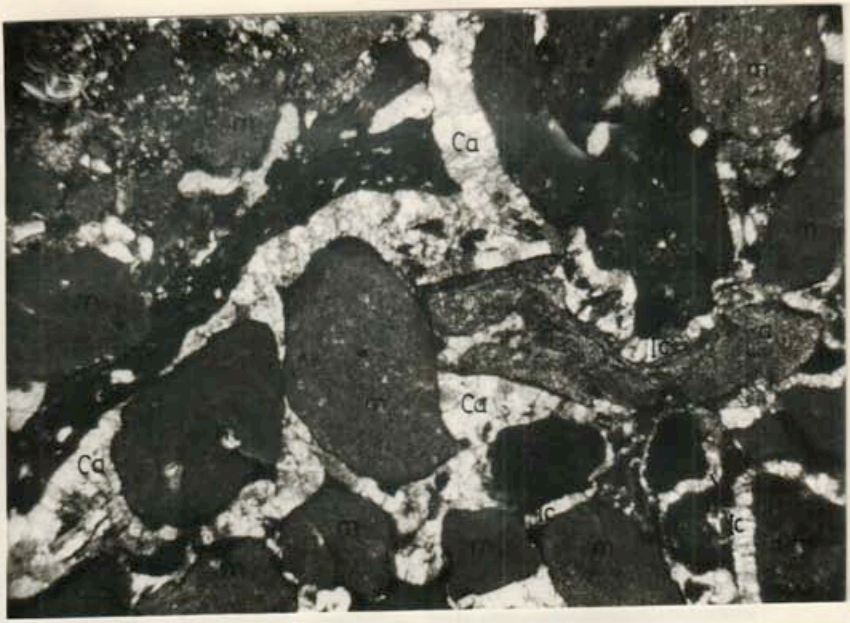


Foto. 31.- Arenisca de las facies 3Bla (U.R.I.) está compuesta en su totalidad por fragmentos vítreos ferruginizados -- (Fe) arcillitizados (ə) o preferentemente reemplazados por calcita micrítica (m). El cemento es de calcita es pática (Ca) o de calcita incrustante groseramente co-- lumnar (Ic). Estas areniscas podrían ser el resultado de un transporte selectivo de vidrios vesiculares en flotación. x64.NC.

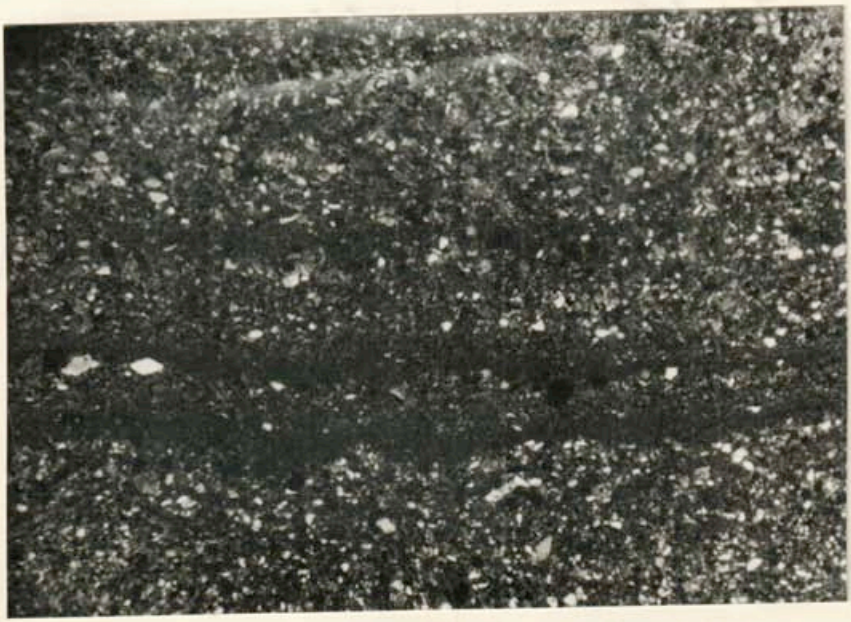


Foto. 32.- Arenisca de grano fino - lutita aleurítica, con lamina-- ciones marcadas por calcita micrítica (m). Facies 3Al (U.R.I.). x32.NC.



Foto. 33.- Alternancia de lutitas rojas (8R 3/4) con cineritas - verdes (7GY 7/4) y niveles ocres (10R 4/4) de lutitas aleuríticas con estructuras de corriente. Facies 3A2a (U.R.I.) al S de Pla de San Tirs.



Foto. 34.- Cristal toba cinerítica fuertemente soldada con texturas flameadas interstratificada en los tramos basales de la U.R.I. en el Bco. de la Pedra de la Penya. Matriz criptocristalina roja (10R 3/3,5) con parches flameados grises, blancos o rosados (5R 7/2).



Foto. 35.- Aspecto microscópico de una septaria estratiforme (facies (3A2a). El sustrato, presumiblemente cinerítico está ferruginizado (Fe) y cloritizado (C) recorrido - por un sistema de grietas relleno de doloesparita (Do) que también aparece reemplazando al sustrato en romboedros aislados. x32.NP.



Foto. 36.- Relleno de una grieta septariforme de las facies 3A2a. Observese el cuerpo de dolomita y calcita microesparítica (1) y el relleno alternante de Calcita (Ca) y dolomita (D_o) esparíticas-macroesparíticas.



Foto. 37.- Granates (G) en las ignimbritas bandeadas del Torrente de Pi. (Facies 3VIb). Se aprecia una transformación de los mismos a cloritas-hidrómicas (ch). x160.NP.



Foto. 38.- Aspecto mesoscópico de las ignimbritas de Coll de Pendis. Los grandes fenocristales blancos son de feldespatos potásico. (Facies 3VIb).



Foto. 39.- Costras de hematites desarrolladas en las diaclasas de areniscas con macrocaolinitas (facies 2D4b) (U.T.).



Foto. 40.- Aspecto de los paleosuelos lateríticos (facies 2D4a) (U.T.) la hematites se concentra en la mesostasis roja (5R 3/6) y en algunos anillos concéntricos de los pisolitos verde-amarillentos (9Y 7/3). La caolinita es el mayor componente que junto a la hematites y el cuarzo contituyen el 99% de la roca.



Foto. 41.- Aspecto microscópico de una arenisca de macrocaolinitas. El cemento es de hematites y hay también algún clasto de cuarzo (Q). Observese las deformaciones de las macrocaolinitas a consecuencia de la compatación mecánica. Facies (2D4b) (U.T.) x32.NP.

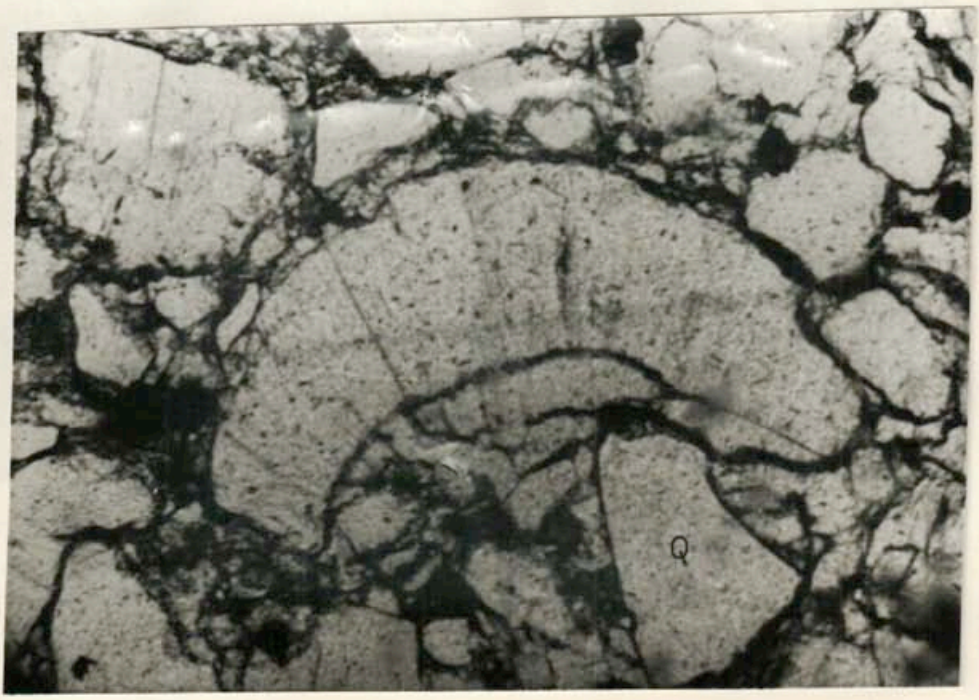


Foto. 42.- Macrocaolinita vermicular de indudable origen antigénico. A su alrededor pequeños granos de sulfuros autigénicos. Facies (2D4b) (U.T.). x160.NP.



Foto. 43.- Arenisca de las facies 2B3a (Cuarzo grauvaca). Clastos de Cuarzo (Q) y fragmentos de roca (Fr) y macrocaolinitas parcialmente berthieritizadas (mb) a partir del -- clivaje. Matriz de berthierina (bh). x32.NP.



Foto. 44.- Relleno de una vena septariforme en los nódulos de las facies 2A2b. Desde el cuerpo (1) hasta el centro de la grieta encontramos calcita (Ca),dolomita (do), ankerita (Ak), siderita? oxidada (Sd) y calcita (Ca). Todos con tamaños esparíticos-macroesparíticos.x32. NP. (tinción alizarina).



Foto. 45.- Relleno de vesículas en una toba cuyo cuerpo está reemplazado por dolomita-ankerita microesparíticas. La vesícula presenta un relleno alternante de calcita (oscura por la tinción) y dolomita (clara) esparíticas. x64. NP. (tinción alizarina).



Foto. 46.- Lutitas con grandes nódulos de calcita fibrosa (facies 2A1b) coronadas por los bancos de calizas con estromatolitos, caraceas y ostracodos (facies 2A1a). - Pueblo de Gramos corte E-W visto desde el N.

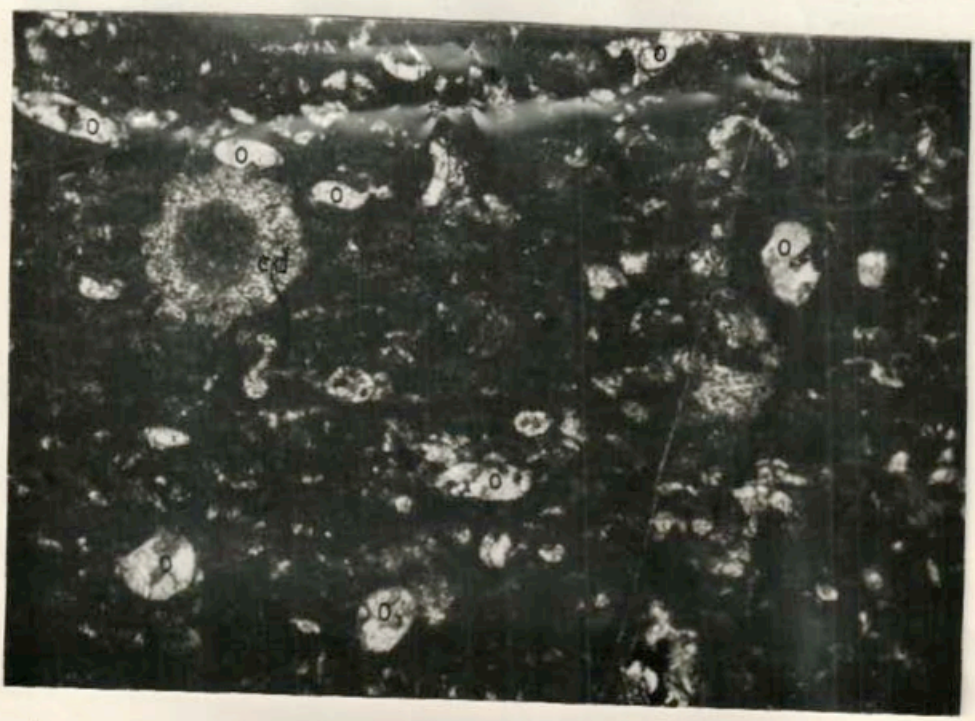


Foto. 47.- Aspecto microscópico de las calizas con ostracodos (facies 2A1a). En la calcita micrítica destacan las caraceas epigenizadas en calcedonia (cd) y los ostracodos (o) rellenos de calcita espática. x32.NC.



Foto. 48.- Aspecto mesoscópico de las estructuras estromatolíticas. (facies 2Ala).



Foto. 49.- Calcita espática de los huecos en el interior de las estructuras estromatolíticas. Observense también los romboedros de ankerita que en algunos casos constituyen el único relleno del poro. x32.NP.

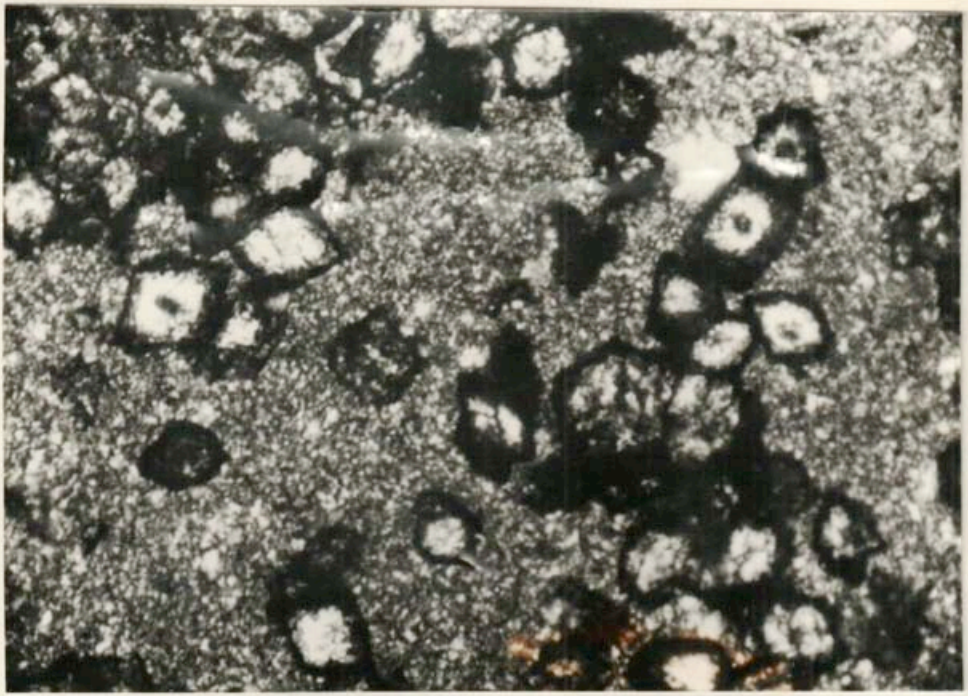


Foto. 50.- Cinerita desvitrificada a un mosaico cripto cristalino de calcedonia caolinita y micas. Presenta un fuerte -- reemplazamiento por romboedros de ankerita. Facies -- 2Ala. (U.T.). x64.NC.



Foto. 51.- Secuencia brecha verde (10Y 5/4) y lutita roja(10R1/6). Facies 1C2. (U.G. en Argestues).



Foto. 52.- Aspecto microscópico de las litoarenitas de las facies 1C2. Todos los fragmentos rocosos son de pizarras Cambro-Ordovícicas. Observese el cuarzo antigénico (Q). x32.NC.



Foto. 53.- Niveles detríticos grises de escasa continuidad espacia asociados a capas de carbón (facies 1B1). Pueblo de Gramos. Unidad Gris.



Foto. 54.- Areniscas de las facies 1B1. Los espacios intergranulares están tapizados por ankerita romboédrica (AK) y el centro del poro está ocupado por cuarzo antigénico (Q). Todoslos clastos son de cuarzo (Q). La roca es una cuarzo-arenita, probablemente por desmantelar regolitos muy ricos en cuarzo. x160.NC.



Foto. 55.- Nódulo siderítico de las facies 1A2. Se puede apreciar el resto vegetal que nuclea al cuerpo carbonático. El relleno de las grietas es de baritina y ankerita.



Foto 56.- Aspecto microscópico de un resto orgánico (x) nucleando un nódulo septariforme. A su alrededor precipitan siderita (Sd) y ankerita (Ak). El conjunto está inmerso en un mosaico criptocristalino de calcedonia, caolinita y berthierina en el que flotan parches ankeríticos. x32. NP.



Foto. 57.- Areniscas de las facies 1B1. Observense los esferulitos de siderita reemplazados por calcedonia (Sc) y unamacro caolinita (Mk) reemplazado por ankerita (Ak). x160.NP.

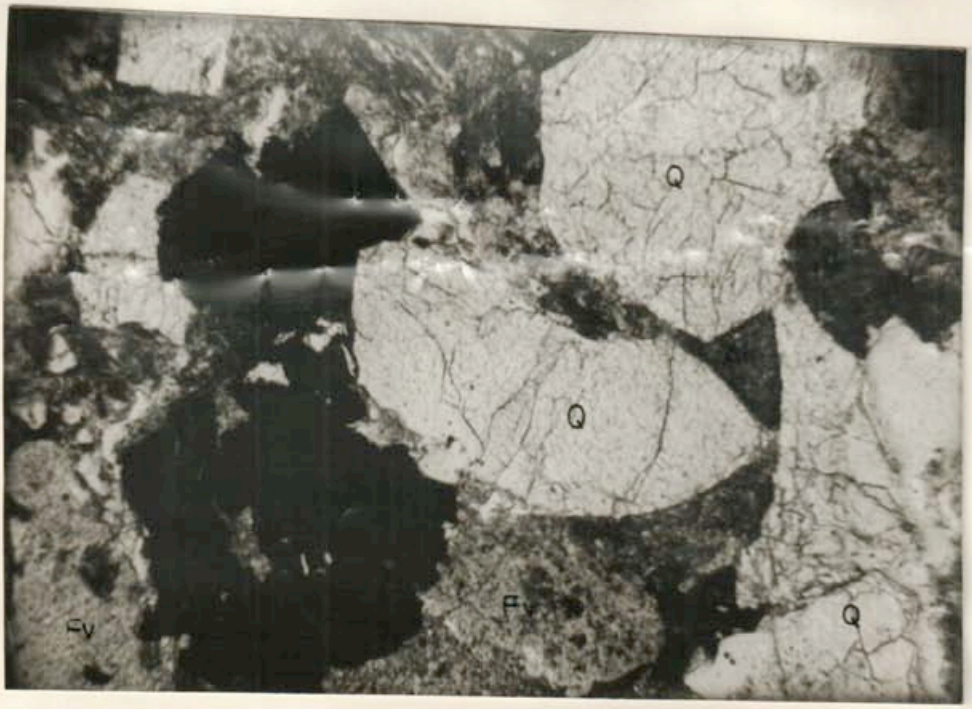


Foto. 58.- Arenisca de las facies 1B2. Pirita antigénica (P) y cemento ankerítico (Ak) clastos de cuarzo (Q) y fragmentos de rocas (Fv) X 64 NP.

