

Paloma Lafuente Tomás

Tectónica activa y paleosismicidad de la falla de Concud (Cordillera Ibérica central)

Departamento
Ciencias de la Tierra

Director/es
Simón Gómez, Jose Luis
Arlegui Crespo, Luis E.

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



Universidad
Zaragoza

Tesis Doctoral

TECTÓNICA ACTIVA Y PALEOSISMICIDAD DE LA FALLA DE CONCUD (CORDILLERA IBÉRICA CENTRAL)

Autor

Paloma Lafuente Tomás

Director/es

Simón Gómez, Jose Luis
Arlegui Crespo, Luis E.

UNIVERSIDAD DE ZARAGOZA

Ciencias de la Tierra

2011

**Tectónica activa y paleosismicidad de la falla de Concud
(Cordillera Ibérica central)**

PALOMA LAFUENTE TOMÁS

TESIS DOCTORAL

2011

Directores:

José Luis Simón Gómez y Luis. E. Arlegui Crespo

Universidad de Zaragoza

*A mis padres y a mi hermana
A Saúl*

AGRADECIMIENTOS

Tras estos años hay muchas personas a las que tengo que agradecer su ayuda y colaboración para que esta tesis llegue a buen puerto. Trataré de no olvidarme de ninguna de ellas.

Para empezar, quiero dar las gracias a mis directores, José Luis Simón y Luis Arlegui, porque sin ellos esta tesis no existiría. Gracias por dedicarme vuestro tiempo e ilusión, por tener paciencia en los peores momentos y por el apoyo incondicional. También quiero acordarme en este momento de Inmaculada.

Un especial agradecimiento a Carlos Liesa y a Óscar Pueyo, por vuestro tiempo y esfuerzo (que ha sido mucho). También al resto de compañeros del Área de Geodinámica Interna, porque me habéis hecho sentir como en casa. ¡Y por todos los cafés, tan buenos para desconectar!

A Asunción Soriano, Teresa Lamelas, José Carlos Rubio, Ismael Casado y Lope Ezquerro, por vuestra ayuda y compañía en el campo, y por todos los conocimientos compartidos.

A aquellos que me introdujeron en los misterios de la paleosismología al inicio de esta andadura, especialmente a Miguel A. Rodríguez Pascua, Pedro Alfaro y Raúl Pérez, que durante todo este tiempo han sido unos grandes compañeros (y amigos). No me olvido de todos aquellos que he conocido en este mundillo, que han hecho que los congresos fueran algo más que reuniones científicas.

A Andrés Gil, Ana Rosa Soria, Arantxa Luzón y Carlos Sancho, por su asesoramiento en la interpretación de muestras, la sedimentología y las dataciones.

A Luis Alcalá, M^a Dolores Pesquero y Luis Luque, miembros de la Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel-Dinópolis, por la información sobre yacimientos de mamíferos neógenos y por la excavación y estudio del yacimiento *Rotonda Teruel-Centro*.

A Adolfo Calvo (Univ. Valencia), que realizó en su día el perfil topográfico de detalle del escarpe de falla que ahora se ha incluido en el análisis morfotectónico.

A Héctor Perea (Univ. Lisboa) por proporcionarme su tesis y por sus comentarios sobre la aplicación de los índices geomórficos.

A Álvaro González y a Javier Gómez, por las discusiones sobre los patrones de ocurrencia de terremotos y las correlaciones empíricas.

A Esther Armendáriz, Virginia Aznar y Leticia Gaspar, porque con ellas realicé las primeras tomas de datos de campo.

A Joaquín Meléndez y Pascual Cañada, del Gabinete Geológico de la Diputación Provincial de Teruel, por la información de sondeos y la ayuda técnica. Por el mismo motivo, a Néstor Melero y Juanjo Cepriá, de GEODESER (Teruel).

También a las empresas GARFELLA y SERGRUCO de Teruel, por proveernos de la maquinaria para la apertura y estudio de las trincheras.

A Juan Paricio (un especial agradecimiento y recuerdo) y a Miguel Aranda, por su asesoramiento en la excavación y entibado de las trincheras.

A Valentín Monterde y a Pedro Muñoz, propietarios de las fincas en las que se intervino para la apertura de las trincheras, por todas las facilidades prestadas. A los vecinos de Concul, que pusieron casi tanta ilusión como nosotros en los resultados que iban saliendo.

A Antonio Guú y a Félix Domínguez, del Servicio Provincial de Urbanismo y Transportes de la DGA en Teruel, por las autorizaciones y facilidades para desarrollar los trabajos en las vías públicas. También a Carlos Casas, de la Unidad de Carreteras de Teruel (Ministerio de Fomento) y a José Antonio Gómez, del Servicio Provincial de Medio Ambiente de la DGA en Teruel, por las autorizaciones otorgadas.

A Pedro Beneitez, del Laboratorio de Datación y Radioquímica de la Univ. Autónoma de Madrid, por realizar las dataciones por OSL.

Esta tesis ha sido financiada gracias a una beca de Formación de Personal Investigador de la DGA, a los proyectos de investigación CGL2006-09670 y CGL2009-13390 del Ministerio de Ciencia e Innovación y FEDER, y al Grupo Geotransfer (grupo de investigación consolidado reconocido por el Gobierno de Aragón).

Y por último quiero dar las gracias a mis personas más queridas, porque han estado ahí siempre dándome ánimos y cariño.

A las chicas del IGME, por todo lo compartido (especialmente las fiestas, en las que son unas expertas).

A mi gente de la universidad (Carlota, Esther, María, las tres Raqueles, Leticia, Rosana, Ion Ander, Borja, Claudia, Jonás...) porque con vosotros empecé a disfrutar de la geología, me hicisteis pasar unos años de carrera geniales y muchos lleváis a mi lado todo este tiempo.

A Victoria, Irene, Fabi, Carlota y Tania (¡vosotras lleváis ya muchos agradecimientos...!), por vuestra amistad y por el día a día, tan importantes.

A mi cuadrilla de Pamplona (Ainhoa, Aitziber, Rakel y Camino), porque llevamos juntas muchísimos años a pesar de vivir en ciudades distintas, porque siempre puedo contar con vosotras, porque os quiero y me queréis un montón.

A mis queridas Desabillhadas (Elena, Orosia, Alicia, Ester, Gelu, Presen, Isa y Amalia), porque no sé qué sería de mí sin vosotras, sin vuestras risas, abrazos, locuras y cantes. Espero compartir escenarios con vosotras muchísimo tiempo! También a nuestros grandes técnicos: Pilu, Alberto y Ruth. Un guiño especial para Orosia, mi querida Sarten.

Por supuesto a mi familia, especialmente a mis padres y a mi hermana, ya que sin vosotros no sería quien soy, y lo nuestro sí que es amor incondicional. Gracias. Por todo.

A Saúl... Hay tantas cosas por las que darte las gracias que no sé ni empezar... Gracias por estar todos los días a mi lado, llueva, truene o haga sol, por todo tu apoyo, por alegrarme la vida, por hacer que todo tenga sentido, por darme tantas risas, por ser mi groupie, por tus dibujos, por quererme como soy. Gracias.

ÍNDICE

I. INTRODUCCIÓN	1
1. Planteamiento del trabajo y objetivos	3
1.1. La necesidad del estudio de tectónica activa	3
1.2. Metodología interdisciplinar	5
1.3. Objetivos	6
2. Antecedentes	7
3. Situación y marco geológico	9
3.1. Evolución tectónica extensional de la Cordillera Ibérica centro-oriental	9
3.2. El Neógeno y Cuaternario de las fosas de Teruel	12
3.3. Sismicidad histórica e instrumental. Marco sismotectónico	17
II. ESTUDIO ESTRUCTURAL	21
4. Metodología del estudio estructural	23
4.1. Cartografía geológica y toma de datos estructurales	23
4.2. Segmentación de la falla	23
4.3. Tasas de desplazamiento	25
4.4. Prospección geofísica	25
4.5. Análisis de paleoesfuerzos	27
5. Cartografía y descripción estructural de la falla de Con cud	31
6. La zona de relevo de las fallas de Con cud y Teruel	45
6.1. La falla de Teruel	45
6.2. La zona de relevo	48
6.3. Prospección geofísica	50
6.4. Relación estructural entre las fallas de Con cud y Teruel	51
6.5. El Villafranquiense del bloque hundido en el extremo sur de la falla de Con cud	52
7. Interpretación cinemática y evolución de la estructura	55
8. ¿Segmentación de la falla?	61
9. Evaluación de desplazamientos y tasas de movimiento	63
10. Interpretación dinámica de las estructuras. Análisis de paleoesfuerzos	71

III. ESTUDIO MORFOTECTÓNICO 85

11. Metodología del estudio morfotectónico	87
11.1. Características y elementos morfológicos de los frentes montañosos generados por fallas	89
11.2. Índices geomórficos	92
11.3. Evaluación de la actividad de las fallas mediante el análisis morfotectónico	97
11.4. Modelo digital del terreno	99
12. Descripción geomorfológica	101
12.1. Marco geomorfológico regional: el problema de las superficies de erosión y las diversas hipótesis morfogenéticas	101
12.2. Rasgos geomorfológicos del área de Teruel-Concud	103
12.3. La expresión morfológica de la falla de Concud	104
13. Análisis morfométrico del escarpe de falla	111
14. Recapitulación y discusión. Clasificación de la actividad de la falla de Concud a partir del análisis morfotectónico	119

IV. ESTUDIO PALEOSISMOLÓGICO 125

15. Metodología del estudio paleosismológico	127
15.1. Evidencias paleosísmicas	127
15.2. Dataciones	129
15.3. Sismitas	131
15.4. Estudio de trincheras y criterios de interpretación de paleoeventos	136
15.5. Estimación de la magnitud y del salto cosísmico	141
15.6. Cálculo del periodo de recurrencia	148
16. Estimación de parámetros paleosísmicos de la falla de Concud a partir de correlación empírica	149
17. Sismitas	153
17.1. Estructuras de deformación en arenas y gravas fluviales del Pleistoceno medio (Terraza Media de Los Baños)	153
17.2. Estructuras de deformación en arenas y gravas fluviales del Pleistoceno superior (Terraza Media de Masada Cociero)	156
17.3. Discusión	161

18. Trinchera de Los Baños	163
18.1. Introducción. Prospección geofísica preliminar	163
18.2. Materiales y edades	166
18.3. Interpretación de eventos	170
18.4. Discusión	177
19. Trincheras de El Hocino	183
19.1. Introducción. Prospección geofísica preliminar	183
19.2. Materiales y edades	190
19.3. Interpretación de eventos	194
19.4. Discusión	201
20. Trinchera de Masada Cociero	205
20.1. Introducción	205
20.2. Materiales y edades	209
20.3. Interpretación de eventos	212
20.4. Discusión	213
21. Síntesis de la actividad paleosísmica registrada en la falla de Concud	215
21.1. Comparación de los parámetros sísmicos estimados mediante correlaciones empíricas y los resultados obtenidos a partir de las trincheras	215
21.2. Sucesión paleosísmica obtenida integrando los resultados de todas las trincheras	215
21.3. Síntesis de las evidencias de actividad encontradas a lo largo de toda la falla	218
21.4. Edad del último evento	220
21.5. Estimación de la magnitud e intensidad de los terremotos	222
V. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	223
22. Interpretación y discusión de resultados	225
22.1. Cinemática de la falla de Concud en el marco del campo de esfuerzos extensional reciente	225
22.2. Variabilidad espacio-temporal de la tasa de desplazamiento y del salto cosísmico	229
22.3. La actividad reciente de la falla de Concud en el contexto de las estructuras extensionales del este de la Península Ibérica	236

22.4. Interacción entre el movimiento de la falla y los dispositivos paleogeográficos y geomorfológicos	239
22.5. Aproximación al cálculo de peligrosidad sísmica con criterio probabilista	243
22.6. Previsión de evolución futura de las fallas de Conclud y Teruel	245
23. Conclusiones	249

BIBLIOGRAFÍA	253
---------------------	------------

ANEXO I. Dataciones OSL

ANEXO II. Cartografía geológica de la falla de Conclud

ANEXO III. Estudio paleontológico del yacimiento *Rotonda Teruel-Centro*

ANEXO IV. Fichas de resultados de paleoesfuerzos

ANEXO V. Cálculo del índice SL

ANEXO VI. Cálculo del índice V_f

ANEXO VII. Correlaciones empíricas utilizadas para el cálculo de la magnitud

I. INTRODUCCIÓN

1. PLANTEAMIENTO DEL TRABAJO Y OBJETIVOS

1.1. La necesidad del estudio de la tectónica activa

La tectónica activa fue definida por Wallace (1986) como “los movimientos tectónicos que se espera que ocurran dentro de un futuro próximo y que tienen riesgo de incidencia sobre la sociedad”. El objeto de estudio fundamental de la tectónica activa son las fallas. El estudio de las fallas activas y su caracterización se hacen necesarios de cara a evaluar la peligrosidad sísmica de una región. El estudio geológico de las mismas cada vez es más tenido en cuenta para la elaboración de los mapas de peligrosidad sísmica y de las normativas de protección civil, o en materias como la edificación o la implantación de instalaciones estratégicas o peligrosas.

Esta tesis se centra en la caracterización de la falla de Concud como falla activa y de su potencial sismogénico, a fin de que en un futuro pueda ser tenida en cuenta en las evaluaciones de riesgo sísmico. Aunque los catálogos sísmicos no recogen una actividad significativa atribuible a esta falla, ni en época histórica ni instrumental, las evidencias geológicas de su actividad durante el Cuaternario obligan a prestarle atención. De hecho, en estos últimos años se están dando los primeros pasos para que la evaluación del riesgo sísmico en Europa (y en particular en España) considere de manera explícita la información geológica sobre fuentes sísmicas.

La región en la que se encuentra la falla de Concud es la Cordillera Ibérica, cadena montañosa intraplaca situada en el NE de la Península Ibérica, en el antepaís de los Pirineos y la Cordillera Bética. Esta falla conforma el límite NE del sector más meridional de la fosa del Jiloca, una de las principales cuencas extensionales de la Cordillera Ibérica central.

El hecho de que la zona de estudio se encuentre en una región intraplaca determina el estilo de su actividad sísmica potencial. La gran importancia del estudio de las fallas activas en las regiones intraplaca estriba en el hecho de que el tamaño de los terremotos potenciales de estas zonas es grande, aunque la frecuencia sea pequeña (Slemmons y dePolo, 1986). Es importante distinguir entre la sismicidad existente en las zonas situadas en límites de placa, con tasas de movimiento altas (milímetros o centímetros al año) y periodos de recurrencia cortos (decenas o cientos de años), y la existente en regiones intraplaca, con tasas de movimiento bajas (décimas o centésimas de milímetro al año) y periodos de recurrencia largos (de miles a millones de años) (Meghraoui y Crone, 2001; Cloetingh *et al.*, 2003). Tradicionalmente, las estimaciones de peligrosidad sísmica en regiones intraplaca se realizaban aplicando análisis probabilísticos basados en los registros de sismicidad históricos e instrumentales. El registro histórico, en general, no abarca más allá de unos pocos cientos de años, aunque en algunos países europeos y en China puede llegarse hasta los 2000-3000 años. Además de que la información disponible no siempre es fiable, el tiempo documentado históricamente es insignificante a escala geológica para caracterizar los procesos tectónicos responsables de los grandes terremotos (Cloetingh *et al.*, 2003). Esto, sumado a sus largos periodos de recurrencia, especialmente en las regiones intraplaca, hace estrictamente necesario el estudio del registro geológico para poder caracterizar el potencial sismogénico de las fallas. Buen ejemplo de esto son los terremotos destructivos

que han afectado en las últimas décadas a algunas regiones consideradas anteriormente inactivas o relativamente estables (magnitud $M = 6,3$ en Ungava, Canadá, en 1989; $M = 6,4$ en Killari, India, en 1993; $M = 6,7$ en Tennant Creek, Australia, en 1988). Estos terremotos resultaron sorprendentes debido a que no se habían reconocido fallas activas en esas zonas, y los estudios de zonación sísmica se habían realizado teniendo en cuenta únicamente catálogos sísmicos e instrumentales (Johnston, 1996). Sin embargo, todos ellos pudieron relacionarse *a posteriori* con la reactivación de fallas antiguas conocidas (Crone *et al.*, 1992). En resumen, en las zonas intraplaca es especialmente importante identificar y caracterizar de forma correcta las fallas activas y, además, es especialmente necesario hacerlo partiendo del registro geológico de su actividad.

El concepto de falla activa no tiene una definición unificada. El criterio más ampliamente aceptado por los geólogos en la actualidad es considerar como falla activa aquella que ha producido eventos sísmicos bajo el régimen de esfuerzos tectónico actual, y que potencialmente puede volver a hacerlo. El Western States Seismic Policy Council (WSSPC) considera, desde 1997, que se puede diferenciar entre fallas activas durante el Holoceno, fallas activas durante el Cuaternario superior (últimos 130000 años), y fallas activas durante todo el Cuaternario (Machette, 2000).

Otro concepto, que en alguna medida puede considerarse sinónimo de falla activa, es el de falla capaz. Existen distintas definiciones propuestas por diversas agencias gubernamentales de Estados Unidos, y todas ellas presentan dos requisitos. El primero es la probabilidad de futuros desplazamientos de la falla en el contexto tectónico vigente, y el segundo se refiere a la edad del desplazamiento más reciente. En esta última difieren dichas definiciones: en los últimos 10000 años, en los últimos 35000 años, en los últimos 150000 años, dos veces en los últimos 500000 años... Estas consideraciones legales son necesarias para aplicar las normativas en materia de edificación, instalación de industrias dedicadas a actividades peligrosas, etc., pero no hay que perder de vista la realidad geológica de cada zona en particular (Yeats *et al.*, 1997; Machette, 2000).

Uno de los campos de estudio preferentes en relación con las fallas activas es la paleosismología, cuyo objetivo es caracterizar los terremotos individuales identificados en el registro geológico. Esta disciplina aporta a los estudios de peligrosidad sísmica parámetros clave como la magnitud de los terremotos que es capaz de producir una falla, los periodos de recurrencia promedio entre los grandes terremotos, o el tiempo transcurrido desde que tuvo lugar el último de ellos.

El estudio de fallas activas y la paleosismología tienen un fuerte carácter interdisciplinar. El registro geológico es investigado aplicando metodologías propias de la geología estructural, apoyadas por la estratigrafía y la sedimentología, la edafología y las técnicas de datación en materiales recientes. Asimismo, puesto que la identificación de las fallas activas en regiones de baja actividad sísmica depende mucho de su expresión superficial (influenciada por la proximidad en el tiempo de la última ruptura y por la tasa de desplazamiento de la falla), se hace necesaria la aplicación de métodos de análisis geomorfológico.

1.2. Metodología interdisciplinar

Los estudios de tectónica activa requieren la aplicación de diferentes metodologías que se interrelacionan entre sí, y abarcan escalas de trabajo muy diversas.

Así, es necesario comenzar con una cartografía geológica detallada de la zona de estudio, siguiendo con un análisis estructural para caracterizar la geometría, cinemática y dinámica de las fallas. El estudio estructural permite además el cálculo de tasas medias de desplazamiento, para lo cual es necesario disponer de buenos marcadores estratigráficos o geomorfológicos convenientemente datados.

La geomorfología es también una herramienta fundamental en los estudios de tectónica activa, y no sólo por la información que dan los elementos geomorfológicos desplazados. Mediante el análisis de las formas del relieve generadas como consecuencia del movimiento de una falla, se puede hacer una primera evaluación de su actividad. El grado de conservación de estas formas es un indicador del tiempo transcurrido desde el último movimiento de la falla, especialmente útil en el caso de climas áridos o semiáridos, donde las formas tienen mayor durabilidad. De hecho, existen clasificaciones de la actividad de las fallas en estos ambientes climáticos, basadas en la aplicación de los llamados índices geomórficos y en el análisis de otras formas del relieve, que permiten además estimar sus tasas de movimiento.

La disciplina que mayor información aporta acerca del potencial sismogénico de una falla es sin duda la paleosismología. Ésta estudia las evidencias que los grandes terremotos han dejado en el registro geológico, tanto primarias (generadas por el propio deslizamiento de la falla) como secundarias (generadas como consecuencia de la vibración sísmica). El objetivo principal es identificar los eventos y datarlos individualmente, y así estimar su magnitud, los desplazamientos cosísmicos asociados, el tiempo entre los eventos para hacer un cálculo de la recurrencia, y conocer el tiempo transcurrido desde el último gran terremoto. Para ello se realiza un estudio estructural, estratigráfico y sedimentológico muy detallado del registro geológico.

Estas tres disciplinas principales se ven con frecuencia apoyadas por métodos geofísicos. En nuestro caso, se ha utilizado la prospección geofísica (georradar –GPR-, prospección electromagnética -EM- y eléctrica) como método indirecto para la detección de estructuras en el subsuelo, tanto para corroborar la presencia de fallas como para localizar éstas con exactitud y seleccionar así los lugares idóneos para los estudios paleosismológicos.

Tres de las secciones principales en las que se estructura esta tesis están dedicados a abordar el estudio de la falla de Concud desde cada una de las disciplinas señaladas: geología estructural, morfotectónica y paleosismología. Aunque todas ellas se interrelacionan, cada una persigue un objetivo con entidad propia y tiene una metodología concreta. Es por ello que, en vez de presentar toda la metodología utilizada en un único capítulo general, se ha optado por incluir un capítulo metodológico al comienzo de cada uno de los tres bloques temáticos.

1.3. Objetivos

Los objetivos de este trabajo son los siguientes:

1. Completar el conocimiento general de la tectónica reciente en la Cordillera Ibérica turolense, en particular en la zona de confluencia de las fosas neógeno-cuaternarias de Teruel y Jiloca.
2. Caracterizar la geometría y cinemática de la falla activa de Concud: realizar una cartografía de detalle, reconstruir la estructura e historia de la falla, determinar su posible segmentación, medir sus desplazamientos, datar sus episodios de actividad y calcular sus tasas de movimiento.
3. Contribuir al conocimiento de la cronología absoluta del Cuaternario de la zona de Teruel, mediante nuevas dataciones realizadas por luminiscencia ópticamente estimulada (OSL).
4. Completar la información sobre fallas a escala de afloramiento, que permita profundizar en los detalles de la distribución de esfuerzos en el entorno de la falla.
5. Caracterizar cualitativa y cuantitativamente los rasgos morfológicos del frente montañoso generado por la falla de Concud y de su piedemonte. Esto permitirá una evaluación independiente de su grado de actividad, que podrá ser contrastada con los resultados obtenidos a partir de los datos geológicos.
6. Caracterizar la falla de Concud desde el punto de vista sismogénico, estimando a partir de modelos de correlación empírica las posibles magnitudes, saltos cosísmicos y periodos de recurrencia de los sismos asociados a ella.
7. Identificar y datar con precisión paleoterremotos asociados a la falla, mediante la realización de trincheras de investigación en los casos más favorables, y atendiendo especialmente al cálculo de los saltos y periodos de recurrencia y a la identificación del último evento.

2. ANTECEDENTES

La Cordillera Ibérica es una región intraplaca con sismicidad modesta, aunque presenta una actividad tectónica reciente muy significativa. Numerosos autores han estudiado la Cordillera Ibérica central desde el punto de vista neotectónico, habiéndose alcanzado un conocimiento importante en ese campo. En las fosas de Teruel, en concreto, Moissenet (1980), Capote *et al.* (1981) y Peña *et al.* (1981) ya mencionan la existencia de síntomas de actividad tectónica local dentro del Cuaternario. Posteriormente, Moissenet, (1983), Simón (1982, 1983, 1989), Simón y Soriano (1993), Cortés (1999), Simón *et al.* (2005) y Gutiérrez *et al.* (2008, 2009) identifican y caracterizan las principales fallas activas durante el Plioceno superior-Cuaternario, interpretando en algunos casos su desplazamiento y su evolución. Simón (1982, 1983, 1989), Cortés (1999), Cortés y Simón (1997), Cortés *et al.* (2000) y Arlegui *et al.* (2004, 2005, 2006) reconstruyen el campo de esfuerzos extensional bajo el que se han movido dichas fallas. Alfaro *et al.* (1987) realizan un ensayo de zonación sismotectónica para la Cordillera Ibérica, sugiriendo relaciones entre algunas de las fallas recientes y la sismicidad histórica e instrumental.

Muchos de los trabajos regionales hacen referencia a rasgos geomorfológicos que se consideran indicadores de actividad reciente de las fallas del entorno de las fosas neógenas de Teruel. Entre ellos se encuentran, por ejemplo, desnivelaciones de superficies de erosión y de superficies de aplanamiento por disolución, o anomalías altitudinales en glaciares y terrazas fluviales (Moissenet, 1980; Peña *et al.*, 1981; Gutiérrez *et al.*, 1984; Peña *et al.*, 1987; Gracia *et al.*, 1988; Simón y Soriano, 1993). Estos y otros trabajos contienen propuestas, en ocasiones controvertidas, acerca de la evolución del relieve y su relación con la tectónica (Peña *et al.*, 1984; Lozano, 1988; Gracia, 1990; Rubio y Simón, 2007; Rubio *et al.*, 2007; Simón, 2007; Gracia *et al.*, 2008).

La Cordillera Ibérica centro-oriental es una zona especialmente apta para el estudio de la interacción entre los procesos tectónicos y la evolución del relieve, gracias sobre todo al desarrollo de extensas superficies de erosión. Éstas se escalonan evidenciando sucesivos estadios de denudación como respuesta a movimientos tectónicos verticales y, por otro lado, sirven como marcadores para identificar basculamientos y desplazamientos por la acción de fallas recientes (Simón, 1982, 1983; Peña *et al.*, 1984; Lozano, 1988; Gracia, 1990).

El conocimiento que se tiene hoy en día de la neotectónica regional está relativamente avanzado en algunos aspectos, mientras que en otros queda mucho trabajo por hacer. Así, la cartografía general de las fallas recientes y su interpretación en términos de campos de esfuerzos y marco tectónico son en general aceptables. Lo mismo sucede con los aspectos geomorfológicos y sedimentológicos de los depósitos susceptibles de registrar los movimientos de las fallas. Sin embargo, el control cronológico preciso de la evolución de las fallas activas es un trabajo que se encuentra aun en pleno desarrollo.

Las dataciones absolutas de depósitos cuaternarios no son muy abundantes en la región; muchas de las edades asignadas son estimativas y se basan en criterios de correlación geomorfológica, y

hasta hace poco tiempo no había apenas dataciones paleontológicas y radiométricas (Moissenet, 1985; Santonja *et al.*, 1994; Gutiérrez *et al.*, 2005; Arlegui *et al.*, 2006). No obstante, en los últimos años el estudio de las fallas cuaternarias de la Cordillera Ibérica central ha progresado y se han realizado los primeros estudios paleosísmicos detallados, localizando y caracterizando terremotos individuales asociados a las fallas analizadas. Ello ha obligado a datar profusamente muchos de los depósitos involucrados, lo que ha permitido iniciar el encaje cronológico del Cuaternario de la zona (Gutiérrez *et al.*, 2008, 2009; Lafuente *et al.*, 2007, 2008a, 2008b, 2010).

En el ámbito del estudio de fallas activas y paleosismicidad, Simón *et al.* (2005) realizan una caracterización preliminar de la falla de Conclud basada en la información neotectónica disponible hasta el momento y en una primera datación absoluta de depósitos afectados del Pleistoceno medio (Arlegui *et al.*, 2004). Gutiérrez *et al.* (2008) han estudiado asimismo la falla de Conclud y, con mayor o menor profundidad, otras fallas cuaternarias de la región, haciendo una revisión de las evidencias geomorfológicas y estratigráficas de actividad reciente y estimando sus tasas de movimiento. Gutiérrez *et al.* (2009) presentan un estudio paleosismológico detallado de la falla de Munébrega, situada en una pequeña semifosa adosada a la depresión de Calatayud, en la Cordillera Ibérica central.

En cuanto a los estudios acerca de las estructuras de deformación en sedimentos blandos atribuibles a terremotos (sismitas), éstos son todavía muy locales e incompletos. Las únicas referencias hasta la fecha en depósitos recientes de la Cordillera Ibérica centro-oriental son las de Lafuente *et al.* (2007, 2008b). Como se desarrollará en el capítulo 17, en estos trabajos se describen e interpretan sismitas encontradas en las inmediaciones de la falla de Conclud. Además, Lafuente *et al.* (2008b) estudian este tipo de estructuras observadas en depósitos fluvio-eólicos del Plioceno superior en el sector norte de la fosa de Teruel, muy próximos a la localidad de Escorihuela. Las estructuras observadas son intrusiones de arena y estructuras almohadilladas, desarrolladas en niveles arenosos de grano fino y afectando, a su vez, a niveles de limo. En ocasiones estas estructuras tienen cierta direccionalidad, compatible con la falla normal de la Sierra del Pobo (de la que distan 2 km), por lo que su origen más probable se ha atribuido al movimiento de la misma.

3. SITUACIÓN Y MARCO GEOLÓGICO

3.1. Evolución tectónica extensional de la Cordillera Ibérica centro-oriental

La Cordillera Ibérica se sitúa en el NE de la Península Ibérica, y es una cadena montañosa de dirección NW-SE con una longitud de casi 400 km que va desde la Sierra de la Demanda hasta el Mediterráneo. Se trata de una estructura alpina que constituye una cadena de antepaís de los Pirineos y la Cordillera Bética.

El levantamiento de la cadena tuvo lugar durante la Orogenia Alpina, produciéndose la inversión tectónica de la cuenca mesozoica preexistente (el llamado *Rift Ibérico o Aulacógeno Ibérico*, Álvaro *et al.*, 1979). A partir del Eoceno se produjo la convergencia oblicua entre África y Eurasia, formándose así el orógeno pirenaico por el choque entre las placas Ibérica y Euroasiática. Esta compresión se transmitió a la región del *Rift Ibérico*, con la reactivación de las fallas transcurrentes y la inversión de las fallas extensionales preexistentes. Posteriormente, la apertura del Surco de Valencia produjo una extensión en la Cordillera Ibérica que se superpuso a las estructuras compresivas a partir del Mioceno (Álvaro *et al.*, 1979; Simón, 1982, 1986). Simultáneamente, el levantamiento de la Cordillera Bética por la compresión entre África y la placa Ibérica actuó también sobre la Cordillera Ibérica, generando familias de pliegues y cabalgamientos que se superponen localmente a las estructuras 'pirenaicas' previas (Simón, 1982, 2004), aunque no modifican de forma sustancial el 'grano' de la cordillera (De Vicente *et al.*, 2004).

Durante la extensión neógeno-cuaternaria (consecuencia del proceso de *rifting* que abrió el Surco de Valencia) apareció una importante red de fallas extensionales, con direcciones dominantes NNE-SSW y NW-SE, herencia, muchas de ellas, de estructuras compresivas y transpresivas paleógenas que sufrieron inversión negativa. De acuerdo con la interpretación de Roca y Guimerá (1992), basada en análisis geométricos de las estructuras de superficie y en perfiles sísmicos, las principales fallas tendrían una geometría general lítrica, con un despegue común situado en niveles medios de la corteza, a 13-15 km de profundidad. El funcionamiento de estas fallas durante el Neógeno y el Cuaternario conlleva un estiramiento cortical muy notable en la zona del Surco de Valencia, que Roca y Guimerá (1992) evalúan en 36 km (factor $\beta = 1,2$) en un corte perpendicular a las estructuras principales a la altura de Teruel-Castellón. Este estiramiento es máximo en la parte central del Surco de Valencia, donde el espesor de la corteza queda reducido a unos 14 km. Toda esta deformación extensional se propaga hacia el interior de la Península, afectando notablemente al sector más oriental de la Cordillera Ibérica y generando las cuencas neógeno-cuaternarias que hoy aparecen en ella: Calatayud, Teruel, Jiloca, Sarrión y Maestrazgo oriental (Fig. 3.1).

Este proceso extensional tuvo tres etapas diferenciadas. La primera de ellas, en el Mioceno inferior, es la responsable de la formación del sistema de fosas del Maestrazgo oriental (Simón, 1982; Anadón y Moissenet, 1996), con dirección NNE-SSW. Esta primera etapa de *rift* se interrumpió en el Mioceno medio (Álvarez y Meléndez, 1994). La segunda etapa tiene lugar en el Mioceno superior, y en ella se desarrolla y comienza a rellenarse la cuenca de Teruel (Simón, 1983; Simón y Paricio, 1988;

Garcés *et al.*, 1997; Alcalá *et al.*, 2000; Alonso y Calvo, 2000), una gran semifosa de dirección NNE-SSW con su borde oriental activo. La Cuenca de Calatayud (de orientación NW-SE), probablemente originada en el tránsito Oligoceno-Mioceno en un contexto compresivo, sufre también una reactivación extensional a partir del Mioceno superior (Simón, 1983; Gracia *et al.*, 1989). En estas dos etapas, en las que la dirección de extensión máxima es WNW-ESE (perpendicular al *rift* del Surco de Valencia), la deformación se acomoda principalmente por fallas NNE-SSW. La última etapa se da en el Plioceno superior-Cuaternario, y en ella se produce el hundimiento generalizado del *graben* del Jiloca (Simón, 1989), lo que supone una notable propagación tierra adentro de la extensión. El régimen de esfuerzos durante esta tercera etapa es una extensión radial o multidireccional (Simón, 1982, 1989), si bien tiende a predominar una dirección de máxima extensión próxima a ENE-WSW (Arlegui *et al.*, 2005). Esta extensión es la que controla probablemente la orientación de la fosa del Jiloca, que aunque limitada por fallas NW-SE dispuestas en relevo, tiene una dirección promedio NNW-SSE. El mismo régimen tectónico se mantiene durante todo el Cuaternario, produciéndose la reactivación de fallas normales en casi todos los bordes de las fosas neógenas.

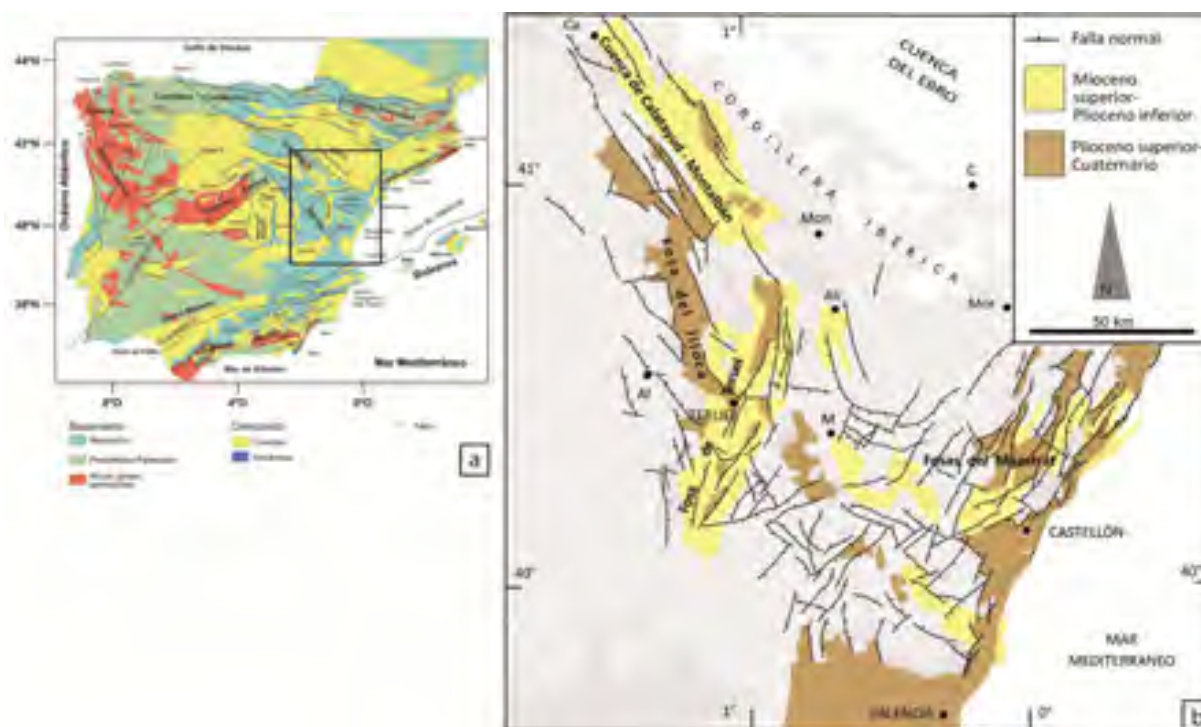


Fig. 3.1. (a) Mapa geológico esquemático de las cuencas terciarias de la Península Ibérica (Vera, 2004). (b) Detalle de la fracturación extensional neógeno-cuaternaria de la Cordillera Ibérica centro-oriental; modificada de Capote *et al.* (2002), basada en Simón (1982, 1989).

El campo extensional neógeno-cuaternario continúa activo en la actualidad, según los tensores de esfuerzos inferidos a partir de mecanismos focales de sismos (Herraiz *et al.*, 2000) asociados a fallas normales y alineaciones epicentrales NW-SE, que indican una extensión NE-SW similar a la detectada durante el Plioceno superior-Cuaternario en la fosa del Jiloca (Arlegui *et al.*, 2005).

El área donde se localiza la falla de Conclud es la zona de unión de las fosas del Jiloca y de Teruel. La fosa de Teruel es un semigraben controlado, en su límite oriental, por grandes fallas de dirección N-S localizadas en los frentes de la Sierra del Pobo y del macizo de Javalambre. Por lo que

respecta a la fosa del Jiloca, ésta también presenta una estructura claramente asimétrica orientada NNW-SSE. Su límite occidental presenta una suave caída desde la Serranía de Albarracín, articulada con algunos escalones de falla de salto modesto, mientras que su borde oriental está determinado esencialmente por tres fallas normales principales en relevo diestro de dirección NW-SE, con saltos hectométricos: fallas de Calamocha, Sierra Palomera y Concud (Simón, 1983, 1989).

En la fosa del Jiloca, aunque el registro sedimentario sugiere que ya en el Mioceno superior o Plioceno inferior existía una pequeña cubeta en su sector central (Rubio y Simón, 2007), coetánea y probablemente conectada a la cuenca de Teruel, la estructuración final se produjo durante el Plioceno superior y Cuaternario. Durante este tiempo ha sido rellenada en toda su extensión por depósitos aluviales y localmente palustres, manteniéndose en su centro un área endorreica hasta tiempos históricos (Rubio, 2004).

La falla de Concud, estructura en la que está centrado el presente trabajo, constituye el límite NE del sector más meridional de la fosa del Jiloca (Fig. 3.2). Se trata de una falla normal con un registro de actividad reciente continuo y bien documentado, que ha sido activa durante el Plioceno superior-Cuaternario (Simón y Soriano, 1993; Simón *et al.*, 2005; Arlegui *et al.*, 2006; Lafuente *et al.*, 2007, 2010).



Fig. 3.2. Mapa geológico esquemático de las fosas del Jiloca y de Teruel. En rojo se encuentran resaltadas las fallas en relevo que constituyen el borde oriental: fallas de Calamocha, Sierra Palomera y Concud (recuadrada). Mapa modificado de Rubio y Simón (2007).

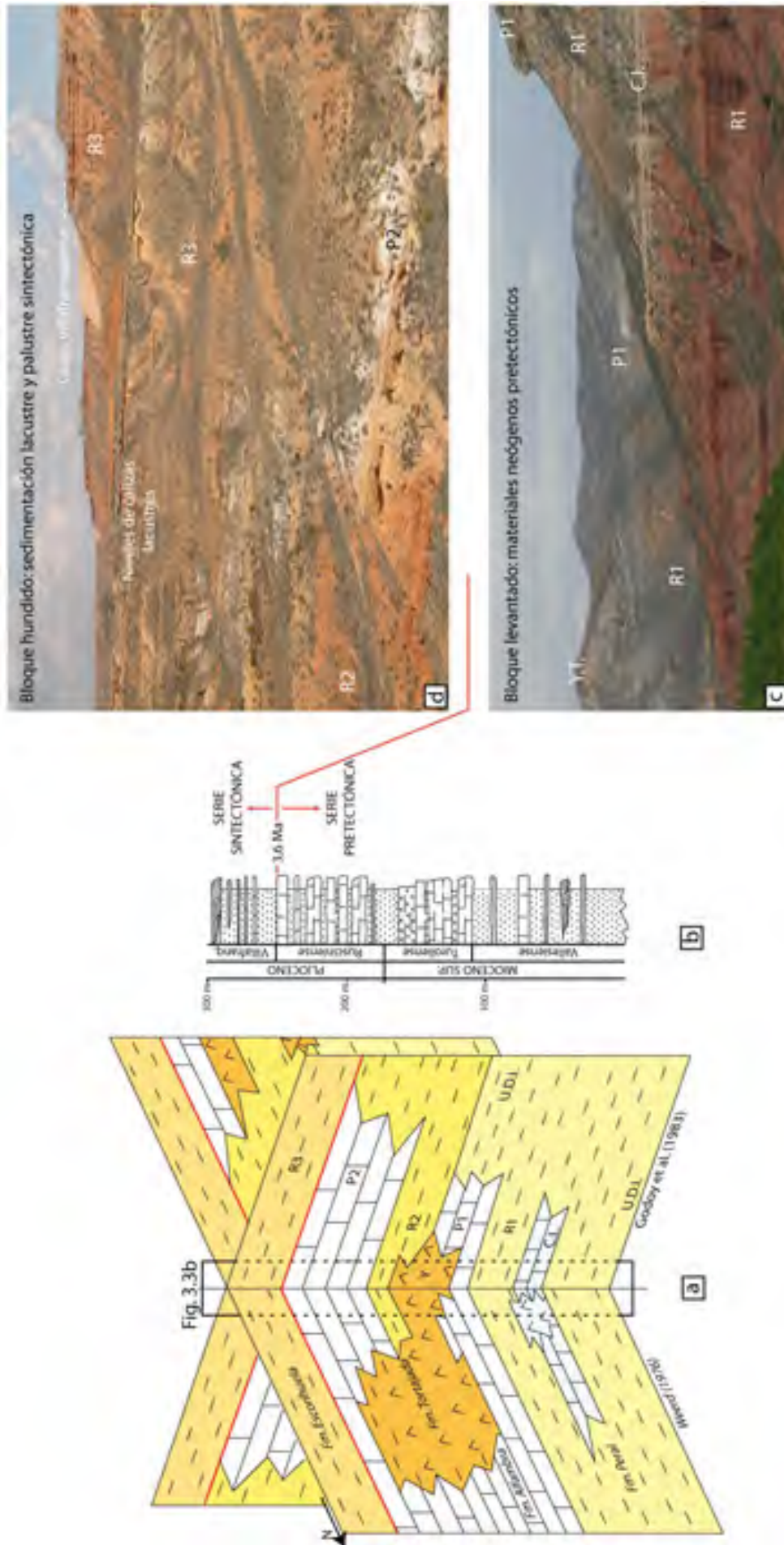
3.2. El Neógeno y Cuaternario de las fosas de Teruel

La falla normal de Concud es posterior a la formación y relleno de la semifosa de Teruel, controlada por fallas N-S a NNE-SSW. El relleno generalizado de la fosa de Teruel se produce a partir del inicio del Mioceno superior (Simón, 1983; Simón y Paricio, 1988; Alcalá *et al.*, 2000; Alonso y Calvo, 2000), aunque en su sector meridional (Libros-Ademuz) existe sedimentación ya durante el Mioceno inferior. El relleno de la fosa queda cortado por la falla de Concud, interrumpido y expuesto a la erosión en su bloque levantado a partir de mediados del Plioceno, mientras la sedimentación se mantiene sin interrupción en el bloque hundido durante el Plioceno superior y Pleistoceno (Moissenet, 1982; Simón, 1983).

En el bloque levantado de la falla de Concud afloran unidades mesozoicas y la serie neógena, aluvial y lacustre, que rellena la fosa de Teruel. Para el estudio de la actividad reciente de la falla de Concud interesa conocer con especial detalle los materiales más recientes, ya que son éstos los que pueden reflejar los últimos movimientos de la misma.

El Neógeno de la fosa de Teruel ha sido descrito e interpretado por distintos autores, atendiendo a diferentes criterios. Estos materiales neógenos se encuentran datados por su abundante contenido en macro y micromamíferos (Adrover, 1986; Alcalá, 1994; Alcalá *et al.*, 2000). Los materiales neógenos fueron estudiados por Weerd (1976) en el sector septentrional de la fosa de Teruel, donde se dispone de un mejor control cronoestratigráfico (Alcalá *et al.*, 2000). Así, Weerd (1976) distinguió cuatro formaciones que representan la sedimentación en la cuenca endorreica del Mioceno superior y Plioceno inferior (Fig. 3.3a): Fm. Peral (depósitos clásticos rojos; Vallesiense), Fm. Alfambra (carbonatos lacustres; Turoliese-Rusciniense), Fm. Tortajada (unidad yesífera a la que agradan los carbonatos de la formación Alfambra en lo que se considera el depocentro de la cuenca; Turoliese-¿Rusciniense?) y Fm. Escorihuela (lutitas rojas con algunos carbonatos; Rusciniense-Villafranquiense). Godoy *et al.* (1983) y Hernández *et al.* (1983) dividen la serie neógena en varias unidades informales superpuestas, atendiendo a la alternancia de facies detríticas rojas y carbonatadas blancas o grises que domina en la zona de Teruel: Rojo 1-Unidad Detrítica Inferior (UDI), Calizas intermedias, Páramo 1, Rojo 2 y Páramo 2. Asimismo, existen varios cuerpos yesíferos que suelen constituir un paso lateral de las unidades carbonatadas. Posteriormente, Alonso-Zarza y Calvo (2000) han dividido el registro neógeno de este sector en cuatro unidades genéticas con valor cronoestratigráfico: Unidad I (Vallesiense inferior a superior), Unidad II (Vallesiense superior-Turoliese medio), Unidad III (Turoliese medio y superior) y Unidad IV (Rusciniense-Villafranquiense).

A pesar de existir una definición de formaciones (Weerd, 1976) y otra de unidades genéticas con valor cronoestratigráfico (Alonso-Zarza y Calvo, 2000), no nos ha sido posible encontrar una correlación clara entre unas y otras (la única cartografía disponible de las mismas no tiene el detalle suficiente; Weerd, 1976). Existen, por tanto, dificultades objetivas para utilizarlas como unidades cartográficas. Es por ello que nos hemos decantado por adoptar la nomenclatura de las unidades informales utilizadas en la cartografía MAGNA de la zona de estudio (Godoy *et al.*, 1983a,b; Hernández *et al.*, 1983), que resulta práctica dados los frecuentes y rápidos cambios de facies existentes entre las alternancias detríticas y carbonatadas presentes en la cuenca de Teruel.



Los materiales neógenos pretectónicos respecto a la falla de Conclud definidos por Godoy *et al.* (1983) y Hernández *et al.* (1983) son los siguientes (Fig. 3.3a,b,c):

- Rojo 1 (Vallesiense): Arcillas rojas con intercalaciones locales de arenas y paleocanales conglomeráticos. Se trata de facies de abanicos aluviales dirigidos hacia el interior de la cuenca, correspondiendo los afloramientos de la zona de estudio a facies medias-distales. Ocasionalmente aparecen pequeños afloramientos de yesos intercalados en la serie detrítica, interpretados como sedimentos de playa relacionados con una interrupción local de los aportes o localizados en interlóbulos de abanicos.

- Calizas intermedias (Vallesiense): Calizas y calizas arcillosas con intercalaciones de arcillas y margas lignitíferas, con abundantes fragmentos de gasterópodos, vegetales y micromamíferos. Interpretadas como zonas lacustres o encharcadas efímeras. Esta unidad aparece sólo en algunas zonas, intercalada entre las arcillas del Rojo 1, y en ocasiones pasando lateralmente a yesos.

- Páramo 1 (Tuoliense): Calizas blancas estratificadas, con niveles intercalados margosos o arcillosos, blancos y grisáceos, en ocasiones lignitíferos. Contiene abundantes restos de gasterópodos y vegetales, y una gran riqueza en yacimientos de vertebrados fósiles. Son frecuentes las estructuras de escape de fluidos debidas a carga. Se trata de sedimentos palustres y/o lacustres que representan la transición desde las facies distales de abanicos aluviales.

- Unidades de yesos (Tuoliense-Rusciniense): Niveles de yesos sacaroideos blanquecinos con intercalaciones carbonatadas y arcillosas al norte de Teruel (yesos de Tortajada), y yesos masivos separados por niveles arcillosos y limolíticos al sur (yesos de los Aljezares). Tal como se describirá más adelante, ambos litosomas yesíferos presentan paso lateral al conjunto del Páramo 1, Rojo 2 y Páramo 2. Interpretados como sedimentos depositados en ambientes de playa.

- Rojo 2 (Tuoliense-Rusciniense): Areniscas, limolitas y arcillas rojas, con intercalaciones esporádicas de paleocanales conglomeráticos. Unidad depositada en momentos en los que predominan los aportes detríticos a la cuenca, y por tanto se interrumpe la sedimentación carbonatada lacustre.

- Páramo 2 (Rusciniense): Unidad esencialmente carbonatada compuesta por calizas y calizas arcillosas, con intercalaciones de arcillas y margas negras y grises. De forma esporádica aparece algún paleocanal conglomerático. Aparecen con frecuencia niveles con restos vegetales, gasterópodos, ostrácodos y caráceas. Además, en esta unidad hay abundantes yacimientos de mamíferos. Su ambiente de sedimentación son áreas de encharcamiento generalizado, contiguas a las zonas distales de abanicos aluviales, con aparición de ambientes palustres y lacustres y un desarrollo notable de vida animal y vegetal.

La actividad de la falla de Conclud a partir de mediados del Plioceno separa dos dominios de la cuenca neógena de Teruel con evolución sedimentaria distinta, en sus bloques levantado y hundi-do, respectivamente. En el bloque levantado, la sedimentación lacustre-palustre del Páramo 2 queda interrumpida al final del Rusciniense, cuando se depositan los carbonatos que culminan la plataforma de Celadas y que constituyen el último nivel pretectónico en relación con el periodo de actividad

reciente de la falla. La edad de este nivel la proporcionan los yacimientos de Celadas, situados en la biozona MN 15b (Godoy *et al.*, 1983), lo que supone datarlo en 3,6 Ma, al final del Rusciniense (Opdyke *et al.*, 1997; Alcalá *et al.*, 2000).

En el bloque hundido, una pequeña cubeta residual mantiene sedimentación palustre durante el inicio del Villafranquiense, al igual que ocurre más al norte, al pie de las fallas de la Sierra del Pobo (zona de Orrios-Escorihuela; Moissenet, 1983). Como veremos en el capítulo 6, en las proximidades de Teruel ésta llega a perdurar hasta el Pleistoceno inferior. Alternando con los últimos niveles de carbonatos lacustres-palustres, y ganando presencia hacia arriba, aparecen depósitos detríticos asociados a los sistemas aluviales y fluviales que se organizan a mediados del Plioceno como consecuencia de la reactivación de fallas y de cambios climáticos (Moissenet, 1982; Gutiérrez *et al.*, 1996). Están formados básicamente por dos unidades (Fig. 3.3a,b,d):

- Rojo 3 (Godoy *et al.*, 1983a; Rusciniense-Villafranquiense): paleocanales conglomeráticos, areniscas, limolitas y arcillas rojas. Se trata de facies de zonas medias de abanicos aluviales, con aportes perpendiculares al eje de la cuenca. Localmente, en la zona de Conclud, está compuesta por arenas amarillentas y arcillas arenosas con algún nivel conglomerático, y tres niveles de margas y calizas blancas con restos vegetales y gasterópodos que corresponderían a pequeñas zonas palustres (Fig. 3.3d). En el área de Escorihuela las lutitas pasan lateralmente a una potente unidad de arenas amarillas de origen eólico, que alternan con limos y, a techo, con gravas finas, y que subyacen a un último nivel carbonatado palustre. Carrillo y Gisbert (1979) atribuyen el origen de esta unidad a un sistema de tipo *wadi* en un entorno desértico o sub-desértico, con facies de canales fluviales discontinuos y facies eólicas con predominio de limos interdunares. Rodríguez-Lopez *et al.* (2011) estudian en detalle la interacción entre los campos de dunas, acumuladas por vientos procedentes del oeste, y los sistemas de abanicos aluviales procedentes de la Sierra del Pobo, al este. Los autores muestran evidencias de que la acumulación y conservación de las dunas estuvo controlada por la actividad sin-sedimentaria de la falla de El Pobo, que alimentó los abanicos aluviales. Los campos de dunas invadían periódicamente el sistema aluvial y, a su vez, descargas puntuales de agua muy energéticas generaban canales en forma de V incididos en las arenas eólicas. Estos procesos de interacción entre el viento y el agua reflejan la variabilidad climática que existió durante el Plioceno en el este de la Península Ibérica.

- Gravas en cuerpos canaliformes, con niveles arenosos y limosos ocasionales y encostramientos carbonatados locales. El conjunto se interpreta como sedimentos de tipo *braided* depositado en facies medias y distales de sistemas aluviales. Esta unidad litológica está modelada con morfología de glacis, correlacionable con la superficie de glacis de Perales de Alfambra presente en el extremo norte de la cuenca, atribuida tradicionalmente al Villafranquiense (Gutiérrez y Peña, 1976; Godoy *et al.*, 1983a)

A partir del nivel de glacis villafranquiense se ha producido el encajamiento de los ríos Guadalaviar y Alfambra y el desarrollo, básicamente, de tres terrazas fluviales pleistocenas (las dos primeras, correlativas de sendos niveles de glacis) y una terraza subactual (Gutiérrez y Peña, 1976; Peña, 1981):

- La Terraza Superior está formada predominantemente por gravas con cementación moderada. Su edad está sin precisar. Esta terraza aparece en general reducida a retazos aislados, que en el bloque levantado de la falla se sitúan a alturas de 80-90 m sobre el cauce del río Alfambra. El retazo que se encuentra en las inmediaciones de Conclud se superpone al glacis villafranquiense en lugar de encajarse. Esto indica que durante el Pleistoceno, como consecuencia de la actividad de la falla de Conclud, se produjo en esta zona una subsidencia tectónica capaz de compensar el encajamiento regional de la red fluvial.

- La Terraza Media está representada por un nivel bastante continuo de arenas y gravas cementadas, que en ocasiones presenta tobas a techo. Existen varias dataciones independientes de la misma. Así, Moissenet (1985), a partir de fauna de microvertebrados, la atribuye al Riss. En el yacimiento de Cuesta de la Bajada, en las proximidades de Teruel, se han encontrado mamíferos e industria lítica atribuidos al Pleistoceno medio avanzado; esta edad ha sido corroborada por una datación absoluta mediante termoluminiscencia, que arroja una edad de 138 ± 10 ka (Santonja *et al.*, 1994). Asimismo, han sido datadas por U/Th las tobas que coronan la terraza en su parte más meridional, en la margen derecha del río Alfambra, obteniéndose una edad comprendida entre 169 ± 10 y 116 ± 4 ka (Arlegui *et al.*, 2004). En las mismas tobas existen publicadas otras dos dataciones por U/Th: $250 +32/-25$ y $213 +33/-26$ ka (Gutiérrez *et al.*, 2008). A pesar de que estas dataciones han sido realizadas más recientemente, no las hemos considerado más fiables que las primeras por dos motivos: (i) Las dataciones de Gutiérrez *et al.* (2008) han sido obtenidas en dos fracciones de la misma muestra, a pesar de lo cual proporcionan una diferencia de edad considerable (37 ka); en cambio, las dataciones de Arlegui *et al.* (2004), aun cuando muestran una diferencia de edad mayor (55 ka), corresponden a dos muestras situadas cerca del muro y del techo, respectivamente, de la secuencia de tobas, separadas por un espesor de alrededor de 2 m. Existe otra datación de un retazo atribuible a esta misma terraza en la margen izquierda del río Alfambra, obtenida mediante luminiscencia ópticamente estimulada (OSL), que da una edad de $90,5 \pm 5,3$ ka (Lafuente, 2007; Lafuente *et al.*, 2008b). Considerando esta diferencia de edades, no deberíamos descartar que la terraza se encontrara desdoblada, como ya sugiere Moissenet (1993). La superficie de la Terraza Media se sitúa a alturas de 45-65 m sobre los cauces de los ríos Alfambra y Turia, y presenta una distribución altitudinal irregular que solamente puede ser explicada por la actividad tectónica cuaternaria (Simón y Soriano, 1993).

- La Terraza Inferior está compuesta por arenas y gravas, similares a las de la Terraza Media, aunque algo menos cementadas. Moissenet (1985) la atribuye al Riss reciente (Pleistoceno medio) por contener restos de *Mammuthus trogontherii*. Sin embargo, los datos publicados no controlan la posición estratigráfica de los fósiles encontrados que permita asegurar que pertenecen realmente a la Terraza Inferior. Este nivel de terraza se encuentra asimismo desdoblado en el entorno de Teruel, según ya reconocen Sánchez Fabre (1989) y Moissenet (1993). El nivel más representativo se encuentra a 20-30 m de altura sobre los cauces fluviales, mientras que el nivel desdoblado aparece a 15-20 m. Este nivel bajo cuenta con varias dataciones absolutas recientes mediante luminiscencia óptica (OSL), que lo situarían a finales del Pleistoceno superior, con edades de 15 ± 9 ka (Gutiérrez *et al.*, 2005), $14,9 \pm 1,0$ y $15,6 \pm 1,3$ ka (Lafuente, 2007; Lafuente *et al.*, 2008b) y $14,1 \pm 0,9$

ka (ver Anexo I). Un retazo atribuido por nosotros al nivel alto, situado en la margen derecha del barranco del Río Seco o rambla de Valdecebro, tiene una edad OSL un poco más antigua, $22,0 \pm 1,6$ ka BP (Anexo I).

- La Terraza Subactual, compuesta por gravas, arenas y limos poco o nada cementados, se sitúa a alturas de 3-5 m. En el tramo final del Alfambra ha sido datada por nosotros en $3,4 \pm 0,7$ ka (Anexo I).

El piedemonte del frente montañoso generado por la falla de Concud está constituido por abanicos aluviales de corto recorrido (1-2 km), formados por gravas de cantos subangulosos y abundante matriz limosa, con cambios laterales de facies frecuentes y bruscos y un grado de cementación moderado a bajo. Godoy *et al.* (1983) los atribuyen a un Pleistoceno indiferenciado. El tramo más alto de la secuencia de abanicos, que aflora en la trinchera del antiguo ferrocarril minero de Ojos Negros a su paso por la zona de Los Baños (3 km al N de Teruel), cuenta con tres dataciones absolutas (OSL). Éstas arrojan edades de $64,2 \pm 4,4$ ka, $62,4 \pm 6,6$ ka (Gutiérrez *et al.*, 2005) y $63,7 \pm 4,0$ ka (Lafuente *et al.*, 2010). Otras edades obtenidas en puntos donde los ápices de los abanicos se encuentran cortados por la falla son $27,4 \pm 2,3$ ka (barranco del Puente) y $22,3 \pm 2,1$ ka (pequeña cantera de caliza al pie del cerro de Paracuellos) (ver Anexo I y Figs. 5.12 y 5.15 del capítulo 5). También han sido datados otros depósitos aluviales durante el estudio de dos trincheras abiertas en la parte central de la falla (ver capítulo 19); las edades OSL obtenidas se encuentran entre $77,3 \pm 4,3$ ka y $19,6 \pm 1,3$ ka BP.

El modelado actual de estos abanicos es una superficie de glacis, que tiene asociada una cubierta aluvial de poco espesor (1-2 m) formada por gravas medias angulosas con matriz limosa. Los abanicos pasan lateralmente a los depósitos de la Terraza Inferior del sistema Alfambra-Guadalaviar, cuya superficie enlaza asimismo con la del glacis. Localmente, en el bloque hundido de la falla, estos depósitos de abanico se encuentran superpuestos a la Terraza Media del Alfambra, en vez de encajados en ella.

3.3. Sismicidad histórica e instrumental. Marco sismotectónico

El registro sísmico histórico e instrumental de la Cordillera Ibérica refleja una sismicidad baja a moderada. En su sector centro-oriental, la distribución geográfica de epicentros (Fig. 3.4) sugiere cierto control por parte de las macroestructuras extensionales neógeno-cuaternarias, dado que la actividad está preferentemente concentrada en los márgenes de la fosa del Jiloca, en el sector centro-norte de la fosa de Teruel y en los macizos de Albarracín y Javalambre. Aparte del caso de la Sierra de Albarracín, los epicentros pueden ser razonablemente asociados a fallas neógeno-cuaternarias conocidas. Sin embargo, las magnitudes e intensidades sísmicas registradas indican un grado de actividad bajo que contrasta con la relativa abundancia de indicios de tectónica reciente. Las magnitudes medidas (Mb) tienen normalmente valores comprendidos entre 1,5 y 3,5, con Mb máxima de 4,4 en la fosa de Teruel y de 3,8 en la Sierra de Albarracín (IGN, 2010). Con anterioridad a la época instrumental, se registraron intensidades mayores de VIII en la fosa de Teruel (año 1656), VI-VII en la Sierra de Alba-

rracín (1848) y IV-V en la fosa del Jiloca (1828) (Mezcua y Martínez-Solares, 1983). Aplicando la relación empírica entre Mb e I propuesta por Alfaro *et al.* (1987) para el registro general de la región, a dichas intensidades podrían corresponder magnitudes estimadas de 4,8, 4,5 y 3,5-3,9, respectivamente.

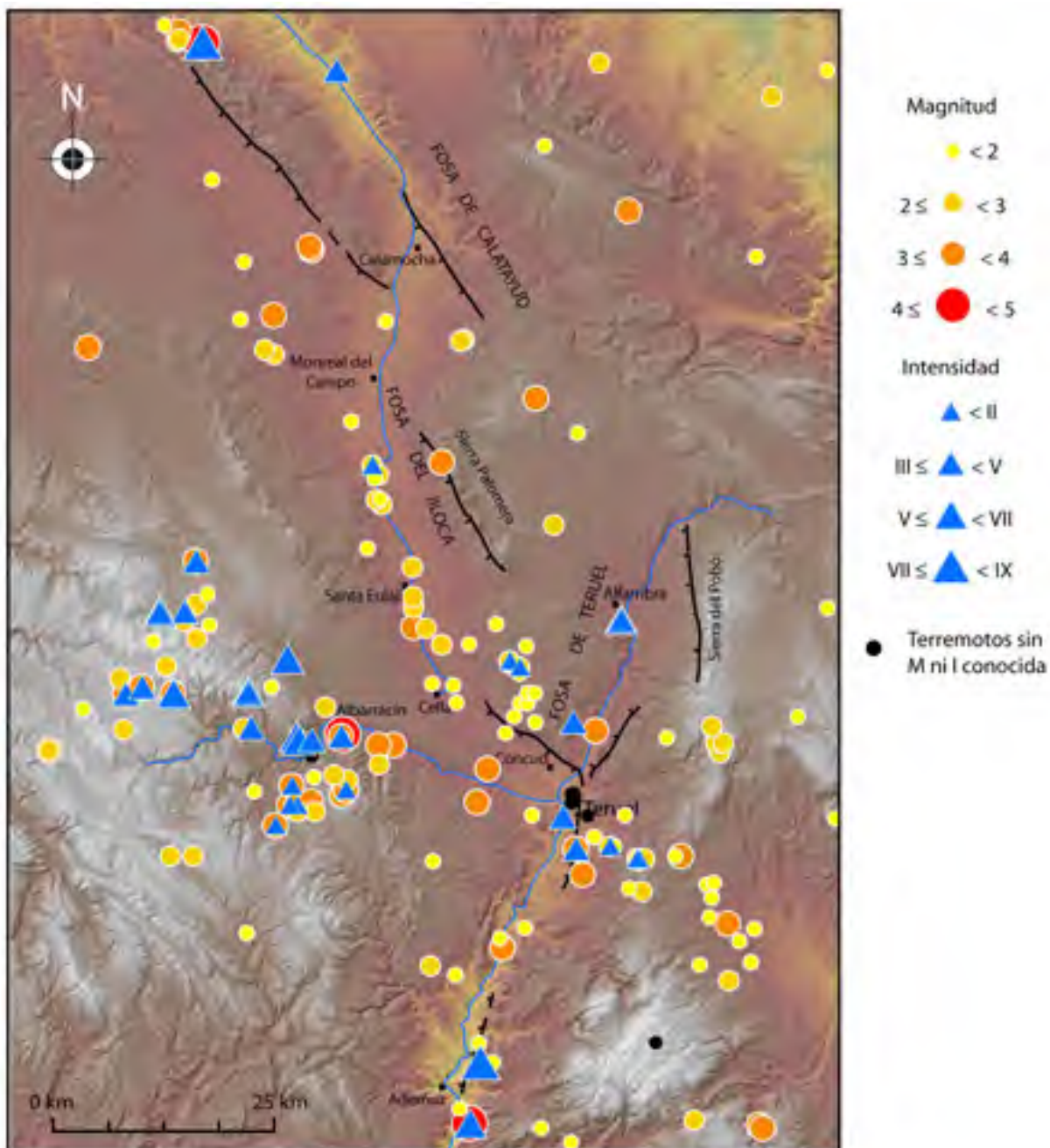


Fig. 3.4. Mapa de epicentros de sismos históricos e instrumentales en el entorno de las fosas del Jiloca y Teruel. Fuentes: Mezcua y Martínez Solares (1983); Servicio de Información Sísmica del IGN (2010).

Los correspondientes hipocentros de terremotos tienen generalmente profundidades asignadas entre 5 y 15 km, y siempre menores de 25 km (IGN, 2010). Este rango de profundidades es consistente con la estructura cortical de la región: con un espesor cortical total de alrededor de 33-34 km (Muñoz *et al.*, 2004), los focos están estrictamente confinados en la corteza superior (alrededor de 25 km de espesor), y más específicamente en la capa frágil por encima del nivel basal de despegue identificado por Roca y Guimerá (1992) a 10-15 km de profundidad.

De acuerdo con Herraiz *et al.* (2000), los mecanismos focales calculados dentro de la Cordillera Ibérica oriental (periodo analizado entre 1986 y 1995) son en general de falla normal (pura o con componente direccional), y en algún caso de falla de desgarre. Estos mecanismos indican un campo de esfuerzos actual caracterizado por un eje σ_1 vertical, un eje σ_2 (S_{Hmax}) con orientación NNW-SSE, y un eje σ_3 orientado ENE-WSW, lo cual concuerda con el campo de esfuerzos reciente neógeno-cuaternario.

II. ESTUDIO ESTRUCTURAL



4. METODOLOGÍA DEL ESTUDIO ESTRUCTURAL

4.1. Cartografía geológica y toma de datos estructurales básicos

Cualquier estudio estructural de una zona debe partir de una cartografía geológica de detalle que permita establecer las relaciones existentes entre materiales y deformaciones, a partir de un exhaustivo trabajo de campo, del estudio indirecto sobre fotografías aéreas y de la elaboración de cortes geológicos.

En el caso del estudio de fallas, los **criterios estructurales** permiten, en primer lugar, caracterizar su geometría (longitud, dirección, buzamiento, curvatura, ramificaciones, escalones...), a partir de su expresión cartográfica sobre el terreno y de su observación en afloramientos que la atraviesen y permitan observar la superficie de rotura. El tipo de movimiento que tiene (normal, inverso, de desgarre...) podrá inferirse de la observación de estrías e indicadores cinemáticos sobre dicha superficie, o de la reconstrucción del desplazamiento sufrido por marcadores de tipo stratigráfico u otros. El análisis de estos indicadores, las relaciones stratigráficas existentes y las estructuras asociadas a las fallas (por ejemplo, pliegues) pueden permitir la reconstrucción de los sucesivos episodios de movimiento de una falla bajo los distintos regímenes de esfuerzos que han actuado a lo largo de su historia.

No sólo hay que centrarse en el estudio y caracterización del plano de ruptura principal. Es también importante detectar las posibles fallas secundarias (ramificaciones y otras fallas asociadas), ya que pueden ofrecer información acerca de los eventos sísmicos de los que la falla principal sea responsable (Slemmons y dePolo, 1986). Estas fallas localmente acomodan la deformación de la falla principal, normalmente con menores desplazamientos cuanto más alejadas están de la misma (Bonilla, 1970).

También se debe prestar atención al aspecto de los materiales recientes cercanos a la falla aunque no estén desplazados por ella, ya que pueden proporcionar información acerca de su actividad. Estos materiales pueden encontrarse brechificados, tener fisuras abiertas, encontrarse basculados o combados, o presentar efectos secundarios como deslizamientos, desplomes o estructuras de licuefacción que puedan relacionarse con eventos sísmicos atribuibles a la falla (Slemmons y dePolo, 1986).

4.2. Segmentación de la falla

Uno de los aspectos más importantes para evaluar la actividad sismogénica de una falla es su carácter segmentado o no segmentado. Su relevancia radica en el hecho de que la longitud superficial de la ruptura es el parámetro más utilizado para realizar, mediante correlaciones empíricas, la estimación de la magnitud del máximo terremoto esperado y del desplazamiento cosísmico asociado al mismo (ej. Bonilla *et al.*, 1984; dePolo y Slemmons, 1990; Wells y Coppersmith, 1994; Mohammedioun y Serva, 2001; Stirling *et al.*, 2002; Pavlides y Caputo, 2004). Cuando una falla rompe en un

evento sísmico puede no hacerlo en su totalidad, sino en segmentos definidos. Éstos tienden a mantener su individualidad a lo largo del tiempo, aunque en ocasiones, en el caso de los terremotos más grandes, pueda moverse más de un segmento a la vez. En fallas bien conocidas y de sismicidad elevada, como la falla de San Andrés, se ha definido con bastante precisión una **segmentación sísmica o de rotura**, demostrándose que la rotura superficial en terremotos prehistóricos e históricos se ha limitado a una porción de falla (Schwartz y Coppersmith, 1984; Allen, 1986; Thatcher *et al.*, 1997). Sin embargo, para la mayoría de las fallas, con mucha menos información geológica y sísmica disponible, no es posible demostrar que la rotura superficial en terremotos prehistóricos e históricos se ha limitado a una porción de falla concreta. Es por ello que se recurre a otros criterios de segmentación basados en rasgos geológicos y geomorfológicos que sugieran barreras en la propagación de la ruptura, como cambios de dirección de la traza, existencia de estructuras transversales que interrumpen o desplazan la falla, morfología del escarpe, topografía del bloque levantado, o geometría de los abanicos del bloque hundido (dePolo *et al.*, 1989; dePolo *et al.*, 1991; Crone and Haller, 1991; Harkins *et al.*, 2005).

En definitiva, se trata de contar con evidencias, directas o indirectas, de discontinuidades a lo largo de las fallas que hayan podido actuar como barreras limitando la propagación de la ruptura (dePolo *et al.*, 1991). Las discontinuidades más comunes se clasifican según tres categorías:

- Discontinuidades geométricas: incluyen cambios bruscos en la dirección de la falla, fallas escalonadas (*en échelon*) y “huecos” o irregularidades en la traza. Los escalonamientos y los “huecos” que sólo tienen unas decenas o centenas de metros no parecen poder actuar como límites de segmentos sísmicos, ya que son demasiado pequeños como para esperar que continúen en profundidad hasta las zonas de nucleación de los grandes terremotos.

- Discontinuidades estructurales: ramificaciones de la falla, intersección con otras estructuras (fallas, pliegues...), incremento de la complejidad estructural y terminaciones en estructuras transversales.

- Discontinuidades en el comportamiento: cambios en las tasas de desplazamiento, en los intervalos intersísmicos, en el sentido de desplazamiento, o en la proporción entre el movimiento en régimen de *creep* (deslizamiento continuo asísmico) y en régimen de *stick-slip* (alternancia de periodos de bloqueo y saltos bruscos cósmicos).

Son necesarias muchas evidencias para identificar una discontinuidad, y para evaluar si es persistente en el tiempo. Una importante consideración es la escala de las discontinuidades, ya que solamente aquellas estructuras de cientos de metros o kilómetros parecen ser capaces de detener la propagación de la ruptura producida en un terremoto. El tipo de falla es también un factor importante que debe considerarse en la evaluación de las discontinuidades geométricas. Así, Wheeler (1987) apunta que las discontinuidades geométricas vistas en planta (como cambios de dirección o fallas transversales) no pueden ser consideradas por sí mismas como síntoma de segmentación de las fallas con movimiento normal, mientras que sí pueden ser determinantes en el caso de fallas de desgarre (King, 1983; Dewey, 1987). Las discontinuidades geométricas y estructurales pueden tener valor para conocer los límites de los segmentos sísmicos o de rotura, pero no es un proceso simple. Puede

ocurrir que una discontinuidad frene la propagación de un terremoto de magnitud menor de 6, pero no un terremoto de magnitud mayor, de manera que los segmentos sísmicos de grandes terremotos pueden comprender uno o más segmentos geométricos o estructurales (dePolo *et al.*, 1991).

4.3. Tasas de desplazamiento

Para documentar la actividad de una falla potencialmente sismogénica debemos encontrar, en primer lugar, materiales recientes cortados por ella. Teniendo en cuenta la dirección de movimiento sobre el plano de falla, puede determinarse su desplazamiento total. Si conocemos la edad de los materiales afectados, también podremos calcular la tasa de desplazamiento media posterior a la misma (desplazamiento neto por unidad de tiempo). Cuando tan sólo se consideran las alturas de los marcadores para el cálculo, se obtendrán valores de tasa de movimiento vertical; si se conoce la estría de movimiento sobre la superficie de falla, se calculará la tasa de movimiento total.

A este respecto, hay que destacar la importancia de contar con **dataciones absolutas** precisas de los materiales implicados. En este trabajo se realizan varias aportaciones de edades absolutas de distintos depósitos cuaternarios que han sido datados mediante la técnica de luminiscencia ópticamente estimulada (OSL), y sobre la cual se dan algunos apuntes metodológicos en el capítulo 15.

4.4. Prospección geofísica

En muchas ocasiones no se encuentran evidencias de las fallas en superficie. Puede deberse a que se encuentran cubiertas por materiales muy recientes, aun sin perder por ello su condición de fallas activas. En estos casos es importante detectar la presencia de la falla bajo los materiales que la fosilizan, de cara a conocer la longitud total de la falla, su geometría, su posición exacta... Algunas fallas, además, se mueven sin llegar a propagarse hasta la superficie. Estas son las denominadas fallas ciegas, también capaces de generar terremotos de intensidad moderada, y por tanto importantes de localizar y caracterizar.

Para reconocer la existencia y geometría de estas fallas, si no se puede acceder a ellas directamente por medio de catas o trincheras (o, aunque se pudiera, como medio para complementar la información puntual), es necesario hacer uso de métodos de prospección geofísica. Se utilizan distintas técnicas dependiendo del objetivo, la profundidad de muestreo, el contraste y la resolución necesarias, y los elementos que existan que puedan interferir con los métodos (e.g. Demanet *et al.*, 2001; Gwendolyn *et al.*, 2005; Vanneste *et al.*, 2008; Suski *et al.*, 2010). En el análisis geofísico de zonas poco profundas, la identificación y localización de fallas recientes puede relacionarse con indicadores de cambios en los materiales, contrastes laterales entre materiales desplazados o variaciones en el estado de los materiales (cambios de permeabilidad o circulación preferente de fluidos). En este trabajo se ha utilizado como análisis preliminar la prospección magnetométrica y electromagnética (EM), y finalmente el georradar (GPR: *Ground Penetrating Radar*; ver Fig. 4.1). Por lo general, el objetivo de la prospección geofísica en el análisis de riesgo sísmico suele ser el de delimitar sectores adecuados para su posterior estudio mediante trincheras (e.g. Benson y Mustoe, 1995; Suzuki *et al.*,

2000; Wise *et al.*, 2003; Nguyen *et al.*, 2007).

La magnetometría ha consistido en la medida de la intensidad del campo magnético y el gradiente magnético vertical a lo largo de las áreas estudiadas. Se ha realizado con un magnetómetro de efecto Overhauser (GSM-19) con GPS integrado. Las variaciones naturales del campo magnético terrestre se han corregido con un magnetómetro de precesión protónica PMG-01 que ha servido de base durante la prospección. Tras la corrección diurna de las variaciones de intensidad de campo magnético terrestre y con el valor obtenido como *datum* local de la zona, se ha realizado el cálculo de anomalías residuales. El objetivo del cálculo de estas anomalías es localizar los cambios relativos de la intensidad de campo magnético. El campo magnético residual y los datos del gradiente vertical de campo se han utilizado para elaborar mapas de variaciones de propiedades magnéticas de las zonas estudiadas. A partir de los datos de GPS, también se ha elaborado el mapa topográfico de la zona prospectada.



Fig. 4.1. Prospección con magnetómetro de efecto Overhauser (GSM-19) en la llanura de inundación del río Alfambra (izquierda) y mediante GPR en el área de Los Baños utilizando antena de 100 MHz (derecha).

La prospección electromagnética (EM) de inducción de banda ancha se ha llevado a cabo con un equipo multifrecuencia GEM-02. El estudio se realiza mediante perfiles a lo largo de la misma zona prospectada previamente por magnetometría. Se ha realizado el análisis con diferentes frecuencias (entre 0,5 y 65 KHz). El cambio de frecuencia implica la variación de los intervalos en la profundidad del análisis (cuanto más elevada es la frecuencia, menor es el intervalo de profundidad analizado; Huang, 2005). Los datos obtenidos representan las medidas de la onda en fase y cuadratura. Estas medidas permiten el cálculo de la conductividad eléctrica aparente y la susceptibilidad magnética de los materiales del subsuelo (Huang y Won, 2000). A partir de los datos obtenidos con

cada frecuencia, se elaboran mapas de correlación lateral entre los puntos de medida para la conductividad aparente y la susceptibilidad.

La prospección por georradar (GPR) se ha llevado a cabo con tres dispositivos diferentes con frecuencias centrales de 50, 100 y 250 MHz de RAMAC, con el objetivo de caracterizar el origen de las anomalías y los cambios de tendencia identificados previamente en las prospecciones electro-magnética y magnética. El método se basa en la emisión de ondas electromagnéticas hacia el subsuelo, a intervalos previamente definidos, y la recepción de las reflexiones producidas en los contactos entre materiales con distintas constantes dieléctricas. De este modo, cuanto mayor sea la constante dieléctrica de una interfase (y mayor el contraste de las permisividades), más clara será la respuesta en los perfiles. La profundidad alcanzada en el estudio disminuye con el aumento de la frecuencia utilizada, al contrario que la resolución, que aumenta con ella. Además, la profundidad alcanzada depende de otros muchos factores, como la variación en la composición de los materiales, la porosidad, el grado de saturación en agua, el tipo y cantidad de sales disueltas, el tamaño de grano... Para la correcta identificación de las discontinuidades, debe existir un contraste neto en la permisividad entre la superficie a detectar y el medio circundante. En cada zona de estudio se han empleado los tres dispositivos, en todos los casos con doble recorrido, y con diferente configuración de profundidad de penetración (intervalos TWT). Los perfiles de GPR se han procesado digitalmente para incrementos de señal con la profundidad (ganancia lineal y exponencial), para filtrar las frecuencias fuera de rango y realizar el suavizado de los perfiles (*stacking/running average*). A partir de los perfiles obtenidos, se han realizado cálculos de ajuste de hipérbolas de difracción, para el cálculo de la constante dieléctrica y de la velocidad de propagación de las ondas en el medio. Estos cálculos han permitido también la migración de los perfiles de georradar para eliminar las reflexiones hiperbólicas y restituir los reflectores inclinados a su verdadera posición.

Las anomalías obtenidas mediante estos métodos deben ser tratadas y analizadas. En el caso del georradar, es necesario además un procesado de los datos que puede resultar muy complicado. La interpretación de los datos obtenidos no siempre es evidente, por lo que es necesario que estas técnicas sean aplicadas por personal con experiencia. En nuestro caso, todas las tareas de recogida de datos e interpretación se han realizado con la inestimable colaboración de Óscar Pueyo, responsable del equipo de Geofísica del grupo Geotransfer de la Universidad de Zaragoza.

4.5. Análisis de paleoesfuerzos

Para conocer la dinámica de la falla y reconstruir el campo de esfuerzos bajo el cual se ha movido ha de realizarse un análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas (orientaciones de planos y estrías) medidas en su entorno regional.

El campo de esfuerzos reciente en la Cordillera Ibérica centro-oriental, y en particular en la fosa del Jiloca y en el entorno de la falla de Conclud, ha sido caracterizado de forma bastante completa en trabajos anteriores (Simón, 1982, 1989; Arlegui *et al.*, 2005, 2006). Dichos resultados han sido completados aquí con un estudio de paleoesfuerzos específico en la terminación meridional de la fa-

lla de Conclud y su zona de relevo con la falla de Teruel.

Para el análisis de poblaciones de fallas con estrías se ha seguido una secuencia de cuatro métodos de inversión de esfuerzos:

- Método de los *diedros rectos* (Pegoraro, 1972; Angelier y Mechler, 1977). Es un sencillo método geométrico que proporciona una estimación inicial de las direcciones de esfuerzos, tras identificar los diedros de compresión y extensión de las fallas (aquellos que contienen los ejes σ_1 y σ_3 , respectivamente). Para ejecutarlo se ha utilizado la aplicación *FaultKin* de Allmendinger (2006).

- Método de los *triedros rectos* (Lisle, 1987, 1988). El método impone dos condiciones adicionales al de los *diedros rectos*: los ejes principales de esfuerzos compresivo y extensivo deben ser mutuamente perpendiculares, y ambos deben estar contenidos en parejas opuestas de diedros determinadas por el plano de falla y el plano de movimiento. En este caso también se ha utilizado la aplicación *FaultKin* de Allmendinger (2006).

- Diagrama y-R (Simón, 1986). En este método uno de los principales ejes de esfuerzos se presupone que es vertical, de forma que los tensores de esfuerzos quedan representados únicamente por dos parámetros en una aproximación 2D: y (acimut del esfuerzo horizontal máximo, σ_y) y R (relación de esfuerzos en la ecuación de Bott, 1959: $R = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$). Los pares de valores (y,R) que satisfacen una falla individual dan lugar a una curva. Los “nudos” donde las curvas se intersecan proporcionan un espectro preliminar de todas las posibles soluciones y de su importancia relativa en la población de fallas.

- Método de Etchecopar (Etchecopar *et al.*, 1981; Etchecopar, 1984). Es un método numérico que genera una solución completa (orientación 3D de los tres ejes de esfuerzos principales y relación de esfuerzos $R_e = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$). Con este método es posible explorar las soluciones sugeridas por el método de los *diedros rectos* y por el diagrama y-R para acotar la solución final. Basándose en la minimización de los ángulos entre las estrías reales y teóricas, permite la separación de distintos tensores de esfuerzos mediante un adecuado manejo de los porcentajes de datos sometidos a minimización. Para su ejecución se ha utilizado el programa *Faillie* (Etchecopar *et al.*, 1981), desarrollado para Macintosh por Célérier (2011).

Para el análisis de fallas sin estrías se ha utilizado el método de inversión de esfuerzos propuesto por Lisle *et al.* (2001), basado únicamente en la orientación del plano de falla y el sentido de movimiento. El análisis se ha realizado en una primera aproximación mediante el programa *Dip Slip* desarrollado por dichos autores, y se ha refinado posteriormente mediante el paquete informático FSA de Célérier (2011). Este método se basa en el hecho de que la componente de *dip slip* de una falla con un ángulo de buzamiento Υ se vincula al signo del gradiente del esfuerzo normal σ/Υ . Si esta información está disponible para planos de falla con orientación diferente (bien sean de nueva formación o reactivados), puede acotarse la orientación de los ejes principales de esfuerzos. El algoritmo compara sistemáticamente el valor de esfuerzo normal calculado para la falla observada con el calculado para un plano de falla imaginario con un buzamiento ligeramente mayor. Posteriormente, un procedimiento de *grid search* permite la recopilación de todos los tensores de esfuerzos compatibles

con las fallas observadas y con sus respectivos sentidos de movimiento. Normalmente aparece un elevado número de soluciones compatibles. Las orientaciones modales de los respectivos ejes de esfuerzos principales son representados en estereogramas, mientras que las relaciones de esfuerzos ($R = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$) se representan en histogramas de frecuencia.

5. CARTOGRAFÍA Y DESCRIPCIÓN ESTRUCTURAL DE LA FALLA DE CONCUD

La falla de Concud tiene una dirección general NW-SE, aunque se desvía hasta hacerse casi N-S en su sector más meridional, aproximándose a la dirección de la falla de Teruel (Anexo II). Su buzamiento está comprendido entre 65 y 70° hacia el SW. Los estereogramas de la Figura 5.1 muestran las distintas medidas de orientación del plano y las estrías de falla a lo largo de su trazado. La falla de Concud es una estructura continua de 14,2 km de longitud aflorante, aunque es posible que la longitud de la ruptura superficial se prolongara en algún momento al menos 1-2 km hacia el NW, en forma de otro segmento que actualmente aparece fosilizado por depósitos plio-cuaternarios.

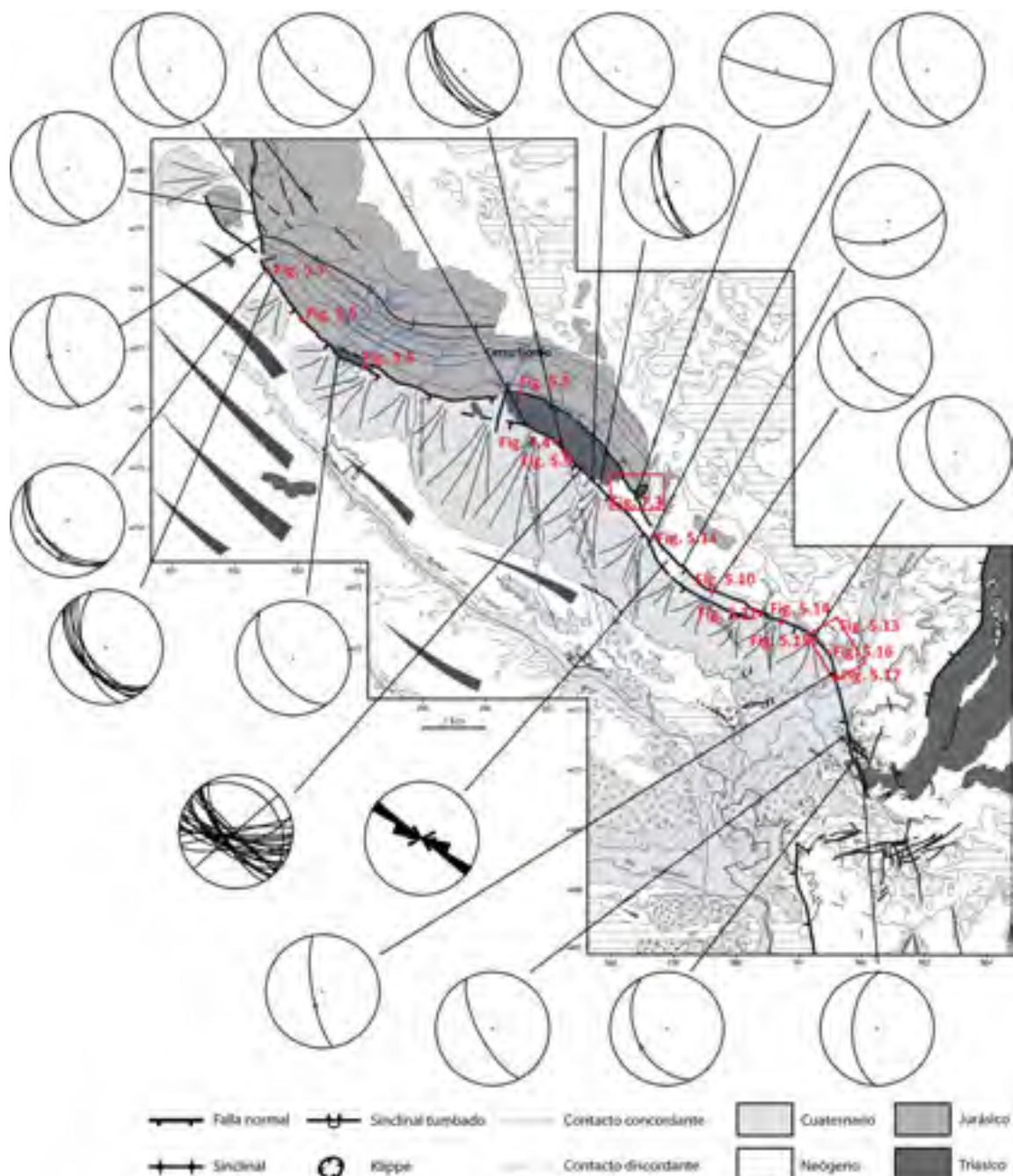


Fig. 5.1. Orientación de la superficie y estrías de falla de Concud, según medidas directas tomadas a lo largo de su traza, Se indica la localización de las fotografías y cortes incluidas en este apartado.

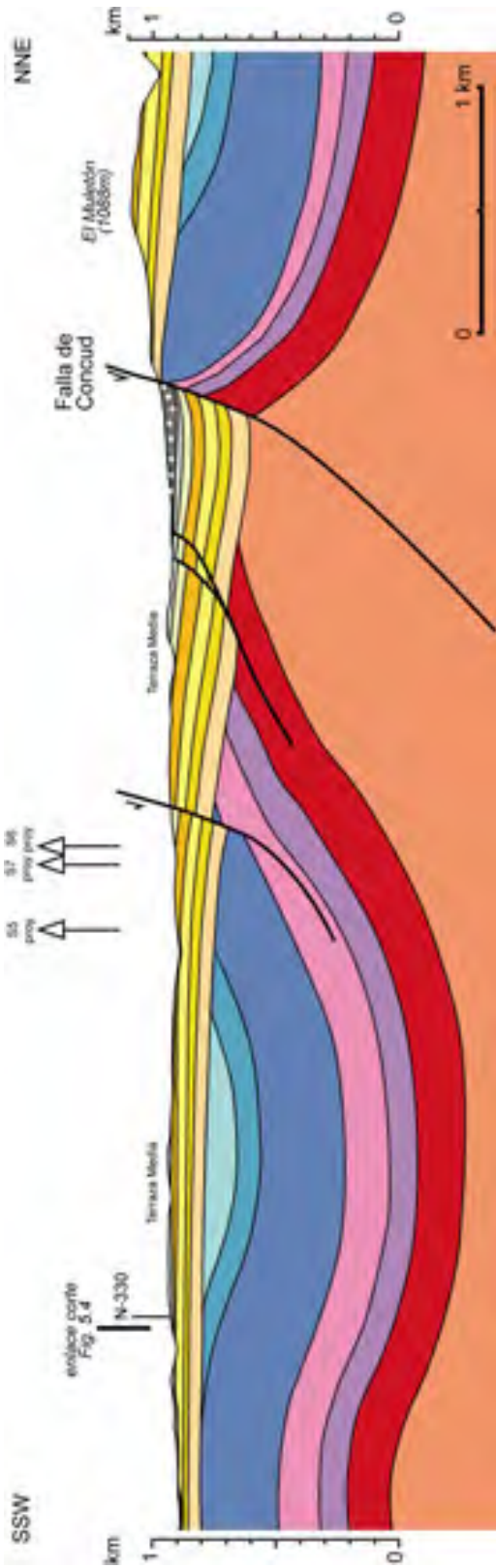


Fig. 5.2. Corte geológico general de la falla de Concud. S5, S6 y S7: sondeos realizados por el Gabinete Geológico de la Diputación de Teruel (1991, informe inédito). Ver leyenda de colores en la Figura 5.3. Ver situación en Anexo II.

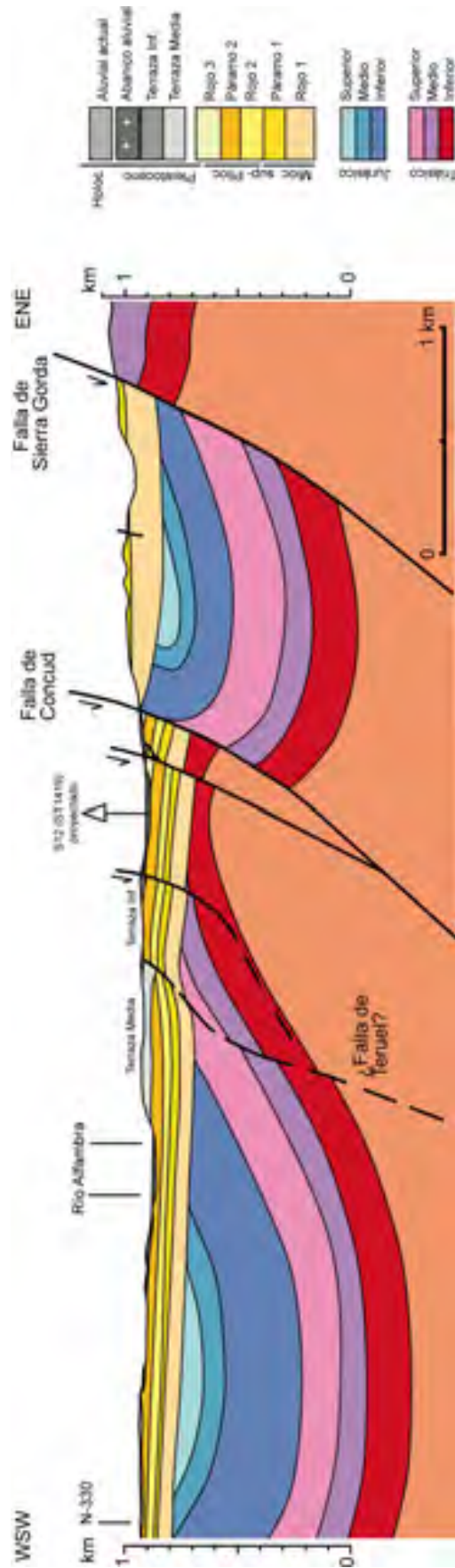


Fig. 5.3. Corte geológico de la terminación suroriental de la falla de Concud. S12 (ST1419): sondeo realizado por el Ministerio de Fomento (1999, informe inédito). Ver situación en Anexo II.

Como queda reflejado en la cartografía del Anexo II, desde el sector más septentrional hasta la parte media la falla presenta una traza principal simple que pone en contacto el Mesozoico del bloque levantado con el Cuaternario del bloque hundido. En su tramo central la falla se desdobra en dos trazas, prácticamente paralelas, una traza norte y una traza sur. Mientras la traza sur presenta el Cuaternario en el bloque superior, la traza norte pone en contacto los materiales del tránsito Triásico-Jurásico (Fm. Cortes de Tajuña, bloque levantado) con los del Triásico inferior (Facies Buntsandstein, bloque hundido). En su mitad suroriental (al este del barranco del Hocino, próximo a la carretera de Concud a Celadas), la falla rompe también los materiales neógenos que constituían el relleno de la fosa de Teruel, a su vez discordantes sobre el Mesozoico. Durante un tramo (hasta el Barranco del Pozuelo) se mantiene la doble traza; los materiales neógenos dominan en el bloque septentrional, aparecen de forma más discontinua en el bloque intermedio entre ambas trazas, y afloran ocasionalmente en el fondo de algún barranco (Bco. del Hocino) en el bloque más meridional, cubiertos ya extensamente por el piedemonte pleistoceno. En el sector más meridional vuelve a haber una única traza visible, que pone en contacto el Neógeno (y, ocasionalmente, el Jurásico infrayacente) con el Cuaternario, aunque existen indicios de una segunda falla ciega bajo este último. Cerca de su terminación, la estructura es una zona de falla compleja en la que la deformación se distribuye en múltiples superficies de rotura.

Los cortes geológicos de las Figuras 5.2 y 5.3 (cortes 1 y 2, respectivamente, en el Anexo II) muestran la estructura general de la falla de Concud, el primero de ellos atravesando la falla en una zona donde muestra su dirección dominante (NW-SE), y el segundo realizado a través de la zona de terminación de la misma, donde existen varios planos de rotura de orientación próxima a N-S. En ambos cortes se puede observar el Neógeno de la fosa de Teruel cortado y desplazado por la falla con saltos de orden hectométrico. Según se expone en detalle en el apartado 6.2 y en el capítulo 9, respectivamente, el salto vertical post-Plioceno en la transversal de Masada Cociero (Fig. 5.3) puede evaluarse en unos 270 m. El salto vertical mínimo en la transversal de Concud-El Muletón (Fig. 5.2) sería de 240 m, y el salto neto más probable, de 290-300 m. En la fotografía de la Figura 5.4 puede observarse una panorámica de la zona por la que discurre este segundo corte.



Fig. 5.4. Vista general de la falla de Concud. T: Triásico inferior; J: Jurásico inferior; N: Neógeno; Q: Cuaternario

El **tramo norte** de la falla de Conclud presenta, como se ha dicho, una traza principal simple. En general, la falla en esta zona pone en contacto el Triásico y Jurásico del bloque levantado con el Cuaternario del bloque hundido (Fig. 5.5). No obstante, cuando nos adentramos en los escasos barrancos de entidad suficiente como para que disequen la falla y nos permitan una buena exposición de la misma, podemos constatar que con frecuencia la traza de la falla no es única. Así queda patente, por ejemplo, en el barranco de la figura 5.6, donde dos superficies de falla contiguas ponen en contacto las brechas de la Fm. Cortes de Tajuña con las areniscas del Buntsandstein, y éstas con conglomerados villafranquienses. La superficie de falla dentro de la Fm. Cortes de Tajuña aparece muy alabeada (figura 5.7) y muestra una doble estriación: una primera con cabeceo promedio 60°S formando grandes surcos y una segunda con cabeceo 80°N superpuesta a la anterior. En su extremo norte la falla se desdobla, presentando direcciones prácticamente N-S en la rama norte y pasando enseguida a la dirección general NW-SE (Fig. 5.1), acomodándose a la dirección del sinclinal que queda en el bloque levantado.



Fig. 5.5. Aspecto de campo de la falla de Conclud en su tramo noroeste. Ver localización en Fig. 5.1.



Fig. 5.6. Doble traza de la falla de Concud presente en algunos puntos de su tramo noroeste. Ver localización en Fig. 5.1.