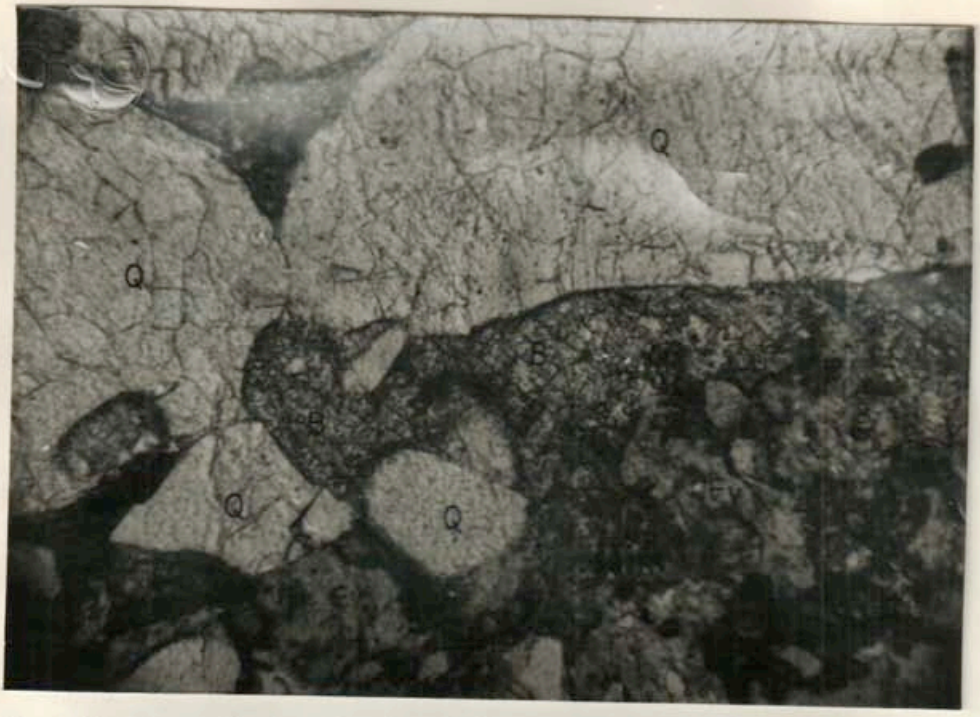


Foto. 59.- Arenisca de las facies 1B2. Clastos de cuarzo (Q) y fragmentos de rocas criptocristalinas (probablemente vidrios volcánicos) (Fv) con bordes muy difusos. Cemento de baritina-celestina (B). x64.NP.

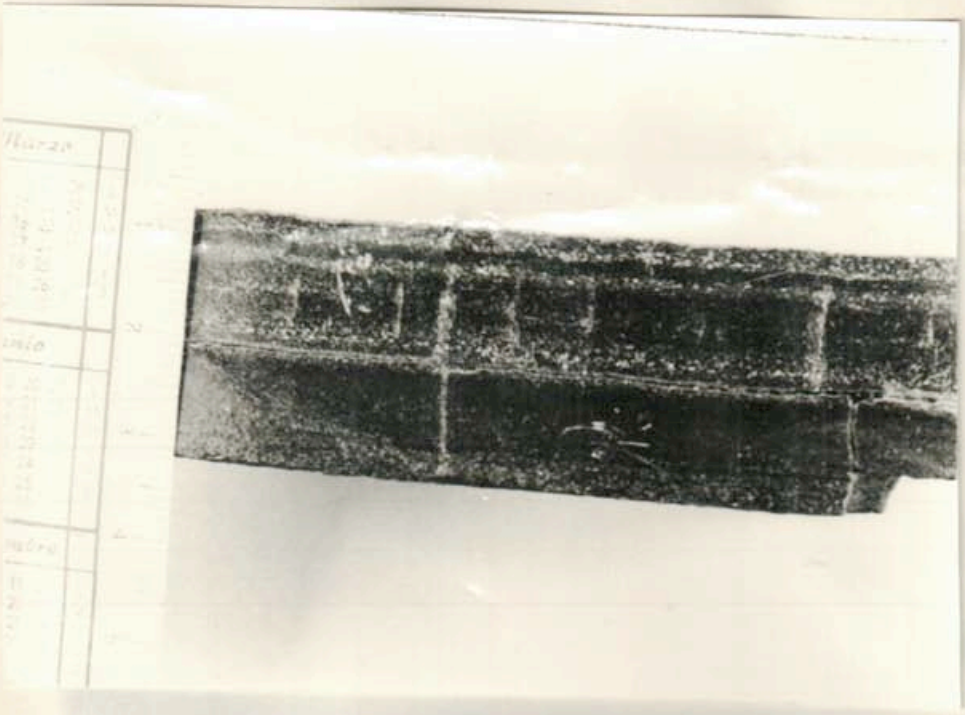


Foto. 60.- Niveles varvados (S.L.) de las facies 1A0. Unidad Gris en la región de Gramos.



Foto. 61.- Cuerpos de cristal-tobas soldadas (1) con deformaciones por deslizamiento en el seno de una masa volcanoclástica transformada en gran parte a interestratificados de Illita/Montmorillonita (2). Depósitos de lahar caliente (facies lVL).Unidad Gris.

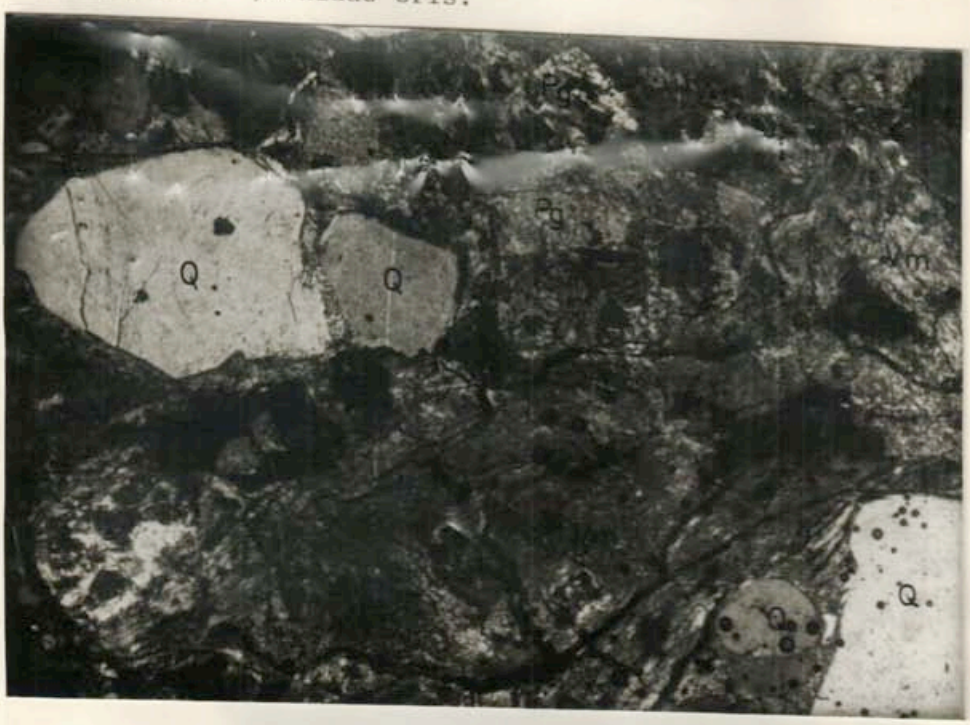


Foto. 62.- Ignimbritas flameadas (facies lVIc). Observense los -- fragmentos vítreos transformados a interestratificados de I/Mo (Vm), granos de cuarzo cataclastizados (Q) y -- plagioclasas (Pg). x32.NC.



Foto. 63.- Xilopalo carbonoso con pequeños reemplazamientos esferulíticos de siderita (sd). Estos troncos están inmersos en los depósitos de lahar caliente. x32.NP.



Foto. 64.- Cristal-toba soldada con lapillis (facies lVTc). Estos cuerpos ignimbríticos aparecen en masas tabulares deformadas (foto. 61) o en costras alrededor de los xilopalos.



Foto. 65.- Bomba volcánica esférica (0.8 m. de diámetro) interestratificada en lapillis, tobas y cineritas silicificadas-caolinizadas (facies lAlb). Unidad Gris.



Foto. 66.- Aglolapilli con matriz silicificada y piroclastos caolinizados (facies lAlb). La caolinita de los piroclastos está lavada por meteorización superficial y sólo quedan los huecos de los fragmentos. Unidad Gris.



Foto. 67.- Tonstein S.S. (facies lAla). Masa de caolinita (con abundantes vermículos de gran tamaño) en la que aparece algún ferrocristal de cuarzo (Q) como único relicto de la vulcanita original. Posteriormente hay un fuerte reemplazamiento por esferulitos de siderita (Sd).x32.NP.



Foto. 68.- Aglolapilli con matriz de calcedonia y lapillis caolinizados (Co) con ribetes de cuarzo de grano fino (Q) en - algunos casos el lapilli presenta textura felsítica (F) Facies lAlb. x64.NC.



Foto. 69.- Toba vasicular (facies lAld) vesículas rellenas de calcedonia (C) matriz cloritizada y fenocristales reemplazados por cuarzo en mosaico de grano fino y carbonatos. x32.NP.



Foto. 70.- Toba vesicular (facies lAld) vesículas con relleno de calcita (Ca) y cuarzo (Q) alternantes o con relleno clorítico (cl); matriz cloritizada y plagioclasas calcitizadas (Pg). x32.NC.

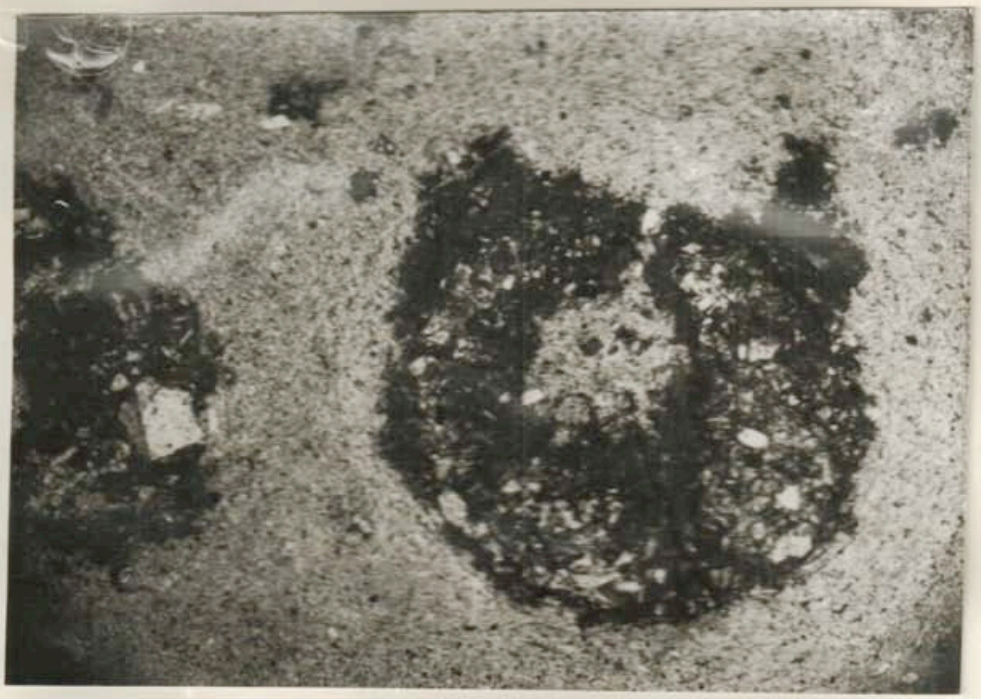


Foto. 71.- Lapilli acrecional (facies lVE) inmerso en una matriz criptocristalina de cuarzo y caolinita. El agregado esférico está formado por pequeños cristales y vidrios; a pesar del reemplazamiento por calcita y ankerita microespaníticas se reconocen texturas vitroclásticas. x32.NP.

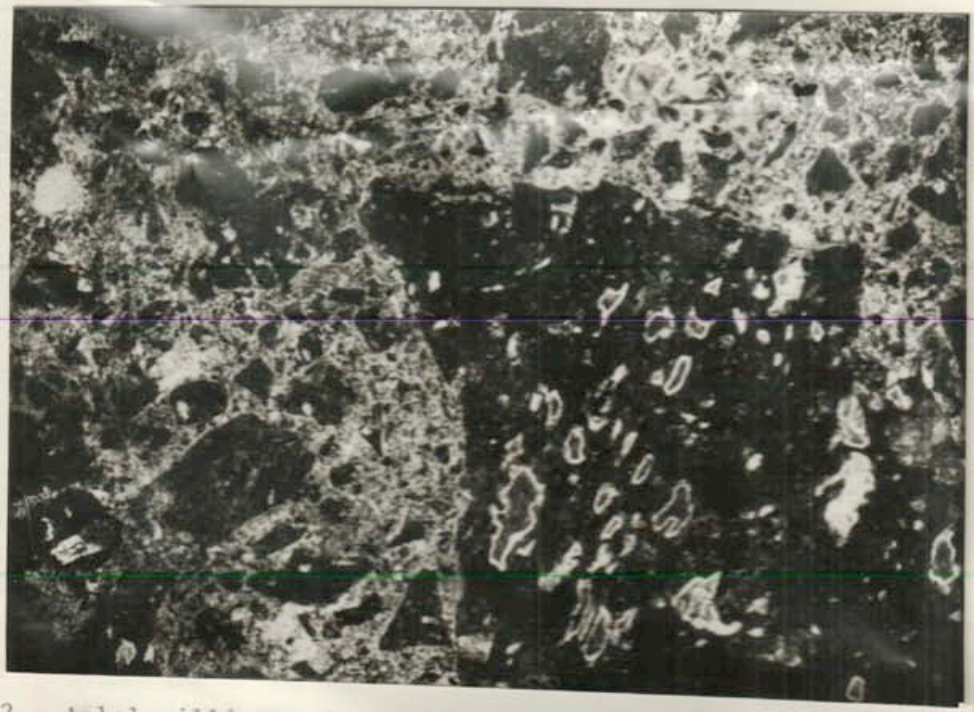


Foto. 72.- Aglolapilli con fragmentos vesiculares (facies lVGp-lAld) x32.NP.



Foto. 73.- Disyunción columnar en el piton dacítico del arroyo dels Prats (al Sur de Querforadat). Facies lVPd.

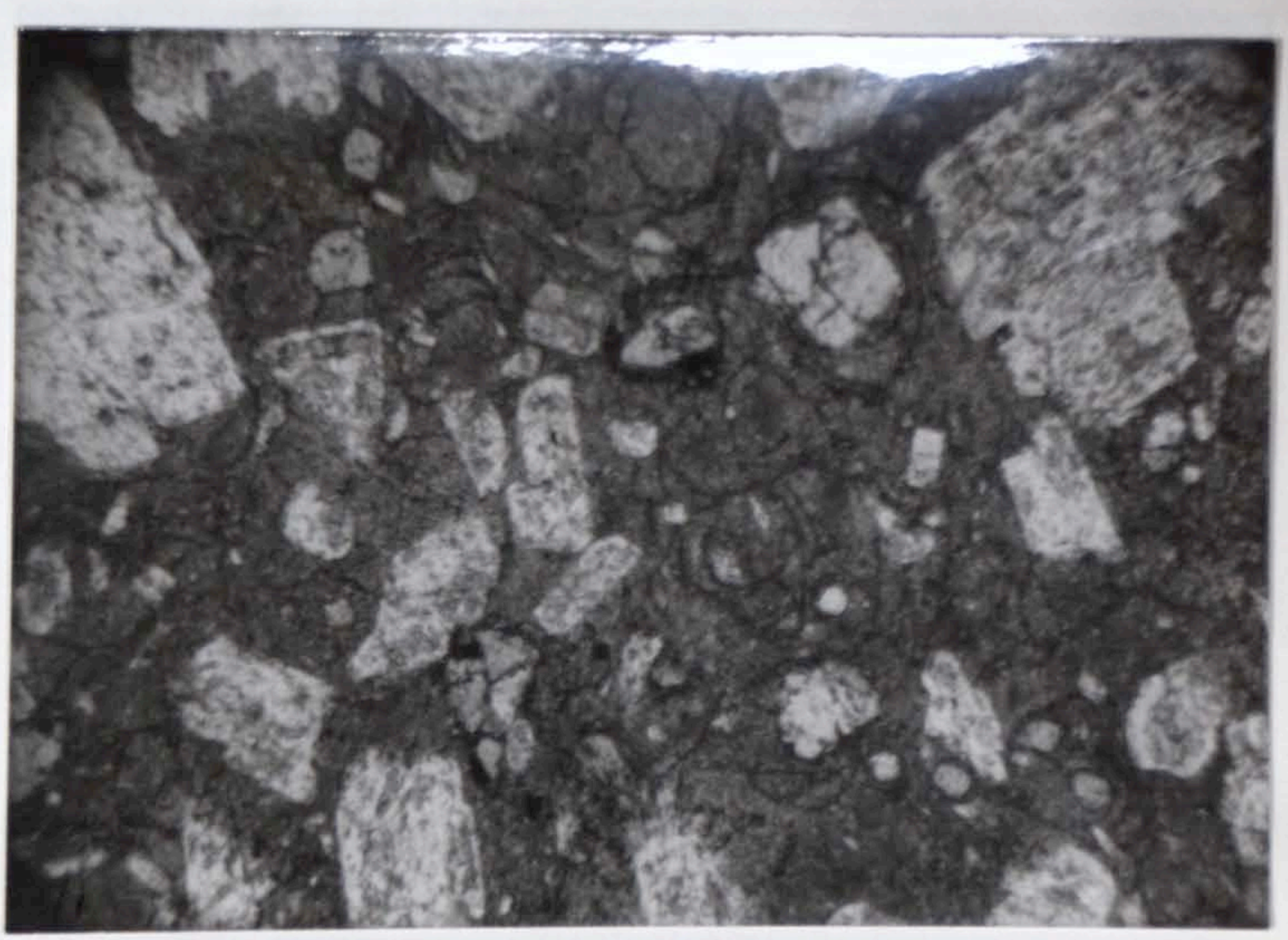
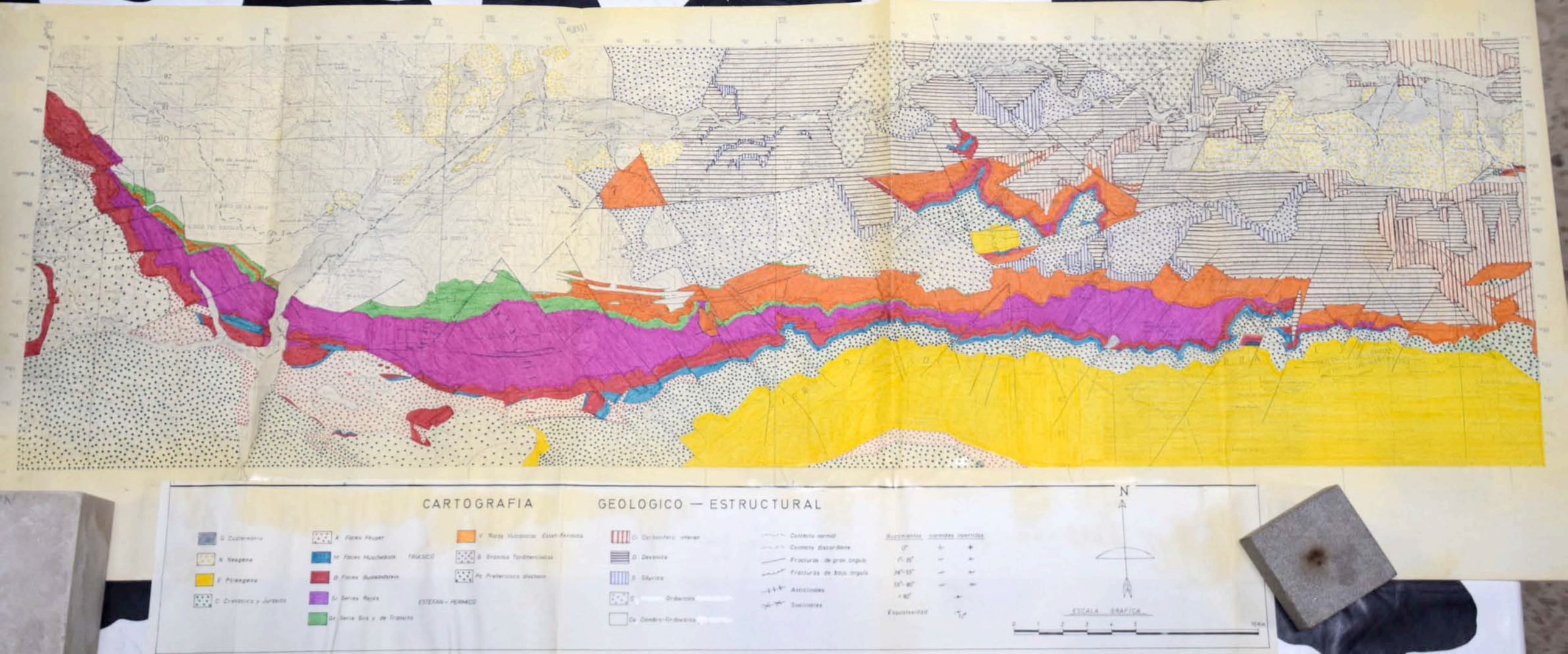


Foto. 74.- Aspecto microscópico de las coladas anderíticas. Facies lVCa. Todos los ferrocristales son de plagioclasas (carbonatados y sericitizados). La matriz posee texturas perlíticas relictas y algún parche disperso de calcita (Ca) x32.NP.