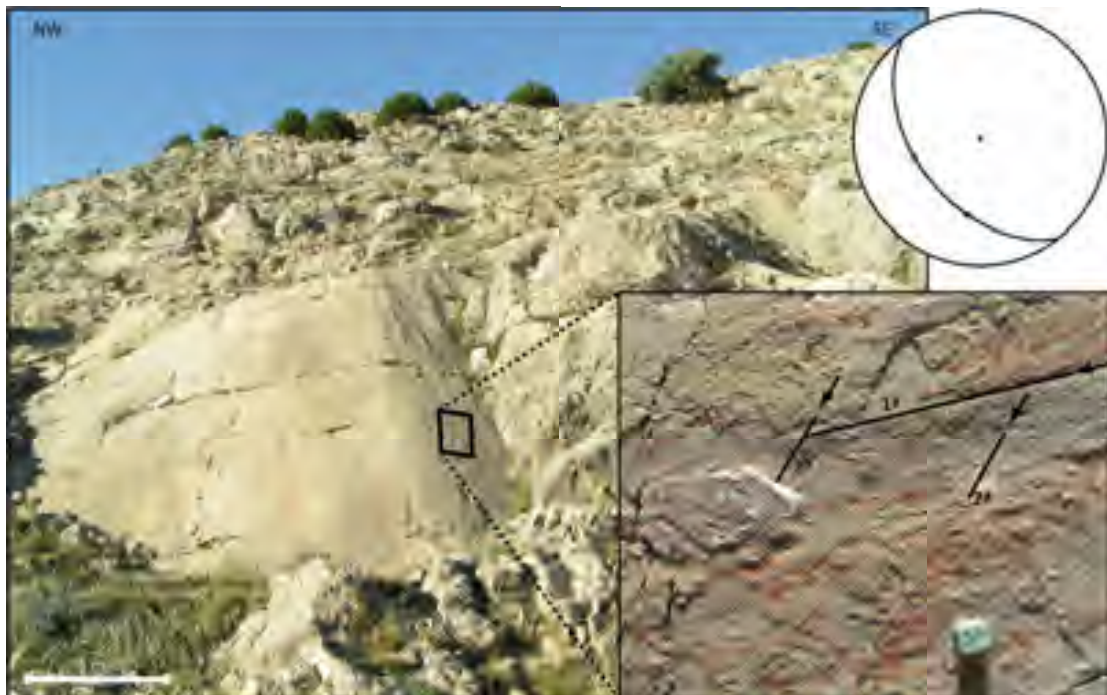


Fig. 5.7. Superficie de falla muy alabeada con doble estricción en la Fm. Cortes de Tajuña. Ver localización en Fig. 5.1.

En el **tramo central** la interpretación estructural se complica debido al riesgo de confusión de la traza norte de la falla con el contacto paraconforme que existe entre la Fm. Cortes de Tajuña y la Facies Buntsandstein, con ausencia de las Facies Muschelkalk y Keuper en todo el bloque levantado de la falla. Si bien es cierto que en la cartografía MAGNA (Godoy *et al.*, 1983; Hernández *et al.*, 1983) aparece representada la Facies Muschelkalk, estos materiales no han sido reconocidos al realizar la cartografía de detalle. En todo caso, otra unidad con algunos rasgos similares (Fm. Imón) aparece localmente bajo la Fm. Cortes de Tajuña. En otros tramos, la traza norte de la falla se sitúa dentro de

las areniscas y limolitas del Buntsandstein. A pesar de que falta en muchos casos el contacto litológico que la delate, la falla se reconoce, por ejemplo, en el Barranco de la Hoz, desdoblada en numerosos planos de rotura con desplazamiento sintético que cortan claramente las capas (Fig. 5.8). Puede considerarse como falla principal aquella que pone en contacto la Fm. Cortes de Tajuña con el Buntsandstein, mientras que el resto cortan las capas del Buntsandstein y separan, en algún caso, cuerpos de areniscas rojas o blancuzcas. Algunos de estos planos son subverticales o tienen incluso sentido de buzamiento contrario, pudiendo interpretarse como fracturas de Riedel (R, sintéticas) asociadas a la falla principal.



Fig. 5.8. Traza norte de la falla de Concud en el Barranco de la Hoz, desdoblada en numerosos planos de rotura. B: Fc. Buntsandstein. CT: Fm. Cortes de Tajuña. Ver localización en Fig. 5.1.

La traza sur de la falla presenta ya el Cuaternario en el bloque hundido. Un barranco afluente del Barranco del Monte transcurre casi en paralelo a la traza sur, cortándola en varias ocasiones. De este modo, este barranco nos permite observar distintos aspectos de la falla: contacto mecánico de los conglomerados basales de la Fc. Buntsandstein con el Cuaternario (Fig. 5.9a), o plano de rotura dentro del propio Cuaternario (Fig. 5.9c). En el primer caso, los conglomerados presentan zonas de cizalla sintéticas y compatibles con el movimiento normal (Fig. 5.9b), aunque hay que decir también que en afloramientos de este mismo barranco se han observado zonas de cizalla inversa (éstas serán descritas e interpretadas en el apartado siguiente al abordar la cuestión de la inversión tectónica de la falla).



Fig. 5.9. Traza sur de la falla de Concud en su sector central, cortada en varios puntos por un barranco subparalelo a la misma. a) Contacto entre Facies Buntsandstein y Cuaternario. Líneas rojas: falla normal actual. Azul: banda de cizalla inversa. b) Detalle de zona de cizalla sintética a la falla principal, y compatible con su movimiento. c) Falla dentro de Cuaternario. Ver localización en Fig. 5.1.

Continuando por el mismo tramo central hacia el sureste, aun cuando se mantiene la traza doble de la falla, vemos cómo la rama norte pasa a poner en contacto distintas unidades neógenas (Fig. 5.10). En algunas zonas es posible observar en éstas una combinación de falla y monoclinas de acomodación (Fig. 5.11), indicando que el estilo de deformación pasa lateralmente de una falla normal simple de alto ángulo a *step-faults* sintéticas y a un monoclinas fallado (en el sentido de Powell, 1873 y McCaig, 2005). En otros puntos la traza norte muestra en su bloque hundido directamente los materiales aluviales cuaternarios, en contacto mecánico con el Neógeno o, puntualmente, también con las calizas jurásicas que yacen bajo él en discordancia (Fig. 5.12).



Fig. 5.10. Traza norte de la falla de Concud en su tramo central, poniendo en contacto distintas unidades neógenas. Ver localización en Fig. 5.1.

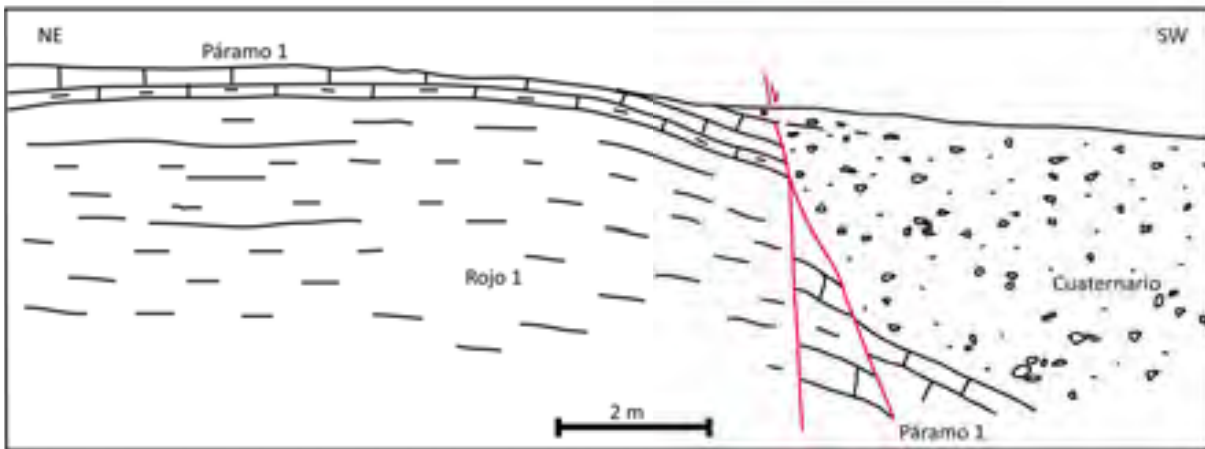


Fig. 5.11. Traza norte de la falla de Conchud, donde se observa la combinación de falla y monoclinas de acomodación. Ver localización en Fig. 5.1.

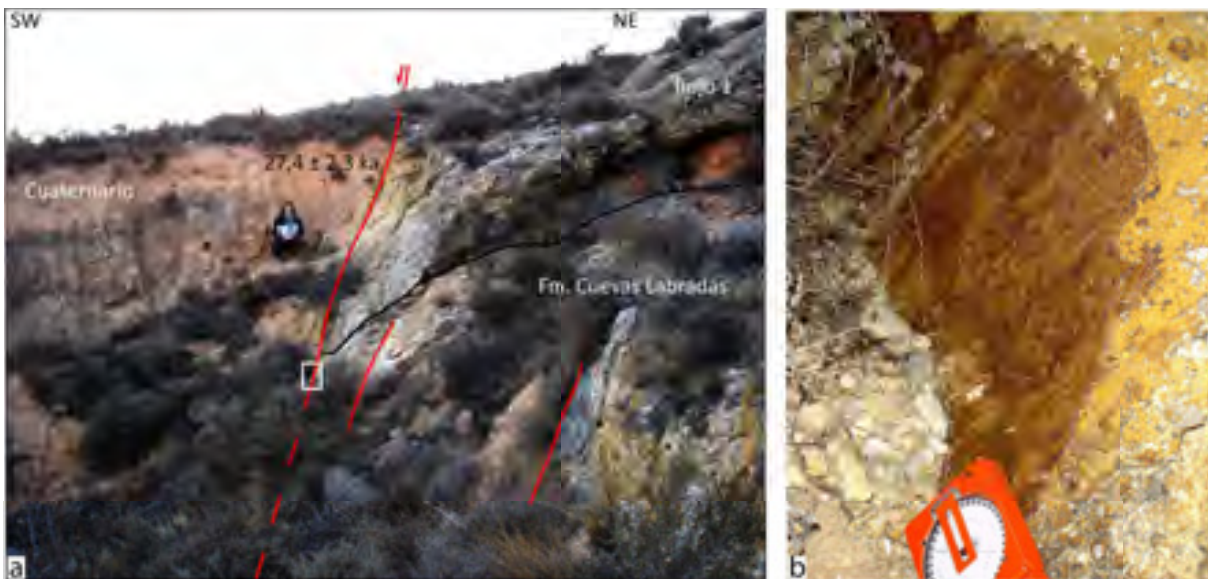


Fig. 5.12. a) Traza norte de la falla de Conchud en el Barranco del Puente, poniendo en contacto Neógeno (Rojo 2, discordante sobre Jurásico) con Cuaternario. b) Detalle del espejo de falla en la zona recuadrada en blanco en (a). Ver localización en Fig. 5.1.

En el **sector suroriental**, donde la falla vuelve a presentar una traza única, hay zonas del bloque inferior en que afloran franjas de calizas jurásicas (e incluso areniscas del Buntsandstein) bajo los conglomerados basales del Neógeno, todo ello en contacto directo con el Pleistoceno del bloque superior (Figs. 5.13, 5.14 y 5.15). No obstante, son por lo general las formaciones neógenas las que aparecen en el bloque levantado, como muestra la Figura 5.16. En ésta vemos cómo la falla se desdobra de nuevo en dos superficies contiguas; la más septentrional corta materiales detríticos vallesienses y carbonatos tuolienses, siendo fosilizada por el Pleistoceno del arranque del piedemonte; la más meridional corta ese Pleistoceno, indicando un movimiento más reciente que la anterior. Como peculiaridad común a los afloramientos mostrados en las Figuras 5.14 y 5.16, cabe señalar cómo los depósitos detríticos del labio levantado más próximos a la falla, sean las areniscas del Buntsandstein, en el primer caso, o las areniscas y lutitas del Vallesiense, en el segundo, presentan un color blanquecino que sustituye al color rojo habitual. Cabe interpretarlo como consecuencia del lavado o reducción del hierro en la banda más intensamente fracturada y más permeable. El Buntsandstein decolorado es relativamente común en la Cordillera Ibérica, pero en el caso del Neógeno puede considerarse una situación excepcional.

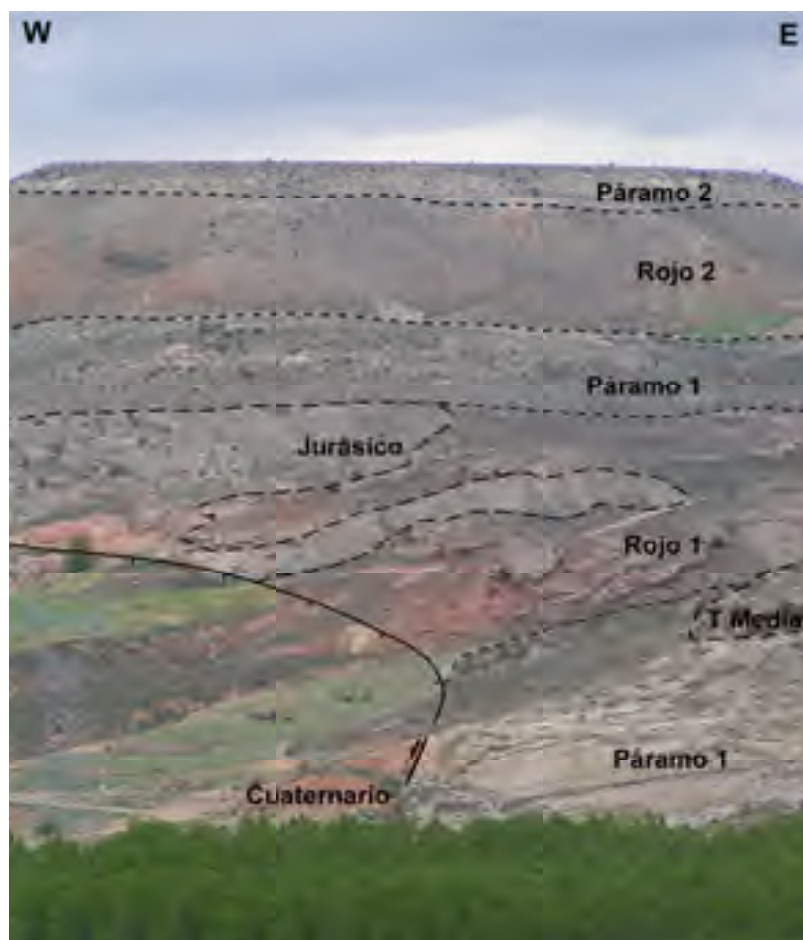


Fig. 5.13. Vista general del sector suroriental de la falla de Concud, en cuyo bloque inferior se puede apreciar el contacto discordante del Neógeno sobre las calizas jurásicas. En la parte inferior se distingue la traza de la falla en la estación de Los Baños, esquematizada en la Fig. 5.17.

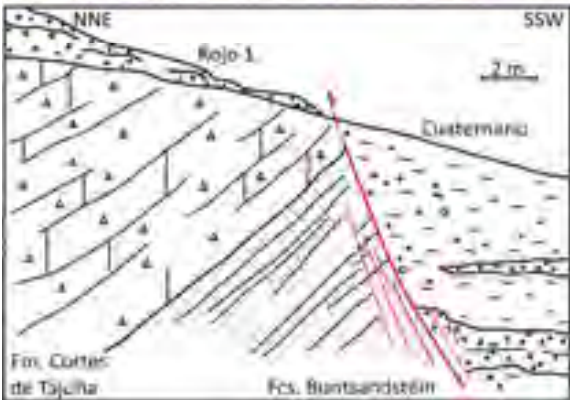


Fig. 5.14. Aspecto de la falla de Concud en su sector suroriental, donde el Cuaternario se pone en contacto directo con el Triásico. Ver localización en Fig. 5.1.



Fig. 5.15. Falla de Concud en una pequeña cantera que permite observar dos superficies de falla que ponen en contacto respectivamente las calizas jurásicas y el Rojo 1, y éste con el Cuaternario. La datación en el Cuaternario afectado por la falla está tomada de Gutiérrez *et al.* (2008). Ver localización en Fig. 5.1.

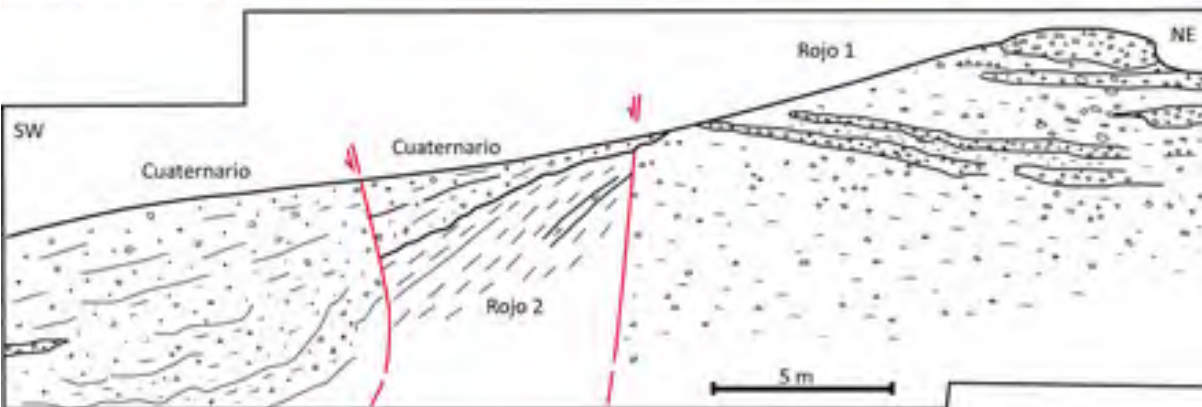


Fig. 5.16. Aspecto de la falla de Concud en el sector suroriental, desdoblada en dos trazas menores, una de ellas desplazando los materiales Pleistocenos. Ver localización en Fig. 5.1.

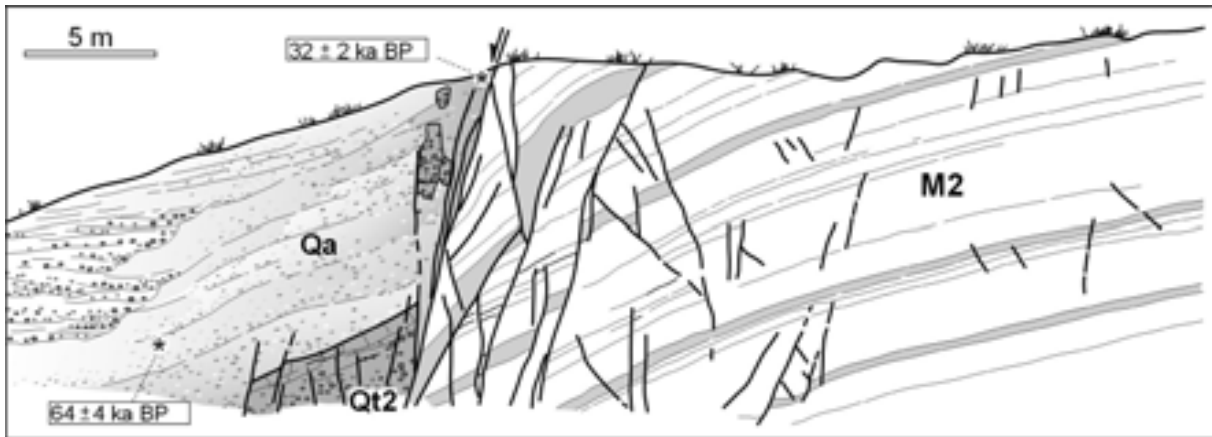


Fig. 5.17. Corte de detalle de la falla y el monoclin de bloque inferior en la zona de Los Baños. M2: carbonatos del Páramo 1. Qt2: Terraza Media, Pleistoceno medio; Qa: abanicos aluviales, Pleistoceno superior. Modificada de Arlegui *et al.* (2004). Ver localización en Fig. 5.1.

La estructura monoclin del bloque inferior reaparece de nuevo en la zona de Los Baños, justo antes del valle del Alfambra y unos 3 km al norte de la ciudad de Teruel. La estructura está dibujada aquí por las calizas y margas tuolienses (Páramo 1), puestas en contacto mecánico con depósitos de abanico aluvial y depósitos de vertiente procedentes del escarpe de la falla (Fig. 5.17). La falla aparece muy bien expuesta en la trinchera del antiguo ferrocarril minero de Ojos Negros-Sagunto, donde aflora el plano con una orientación 170, 75° W y estrías con cabeceo 75° S. Este afloramiento, en el que aparece un registro sedimentario cuaternario importante afectado por la falla, ha sido objeto de un estudio paleosismológico de detalle, que será expuesto en el capítulo 18.

La traza superficial de la falla se interrumpe bajo los depósitos fluviales más recientes del río Alfambra (Terraza Inferior y depósitos holocenos). No obstante, existen indicios de carácter hidrogeológico de su continuidad bajo la llanura de inundación. A través de ésta se observan una serie de surgencias termales alineadas en dirección NNW-SSE, la más importante de las cuales, localizada junto a la traza de la falla en el talud de enlace de la Terraza Inferior con la llanura de inundación, abasteció antiguamente un balneario que da nombre al lugar (Los Baños). El agua mana a una temperatura de entre 21 y 23°C, procedente del sistema acuífero que forman las dolomías y calizas dolomíticas de las formaciones Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas, y su salida a través de la falla habría permitido un ascenso relativamente rápido desde profundidades de unos cientos de metros (IDRENA, 1994).

Para corroborar la continuidad de la falla bajo los depósitos aluviales del río Alfambra se ha realizado una **campaña de prospección geofísica**, mediante las técnicas electromagnética (EM), magnetometría y georradar (GPR), cuyos resultados se resumen en la Figura 5.18.

Muchas de las principales variaciones de las propiedades analizadas mediante magnetometría y radiación EM se correlacionan con elementos de origen antrópico identificables en superficie. En algunos casos, las intensidades de las anomalías exceden las previsibles para materiales naturales (con anomalías residuales de campo magnético de más de 100 nT), por lo que también se han atribuido a elementos antrópicos. Es por esto que el dimensionamiento de la prospección por

georradar se ha realizado teniendo en cuenta únicamente los datos geológicos disponibles (más fiables que los datos obtenidos por magnetometría y EM): el afloramiento de la falla en ambos márgenes del valle del Alfambra y las alineaciones de las surgencias termales antes comentadas.

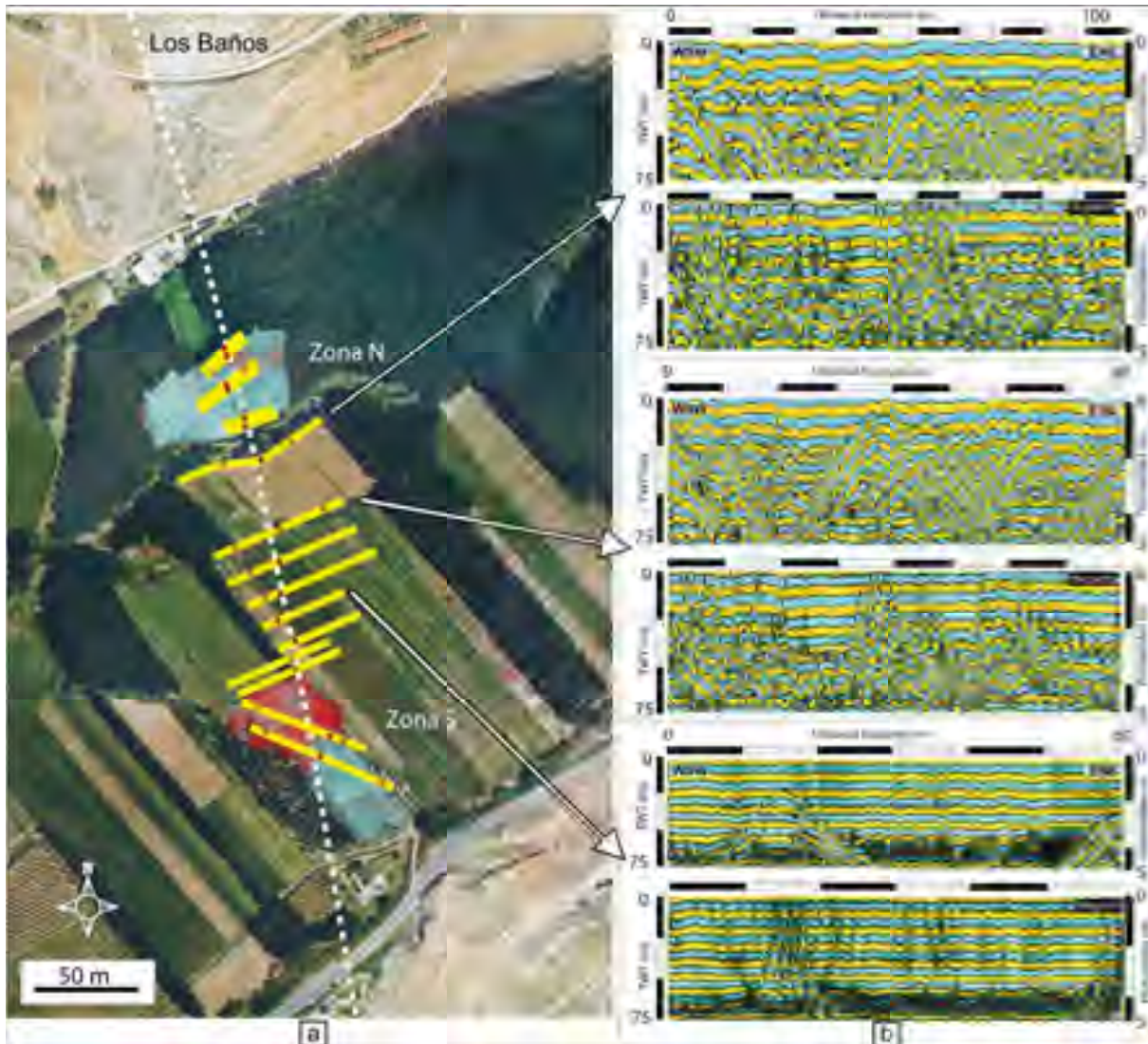


Fig. 5.18. Resumen de resultados de la prospección geofísica en el valle del Alfambra. (a) Localización de los perfiles de georradar (líneas amarillas) y de los resultados de conductividad aparente (EM; mapas de isolíneas sombreados en azules y rojos). Puntos rojos y naranjas: anomalías principales y secundarias observadas en los perfiles de georradar. Línea blanca discontinua: interpretación de la traza de la falla de Concud uniendo los puntos donde aflora a un lado y otro del valle del Alfambra. (b) Ejemplos de perfiles de georradar en los que se pueden apreciar las anomalías de geometría hiperbólica en los dos primeros casos, y contactos subverticales en el tercero.

En los perfiles de georradar no se identifican variaciones geométricas o estructurales llamativas. Sin embargo, con el análisis integrado de los perfiles de georradar y los datos de prospección EM y magnetometría, es posible refinar algunas de las variaciones identificadas a lo largo de los mismos. La principal característica de los perfiles de georradar es el predominio de materiales de comportamiento homogéneo y ausencia de reflectores no horizontales. Las únicas variaciones significativas corresponden a contactos subverticales en algunas zonas y a anomalías con geometría hiperbólica en

otras (ver ejemplos en la Fig. 5.18b), que pueden aparecer ligados a cambios del comportamiento de los materiales. Los datos de magnetometría y EM asociados a estas interrupciones muestran un cambio en la tendencia de la conductividad aparente de los materiales, descensos bruscos de la intensidad de campo magnético o pequeños dipolos magnéticos de tipo normal. En todos los casos identificados, las interrupciones de la estructura del subsuelo se correlacionan con pequeños descensos locales de la conductividad aparente. Los perfiles analizados en la zona meridional muestran una variación de tendencia, con paso de un comportamiento homogéneo al oeste a otro menos homogéneo al este, asociado a un incremento de la conductividad. En la zona septentrional se identifican localmente cambios inversos de tendencia o descensos de la conductividad aparente.

Las principales anomalías en los perfiles de georradar (puntos rojos en la Fig. 5.18a) y en los mapas de conductividad aparente muestran una alineación principal de dirección próxima a N-S. Esta alineación parece confirmar la existencia de la falla de Concud bajo el aluvial del Alfambra, y con un trazado muy próximo al previsible teniendo en cuenta el afloramiento de la misma a ambos lados del valle del río y las surgencias termales. Además de estas anomalías, existen otras identificadas en los perfiles de georradar (puntos naranjas en la Fig. 5.18a), que en algunos casos parecen también estar alineadas. Éstas podrían indicar bien que la superficie de falla no es única o que existen cambios sedimentarios dentro del aluvial. Finalmente, el cambio en la conductividad aparente a lo largo de los distintos sectores podría verse influenciado por la proximidad del nivel freático y por la variación de aportes de agua a lo largo del trazado de la falla, asociada a la presencia de las mencionadas surgencias.

A partir del aluvial del río Alfambra, la falla se prolonga unos 2 km hacia el sureste. En una parte de este tramo, cerca de su terminación, la falla se manifiesta en forma de una banda intensamente fracturada de alrededor de 500 m de longitud y una anchura máxima de 350 m. Esta banda presenta dos trazas de falla principales, con direcciones NW-SE, la traza oriental, y próxima a N-S, la traza occidental. Entre esas trazas maestras existen multitud de pequeñas fallas normales y fracturas que alcanzan densidades elevadas (llegando hasta 5-10 discontinuidades por metro) y que producen desplazamientos individuales milimétricos a centimétricos (ver Anexo II y Fig. 6.2 del siguiente capítulo). Estas fracturas presentan múltiples orientaciones (NNW-SSE, NNE-SSW, NW-SE y E-W), predominando aquéllas que son similares a las de las trazas principales, y buzamientos elevados. Muchas de ellas muestran estriaciones, en algunos casos con dos familias superpuestas. La fracturación afecta a calizas y yesos neógenos, así como a depósitos fluviales pertenecientes a las terrazas Media e Inferior del Alfambra, conformando un abanico imbricado de superficies de rotura que enraizarían en el plano principal. Estas estructuras pueden observarse en el tramo de la Vía Verde (antiguo ferrocarril minero de Ojos Negros-Sagunto) que transcurre a media ladera en la zona de Masada Cociero, en las canteras de yeso existentes entre dicha vía y el barranco del Río Seco y, sobre todo, en los taludes de la intersección de las carreteras N-420 y A-226 (afloramiento que será explicado más en detalle en los capítulos 6 y 20).

Finalmente, la traza desaparece aparentemente, bien en el enclave de Triásico superior que aflora al noreste del barranco del Río Seco, o bien bajo el relleno holoceno de este último.

6. LA ZONA DE RELEVO DE LAS FALLAS DE CONCUD Y TERUEL

Aun cuando el objeto principal de nuestro estudio es la falla de Concud, su proximidad con la falla de Teruel obliga a analizar en detalle la relación estructural entre ambas. Una hipotética conexión entre ellas implicaría un incremento del potencial sismogénico de la estructura, dado que el máximo terremoto que es capaz de generar una falla depende de su longitud, por lo que dicha hipótesis debe ser considerada con atención.

6.1. La falla de Teruel

La falla de Teruel es una falla normal de 9 km de longitud, de dirección N-S a NNE-SSW y buzamientos de entre 60 y 80° W. Las escasas estrías de deslizamiento observadas indican movimiento normal casi puro y una dirección de transporte N 271° E (Fig. 6.1). La falla se extiende desde el norte de la ciudad de Teruel hasta el sur de Villaspesa, bifurcándose al sur de Teruel en dos fallas principales de direcciones NNE-SSW y N-S, además de aparecer asociadas otras fallas de menor entidad (ver Anexo II). La rama N-S cambia progresivamente de dirección hacia NW-SE, terminando por desdibujarse dentro de las arcillas rojas del Rojo 2 que se interdigitan con los yesos de Cubla-Villaspesa.

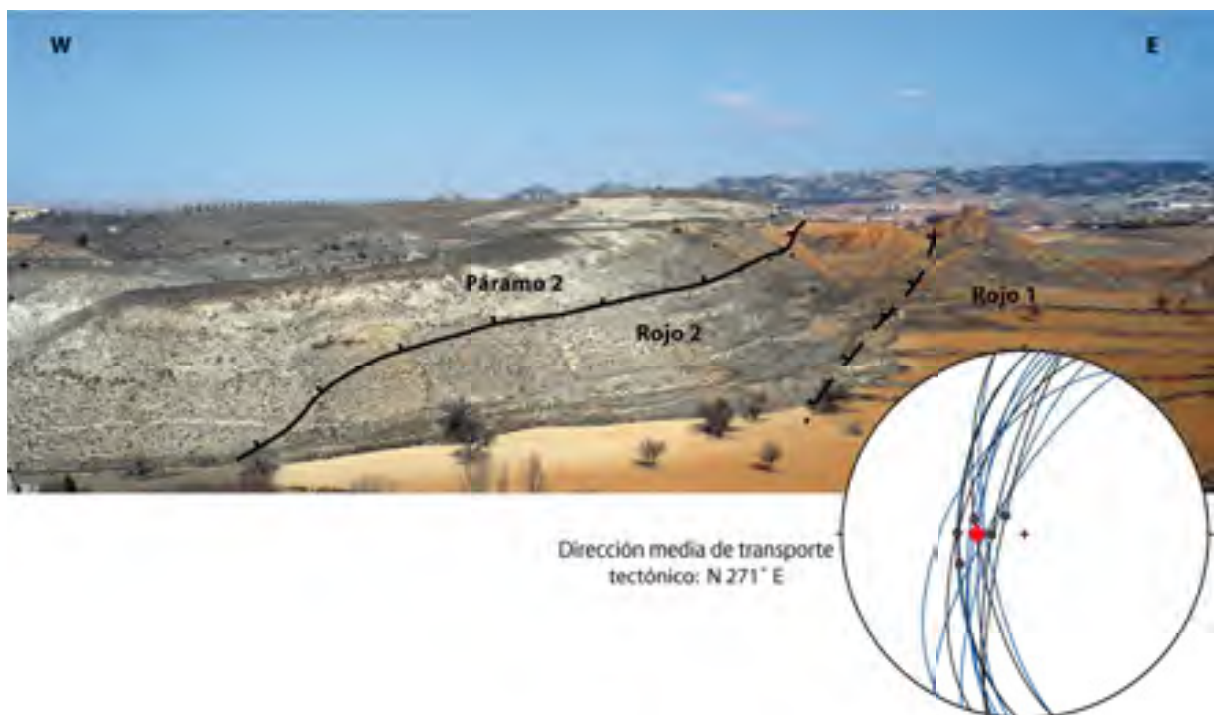


Fig. 6.1. Aspecto de la falla de Teruel en la zona de El Pitraque (1 km al sur del casco urbano de Teruel), donde se bifurca en dos trazas principales. Estereograma con orientaciones de planos y estrías medidos a lo largo de la traza de la falla, con el cálculo de la dirección media de transporte tectónico.

El extremo septentrional de la falla de Teruel se encuentra, aparentemente, en las lomas de Las Viñas, al norte del cementerio. Sin embargo, existen dos afloramientos alineados con su traza en los que se registran deformaciones que podrían estar reflejando una prolongación de la misma hacia el norte, bien en superficie o bien como falla ciega. El primero de ellos es la gravera de Cuesta de la Bajada, al NW del km 583,5 de la carretera N-420, donde la Terraza Media aparece basculada hasta 36° al ENE, sugiriendo una estructura en *roll-over*. El otro afloramiento se encuentra en el paraje de Las Ramblillas, al norte del anterior y en la margen derecha del Alfambra, donde otro retazo de la Terraza Media aparece desplazado por dos fallas sintéticas NNW-SSE y dividido en dos bloques basculados también en *roll-over* (10° E y 18° E, respectivamente). En este segundo afloramiento, la Terraza Media aparece paraconforme sobre gravas, lutitas y carbonatos villafranquienses, lo que permite pensar que la deformación, igual que en el caso de Cuesta de la Bajada, es esencialmente posterior al Pleistoceno medio. Si las deformaciones observadas en la Terraza Media en estos afloramientos realmente representan la propagación de la falla de Teruel hacia el norte durante el Pleistoceno, la longitud total se ampliaría a más de 11 km, siendo este tramo final paralelo a la falla de Concud.

La falla de Teruel desplaza las unidades neógenas que rellenan la cuenca, produciendo comúnmente el contacto mecánico entre las unidades Rojo 1 y Rojo 2 (difícil de reconocer, en este caso, por su similitud litológica) o entre alguna de ellas y el Páramo 2. El bloque hundido, situado al oeste, presenta una estructura en *roll-over* (mucho más patente que en el caso de la falla de Concud), que queda reflejada por el buzamiento hacia el este de las calizas del Páramo 2 en la Muela de Teruel (margen derecho del río Turia, frente al casco urbano). Estas calizas buzanan unos 2° de promedio, y presentan un desnivel absoluto de 140 m: la base del Páramo 2 pasa de encontrarse a 1020 m.s.n.m. en la zona culminante de la Muela a menos de 880 m en la ribera del Turia. Dentro del bloque levantado, la base del Páramo 2 se encuentra a una altitud de 1070-1100 m.s.n.m. en la plataforma de Los Mansuetos, lo que supone un salto vertical total de 190-220 m. Considerando un buzamiento medio de 68° y un movimiento normal puro, supone un salto neto de 205-235 m. Este desplazamiento conlleva una importante componente dúctil en forma de *bending*, desarrollándose un monoclinal de acomodación que sigue una dirección paralela a la falla de Teruel a lo largo de casi todo su recorrido. El buzamiento del monoclinal alcanza los 17° al este del casco urbano de Teruel, y hasta 30° al sur, a la altura de Villaspesa (límite sur del mapa del Anexo II). La combinación del *roll-over* del bloque hundido y el monoclinal del bloque levantado da lugar a una cubeta sinforme de traza subparalela a la falla, identificable en el mapa de contornos estructurales de la Fig. 6.2. Para la realización de dicho mapa se ha tomado como referencia la base de Páramo 2, al encontrarse representada de manera bastante uniforme en toda la zona, y ser además la más moderna de las unidades del relleno endorreico de la cuenca. De este modo, su deformación permite caracterizar la amplitud de los movimientos verticales ocurridos durante el Plioceno superior-Cuaternario.

6.2. La zona de relevo

La cartografía de las fallas de Concud y Teruel (ver Anexo II y Fig. 6.3) parece indicar que sus trazas no llegan a unirse. En el caso de que, como se ha explicado, la falla de Teruel continuara hacia el norte, existiría una longitud de solape entre ambas fallas de más de 2 km, pero discurriendo siempre paralelas y con una separación entre ellas de 1 a 1,5 km. Resultarían, pues, estructuras independientes dispuestas en relevo diestro, y sin que parezca existir ninguna discontinuidad que las conecte.

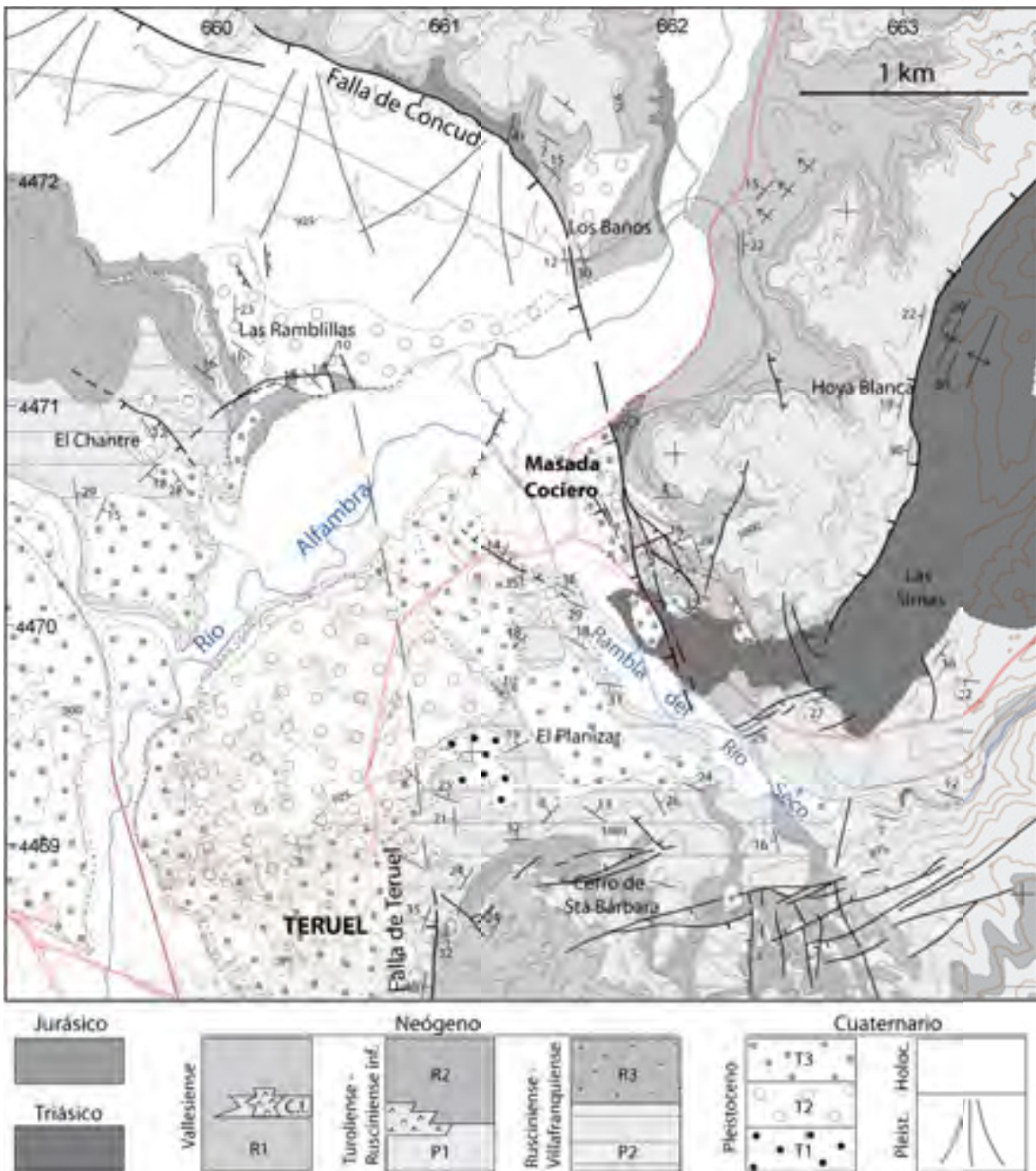


Fig. 6.3. Detalle de la cartografía geológica de la zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel.

El bloque que queda entre ambas fallas muestra un basculamiento hacia el N o el NNW de entre 12° y 22° (ver Fig. 6.2). El monoclinial del bloque levantado de la falla de Teruel sufre un giro en esta zona, pasando la estratificación de una dirección N-S a otra E-W. También las terrazas pleistocenas que cubren el Neógeno al norte de El Planizar están afectadas por ese basculamiento, con buzamientos de 18° y 16° hacia el NNW en las terrazas Media e Inferior, respectivamente. Este basculamiento de las terrazas es compatible con las evidencias que presentan ambas fallas de actividad continua durante el Pleistoceno medio-superior (especialmente la de Concud, Simón, 1983; Moissenet, 1983, 1985; Simón y Soriano, 1993; Simón *et al.*, 2005; Lafuente *et al.*, 2010). El basculamiento descrito puede interpretarse como una rampa de acomodación (*relay ramp*, en el sentido de Larsen, 1988) a través de la cual se transfiere el desplazamiento de una falla a otra (e.g. Childs *et al.*, 1995; Peacock, 2002), sin que tenga por qué existir una conexión física entre ambas en profundidad (*soft-linked faults* de Walsh y Waterson, 1991).

La estructura de acomodación entre las dos fallas se amplifica por la existencia de un fuerte monoclinial en la vertiente norte de Los Mansuetos, donde las capas neógenas buzan hacia el norte una media de 15° y llegan localmente a sobrepasar los 45° N. Además, se añade un sistema de dos familias de fallas y fracturas, de direcciones dominantes N-S (subparalela a la falla de Teruel) y alrededor de E-W, que se entrecruzan en forma de red casi ortogonal. Esta intensa deformación parece formar parte de una macroestructura que se prolonga hacia el este en la zona de Valdecebro (fuera ya de la zona cartografiada en el Anexo II), y que se manifiesta como una abrupta sinforma ENE-WSW en materiales neógenos, limitada al norte por una falla normal E-W que la separa del Jurásico de la zona de Corbalán. Esta sinforma parece haberse originado por adaptación de la serie neógena a una falla transversal en el margen oriental de la fosa de Teruel, probablemente heredada de la compresión alpina y quizá continuación de la propia falla inversa paleógena de Concud. Calvo *et al.* (1999), sin embargo, la atribuyen a subsidencia producida por karstificación de las evaporitas triásicas subyacentes

La estructura transversal de Los Mansuetos-Valdecebro es la responsable de que la transferencia de desplazamiento entre las fallas de Concud y Teruel no sea progresiva, como correspondería a una zona de relevo simple. El afloramiento más septentrional de la falla de Teruel (al pie de la ladera del cementerio municipal) muestra todavía un salto estratigráfico de 30 m en la base del Páramo 2, que supondría un salto vertical de alrededor de 39 m teniendo en cuenta los buzamientos de la serie y de la falla. Además, este salto sólo representa una pequeña parte del desplazamiento total del Páramo 2, del que sería responsable en su mayoría el monoclinial asociado a la falla de Teruel, ya que la base de dicha unidad se encuentra desnivelada unos 140 m desde la plataforma de Los Mansuetos (1070 m) hasta el bloque hundido (930 m). Tan sólo unos cientos de metros hacia el norte, desaparecen las evidencias de la falla en superficie y el monoclinial se atenúa considerablemente, pasando rápidamente a los buzamientos hacia el NNW propios de la zona de acomodación (ver Anexo II y 6.2).

El extremo sur de la falla de Concud también muestra esa variación anómala de salto. En el área de Masada Cociero, unos 2 km al NNE de Teruel, junto a la rotonda que enlaza la Autovía Mudéjar con las carreteras N-420 y A-226, el desplazamiento que tiene la falla de Concud es notablemente

elevado. Allí la estructura es una zona de falla compleja, con varios planos escalonados que producen un salto total post-Páramo 2 de orden hectométrico. En el bloque levantado aflora la unidad basal del Neógeno de la semifosa de Alfambra-Teruel (Rojo 1), con el nivel de Calizas Intermedias que contiene el yacimiento de Masía del Barbo (localidad de referencia de la biozona MN 10, Vallesiense superior; Alcalá *et al.*, 2000). En el bloque hundido afloran lutitas y carbonatos atribuibles a la unidad Rojo 3 (Villafranchiense), unos 30 m más abajo que las calizas vallesienses. Estos materiales no tienen equivalente en el bloque levantado, ya que en esta zona la serie sólo alcanza los yesos del límite Turolense-Rusciniense, por lo que no se puede hacer un cálculo exacto de su desplazamiento. No obstante, es posible una reconstrucción más o menos fiable (ver Fig. 5.3) teniendo en cuenta los espesores de las unidades neógenas presentes en el entorno y algunos datos de sondeos localizados en las inmediaciones (informe inédito, Ministerio de Fomento, 1999). A partir del corte realizado (ver localización en Anexo II), puede estimarse un salto vertical post-Plioceno de unos 260 m. Este valor es muy parecido (sólo ligeramente inferior) al salto más probable calculado para la zona central de la falla, lo que resulta un tanto sorprendente para una zona localizada a tan sólo 1 km del extremo SE de la falla.

6.3. Prospección geofísica

A pesar de que las evidencias expuestas a partir de la cartografía de superficie sugieren que las fallas de Concud y Teruel son dos estructuras separadas, hemos querido explorar la posibilidad de una conexión entre ambas a través de algún tipo de discontinuidad. La zona donde podría ocurrir esto se encuentra cubierta casi en su totalidad por materiales cuaternarios, bien por el relleno holoceno del barranco del Río Seco (que en esta zona llega a los 200 m de anchura), bien por un nivel de Terraza Inferior que forma el rellano de El Planizar (situado unos 30-35 m por encima del barranco, en su margen izquierda). Por ello, hemos tratado de reconocer la estructura del subsuelo en la zona de relevo entre ambas fallas mediante una campaña de prospección geofísica en El Planizar, aplicando las técnicas de prospección magnética, electromagnética (EM) y de georradar.

La zona prospectada contiene numerosas estructuras artificiales, que han controlado parte de las señales obtenidas por los aparatos. En la prospección magnética han aparecido una serie de anomalías, con correlación lateral lineal en planta. Una vez excluidas aquéllas de claro origen antrópico, las más significativas tienen una orientación N 130°-150° E (Fig. 6.4a). Estas alineaciones representan dipolos magnéticos de tipo normal, variaciones del gradiente vertical de campo magnético (también desarrollando anomalías en dipolo magnético) y picos locales de conductividad aparente para intervalos someros. Mediante la prospección por radiación EM se han obtenido variaciones de conductividad muy pequeñas y sin alineación. En cambio, sí que aparecen variaciones de susceptibilidad magnética aparente alineadas NNW-SSE, de manera similar a las anomalías identificadas por magnetometría. Estas alineaciones han servido para realizar el dimensionamiento de la posterior prospección geofísica por georradar.

Los perfiles de georradar obtenidos muestran que tanto la alineación localizada en el sector NE de la zona prospectada como la anomalía identificada en el sector centro-occidental se

correlacionan en los perfiles de radar con anomalías de geometría hiperbólica, variaciones geométricas entre reflectores de tipo menor y cambios del comportamiento electromagnético de los materiales (Fig. 6.4b). La correlación general entre la magnetometría y los perfiles de georradar es buena, indicando interrupciones de la estructura de los materiales del subsuelo o cambios laterales netos asociados a cambios en la intensidad de campo magnético y conductividad aparente.

El origen de estas anomalías no es inequívoco, ya que cambios similares pueden deberse simplemente a la adaptación del aluvial a geometrías previas, a contactos erosivos, o a cambios en la composición de los sedimentos. Sin embargo, las características de los cambios identificados (cambios netos en los perfiles de georradar y dipolos magnéticos de tipo agudo tanto en intensidad como en gradiente magnético), junto a la orientación de las anomalías (NW-SE a NNW-SSE) y su correlación lineal en planta, son coherentes con una de las direcciones de fracturación presentes en la zona de los Mansuetos (colindante con la zona prospectada), con la fracturación existente en el sector sur de la falla de Concud, o con la dirección de la falla de Teruel.