Foto. 75.- Aspecto de las coladas dacíticas de Prats d'Aguiló-Ntra Señora de Bastanits. Fenocristales de cuarzo y plagioclasas. (facies 1VCd).


CARTOGRAFIA
GEOLOGICO — ESTRUCTURAL
Q. Cuaternario
N. Neogeno
E. Paleogeno
C. Cretácico y Jurásico
K. Facies Keuper
M. Facies Muschelkalk
B. Facies Buntsandstein
Si. Series Rojas
Gr. Serie Gris y de Transito
TRIASICO
ESTEFAN - PERMICO
V. Rocas Volcánicos Estef-Pérmicos
G. Granitos Tardihercínicos
Pz. Preherciniços Diversos
Cr. Carbonífero inferior
D. Devónico
S. Silúrico
O. Ordovícico
Co. Cámbro-Ordovícico
Contacto normal
Contacto discordante
Fracturas de gran ángulo
Fracturas de bajo ángulo
Anticlinales
Sinclinales
Buzamientos normales invertidos
0°
0°-35°
35°-55°
55°-90°
+90°
Equirrenitud
N
ESCALA GRAFICA
0 1 2 3 4 5 10 Km

CARTOGRAFIA


Q Cuaternario


N Neogeno


E Paleogeno


C Cretacico y Jurasico


K Facies Keuper


M Facies Muschelkalk

TRIASICO


B Facies Buntsandstein


Sr Series Rojas

ESTEFAN.– PERMICO


Gt Serie Gris y de Transito


V Rocas Volcanicas Estef.-Permico


G Granitos Tardihercinicos


Pa Prehercinico aloctono

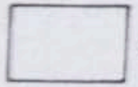
GEOLOGICO — ESTRUCTURAL


Ci Carbonifero inferior


D Devonico


S Silurico

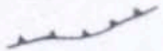

O Ordovicico


Co Cambro-Ordovicico


Contacto normal


Contacto discordante


Fracturas de gran angulo

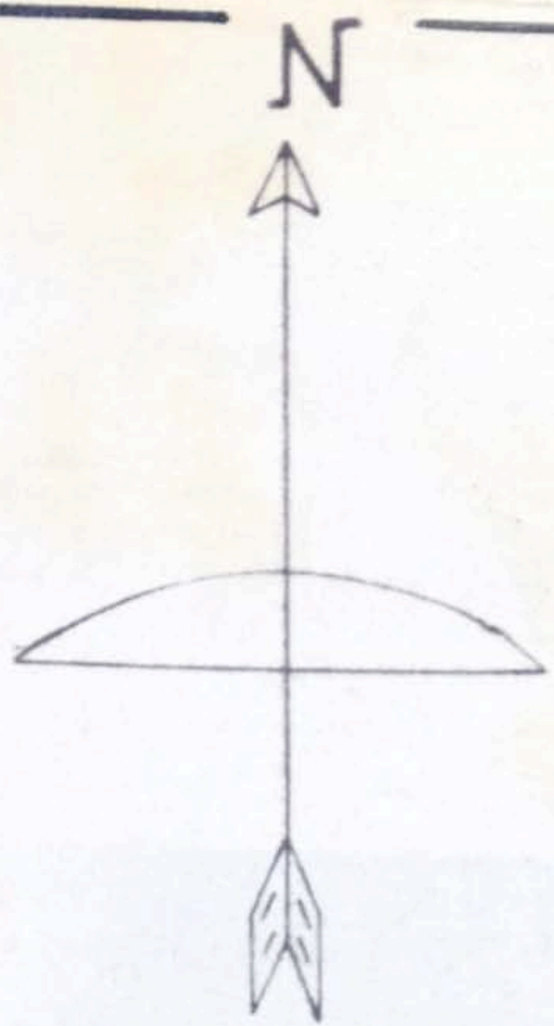

Fracturas de bajo angulo


Anticlinales


Sinclinales

Buzamientos	normales	invertidos
0°		
1°- 35°		
36°-55°		
56°- 80°		
> 80°		

Esquistosidad 
12°



ESCALA GRAFICA




Lloma de Maldista
VABM 1928
Castell Novit
Alto de Avellanet
VABM 1457
FUENTE DE LA OBRA
RORDA DEL MARICA
Parroquia de Odó
Cementerio
Vasuela
Iglesia
BM 702
Alto de Sant Tirs
Sorca Calv
Sarcedot
Avellanet
VABM 1559
Casovall
Iglesia
VABM 1723
Cerro de San Miguel
VABM 1486
Roca de Pedrosa
Carmenlu
Castellbé
Canturri de Dalt
Pallerols
Coll de Jou
Ruinas
Planell
Vilamalina
Cerro de San Anna
Saulina
Cerro
VABM
CASE
Mirador
ANES
Miguel
Ruinas
88
87
86
85
92
91
90
89
4693
4692
4691
4690
4688
4687
4686
4685
4684
4683
4682
4681
4680
000m N.
358
359
360
361
362
363
364
365
366
367

IX VIII VII

N(833)

366 367 368 369 370 371 372 373 374

Coma de Maldits
VABM 1928

Planell de Mastreta

Mas de Estrocuyo

Arabell
VABM 738

Castell Nou

Cerro de Coro
VABM 813

Seo de Urgel

Cerro del Solá

El Hospital

Adralt

Iglesia Arfa

Caserio La Comella

Mas de la Font

LA FREYTA

Navinas

La Freyta

la Serra de Arfa

Pla de Sant Tirs

Bosque de Oreo

La Sierra


VI
V
348
349
350
351
352
353
354
355
356
357
358
Sierra del Peru
Cerro del Mirador
Cerro Pelado
Cerro Colorado
Cerro Negro
Cerro Bonito
Cerro Blanco
Cerro Verde
Cerro Alto
Cerro Grande
Cerro Chico
Cerro Redondo
Cerro Largo
Cerro Pando
Cerro Gordo
Cerro Frio
Cerro Caliente
Cerro Seco
Cerro Mojado
Cerro Duro
Cerro Blando
Cerro Fuerte
Cerro Debil
Cerro Rico
Cerro Pobre
Cerro Viejo
Cerro Nuevo
Cerro Alegre
Cerro Triste
Cerro Dulce
Cerro Amargo
Cerro Salado
Cerro Agrio
Cerro Caliente
Cerro Frio
Cerro Humedo


357
358
359
360
361
362
363
364
365
91
89
83
82
81
N

III II I

366 367 368 369 25 370 371 372 373 374 375

Bolver de Cerdaña

Cerro de Palma

VABM 1010

Riu de Santa Maria

Santa Eugenia de Tomeu

Serral de Tres

Canturiu

Santa Magdalena

Nafol

PROVINCIA DE LERIDA

PROVINCIA DE BARCELONA

Sierra de Moreno

Collado de Fontanil

Collado de Galligans

Cerro de Castellvell

Mayo Pelado

Cerro del Pont

Riera de la Mora

468

469

470

471

472

473

474

475

476

477

478

479

480

481

482

483

484

485

486

487

488

489

490

491

492

493

494

495

496

497

498

499

500

501

502

503

504

505

506

507

COLUMNA N° 1

DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA

CORTE Nº

Escala del Corte 1:500

UNIDAD ROJA SUPERIOR (U.R.S.)

UNIDAD de TRANSITO (U.T.)

UNIDAD ROJA INFERIOR

UNIDAD GRIS (U.G.)

DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA

Universidad de Zaragoza

CORTE Nº 1 (NS)

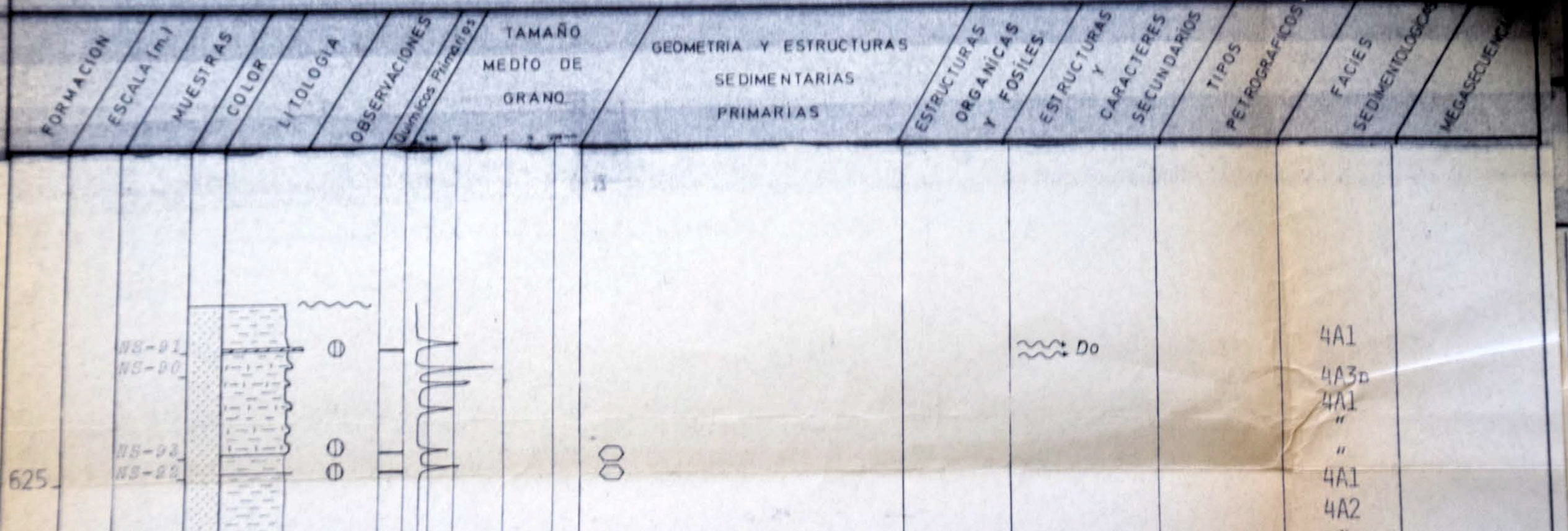
Localización : Hoja 1:50 000 Nº 253 cuadrante 1

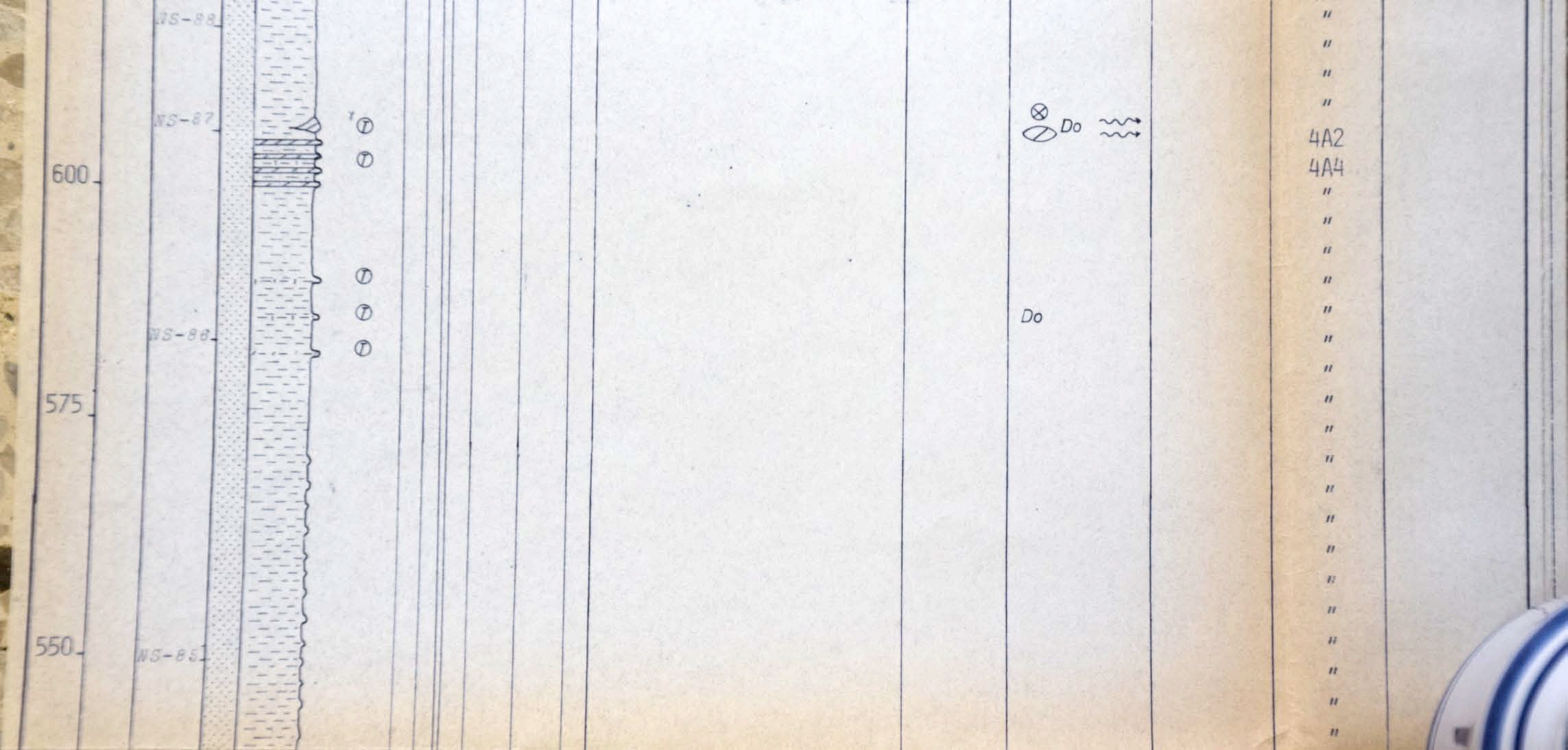
BEREU - RIO PALLEROLS

Coordenadas (U.T.M.) techo { Long. 3 61 200 / Lat. 46 86 550

muro { Long. 3 62 300 / Lat. 46 87 300

Escala del Corte 1:500




WS-88
WS-87
WS-86
WS-85
600
575
550
Do
Do
4A2
4A4
"

SUPERIOR (U.R.S.)

UNIDAD ROJA

525

500

475

450

NS-84

NS-83

NS-82

NS-81

NS-80

NS-79

Cl

Cl

Cl

Cl

"

"

"

"

"

"

"

"

"

"

"

"

"

4A4

4B1

"

"

4B1

4B3

4B1

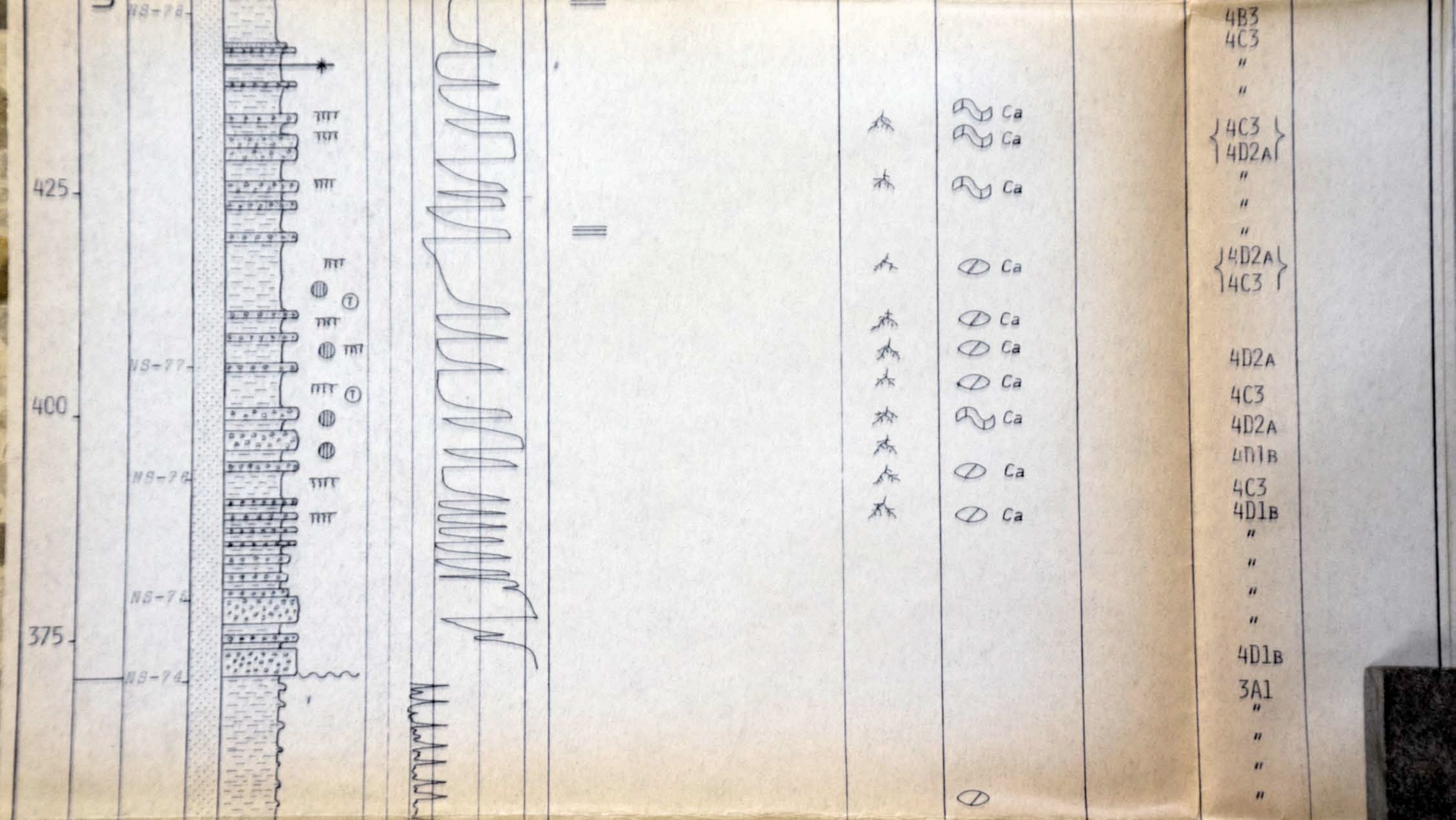
4B3

4B2

4B1

4B2

"


NS-78
425
NS-77
400
NS-76
NS-75
375
NS-74
T
T
Ca
Ca
Ca
Ca
Ca
Ca
Ca
Ca
Ca
4B3
4C3
"
"
4C3
4D2A
"
"
"
4D2A
4C3
4D2A
4C3
4D2A
4D1B
4C3
4D1B
"
"
"
"
4D1B
3A1
"
"
"
"
"

UNIDAD ROJA INFERIOR (U.R.I.)

350
325
300
275

NS-73 R 280 c/s
NS-72
NS-71
NS-70
NS-69
NS-68
NS-67
NS-66
NS-65
NS-64
NS-63
NS-62
NS-61

Cl
Cl
Do
Do
Ak

3A1
3B2
"
"
3B2
3B1B
3B1A
3B2
3A2A
"
"
"
"
"
"
"
"
"
"
"
"
3A2A
3A2B
"
"
"

UNIDAD de TRANSITO (U.T.)

250
225
200
175

NS-60
NS-59
NS-58
NS-57
NS-56
NS-53
NS-55
NS-54
NS-52
NS-51
NS-49
NS-50
NS-48
NS-47
NS-46
NS-45
NS-44
NS-43
NS-42
NS-41
NS-40
NS-37
NS-36
NS-35

R 600 c/s
R 400 c/s
R 300 c/s
800-1000 c/s

Do
Do
Ak
Ak
Ak
Fe
Do Ak
Do
Ca
Fe
Fe
Fe
Fe
Fe
Mk

3A2B
3A2A
"
"
3A2A
2A1A
"
"
"
"
"
"
"
2A1A
2A1B
2A2B
2B3A
2B2
2B3A
2B2
2B3A
2A2B
"
"
"
"
"
2A2B
2B2
2B3A
2D4B

GRIS (U.G.)

150
125
100
75

NS-34
NS-34
NS-32
NS-31
NS-29
NS-28
NS-27
NS-26
NS-24
NS-23
NS-22
NS-21
NS-20
NS-18
NS-12
NS-16
NS16L
NS-15
NS-14
NS-13
NS-11
NS-10

700-1500 c/s

Mk
Fe
Mk
Fe
Mk
Fe
Fe
K
Si
K
Si
K
Si
K
Fe
K

I/Mo
I/Mo
I/Mo

2D4B
"
"
2D4B
2D4A
2D4A
1A1B
"
"
"
"
"
"
"
"
"
"
1A1B
1A1C
"
"
"
"
"
"
"
"
"
"
1A1C
1B1
1A1C
1A1C
1A2
1B1

UNIDAD GRIS

75

50

25

0

NS-13
NS-11
NS-12
NS-10
NS-9
NS-8
NS-6
NS-5
NS-4
NS-3
NS-55
NS-2
NS-1

I/Mo

K Sd

K

1A2
1B1
"
1A2
1A1A
1A2
1B1
1C2
"
"
"
"
"
"
"
"
"
"
1C2
1C1
"
"
1C1

COLUMNA N 2

DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA

Universidad de Zaragoza

CORTE Nº 2 (UT)

Escala del Corte 1:500

UNIDAD TRANSITO (UT)

UNIDAD GRIS (U.G.)

DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA

Universidad de Zaragoza

CORTE N° 2 (PP)

Localización : Hoja 1:50 000 N° 253 cuadrante I

BARRANCO DE SEGARS

Coordenadas (U.T.M.) techo { Long. 3 73 100 / Lat. 46 84 550

muro { Long. 3 73 050 / Lat. 46 85 100

Escala del Corte 1:500

U.R.I.

FORMACION	ESCALA (m)	MUESTRAS	COLOR	LITOLOGIA	OBSERVACIONES	Químicos Primarios	TAMAÑO MEDIO DE GRANO	GEOMETRIA Y ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS PRIMARIAS	ESTRUCTURAS ORGANICAS Y FOSILES	ESTRUCTURAS Y CARACTERES SECUNDARIOS	TIPOS PETROGRAFICOS	FACIES SEDIMENTOLOGICAS	MEGASECUENCIAS
	400											3C2c	
												"	
												"	
												"	
												"	
												"	
												"	
												3C2c	
	375											3B2	
									Ø	Ca		2B2	
										Ca			

NSITO (U.T.)

375
350
325
300

PP-50
PP-49
PP-48
PP-47
PP-44
PP-45
PP-46
PP-43
PP-42
PP-40
PP-41

Ca

3C2c
3B2
2B2
2B1
"
"
"
"
"
"
"
"
"
"
2B1
2B3B
"
"
"
"
"
2B3B
2E2
2B3A
"
"
"
"
"

UNIDAD TRANSICIONAL

275
250
225
200

PP-40
.. -41
PP-39
PP-36
.. -37
.. -38
A-6
R 10.000c/s
A-5
PP-35
PP-34
.. -33
31 y 32
PP-30
R 1.300c/s
R 700c/s
PP-29
.. -28
.. -26
.. -24

Ca
Ca
Ca
Ca
Do
Ca
Ca
Ak
Ca
Do

"
"
"

GRIS (U.G.)

175
150
125
100

PP-30
PP-29
PP-28
PP-26
PP-24
PP-25
PP-23
PP-22
PP-21
PP-20
PP-19
PP-18
PP-17
PP-16
PP-15
PP-14

R 700 c/s
R 300 c/s
R 400 c/s
R 250 c/s
R 200 c/s

Ca
Do
Fe
Ak
Do
Ak

1B1
1B1
1B2
1B1
"
"
"
"
"
"
"
"
1B1
1B2
1B1
"
"
"
"
"
"
"
"
"
"
"
"
"
"
"
"
1B2
1B1

UNIDAD GRI

PP-15
PP-14
PP-12
PP-13
PP-10
PP-9
PP-8
PP-7
PP-3

75
50
40
30
20
10
0

R 350c/s
R 250c/s

Ak
Ca
Ak
Ak
Sd
K
Sd
Si
K Mk
Fc
Ak
Ca
Sd
Mk
Fe
K
Berthierina
Sd

"
"
"
1B2
1B1
1B2
1A2
1B1
"
"
"
1A2
1D4B
1VAA
1VCA
1A2
1B1
1A1A
1A1A
1A1A
1C2

COLUMNA N 3

DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA

Universidad de Zaragoza

CORTE Nº 3 (UE)

Localización Hoja 1:50.000 Nº 250 cuadrante IV

SENAP A PUNTS DE CERDI

Coordenadas (U.T.M) techo { Long. 3 62 250 / Lat. 98 84 000

muro { Long. 3 62 500 / Lat. 96 85 500

Escala del Corte 1:500

FORMACION	ESCALA 1:5	MUESTRAS	COLOR	LITOLOGIA	OBSERVACIONES	TAMAÑO MEDIO DE GRANO	GEOMETRIA Y ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS PRIMARIAS	ESTRUCTURAS ORGANICAS Y FOSILES	ESTRUCTURAS Y CARACTERES SECUNDARIOS	TIPOS PETROGRAFICOS	FACIES SEDIMENTOLOGICAS	MEGASECUENCIAS

UNIDAD ROJA SUPERIOR (U.R.S)

925 · 900 · 875 · 850 · 825 · 800 · 775 · 750 · 725 · 700 · 675 · 650

RE-26 · RE-23 · RE-22 · RE-21 · RE-20 · RE-19 · RE-25

Ca

4C1 · 4C2 · 4C1 · 4C1 · 4C1 · 4C1 · 4C1 · " · " · " · " · " · " · " · " · " · " · 4C1 · 4C2 · 4C1 · 4C2 · 4C1 · 4D1A · 4A9 · 4C3 · " · " · " · " · 4C3 · 4C1 · 4D1A · 4D1A · 4C3 · 4C1 · 4C2 · 4D1A · " · " · 4C1 · 4C2 · 4D1A · 3A1 · " · " · " · " · " · " · " · " · " · "

(U.R.I.)

INFERIOR

725
700
675
650
625
600
575
550
525
500
475
450
425
400

RE-20
RE-19
RE-25
RE-26
RE-18
RE-27
RE-17
RE-16

Ca
Do
3A1
3B1B
3B1A
3C3A
3B1B
3E1A
3C3C
3C3C
3C2C
3A1
3C2C
3A1
3A1
3B1A
3C3A
3B1B

UNIDAD ROJA INFERIOR

Laumontita

DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA

Universidad de Zaragoza

CORTE N° 3 (RE)

Localización: Hoja 1:50 000 N° 254 cuadrante IV

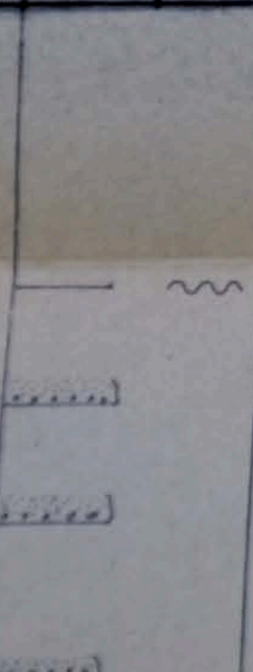
SENDA A PRATS DE CADI

Coordenadas (U.T.M.) techo { Long. 3 62 350 / Lat. 46 84 050

muro { Long. 3 62 500 / Lat. 46 85 500

Escala del Corte 1:500

FORMACION	ESCALA (m)	MUESTRAS	COLOR	LITOLOGIA	OBSERVACIONES	Químicos Primarios	TAMAÑO MEDIO DE GRANO	GEOMETRIA Y ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS PRIMARIAS	ESTRUCTURAS ORGANICAS Y FOSILES	ESTRUCTURAS Y CARACTERES SECUNDARIOS	TIPOS PETROGRAFICOS	FACIES SEDIMENTOLOGICAS	MEGASECUENCIAS



RE-39
-38
-37

925

900

875

(U.R.S.)

Ca

4C1

4C2

4C1

4C1

4C1

4C1

"

"

"

"

"

"

"

SUPERIOR (U

875

850

825

RE-24

800

ROJA

D

775

Ca

4C1
4C2
4C1
4C2
4C1
4D1A
4A4
4C3
"
"
"
"
"
"
4C3

UNIDAD ROJA

800

775

RE-23

750

RE-21

725

700

RE-20

Ca

Ca

Do

Ca

Jo

4C3
"
"
"
"
"
4C3
4C1
4D1A
4D1A
4C3
4C1
4C2
4D1A
"
"
4C1
4C2
4D1A
3A1
"
"
"
"
"
"

700

RE-20

675

RE-19

650

RE-25

625

RE-26

600

Do

Ca

Jo

Ca

Do

F

F

F

F

F

"

(U.R.I.)

600
575
550
525
500

RE-18
RE-27

Ca

3A1
3B1B
3B1B
3B1B
3B1B
3B1B
"
"
"
"
"
"
"
"
"
"

E R I O R

(U.R.I.)

425 450 475 500 525

RE-17

Ca Ca Ca

3B1B
3B1B
3A1
3E1A
3C3c
3C3c
3C3c
3C2c
3A1
3C2c
3A1
3A1
3R1A

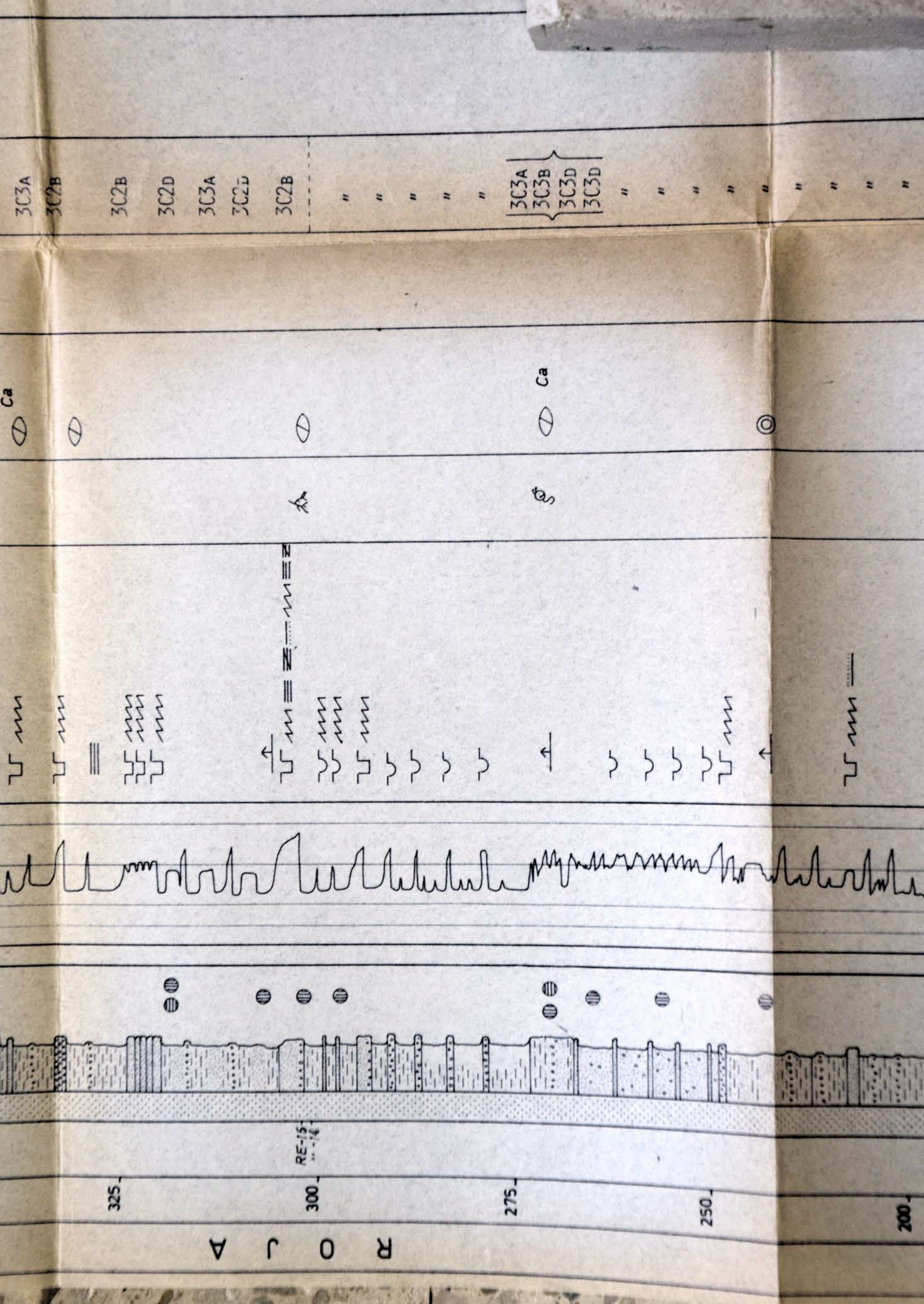
INFERIOR

425
400
375
350
325

RE-16

Ca
Ca
Ca

3A1
3B1A
3C3A
3B1B
3C3A
3C2C
3C3A
3C3C
$c2c
3C3D
$c2B
3C2B
3C2C
3C3A
3C2B
3C2B
3C2D


Ca
3C3A
3C2B
3C2B
3C2D
3C3A
3C2B
3C2B
"
"
"
"
"
3C3A
3C3B
3C3D
3C3D
"
"
"
"
"
"
"
"
Ca
RE-15-14
325
300
275
250
200
R O J A

3C2B

3C3A
3C3B
3C3D
3C3D

RE-13

RE-12

RE-11

RE-10

200

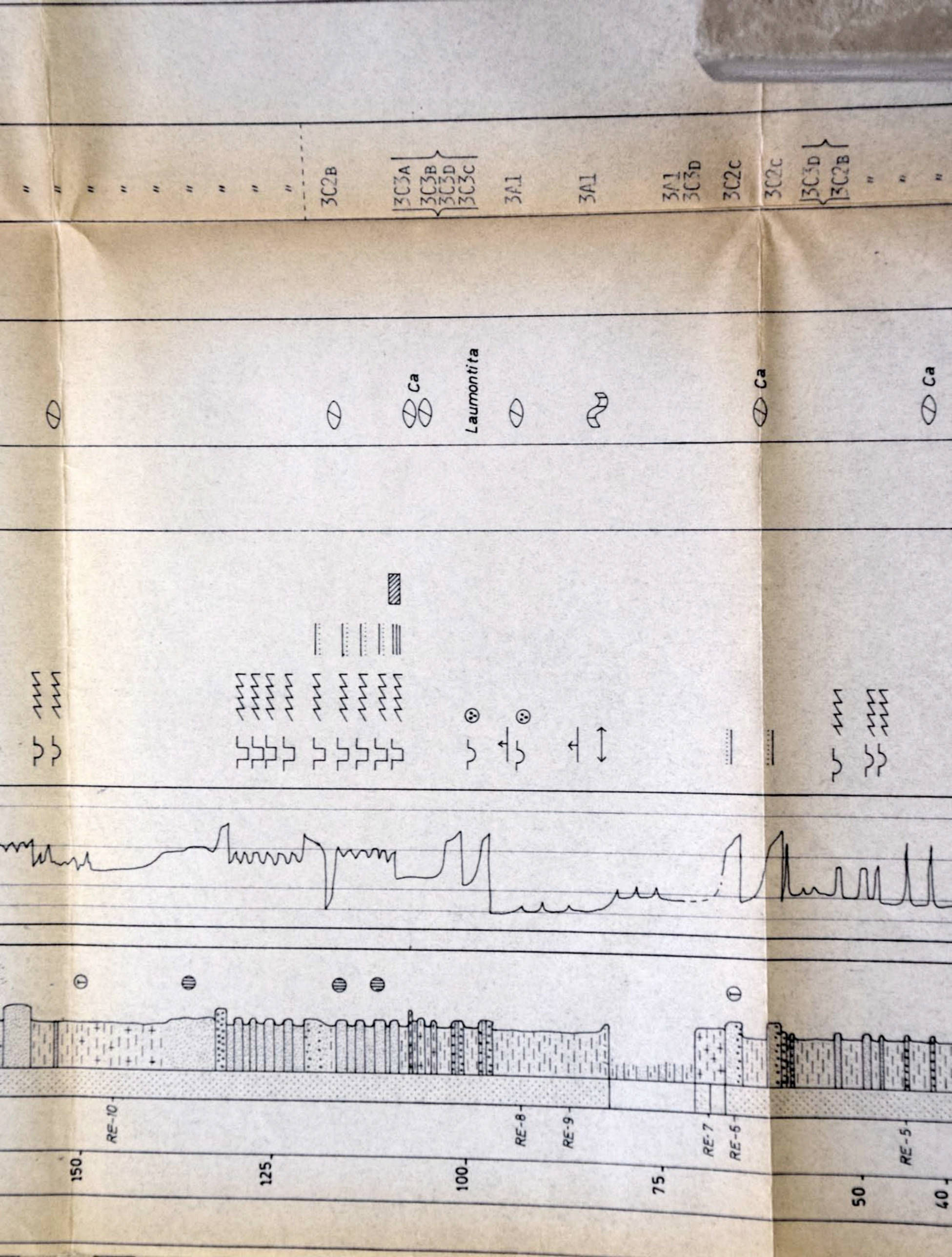
200

175

150

125

U N I D A D


150
125
100
75
50
40
RE-10
RE-8
RE-9
RE-7
RE-6
RE-5
Ca
Laumontita
3C2B
3C3A
3C3B
3C3D
3C3C
3A1
3C2C
"