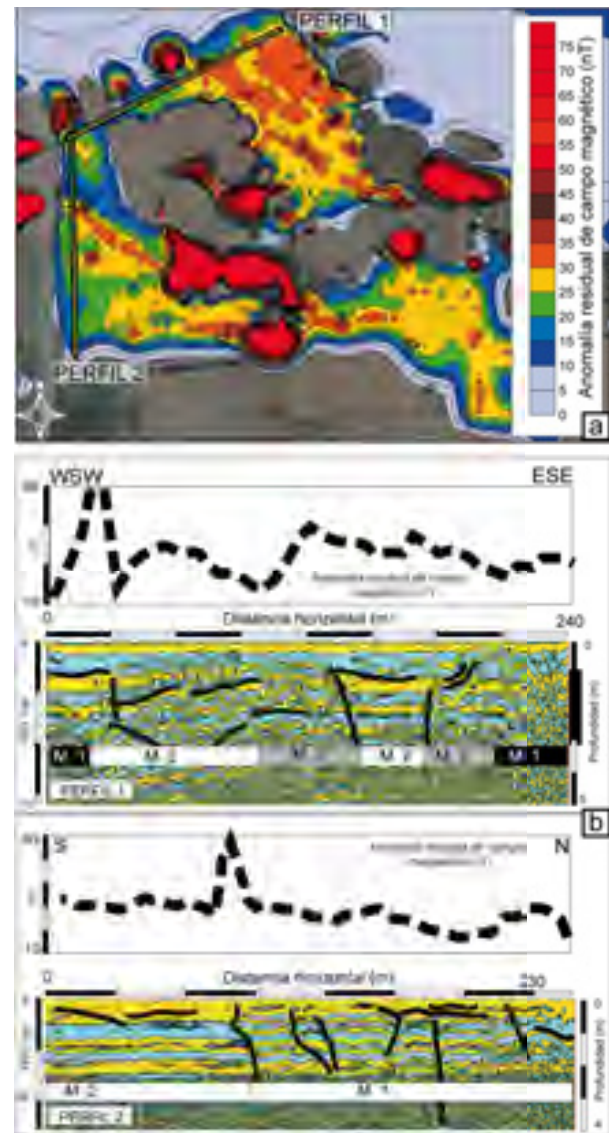


Fig. 6.4. Resumen de resultados de la prospección geofísica en El Planizar. (a) Mapa de anomalías residuales de campo magnético y localización de perfiles de georradar (líneas amarillas). (b) Ejemplos de perfiles de georradar. M.1, M.2, M.3: medios con diferente comportamiento electromagnético.

6.4. Relación estructural entre las fallas de Concud y Teruel

Los resultados obtenidos no parecen indicar que las fallas de Concud y Teruel presenten una unión física, corroborando que se trata de estructuras independientes. La cartografía detallada de ambas fallas, así como de su zona de relevo, muestra cómo las respectivas trazas no llegan a unirse, encontrándose separadas una distancia en torno a 1-1,5 km. A partir de la prospección geofísica tampoco se han encontrado evidencias de conexión entre ambas fallas. Las alineaciones de anomalías que podrían indicar fracturación no parecen estar reflejando una estructura importante continua, sino más bien un conjunto de estructuras menores paralelas de orientación general NNW-SSE

6.5. El Villafranquiense del bloque hundido en el extremo sur de la falla de Concud

Como ya se ha explicado, la falla de Concud en la zona de la Masada Cociero presenta un desplazamiento vertical post-Plioceno anómalamente grande (260 m) para un sector tan terminal de la estructura. Se da la circunstancia, además, de que el bloque hundido de la falla en esta área presenta sedimentos villafranquienses palustres cuya edad alcanza hasta el tránsito Plioceno-Cuaternario, lo cual probablemente esté relacionado con una subsidencia tectónica especialmente activa en esta zona.

En la zona de Masada Cociero, en el inicio de la carretera A-226, afloran dos fallas que cortan lutitas y carbonatos villafranquienses, sobre los que se apoyan dos subniveles pertenecientes a la Terraza Inferior del Alfambra (Fig. 6.5). El nivel más bajo de la terraza (T1a) se encaja unos 6 m en el otro (T1b), y cuenta con dataciones OSL en torno a 15 ka (ya mencionadas anteriormente; Gutiérrez *et al.*, 2005; Lafuente, 2007; Lafuente *et al.*, 2008). Todos estos materiales se encuentran recubiertos por un depósito de ladera, que ocultaba las unidades y estructuras citadas hasta la excavación de la zona en el año 2004 con motivo de la construcción de la Autovía Mudéjar. Ninguna de las dos fallas que afloran en el talud corresponde a la traza principal de la falla de Concud, aunque su proximidad espacial y su paralelismo (las superficies medidas se orientan entre N y NNW con buzamiento fuerte al W) indican que pertenecen a la misma zona de falla.

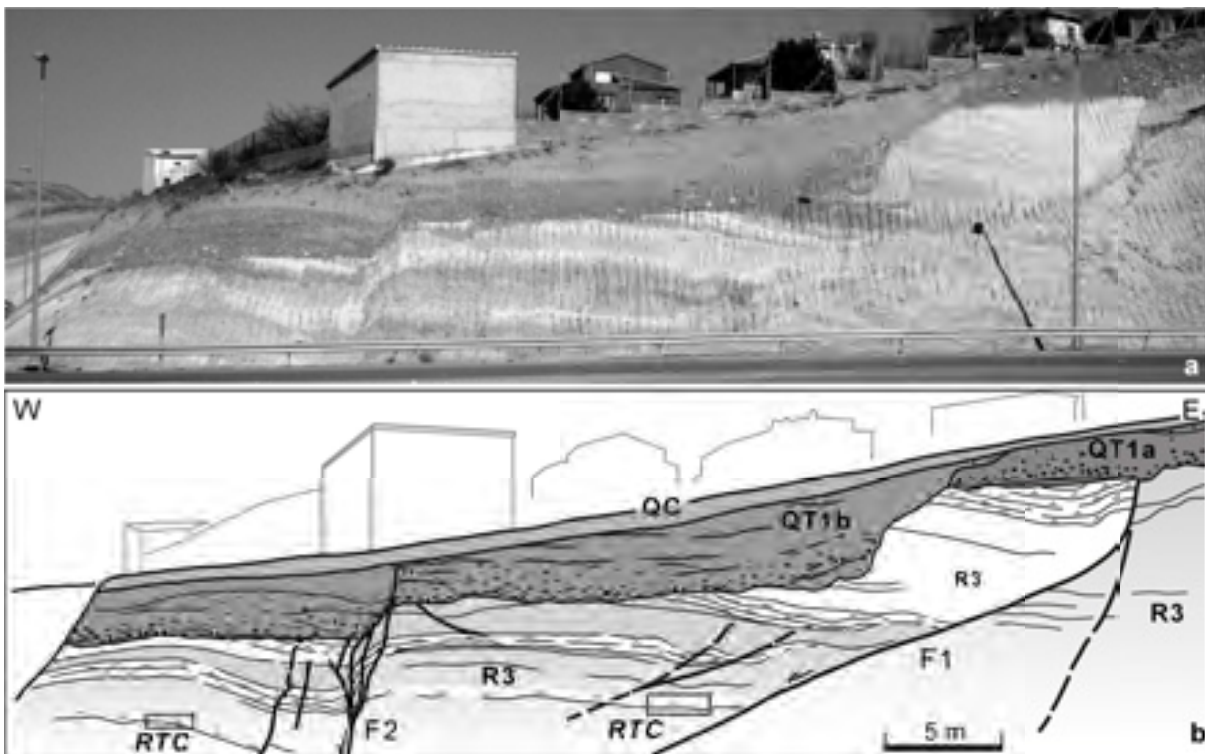


Fig. 6.5. Vista general (a) y esquema geológico (b) del talud de inicio de la carretera A-226, junto a Masada Cociero. R3: Rojo 3 (Villafranquiense); QT1a y QT1b: subniveles de la Terraza Inferior del Alfambra; QC: depósito coluvial; RTC: yacimiento de mamíferos *Rotonda Teruel-Centro*.

El afloramiento de Masada Cociero pertenece al bloque hundido de la falla principal (cortado a su vez, como se ha dicho, por las dos fallas normales que aparecen en el talud). Los materiales villafranquienses que aparecen en dicho afloramiento presentan unas características singulares dentro del contexto del Mio-Plioceno de la cuenca de Teruel. Se trata de una alternancia de arenas, lutitas y calizas, depositadas en un medio sedimentario que puede ser interpretado como un área marginal de un lago carbonatado somero, cuya parte más externa interfiere con las llanuras lutíticas de los sistemas aluviales que drenan el lago (Ezquerro *et al.*, 2011).

Durante la campaña de estudio paleosismológico del talud de Masada Cociero (desarrollado en el capítulo 20), M.A. Rodríguez Pascua halló un nivel carbonatado con dientes de *Equus* y una concentración significativa de otros restos óseos (Fig. 6.6a). El yacimiento fue excavado por paleontólogos de la Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel-Dinópolis en el año 2007 (exp. 185/2007 de la Dirección General de Patrimonio Cultural, Gobierno de Aragón), centrándose en dos áreas del nivel carbonatado, una a cada lado de la falla más occidental del talud E-W (Fig. 6.5), siendo estudiados y clasificados los restos por M^a. D. Pesquero (ANEXO III).

Aunque la abundancia de yacimientos de macromamíferos en del Neógeno de Teruel es de sobra conocida, la importancia de este nuevo yacimiento radica precisamente en la edad que arroja la asociación de taxones en el contexto bioestratigráfico de este sector de la cuenca. Los hallazgos más abundantes son restos de bóvidos pertenecientes a los géneros *Gazella* y *Gallogoral* (elementos de la dentición y núcleos óseos de cuerno) y restos del équido *Equus stenonis* (dentición yugal superior completa de un único individuo y dientes sueltos y fragmentos del esqueleto postcranial; Fig. 6.6b). Además, se ha encontrado restos de rinoceronte *Stephanorhinus etruscus* (serie dentaria superior) y de hiena *Chasmaportetes lunensis* (fragmentos de dientes). La asociación de taxones indica que el yacimiento (denominado Rotonda Teruel-Centro) se sitúa en la unidad MN 17 del Villafranquiense (Mein, 1990) siendo determinante para su asignación la presencia de *Equus stenonis*. Su edad es similar a la del yacimiento de La Puebla de Valverde (Adrover, 1975), datado por magnetoestratigrafía entre 1,95-2,1 Ma por Sinusía *et al.* (2004).

La edad de este yacimiento retrasa el final de la existencia de la cubeta residual endorreica, que Moissenet (1982) sitúa precisamente en la zona de confluencia entre las fallas de Concud y Teruel. Dicha cubeta no habría persistido hasta el Villafranquiense inferior (zona MN 16b, edad más reciente conocida hasta el momento), sino hasta el Villafranquiense superior (zona MN 17; Pleistoceno inferior). Teniendo en cuenta que la zona se encuentra muy próxima a la unión de los ríos Alfambra y Guadalaviar-Turia, es muy improbable que la cubeta residual coexistiera con la red fluvial que conocemos hoy en día ya instalada (Ezquerro *et al.*, 2011). Sin embargo, sí era contemporánea de los sistemas aluviales que culminan en los glacis villafranquienses, tal como atestigua su edad análoga a la del yacimiento de La Puebla de Valverde. En la zona de Las Ramblillas (ver situación en Fig. 6.3) aparecen margas palustres similares a las de Masada Cociero superpuestas a un potente nivel de gravas, apuntando a una amplia interdigitación de los sistemas aluvial y palustre. Por tanto, hay que pensar que al menos una parte de estos mantos aluviales, y en particular el glacis de Gea, verterían aun, al inicio del Pleistoceno, a la cubeta endorreica de Teruel. En definitiva, el paso al exorreísmo en esta zo-

na debió de producirse más tarde de lo que se pensaba, y quizá haya de revisarse la idea de que la instalación de los mantos aluviales villafranquienses sea una evidencia de dicho exorreísmo (Moisset, 1982; Gutiérrez *et al.*, 2008). En la zona de Las Ramblillas (ver situación en Fig. 6.3) aparecen margas palustres similares a las de Masada Cociero superpuestas a un potente nivel de gravas, apuntando a una amplia interdigitación de los sistemas aluvial y palustre. Los glacia villafranquienses podrían tener como nivel de base local un lago endorreico *s.s.* o un lago abierto en transición entre las cuencas endorreicas y la red fluvial cuaternaria (Ezquerro *et al.*, 2011).



Fig. 6.6. (a) Nivel con restos óseos perteneciente al yacimiento *Rotonda Teruel-Centro*. (b) Fotografía de la dentición yugal superior de un ejemplar de *Equus stenonis* extraído de dicho yacimiento (cortesía de la Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel-Dinópolis).

7. INTERPRETACIÓN CINEMÁTICA Y EVOLUCIÓN DE LA ESTRUCTURA

La falla normal de Concud representa probablemente la inversión tectónica negativa de un cabalgamiento paleógeno asociado al anticlinal NW-SE de Cella-Concud. Este pliegue atraviesa oblicuamente el sector sur de la fosa del Jiloca (ver Fig. 3.2), y es reconocible por el afloramiento de su núcleo triásico tanto en ambos márgenes de la fosa como en algún enclave de su interior (Venta de Caudé; Anexo II). Las unidades triásicas y jurásicas que afloran en el bloque levantado de la falla, con estratificación subvertical y localmente invertida, constituyen el flanco NE de este anticlinal (ver Fig. 5.2). Si bien la existencia de tal cabalgamiento no está documentada en la literatura previa, la hipótesis puede considerarse bastante verosímil, teniendo en cuenta que existen asimismo indicios de la existencia de una falla normal mesozoica en la misma posición. En la figura 7.1 se presenta un modelo interpretativo de la evolución de la falla de Concud desde la primera etapa de *rifting* en el Triásico superior hasta la situación actual.

La ausencia de las facies Muschelkalk y Keuper en el bloque levantado (Cerro Gordo) y su presencia en el bloque hundido (zonas de Cella y Gea de Albarracín) sugieren un movimiento como falla normal en el tránsito Triásico-Jurásico, en el mismo sentido que el movimiento neógeno-cuaternario. La posterior erosión de las unidades superiores triásicas en el bloque levantado habría hecho que la Fm. Cortes de Tajuña se depositase directamente en paraconformidad sobre el Buntsandstein, fosilizando probablemente la falla (Fig. 7.1, viñeta 1). Situaciones de este tipo se han observado también en otras zonas de la Cordillera Ibérica, en algunos casos asociadas a aumentos de espesor y facies brechoides muy groseras en la Fm. Cortes de Tajuña. Todo ello ha permitido definir una etapa de *rifting* en el tránsito Triásico-Jurásico (Aurell *et al.*, 1992; San Román y Aurell, 1992; Roca *et al.*, 1994), a la que podría vincularse esta actividad temprana de la falla de Concud.

Durante el Paleógeno, aquella falla normal pre-jurásica habría experimentado inversión positiva bajo el campo compresivo dominante NE-SW (Capote *et al.*, 2002; Liesa y Simón, 2009), pasando a reactivarse como falla inversa. Inicialmente habría permanecido en forma de falla ciega, induciendo el desarrollo del anticlinal de Cella-Concud como pliegue de propagación, si bien lo más probable es que finalmente alcanzase la superficie cortando todo el anticlinal (Fig. 7.1., viñeta 2). En el mismo contexto se desarrollarían otros grandes pliegues NW-SE que atraviesan oblicuamente la fosa del Jiloca (Cortés y Casas, 2000; Rubio y Simón, 2007) (Fig. 3.2), o los que afectan al Jurásico al NE de la falla de Concud (Anexo II).

La hipótesis evolutiva expuesta, basada inicialmente en un análisis general de la cartografía geológica y de la macroestructura, así como en observaciones realizadas en otros sectores de la Cordillera Ibérica, ha podido ser corroborada por observaciones directas de campo a media y pequeña escala. En primer lugar, en el sector central de la falla de Concud, inmediatamente al este de la carretera que conduce a Celadas, se ha reconocido una *klippe* de escala hectométrica, con rocas triásicas apoyadas directamente sobre materiales jurásicos (Fms. Cortes de Tajuña y Cuevas Labradas) en el bloque levantado de la falla (Fig. 7.2; ver localización en Fig. 5.1). Se ha observado una superficie

mecánica en las calizas de la Fm. Cuevas Labradas (bloque inferior), con orientación local 152, 32 W (aunque probablemente el plano principal del cabalgamiento tenga menor buzamiento); presenta surcos, interpretables como marcas de fricción groseras, con cabeceo 85° S, que sugieren un movimiento de falla inversa casi pura. Esta *klippe* se encuentra a su vez cortada por la falla normal reciente.

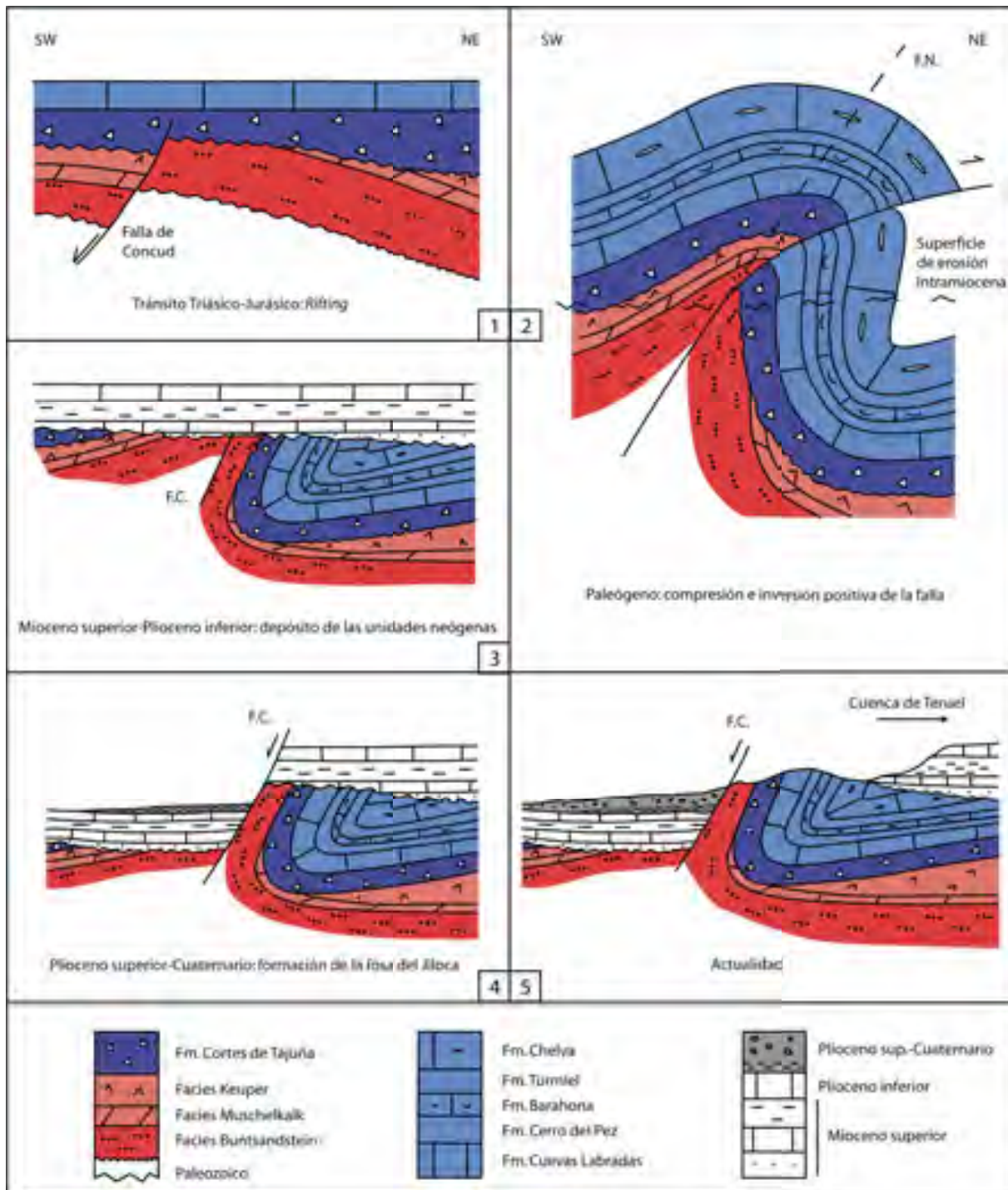


Fig. 7.1. Esquema de evolución de la falla de Conclud desde la primera etapa de *rifting* hasta la actualidad, elaborado a partir de comunicación personal de C.L. Liesa. Ver explicación en el texto.

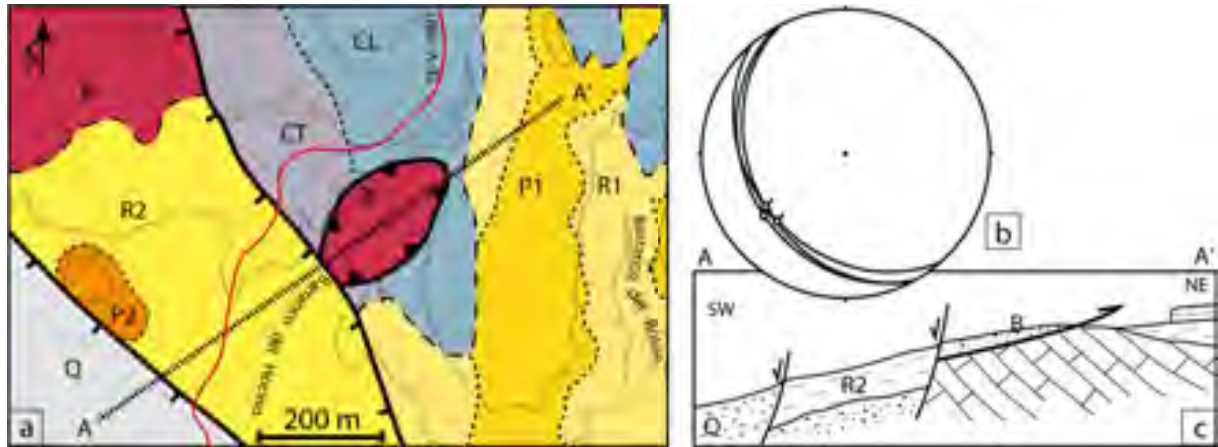


Fig. 7.2. (a) Detalle de la *klippe* existente en la zona central de la falla de Concud. (b) Estereograma de las orientaciones de las superficies mecánicas y estriaciones de movimiento inverso observadas en el bloque inferior. (c) Corte esquemático que muestra la relación existente entre la *klippe* y las fallas extensionales recientes. B: Fc. Buntsandstein; CT: Fm. Cortes de Tajuña; CL: Fm. Cuevas Labradas; R1: Rojo 1; P1: Páramo 1; R2: Rojo 2; P2: Páramo 2; Q: Cuaternario. Ver localización en la Fig. 5.1.

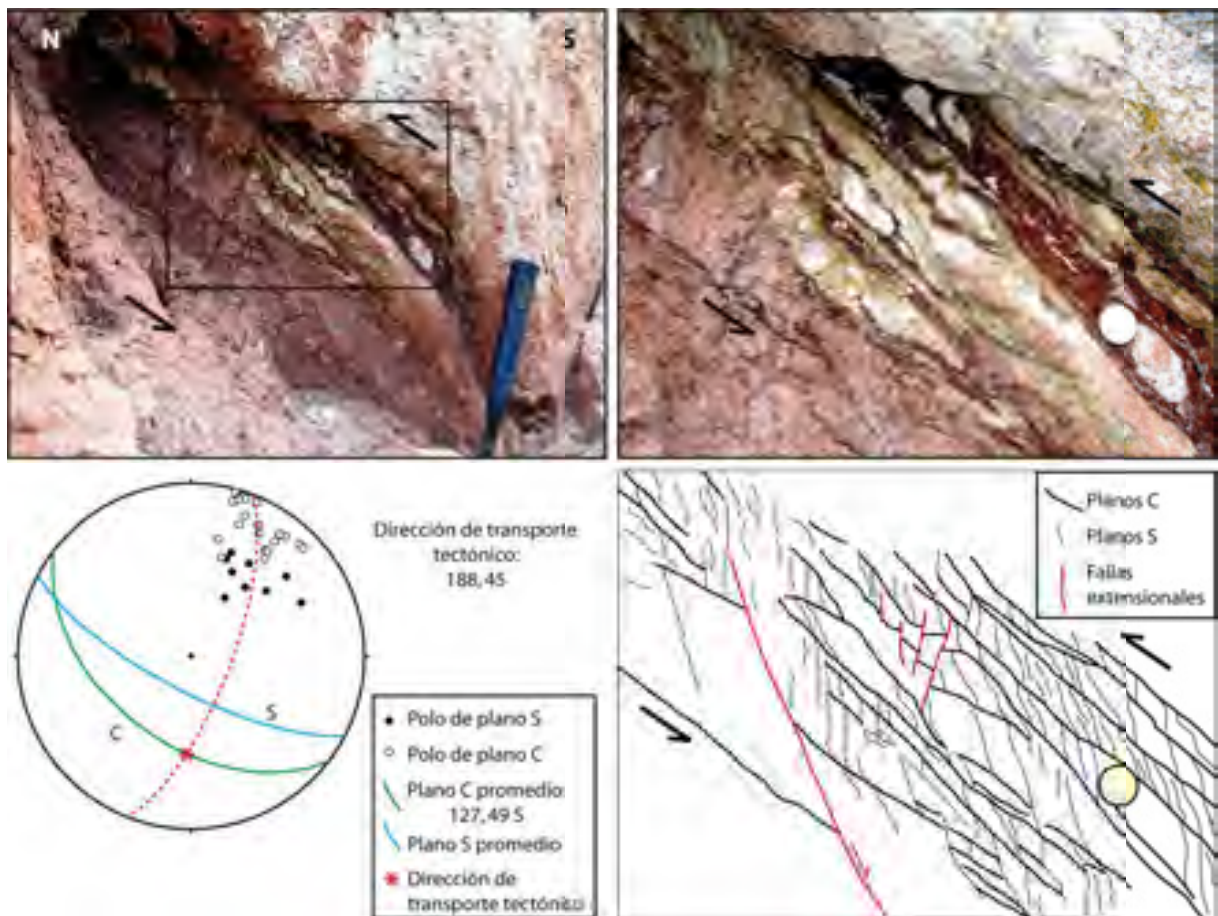


Fig. 7.3. Detalle de la estructura interna de una banda de cizalla inversa, afectada posteriormente por fracturación extensional. El estereograma muestra el análisis cinemático de las estructuras S-C, con el cálculo de la dirección de transporte tectónico. Ver situación en la Fig. 5.1.

En segundo lugar, en un barranco tributario del Barranco del Monte (el mismo en que aparecen los afloramientos ilustrados en la Figura 5.8) se han observado y analizado bandas de cizalla dúctil inversa deformando las arcillas del Triásico inferior dentro de la zona de falla (Fig. 7.3; ver localización en Fig. 5.1). La zona de cizalla tiene una anchura aproximada de 8 m, con bandas repartidas a lo largo de todo su espesor. Su plano tiene una dirección NW-SE y un buzamiento aproximado de 45° S, y se encuentra cortada oblicuamente por la falla normal actual, de dirección similar y buzamiento mayor (entre 55° S y 75° S). El desarrollo de la zona de cizalla dúctil genera una fábrica S-C, con la formación en ocasiones de cuerpos sigmoidales bien delimitados. Estas estructuras de cizalla dúctil son cortadas posteriormente por microfallas de componente normal. El análisis en proyección estereográfica de los planos S y C medidos a lo largo de la banda de cizalla indica movimiento inverso con cierta componente dextral, con dirección de transporte tectónico 188, 45° (movimiento del bloque superior hacia N 008° E). No obstante, las estructuras contractivas dúctiles podrían estar basculadas por la acción de la posterior estructura extensional, de forma que las orientaciones señaladas podrían no corresponderse con las originales.

A partir del Plioceno medio, como consecuencia de la última etapa de *rifting* asociada a la apertura del Surco de Valencia (Álvaro *et al.*, 1979; Simón, 1983; Capote *et al.*, 2002), tiene lugar la inversión negativa que da lugar a la falla extensional actual (Fig. 7.1, viñetas 3 y 4). Esto ocurre tras un periodo de arrasamiento generalizado del relieve bajo la *Superficie de Erosión Fundamental* y de relleno simultáneo de la cuenca neógena de Teruel (Simón, 1982, 1983). Ya hemos explicado cómo la falla normal de Concud corta dicho relleno, interrumpe la sedimentación en el bloque levantado y la mantiene en el hundido durante buena parte del Plioceno superior y Pleistoceno. La subsidencia especialmente importante cerca del extremo meridional, poco antes del relevo con la falla de Teruel, mantiene incluso un depocentro palustre hasta el tránsito Plioceno-Pleistoceno.

La cinemática de la falla de Concud correspondiente al movimiento extensional reciente está, lógicamente, mucho mejor definida que la de las etapas anteriores. Como puede observarse en los estereogramas de las Figuras 5.1. y 7.4, los buzamientos observados en la superficie principal de falla oscilan entre 46 y 85° SW, con valores más frecuentes de 65-70° SW. En los casos en que se han observado estrías, éstas indican un movimiento normal casi puro, con ángulos de cabeceo habituales entre 82° NW y 75° SE. El cabeceo de las estrías en el sector suroriental, donde la falla pasa a tener una dirección casi N-S, es de 75° S. Como muestra el estereograma derecho de la figura 7.4, los movimientos dominantes o más representativos en el tramo principal NW-SE y en el tramo N-S, respectivamente, son prácticamente paralelos entre sí. Ello evidencia su compatibilidad cinemática y sugiere que el movimiento del extremo SE, con mayor componente direccional, podría ser un movimiento conducido supeditado al movimiento normal puro de la falla. El análisis conjunto de las medidas de planos con estrías tomadas a lo largo de la falla de Concud permite realizar el cálculo de su dirección general de transporte tectónico: 220, 59°.

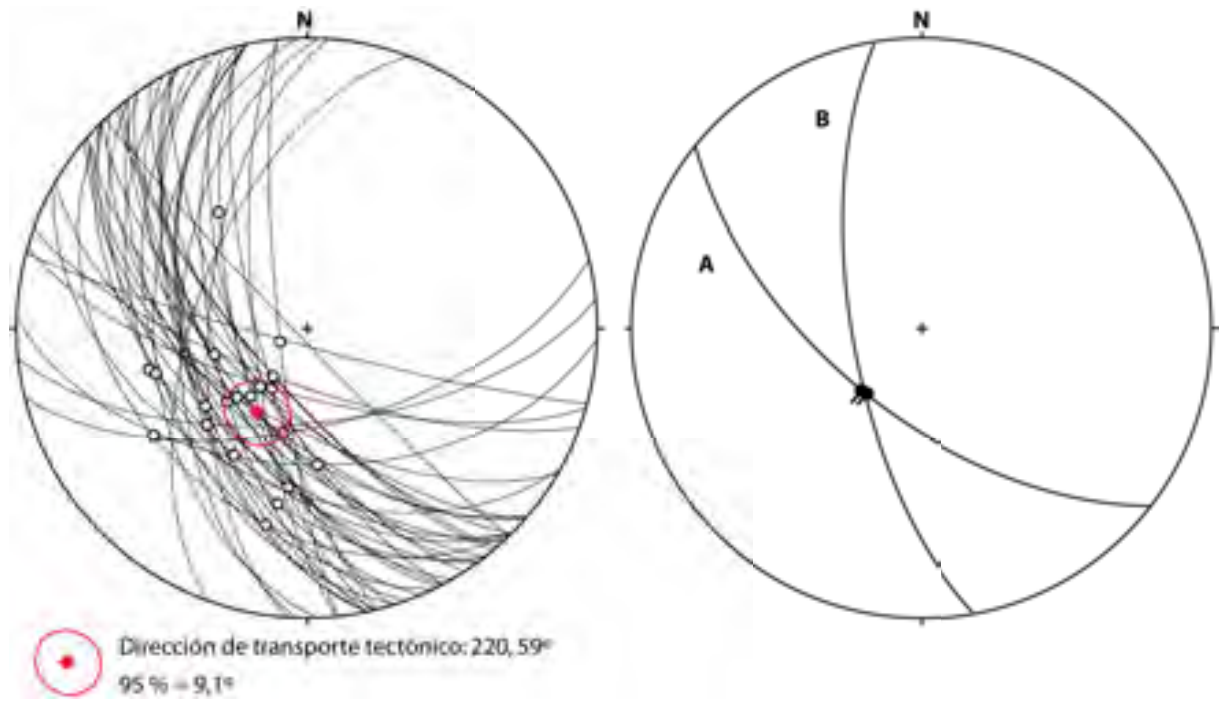


Fig. 7.4. Estereograma izquierdo: orientaciones de planos y estrías medidos a lo largo de la traza de la falla, con el cálculo de la dirección media de transporte tectónico. Estereograma derecho: orientaciones del plano y de la dirección de movimiento promedio de la falla de Concud en su tramo central (A) y en el extremo sur (Los Baños, B).

8. ¿SEGMENTACIÓN DE LA FALLA?

A lo largo de su traza, la falla de Concud presenta variaciones y anomalías que han sido descritas en el capítulo 5 y que podrían entrañar una segmentación geométrica o estructural de la misma. Dada la relevancia de este aspecto de cara a su caracterización sismogénica, es necesario un análisis específico (contando asimismo con la perspectiva cinemática, ya abordada) para evaluar si tal segmentación geométrica o estructural puede suponer, a su vez, una segmentación sísmica.

Desde el punto de vista geométrico, hay un claro cambio de dirección de la falla en su parte meridional, pasando de NW-SE a casi N-S (Fig. 8.1). Esta variación, que supera los 50° en acimut, puede considerarse un elemento claro de segmentación geométrica. Sin embargo, en el caso de fallas normales, cambios de dirección como éste no son efectivos para actuar como barreras en la propagación de los terremotos (Wheeler, 1987; dePolo *et al.*, 1991). La propia coherencia cinemática entre los dos segmentos, expresada en el perfecto paralelismo de sus respectivas direcciones de movimiento (Fig. 7.4), corrobora la viabilidad de un movimiento simultáneo en ambos. Por todo ello, interpretamos que el cambio de dirección no supone para la falla de Concud una causa de segmentación sísmica.

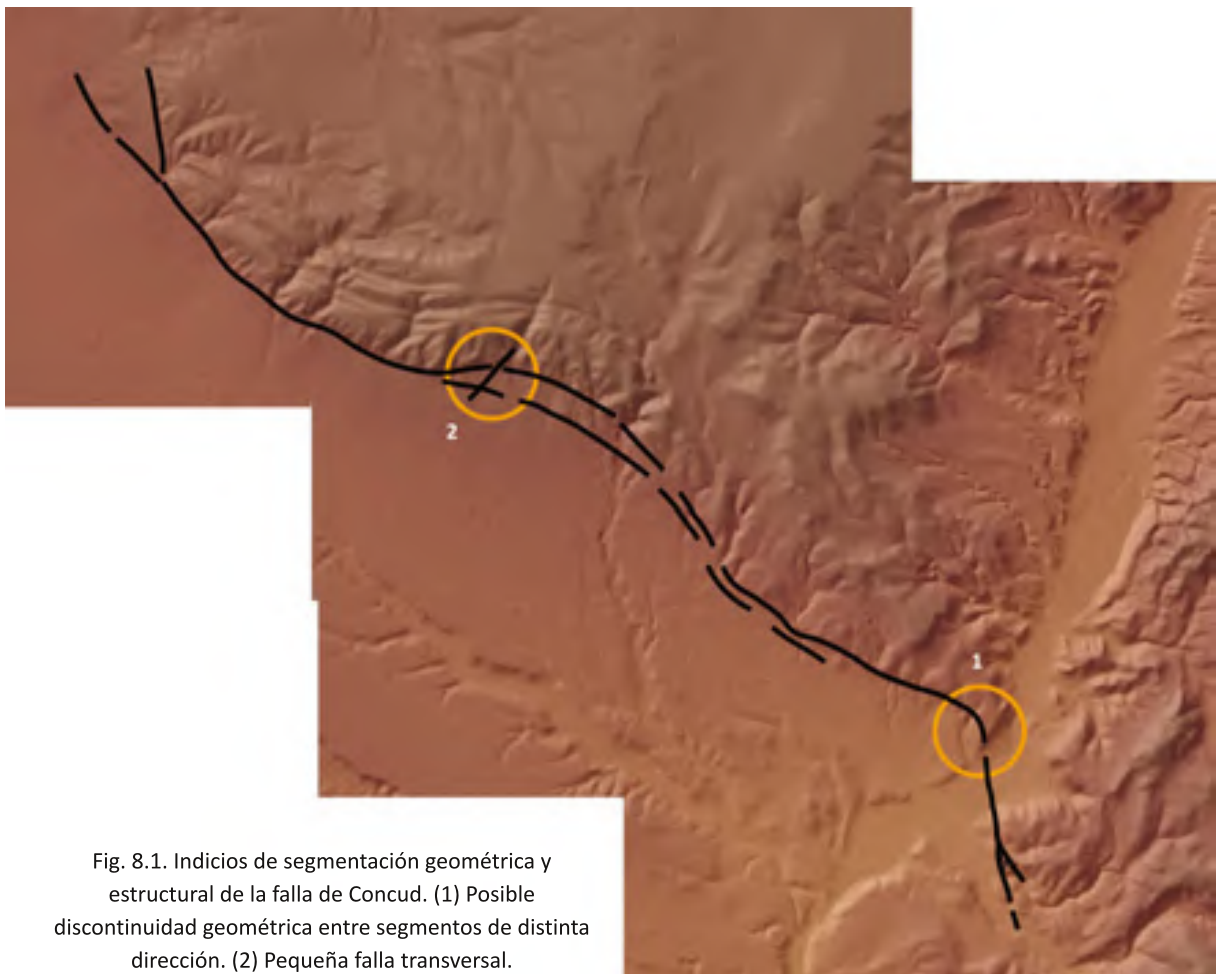


Fig. 8.1. Indicis de segmentación geométrica y estructural de la falla de Concud. (1) Posible discontinuidad geométrica entre segmentos de distinta dirección. (2) Pequeña falla transversal.

En cuanto a las discontinuidades estructurales, en el sector central (Barranco de la Hoz) hay una pequeña falla NE-SW que corta perpendicularmente a la principal (Fig. 8.1). Comparando la morfología del escarpe a un lado y a otro, observamos que al NW se encuentran facetas triangulares muy desarrolladas que, en cambio, no existen al SE. De acuerdo con los criterios que manejaremos en el capítulo 12, dedicado al análisis morfotectónico del escarpe de falla, este hecho podría sugerir que la falla transversal sirve de límite entre segmentos con distinta tasa de movimiento. Sin embargo, esta sospecha debe ser ponderada teniendo en cuenta el cambio litológico que se produce entre ambos dominios (calizas jurásicas en contacto con Cuaternario, al NW, y con areniscas del Buntsandstein, al SE), que obliga a valorar con cautela la diferencia morfológica. El papel que sí parece jugar la estructura transversal analizada es la transferencia del movimiento desde la traza norte a la traza sur. Esto explicaría el hecho de que al SE es la traza sur la que parece acomodar un desplazamiento mayor, mientras que al NW prácticamente sólo se reconoce la traza norte. A pesar de la posibilidad de que haya existido segmentación para sismos de magnitud pequeña, no parece probable que esta estructura transversal suponga un impedimento para la propagación de los terremotos más grandes, ya que la traza principal (traza norte) no se interrumpe al llegar a ella (Wheeler, 1989). En todo caso, puesto que con toda probabilidad ambas trazas corresponden a superficies de falla que se unen en profundidad en una sola, el hecho de que haya podido transferirse el movimiento de una u otra es irrelevante para el comportamiento sísmico de la falla en su conjunto.

Así, consideramos que la leve segmentación geométrica y estructural que presenta la falla de Concud no se traduce en segmentación sísmica, de manera que los terremotos más grandes se asociarían a la ruptura de toda la falla.

Debemos tener en cuenta además los resultados del estudio estructural y geofísico en la zona entre las fallas de Concud y Teruel, de los que concluimos que ambas se relacionan a través de una zona de relevo. En principio, parece poco probable que un relevo de estas dimensiones (1 a 1,5 km de anchura) permita la propagación de un terremoto a lo largo de las dos fallas. Gutiérrez *et al.* (2008) sí que consideran las dos fallas como un único sistema que rompería conjuntamente en un terremoto importante. Con los datos de que disponemos, nuestra interpretación es que la zona de relevo entre ambas fallas constituye una barrera estructural y sísmica, a la que habría que sumar la presencia de la gran estructura transversal de los Mansuetos-Valdecebro (ver Anexo II y Figs. 6.1 y 6.2), que probablemente interrumpirían la propagación de la ruptura. Por último, atendiendo a la cinemática de ambas fallas, sus respectivas direcciones de transporte son significativamente diferentes (220° en la falla de Concud frente a 271° en la falla de Teruel), lo cual indica que su movimiento difícilmente podría haberse producido a la vez. Todo ello nos conduce a evaluar el potencial sísmico de la falla de Concud de forma independiente. No obstante, no queremos descartar por completo la posibilidad de que las dos fallas llegaran a romper de forma conjunta durante los terremotos más grandes, hipótesis que podrá contrastarse en un futuro cuando se aborde el estudio paleosismológico de la falla de Teruel.

9. EVALUACIÓN DE DESPLAZAMIENTOS Y TASAS DE MOVIMIENTO

El estudio estructural de la falla y la datación de los depósitos afectados por la misma nos permiten calcular el desplazamiento absoluto (total y parcial, para distintos lapsos temporales) y las tasas de desplazamiento correspondientes. Para realizar una primera aproximación de las tasas de movimiento de la falla, se han hecho los cálculos a partir de los saltos observados en tres niveles de edad conocida, para tres lapsos temporales cada vez más acotados: para el total de la actividad de la falla (post-Rusciniense), a partir del Pleistoceno medio, y para un periodo intra-Pleistoceno superior.

Para evaluar el salto total de la falla se ha considerado el desplazamiento del último nivel pre-tectónico, las calizas ruscinienses del Páramo 2. El techo de esta unidad, como se ha dicho anteriormente, tiene asignada una edad de 3,6 Ma (finales del Rusciniense, biozona MN 15b; Godoy *et al.*, 1983a; Opdyke *et al.*, 1997; Alcalá *et al.*, 2000). En un trabajo anterior (Lafuente *et al.*, 2010) realizamos un cálculo basado en la diferencia de cotas del Páramo 2 en el sector suroriental de la falla. En el bloque levantado, su techo conforma la mesa estructural de los Altos de Celadas, a una altitud de 1180-1200 m.s.n.m. En el bloque hundido, el mismo nivel stratigráfico aparece en algunos afloramientos cercanos a la falla (proximidades de la localidad de Concud) a 920-940 m.s.n.m., bajo los depósitos clásticos rojos del Plioceno superior y Pleistoceno de la fosa del Jiloca. En ambos casos la serie está subhorizontal. Esto supone un salto vertical mínimo de 240 m. Teniendo en cuenta un buzamiento promedio de la falla de 70° y una dirección de movimiento normal casi pura, resulta un salto neto de 255 m. A partir de este dato y de la edad del nivel (3,6 Ma BP) se calculó una tasa de desplazamiento de 0,07 mm/a (Lafuente *et al.*, 2010).

Este cálculo ha sido afinado en el presente trabajo a partir de una reconstrucción macroestructural más completa. En primer lugar, hemos utilizado la herramienta geométrica que constituye el mapa de contornos estructurales de un marcador pre-tectónico adecuado para evaluar el salto de forma continua a lo largo de la falla e identificar así su valor máximo. De la misma manera que en el capítulo 6 presentamos un mapa de contornos de la base de la unidad Páramo 2 para la zona de relevo de las fallas de Concud y Teruel (ver Fig. 6.2), hemos elaborado un mapa similar para todo el entorno de la falla de Concud (Fig. 9.1). En este caso, el marcador utilizado ha sido el techo del Páramo 2 (último marcador sedimentario pre-tectónico) y su superficie geomorfológica correlativa: la *Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica*, que modela el Jurásico del Cerro Gordo. La utilización de este marcador ha permitido contar con más puntos de control de los que hubiera proporcionado sólo una superficie stratigráfica. El mapa muestra cómo la elevación del bloque inferior va aumentando hacia una alineación norteada que se extiende a la altura del Cerro Gordo. Por otro lado, la subsidencia del bloque superior aumenta hasta un máximo en la zona de Los Baños, ya identificada en el mapa de la Fig. 6.2. De la combinación de una figura y otra se deriva un patrón de variación espacial del salto de la falla, que queda reflejado en la curva distancia-salto vertical de la Figura 9.2. En ella se aprecian sucesivamente, de NW a SE: (i) un aumento paulatino de salto a partir del extremo noroeste; (ii) un máximo relativo coincidente con la máxima elevación del bloque inferior; (iii) cierta estabilización del salto en el tramo central de la falla; (iv) un máximo absoluto coinci-

dente con la máxima subsidencia del bloque superior, y (v) un descenso brusco del salto cerca del extremo sureste, ya advertido y discutido ampliamente en el capítulo 6.

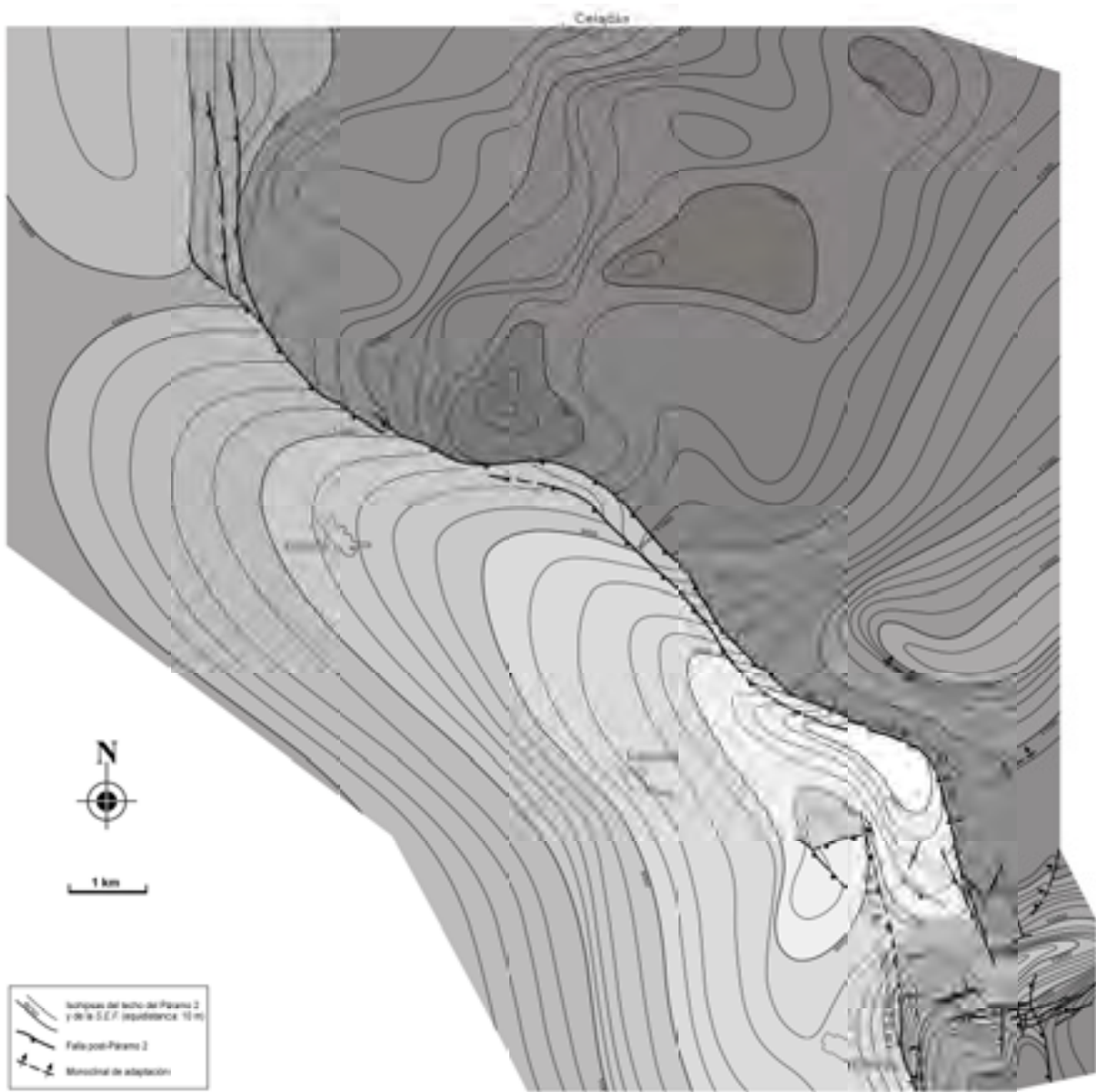


Fig. 9.1. Mapa de contornos estructurales del techo del Páramo 2 y su superficie geomorfológica correlativa (*Superficie de Erosión Fundamental*) para el entorno de la falla de Concud.

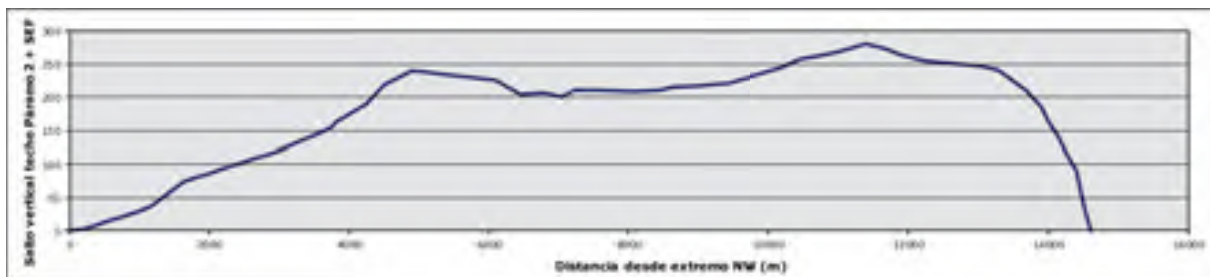


Fig. 9.2. Curva distancia-salto vertical de la falla de Concud elaborada a partir del mapa de contornos estructurales de la Fig. 9.1.

El corte geológico de la Figura 5.2, reproducido esquemáticamente en la Figura 9.3a, atraviesa la falla precisamente por el punto de máximo salto vertical y nos sirve, por tanto, para hacer una valoración adecuada también del salto neto máximo. En esta transversal puede interpretarse que la base del Páramo 2 es desplazada a lo largo de la falla entre 250 y 360 m, según la reconstrucción que se haga en profundidad de la superficie utilizada como marcador (dependiendo, fundamentalmente, del salto que se atribuya a una posible prolongación de las fallas de Las Ramblillas, y de la amplitud que se asigne al *roll-over* y al monoclinial de adaptación). Dentro de este rango, consideramos como más probable un valor comprendido entre 290 y 300 m. En cualquier caso, dado el paralelismo que prácticamente existe entre la dirección del corte y la dirección de transporte promedio de la falla (N 213° E frente a N 220° E), ese valor puede considerarse como desplazamiento neto. Con estos datos, la tasa de desplazamiento promedio para el total del periodo de actividad extensional reciente de la falla estaría comprendida entre 0,07 y 0,10 mm/a, considerando como más probable un valor de 0,08 mm/a.

En la zona de los Baños, ya mencionada en el capítulo 5 (Fig. 9.3b; ver también Fig. 5.17), puede realizarse una aproximación a las tasas de movimiento post-Pleistoceno medio e intra-Pleistoceno superior. En el bloque levantado aparecen, discordantes sobre las calizas tuolienses, los materiales de la Terraza Media del río Alfambra. La secuencia sedimentaria de esta última incluye un tramo inferior de gravas cementadas, arenas y limos (4-12 m de espesor total) y otro superior de tobas (2-15 m) (Fig. 9.4). Esta misma secuencia de gravas-tobas, aunque con espesor más reducido, se observa en el bloque hundido, bajo los depósitos de abanico aluvial del Pleistoceno superior. La similitud litológica es muy acusada: (i) ambos niveles conglomeráticos están conformados por cantos de muy variada litología, con un predominio de los cantos carbonatados (procedentes de unidades jurásicas y, en menor medida, neógenas) sobre los silíceos; (ii) el tamaño de los cantos se encuentra en ambos casos entre menos de 1 mm y hasta 10-15 cm, con un predominio de los cantos de 1-3 cm; (iii) los cantos son siempre subredondeados (excepto en el caso de los cantos miocenos, que son subangulosos) y con esfericidad baja a media; (iv) la matriz arenosa de la grava es muy similar, y en los dos bloques aparecen granos de turmalina dentro de la misma; (v) las gravas están muy cementadas, aunque es cierto que lo están más en el bloque hundido, presentando varias etapas de precipitación de cemento carbonatado tapizando poros y granos. Esta fuerte cementación es debida muy probablemente al ascenso de fluidos a través de la falla, a la que se asocian surgencias termales (ya hemos indicado que el topónimo Los Baños alude a la existencia de un antiguo balneario). Por lo que respecta a la toba, tanto en el bloque levantado como en el hundido aparecen facies de construcción *in situ* y de reelaboración. El hecho de que el espesor sea menor en el bloque hundido no invalida su correlación, pudiendo explicarse de dos formas: (i) por variación original del espesor de la toba, ya que en el bloque levantado va de hecho disminuyendo hacia el sur, pasando de 15 a 2 m a lo largo del afloramiento (Fig. 9.4); (ii) por erosión posterior, ya que la parte alta de la toba en el bloque hundido tiene síntomas de haber sido removilizada y erosionada (como veremos más adelante, esto es coherente con un periodo de encajamiento de la red fluvial en el tránsito Pleistoceno medio-superior).

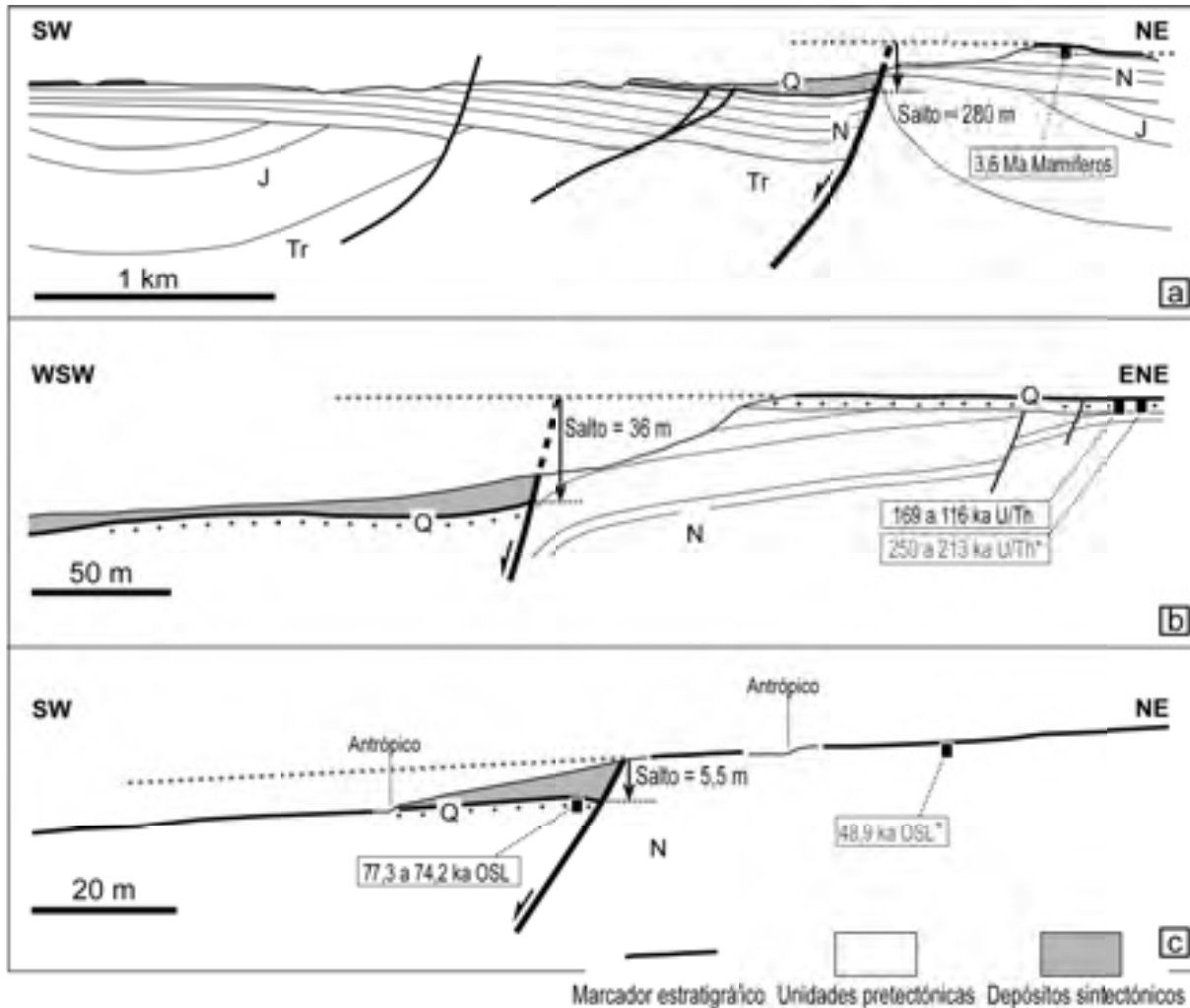


Fig. 9.3. Cortes de la falla de Conchud que han permitido el cálculo de las tasas de desplazamiento para diferentes lapsos temporales recientes. (a) Desplazamiento de depósitos lacustres del Plioceno medio (último nivel tectónico). (b) Desplazamiento de la Terraza Media, de edad Pleistoceno medio, en la localidad de Los Baños. (c) Desplazamiento de un glacis del Pleistoceno superior en la localidad de El Hocino. Tr: Triásico. J: Jurásico. N: Neógeno. Q: Cuaternario. * Edades consideradas menos fiables.

La correlación de ambas secuencias fluviales ha sido realizada o asumida implícitamente por numerosos autores (Godoy *et al.*, 1983; Moissenet, 1985; Simón y Soriano, 1993; Simón *et al.*, 2005), y lleva a interpretar un desplazamiento de la Terraza Media de orden decamétrico. El salto vertical mínimo del contacto gravas-tobas ha sido medido por nosotros mediante un altímetro de precisión, comparando la altura del marcador en el bloque levantado en su punto más próximo a la traza de la falla (958 m de altitud) y la altura en el bloque hundido junto a la falla (922 m). El resultado es un salto vertical de 36 m; teniendo en cuenta el buzamiento de la falla en este punto y el cabeceo de las estrías, se obtiene un salto neto de 39 m (Figs. 9.3b, 9.4). Las tobas de la Terraza Media están datadas por U/Th, presentando una edad comprendida entre 169 ± 10 y 116 ± 4 ka BP (Arlegui *et al.*, 2004). Con estos datos, se obtiene una tasa de desplazamiento post-Pleistoceno medio de 0,23-0,33 mm/a. (Simón *et al.*, 2005). Este rango de tasas debería ampliarse si se consideran asimismo dos da-

ción de la tasa de movimiento de la falla en esta zona: 0,10-0,13 mm/a. No obstante, creemos más fiable el cálculo realizado a partir de la información que proporciona una de las trincheras. La unidad sedimentaria que muy probablemente representa la cubierta de glacis ha quedado bien preservada en el bloque hundido, disponiéndose su techo en continuidad geométrica con la superficie de glacis en dicho bloque. Esta unidad tiene en sección el aspecto propio de un nivel “*pre-rift*”, afectado por un pliegue de *roll-over* y subyaciendo a un secuencia “*sin-rift*” de geometría acuñada (Fig. 9.3c; ver capítulo 19). Utilizando su techo como marcador morfosedimentario se infiere un salto vertical de 5,5 m; considerando el buzamiento del plano de falla (70° SW) y el cabeceo de las estrías de fricción dominantes (75° S), obtenemos un desplazamiento neto de 6,1 m. La edad de dicho marcador queda acotada entre $77,3 \pm 4,3$ y $74,2 \pm 8,2$ ka (Anexo I), probablemente más cerca de esta última (ver capítulo 19). Todo ello proporciona una tasa de movimiento media de 0,08 mm/a.

	Falla en conjunto	Zona de Los Baños		Zona de El Hocino
	Movimiento total post-Rusciniense	Movimiento post-Pleistoceno medio	Movimiento intra-Pleistoceno superior	Movimiento post-Pleistoceno superior
Lapso temporal	3,6 Ma	250 +32/-25 a 116 ± 4 ka	32 ± 6 ka	77 ± 4 a 74 ± 8 ka
Desplazamiento neto (m)	250-360 290-300	39	7,5	6,1
Tasa de desplazamiento neta (mm/a)	0,07-0,10 0,08	0,16-0,33	0,23	0,08-0,13

Tabla 9.1. Tasas de desplazamiento calculadas en la falla de Concud. Los valores resaltados en negrita para el movimiento total post-Rusciniense son, dentro del rango calculado, los considerados como más probables.

La Tabla 9.1. recoge todos los valores reseñados de tasas de desplazamiento. En ella puede observarse cómo las tasas obtenidas no son uniformes ni temporal ni espacialmente. Las dos calculadas dentro del lapso Pleistoceno Medio-actual en la zona de Los Baños (orden de magnitud temporal: 10^4 - 10^5 años) son similares entre sí. En cambio, la tasa media para el periodo total de actividad extensional reciente (orden de magnitud: 10^6 años) es significativamente más baja. Ello puede interpretarse como resultado de un régimen de movimiento variable, que en algunas épocas concretas, y en particular en el Pleistoceno medio-superior, habría sufrido un cierto incremento de velocidad. Por otro lado, no en todos los tramos de la falla se registran las mismas tasas para este lapso de tiempo. Las estimadas en el glacis de El Hocino están claramente por debajo del rango de valores obtenido en Los Baños, y se acercan a la tasa media global desde el Rusciniense. Cabrían al menos dos hipóte-

sis para explicarlo: 1ª) que la velocidad de desplazamiento en la falla de Concud en su extremo SE (expresada en los resultados de Los Baños) haya sido mayor que en su zona central, lo que apuntaría a una conexión cinemática con la falla de Teruel que, en principio, había sido descartada tras realizar el análisis de la zona de relevo expuesto en el capítulo 6; 2ª) que la tasa obtenida en el glacis de El Hociño represente sólo el desplazamiento en la traza sur de la falla, a la que habría que sumar el hipotético movimiento en la traza norte para obtener la tasa neta global. Los resultados comparativos del estudio paleosismológico en una y otra zona deberían servir para evaluar cuál de las dos hipótesis resulta más verosímil.

10. INTERPRETACIÓN DINÁMICA DE LAS ESTRUCTURAS. ANÁLISIS DE PALEOESFUERZOS

Para estudiar el comportamiento dinámico de la falla de Concud se ha realizado un análisis de paleoesfuerzos en su terminación meridional, a fin de complementar los estudios ya existentes (Simón y Soriano, 1993; Simón, 1989; Cortés, 1999; Arlegui *et al.*, 2005, 2006). Inicialmente se planteó el estudio de paleoesfuerzos de la terminación sur de la falla de Concud con la hipótesis de una posible articulación de la misma con la falla de Teruel, ya que en esta zona la primera pasa a tener una dirección aproximada N-S, muy similar a la dirección general de la segunda. Sin embargo, como ya se ha explicado en el apartado 6 de esta sección, no parece probable que exista unión física entre las fallas, por lo que el estudio de paleoesfuerzos nos ha servido para comprender mejor cómo ha quedado registrado el campo regional de esfuerzos en la zona de relevo entre ambas.

10.1. Síntesis de estudios previos de paleoesfuerzos

El campo de esfuerzos bajo el que se produce el movimiento de la falla de Concud durante el Plioceno superior y Cuaternario (que como se ha dicho antes permanece vigente en la actualidad según indican los mecanismos focales de sismos) es un campo de extensión radial o multidireccional (σ_1 vertical y $\sigma_2 \approx \sigma_3$) con trayectorias primarias de σ_3 ENE-WSW (Simón, 1989; Arlegui *et al.*, 2005, 2006). Esta situación es consecuencia de la superposición de dos sistemas de esfuerzos (Simón, 1989): (a) la tensión relacionada con el *rifting* del margen mediterráneo, que hacia el interior de la Cordillera Ibérica es marcadamente isótropa en la horizontal, y (b) la compresión intraplaca, de dirección preferente NNW-SSE, que se manifiesta ocasionalmente mediante estados de esfuerzos locales de desgarre (σ_1 horizontal y σ_2 vertical) y, en todo caso, determina la dirección preferente del esfuerzo horizontal máximo S_{Hmax} (Herraiz *et al.*, 2000).

Este campo extensional se instaló en la Cordillera Ibérica durante la primera mitad del Mioceno, en tránsito progresivo y no lineal desde un campo compresivo tardi-orogénico en el que la dirección dominante de σ_1 oscilaba entre NNW-SSE (compresión *Guadarrama*) y NNE-SSW (compresión *Pirenaica*) (Simón, 1986; Liesa, 2000; Liesa y Simón, 2009). El *rift* del Surco de Valencia indujo una dirección de extensión neta WNW-ESE durante el Mioceno superior, mientras que el campo evoluciona a la extensión radial o multidireccional, con σ_3 tendente a WSW-ENE, en el Plioceno superior-Cuaternario (Simón, 1982, 1989). Cuando se toman por separado los tensores de esfuerzos interpretados a partir de fallas medidas en materiales anteriores y posteriores al Plioceno superior, respectivamente, se comprueba que la dirección de extensión ESE predomina en los primeros (Fig. 10.1) y la dirección ENE, con valores de R_e muy bajos, en los segundos (Fig. 10.2) (Simón, 1989; Cortés, 1999; Arlegui *et al.*, 2005). No obstante, hay claras evidencias de que la extensión ENE alterna o coexiste con la extensión ESE durante todo el Neógeno y el Cuaternario en el NE de la Península Ibérica (Cortés, 1999; Cortés *et al.*, 2000).

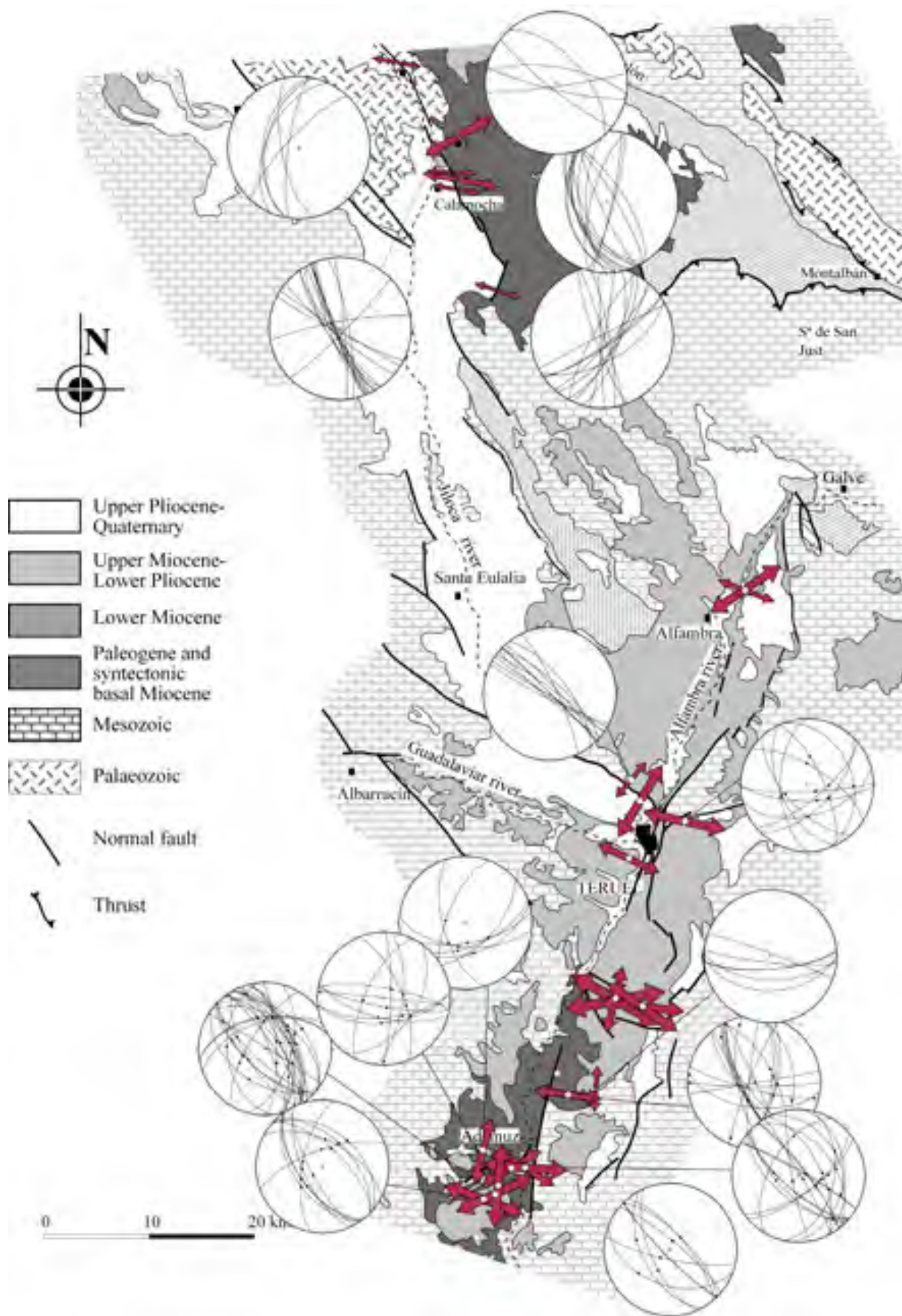


Fig. 10.1. Mapa geológico de las fosas de Teruel y Jiloca y resultados de inversión de esfuerzos en depósitos del Mioceno-Plioceno inferior. Estereogramas: planos de fallas. Flechas: direcciones del ejes σ_3 . Modificada de Arlegui *et al.* (2005), modificada, a su vez, de Cortés (1999).

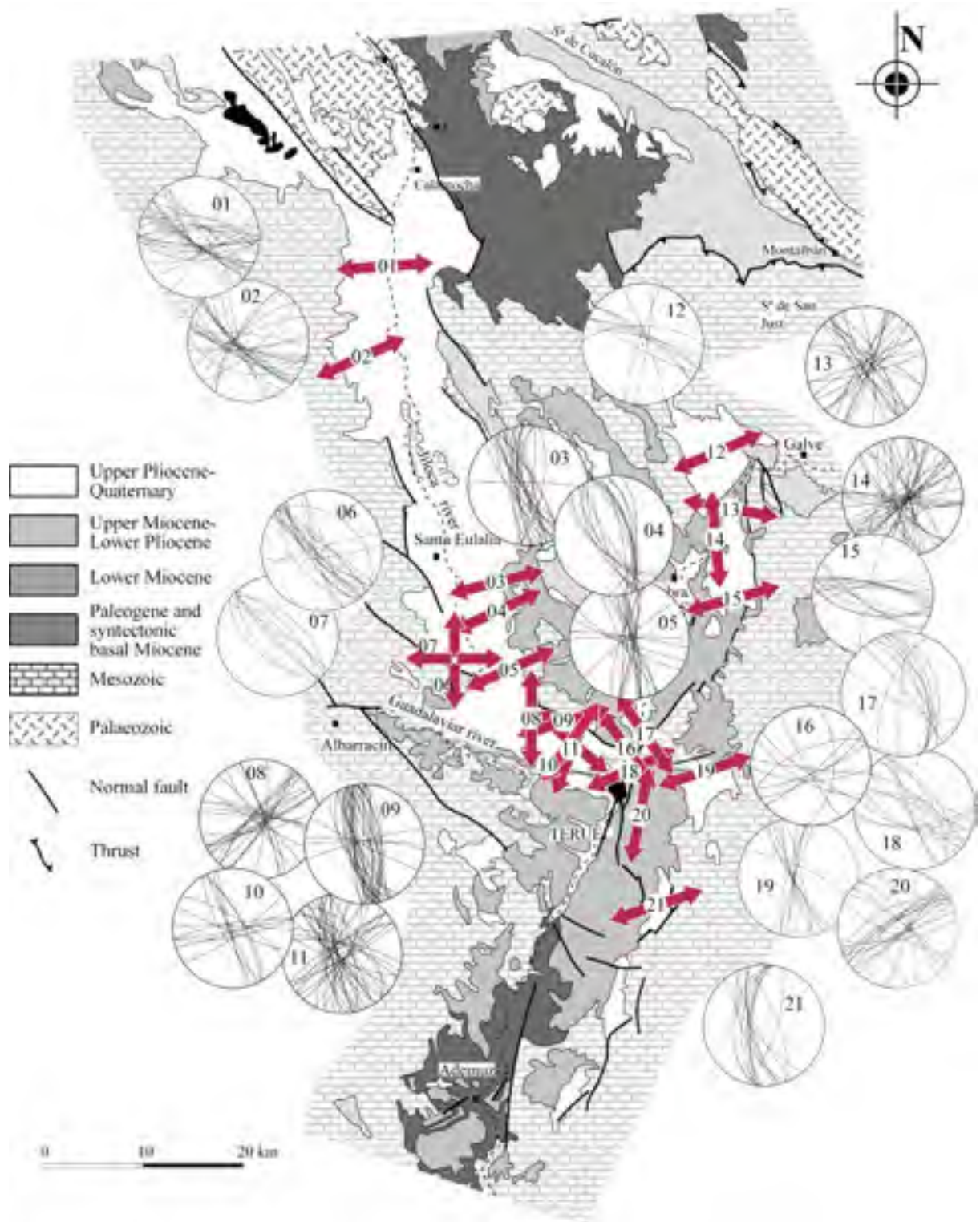


Fig. 10.2. Mapa geológico de las fosas de Teruel y Jiloca y resultados de inversión de esfuerzos en depósitos del Plioceno superior-Pleistoceno. Estereogramas: planos de fallas. Flechas: direcciones locales del eje σ_3 . Modificada de Arlegui *et al.* (2005).

El campo de esfuerzos extensional plio-cuaternario se ve localmente perturbado por efecto de la falla de Conclud y por otras fallas vecinas en la fosa de Teruel (Arlegui *et al.*, 2005, 2006). Así, las trayectorias preferentes de σ_3 sufren frecuentes desviaciones en las proximidades de las fallas y tienden a ponerse tanto paralelas como perpendiculares a ellas, y σ_2 y σ_3 tienden a intercambiarse (Simón, 1989; Cortés, 1999; Arlegui *et al.*, 2004). Las direcciones de extensión NNE-SSW que aparecen a lo largo de la fosa de Teruel en la Figura 10.1 y las direcciones de extensión registradas en las estaciones 6, 11, 14, 16, 17 y 20 de la Figura 10.2 constituyen ejemplos de tales heterogeneidades. Estos fenómenos son explicables mediante modelos teóricos de perturbación de esfuerzos propuestos por diversos autores para el régimen de extensión multidireccional (e.g. Simón *et al.*, 1988; Kattenhorn *et al.*, 2000).

Un caso particular de perturbación del campo de esfuerzos ha sido documentado en Los Baños, en el mismo corte que ha sido objeto de un estudio estructural y paleosísmico detallado en este trabajo (ver capítulos 5, 9 y 18). Varias muestras de fallas, tomadas tanto en las calizas del Páramo 1 del bloque inferior como en el Cuaternario del bloque superior, fueron analizadas por Arlegui *et al.* (2006) mediante el método *Dip Slip* de Lisle *et al.* (2001). La abundancia de fallas y la densidad del muestreo permitieron a estos autores reconstruir variaciones de detalle en la distribución espacial de esfuerzos (Fig. 10.3). En los resultados destacan dos aspectos principales:

(1) La inclinación de los ejes σ_3 es variable de unos puntos a otros. Unos son paralelos a la estratificación basculada (puntos 10, 11, 12 en la Fig. 10.3), mientras otros son horizontales a pesar del buzamiento apreciable de las capas (9, 13 y 14). Los primeros presumiblemente predatan el monoclinial de acomodación, mientras que los que permanecen horizontales lo postdatan. Esas relaciones temporales sugieren que la fracturación extensional es diacrónica a lo largo del corte, pudiendo extenderse su desarrollo a lo largo de todo el periodo de actividad extensional del Plioceno superior-Pleistoceno: se inició en las capas del Mioceno superior en las inmediaciones de la falla principal, para propagarse luego, una vez desarrollado el monoclinial, a zonas más alejadas y también a los materiales cuaternarios del bloque superior.

(2) Las direcciones de σ_3 muestran heterogeneidades interpretables como perturbaciones producidas por la falla de Conclud. Dichas direcciones se desvían hasta hacerse ortogonales a la dirección de la falla en las estaciones 9, 10 y 11 y casi paralela en la 13. A la vez, los planos de falla menores tienden a ser paralelos en las tres primeras y van dispersándose al alejarnos, hasta aparecer una nueva familia ortogonal en 13 y 14. En coherencia con estos patrones de fracturas, los ejes σ_3 compatibles obtenidos mediante el método *Dip Slip* se muestran más concentrados (elipsoide de extensión más triaxial) en las primeras y más dispersos (elipsoide de extensión multidireccional) al alejarnos de la falla. Este cambio en la forma del elipsoide de esfuerzos ha sido descrita como un aspecto adicional de perturbación de esfuerzos en los modelos numéricos elaborados por Simón *et al.* (1988).

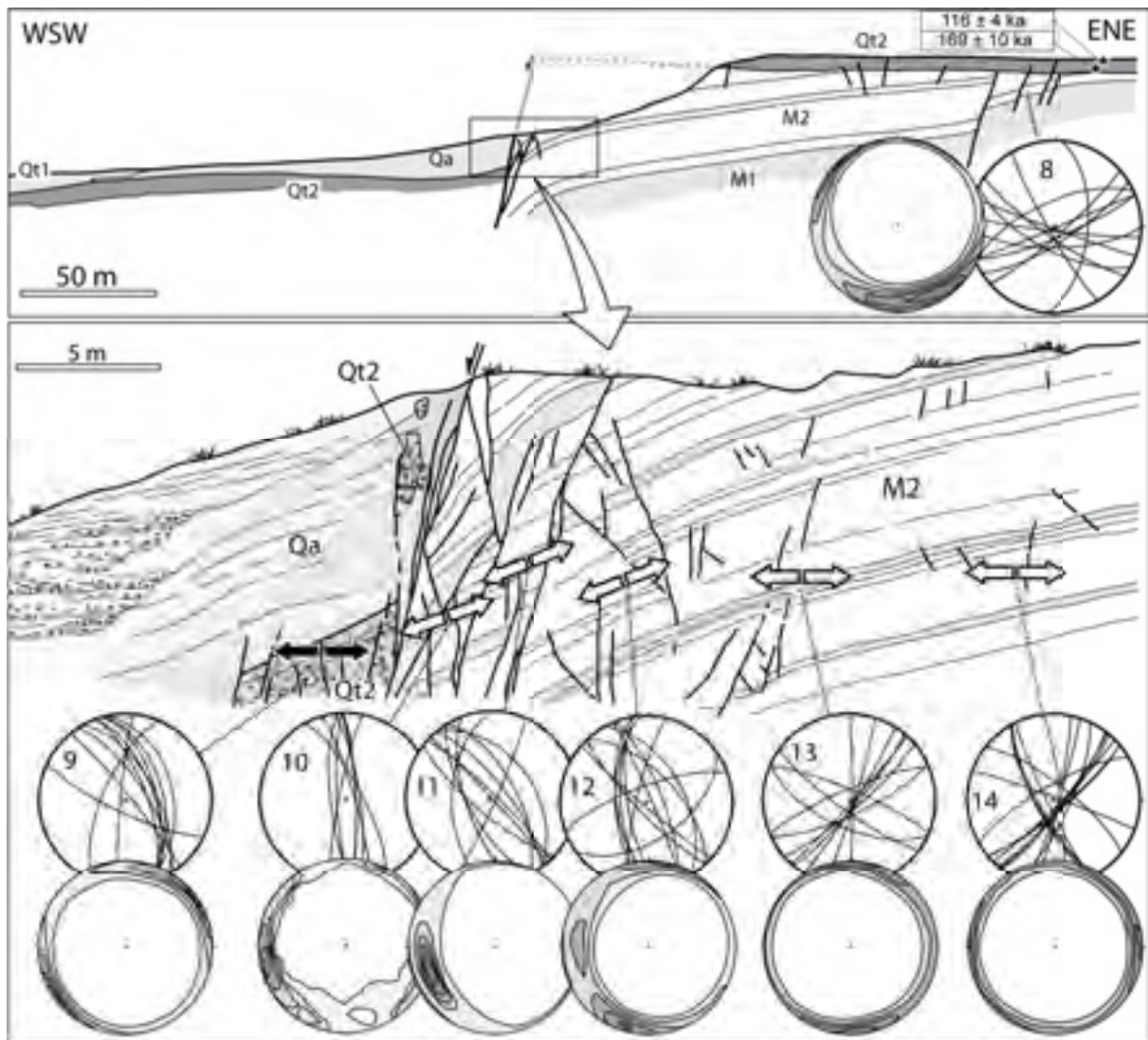


Fig. 3. Resultados de paleoesfuerzos de la falla de Concud en el afloramiento de Los Baños. Tomada de Arlegui *et al.*, 2006.

10.2. Nuevas aportaciones a la reconstrucción de paleoesfuerzos

Nuestra investigación de paleoesfuerzos en la terminación de la falla de Concud y su zona de relevo con la falla de Teruel ha supuesto el muestreo y análisis de 17 nuevas poblaciones de fallas (Fig. 10.4), y la comparación de sus resultados con los estudios previos. Las estaciones A01 a A05 y A07-A08 se encuentran en una pequeña cresta de calizas del Páramo 1 densamente fracturadas que bordea la Vía Verde (antiguo trazado del ferrocarril minero de Ojos Negros-Sagunto). El punto A06 se encuentra en una antigua cantera localizada al sur de la misma Vía Verde y al norte de la carretera A-226, en la unidad de Calizas Intermedias que aparece localmente dentro del Rojo 1; Fig. 10.5). Las estaciones A09 y A10 se sitúan en el afloramiento de calizas del Páramo 2 que existe entre la Rambla del Río Seco y El Planizar, en la zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel (Fig. 10.6a). Las estaciones A11 a A16 se encuentran en calizas de las unidades Páramo 1 y Páramo 2 de la zona de Los Mansuetos (Fig. 10.6b), siendo A11 y A15 las más próximas a la falla de Teruel. También se halla próxima a esta falla la estación T-1, situada junto a la Avenida de Sagunto de Teruel.

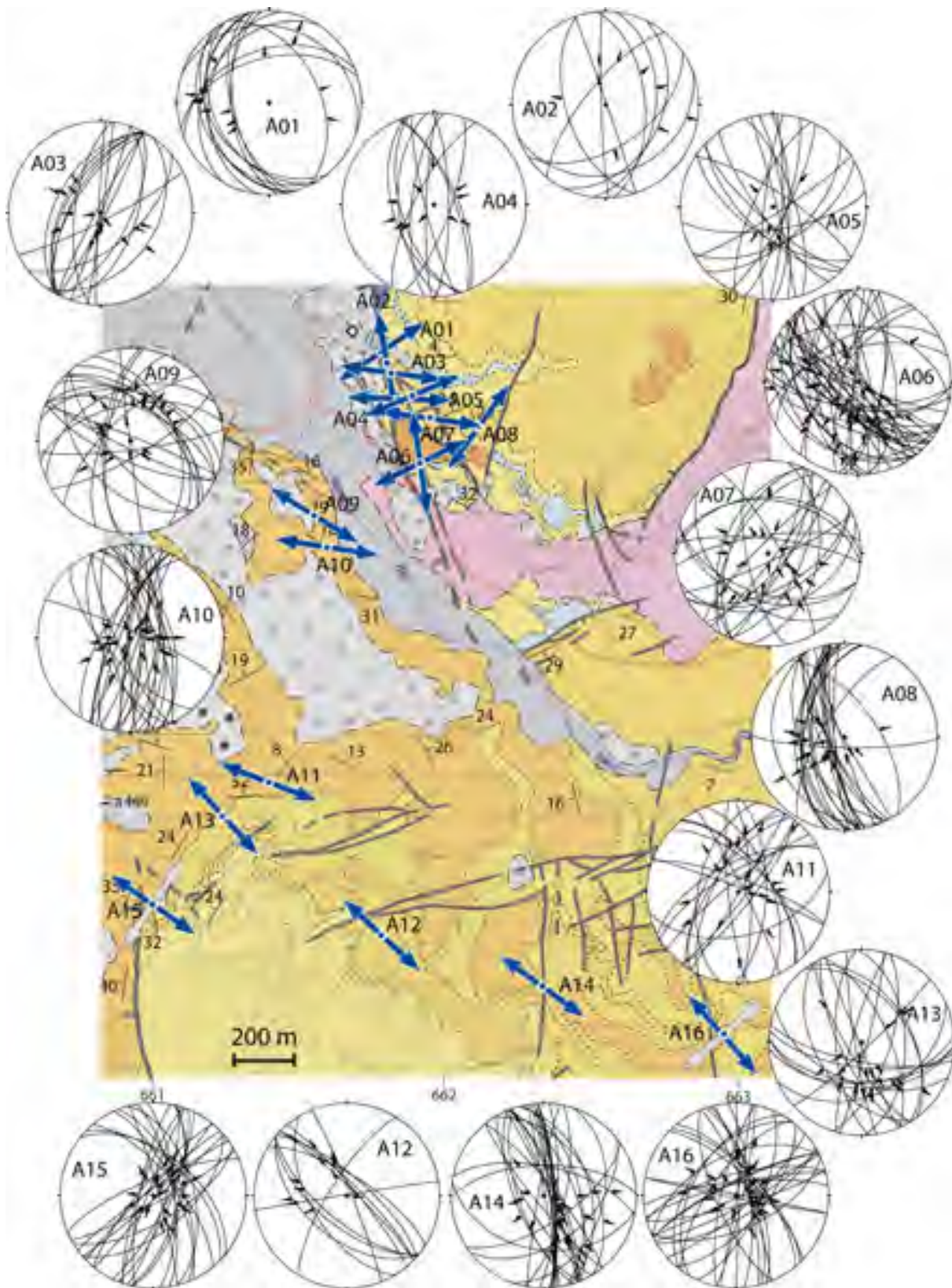


Fig. 10.4. Localización de las estaciones estudiadas y resultados de paleoesfuerzos en la zona de replevo de las fallas de Concu y Teruel. Estereogramas: planos y estrías de falla. Flechas superpuestas al mapa: direcciones locales de los ejes σ_3 . La leyenda del mapa se corresponde con la del Anexo II.

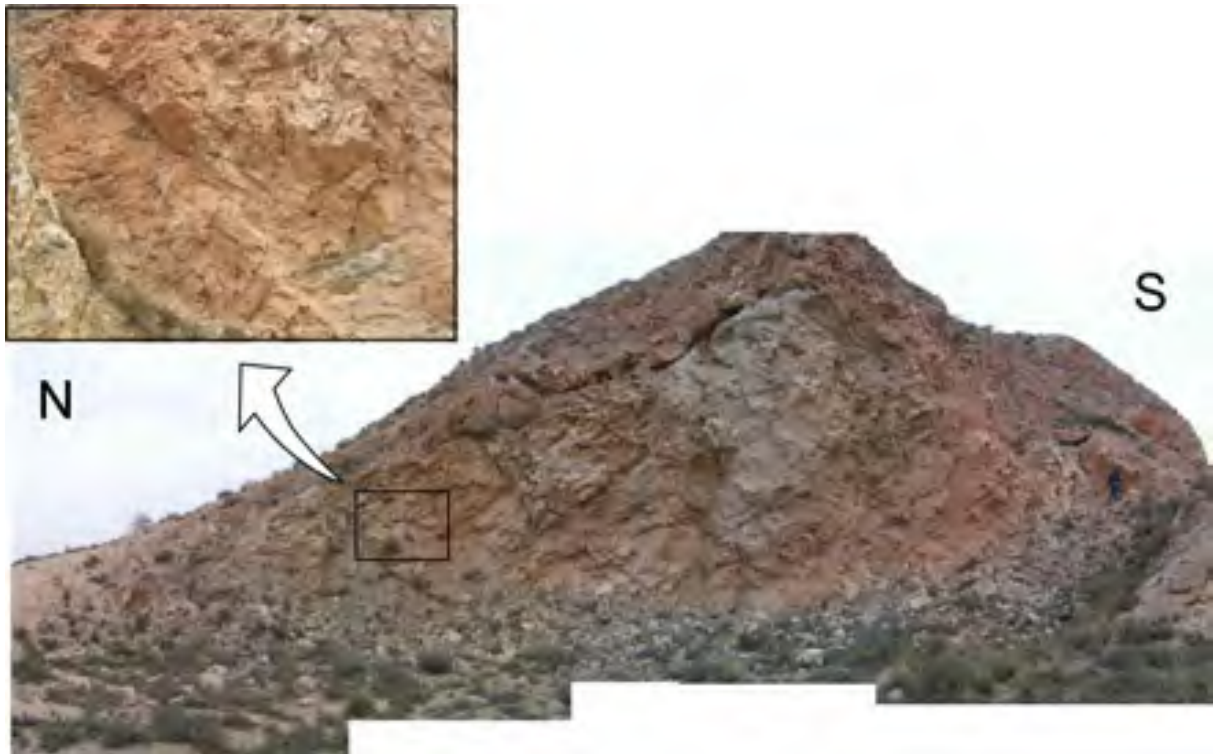


Fig. 10.5. Afloramiento al que corresponde la estación A06 de paleoesfuerzos. Yesos y calizas lacustres (unidad de Calizas Intermedias) intensamente fracturados, expuestos en una antigua cantera.



Fig. 10.6. (a) Afloramiento al que corresponde la estación A10 de paleoesfuerzos. Calizas lacustres del Páramo 2. (b) Detalle de fallas conjugadas en la estación A15, situada en las inmediaciones del depósito de aguas del norte de Teruel (calizas del Páramo 2).

Las nuevas estaciones incluyen 364 fallas de pequeña escala con desplazamientos centimétricos. Las direcciones medidas muestran bastante variabilidad, con predominio de las direcciones en torno a N-S, en un rango entre 130 y 040 (Fig. 10.7). Un máximo secundario aparece asimismo en torno a 060. Algunos afloramientos (A01, A05, A07, A09, A11, A16) incluyen fallas de al menos dos familias con direcciones perpendiculares entre ellas, aunque en general es identificable una familia dominante. También hay poblaciones de fallas (A02, A06, A13, A15) compuestas por dos familias de direcciones oblicuas. Las demás estaciones presentan una única familia de fallas. Estas fallas presentan buzamientos en su mayoría superiores a 45° y cabeceos de estrías elevados, con aproximadamente la mitad de ellos por encima de 80° (Fig. 10.7). Algunas superficies de falla tienen dos estrías diferentes, siendo típico que una de ellas tenga un elevado cabeceo (próximo a 90°) y la otra un cabeceo menor. El sentido de movimiento ha sido determinado por la observación directa de marcadores estratigráficos o por la presencia de indicadores cinemáticos, siendo siempre de componente normal.

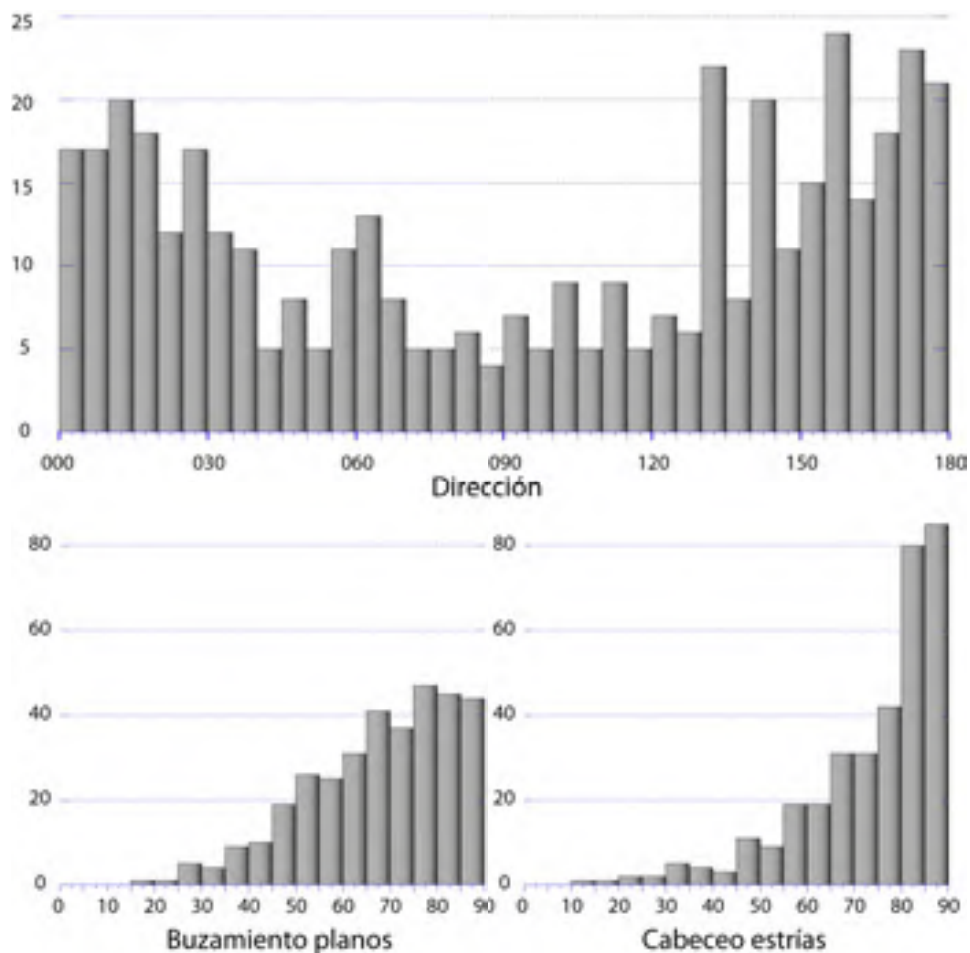


Fig. 10.7. Histogramas de frecuencia de las direcciones y buzamientos de las fallas medidas, y de los cabeceos de sus estrías.

Los nuevos resultados de paleoesfuerzos se encuentran resumidos en la Tabla 10.1 y en la Figura 10.4, y detallados en el Anexo IV. La calidad de los resultados se ha valorado mediante el test de significancia para los tensores desviatorios de esfuerzos desarrollado por Orife y Lisle (2006). Como muestra la Figura 10.8, prácticamente todas las estaciones han superado el test (probabilidad menor del 5% de que la coherencia de resultados sea producto del azar). Excepto una, todas presentan una desviación media entre estrías teóricas y reales igual o inferior a 10°. Las estaciones 2, 4 y 12 serían las menos fiables, con tensores que explican menos de 10 fallas.

Estación	Litología	Unidad	Nº de fallas		σ_1	σ_3	R _e
			Total	Explicadas			
A01	Caliza	Páramo 1	15	11	319, 64	056, 02	0.32
A02	Caliza	Páramo 1	9	7	054, 61	170, 14	0.18
A03	Caliza	Páramo 1	16	12	vertical	008, 00	0.00
A04	Caliza	Páramo 1	11	9	198, 79	093, 03	0.05
A05	Caliza	Páramo 1	18	18	305-321, 75-84	062-072, 10-18	0.35- 0.65
A06	Caliza y yeso	Calizas Intermedias	47	21	176, 72	352, 18	0.00
				13	311, 66	064, 10	0.02
A07	Caliza	Páramo 1	24	20	179, 88	279, 04	0.03
A08	Caliza	Páramo 1	25	20	094, 85	216, 04	0.03
A09	Caliza	Páramo 2	22	20	262, 83	122, 05	0.09
A10	Caliza	Páramo 2	27	22	169, 84	278, 02	0.08
A11	Caliza y marga	Páramo 2	21	10	321, 82	110, 06	0.07
A12	Caliza y yeso	Páramo 1	13	9	262, 62	133, 18	0.01
A13	Caliza	Páramo 2	22	15	223, 79	318, 01	0.16
A14	Caliza	Páramo 1	28	19	190, 83	306, 03	0.05
A15	Caliza y yeso	Páramo 2	26	25	271, 87	034, 02	0.03
A16	Caliza y marga	Páramo 2	32	24	037, 89	229, 01	0.03
T1	Arenisca	Rojo 1	8	8	178-188, 72-80	088-104, 00-04	0.10- 0.12

Tabla 10.1. Resultados del análisis de paleoesfuerzos. Estaciones A05 y T1: fallas sin estrías, analizadas con el programa de inversión de esfuerzos Dip Slip de Lisle *et al.* (2001) y refinado con el paquete informático FSA de Célérier (2011). El resto, analizadas con los métodos de diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977), triedros rectos (Lisle, 1987, 1988), diagrama y-R (Simón, 1986) y Etchecopar *et al.* (1982). $Re = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$.

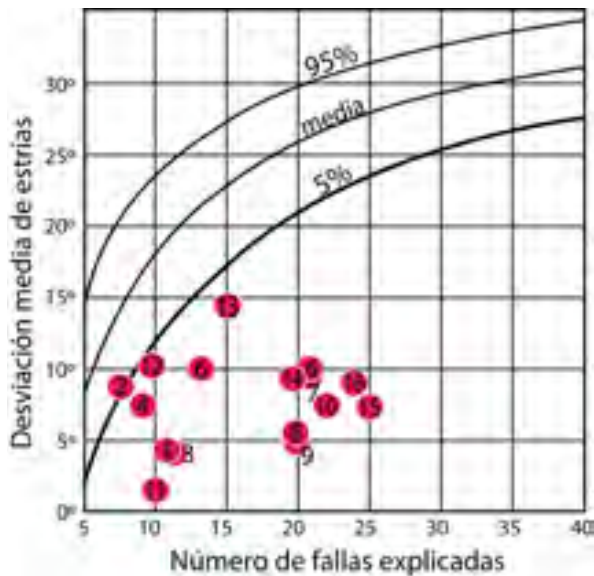


Fig. 10.8. Aplicación del test de significancia (Orife y Lisle, 2006) a las estaciones analizadas. Las curvas muestran los porcentajes de muestras aleatorias de determinado tamaño que dan soluciones con desviaciones medias entre estrías reales y teóricas inferiores a un valor dado. La curva del 5% constituye el límite para los tensores solución estadísticamente significativos.

10.3. Comparación y síntesis de resultados

La Figura 10.9 ofrece una imagen general del campo de paleoesfuerzos en el entorno de las fallas de Concud y Teruel. En ella se incluyen los resultados previamente publicados por Simón (1989) y Arlegui *et al.* (2006) junto a los nuevos obtenidos en el presente estudio. Se representan asimismo los estereogramas de fallas que no se encontraban recogidos ya en las Figuras 10.1 y 10.2.