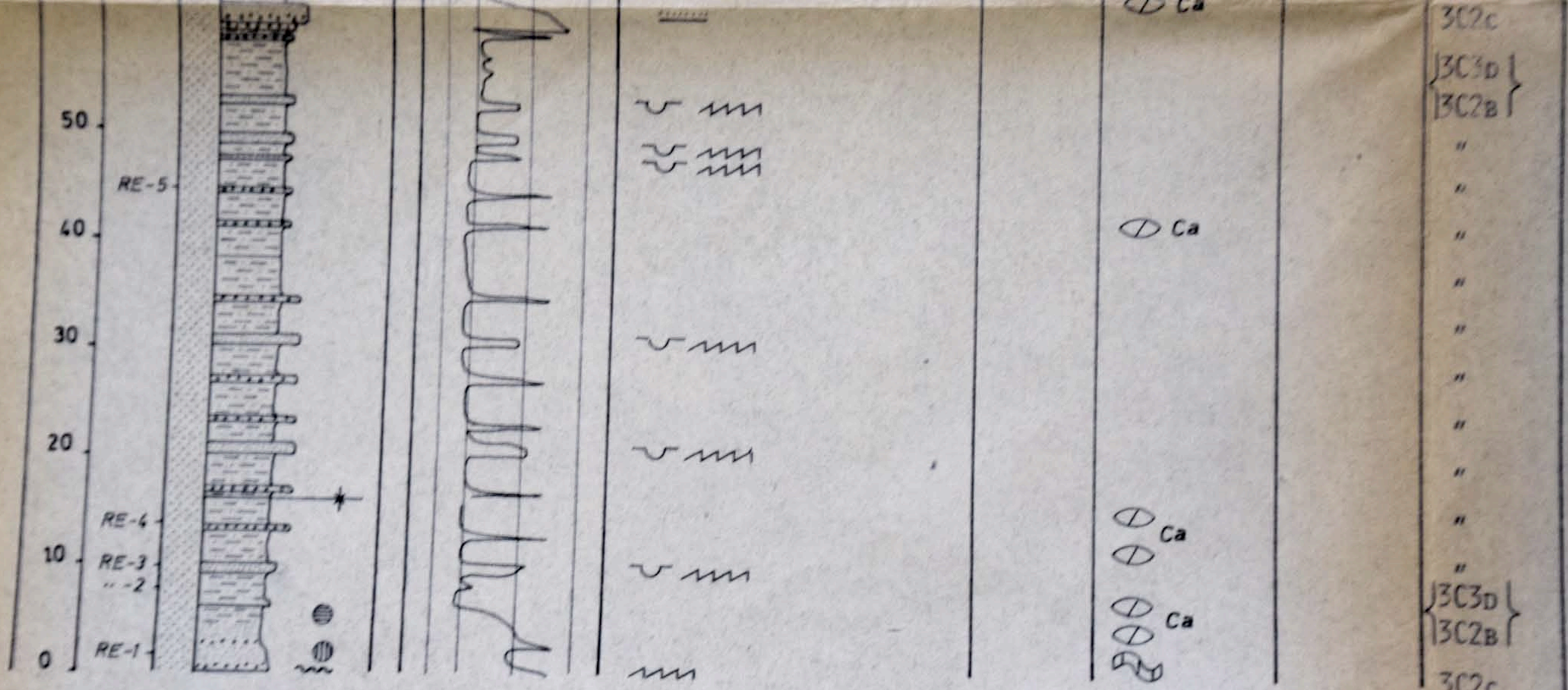
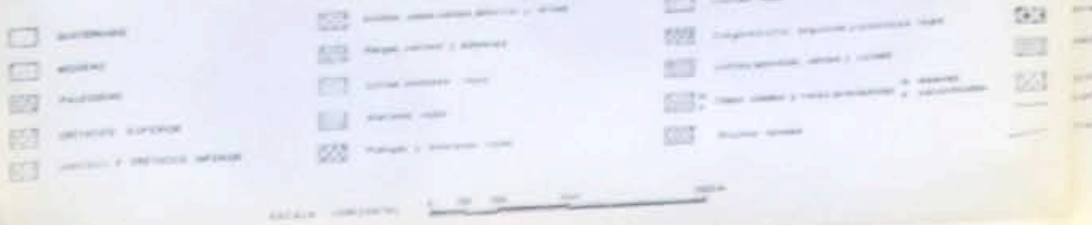

50
40
30
20
10
0
RE-5
RE-4
RE-3
" -2
RE-1
Ca
Ca
Ca
3C2c
3C3D
3C2B
"
"
"
"
"
"
"
"
"
"
3C3D
3C2B
3C2c

GRAFICO I

CORTES GEOLOGICOS

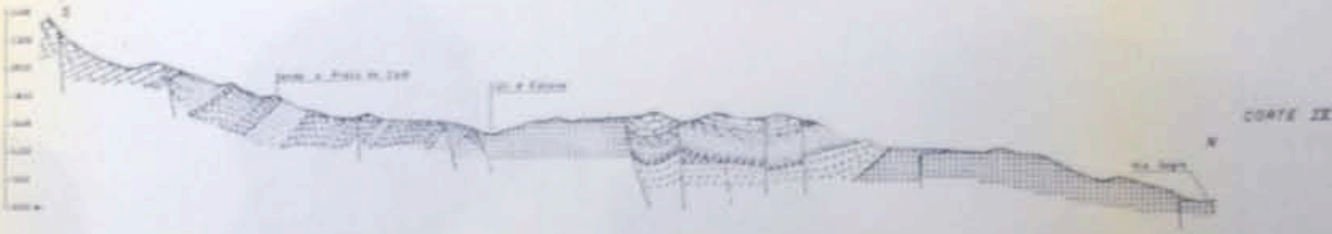
CORTES GEOLOGICOS

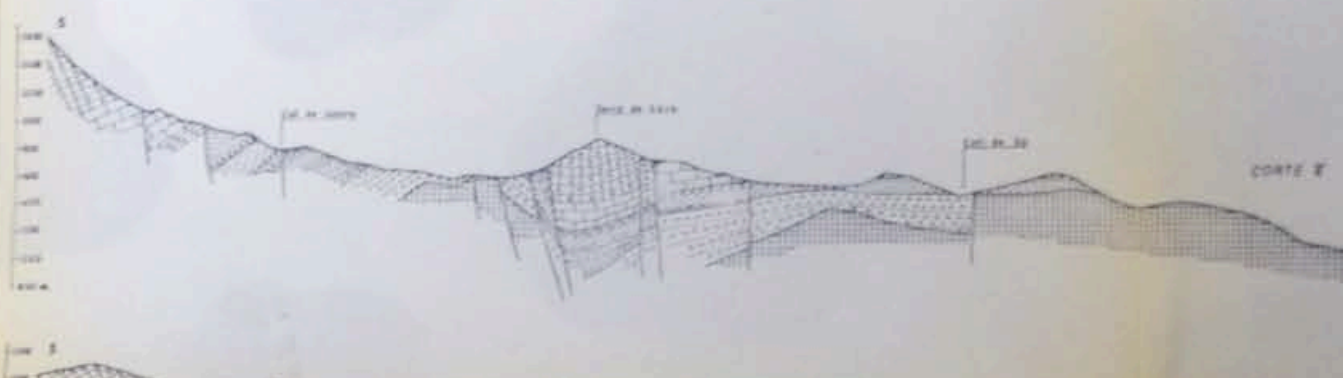


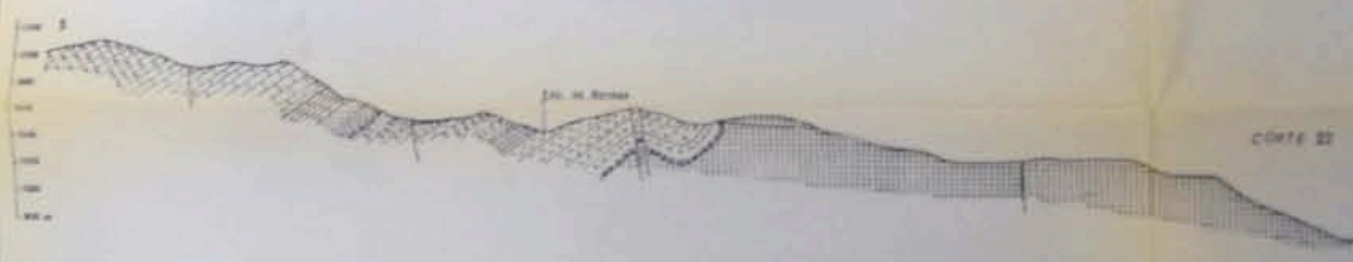






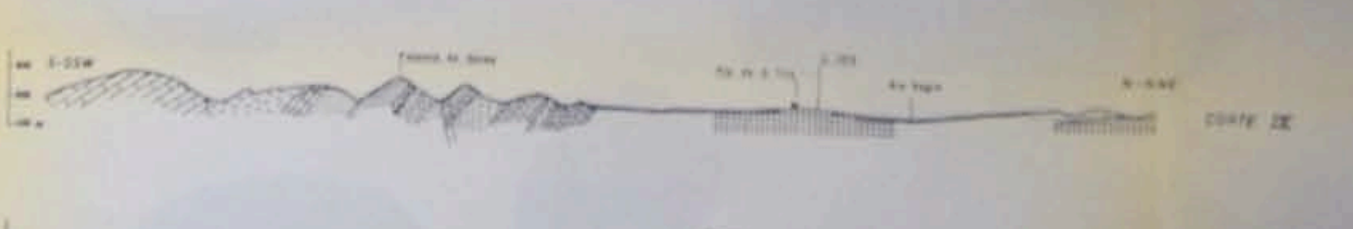


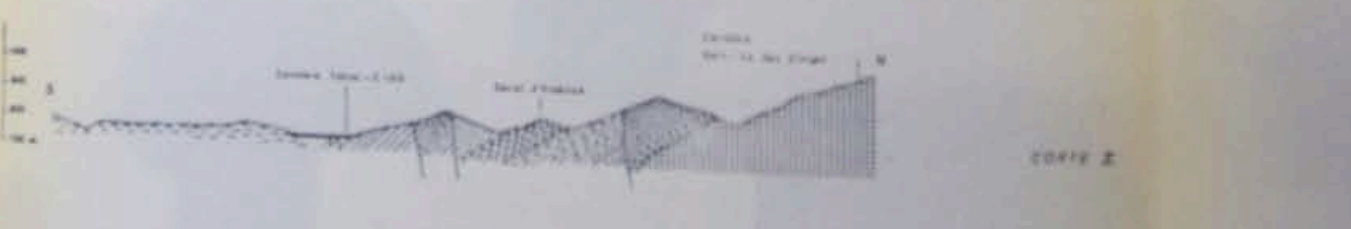














CORTES GEOLOGICOS

LEYENDA

QUATERNARIO

NEOGENO

PALEOGENO

CRETACICO SUPERIOR

JURASICO Y CRETACICO INFERIOR

TRIASICO

Arcillas, yesos, calizas, dolomias y ofitas

Margas, calizas y dolomias

Lutitas arenosas rojas

Areniscas rojas

Pudingas y areniscas rojas

ESTEFANIENSE — PERMICO

Lutitas rojas

Conglomerados angulosos y areniscas rojas

Lutitas, areniscas, calizas y carbón

m masivas
e estratificadas

Tobas, coladas y rocas piroclasticas

Brechas basales

Pitones volcanicos acidos

Pitones volcanicos intermedios — basicos

PALEOZOICO PREHERCINICO

Granitos tardihercinicos

Contacto discordante

Fracturas

ESCALA HORIZONTAL 0 250 500 1000 2000 m

CORTES GEOLOGICOS

LEYENDA

- QUATERNARIO
- NEOGENO
- PALEOGENO
- CRETACICO SUPERIOR
- JURASICO Y CRETACICO INFERIOR

TRIASICO

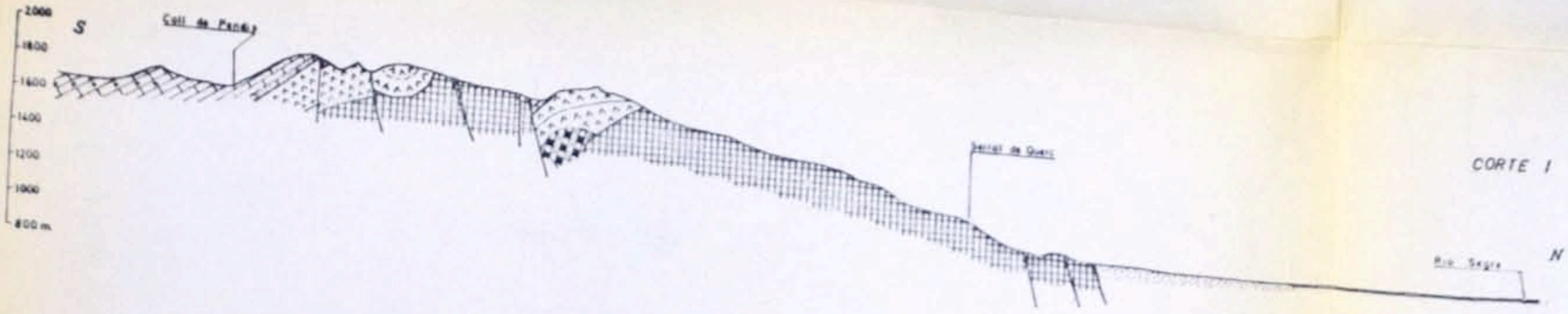
- Arcillas, yesos, calizas, dolomías y ofitas
- Margas, calizas y dolomías
- Lutitas ocreosas rojas
- Areniscas rojas
- Pudingas y areniscas rojas

ESTEFANIENSE — PERMICO

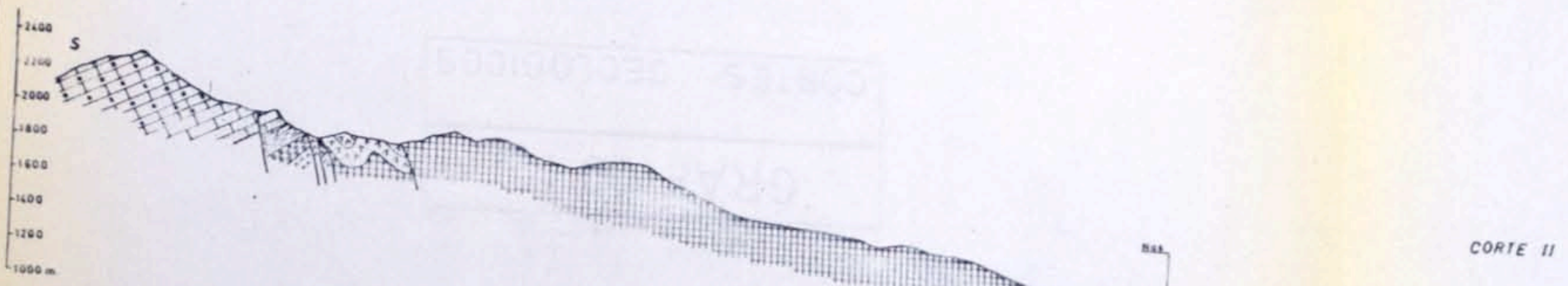
- Lutitas rojas
- Conglomerados angulosos y areniscas rojas
- Lutitas, areniscas, calizas y carbón
- m, Tobas, cenizas y rocas piroclásticas m: masivas e: estratificadas
- Brechas basales

- Pitones volcánicos ácidos
- Pitones volcánicos intermedios – básicos
- PALEOZOICO PREHERCINICO
- Granitos tardihercínicos
- Contacto discordante
- Fracturas