Los nuevos resultados obtenidos son coherentes con el modelo de campo de esfuerzos reconstruido en trabajos previos (Figs. 10.1 y 10.2). El régimen de esfuerzos registrado en las nuevas poblaciones de fallas queda corroborado como una tensión multidireccional (σ_1 casi vertical, $\sigma_2 \approx \sigma_3$), como muestran los valores de la relación de esfuerzos. Todos los tensores desviatorios obtenidos, excepto uno, presentan valores bajos de $R_e = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$, en la mayoría de los casos inferiores a 0,1 (ver Tabla 10.1). A fin de tratar de confirmar cuál o cuáles son las direcciones primarias o remotas de los esfuerzos regionales σ_2 y σ_3 (aquéllas que se obtendrían “filtrando” las perturbaciones locales), hemos realizado una síntesis de los resultados de trabajos previos (Simón, 1989; Cortés, 1999; Arlegui *et al.*, 2005, 2006) y de los obtenidos en las nuevas estaciones. Para ello hemos analizado la distribución de frecuencias de direcciones de σ_3 , así como los azimuts de éstos frente a R_e (Fig. 10.10). En el histograma de frecuencias puede observarse que hay dos direcciones dominantes de σ_3 . El máximo absoluto corresponde a una dirección de extensión ENE, como ya habían concluido estudios anteriores (Simón, 1989; Arlegui *et al.*, 2005, 2006). Esta dirección es además la registrada en muchas estaciones alejadas de la influencia de fallas mayores, por lo que puede considerarse representativa del campo remoto no perturbado. En segundo lugar aparece un importante pico en la dirección ESE. Ya hemos indicado que hay evidencias de que se trata de un sistema de esfuerzos que alterna o coexiste con la extensión ENE durante todo el Neógeno y el Cuaternario en el NE de la Península Ibérica, pudiendo considerarse como un fenómeno de partición de esfuerzos entre dos sistemas primarios superpuestos (Simón *et al.*, 2008), distintos aunque no muy dispares entre sí.

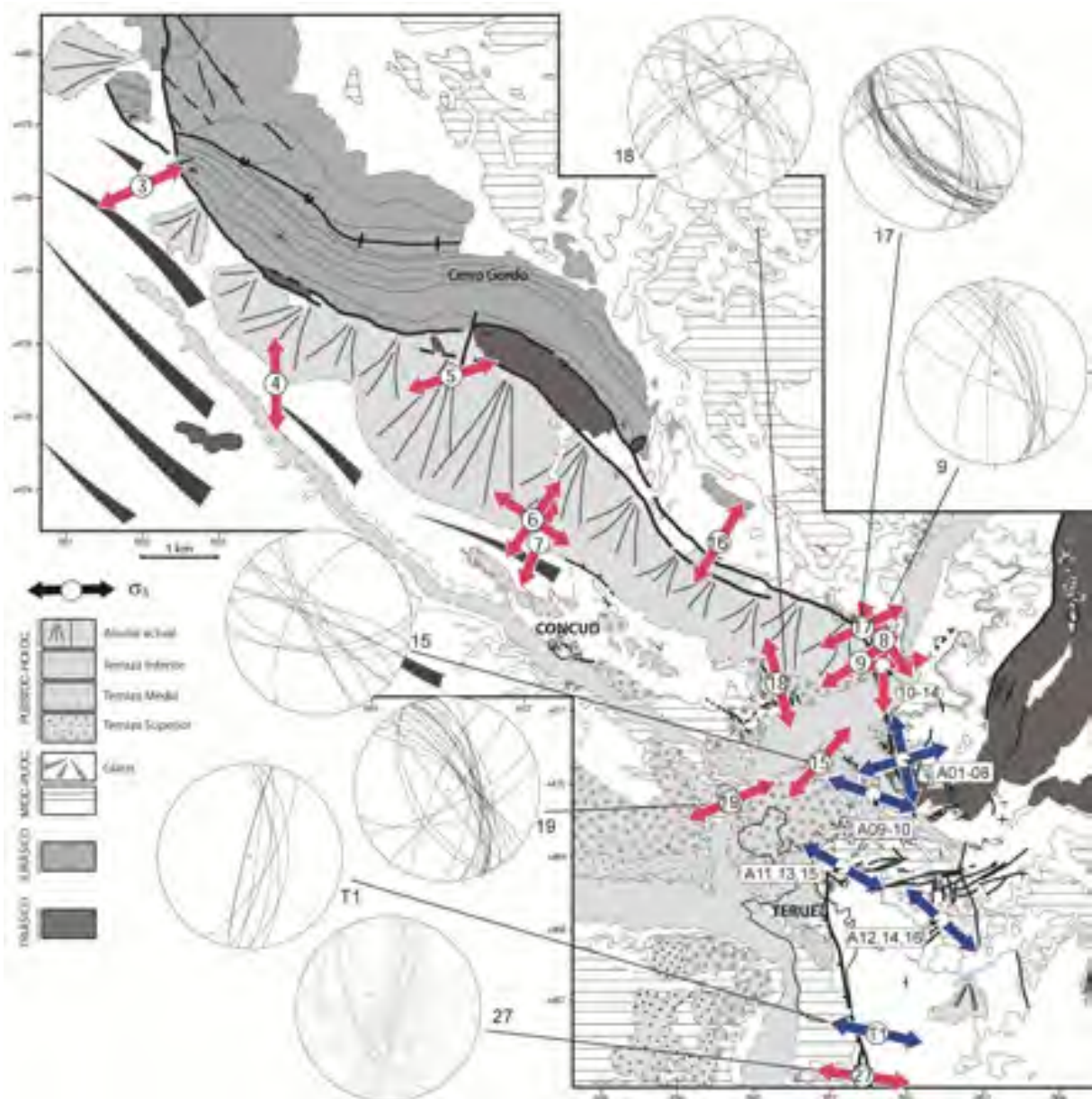


Fig. 10.9. Mapa geológico de la zona de estudio con los resultados totales de inversión de esfuerzos. Estereogramas: planos de fallas. Flechas: direcciones locales del eje σ_3 . Flechas granates: estaciones analizadas por otros autores (Arlegui *et al.*, 2006; Simón, 1989 -estación 27-). Flechas azules: nuevas estaciones analizadas en este trabajo.

Una vez seleccionadas las direcciones de σ_3 que entendemos representan el campo remoto (ENE y ESE), es necesario analizar el significado del resto de las direcciones de extensión obtenidas en las nuevas estaciones. En el histograma de la Fig. 10.10 aparece un pico alrededor de la dirección 130 y, aunque algo dispersa, otra dirección en torno a N-S. Analizando en qué estaciones aparece registrada esta última (ver Figs. 10.7 y 10.9), vemos que muchas de ellas están próximas a fallas de esa dirección, apuntando una reorientación del eje de σ_3 según una pauta de perturbación muy común en los campos de extensión multidireccional (Simón *et al.*, 1988, Simón, 1989; Caputo, 1995; Kattenhorn *et al.*, 2000). En cuanto a la dirección 130, ésta aparece casi exclusivamente dentro de la

zona de relevo entre las fallas de Conclud y Teruel (Fig. 10.7), lo que sugiere que corresponde también a un caso de desviación de esfuerzos. Podría tratarse de una reorientación parcial de las trayectorias de σ_3 , sin llegar a hacerse paralelas a las fallas, o bien de una desviación asociada al monoclinial de acomodación que caracteriza esa zona de relevo, ya que σ_3 tiende a hacerse perpendicular a su eje. En ambos casos, la perturbación provocada por macroestructuras cercanas hace que la dirección ENE o ESE del campo de esfuerzos remoto se vea obliterada por heterogeneidades locales, de manera similar a lo ya mencionado para el conjunto de la región.

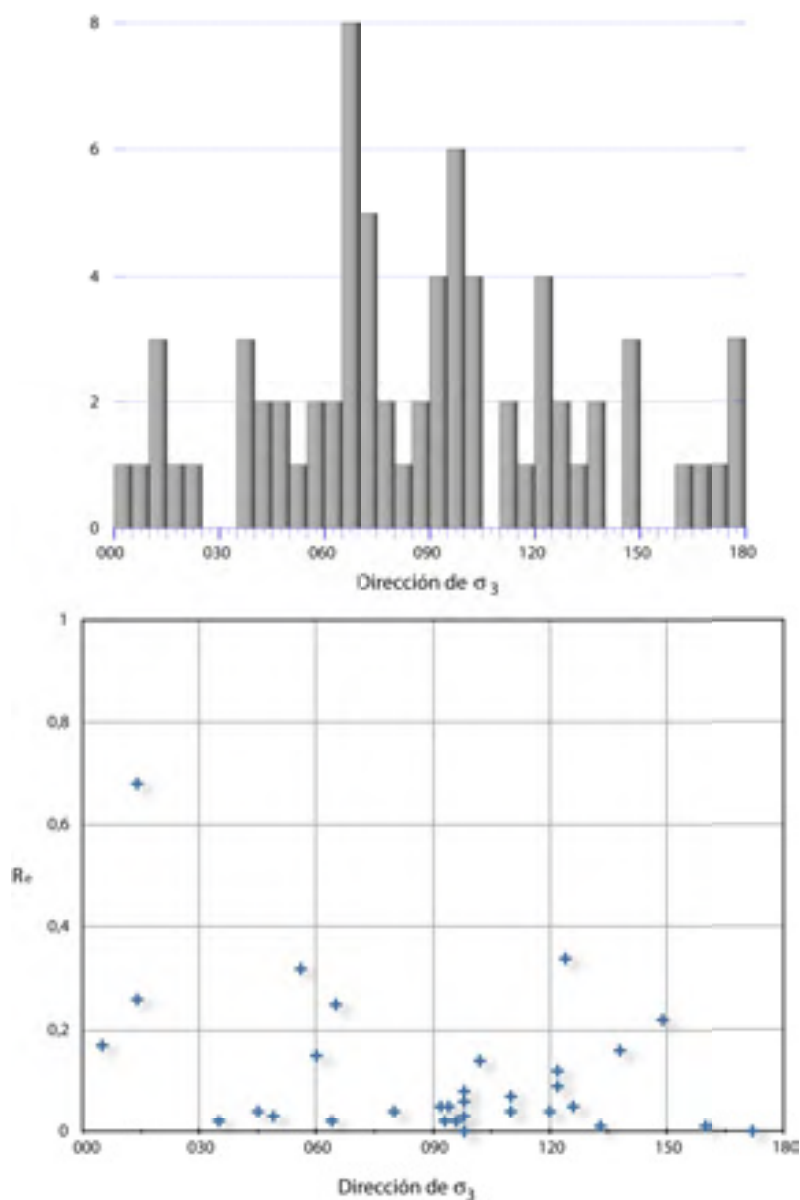


Fig. 10.10. Histograma de frecuencias de las direcciones de σ_3 y gráfico de dispersión de las mismas frente a R_e . Se incluyen las soluciones de paleoesfuerzos obtenidas en este trabajo junto con las tomadas de autores previos (Simón, 1989; Cortés, 1999; Arlegui *et al.*, 2005, 2006).

Con este análisis se explican las direcciones de extensión en el conjunto de estaciones, pudiendo discernirse, en prácticamente todas ellas, qué tensores locales de esfuerzos representan el campo regional remoto y cuáles son perturbaciones locales. Hay que precisar que en una misma estación pueden quedar reflejados estados de esfuerzos pertenecientes a ambas categorías. Así, en la estación A06 aparecen dos soluciones, cada una de las cuales explica una familia de estrías distinta en aquellos planos con doble estriación. Una de las soluciones refleja el campo regional ENE, mientras que la otra muestra un eje σ_3 prácticamente paralelo a la dirección de la falla principal en ese punto.

Cabe destacar que en algunas estaciones en las que se obtienen direcciones de extensión ENE o ESE (representativas del campo regional), estos tensores son ortogonales a fallas muy próximas. Esto ocurre, por ejemplo, en las estaciones A04, A05 y A06 (ver Fig. 10.4). En estos casos, si bien es muy probable que las muestras de fallas pequeñas reflejen simplemente el campo remoto, también podría ocurrir que haya existido una reorientación de σ_3 hasta ponerse perpendicular a las macroestructuras.

Tras este análisis de paleoesfuerzos, podemos concluir que en el entorno de las fosas del Jiloca y de Teruel los tensores que mejor representan los sistemas de esfuerzos primarios o remotos son:

(a) σ_1 vertical; $\sigma_2 = \sigma_y$: 158; σ_3 : 068; $R = 20$, $R_e = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3) = 0,05$.

(b) σ_1 vertical; $\sigma_2 = \sigma_y$: 158; σ_3 : 068; $R = 4$, $R_e = 0,25$.

(c) σ_1 vertical; $\sigma_2 = \sigma_y$: 006; σ_3 : 096; $R = 20$, $R_e = 0,05$.

Todas las demás soluciones obtenidas están reflejando perturbaciones locales del campo regional.

III. ESTUDIO MORFOTECTÓNICO

11. METODOLOGÍA DEL ESTUDIO MORFOTECTÓNICO

El nivel de actividad de las fallas recientes puede ser evaluado observando y analizando su expresión geomorfológica. Esta vía de investigación es particularmente útil en el caso de fallas intraplaca, en las cuales las tasas de actividad son por lo general varios órdenes de magnitud inferiores a aquéllas de las regiones interplaca, y las evidencias geológicas a menudo son escasas o difíciles de obtener. En líneas generales, los criterios geomorfológicos pueden ser aplicados para identificar estructuras activas, así como para realizar una aproximación cuantitativa de su velocidad de desplazamiento, basándose en la noción general de que las tasas y los patrones de los procesos superficiales que producen y modifican las formas del paisaje reflejan las tasas y patrones de la deformación (Keller, 1986; Burbank y Anderson, 2001).

La subdisciplina de la geomorfología que estudia las formas del relieve que aparecen como resultado de los procesos tectónicos es la **morfotectónica** o **geomorfología tectónica**. La superficie terrestre refleja la dinámica de la corteza y el manto, expresándola en forma de fallas, plegamiento, levantamiento, subsidencia, vulcanismo... Pero al mismo tiempo que la tectónica modifica la superficie terrestre, la erosión y la sedimentación van degradando estas nuevas formas generadas. Conforme avanza la degradación, ésta va ocultando las formas debidas a la acción de la tectónica. El nivel de degradación de las formas puede servir para determinar su edad relativa, teniendo siempre en cuenta la resistencia a la erosión que pueden mostrar los diferentes materiales que conforman los modelados tectónicos.

Para realizar la evaluación de la actividad de las fallas basada en el grado de conservación de las morfologías tectónicas resultantes es necesario considerar las condiciones climáticas y la eficiencia erosiva de los procesos superficiales terrestres en la zona, ya que el grado de expresión geomorfológica de las fallas no tiene por qué ser una función directa del grado de actividad o de las tasas de deslizamiento asociadas a las mismas (McCalpin, 2009). De este modo, en regiones climáticas húmedas, la eficiencia erosiva de los procesos superficiales es muy elevada, por lo que las formas tectónicas serán rápidamente arrasadas y su grado de conservación será bajo. En estas zonas, el estudio de las formas puede dar poca información acerca de la actividad tectónica, o en todo caso ésta podría ser infravalorada. En cambio, en regiones climáticas áridas o semiáridas los rasgos estructurales, tanto los heredados como los activos, tienden a manifestarse con mayor claridad.

El salto acumulado por las fallas activas y los efectos secundarios de los terremotos en el relieve generan un registro geomorfológico que contiene información valiosa. Tanto los desniveles y escarpes producidos por las fallas como otros efectos superficiales de los terremotos (fracturación, licuefacción, deslizamientos, subsidencia...) generan una topografía local específica. Slemmons y de Polo (1986) sugieren que en cada región las estructuras capaces de generar terremotos de una magnitud determinada conforman paisajes característicos, especialmente en los casos en los que la deformación tectónica domina sobre los procesos de erosión/sedimentación (Fig. 11.1).

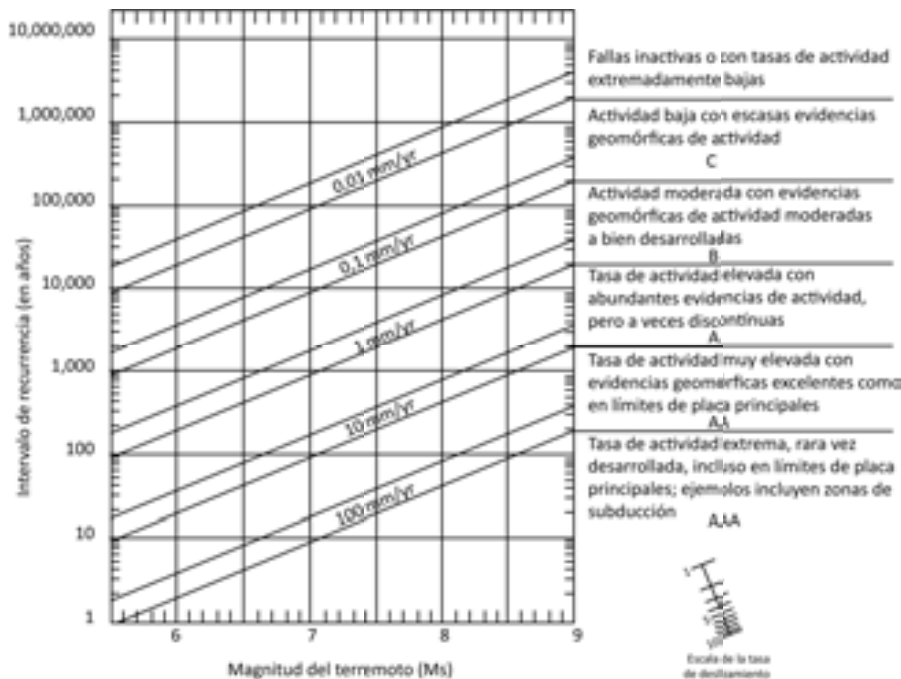


Fig. 11.1. Diagrama que relaciona la magnitud de los terremotos y su frecuencia con las evidencias geomórficas de fallas activas en zonas donde las tasas de actividad tectónica son mayores que las de erosión. Tomado de Slemmons y dePolo (1986).

El estudio de las formas y depósitos producidos o modificados por los procesos tectónicos puede dar información muy relevante acerca de la actividad de las estructuras (e.g. Wallace, 1977, 1978; Ollier, 1981; Keller y Rockwell, 1984; Keller, 1986; Mayer, 1986; Yeats *et al.*, 1997). Según el tipo de falla de que se trate, se desarrollan una serie de elementos morfotectónicos característicos. Así, en las fallas transcurrentes son muy típicos los valles lineales, los cursos fluviales desviados o desplazados, las crestas de obturación (*shutter ridges*), las charcas de subsidencia (*sag ponds*)... Las fallas inversas generan frentes montañosos propensos a los movimientos en masa debido al escarpe extraplomado que tiende a generar el bloque ascendente. En las fallas normales los escarpes tienen rasgos muy distintivos, como las facetas triangulares, y en ocasiones presentan depresiones longitudinales adosadas a la falla principal.

En las regiones continentales, las formas que mejor revelan la actividad tectónica reciente son los frentes montañosos generados como consecuencia del movimiento de fallas con componente de *dip-slip*. Además, las redes de drenaje transversales a dichos frentes son también muy sensibles a los movimientos tectónicos, especialmente los barrancos cortos, a los que cuesta recuperar sus perfiles longitudinales y transversales después de movimientos verticales (Merritts y Vincent, 1989). En el análisis morfotectónico de las áreas falladas es muy útil la aplicación de índices geomórficos específicos (Hack, 1997; Bull y McFadden, 1977), que permiten realizar una valoración objetiva de la 'señal tectónica' en las formas del relieve. Los valores de estos índices, junto con otros rasgos cualitativos de las formas del relieve asociadas, permiten una aproximación al grado de actividad de las fallas, utilizando clasificaciones como las propuestas por McCalpin (1996) y Silva *et al.* (2003) para regiones semiáridas.

También es útil la evaluación del desplazamiento de elementos geomorfológicos (especialmente en los casos en los que se reconozcan saltos múltiples) como cursos fluviales, terrazas fluviales, terrazas marinas o morrenas glaciares, ya que pueden dar información acerca de las tasas de movimiento, de la magnitud de los eventos o de los periodos de recurrencia (Keller, 1986).

En este trabajo, el análisis geomorfológico se orienta a la caracterización del grado de actividad de la falla de Concud, comparándolo con los resultados aportados por el estudio estructural. Asimismo, trataremos de buscar las posibles variaciones de actividad a lo largo de la misma, así como comparar la actividad entre las dos trazas en las que se desdobra la falla en su tramo central. Como se ha indicado anteriormente, las tasas de los procesos geomorfológicos son muy dependientes del clima. La zona de estudio presenta un clima semiárido, y son los procesos fluviales los principales responsables de la degradación de las formas generadas por procesos tectónicos. Por consiguiente, nuestra atención se centrará en aspectos de geomorfología fluvial y de laderas.

11.1 Características y elementos morfológicos de los frentes montañosos generados por fallas

Las formas más características desarrolladas en zonas activas de climas semiáridos son los frentes montañosos generados por fallas (*fault-generated mountain fronts*). Estas formas debidas a la actividad tectónica perduran durante largos periodos de tiempo, y registran la historia erosiva y deposicional ligada a la falla que limita el frente. Es por ello que el análisis geomorfológico de los frentes montañosos, de su red de drenaje y de los sistemas de abanicos aluviales generados a partir de ellos puede ofrecer valiosa información acerca de la historia tectónica de la falla (Silva *et al.*, 2003).

a) Cuencas de drenaje y facetas triangulares

La morfología de los frentes montañosos y su patrón de evolución dependen mucho de la anchura de la cadena montañosa, que determina la longitud y la forma de las cuencas de drenaje: cuanto más ancha sea la cadena, las cuencas serán más grandes y mayor será el espaciado entre los puntos de desagüe de las mismas. Por lo general, en un bloque levantado limitado por una falla, las **cuencas de drenaje** suelen estar regularmente espaciadas, y tienen tamaños y formas similares. Son característicos los contornos en forma de “copa de vino” (*wine shaped*) debido a que en su cabecera son anchas y se estrechan al cruzar el frente activo. Cuanto más circulares son las cuencas, menor capacidad tienen para rellenar el espacio entre ellas, y el espacio entre sus puntos de desagüe será mayor. En cambio, las cuencas alargadas se encuentran menos espaciadas (Mayer, 1986; Fig. 11.2). El espaciado de las cuencas puede ser medido como la relación entre la longitud media de las cuencas (distancia media entre la divisoria de drenaje principal y el frente montañoso) y el espaciado medio de sus desembocaduras a lo largo del frente montañoso (Wallace, 1978).

En los frentes montañosos generados por fallas, la disección de la red de drenaje transversal al frente montañoso y la degradación del escarpe por procesos de vertiente pueden dar lugar a la creación de **facetas triangulares** (Fig. 11.2). Éstas pueden presentar una orientación y posición próximas a las del propio plano de falla erosionado, indicando que el frente montañoso no ha retrocedido

apreciablemente respecto a la falla que lo originó (Mayer, 1986); sin embargo, lo habitual es que muestren algún grado de retroceso y pérdida de pendiente. La pendiente y el perfil del escarpe y de las facetas son fuertemente dependientes de la tasa de levantamiento del frente y de la naturaleza de los materiales cortados por la falla. Los escarpes rocosos son degradados hasta formar facetas triangulares que pueden mantener pendientes elevadas durante largos intervalos de tiempo. Los escarpes generados en materiales aluviales se degradan rápidamente hasta alcanzar pendientes de unos 30°, que después se desgastan gradualmente adquiriendo pendientes menores. Una vez que las facetas alcanzan su ángulo de reposo, su altura vendrá determinada por la altura del escarpe degradado, mientras que su anchura dependerá de la forma y espaciado de las cuencas de drenaje. De este modo, se desarrollarán facetas más anchas en el caso de cuencas circulares, y más estrechas en el caso de cuencas alargadas (Fig. 11.2; Wallace, 1978; Mayer, 1986).



Fig. 11.2. Relación entre la forma de la cuenca de drenaje y la morfología del frente montañoso. Según Mayer (1986).

Los escarpes generados a consecuencia del movimiento de una falla están caracterizados por una cara libre de pendiente normalmente mayor de 40° y, por debajo de ella, una vertiente de derrubios cuya pendiente depende en gran parte del ángulo de reposo de los materiales que la conforman (Mayer, 1986). La pendiente general de los escarpes de falla puede variar rápidamente por procesos gravitacionales. Así, conforme va degradándose el escarpe por erosión y sedimentación, las facetas van desapareciendo, la pendiente media se suaviza y los ápices de los abanicos aluviales se adentran en el escarpe (Fig. 11.3).

La morfología resultante del frente montañoso es distinta si la falla que lo ha generado se mueve de forma rápida o lenta (Burbank y Anderson, 2001). Así, fallas con tasas de movimiento altas están caracterizadas por un frente montañoso linear, facetas triangulares bien desarrolladas, abanicos aluviales pequeños y depocentro o sistema fluvial axial próximo. En cambio, deformaciones más lentas dan lugar a abanicos aluviales grandes de bajo gradiente, facetas pequeñas, cabeceras de abanicos encajadas, y depocentro o sistema fluvial axial más alejado.

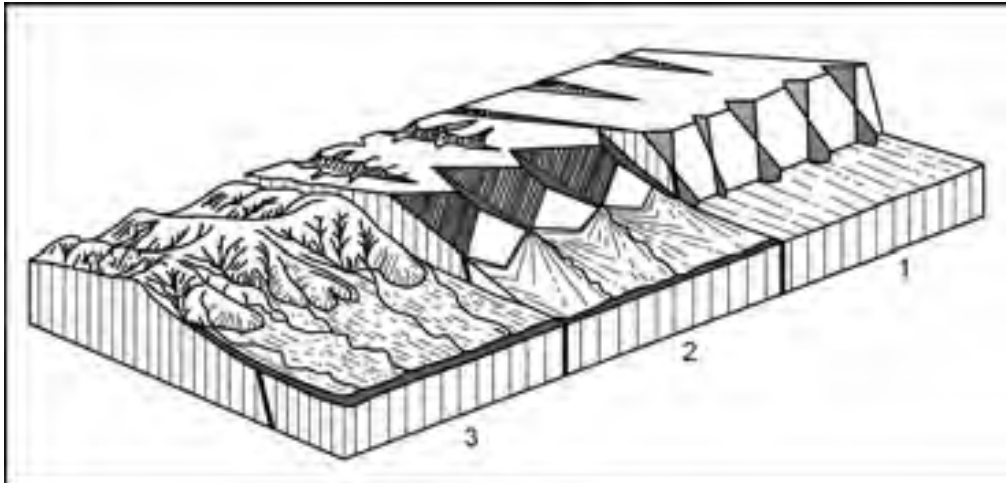


Fig. 11.3. Degradación de un escarpe de falla como consecuencia de la disección fluvial y los procesos de vertiente. Tomada de Hills (1972).

b) Abanicos aluviales

Los abanicos aluviales son el último elemento de un sistema de erosión-sedimentación en el cual los sedimentos erosionados en un área fuente son transportados por el agua hasta cruzar el frente montañoso y desembocar en la zona baja. En ese momento disminuye la capacidad de arrastre de sedimentos por el agua, y estos se depositan formando conos o abanicos aluviales (Bull, 1997).

La morfología de los abanicos aluviales puede ser utilizada como un indicador de tectónica activa, ya que refleja las variaciones cualitativas y cuantitativas de los procesos tectónicos. Así, basándonos en el análisis de Bull (1997) y Keller y Rockwell (1984), y adaptándolo al contexto climático mediterráneo, podemos distinguir tres supuestos (Fig. 11.4): (i) cuando la tasa de levantamiento del frente montañoso (VL) es mayor que la suma de la velocidad de incisión regional de la red de drenaje (VI) y la tasa de depósito en el abanico (VD), habrá sedimentación activa del abanico concentrada al pie del escarpe de falla; (ii) si la tasa de levantamiento es menor que la suma $VI + VD$, siendo la velocidad de incisión menor que la de depósito, el ápice del abanico se adentra en el frente montañoso, conforme el curso fluvial va ajustando su pendiente hacia el perfil de equilibrio; (iii) si la tasa de levantamiento es menor que la suma $VI + VD$, pero la incisión regional domina, el canal que alimenta el abanico se incidirá en el mismo y, si existe depósito, éste se producirá lejos del frente montañoso.

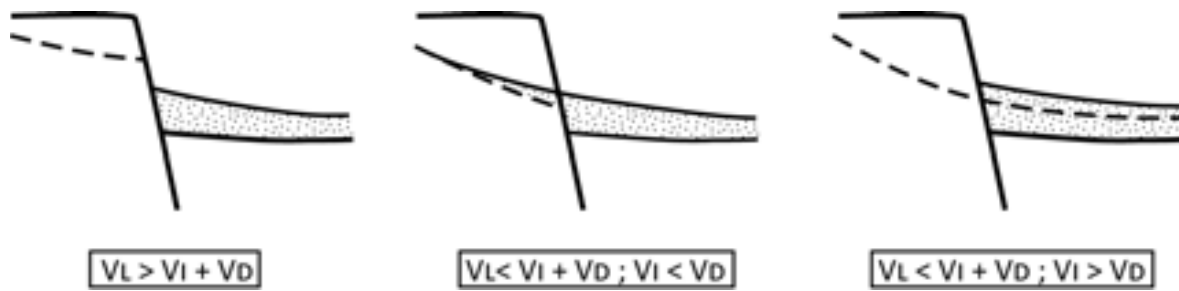


Fig. 11.4. Tres modelos de relación entre abanicos aluviales y escarpes tectónicos, en función de la relación entre las tasas de levantamiento del frente montañoso (V_L), de incisión regional de la red de drenaje (V_I) y de depósito del abanico (V_D).

c) Red de drenaje

Una red de drenaje normal es una red jerarquizada dendrítica con los afluentes más cortos y de mayor pendiente que el cauce principal. En una región con tectónica activa de componente vertical, en la que la velocidad de deformación sea mayor que la de erosión, pueden producirse anomalías como la desviación o la captura de cursos fluviales, la presencia de valles decapitados o lagos de embalsamiento (Ollier, 1981).

Además de estos grandes cambios que pueden producirse en el trazado de la red, la tectónica provoca anomalías que afectan a los perfiles (tanto longitudinal como transversal) de los cursos que atraviesan los frentes montañosos generados por fallas. Estas anomalías se analizan aplicando determinados índices geomórficos, como se explica a continuación.

11.2. Índices geomórficos

Parte del análisis morfotectónico llevado a cabo para estimar el grado de actividad de la falla de Concud está basado en el cálculo de tres índices geomórficos clásicos. Los índices geomórficos son una herramienta útil para los estudios de tectónica activa, ya que pueden dar información precisa y objetiva acerca de los procesos tectónicos recientes que se han dado en una zona. Los índices más frecuentemente utilizados (y que han sido aplicados en nuestro caso) están basados en las anomalías tectónicas que presenta la red fluvial (índice de gradiente fluvial, SL; índice de anchura de fondo de valle, V_f) y en la degradación del frente montañoso (índice de sinuosidad del frente montañoso, S_{mf}). Los dos primeros son especialmente sensibles a la actividad tectónica reciente en el caso de los barrancos de corto recorrido, cuya capacidad para recuperar el equilibrio en sus perfiles longitudinales y transversales después de movimientos verticales del terreno es menor que la de los cursos más largos. Las mediciones cuantitativas necesarias para su cálculo se realizan con relativa rapidez y sencillez sobre mapas topográficos, fotografías aéreas o modelos digitales del terreno. La utilidad de estos índices ha sido comprobada en diversas áreas tectónicamente activas como el SW de Estados Unidos (Bull y McFadden, 1977; Rockwell *et al.*, 1984; Keller, 1986), la costa pacífica de Costa Rica (Wells *et al.*, 1988) y la costa mediterránea de España (Silva, 1994; Silva *et al.*, 1992, 2003; Masana, 1994; Perea, 2006).

a) Índice de gradiente fluvial (SL)

Fue propuesto por Hack (1973) para detectar las anomalías tectónicas en el perfil longitudinal de los cursos fluviales. Se define, para un determinado tramo de una corriente fluvial, mediante la relación:

$$SL = \left(\frac{\Delta H}{\Delta L} \right) L \quad (III.1)$$

donde $\Delta H/\Delta L$ es el gradiente local del tramo del curso fluvial estudiado (siendo ΔH el desnivel vertical existente en el tramo y ΔL la longitud horizontal del tramo), y L la longitud total horizontal del curso fluvial desde su cabecera hasta el centro del tramo estudiado (Fig. 11.5).

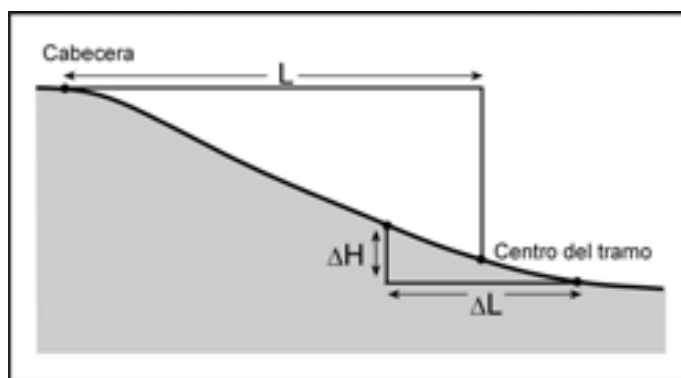


Fig. 11.5. Parámetros del perfil longitudinal de un curso fluvial que se utilizan para calcular el índice SL. Según Hack (1973).

Cuando un curso fluvial ha llegado a su perfil de equilibrio, el índice tiende a ser constante, ya que el aumento de caudal aguas abajo es compensado por la disminución de pendiente, manteniéndose así una capacidad de transporte constante y un régimen de erosión-transporte-sedimentación estacionario. Si encontramos diferencias importantes en el índice a lo largo de un curso fluvial, es probable que indique que el curso aún no ha alcanzado su perfil de equilibrio debido a movimientos tectónicos verticales recientes.

Este índice es muy sensible a los cambios de pendiente, por lo que es una herramienta útil para evaluar deformaciones tectónicas con una componente de deformación vertical significativa. Sin embargo, también es sensible a la litología (resistencia a la erosión de los materiales a lo largo del perfil longitudinal, que redundará en un aumento de la pendiente del *talweg*) y a los cambios hidroclimático-climáticos. Valores anómalamente elevados del índice SL se relacionan tanto con litologías especialmente resistentes como con falta de ajuste del perfil del canal por actividad tectónica reciente o por cambios climáticos (Keller y Rockwell, 1984). Si pueden ser descartados los factores litológico y climático (especialmente en tramos de valles con litologías de resistencia uniforme a lo largo del perfil y condiciones climáticas constantes), valores anómalamente elevados del índice SL indicarán con mucha probabilidad un levantamiento tectónico reciente (Keller, 1986; Yeats *et al.*, 1997).

En nuestro caso se han seleccionado diecisiete barrancos transversales al frente montañoso suficientemente largos como para proporcionar resultados representativos del índice SL. Las medidas han sido tomadas a intervalos de altitud regulares (cada 5 m) en el fondo de los valles.

b) Índice de relación anchura/altura del valle (V_f)

Fue propuesto por Bull y McFadden (1977), y está definido para una sección dada del valle como:

$$V_f = \frac{2V_{fw}}{(E_{ld} - E_{sc}) + (E_{rd} - E_{sc})} \quad (\text{III.II})$$

siendo V_{fw} la anchura del fondo de valle, E_{ld} y E_{rd} las elevaciones de las divisorias izquierda y derecha respectivamente, y E_{sc} la elevación del fondo del valle, medidos todos ellos a lo largo de un perfil perpendicular a la corriente (Fig. 11.6).

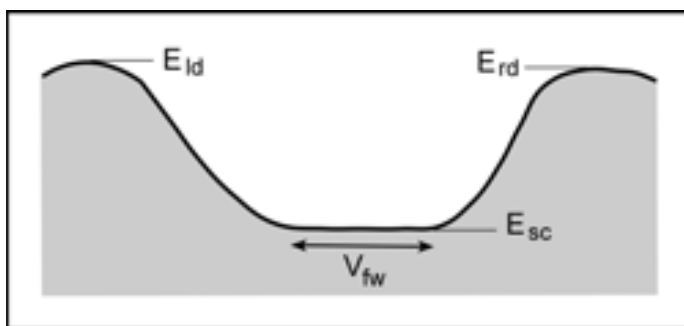


Fig. 11.6. Parámetros del perfil transversal que se utilizan para calcular el índice V_f .

La anchura del fondo del valle cerca del frente montañoso es un indicador de la efectividad del encajamiento del curso fluvial. Los barrancos se encajan como consecuencia del descenso relativo de su nivel de base, lo cual puede estar causado por movimientos tectónicos verticales. Conforme la pendiente del barranco se va ajustando al nuevo nivel de base más bajo, el encajamiento comienza a perder importancia en beneficio de la erosión lateral, produciéndose el ensanchamiento del cauce (Mayer, 1986).

La comparación de los valores del índice V_f medidos en valles emergentes de diferentes frentes montañosos, o de diferentes partes del mismo frente montañoso, proporciona indicios de qué cursos están encajándose activamente como respuesta a una tectónica activa y cuáles están erosionando lateralmente debido a una relativa estabilidad del frente montañoso. Los primeros presentarán secciones en V y valores bajos de V_f mientras que los segundos serán barrancos anchos en forma de U con valores elevados de V_f (Keller, 1986). Para poder ponderar de forma adecuada este índice, las medidas deben normalizarse, tomándose a una distancia pequeña y fija aguas arriba del escarpe. Bull y McFadden (1977) probaron este índice en frentes montañosos en la falla de Garlock (California), encontrando índices comprendidos entre 0,05 y 4,7. Los valores más bajos se obtuvieron en los valles que atraviesan segmentos de la falla tectónicamente activos.

Para nuestro estudio, la relación V_f se ha calculado en los mismos barrancos transversales al frente montañoso que en el caso del índice SL. Las medidas han sido tomadas en dos perfiles transversales a dichos barrancos, a distancias de 250 y 500 m aguas arriba de la traza de la falla, respectivamente. La razón para ello estriba en que las clasificaciones aplicadas en nuestro estudio (McCalpin, 1996; Silva *et al.*, 2003) tienen en cuenta los valores del índice V_f a dichas distancias. Dado que el modelo digital del terreno (MDT) utilizado para los cálculos morfométricos tiene una anchura de píxel de 5 m, se ha tomado ese valor como un mínimo para cada anchura de valle (V_{fw}). Esto evita la subestimación de esta anchura, lo que podría dar lugar a una exageración artificial de la relación V_f .

c) Índice de sinuosidad del frente montañoso (S_{mf})

Fue propuesto por Bull y McFadden (1977) y queda definido como:

$$S_{mf} = \frac{L_{mf}}{L_m} \quad (\text{III.III})$$

donde L_{mf} es la longitud total del frente montañoso, o de un segmento dado, en su contacto con la base del piedemonte o el abanico aluvial, y L_m la *longitud global* de dicho frente o segmento, usualmente medida en línea recta (Fig. 11.7).

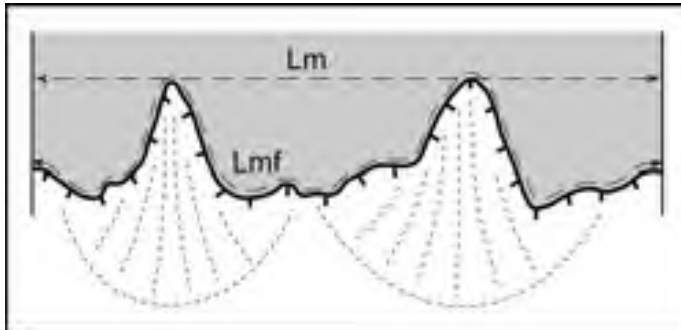


Fig. 11.7. Parámetros del frente montañoso que se utilizan para calcular el índice S_{mf} .

El levantamiento de un bloque a lo largo de una falla produce inicialmente un frente montañoso relativamente recto. Conforme el frente montañoso es erosionado y disecado por la escorrentía y las corrientes de drenaje principales, éste se retrae y se hace más sinuoso. El índice S_{fm} refleja un balance entre la tendencia de los arroyos a incidirse en el bloque levantado, produciendo un frente montañoso irregular, y la tectónica activa con componente vertical, que tiende a generar frentes montañosos rectilíneos. Así, los frentes montañosos asociados a levantamiento tectónico activo son relativamente rectos (índice de sinuosidad cercano a 1). Cuando la tasa de levantamiento se reduce o cesa, los procesos de erosión comienzan a predominar, produciéndose entrantes o *embayments* que hacen el frente montañoso cada vez más sinuoso (valores de S_{fm} cercanos o superiores a 2; Burbank y Anderson, 2001; Keller, 1986; Yeats *et al.*, 1997). Bull y McFadden (1977) utilizaron originalmente este índice para evaluar la actividad de la falla de Garlock (California), obteniendo índices

bajos (próximos a 1) en la parte norte de la falla (tectónicamente activa) e índices elevados en la parte sur (relativamente estable).

Hay factores hidrográficos que influyen en la sinuosidad del frente montañoso, y que deben ser tenidos en cuenta antes de evaluar el significado tectónico de los valores obtenidos. Uno de ellos es el espaciado de la red de drenaje. Cuanto más pequeño sea el espaciado, mayor será la sinuosidad del frente. El índice S_{mf} también se ve afectado por la anchura de la cadena montañoso. Generalmente, las cadenas estrechas no desarrollan la sinuosidad tan rápido como las cadenas anchas, ya que el menor tamaño de las cuencas hidrográficas hace que la potencialidad erosiva de los cursos fluviales sea menor (Mayer, 1986).

El cálculo de este índice presenta un problema práctico: la longitud de una línea sinuosa es un parámetro fractal, y por tanto depende de la escala a la que se mida. Los autores del índice indican que pueden existir variaciones en las mediciones del índice del 20-30% dependiendo de la escala de trabajo. Silva *et al.* (2003) proponen una escala de trabajo 1:50.000. En nuestro estudio, dada la moderada longitud de la falla, se ha utilizado una escala de trabajo 1:12.500, siendo conscientes de que este mayor detalle puede llevar a sobredimensionar la longitud aparente del frente sinuoso. Ello conlleva que el valor obtenido para el índice S_{mf} sea más “conservador”. Las mediciones de los parámetros que definen el índice se han realizado con un curvómetro digital sobre ortofotos a la escala indicada, y cada uno de los valores adoptados es un promedio de 5 medidas.

Otro elemento de incertidumbre en el cálculo del índice S_{mf} proviene del concepto de *longitud global* del frente (L_m) montañoso enunciado por Bull y McFadden (1977) como denominador de la fracción. Este parámetro ha sido considerado bien como la longitud de la línea recta que une sus extremos (Keller y Rockwell, 1984; Keller, 1986; Silva *et al.*, 2003), bien como la longitud de la envolvente suavemente curvada que lo representa *grosso modo* (Yeats *et al.*, 1997; también implícito en los mapas de Bull y McFadden, 1977). La primera opción no parece la más adecuada en el caso de escarpes de falla con fuertes cambios de dirección. El sesgo que producen tales cambios, al igual que el que pueden ocasionar contrastes en la litología o en el patrón de drenaje, pueden prevenirse dividiendo la longitud total del frente montañoso en segmentos de acuerdo con dichas heterogeneidades (Wells *et al.*, 1988; Burbank y Anderson, 2001). En nuestro caso hemos adoptado este criterio, calculando y comparando los valores de S_{mf} tanto para el total del frente como para dos segmentos litológicamente diferenciados en los que se sospecha un grado distinto de erosionabilidad de los materiales.

11.3 Evaluación de la actividad de las fallas mediante el análisis morfotectónico

Como ya ha sido puesto de manifiesto, el nivel de la actividad en fallas recientes puede ser estimado observando y analizando su expresión morfológica. Así, podemos identificar estructuras activas y hacer una aproximación cuantitativa de su velocidad de desplazamiento (Keller, 1986; Burbank y Anderson, 2001).

Distintos autores han utilizado los índices geomórficos V_f y S_{mf} para clasificar la actividad de las fallas. Además de estos índices, las clasificaciones utilizan otros rasgos cualitativos del frente montañoso:

- Forma de los perfiles transversales de los barrancos: perfiles con forma de U indican menor actividad que perfiles con forma de V.
- Formas del piedemonte: desarrollo de abanicos aluviales y su tamaño; conexión de los canales de abanico con los sistemas fluviales axiales; incisión de los canales.
- Desarrollo y conservación de formas tectónicas del relieve, como facetas triangulares.

Introduciendo los valores de los índices geomórficos en las clasificaciones propuestas por McCalpin (1996; adaptada a partir de Bull y McFadden, 1977) y Silva *et al.* (2003) (Tablas 11.1 y 11.2), y teniendo en cuenta los demás criterios geomorfológicos, podemos evaluar el nivel de actividad de la falla. Además, dichas clasificaciones asignan rangos de tasas de movimiento característicos a cada clase, lo que permite una estimación de la tasa de movimiento que correspondería a la falla estudiada.

Clases de actividad relativa	Morfología del piedemonte	Morfología del bloque levantado	Simuosidad del frente montañoso	Índice de anchura de fondo de valle	Tasa de levantamiento inferida (m/ka)
1. Máxima	Abanicos aluviales sin incidir	Valle en forma de V en roca; forma de U en aluvial o roca blanda			1,0-5,0
2. Rápida	Abanicos aluviales incididos	Valle en forma de V	1,1-1,3	0,06-0,53 (media: 0,15)	0,5
3. Lenta	Abanicos aluviales incididos	Valle en forma de U	1,6-2,3	0,2-3,5 (media: 1,5)	0,05
4. Mínima	Abanicos aluviales incididos	Retroceso del frente montañoso	$\geq 2,5$	0,4-3,8 (media: 1,7-2,5)	0,005
5. Inactiva	Piedemonte disecado	Retroceso de la cabecera del piedemonte	2,6-4,0	0,9-39,4 (media: 7,4)	$\leq 0,005$

Tabla 11.1. Clasificación de la actividad tectónica relativa de los frentes montañosos generados por fallas normales. Según McCalpin (1996; adaptada de Bull y McFadden, 1977). Índice de anchura de fondo de valle calculado 0,5 km aguas arriba de la unión montaña-piedemonte. Tasas de levantamiento válidas sólo para climas semiáridos.

Clase tectónica	Índices geomórficos y rasgos geomorfológicos	Tasas de levantamiento asociadas
Clase 1: Tectónica activa	<ul style="list-style-type: none"> -Frentes montañosos lineales: $S_{mf} < 1,5$ -Valles en forma de V ($V_f < 0,6$) -Abanicos superpuestos por agradación distal. -Sistemas de abanicos con gran pendiente y pequeño tamaño en áreas de piedemonte. -Canales de abanico desconectados del colector fluvial principal. -Formas tectónicas bien desarrolladas y conservadas (p.ej. facetas triangulares). -Superficies de ruptura aisladas (< 2 km de longitud) con desplazamiento vertical asociado $< 1,4$ m. 	$\geq 0,08$ m/ka
Clase 2: Tectónica moderada	<ul style="list-style-type: none"> -Frentes montañosos irregulares: $1,8 < S_{mf} < 2,3$. -Valles en forma de U ($V_f: 0,3-0,8$). -Cuerpos de abanico superpuestos con agradación distal o encajamiento distal muy limitado, y encajamiento en cabecera. -Áreas sedimentarias de suave pendiente y relativamente extensas. Calcretas en zonas proximales. -Canales de abanicos parcialmente conectados con el colector fluvial principal; canales inter-abanicos totalmente conectados, generando la disección de los abanicos aluviales. -Formas tectónicas degradadas y/o enterradas. -Rupturas superficiales no observadas. 	0,07-0,03 m/ka
Clase 3: Inactividad	<ul style="list-style-type: none"> -Elevada sinuosidad del frente montañoso: $S_{mf} \geq 2,8$. -Fondos de valle anchos ($V_f \geq 0,8$); desarrollo de terrazas fluviales. -Cuerpos de abanicos completamente disecados, generalmente heredados, sujetos a retrabajamiento y a desarrollo extensivo de calcretas. -Canales de abanicos antiguos completamente conectados e integrados en la red fluvial regional. -Formas tectónicas aisladas muy degradadas y/o enterradas. -Rupturas superficiales no observadas. 	$< 0,03$ m/ka

Tabla 11.1. Principales características geomórficas de los frentes montañosos según su grado de actividad tectónica. Índice de anchura de fondo de valle medido a 250 m aguas arriba del escarpe. Modificada de Silva *et al.* (2003).

11.4. Modelo digital de elevaciones (MDE)

Para la evaluación de los rasgos morfotectónicos, y especialmente para la aplicación de los índices geomórficos, se ha utilizado el modelo digital de elevaciones (MDE) de la zona de estudio. Dicho modelo fue elaborado por Teresa Lamelas, del Departamento de Geografía de la Universidad de Zaragoza, a partir de archivos CAD (dgn) e imágenes georreferenciadas (tfw) del Servicio de Información Territorial de Aragón (SITAR). El MDE se ha elaborado importando y tratando la información de dichos archivos en ArcGis 9.2. (ESRI, 2005). Para ello es necesario revisar las curvas de nivel y las cotas para descartar valores anómalos. Posteriormente se realiza un campo de trabajo triangular (TIN; funcionalidad *Create Tin from feature* en la barra de herramientas *3D analyst*), a partir del cual se genera la superficie *raster* (herramienta de geoprocésamiento *Tin to Raster*). Esta tiene un tamaño de pixel de 5x5 m y en ella pueden realizarse ya las mediciones necesarias para obtener los índices. Gracias al MDE se ha podido analizar la geomorfología tectónica asociada a la falla de Concud de una forma precisa, global y homogénea.