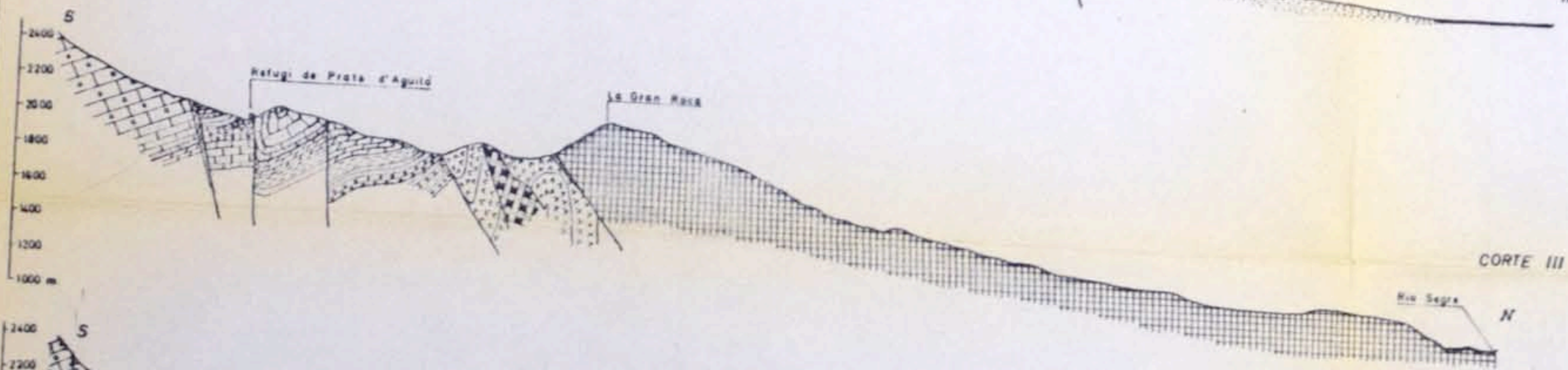
ESCALA HORIZONTAL 0 250 500 1000 1500 m



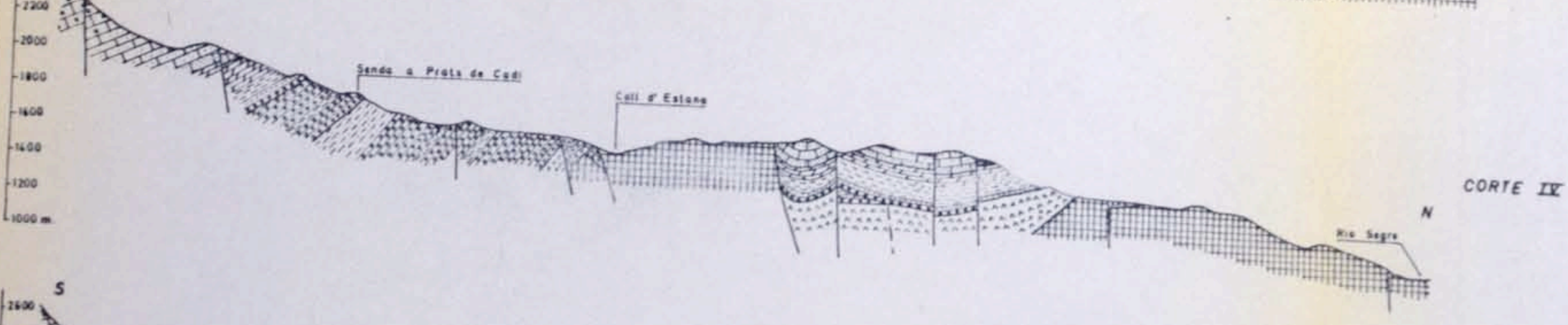
CORTE I



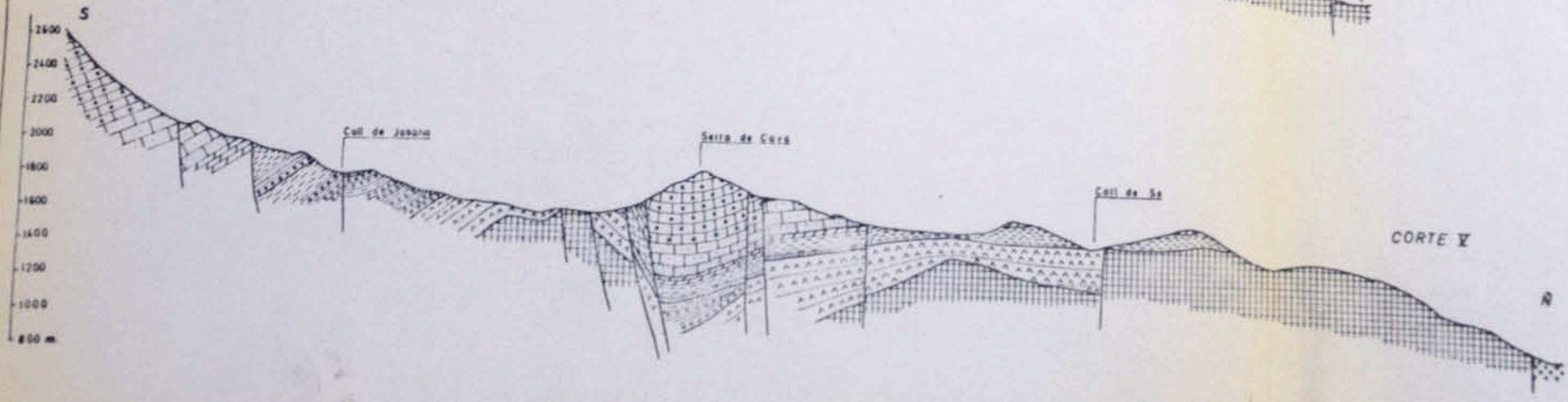
CORTE II



CORTE III

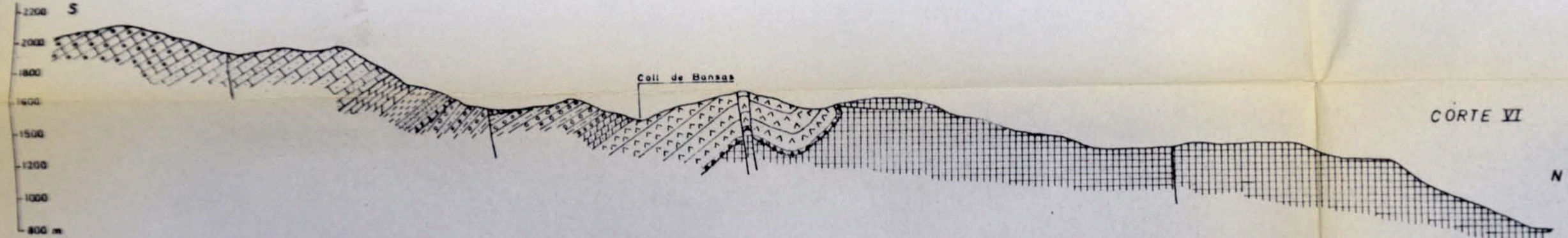


CORTE IV



CORTE V




S
2200
2000
1800
1600
1500
1200
1000
800 m
Coll de Bonsas
CORTE VI
N

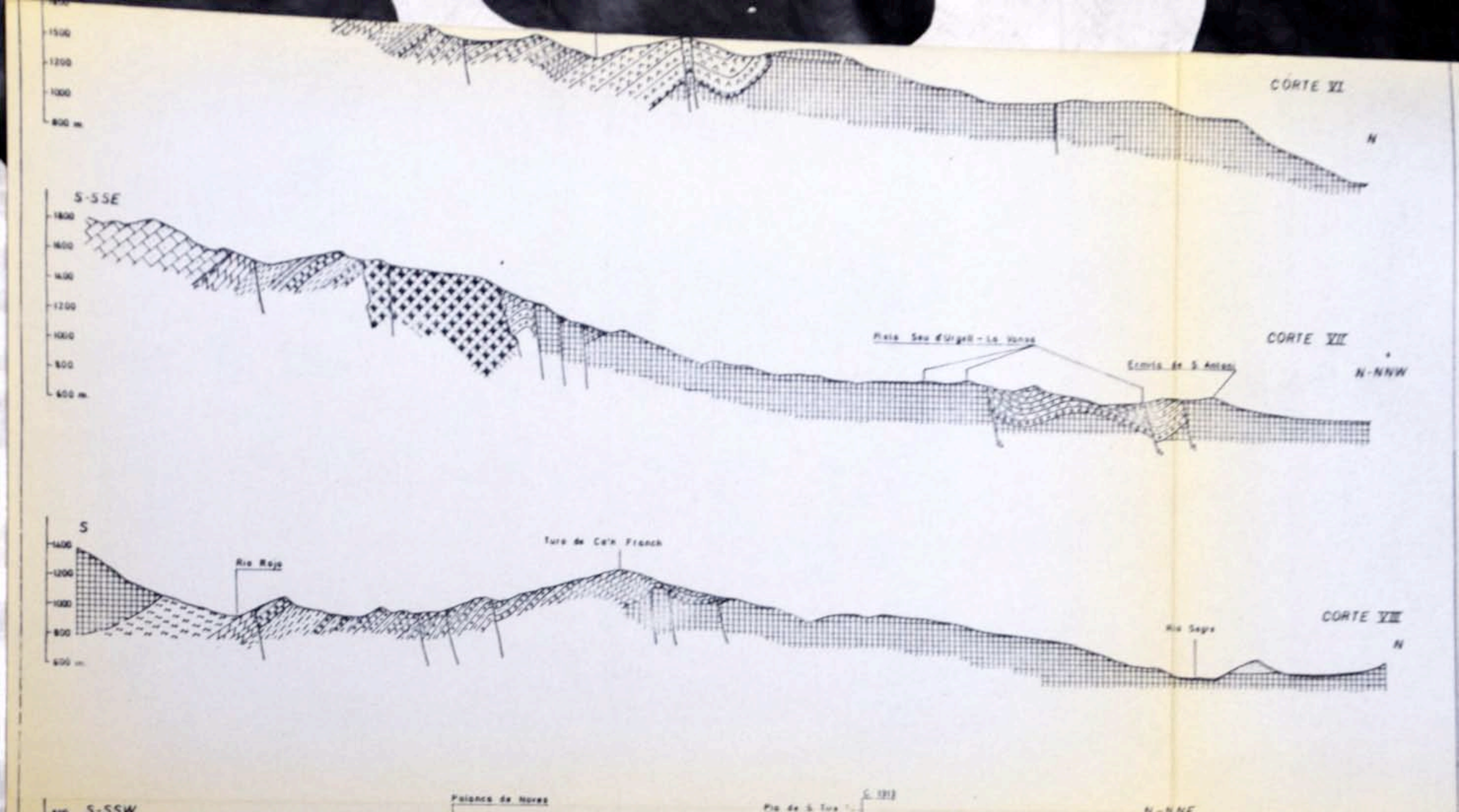
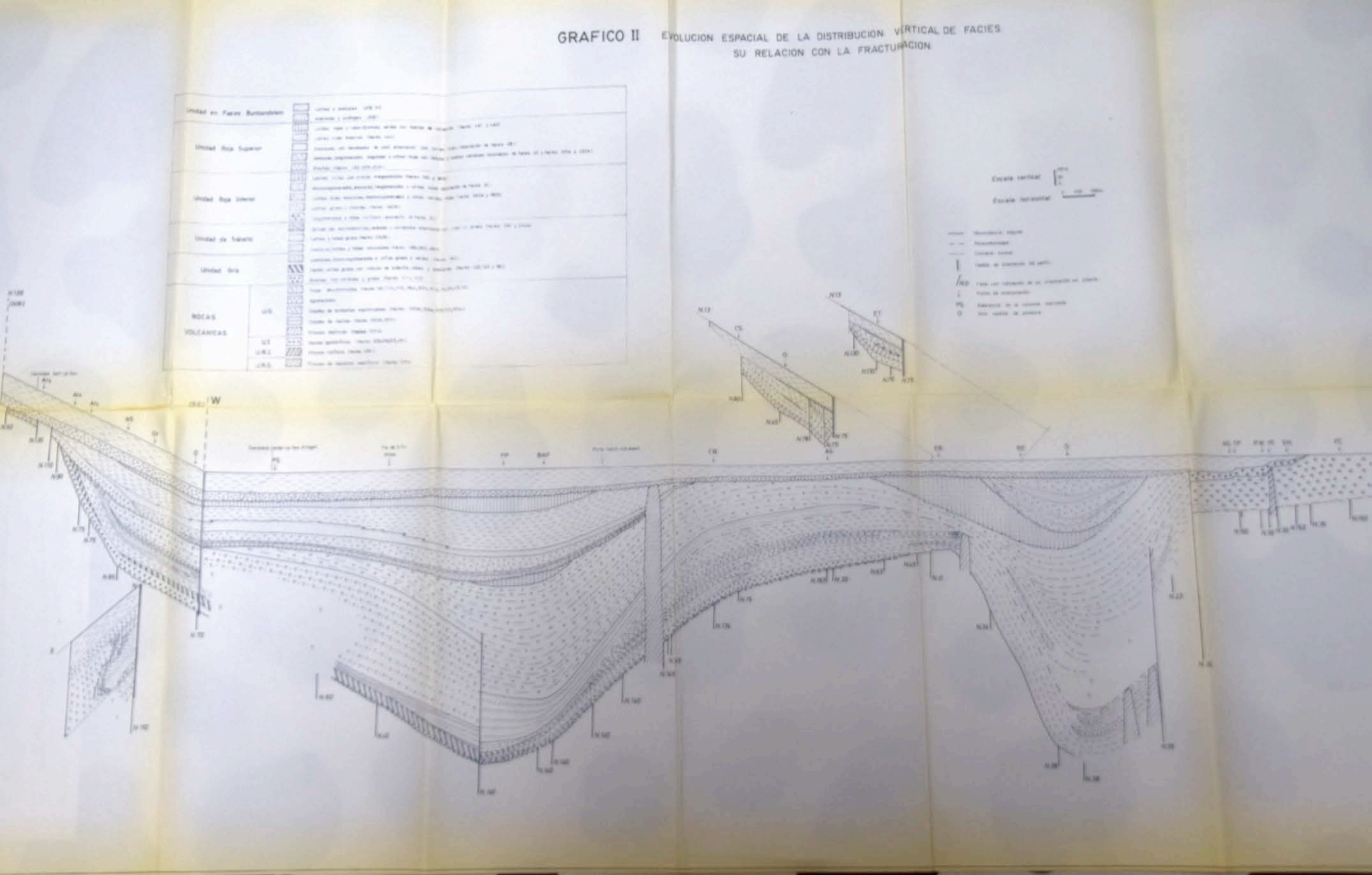
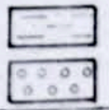
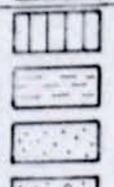
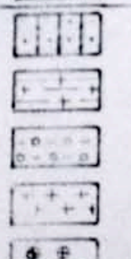
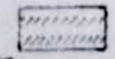
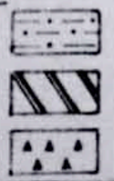
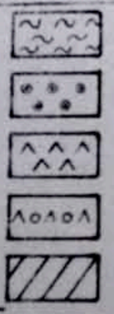
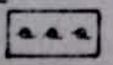
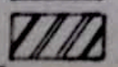
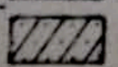

1500
1200
1000
800 m.
CORTE VI
N
S-SSE
1800
1600
1400
1200
1000
800
600 m.
Pista Seu d'Urgell - La Vansa
Ermita de S. Antoni
CORTE VII
N-NNW
S
1400
1200
1000
800
600 m.
Riu Roja
Turo de Ca'n Franch
CORTE VIII
Riu Segre
N
S-SSW
Peiana de Noves
Pic de S. Tirs
C. 1313
Riu Segre
N-NNE
CORTE IX
1000
900
800
700 m.
S
Carretera Tahus - C. 1313
Serrat d'Ensenya
Carretera
Sort — La Seu d'Urgell
N
CORTE X
S-SSE
Carretera
Tahus a C. 1313
Barau
Carretera
Sort — La Seu d'Urgell
N-NNW
CORTE XI

GRAFICO II

EVOLUCION ESPACIAL DE LA DISTRIBUCION VERTICAL DE FACIES SU RELACION CON LA FRACTURACION

GRAFICO II EVOLUCION ESPACIAL DE LA DISTRIBUCION VERTICAL DE FACIES SU RELACION CON LA FRACTURACION



Unidad en Facies Buntsandstein			Lutitas y areniscas UFB 2-3 Areniscas y pudingas UFB 1
Unidad Roja Superior			Lutitas rojas y calco-dolomias verdes con huellas de retracción (facies 4A1 y 4A2) Lutitas rojas masivas (facies 4A4) Areniscas con bandeados de color alternando con lutitas rojas (asociación de facies 4B) Areniscas, conglomerados angulosos y lutitas rojas con nódulos y costras calcáreas (asociacion de facies 4C y facies 4D1a y 4D Brechas (facies 4A3 4D1b 4D2b)
Unidad Roja Inferior			Lutitas rojas con niveles margoarenosos (facies 3A1 y 3B1a) Microconglomerados, areniscas, fanglomerados y lutitas rojas (asociación de facies 3C) Lutitas rojas, areniscas, microconglomerados y tobas verdes y rojas (facies 3A2a y 3B1b) Lutitas grises y cineritas (facies 3A2b) Conglomerados y tobas riolíticas (asociación de facies 3D)
Unidad de Tránsito			Calizas con estromatolitos, caráceas y ostrácodos alternando con cineritas grises (facies 2A1 y 2A2a) Lutitas y tobas grises (facies 2A2B)
			Areniscas, lutitas y tobas versicolores (facies 2B1, 2B2, 2B3)
Unidad Gris			Areniscas, microconglomerados y lutitas grises y verdes (facies 1B2) Carbón, lutitas grises con nódulos de siderita, tobas y areniscas (facies 1A0, 1A2 y 1B1) Brechas rojo-violáceas y grises (facies 1C1 y 1C2)
ROCAS VOLCANICAS	U.G.		Tobas desvitrificadas (facies 1A1, 1V1c, 1VE, 1VLc, 1VIt, 1VIs, VA, VG, VT, VN) Aglomerados. Coladas de andesitas espilitizadas (facies 1VCa1, 1VAa, 1V1b, 1VIt, 1VIs) Coladas de dacitas (facies 1VCd1, 1VIt) Pitones dacíticos (facies 1VPd)
	U.T.		Mantos ignimbríticos (facies VIb, VG, VIT, VN)
	U.R.I.		Pitones riolíticos (facies VPr)
	U.R.S.		Pitones de basaltos espilíticos (facies VPb)

ROCAS VOLCANICAS

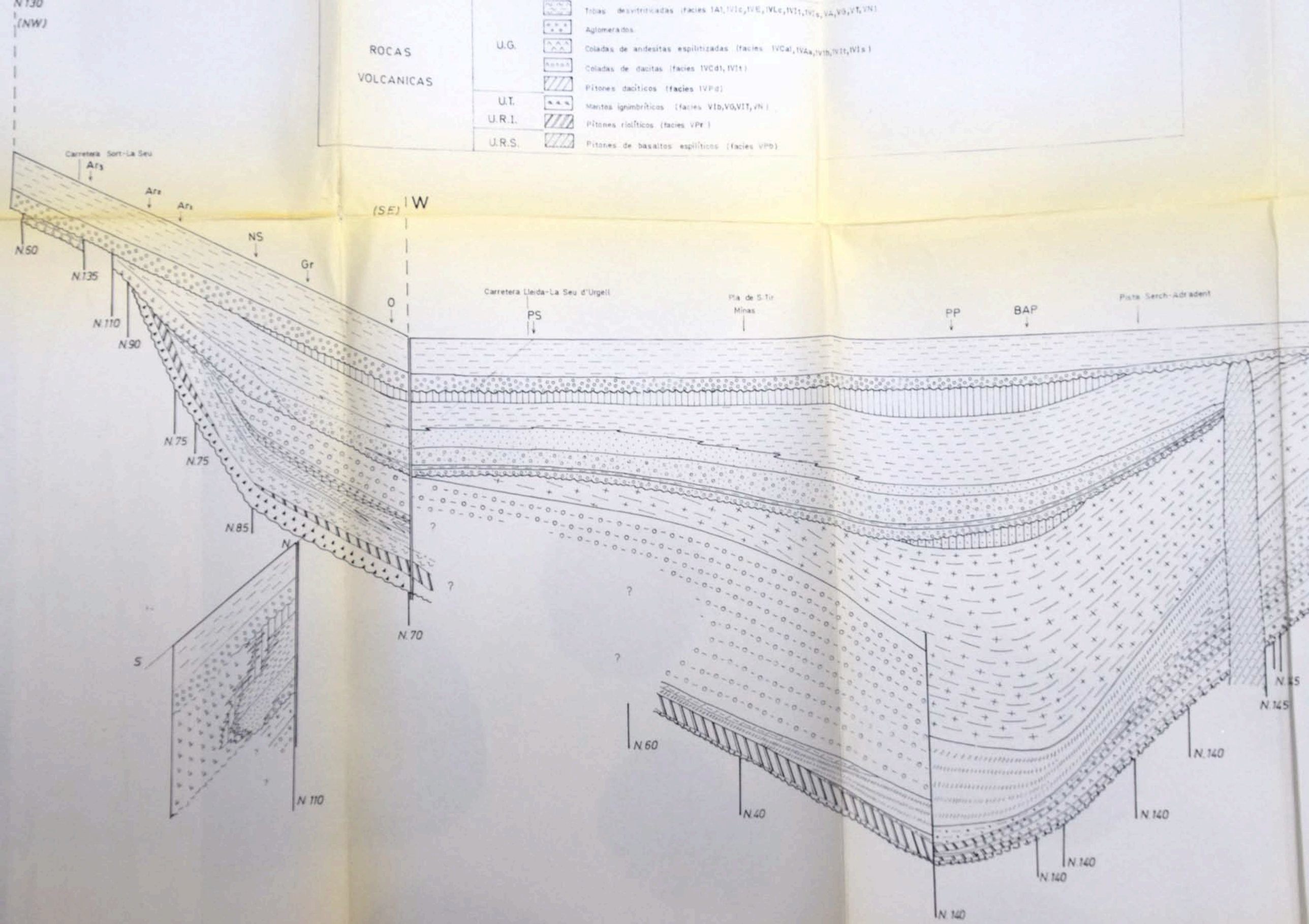
U.G.