12. DESCRIPCIÓN GEOMORFOLÓGICA

12.1. Marco geomorfológico regional: el problema de las superficies de erosión y las diversas hipótesis morfogenéticas

La fosa del Jiloca es una depresión tectónica asimétrica desarrollada fundamentalmente en el Plioceno superior-Cuaternario. La fosa se extiende aproximadamente entre Calamocha y Teruel, y queda enmarcada principalmente por Sierra Menera y Sierra de Albarracín, al W, y por las plataformas del Campo de Romanos, Sierra Palomera, Cerro Gordo y Altos de Celadas, al E. La asimetría de la fosa viene marcada por un margen oeste en suave graderío y un margen oriental conformado por las fallas en relevo de Calamocha, Sierra Palomera y Conclud.

El fondo de la fosa se encuentra relleno de materiales del Plioceno superior y Cuaternario, generalmente modelados en glacis. No obstante, al pie de las tres grandes fallas que conforman su borde oriental se reconoce con claridad la morfología de los abanicos aluviales que constituyen el grueso del piedemonte, alguno de los cuales sigue activo en la actualidad (Peña *et al.*, 1984; Rubio y Simón, 2007). La incisión de la red fluvial es muy pequeña, y sólo se observa al norte de Monreal del Campo y al sur de Caudé (con algunas terrazas fluviales escalonadas ligadas al Jiloca y al Guadalaviar, respectivamente). Todo el sector central se mantuvo como un área endorreica con ambientes palustres hasta su drenaje artificial en época histórica (entre la Edad Media y el siglo XVIII; Rubio, 2004).

El modelado de los relieves que enmarcan las depresiones del Jiloca y de Teruel muestra extensas superficies de erosión. Aparte de una llamada *Superficie Intramiocena*, que corona algunos relieves de las sierras y forma la discordancia basal del Neógeno en el interior de la cuenca de Teruel, la mayor parte del relieve está dominado por una extensa superficie regional. Las interpretaciones clásicas atribuyen ésta bien a un único nivel (*Superficie de Erosión Fundamental de la Cordillera Ibérica*) o a dos niveles separados por un encajamiento de orden decamétrico: S2 (*Superficie de Erosión Fundamental*), de edad fini-neógena y amplio desarrollo regional, y S3 (*Superficie de Borde de Cuencas*), restringida a los márgenes de la depresión (Simón, 1983, 1989; Peña *et al.*, 1984; Gracia *et al.*, 1988; Gracia, 1990; Gutiérrez y Gracia, 1997).

Sin embargo, existen otras interpretaciones acerca de dichas superficies, que a su vez dan lugar a modelos bien distintos sobre los mecanismos que originaron la depresión morfológica del Jiloca y sobre su edad. Así, Cortés y Casas (2000) y Casas y Cortés (2002) asignan un origen compresivo al relieve norte de la Sierra de Albarracín y a su unión con las fosas del Jiloca y del Alfambra. Según estos autores, existirían siete niveles escalonados de aplanamiento erosivo, prácticamente sin deformar, sin que hubiesen sido desplazados posteriormente por estructuras extensionales. Cortés y Casas (2000) y Casas y Cortés (2002) no consideran que las depresiones del Jiloca y del Alfambra tengan origen extensional, sino que serían sólo cubetas residuales localizadas en áreas sinclinales y heredadas de las cuencas paleógenas. Su topografía no sería consecuencia de la subsidencia tectónica, sino del rebaje erosivo producido por los sucesivos episodios de encajamiento subsecuentes al levantamiento orogénico.

Algunos de los niveles de erosión que se extienden en el margen oeste de la depresión del Jiloca, y que Casas y Cortés (2002) consideran pedillanuras del Oligoceno superior-Mioceno inferior, son, a su vez, interpretados por Gracia *et al.* (2003) como superficies de aplanamiento kárstico del Plioceno superior-Pleistoceno. Gracia *et al.* (2003) asignan a la depresión un origen mixto: kárstico y tectónico, y consideran que el escaso espesor de sedimentos del relleno de la fosa del Jiloca está indicando que la subsidencia tectónica ha sido pequeña. Así, sostienen que la depresión del Jiloca es un polje, controlado estructuralmente en su inicio, pero rebajado luego esencialmente (unos 300 m) por procesos de disolución.

Por su parte, Rubio y Simón (2007), Rubio *et al.* (2007) y Simón *et al.* (2010) discuten en profundidad estas hipótesis alternativas y las contrastan con las evidencias geológicas, geomorfológicas e hidrológicas a favor del modelo clásico de cuenca extensional. En particular, a partir de la abundante información de sondeos disponible, consideran que la geometría, espesor, distribución de facies y edad de los sedimentos que rellenan la cuenca son consistentes con el desarrollo tectónico de la fosa dentro del marco de evolución extensional neógeno-cuaternaria del este de la Península Ibérica. Por el contrario, según estos autores, dichas características son difícilmente compatibles con las hipótesis de rebaje erosivo como mecanismo principal para explicar la depresión topográfica del Jiloca. Admiten que pudo haber una contribución parcial del aplanamiento por disolución en el margen oeste en un estadio temprano, pero el desnivel de relieve (particularmente el de su margen oriental con respecto a Sierra Palomera) esencialmente refleja un escalón tectónico de origen extensional.

Dependiendo la hipótesis considerada sobre la edad y altitud original de esas superficies de erosión, las concepciones sobre el origen del relieve actual de la Cordillera Ibérica centro-oriental varían (Simón, 2007). La concepción 'clásica' considera implícitamente que la *Superficie de Erosión Fundamental* se formó a una altitud moderada y conectada probablemente con el Mediterráneo como nivel de base. En consecuencia, la altitud y la morfoestructura actuales de los grandes macizos 'domáticos' de Gúdar y Javalabre se habría adquirido por elevación reciente en el contexto de la tectónica extensional neógeno-cuaternaria (Simón, 1982, 1989; Peña *et al.*, 1984). Según otras interpretaciones, la topografía del macizo de Gúdar sería más antigua. Pailhé (1984) identifica los aplanamientos del macizo de Gúdar por encima de 1700 m como formas residuales anteriores a la *Superficie de Erosión Fundamental*, lo que obligaría a rebajar las estimaciones del levantamiento plio-cuaternario. Guimerà y González (1998) atribuyen la superficie culminante en el norte del macizo (Muela Monchén, 1750 m) al Oligoceno superior, y consideran que fue levantada por efecto de un cabalgamiento de zócalo. Según González y Guimerà (1998), en ese momento la Cordillera Ibérica centro-oriental (Albarracín-Gúdar-Javalambre) habría constituido un macizo único a 2000 m de altitud, que sería "la expresión topográfica del engrosamiento cortical producido por la compresión alpina"; las estructuras extensionales tardías tendrían, todas ellas, el carácter de "estructuras negativas" (depresiones) hundidas a partir de la superficie culminante de ese macizo. Esta hipótesis no se opone completamente al modelo clásico de deformaciones extensionales fini-neógenas posteriores a la *Superficie de Erosión Fundamental*, ya que ambas atribuyen a dichas deformaciones una parte importante de los desniveles topográficos actuales (hasta cerca de un millar de metros entre el centro de Gúdar o Javalambre y el fondo de las depresiones de Teruel y Sarrión) (Simón, 2007).

12.2 Rasgos geomorfológicos del área de Teruel –Concud

La depresión del Jiloca termina en los alrededores de Teruel, donde confluye con la del Alfambra-Turia y es drenada por el río Guadalaviar y el arroyo de Concud (Fig. 12.1). La superficie general de su fondo corresponde a un extenso glacis villafranquiense procedente de la Sierra de Albarracín (glacis de Gea), sobre el cual llegan a superponerse, en la zona de Concud, los depósitos de la Terraza Superior pleistocena del sistema Alfambra-Guadalaviar (Simón, 1983). A diferencia del resto de la depresión, esa superficie de fondo se encuentra incidida por el encajamiento de la red fluvial, formándose los niveles de terraza que ya hemos descrito en el capítulo 3 (Peña, 1981; Godoy *et al.*, 1983; Hernández *et al.*, 1983; Sánchez Fabre, 1989; Moissenet, 1993):

- Terraza Superior, a 80-90 m de altura sobre los cauces fluviales. Sus depósitos aparecen superpuestos a los del glacis villafranquiense de Gea al oeste de Teruel, y ambas superficies enrasan al sur de Concud. Sin embargo, al este de Teruel se encuentra encajada en el glacis villafranquiense de Valdecebro (Godoy *et al.*, 1983; Sánchez Fabre, 1989). Su edad exacta no es conocida.

- Terraza Media, a 45-60 m, de la que localmente se desdobra un nivel algo más bajo, a 40-45 m (Moissenet, 1993). Su edad es Pleistoceno medio.

- Terraza Inferior, a 20-30 m, que en las proximidades de Teruel se desdobra asimismo en otro nivel a 15-20 m (Moissenet, 1993). Su edad es Pleistoceno superior.

- Terraza Subactual, a 3-5 m, que en el Alfambra ha sido datada por nosotros en $3,4 \pm 0,7$ ka (ver Anexo I).

El último elemento morfológico relevante del fondo de la depresión del Jiloca, en este extremo meridional, es el conjunto de abanicos aluviales modelados en glacis que forman el piedemonte de la falla de Concud, y que serán descritos con más detalle en el apartado siguiente. Su superficie tiende a enlazar con la Terraza fluvial Inferior.

El escalón morfológico generado por la falla de Concud separa el fondo de la depresión, con todo el conjunto de formas descrito, de la plataforma estructural que constituye los Altos de Celadas. Ésta se encuentra modelada en los materiales neógenos pertenecientes al dominio de la cuenca de Teruel, que quedaron elevados relativamente al iniciarse el movimiento reciente de la falla. La culminación de la plataforma estructural, a unos 1200 m de altitud, coincide con el nivel de colmatación de dicho sector de la cuenca en el Plioceno medio (recordemos que en bloque hundido de la falla la sedimentación se mantendrá sin interrupción hasta el Cuaternario). La plataforma de Celadas constituye un relieve compacto en el entorno de dicha localidad, para ir disecándose progresivamente hacia el este conforme progresa el encajamiento de los afluentes del Alfambra; en las cercanías de éste llegan a quedar aisladas pequeñas muelas, como El Muletón.

Al norte de Caudé, el relieve que limita la depresión del Jiloca está labrado en materiales mesozoicos, esencialmente en areniscas del Triásico inferior y calizas y dolomías jurásicas. Éstos forman parte del flanco vertical o invertido del anticlinal de Cella-Concud, y debieron de constituir en el Neógeno un paleorrelieve aislado o un promontorio en el margen de la cuenca lacustre de Teruel. Su zona culminante (Cerro Gordo, 1222 m) conserva un amplio retazo de la *Superficie de Erosión*

Fundamental, que al norte enrasa sin solución de continuidad con el nivel de colmatación del Rusciense (techo del Páramo 2). Este tipo de relación, observada también en otros márgenes de las cuencas neógenas de la región, ha constituido una de las evidencias fundamentales para atribuir a la *Superficie de Erosión Fundamental* una edad final de elaboración del Plioceno medio (Simón, 1982; Peña *et al.*, 1984).

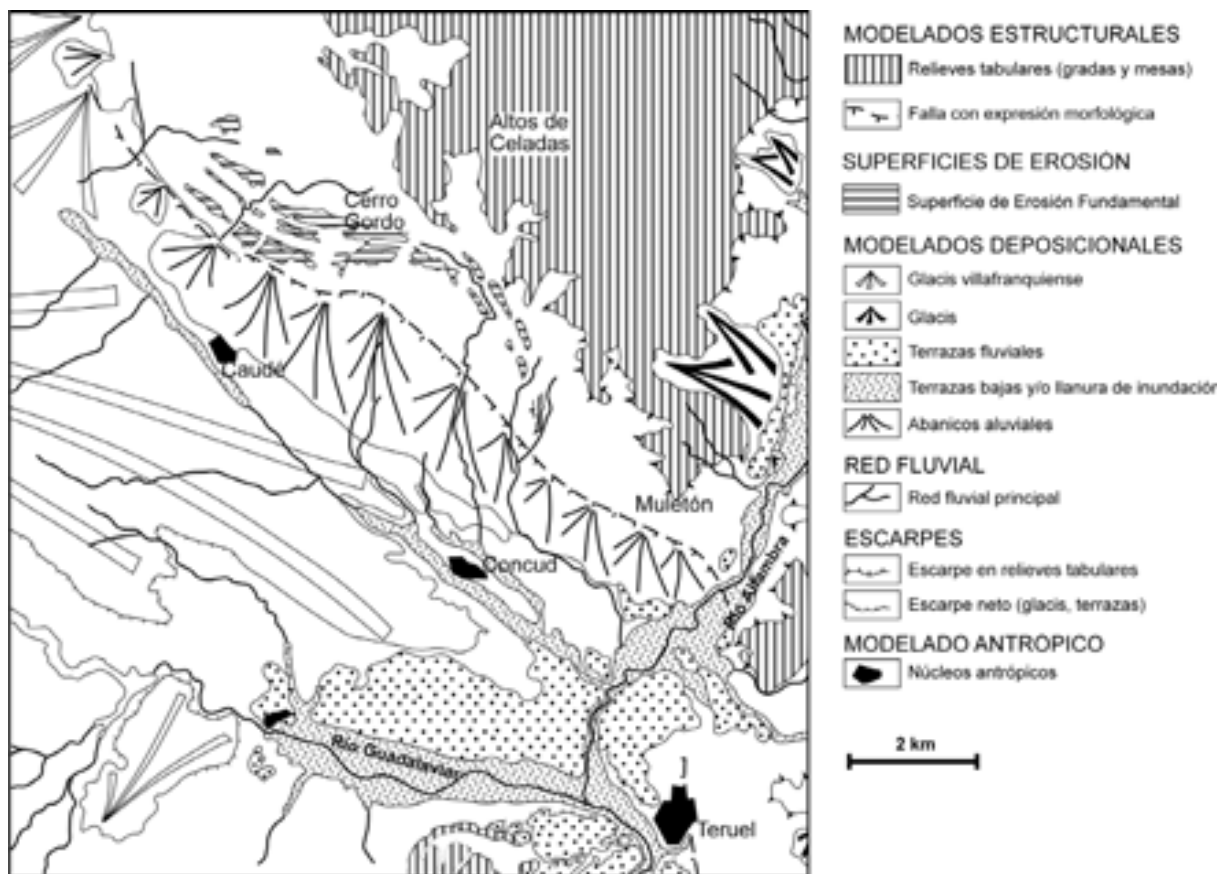


Fig. 12.1. Mapa geomorfológico de la falla de Concup y sus alrededores. Tomada de Hernández *et al.* (1983) y Godoy *et al.* (1983) y modificada a partir de Peña (1983) y Sánchez Fabre (1989).

13.3 La expresión morfológica de la falla de Concup

El frente montañoso que separa el Cerro Gordo y los Altos de Celadas (altitudes entre 1100 y 1200 m) de los llanos de Caudé y Concup (entre 950 y 1000 m) constituye la principal expresión de la falla de Concup en el paisaje. Se trata de un escalón de relieve moderado, de entre 60 y 120 m de altura y 12,3 km de longitud (el segmento más suroriental de la falla, a partir de su intersección con la llanura de inundación del Alfambra, no muestra escarpe), conformado por materiales mesozoicos y miocenos.

El frente montañoso es disecado por barrancos transversales, en general de corto recorrido, entre algunos de los cuales quedan preservadas facetas triangulares. Estas facetas muestran un mayor grado de conservación en la zona central de la falla, especialmente en las calizas jurásicas, aunque en ningún caso son muy extensas (Fig. 12.2). Tienen diferencias de altura entre su base y su culminación de entre 60 y 100 m, y pendientes bastante estables en torno a 22,5°-23°, lo que supone

una disminución significativa respecto a la inclinación original del escarpe de falla. Un perfil topográfico de detalle realizado a lo largo de una de estas facetas (Fig. 12.2b) muestra una forma convexo-cónica con una pendiente máxima de 25° a media ladera. Este perfil parece corresponder a una ladera esencialmente modelada por arroyada, que ha evolucionado a una forma relativamente estable de acuerdo con un mecanismo dominante de pérdida de inclinación (Wallace, 1977; Petersen, 1985; Mayer, 1986). Dicho mecanismo se ha visto favorecido probablemente por el hecho de que la divisoria de drenaje está relativamente lejos de la cabecera del escarpe (Mayer, 1986). El retroceso del escarpe ha contribuido en general de forma mínima al resultado morfológico final. Solamente es significativo en el sector NW, donde las areniscas relativamente blandas del Triásico superior afloran en el bloque levantado. En ese caso, la distancia horizontal máxima medida entre la traza de la falla y el pie del escarpe es de unos 20 m.

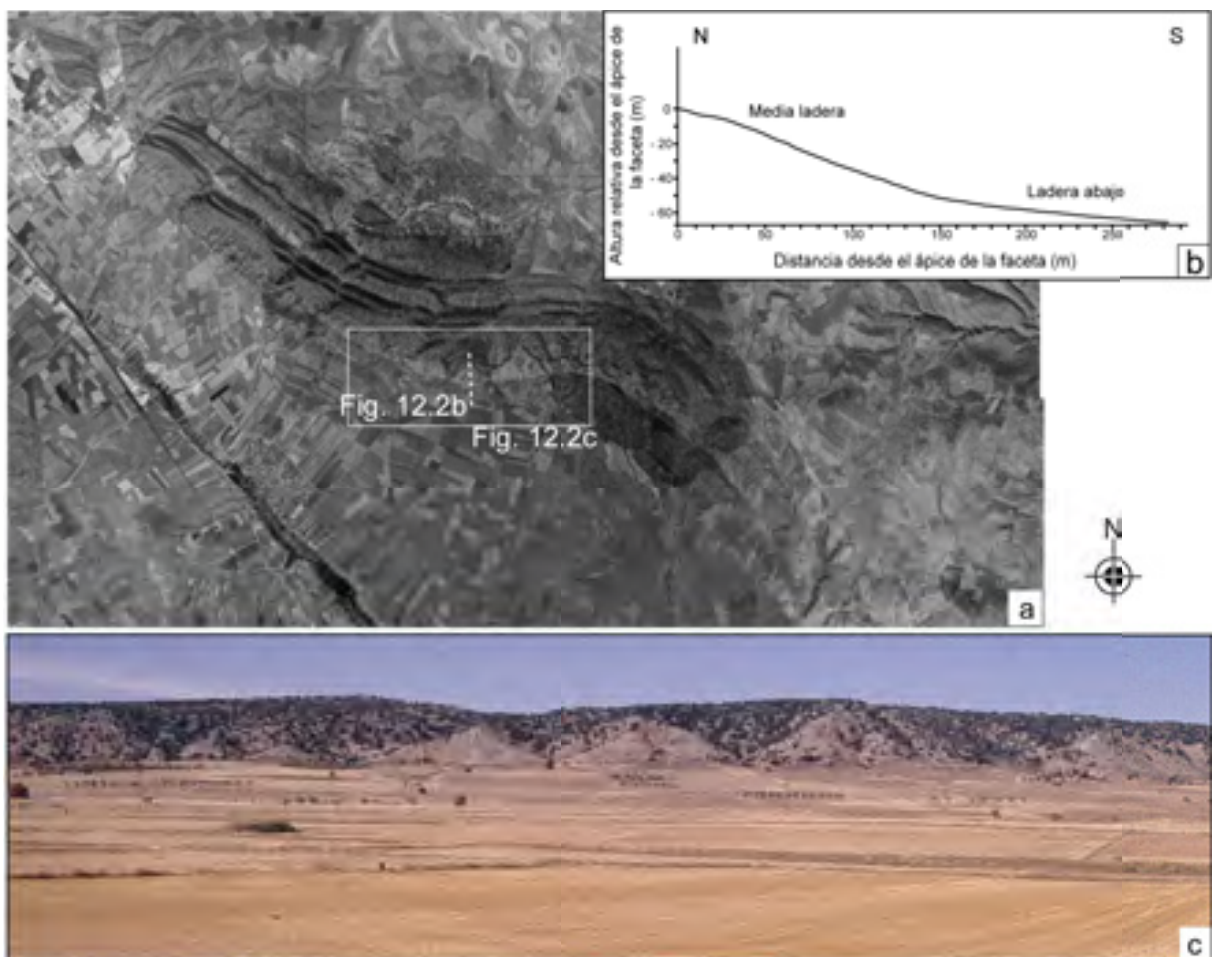


Fig. 12.2 (a) Ortofoto del frente montañoso de la falla de Concud y el piedemonte asociado al mismo (tomadas del Servicio de Información Territorial de Aragón; SITAR, 2011). (b) Perfil topográfico de una de las facetas triangulares (ver localización en a). (c) Facetas triangulares conservadas en calizas mesozoicas.

El aspecto de las facetas triangulares cambia a un lado y a otro de la pequeña falla transversal que corta la falla de Concud a la altura del Barranco de la Hoz (descrita en el capítulo 8 a propósito de la posible segmentación estructural). Al W de esta estructura las facetas se encuentran mucho

mejor conservadas y son de mayor tamaño que las que aparecen al E (Fig. 12.3). Esto lleva a pensar que la mayoría o una gran parte del desplazamiento total ha podido ser transferido, a través de la falla transversal, a la traza sur, que ya aparece de forma bastante continua a partir de este punto.



Fig. 12.3. Vista en planta de las facetas triangulares del escarpe de falla. Puede observarse cómo su grado de conservación y su tamaño es menor al E de la pequeña falla transversal del Barranco de la Hoz.

A lo largo del frente montañoso, pueden distinguirse diversas categorías de barrancos transversales (Fig. 12.4):

I. Barrancos mayores, de escala plurikilométrica, cuyas cuencas de drenaje se adentran claramente en los afloramientos neógenos de los Altos de Celadas, exhibiendo un patrón dendrítico (cuencas numeradas como 7, 8, 9, 15 y 17 en la Fig. 12.4a). Estos barrancos se encuentran conectados con la red fluvial regional a través del colector axial principal, el arroyo de Conclud (con la excepción del barranco 17).

II. Barrancos medianos, de escala kilométrica, cuyas cuencas de drenaje se adentran parcialmente en el bloque levantado. La mayor parte de ellos drenan las rocas jurásicas plegadas en el sector occidental (números 12, 13, 14 y 16), mientras que otros muestran entradas limitadas en las plataformas neógenas en el sector oriental (números 6 y 6'). Generalmente, estos barrancos no se encuentran conectados con la red fluvial exterior, excepto en el caso del barranco 14, que es un tributario del barranco 15. El canal 12 (Bco. de la Hoz en la Fig. 12.4) representa un caso particular: se encuentra interrumpido en la cabecera del pedimento, en una zona de relevo de falla con patrón de drenaje confuso, mientras que un barranco distinto (a pesar de que tiene el mismo topónimo) arranca cerca de él y finalmente se une al colector exterior principal.

III. Barrancos cortos, de escala hectométrica, cuyas cabeceras se encuentran cerca de la parte alta del frente montañoso (números 1, 2, 3, 4, 5, 5', 10, 10', 11, 12', 12'' y 13'). Únicamente los ba-

rancos 10 y 11 continúan hasta la red fluvial exterior. Los demás desaparecen bruscamente cuando alcanzan el bloque hundido, o pasan a ser cursos superficiales que se desvanecen a una pequeña distancia dentro del glacis.

IV. Barrancos menores, de escala hectométrica, con cuencas confinadas dentro de las facetas triangulares o dentro del escarpe de falla (no numerados en la Fig. 12.4). Todos ellos desaparecen sistemáticamente al alcanzar la cabecera del glacis.

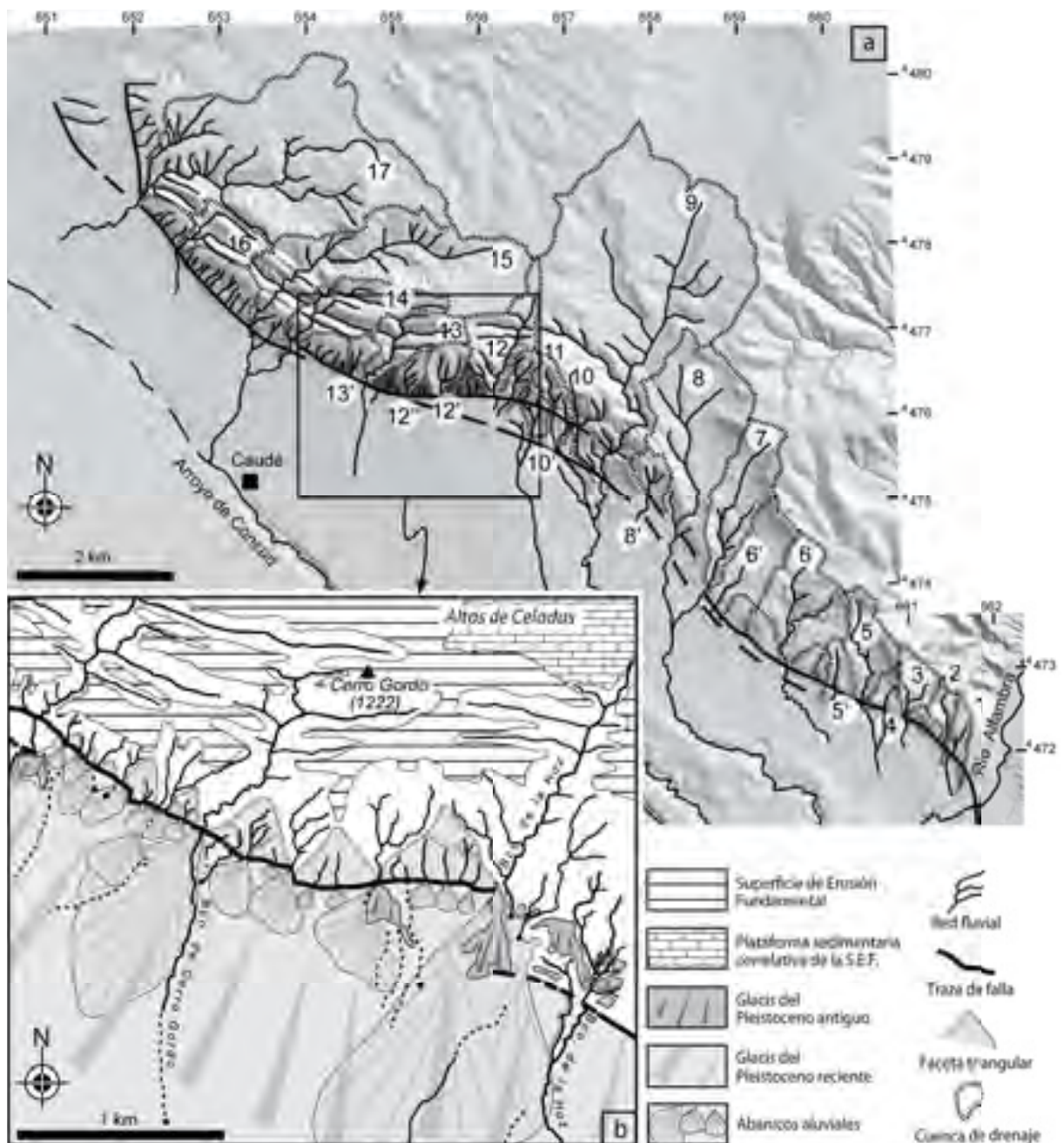


Fig. 12.4. (a) Modelo digital de elevaciones (MDE) del área estudiada, mostrando la red fluvial y las cuencas de drenaje. (b) Mapa geomorfológico de detalle de un sector del frente montañoso y su piedemonte.

Esta diversidad de cursos fluviales implica además una diversidad en el tamaño y la forma de las cuencas de drenaje, lo cual refleja distintas etapas de desarrollo de la red fluvial como respuesta tanto a la disposición estructural heredada como a la actividad de la falla. La mayoría de las cuencas desarrolladas en las unidades neógenas (sector oriental) son simétricas, en forma de copa de vino (*wine-glass*), una morfología característica de los patrones fluviales inducidos por fallas de componente vertical (Mayer, 1986). Entre ellas hay algunas de contorno más circular (3, 6, 8') y otras alargadas (2, 5, 7, 8, 9). Su tamaño (esencialmente, su longitud) disminuye sistemáticamente hacia el este, conforme se acercan al valle del río Alfambra, lo cual sugiere que el potencial erosivo del mismo en los materiales blandos neógenos ha inhibido el crecimiento en cabecera de las pequeñas cuencas de drenaje transversales al escarpe de falla. Entre las cuencas desarrolladas en rocas jurásicas del sector occidental, sólo presentan regularidad de tamaño y forma un número de cuencas circulares de barrancos pertenecientes a la categoría III (12', 12'', 13), que delimitan facetas triangulares. Las cuencas de las categorías I y II son de tamaño heterogéneo (dependiendo de que las cabeceras se adentren o no en las unidades neógenas de los Altos de Celadas) y fuertemente asimétricas (controladas por la dirección estructural heredada WNW-ESE).

El espaciado entre los colectores de drenaje muestra ciertas pautas, a pesar de las diferentes escalas y formas de las cuencas. En el sector oeste, con un sustrato litológica- y estructuralmente homogéneo, los canales de las categorías III y IV se encuentran regularmente espaciados. En el sector este se observa un incremento progresivo del espaciado hacia el oeste, paralelo al incremento progresivo de la longitud de los barrancos y del área de las cuencas de drenaje (1 a 9 en la Fig. 12.4a).

Se ha realizado un sencillo análisis de la relación entre la longitud de las cuencas de drenaje (distancia media entre la traza de la falla y la divisoria de drenaje, medida en dirección perpendicular al frente montañoso) y el espaciado medio de los colectores a lo largo de la traza de la falla, tal como proponen Wallace (1978), Hovius (1996), Talling *et al.* (1997) y Walcott y Summerfield (2009). Esta relación ha sido calculada por separado para los barrancos de cada categoría. El espaciado medio se ha calculado a partir de las distancias entre los colectores correspondientes a las cuencas de drenaje vecinas pertenecientes a la misma categoría, siguiendo el protocolo formulado por Walcott y Summerfield (2009). Los resultados se muestran en la Tabla 12.1, con valores de las relaciones longitud-espaciado entre 1,23 y 2,40. En nuestra opinión, la comparación con valores publicados por otros autores debe realizarse únicamente para los barrancos de categoría III, que se corresponden aproximadamente con el tipo i de Talling *et al.* (1997) (cuencas que alcanzan la cresta del bloque de falla) y con el tipo 1 de Walcott y Summerfield (2009). Por tanto, consideraremos en nuestro caso una ratio de 1,97. Este valor se aproxima mucho a 2,0, relación longitud/espaciado que diversos autores han encontrado asociada típicamente a frentes montañosos activos en diversos contextos tectónicos y a diversas escalas. En particular, es similar a los valores calculados por Hovius (1996) para varios frentes de cabalgamiento de todo el mundo excepto del Himalaya (1,91-2,23), y por Walcott y Summerfield (2009) para el margen pasivo del SE de África (1,89). Nuestro resultado se halla asimismo dentro del rango publicado por Talling *et al.* (1997) para frentes de falla extensionales del SW de estados Unidos (1,41-4,06, media: 2,5), si bien en este caso tanto la media como la desviación de los valores son mayores.

Categoría de barrancos	Distancia media entre la traza de la falla y la divisoria de drenaje (L_c , en km)	Espaciado medio de las desembocaduras (E , km)	Relación de espaciado L_c/E
I	2,64	1,37	1,93
II	1,36	1,11	1,23
III	0,71	0,36	1,97
IV	0,24	0,10	2,40

Tabla 12.1. Relación entre longitud de las cuencas de drenaje y espaciado medio de las desembocaduras a lo largo de la traza de la falla, calculadas por separado para las cuatro categorías de barrancos definidas.

En el piedemonte del frente montañoso puede distinguirse un elevado número de pequeños abanicos aluviales (entre 0,1 y 2 km de longitud) desarrollados a partir del escarpe de falla (Fig. 12.4b). Estos presentan pendientes entre moderadas y altas (hasta 7-8° en los ápices), que en cualquier caso contrastan claramente con el ángulo de la pendiente media de las facetas (Fig. 12.2c). En general, los abanicos aluviales más largos y más antiguos se relacionan con barrancos de las categorías I y II, y se encuentran posteriormente incididos por ellos (en algunos casos únicamente en la zona apical). En cambio, los barrancos cortos de las categorías III y IV, profundamente incididos en el bloque inferior y que se pierden bruscamente al llegar a los depósitos cuaternarios del bloque superior (Fig. 12.5), producen abanicos aluviales más pequeños (típicamente, de 300-500 m de longitud para los de categoría III, y 100-150 m para aquellos de categoría IV) (Fig. 12.4b). Esto sugiere, de una manera general, que la tasas de subsidencia del bloque hundido ha sido inferior a la tasa de encajamiento de los barrancos largos, pero mayor que la de los barrancos menores. Los ápices de los abanicos aluviales no llegan a adentrarse en el bloque levantado de la falla, sino que se encuentran cortados en la traza, lo que constituye una evidencia más de tectónica activa (Bull, 1977).



Fig. 12.5. Ejemplo de barranco que se pierde al llegar al depósito de abanico del bloque hundido.

La falla parece haber ejercido durante el Pleistoceno un control tectónico en el encajamiento de niveles de glaciares y terrazas. Así, en las inmediaciones de Concul la Terraza Superior queda superpuesta al glacis villafranchense en lugar de encajarse en el mismo, lo cual indica que hubo una subsidencia tectónica suficiente para compensar el encajamiento fluvial cuaternario (Simón, 1983; Simón y Soriano, 1993). Por otra parte, los tres niveles de terraza (Superior, Media e Inferior) aparecen ocasionalmente basculados y a altitudes anómalas, además de fracturados

(Peña, 1983; Simón, 1983; Moissenet, 1985). El caso más patente es el de la Terraza Media del río Alfambra, que en el sector de Los Baños se encuentra cortada y desplazada 39 m por la falla de Conclud (Simón *et al.*, 2005). En el bloque levantado dicha terraza queda colgada a 60-65 m sobre el cauce, altura ligeramente superior a la que es habitual en la zona, mientras que en el bloque hundido sus materiales se hallan a alturas de entre 10 y 25 m sobre el Alfambra, generalmente enterrados bajo los depósitos de abanico aluvial del Pleistoceno superior.

13. ANÁLISIS MORFOMÉTRICO DEL ESCARPE DE FALLA

El análisis de las anomalías en los perfiles longitudinales y transversales de los cursos fluviales en relación con la falla de Concud se ha realizado a partir del cálculo de los índices de gradiente fluvial (SL) y de anchura de fondo de valle (V_f) en 17 barrancos transversales el frente montañoso (Fig. 13.1).

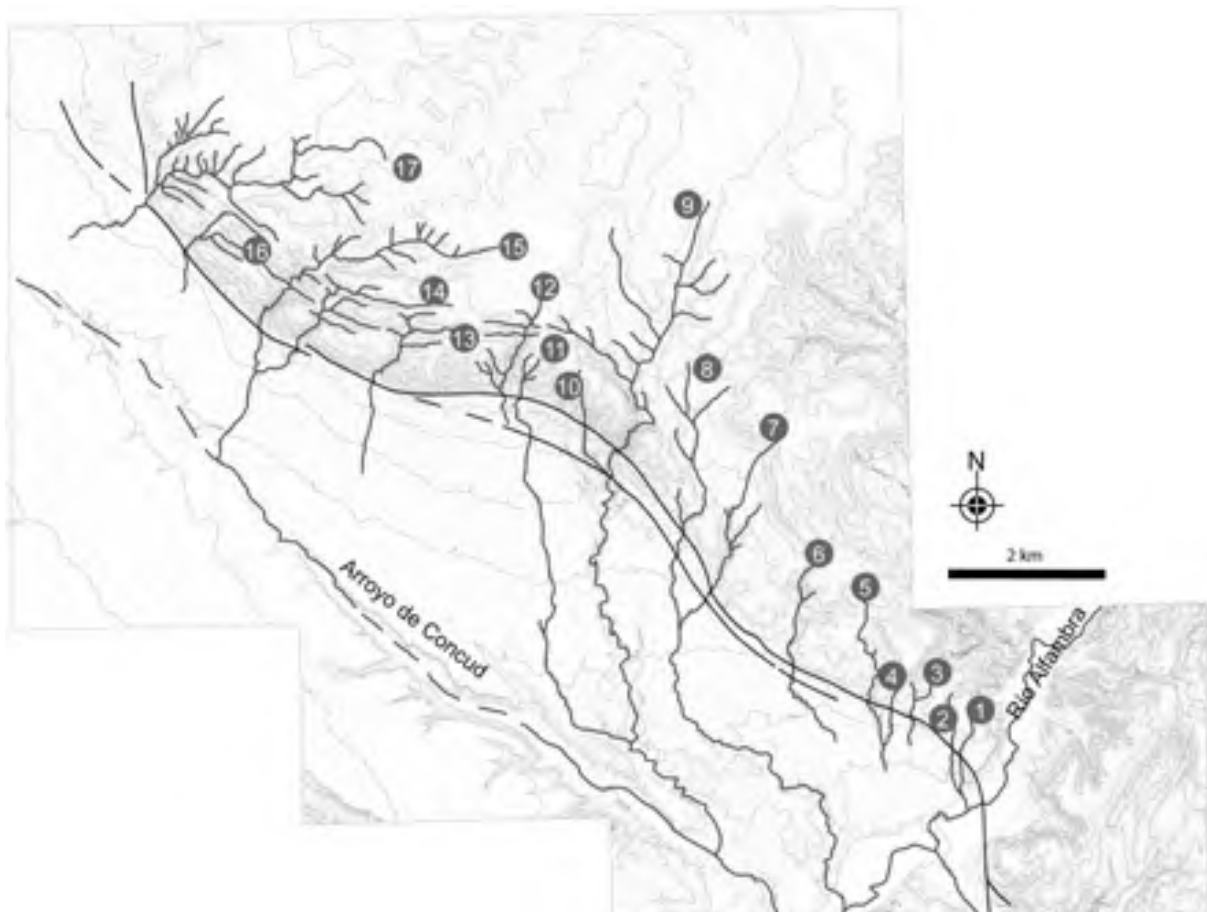


Fig. 13.1. Barrancos en los que se han calculado los índices SL y V_f .

Los resultados del cálculo del **índice SL** aparecen reflejados en la Figura 13.2 (en el Anexo IV se recogen los datos brutos en los que se basan). Para cada barranco analizado se representan los valores obtenidos en puntos discretos (cada 5 m de variación altitudinal) a lo largo de su trazado, integrados en una curva distancia-índice SL, que muestra significativas variaciones. Cada curva muestra uno o varios máximos relativos que sobresalen de forma patente sobre la tendencia basal (representada, ésta, por la línea recta superpuesta a cada curva de la Fig. 13.2). Varias de esas anomalías (círculos abiertos) se encuentran claramente ligadas a cambios litológicos (normalmente a la presencia de calizas y dolomías jurásicas resistentes). Otras (triángulos negros) no pueden ser explicadas por la litología, ni por la confluencia de un tributario de especial importancia, y además aparecen sistemáticamente a una pequeña distancia aguas arriba de la traza de la falla (línea vertical de puntos

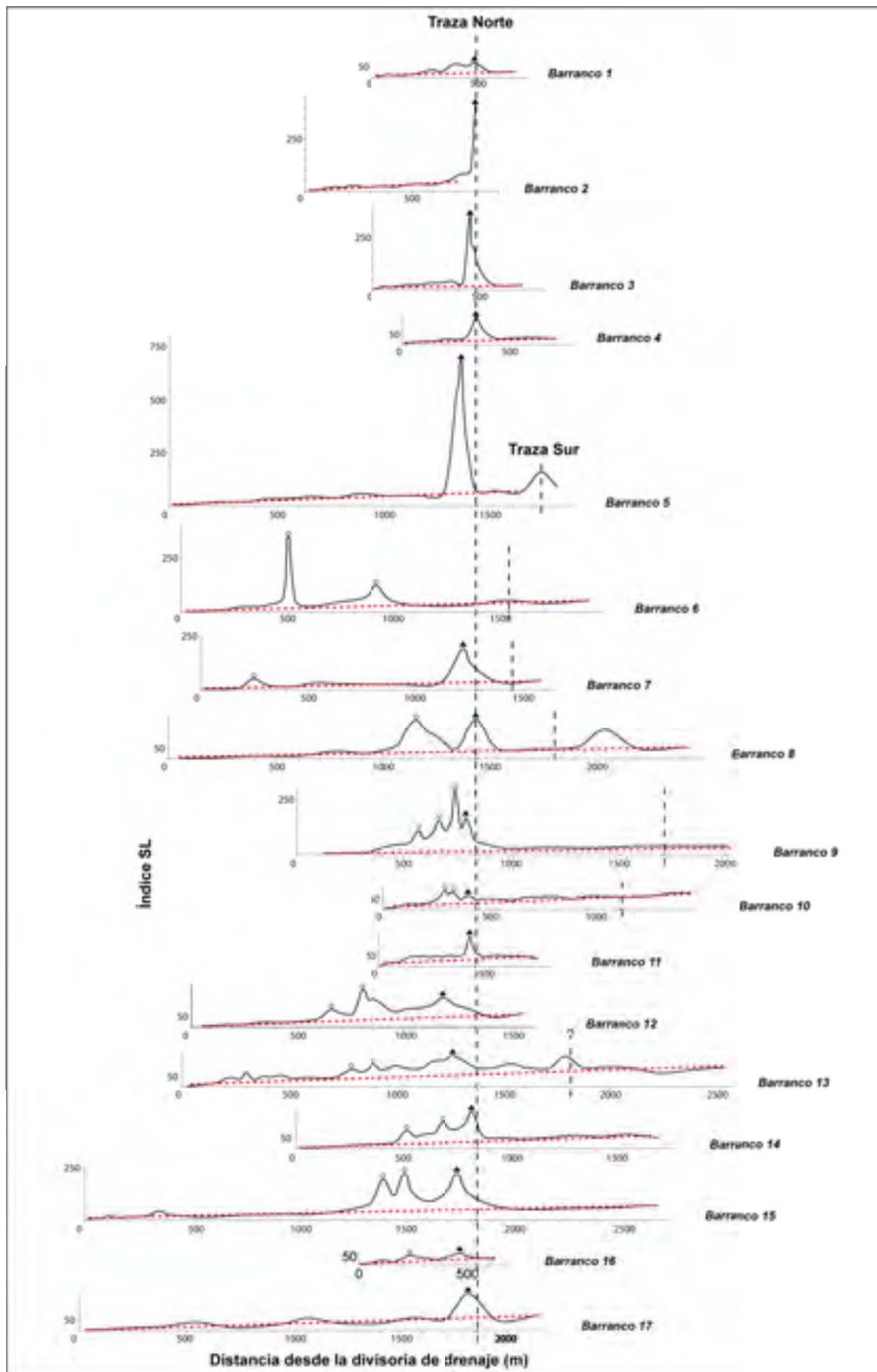


Fig. 13.2. Curvas de variación del índice SL a lo largo de los barrancos analizados. Líneas discontinuas rojas: tendencia basal de las curvas SL. Líneas discontinuas verticales: posición de la traza de la falla. Círculos abiertos: anomalías SL debidas a litología. Triángulos negros: anomalías SL interpretadas como resultado de levantamiento tectónico.

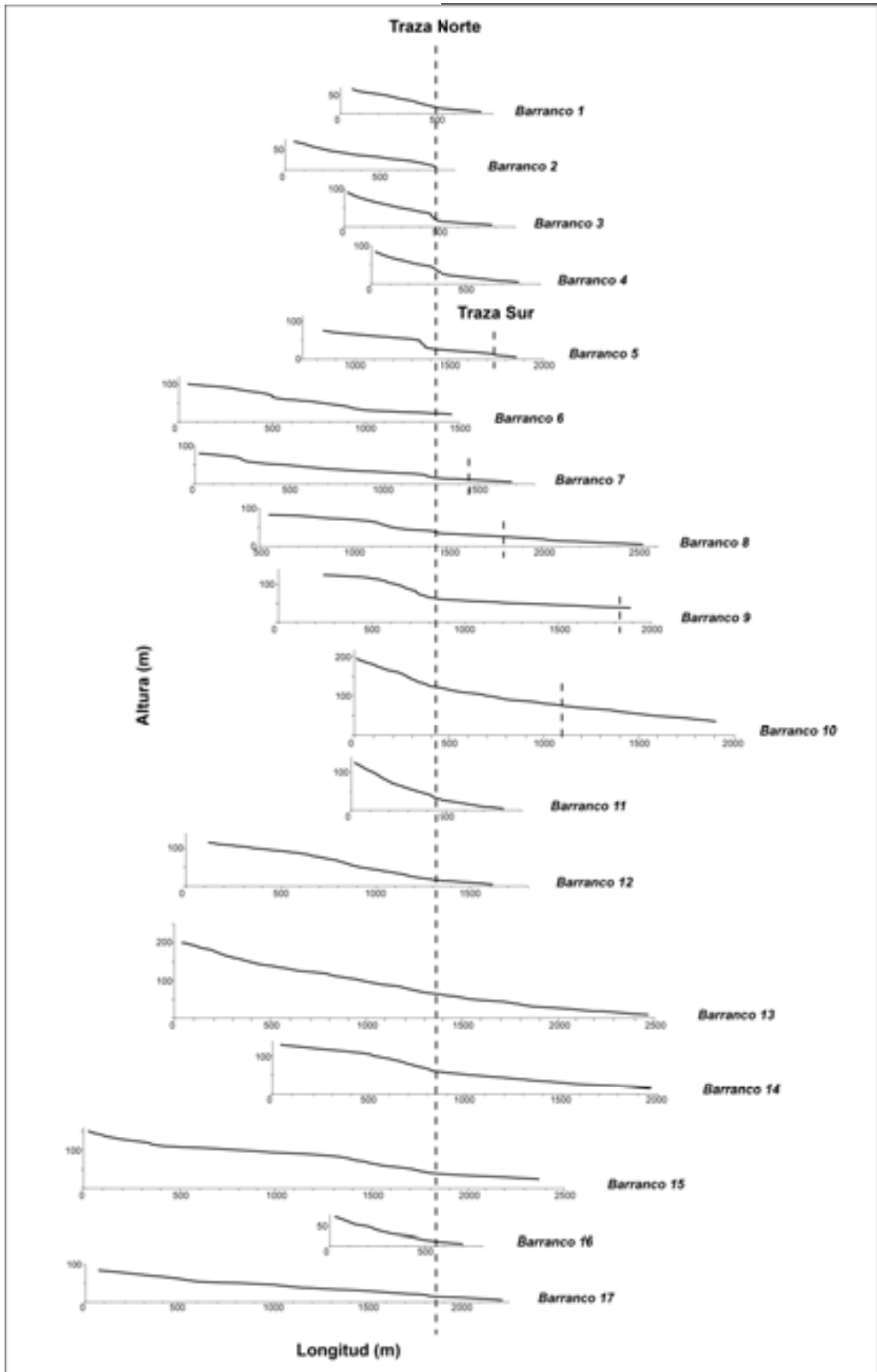


Fig. 13.3. Perfiles longitudinales de los barrancos analizados. Líneas discontinuas verticales: posición de la traza de la falla.

en la Fig. 13.2). Todo esto sugiere claramente que el desplazamiento tectónico vertical de la falla es el responsable del fuerte incremento de gradiente de los barrancos y, por tanto, de los índices SL anómalamente elevados.

Sólo algunos casos se alejan de esta tendencia general, la mayoría de ellos asociados a barrancos dentro de la zona donde se ha cartografiado una doble traza de la falla. Para empezar, en el barranco 6 no aparece un máximo de SL cerca de ninguna de las dos trazas de falla; los dos máximos localizados aguas arriba están relacionados con unidades jurásicas duras. Los barrancos 7, 9 y 10 muestran picos de SL asociados a la traza norte de la falla, pero no a la traza sur; esto parece indicar una tasa de desplazamiento/encajamiento inferior en el bloque hundido de la falla sur. En cambio, y contrastando con lo anterior, en los barrancos 5 y 13 aparece un segundo máximo aguas abajo de la traza norte dentro del bloque hundido, lo que sugiere que la falla sur podría haberse propagado por debajo de ellos a pesar de la ausencia de evidencias geológicas superficiales. En el barranco 8, aunque es evidente un segundo pico de SL, no coincide con la supuesta traza sur de la falla.

En general, el levantamiento tectónico parece haber perturbado el gradiente de los arroyos pequeños (barrancos cortos con cuencas de drenaje pequeñas; en particular, barrancos 2 a 5) mucho más que el de aquéllos más grandes (barrancos 7 a 15 y 17). Este patrón encaja con la observación hecha por Merritts y Vincent (1989) relativa a la diferente respuesta de las corrientes de 1°, 2° y 3er orden al levantamiento tectónico. Los arroyos largos son capaces de mantener sus perfiles longitudinales de manera más eficiente, mientras los arroyos pequeños no se inciden a la misma velocidad a la que el nivel de base local está siendo tectónicamente hundido (Burbank y Anderson, 2001).

La tendencia basal de las curvas SL (líneas rectas superpuestas en la Fig. 13.2) también merece un análisis comparativo. Dentro del bloque levantado, los valores del índice SL normalmente muestran un incremento relativamente constante al avanzar aguas abajo, alcanzando valores entre 40 y 80 en las inmediaciones de la traza de falla, a distancias de 400 a 1500 m desde la divisoria de drenaje. Esta tendencia puede ser interpretada como una adaptación incompleta del arroyo al perfil de equilibrio debido a una tasa relativamente elevada de actividad tectónica (Merritts y Vincent, 1989; Burbank y Anderson, 2001).