- Tobas desvitrificadas (facies IA1, IVIc, IVE, IVLc, IVI1, IVIs, VA, VB, VT, VN)
- Aglomerados
- Coladas de andesitas espilitizadas (facies IVCa1, IVAa, IVIb, IVI1, IVIs)
- Coladas de dacitas (facies IVCd1, IVI1)
- Pitones daciticos (facies IVPd)

U.T. — Mantos ignimbríticos (facies VIb, VG, VIT, VN)

U.R.I. — Pitones riolíticos (facies VPr)

U.R.S. — Pitones de basaltos espilíticos (facies VPb)



Escala vertical 100 m / 50 / 0

Escala horizontal 0 — 500 — 1000 m

Discordancia angular.

Paraconformidad.

Contacto normal.

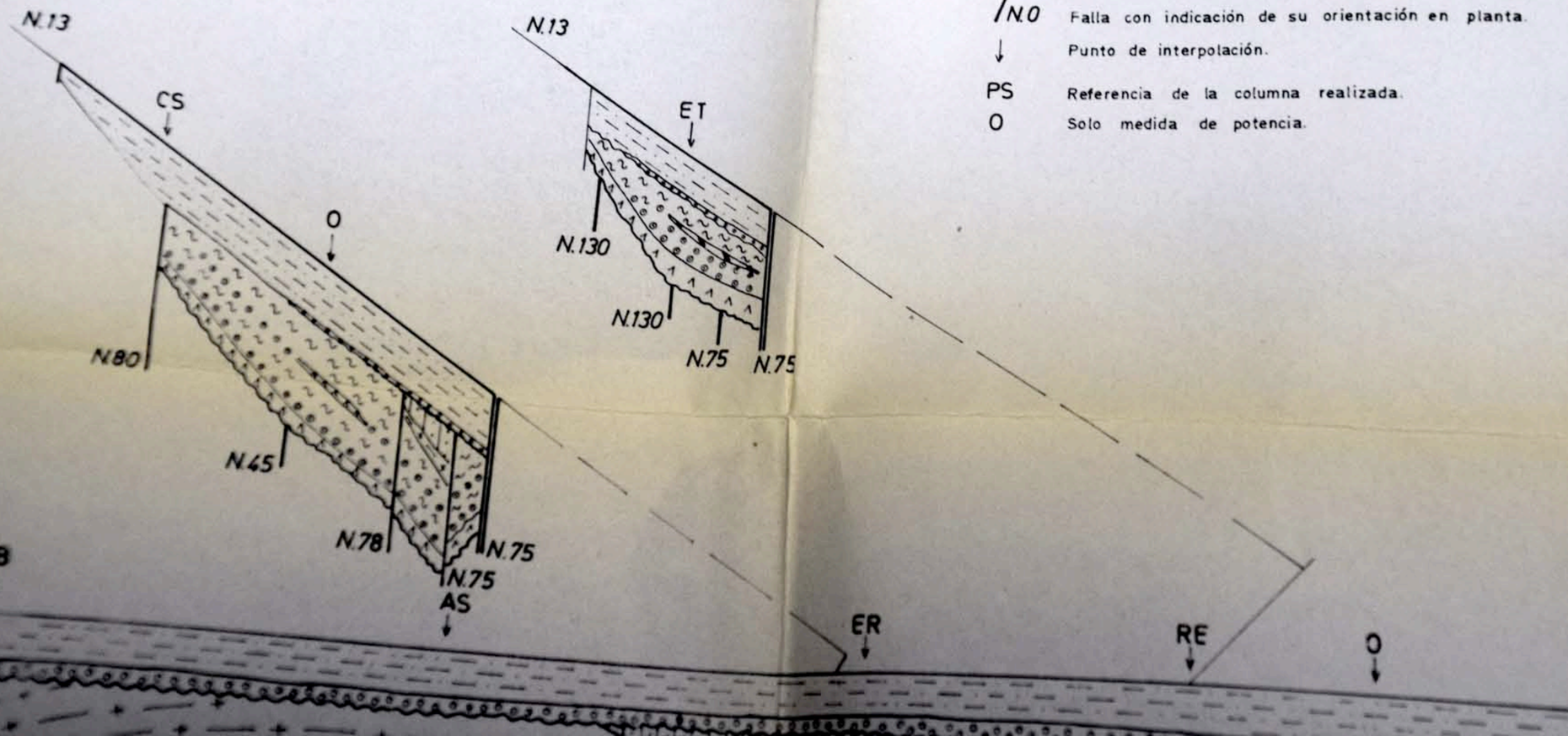
Cambio de orientación del perfil.

/N.0 Falla con indicación de su orientación en planta.

↓ Punto de interpolación.

PS Referencia de la columna realizada.

0 Solo medida de potencia.



adent

CB

N.78

N.75

N.75

AS

ER

RE

O

A

N.163

N.30

N.63

N.45

N.0

N.15

N.134

N.34

N.23

N.24

N.15

N.145

0

N.35

N.38

N.38

E

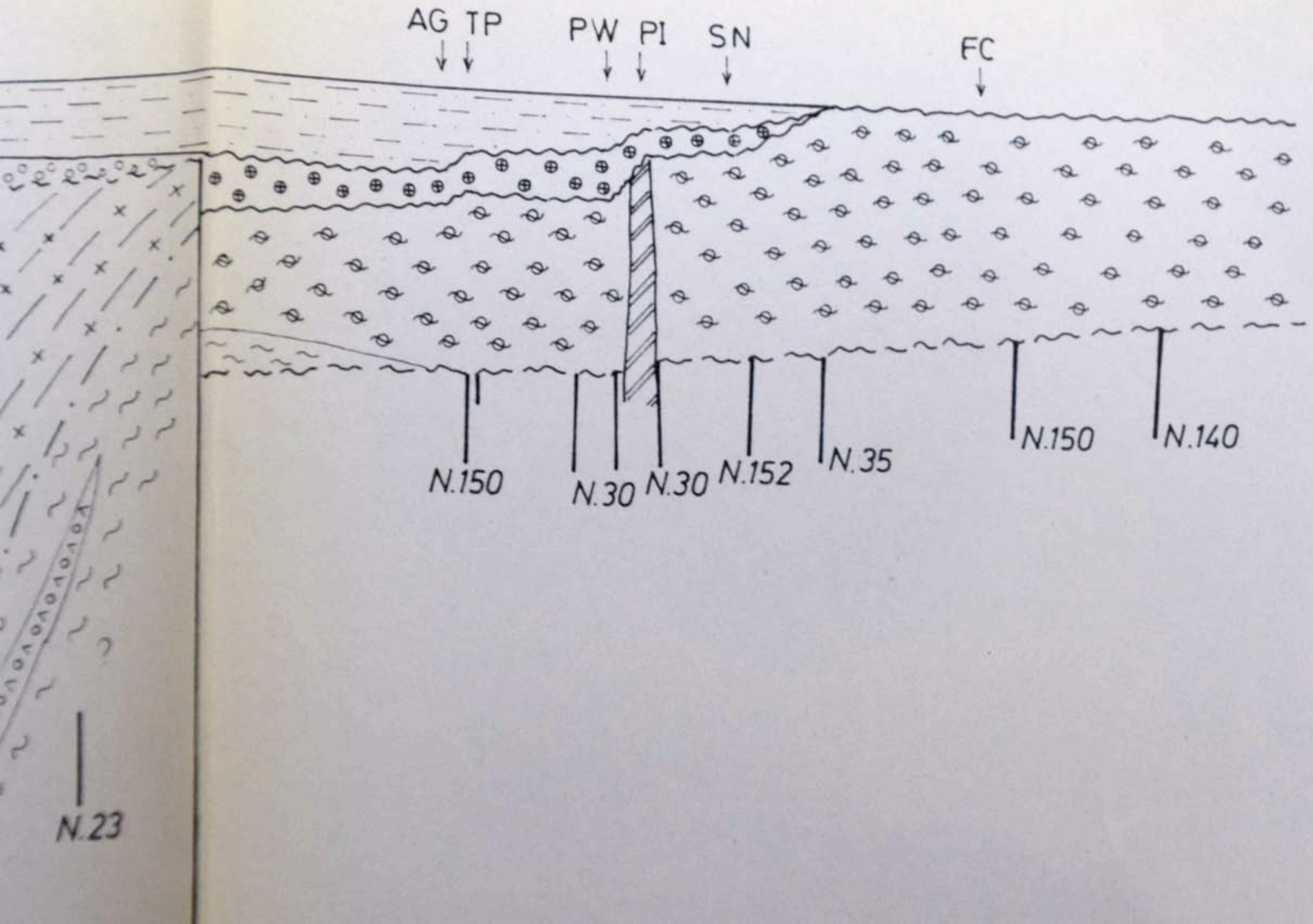


GRAFICO III

Distribución

de los minerales de la arcilla

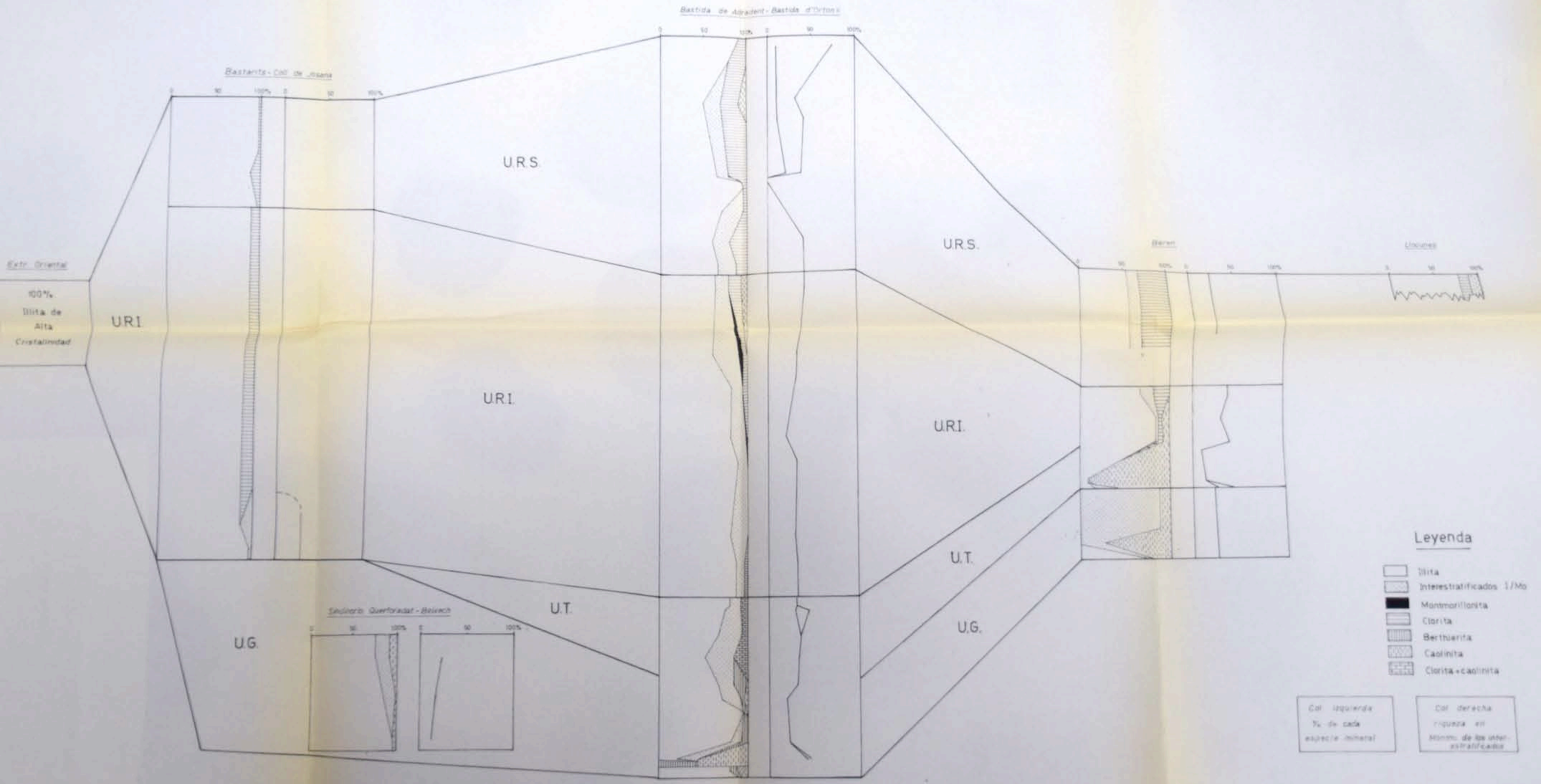
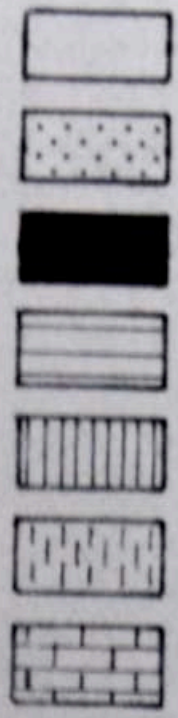


GRAFICO III : Distribución espacial y vertical de los minerales de la arcilla (fracción $< 2\ \mu$)

Leyenda



Illita

Interestratificados I/Mo

Montmorillonita

Clorita

Berthierita

Caolinita

Clorita + caolinita

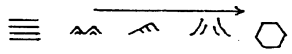
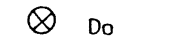
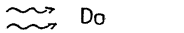
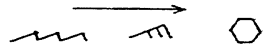
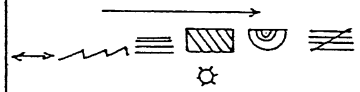
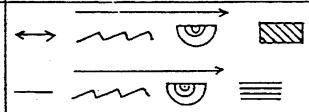
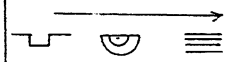
Col. izquierda
% de cada
especie mineral

Col. derecha
riqueza en
Montm. de los inter-
estratificados

Apéndice 4

C O L U M N A S , G R A F I C O S y M A P A S

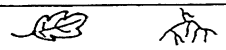
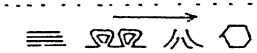
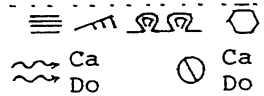
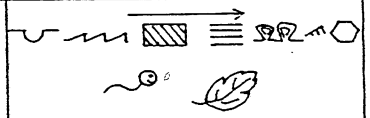
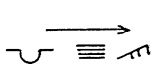
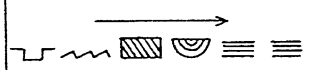
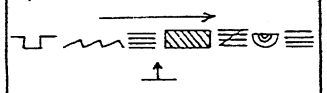
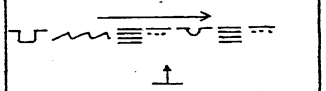
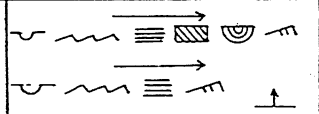
UNIDAD ROSA SUPERIOR (1)

FACIES	Ø medio mm.	LITOLOGIA Y COLOR	ESTRUCTURAS Y FOSILES	MEDIO SEDIMENT.	COMPOS. PRIMARIA	CEMENTACION - AUTIGENESIS
4A1	0'08	Lutitas rojas y Carbonatos verdes		LACUSTRE EFIMERO (PLAYA)	Cenizas volcánicas y fracción detrítica Dolomicrita y aleurita	Caolin. Clinocloro ,Dolom. ,Calcita,Hematites calcita ,Dolomita ,Cuarzo , Clinocloro
4A2		Lutitas rojas con nódulos septar.		PERIFERIA DE LAGOS EFIMEROS (PLAYAS)	Cenizas volcánicas y fracción detrítica " " "	Caolin. clinocloro ,Dolom. Calcita,Hematites Dolom. ,Calcedonia ,Clinocloro ,ankerita,calcita, Baritina
4A3a	5-35	Brechas rojas y Cineritas amarillentas		ABAN. ALUVIAL.	Cenizas volcanicas	Dolomita Dolomita
4A3b	0'01-0'1 / 0'5-10	Lutitas rojas y Carbonatos rojos y verdes.		MUD FLAT / SAND FLAT	Dolomicrita, arenas gruesas y brechas litoarenìticas.	Hematites / Calcita
4A4		Lutitas rojas		MUD FLAT	Cuarzo, feldespato, ìllìta y cenizas volcánicas	Calcita, Dolomita, Hematites, Caolinita, Clinocloro.
4B1	0'1-0'3	Areniscas con bandeado de color rojo-verde		RIOS EFIMEROS	Litoarenitas con cemento de filosilicatos (1-8%) (clastos subangulosos)	Dolomita, Calcita, Clinocloro Hematites, Cuarzo, Feldespato.
4B2	1-20	Areniscas y microconglomerados rojos		ABAN. ALUVIAL RED BRAIDED DISTAL	Litoarenitas feldespáticas con cemento de filosilicatos (clastos subangulosos)	Dolomita, Calcita, Clinocloro Hematites, Cuarzo, Feldespato.
4B3	0'01-0'1	Lutitas rojas con nódulos		ABAN. ALUVIAL DESBORDAMIENTO DE CAN. DISTALES	Lútica con pasadas de litoarenitas y grauw. líticas	Hematites, Calcita, Dolomita Ankerita, Feldespato
4C1	1-20	Areniscas y conglomerados rojos		ABAN. ALUVIAL RED BRAIDED INTERMEDIA	Arcosas bien seleccionadas (clastos subredondeados)	Feldespato, Cuarzo, Calcita Hematites
4C2	0'5-30	Areniscas y conglomerados rojos		ABAN. ALUVIAL	Litoarenitas feldespáticas (clastos subangulosos)	Calcita, Feldespato, Hematites

UNIDAD ROJA SUPERIOR (2)

FACIES	Ø medio mm.	LITOLOGIA Y COLOR	ESTRUCT. Y FOSILES		MED. SEDIMENT.	COMPOS. PRIMARIA	CEMENTACION-AUTIGENESIS
4C3		Lutitas rojas con costras y nódulos calcáreos. y fanglomerados rojos	Ca	ABANICOS ALUVIALES	ABAN. ALUVIAL DEPOSITOS DE DESBORDAMIENTO	Aleurítica con pasadas de litoarenita.	Hematites, Calcita
						Tobas volcánicas.	Calcita, Feldespato. Hematites
					MUD-FLOW	Grauvacas líticas de esqueleto quebrantado (matriz >20%), clastos subangulosos-subredondeados.	Hematites.
4D1a	10-35	Conglomerados rojos			ABAN. ALUVIAL	Litoarenitas (abundancia de intraclastos, subangulosas-angulosas).	Hematites, Calcit .
4D1b	15-80	Brechas rojas			ABAN. ALUVIAL DEBRIS-FLOW	Litcarenitas (cantos angulosos de pizarras Cambro-Ordovícicas)	Hematites
4D2a	10-70	Brechas arenosas rojas			ABAN. ALUVIAL DEBRIS-FLOW	Litoarenitas (numerosos intraclastos subangulosos).	Hematites, Calcita
4D2b	15-80	Brechas fanglomeráticas rojas			MUD-FLOW	Grauwacas líticas (>20% de matriz primaria, fra fragmentos angulosos)	Hematites
4D3	0'8-2	Areniscas rojas			CANAL. EFIMEROS DE CRECIM. DE FLUJO.	Litoarenitas (clastos subangulosos)	Hematites, Calcita.

UNIDAD ROJA INFERIOR (1)

FACIES	Ø medio mm.	LITOLOGIA Y COLOR	ESTRUCT. Y FOSILES		MED. SEDIMENT	COMPOS. PRIMARIA	CEMENTACION - AUTIGENESIS
3A1	0'01	Lutitas rojas			MUD-FLAT	Cuarzo, feldesp. illita	Montmorillonita, Clorita
	0'1	con hiladas arenosas roj. y ver.			SAND-FLAT	Cuarzo y feldespato	calcita, Dolomita, Baritina
3A2a	0'1-o'4	lutitas rojas niveles aren. roj. y tobas verdes.			PLAYAS (Sedim. detrítica fina)	Q. Fpto. y Cen. volcanic. litoarenitas Componentes piroclástic.	Hematites, Calcita, Dolomita, F Calc. Dolom. Ankerita. Cloritas Feldesp. Calced. Hemat. Baritina
3A2b		Lutitas negras y tobas grises			PLAYAS con acumulación de mat. organica	Lutita Component. piroclásticos	Dolomita, Ankerita
3B1a	0'1-0'01	Lutitas arenosas rojas y verdes.			SAND-FLAT y MUD-FLAT. (paleocanales efimeros)	Lutita	Calcedonia, Calcita; Dolomita, Hematites.
3B1b	0'3-20	areniscas y microconglomerados rojos.		ALUVIALES	Paleocanales efímeros en zonas distales	Litoarenitas Volcanoclásticas	? Hematites
3B2	0'3-20	areniscas y microconglomerados verdes.			Paleocanales Braided de zona distal	litoarenitas volcanoclásticas, grauvaquizadas en la diagénesis.	Calcita, Dolomita, Cuarzo Feldespato, Clorita férrica
3C2a	0'5-20	Areniscas y microconglomerados rojos.			Red Braided de ambientes intermedios	Litoarenitas volcanoclasticas, litotobas y cristaltobas (grauvaquización diagenética de parte de las mismas, con enriquecimiento en feldespatos)	Calcita, Laumontita Hematites, Pistacita
3C2b	0'5-15	Areniscas y microconglomerados rojos		ABANICOS	Paleocanales efímeros del abanico		
3C2c	0'5- 6	Areniscas rojas			Canales braided efímeros		

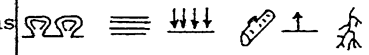
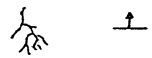
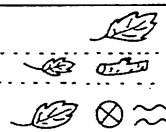
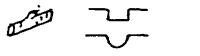
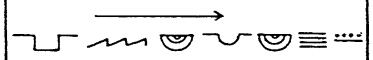
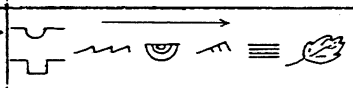
UNIDAD ROJA INFERIOR (2)

FACIES	Ø medio mm.	LITOLOGIA Y COLOR	ESTRUCT. Y FOSILES		MEDIO. SEDIM.	COMPOS. PRIMARIA	CEMENTACION - AUTIGENESIS
3C3a	2-40	Fanglomerados rojos	↔	ABANICOS ALUVIALES	Mud-Flow	Grauwacas líticas incorporando en ocasiones cenizas y piroclastos (de matriz detrítica)	Hematites, Calcedonia, Feldespato
3C3b	1-30	Conglomerados arenosos	→		Debris-flow	?	Hematites.
3C3c	0'2-2	Arenicas rojas	→		Desbordamiento intercanales.	Grauwacas líticas ((matriz detrítica)	Hematites
3C3d	0'1-0'01	Lutitas rojas y tobas rojas y verdes.	Ca			Lutitas y piroclastos	Calcita, Hematites Feldespato, Calcedonia.
3D1	40-100	Conglomerados brechoides rojos			Debris - flow desmantelando edificios Volcánicos en actividad	100% cantos de riolitas	hematites, Calcedonia.
3D2a	5 - 40	Conglomerados rojos.	↔			100% cantos de riolitas	Hematites, Calcedonia
3D2b	0'2-0'01	Lutitas arenosas y tobas riolíticas.			Desbordamient intercanales en zona apical	Piroclastos riolíticos más o menos retrabajados.	Hematites, Illita, Calcedonia

UNIDAD DE TRANSITO

FACIES	Ø medio mm.	LITOLOGIA Y COLOR	ESTRUCTURAS Y FOSILES	MEDIO	COMPOS. PRIMARIA	CEMENTACION - AUTIGENESIS
2A1a		Calizas grises cineritas " lutitas negras		LACUSTRE	Micritas con fósiles productos piroclásticos illita y caolinita (< 2µ)	calced. caolinita calcita dolom. Anker. calced. caolinita clorita ankerita
2A1b		Lutitas grises Nodulos fibro- so-radiales	Ca	Periferia LACUSTRE interna	Lutita	Calcita
2A2a		Calizas grises (muy delgadas) y lutitas grises		"	Micrita Lutita	¿
2A2b		Lutitas grises con tobas y nódulos	Ca,Do	"	Lutita Material piroclástico (s.l.)	Calcita Dolom. anker. cuarzo clorita
2B1		Lutitas rojas con nódulos gri- ses.	Ca	Periferia LACUSTRE externa	Lutita	Hematites Calcita
2B2	0,1-0,01	Lutitas rojas y verdes con tobas interestratific.	Ca,Do	Desborda- miento in- ter canales	Lutita Cineritas, cristal- y litotobas	Hematites Calcita Dolomita Calcedonia
2B3a	0,3 - 2	Areniscas ver- des y grises más localmente rojas		Paleocana- les efímeros "Braided"	Litoarenitas (por evolu- ción diagenetica dan grauvas liticas y feld.)	Comp. urano-orgánicos (tramos basales Calc. Caolin. B rthier. anker. sulfuros
2B3b	0,1 - 2	Areniscas verdes localmente rojas		Paleocana- les de cursos meandriformes	"	"
2D4a	-	Lutitas rojas pisoliticas	Pisolitos	Paleosuelo Laterítico	Rocas detríticas volca- no sedimentarias	Caolinita Macrocaolinita Hematites Iterestrat. I/Mo
2D4b	0,2 - 2	Areniscas blanco amarillentas		Areniscas incipientemen- temente laterizadas	Areniscas con máteria orgánica (caolinización y recristalización sin- diagenética).	Compuestos urano-orgánicos Caolinita Hematites sulfuro Macrocaolinitas

UNIDAD GRIS

FACIES	Ø medio mm.	LITOLOGIA Y COLOR	ESTRUCTURAS Y FOSILES	MEDIO	COMP. PRIMARIA	CEMENTACION - AUTIGENESIS
1A0	0,05	Lutitas grises		Lacustre	Lutita, materia orgánica	Siderita ,interestratificados I/Mo,caolín
	0,02-1	con niv. arenis.			Litoarenitas feldespáticas y arcosas	Feldespato ,calcita ,dolomita .
1A1a		Tobas grises o gris-amarillentas		Ambiente muy ácido	Materia orgánica y productos piroclásticos(caolinizados)	Caolín ,siderita
1A1b		Tobas grises o gris-amarillentas		Ambiente ácido	Productos piroclásticos (silicificados,caolinizados)	Caolín ,calcedonia ,calcita ,berthierina Interestratificados I/Mo
1A1c		Tobas gris-verdosas		Ambiente neutro o ligeramente alcalino	Productos piroclásticos (carbonatados-arcillitizados)	Calcita ,dolomita ,cloritas ,calcedonia interestratificados I/Mo ,berthierina
1A1d		Tobas gris-verdosas			Productos piroclásticos (silicif. carbonat. arcillit.	Calcita ,dolomita ,cloritas ,calcedonia cuarzo , interestratificados I/Mo berthierina
1A2		Lutitas negras capas de carbón y nódulos	 Sd,Si,Ak	Periferia Lacustre medio muy ácido	Lutita restos vegetales Lutita	Caolinita , siderita Caolinita , calcedonia Siderita ,ankerita ,calcedonia ,caolinita galena ,pirita ,berthierina
1B1	0,2-3	Areniscas grises-negras	 Sd	Paleocanales efímeros en la perif. lacustre	Litoarenitas y sublitoarenitas (grauwackización diagenética)	Macrocaolinitas , caolinita berthierina siderita
1B2	0,5-4	Areniscas grises			Litoarenitas (grauwackización diagenética)	Calcita dolomita ankerita piritas interestratificados I/Mo baritina
1C2		Brechas y arenis. grises y verdes		zona intermedia distal	Litoarenitas (localmente feldespáticas)	Cuarzo clorita caolinita
1C1	60-180	Brechas rojas		zona apical	Brechas litoarenícticas (fragmentos del sust.infrayac.)	Hematites Cuarzo
1D4b		Lutitas rojas	Pisolitos	Lateritas caolinígeras	Productos piroclásticos (caolinizados)	Caolinita hematites interestratificados I/Mo Macrocaolinitas
1D4a		Sustrato rubefactado con costras ferruginosas		Parte profunda de perfiles lateríticos	Sustrato preestefaniense	Caolinita berthierina cuarzo hematites

Columnas Estratigráficas

LEYENDA

LITOLOGIA

- Brechas
- Conglomerados angulosos
- Pudingas
- Areniscas
- Lutitas arenosas
- Lutitas
- Margas
- Silexitas
- Calizas
- Dolomias
- Carbón
- R. volcánica masiva (intermedia-básica)
- R. volcánica masiva ácida
- Aglomerados volcánicos
- Tobas ignimbríticas
- Tobas de lapilli-tobas de grano fino
- Cineritas
- Tobas retrabajadas o transformadas
- Cubierto

Relaciones interlitológicas

- Tránsito gradual de litología
- Tránsitos netos de litología
- Niveles colapsados y deformados
- Niveles noduliformes

Discontinuidades en la serie

- Falla normal
- Falla inversa

COLORES

- Blanco-amarillento
- Negro
- Gris
- Verde
- Rojo

GEOMETRIA Y ESTRUCTURAS PRIMARIAS

- Cuerpos detríticos de continuidad espacial escasa (0-5m)
- Cuerpos detríticos de continuidad espacial media (5-50m)
- Cuerpos detríticos de continuidad espacial media (5-50m) con fuertes variaciones de espesor
- Continuidad espacial alta (50m)
- Cantos blandos
- Base erosiva
- Estratificación cruzada de surco
- Estratificación cruzada tabular
- Laminación paralela
- Laminación inclinada de bajo ángulo
- Ripples de corriente
- Ripples de ola
- Granoselección normal
- Granoselección invertida
- Convoluciones
- Escape de fluidos
- Huellas de retracción
- Estructuras de inyección
- Huellas de caida de lapilli
- Bandeado y deformaciones por flujo volcánico
- Diaclasas curvas (enfriamiento y flujo)
- Diaclasas estratiformes
- Autobrechificaciones
- Secuencia de muro a techo

OBSERVACIONES

- Paraconformidad
- Discordancia angular
- (T) Intercalaciones de tobas volcánicas
- Bombas volcánicas intercaladas
- Paleosuelos
- 1500 c/s Anomalías radiactivas (en choque/seg.)
- Halos verdes
- Halos rojos
- Halos grises
- Halos negros
- Halos blanco-amarillentos

ESTRUCTURAS Y CARACTERES SECUNDARIOS

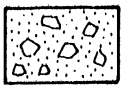
- Nódulos
- Costras
- Septarias
- Helicarias
- Concreciones
- Reemplazamientos y transformaciones
- Fe Oxidos de Fe (Hematites...)
- Sc Siderita
- Ca Calcita
- Do Dolomita
- Mg Magnesita
- Si Cuarzo y/o calcedonia
- An Ankerita
- Mk Macrokaolinitas
- Mo Montmorillonita
- K Caolinita
- Cl Clorita
- I/M Interestratificado illita/montmorill
- I/C Interestratificado illita/clorita

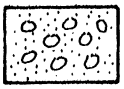
ESTRUCTURAS ORGANICAS Y FOSILES

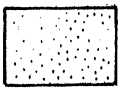
- Bioturbación por raices
- Bioturbación s.l.
- Restos de flora
- Xilópalos y troncos carbonizados
- Estromatolitos y algas s.l.
- Caráceas
- Restos de vertebrados
- Bivalvos

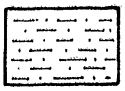
LEYENDA DE LAS FIGURAS DE SEDIMENTOLOGIA

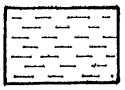

Cantos blandos


Conglomerados angulosos

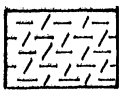

Pudingas

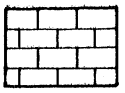

Areniscas

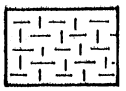

Lutita arenosa

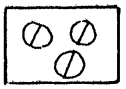

Lutitas

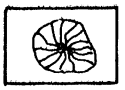

Dolomias


Margas dolomíticas

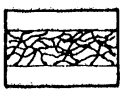

Calizas

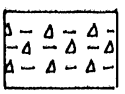

Margas calcáreas

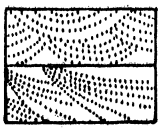

Nódulos calcáreos

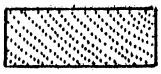

Nódulos septarizados

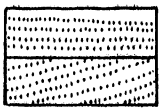

Costra calcárea

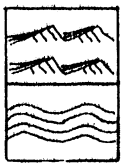

Costra calcárea septarizada

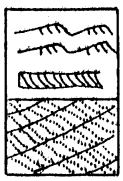

Niveles piroclásticos


Estratificación cruzada de surco (secciones transversal y longitudinal)


Estratificación cruzada tabular


Laminación paralela e inclinada de bajo ángulo


Ripples de oscilación:
a) asimétricos
b) simétricos


Ripples de corriente:
a) normales
b) ascendentes


Láminas deformadas:
a) escape de fluidos
b) deformaciones s.l.
c) convoluciones


Bioturbación vegetal


Huellas de retracción


Restos vegetales


Restos de vertebrados

Ca Calcita

Do Dolomita

Sid Siderita

INDICE DE FIGURAS

		Pag.
Fig. I.1.-	SITUACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA	1-2
" II.1.-	PROCESO DE EVOLUCION METODOLOGICA EN LA OBTENCION DE CONCLUSIONES .	11-12
" II.3.-	REPRESENTACION GRAFICA DEL COLOR	22-23
" II.4.-	CLASIFICACION DE LAS ROCAS SAMITICAS DEGUN DOTT.	25-26
" II.5.-	CLASIFICACION DE LAS ROCAS PIROCLASTICAS	29-30
" 2.1.-	SINTESIS DE LAS DENOMINACIONES DE LAS SERIES ESTEFANIENSE-PERMICAS DEL PIRINEO.	49-50
" 2.2.-	RELACIONES ESTRATIGRAFICAS DE LAS MOLASAS POSTHERCINICAS.	51-52
" 2.3.-	RELACIONES ESTRATIGRAFICAS DE LAS MOLASAS POSTHERCINICAS. ESQUEMA CONCEPTUAL.	51-52
" 3.1.-	UNIDADES ESTRUCTURALES	53-54
" 3.2.-	FAMILIAS DE FRACTURAS (DIAGRAMA EN ROSA DE LOS VIENTOS).	56-57
" 4.1.-	GEOMETRIA Y ESTRUCTURAS DE LAS FACIES 4A1	62-63
" 4.2.-	CARACTERISTICAS GEOMETRICAS DE LAS FACIES 4A2.	66-67
" 4.3.-	GEOMETRIA Y ESTRUCTURAS DE LAS FACIES 4B1,4B2 y 4B3.	72-73
" 4.4.-	CURVAS GRANULOMETRICAS DE LAS LAMINAS CON COLORES VERDES Y ROJOS FACIES 4B1 (U.R.S.).	74-75
" 4.5.-	COMPOSICION CLASTICA DE LAS ARENISCAS DE LA U.R.S.	74-75
" 4.6.-	GEOMETRIA Y ESTRUCTURAS DE LAS FACIES 4C1	76-77
" 4.7.-	GEOMETRIA Y ESTRUCTURAS DE LOS CUERPOS DETRITICOS DE LA U.F.B.	76-77
" 4.8.-	GEOMETRIA Y ESTRUCTURAS DE LAS FACIES 4C2 y 4C3.	77-78
" 4.9.-	COMPOSICION CLASTICA DE LAS FACIES PROXIMALES DE LA U.R.S. . . .	78-79
" 4.10.-	GEOMETRIA Y ESTRUCTURAS DE LAS FACIES 4D1a,4D1b,4D2a y 4D3 . . .	81-82
" 4.11.-	CRISTALINIDAD DE LAS ILLITAS DE LA U.R.S.	84-85
" 4.12.-	EVOLUCION CON EL INCREMENTO DEL TRANSPORTE DE LA COMPOSICION CLASTICA DE LAS SAMITAS EN LA U.R.S.	102-103
" 4.13.-	RECONSTRUCCION TEORICA DEL RELLENO DE LA CUBETA OCCIDENTAL DE LA U.R.S.	94-95
" 4.14.-	U.R.S. MODELO AMBIENTAL	96-97
" 5.1.-	MORFOLOGIAS DE LOS NODULOS SEPTARIFORMES. FACIES 3A2a	124-125
" 5.2.-	GEOMETRIA Y ESTRUCTURA DE LAS FACIES INTERMEDIAS-DISTALES (3B) E INTERMEDIAS (3C).	125-126
" 5.3.-	GEOMETRIA Y ESTRUCTURAS DE LAS FACIES 3C2a y 3C2b	130-131
" 5.4.-	COMPOSICION CLASTICA DE LAS ARENISCAS DE LA U.R.I.	132-133
" 5.5.-	CRISTALINIDAD DE LAS ILLITAS DE LA U.R.I.	141-142
" 6.1.-	GEOMETRIA Y ESTRUCTURAS DE LOS CUERPOS DETRITICOS ASOCIACION DE FACIES 2B	176-177
" 6.2.-	COMPOSICION CLASTICA DE LAS ARENISCAS DE LA UNIDAD DE TRANSITO . .	177-178
" 7.1.-	NODULOS SEPTARIFORMES DE LAS FACIES 1A2	217-218
" 7.2.-	GEOMETRIA Y ESTRUCTURAS DE LOS CUERPOS DETRITICOS DE LAS FACIES 1B .	219-220
" 7.3.-	CAUSALIDAD INVERSA EN LA APARICION DE FELDESPATOS Y MICAS FRENTE A MACROCAOLINITAS.	220-221
" 7.4.-	COMPOSICION CLASTICA DE LAS ARENISCAS DE LA UNIDAD GRIS . .	225-226
" 7.5.-	CRISTALINIDAD DE LAS ILLITAS DE LAS U.G. Y U.T.	232-233
" 8.1.-	RELACIONES ESPACIALES ENTRE LAS RIOLITAS Y LA U.R.I.	263-264
" 8.2.-	TEXTURAS DE LAS IGNIMBRITAS	266-267
" 8.3.-	GEOMETRIA Y ESTRUCTURACION DE LOS PITONES VOLCANICOS	272-273
" 8.4.-	DEPOSITOS DE "LAHAR CALIENTE". GEOMETRIAS Y ESTRUCTURAS	281-282
" 8.5.-	EVOLUCION ESPACIO-TEMPORAL DE LAS MANIFESTACIONES VOLCANICAS MAS IMPORTANTES.	291-292
" 9.1.-	ACCIDENTES TARDIHERCINICOS.	294-295
" 9.2.-	COMPOSICION CLASTICA DE LAS ARENISCAS DE LAS CUATRO UNIDADES ESTUDIADAS	297-298
" 9.3.-	MODELO SOBRE EL CONTROL PALEOCLIMATICO EN EL TIPO DE SINDIAGENESIS .	300-301
" 9.4.-	ZONAS DE CRISTALINIDAD EN LAS ILLITAS	301-302