La mayoría de los perfiles longitudinales de los barrancos muestran un escalón ligeramente retrasado respecto a la traza de la falla (Fig. 13.3). Este escalón es más evidente en los que se encuentran desde la parte central del frente hasta el límite oriental (atravesando unidades terciarias), y más patente en relación con la traza norte de la falla que en la traza sur. En los demás barrancos el escalón es menos patente, llegando incluso a ser inapreciable en los barrancos 12, 13 y 16. Los perfiles 6 y 7 también presentan otro escalón aguas arriba de la traza de la falla, si bien en este caso tiene una causa litológica: los barrancos atraviesan un paleorrelieve de calizas jurásicas, más difíciles de erosionar que las margocalizas neógenas.

En cuanto al **índice V_f** , los resultados obtenidos se recogen en la Tabla 13.1. En el Anexo V se encuentran los datos numéricos de partida, y en la Figura 13.4, los correspondientes perfiles transversales de los barrancos a las distancias establecidas de 250 y 500 m aguas arriba del escarpe.

250 m aguas arriba del escarpe	
Barranco	V_f
1	0,437
2	0,389
4	0,249
5	0,244
6	0,214
7	0,213
8 (traza sur)	0,497
8	0,224
9	0,231
10	0,880
11	0,419
12	0,113
13	0,140
14	0,132
15	0,155
16	0,139
17	0,362

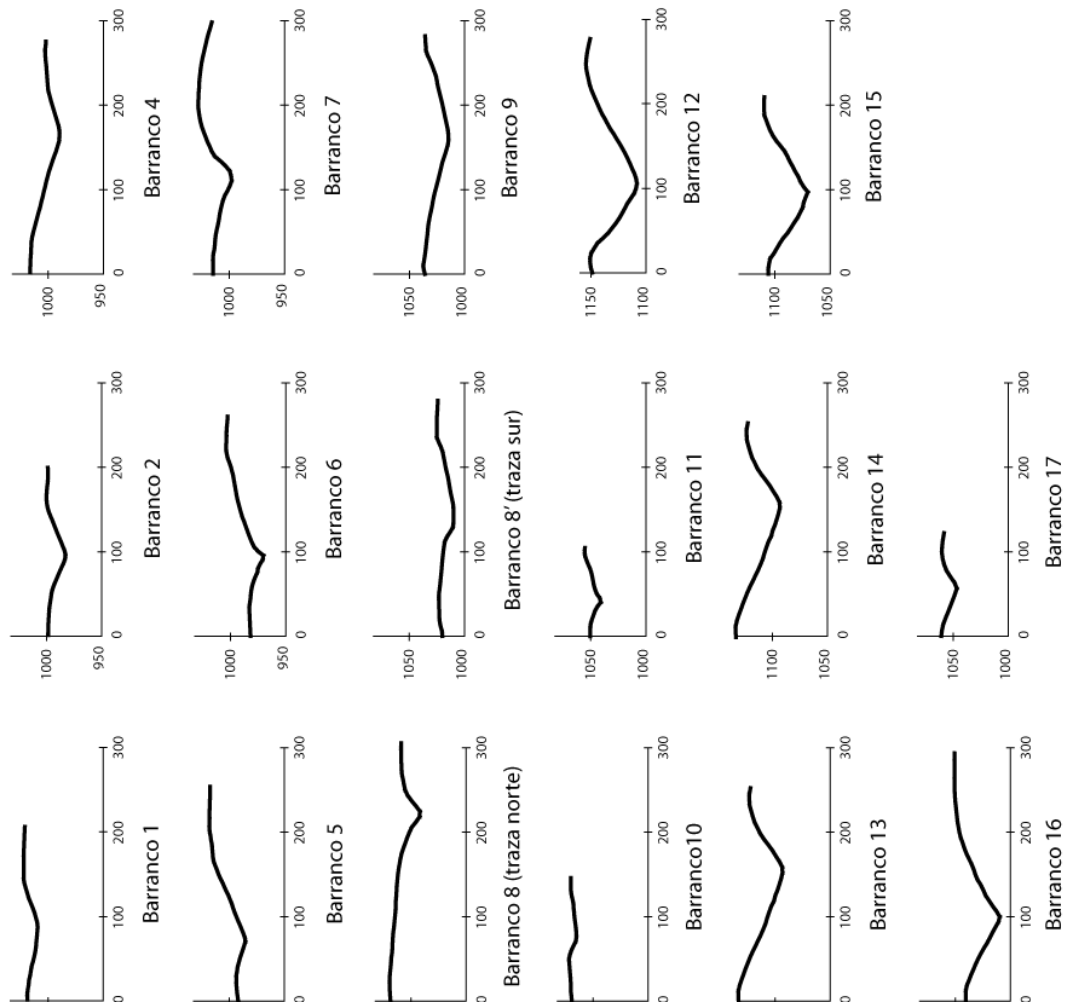
500 m aguas arriba del escarpe	
Barranco	V_f
2	0,321
6	0,265
7	0,171
8	0,212
10	0,262
12	0,059
13	0,105
14	0,098
15	0,401
17	0,159

Tabla 13.1. Índice de relación anchura/altura del valle (V_f) a 250 m y 500 m aguas arriba del escarpe de falla.

Los barrancos analizados muestran secciones transversales caracterizadas por una forma en V suave. Los valores de V_f obtenidos están en un rango entre 0,11 y 0,88 (media: 0,30) en el caso de los calculados a una distancia de 250 m aguas arriba del escarpe, y entre 0,06 y 0,40 (media: 0,22) a una distancia de 500 m. Como norma general, en el área de estudio, este índice está claramente condicionado por la litología que atraviesan los arroyos. En general, los valores son más pequeños en la zona en la que el escarpe está elaborado en rocas jurásicas resistentes (sector noroeste), y los valores más bajos corresponden a las rocas neógenas del sector sureste, más fáciles de erosionar.

A la vista del distinto comportamiento de estos dos sectores ante la erosión, motivado por la diferente litología del escarpe y evidenciado por los valores del índice V_f , hemos creído conveniente tratarlos también por separado en el cálculo del **índice de sinuosidad del frente montañoso (S_{mf})**. Asimismo hemos tenido en cuenta que, coincidiendo aproximadamente con ese cambio litológico, se produce una transferencia del escarpe morfológico principal entre la traza sur y la traza norte de la falla (Fig. 13.5). El índice S_{mf} global para todo el frente montañoso es 1,24, un valor significativamente bajo que constituye un síntoma de actividad. Los valores obtenidos por separado son de 1,32 para el segmento SE (escarpe elaborado en depósitos clásticos y carbonatos miocenos), y de 1,17 para el segmento NW (escarpe en calizas jurásicas). El valor más bajo obtenido en este último es coherente con la menor erosionabilidad que cabe atribuir a las calizas y dolomías jurásicas. Descartamos que el contraste de valores tenga que ver con diferencias en el grado de actividad de ambos tramos y, por

Índice Vf a 250 m aguas arriba del escarpe (*)



Índice Vf a 500 m aguas arriba del escarpe (*)

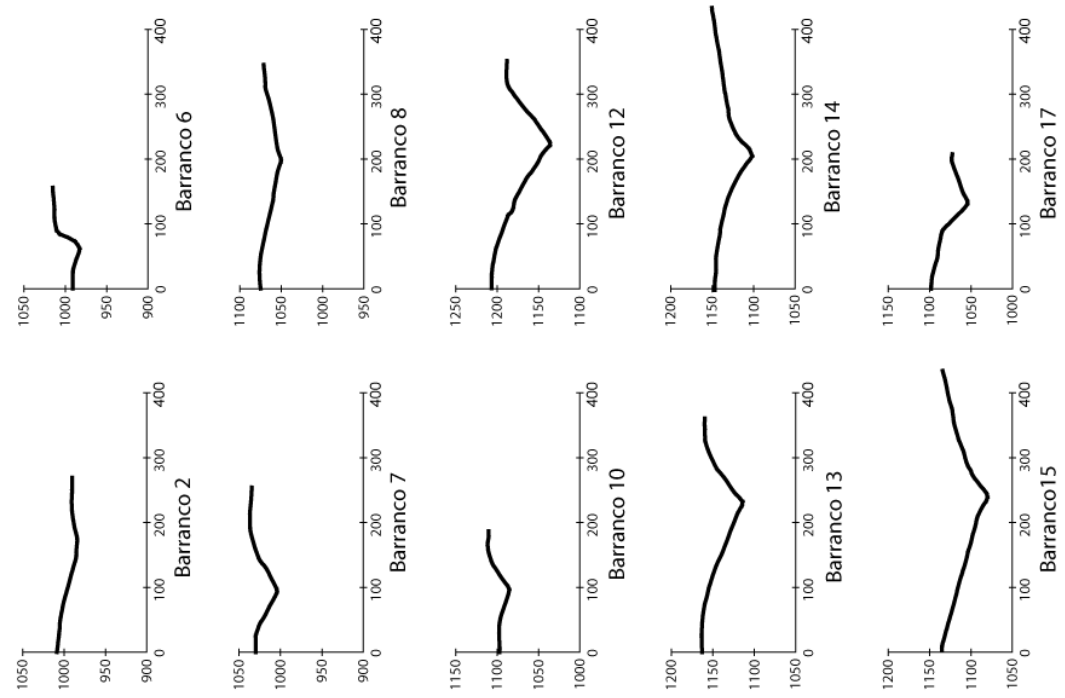


Fig. 13.4. Perfiles transversales de los barrancos en los puntos donde se ha calculado el índice de relación anchura/altura del valle [W]. * Altitud (m) en ordenadas y anchura (m) en abscisas.

tanto, con una hipotética segmentación sísmica de la falla. Debemos aclarar que estos valores resultan del procedimiento de cálculo “conservador” que usa como denominador la longitud del frente montañoso medida en línea recta ($L_m = L_r$ en la Tabla 13.2), tal como requiere la clasificación de Silva *et al.* (2003). Si usásemos la longitud de la envolvente curva ($L_m = L_c$ en la Tabla 13.2), los valores resultantes de S_{mf} serían 1,18 para el frente completo, y 1,26 y 1,08 para ambos segmentos por separado.

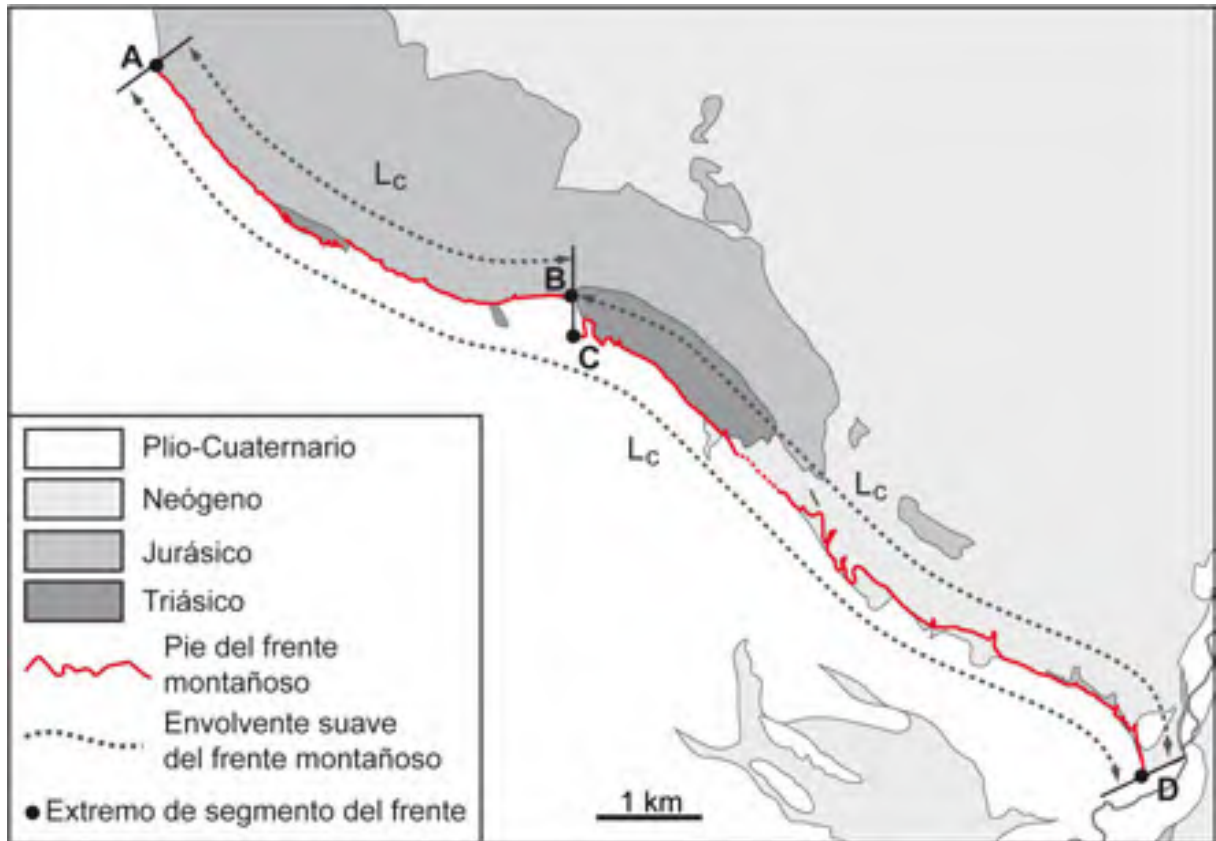


Fig. 13.5. Elementos para el cálculo del índice S_{mf} . Segmento A-B: frente en calizas jurásicas. Segmento C-D: frente en materiales triásicos y neógenos, menos resistentes.

	Longitud de la línea de base del frente montañoso (L_{mf}) (km)	Longitud medida en línea recta (L_r) (km)	Longitud de la envolvente suave curvada (L_c) (km)	$S_{mf} = L_{mf} / L_r$	$S_{mf} = L_{mf} / L_c$
Frente montañoso completo (A-D)	14,5	11,7	12,3	1,24	1,18
Segmento NW (A-B)	5,4	4,6	5,0	1,17	1,08
Segmento SE (B-C)	9,1	6,9	7,2	1,32	1,26

Tabla 13.2. Índice S_{mf} y valores utilizados para su cálculo. Los resultados en negrita han sido calculados utilizando el parámetro L_r , usado más comúnmente. Ver Fig. 13.5.

14. RECAPITULACIÓN Y DISCUSIÓN. CLASIFICACIÓN DE LA ACTIVIDAD DE LA FALLA DE CONCUD A PARTIR DEL ANÁLISIS MORFOTECTÓNICO

Los valores de los índices geomórficos V_f y S_{mf} han sido introducidos en las clasificaciones propuestas por McCalpin (1996) y Silva *et al.* (2003) para realizar la caracterización de la actividad de la falla. Además se han tenido en cuenta los siguientes rasgos cualitativos del frente montañoso y su piedemonte, que también son consideradas en dichas clasificaciones:

(i) Forma de los perfiles transversales de los valles: valles en forma de U indican menor actividad que aquellos con forma de V. En nuestro caso, los valles tienen forma de V suave, indicando una tectónica activa.

(ii) Formas del piedemonte: el desarrollo de los sistemas de abanicos aluviales y su tamaño; conexión de los canales del abanico a los sistemas fluviales axiales; incisión de los canales. Los abanicos aluviales desarrollados a partir del frente montañoso son en su mayoría cortos. A lo largo del frente montañoso, sólo los barrancos principales (aquellos que tienen una cuenca de drenaje ampliamente desarrollada en el bloque levantado) se inciden en los abanicos aluviales y conectan con el sistema axial (Arroyo de Concud). Los barrancos cortos, en vez de encontrarse incididos, se separan en múltiples canales superficiales y desaparecen en cuanto alcanzan los ápices de los abanicos, por lo que no están conectados con el sistema fluvial axial.

(iii) Desarrollo y conservación de formas de modelado tectónico. A lo largo del sector central del frente montañoso, existen facetas triangulares bien conservadas, típicas de una tectónica activa.

Combinando los parámetros cuantitativos (índices) y cualitativos descritos hasta aquí, e introduciéndolos en las clasificaciones propuestas como queda reflejado en la tabla 14.1, podemos caracterizar la actividad de la falla. De acuerdo con McCalpin (1996), la falla de Concud pertenece a la clase 2 (falla “rápida”), aunque algunos rasgos se encuentran también en el rango de la clase 3 (falla “lenta”). Según la clasificación de Silva *et al.* (2003), la falla muestra los rasgos de la clase 1 (“tectónica activa”) y, en menor medida, de la clase 2 (“tectónica moderada”).

Estas clasificaciones asocian empíricamente a cada grado de actividad un rango de tasas de desplazamiento característico. A la falla de Concud, de acuerdo con sus rasgos geomórficos, le correspondería una tasa comprendida entre 0,05 mm/a y 0,5 mm/a según la clasificación propuesta por McCalpin (1996). De acuerdo con las estimaciones de Silva *et al.* (2003), la tasa de desplazamiento de la falla debería ser mayor de 0,03, y podría exceder los 0,08 mm/a. Estas estimaciones son consistentes con las tasas de deslizamiento inferidas a partir de los criterios estructurales (entre 0,07 y 0,33 mm/año). De este modo, la caracterización previa de la actividad de la falla basada en los datos geológicos se ve corroborada por el análisis morfotectónico cualitativo y cuantitativo de su frente montañoso y piedemonte.

Valor del índice/ parámetro cualitativo	McCalpin (1996)		Silva <i>et al.</i> , (2003)		Falla de Concud
	Clase 2 ('rápida')	Clase 3 ('lenta')	Clase 1 ('activa')	Clase 2 ('moderada')	
V_f	500 m aguas arriba del escarpe: 0,06-0,53 (media = 0,15)	500 m aguas arriba del escape: 0,2-3,5 (media = 1,5)	250 m aguas arriba del escarpe: < 0,6	250 m aguas arriba del escarpe: 0,3 – 0,8	500 m aguas arriba: 0,06 a 0,40 250 m aguas arriba: 0,11 a 0,87
S_{mf}	1,1 – 1,3	1,6 – 2,3	< 1,5	1,8 – 2,3	1,14 – 1,16
Perfil transversal del valle	"V"	"U"	"V"	"V"	"V" suave
Formas del piedemonte	Abanicos aluviales incididos	Abanicos aluviales incididos	Abanicos aluviales cortos, de pendiente alta, no incididos; canales no conectados con el sistema fluvial axial	Abanicos aluviales cortos, de pendiente suave, incididos sólo en el ápice; canales parcialmente conectados con el sistema fluvial axial.	Abanicos aluviales cortos, de pendiente moderada, incididos y no incididos; sólo los barrancos mayores están conectados con el sistema fluvial axial
Formas del frente montañoso			Facetas triangulares bien conservadas	Formas del frente montañoso degradadas o enterradas	Facetas triangulares bien conservadas
Tasa de movimiento	0,5 mm/año	0,05 mm/año	$\geq 0,08$ mm/año	0,03-0,07 mm/año	0,07-0,33 mm/año

Tabla 14.1. Clases de actividad de las clasificaciones de McCalpin (1996) y Silva *et al.* (2003) a las que corresponderían los rasgos geomorfológicos e índices morfotectónicos calculados para la falla de Concud.

El resto de rasgos y parámetros geomorfológicos manejados, aun cuando no son considerados en las clasificaciones de actividad aplicadas, son también indicadores de un dinamismo morfogénico. El índice de gradiente fluvial (SL) no se introduce en las clasificaciones, probablemente debido a que sus valores absolutos dependen de la longitud de cada barranco, y por tanto no puede considerarse un rango para cada clase de actividad de fallas. No obstante, los valores anómalamente altos hallados cerca (aguas arriba) de la traza de la falla de Concud corroboran la presencia de una elevación tectónica significativa. La forma en “copa de vino” de las cuencas fluviales que atraviesan el frente montañoso en materiales neógenos es también característica de los patrones fluviales inducidos por fallas de componente vertical (Mayer, 1986). También lo es el espaciado regular de sus canales colectores, especialmente de aquéllos que tienen su cabecera en la cresta del escarpe de falla. La relación promedio longitud-espaciado obtenida para estos (1,97) se encuentra dentro del rango considerado por Talling *et al.* (1997) como típico de frentes montañosos generados por fallas extensionales activas.

Por otra parte, los valores de los índices geomórficos y de las tasas de desplazamiento inferidas de las clasificaciones aplicadas son comparables con los descritos en otras regiones activas de dentro y fuera de la Península Ibérica, tanto en marcos tectónicos extensionales como compresivos. Los valores del índice de sinuosidad S_{mf} en el escarpe de la falla de Concud ($S_{mf} = 1,17-1,32$; $S_{mf} = 1,24$ para el escarpe completo) son similares a las calculadas por Perea (2006) para veinte frentes montañosos del sistema de fosas del Maestrat, en el extremo oriental de la Cordillera Ibérica (ver situación en Fig. 3.1) ($S_{mf} = 1,04-1,60$; media = 1,27). También se aproximan a los obtenidos en fallas activas estudiadas en las Cordilleras Béticas, como las fallas de Carboneras, Lorca-Alhama o Baza, en las cuales S_{mf} oscila normalmente entre 1,05 y 1,4 (Silva *et al.*, 2003; García-Tortosa *et al.*, 2008).

Los valores del índice V_f computados en nuestra zona de estudio a distancias de 250 m de la traza de falla ($V_f = 0,11-0,88$; media = 0,30) no difieren mucho de los obtenidos en las mismas condiciones en el Maestrat ($V_f = 0,12-1,5$; media = 0,68; Perea, 2006) o en las Béticas: falla de Baza ($V_f = 0,28-0,86$; García-Tortosa *et al.*, 2008); fallas de Carboneras y de Lorca-Alhama ($V_f = 0,38 \pm 0,18$, $0,47 \pm 0,38$, $0,59 \pm 0,56$ y $0,58 \pm 0,48$, respectivamente, en cuatro frentes montañosos distintos; Silva *et al.*, 2003).

Las pendientes de las facetas triangulares presentes en el escarpe de Concud (de alrededor de 23°), se encuentran dentro del rango, aunque por encima de la media, de las medidas por Perea (2006) en las fosas de El Camp (Catalánides) y del Maestrat. Este autor demuestra la correlación positiva entre la pendiente media de las facetas y la diferencia absoluta de alturas entre el pie y el ápice, especialmente en el caso de facetas modeladas en calizas y dolomías (misma litología que en el sector NW de la falla de Concud). Si seleccionamos las facetas descritas por Perea (2006) con alturas similares a las de Concud (60-100 m), la mayoría de ellas muestran ángulos de pendiente comprendidas entre 13° y 22° (excepcionalmente por encima de 28° ; media = 19°). En cualquier caso, todos estos ángulos son inferiores a los descritos por Wallace (1978) en el Basin and Range ($25^\circ-35^\circ$), región que presenta un nivel superior de actividad tectónica.

Ya nos hemos referido anteriormente a la similitud entre la relación de espaciado de los colectores de drenaje en el frente montañoso de Concud (1,97) y los valores publicados por Hovius (1996), Talling *et al.* (1997) y Walcott y Summerfield (2009) para distintas regiones del mundo. Dentro de la Península Ibérica, nuestro valor es comparable, aunque algo inferior, a los calculados por Perea (2006) en los frentes montañosos del Maestrat (1,39-3,85; media = 2,22) y El Camp (1,89-2,38). Nuestra ratio es inferior también a la obtenida por Ferrer *et al.* (1999) en la falla de Amer (Pirineos orientales), que está en el rango entre 2,33 y 3,85. En términos generales, esto sugiere que el patrón de drenaje en el frente montañoso de Concud no ha tenido un control tan fuerte por parte del levantamiento tectónico como otros frentes activos similares descritos en la literatura.

Los patrones observados en la variación del índice SL también se ajustan a los descritos en barrancos que atraviesan otras fallas activas del este de la Península Ibérica. Su similitud es tanto cualitativa como cuantitativa. Primero, un incremento continuo aguas abajo de los valores “basales” de SL ya fue descrito por Salvador y Simón (1990) en barrancos que atraviesan las fallas plio-pleistocenas de la fosa de Alcalá de Xivert (Maestrat, Cordillera Ibérica oriental), así como por García-Tortosa *et al.* (2008) en la falla de Baza (Cordillera Bética). Esta tendencia sugiere una adaptación general incompleta de los canales al perfil de equilibrio debido a movimientos verticales (Merritts y Vincent, 1989; Burbank y Anderson, 2001), lo que refuerza el significado tectónico atribuido a los destacados máximos locales encontrados en las curvas SL. Segundo, los valores absolutos “basales” de SL alcanzados cerca de la falla de Concud, a distancias de 400 a 1500 m de la divisoria de drenaje (SL = 40 a 80), se aproximan a los descritos para otras estructuras en las mismas posiciones: SL = 40-100 en la fosa de Alcalá de Xivert (Salvador y Simón, 1990); SL = 30-70, como promedio, en la falla de Baza (García-Tortosa *et al.*, 2008). Finalmente, nuestro valor “basal” de SL estabilizado en valores en torno a 100 a largas distancias (en barrancos con longitud superior a 1500-2000 m) es análogo a la tendencia hallada por Stepančíková *et al.* (2008) en muchos ríos de los Sudetes orientales.

En resumen, hay rasgos geomorfológicos del frente montañoso (índice de sinuosidad, pendiente de las facetas) que sugieren que la falla de Concud tiene un nivel de actividad mayor que otras fallas estudiadas en la Cordillera Ibérica, como las que limitan las fosas del Maestrat. Además, muestra en general una actividad similar a la descrita en fallas de las Cordilleras Béticas y del Pirineo: la actividad en Concud podría ser considerada mayor, si prestamos atención a la sinuosidad; análoga, según los valores del índice V_f , o inferior, según la tasa de espaciado de los colectores de drenaje.

Si representamos los valores de S_{mf} frente a V_f en el diagrama propuesto por Silva *et al.* (2003) podemos valorar la posición relativa del escarpe de falla de Concud entre los frentes montañosos tectónicos del este de la Península Ibérica (Fig. 14.1). Nuestros pequeños valores de S_{mf} y V_f representan una señal morfotectónica similar a la que producen las fallas extensionales estudiadas por Silva *et al.* (2003) en las Cordilleras Béticas y área de Valencia, cuya relación S_{mf} - V_f dibuja la línea de tendencia representada en la figura 14.1 (curva (1a) de la Fig. 6 de Silva *et al.*, 2003). La posición de nuestros índices geomórficos en ese diagrama: (i) demuestra que la falla de Concud se ajusta a dicha tendencia y (ii) corrobora que queda dentro de la Clase 1. Además de esto, el frente montañoso de Concud muestra valores S_{mf} - V_f similares a los de la vecina región del Maestrat, aunque sugiriendo en

general un nivel de actividad superior al de estos últimos. Algunos frentes del Maestrat que tienen valores anómalamente bajos de S_{mf} , independientemente de sus valores de V_f (Atzeneta, Tirig, La Salzedella, Les Coves de Vinromà, Val d'Àngel), pueden explicarse probablemente por erosión diferencial del relleno plio-pleistoceno, que produce un escarpe de línea de falla.

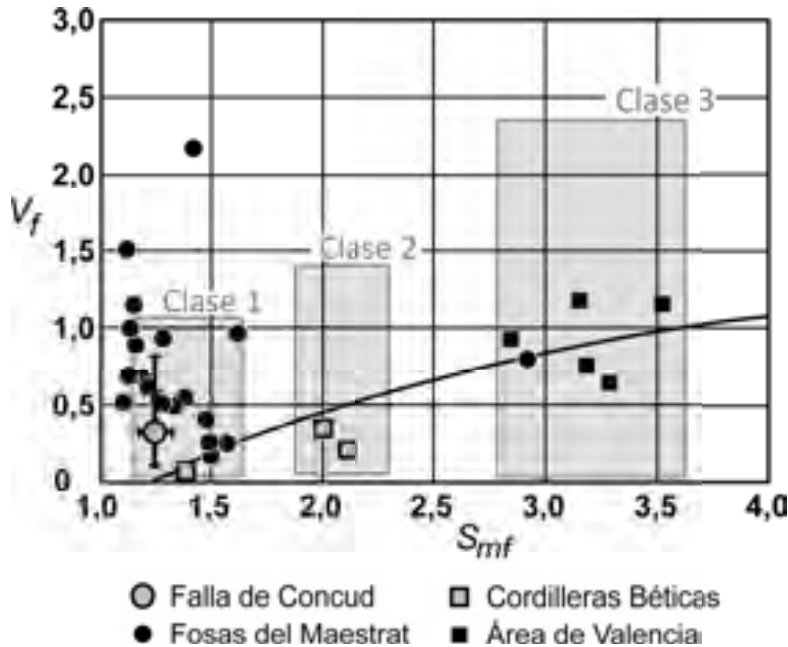


Fig. 14.1. Representación de los valores de S_{mf} y V_f mostrando la posición relativa de la falla de Concud respecto a los frentes montañosos generados por fallas extensionales del este de la Península Ibérica. Clases 1, 2, 3: activa, moderada e inactiva, respectivamente. La curva representa la tendencia (línea de regresión) observada por Silva *et al.* (2003) para las fallas normales del SE de la península.

No podemos descartar que algunos de los índices geomórficos del frente montañoso de Concud puedan haberse visto influidos por procesos no tectónicos y condiciones particulares del relieve, que han dado como resultado una actividad tectónica aparente mayor que la real. Los frentes montañosos del Basin and Range, en los cuales están basados principalmente los criterios para evaluar la actividad de las fallas por Bull y McFadden (1977), Bull (1978) y McCalpin (1996), están asociados a piedemontes con abanicos aluviales dominados por la agradación. Éste es también, en general, el caso de los frentes montañosos de las Béticas. En cambio, aunque la agradación ha dominado el desarrollo del piedemonte de Concud en el Pleistoceno superior (depósitos aluviales datados entre $77,3 \pm 4,3$ ka y $19,6 \pm 1,3$ ka B.P.; Anexo I), antes y después de la construcción de los abanicos han tenido lugar episodios de descenso significativo del nivel de base y subsecuente incisión de la red de drenaje. Los ocurridos después no parecen haber tenido una impronta significativa, ya que la morfología general del piedemonte ha quedado preservada de la incisión fluvial reciente. Sin embargo, los que ocurrieron antes han contribuido probablemente a rejuvenecer el frente montañoso. Por otro lado, los reducidos valores del índice S_{mf} podrían estar influenciados por la poca anchura del frente de Concud, y por tanto por el pequeño tamaño de las cuencas de drenaje y su baja capacidad para producir y amplificar los *embayments* a su pie (Mayer, 1986). Estas circunstancias deben ser tenidas en cuenta cuando se comparan las evidencias geomórficas y geológicas de la actividad de la falla, y probablemente expliquen por qué la aplicación de la clasificación de McCalpin (1996) tiende a sobreestimar la actividad de la falla de Concud (tasa de desplazamiento hasta 0,5 mm/a).

IV. ESTUDIO PALEOSISMOLÓGICO

15. METODOLOGÍA DEL ESTUDIO PALEOSISMOLÓGICO

La *Paleosismología* es el estudio de terremotos prehistóricos (Solonenko, 1973; Wallace, 1981), que busca conocer su localización, edad y tamaño a partir de evidencias en el registro geológico. La paleosismología es un complemento imprescindible del registro sísmico histórico e instrumental, ya que en la mayoría de los países el registro histórico no se remonta más que a unos cientos de años, un lapso de tiempo generalmente inferior al periodo de retorno de los grandes terremotos. Muchas zonas de fallas activas no poseen registro histórico de grandes terremotos, y su historia sísmica solamente es accesible mediante técnicas paleosismológicas (McCalpin, 1996).

La Paleosismología sólo es capaz de estudiar terremotos que hayan producido cambios morfológicos reconocibles en la superficie del terreno (terremotos morfogénicos; Caputo, 1993). Estos cambios superficiales pueden ser deformaciones a lo largo de una falla (escarpes de falla, terrazas basculadas...) o efectos estratigráficos o geomorfológicos en zonas alejadas de la misma (deslizamientos, desprendimientos, estructuras de licuefacción, depósitos de tsunami...). Todas estas estructuras tienen como característica principal que se formaron de manera “instantánea” (desde un punto de vista geológico), bien durante un terremoto o inmediatamente después. Existe la limitación de que el registro geológico de paleoterremotos es incompleto, bien debido a que muchos de ellos son demasiado pequeños para producir evidencias primarias observables (las evidencias menos ambiguas necesitan condiciones especiales que no siempre se cumplen), o bien porque muchas de las evidencias generadas por terremotos morfogénicos son rápidamente erosionadas, modificadas o destruidas por los procesos superficiales (McCalpin, 1996).

15.1. Evidencias paleosísmicas

McCalpin y Nelson (1996) clasifican las **evidencias paleosísmicas** según tres niveles jerárquicos: génesis, localización y momento (Tabla 15.1). Según su génesis, las evidencias pueden ser **primarias** (producidas por la deformación tectónica resultante del deslizamiento cosísmico a lo largo del plano de falla, incluyendo en esta categoría los pliegues relacionados con las fallas) o **secundarias** (producidas por las ondas sísmicas). Según su localización, se distinguen evidencias en la traza de la falla o adyacentes a ella (**on-fault**), y otras localizadas fuera o lejos de la misma (**off-fault**). En cuanto al momento en el que se produjeron, pueden haber sido formadas instantáneamente (en el momento del terremoto: **cosísmicas**) o ser el resultado de una respuesta retardada (**post-sísmicas**, originadas por diversos procesos geológicos después de que la deformación cosísmica y la vibración cesan). Las evidencias pueden ser clasificadas, además, como geomorfológicas (registradas en las formas del relieve) o estratigráficas (registradas en los materiales).

Las evidencias paleosísmicas primarias son, por lo general, fácilmente asociables a la actividad de una falla concreta, y han sido muy utilizadas en los estudios paleosísmicos, especialmente aquellas relacionadas con la zona de ruptura. Las evidencias paleosísmicas secundarias son más difíciles de distinguir de aquellas otras formas producidas por causas no sísmicas, en especial en el caso

		Primarias (creadas por deformación tectónica)		
		On fault	Off fault	
		Cosísmicas	Post-sísmicas	Cosísmicas
Nivel 1: Génesis				
Nivel 2: Localización				
Nivel 3: Momento				
Expresión geomorfológica	- Escarpes de falla - Fisuras - Pliegues - Lomos de presión	- Contribuciones post-deslizamiento a las formas cosísmicas. - Cuñas coluviales	- Superficies basculadas - Líneas de costa elevadas - Líneas de costa inundadas	- Terrazas aluviales tectónicas - Contribuciones post-deslizamiento a las formas cosísmicas.
Expresión estratigráfica	- Estratos fallados - Estratos plegados	- Cuñas coluviales - Fisuras rellenas - Discordancias (horizontes de eventos de rotura)	- Depósitos de tsunami	- Discordancias erosivas y depósitos inducidos por levantamiento, subsidencia y basculamiento.
Abundancia de formas similares no sísmicas	Pocas	Pocas	Algunas	Comunes
		Secundarias (creadas por sacudida sísmica)		
		On fault	Off fault	
		Cosísmicas	Post-sísmicas	Cosísmicas
Nivel 1: Génesis				
Nivel 2: Localización				
Nivel 3: Momento				
Expresión geomorfológica	- Volcanes de arena - Deslizamientos	- Deslizamientos retrogresivos	- Volcanes de arena - Deslizamientos - Subsidencia por compactación de sedimentos	- Deslizamientos retrogresivos
Expresión estratigráfica	- Diques de arena	- Sedimentos en lagos o estuarios con tasas de sedimentación elevadas	- Diques de arena - Cráteres rellenos - Estructuras de deformación en sedimentos blandos - Turbiditas	- Sedimentos en lagos o estuarios con tasas de sedimentación elevadas
Abundancia de formas similares no sísmicas	Algunas	Muy comunes	Algunas	Muy comunes

Fig. 15.1. Clasificación jerárquica de evidencias paleosísmicas. Tomada de McCalpin (1996).

de evidencias *off-fault* post-sísmicas. Sin embargo, una vez reconocidas, son especialmente útiles ya que muchas de ellas requieren para formarse un umbral de magnitud menor que las evidencias primarias, y pueden ser utilizadas más directamente para estimar la severidad y la distribución espacial de los paleoterremotos. No obstante, presentan el importante inconveniente de que, en muchas ocasiones, la fuente sismogénica responsable no puede ser identificada con seguridad (McCalpin y Nelson, 1996).

15.2. Dataciones

Uno de los aspectos críticos de la paleosismología es conocer la edad de los eventos sísmicos, así como las tasas de movimiento de las fallas. Es por ello que las dataciones juegan en ella un papel fundamental, especialmente a la hora de realizar evaluaciones de peligrosidad sísmica (Allen, 1986). En la actualidad existen diversas técnicas aplicables a materiales cuaternarios (McCalpin y Nelson, 1996): técnicas isotópicas (^{14}C , series del U, isótopos cosmogénicos), radiogénicas (luminiscencia, resonancia de espín electrónico –RES–), químicas y biológicas (racemización de aminoácidos, liquenometría, química de suelos y de barnices rocosos), métodos geomorfológicos (perfiles de desarrollo de suelos, modificación progresiva de formas, posición relativa de formas) y métodos de correlación (litoestratigrafía, bioestratigrafía, tefrocronología, paleomagnetismo, isótopos estables).

De todos estos métodos, los más útiles son aquéllos que arrojan dataciones numéricas (comúnmente llamadas absolutas). Las más utilizadas son la datación por **radiocarbono** (^{14}C), por isótopos cosmogénicos, las series U-Th y la luminiscencia (tanto termoluminiscencia como luminiscencia óptica). El método del radiocarbono sirve para datar materia orgánica de edad comprendida entre los 300 y los 55000 años. Los **isótopos cosmogénicos** se utilizan para conocer el tiempo que una superficie lleva expuesta a la atmósfera; es necesario medir la concentración de los mismos en la muestra y conocer su tasa de producción. Los más utilizados son el ^{36}Cl , ^{10}Be y ^{26}Al . Su rango de aplicabilidad depende del tiempo de desintegración del isótopo, pero pueden aplicarse para todo el Cuaternario. La datación por **U-Th** se utiliza ampliamente en carbonatos, con la condición de que sean primarios y no se encuentren contaminados por aportes de material externo. Desde la precipitación del carbonato cálcico, el ^{234}U se va desintegrando a ^{230}Th ; conociendo la relación existente en un momento dado entre ambos isótopos, se puede conocer el tiempo transcurrido desde el depósito del carbonato. El método sirve para datar materiales de edades comprendidas entre unos pocos miles de años hasta los 400.000 años (Harmon *et al.*, 1975).

La luminiscencia, un método cada vez más utilizado en Geología del Cuaternario, es el que se ha empleado para la mayoría de las dataciones en este trabajo; en este caso, **luminiscencia ópticamente estimulada** (*optically stimulated luminescence*, OSL). A continuación explicamos el fundamento físico del método.

Un sedimento enterrado recibe radiactividad natural, procedente fundamentalmente de la desintegración de K, U, Th, y Rb en el suelo y, en menor medida, de los rayos cósmicos. Ésta produce

electrones libres en los cristales de los silicatos (especialmente cuarzo y feldespato), que se van acumulando en los defectos de la red de dichos cristales. La cantidad de electrones libres que se producen y acumulan es proporcional al tiempo de enterramiento del sedimento. Cuando el sedimento recibe la luz solar o es calentado, dichos electrones son de nuevo liberados, emitiendo la denominada luminiscencia, y “el reloj se resetea” (Aitken, 1985, 1998).

Para conocer la edad del último enterramiento del sedimento, es necesario conocer la paleodosis de radiación y la dosis anual para la localidad muestreada (Aitken, 1985). La paleodosis (Gy) es la dosis natural acumulada en el material tras su enterramiento. Para conocerla, se produce en el laboratorio la excitación de los electrones acumulados en los defectos electrónicos, mediante la introducción controlada y medida de energía en forma de luz o calor, produciéndose la consiguiente emisión de fotones (luminiscencia). Para conocer la dosis que produjo la acumulación de electrones en las trampas cristalinas, se trata de reproducir el proceso luminiscente en el laboratorio, obteniéndose la dosis equivalente, que se aproxima a la paleodosis natural. La dosis anual (Gy/año; dosis que recibe el mineral por unidad de tiempo) depende de la concentración en elementos radiactivos (U, Th, K, Rb) de la matriz del sedimento (que se mide en el entorno del sedimento muestreado para la datación), y de la radiación cósmica que recibe (calculada a partir de la latitud, altitud y profundidad del sedimento dentro de la secuencia estratigráfica). La edad absoluta se obtiene del cociente entre la dosis equivalente y la dosis anual medida más la dosis de radiación cósmica. Mediante esta técnica pueden datarse sedimentos detríticos de hasta unos 700.000 años (Aitken, 1998).

Aunque el método de datación por radiocarbono (^{14}C) es muy útil para determinar la edad de materiales recientes, en nuestro caso no hemos encontrado materia orgánica susceptible de ser utilizada para este fin, por lo que hemos utilizado la luminiscencia. Las dataciones OSL incluidas en este trabajo han sido obtenidas en el Laboratorio de Datación y Radioquímica de la Universidad Autónoma de Madrid por el método de las dosis aditivas. La toma de muestras se ha realizado evitando, en la medida de lo posible, su exposición a la luz y otras fuentes de radiación (en la mayoría de los casos, de noche; en algunos, todavía durante el crepúsculo pero protegiendo el punto de muestreo con una tela opaca). Para evitar posteriores exposiciones a la luz y la evaporación del contenido en agua de las muestras, éstas han sido tomadas con tubos de PVC o de aluminio y cerradas herméticamente tras su recogida. El muestreo se ha realizado, siempre que ha sido posible, en zonas donde el sedimento es más homogéneo, evitando la presencia abundante de cantos.

Además de las dataciones absolutas, se ha recurrido a la bioestratigrafía de la cuenca de Teruel para realizar correlaciones de materiales durante la cartografía, así como para realizar un cálculo de las tasas de movimiento de la falla desde el Plioceno. En el Neógeno de la zona, especialmente en los materiales miocenos, existen abundantes yacimientos de vertebrados. La escala neógena de mamíferos (MN) está correlacionada con bioestratigrafía marina y con escalas magnetoestratigráficas, lo que permite aproximar las edades absolutas de los yacimientos (Weerd, 1976; Alcalá, 1994; Santonja *et al.*, 1994; Krijgsman *et al.*, 1996; Opdyke *et al.*, 1997; Alcalá *et al.*, 2000).

15.3. Sismitas

Las evidencias paleosísmicas secundarias que más se están estudiando en los últimos años, debido a su amplia distribución en el registro geológico, son las **sismitas** (Seilacher, 1969) o estructuras de deformación de origen sísmico en sedimentos blandos (*soft-sediment deformation structures*, según Allen, 1982).

Seilacher (1969) propuso el término “sismita” para referirse a aquellas estructuras de deformación en sedimentos blandos producidas como consecuencia de un terremoto. Aunque otros autores han propuesto la utilización del término sismita de manera más amplia para referirse a todas las estructuras generadas por un terremoto (ej. Vittori *et al.*, 1991), aquí se utiliza el término en su sentido original, referido únicamente a estructuras de deformación producidas por las ondas sísmicas en sedimentos no consolidados.

El principal problema que se encuentra a la hora de interpretar las sismitas es que la mayoría de las estructuras de deformación en sedimentos blandos pueden ser debidas a procesos distintos de la vibración sísmica. Así, este tipo de estructuras puede generarse por consolidación (compactación de un sedimento a consecuencia de la carga litostática mediante la expulsión de los fluidos intersticiales); por efecto cíclico de ondas de tormenta, capaces de producir la licuefacción de un determinado espesor de sedimentos bajo la interfaz agua-sedimento por la diferencia de presión que existe entre la cresta y la base de la ola; fuertes variaciones del nivel freático; filtraciones hacia arriba en ambientes intermareales (flujos verticales de agua durante la marea alta); fugas de aire u otros gases del sedimento en ambientes intermareales; deformaciones dúctiles y plásticas en sedimentos glaciares; bioturbación (raíces, organismos perforantes, icnitas), o procesos químicos como la transformación de yeso a anhidrita en ambientes de *playa lake* y de *sabkha* (Moretti, 1996).

Sims (1975) propone que puede atribuirse un origen sísmico a las estructuras de deformación en sedimentos blandos que cumplan los siguientes requisitos: (1) las estructuras afloran en zonas tectónicamente activas, (2) los sedimentos involucrados presentan un elevado potencial de licuefacción, (3) las estructuras son similares a aquéllas obtenidas experimentalmente en laboratorio, (4) pueden observarse también estructuras de menor escala que sugieren licuefacción, (5) las estructuras de deformación están restringidas a intervalos estratigráficos bien definidos, (6) tales intervalos estratigráficos pueden ser correlacionables en un área extensa, y (7) es posible excluir la influencia de la bioturbación, pendientes inestables u otros procesos de deformación distintos de la vibración sísmica.

El fenómeno responsable de la formación de sismitas es la **licuefacción**, que es la transformación *in situ* de un material granular desde un estado sólido hasta un estado en que se comporta como un líquido. Debido a un aumento de la presión del agua intersticial (Youd, 1973), se produce la pérdida total o parcial de la resistencia a la cizalla del sedimento granular no cohesivo (Fig. 15.1), de manera que el sedimento pasa a comportarse como un líquido viscoso. La deformación del sedimento requiere la aplicación de fuerzas motrices (*driving force systems*; Owen, 1987): gradientes de densidad invertidos, carga diferencial, componente gravitacional debida a una pendiente deposicional, o cizalla horizontal (producida, por ejemplo, por la vibración sísmica).

Experimentalmente ha quedado demostrado que si esas fuerzas motrices no existen, la deformación no es apreciable (Owen, 1996; Moretti *et al.*, 1999). La más común de estas fuerzas motrices es el gradiente de densidad invertido, donde una unidad más densa se apoya sobre otra menos densa, generando una inestabilidad gravitacional (Alfaro *et al.*, 2000). Los fenómenos de licuefacción pueden haber sido favorecidos por una o más fuerzas motrices.

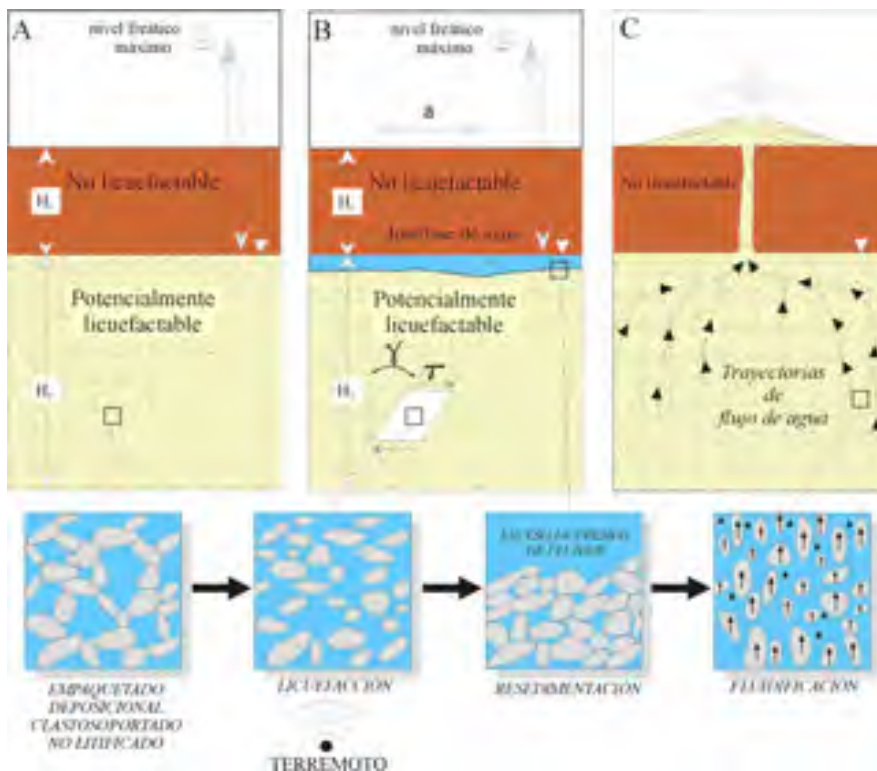


Fig. 15.1. Esquema sintético evolutivo de los fenómenos de licuefacción y fluidificación, responsables de la génesis de sismitas. Tomado de Rodríguez-Pascua, 2005; modificada de Owen (1987), Amick *et al.* (1990) y Obermeier (1994).

Se habla de **fluidificación** cuando existe una fase fluida con un movimiento de ascenso relativo con respecto al resto del sedimento, y el flujo de agua ejerce suficiente presión y arrastre para suspender momentáneamente granos de sedimento. Cuando un fluido es inyectado verticalmente a presión a través de una capa de sedimento poco cohesivo, la capa se expande rápidamente, la porosidad se incrementa y el sedimento pasa de estar granosostenido a estar soportado por el fluido. Este flujo resultante generalmente destruye la estratificación y las estructuras sedimentarias originales, produciendo deformaciones como estructuras en plato, diques, volcanes de arena y estratificación convolucionada (Allen, 1982; Amick *et al.*, 1990; Obermeier *et al.*, 1990).

En la Figura 15.1 se esquematiza el proceso de licuefacción sísmica. Se presenta un material H_2 licuefactable (sedimento detrítico no consolidado y saturado en agua) y, sobre él, un material H_1 no licuefactable (por lo general impermeable). Durante el terremoto se produce una aceleración horizontal (a) y se desarrolla un esfuerzo de cizalla (t) en el material licuefactable. Cuando se resedimentan los clastos de H_2 , se produce una reducción de su porosidad y una evacuación del excedente de agua a una interfase acuosa confinada entre H_2 y el material impermeable H_1 . La presión de fluidos aumenta y puede superar la presión confinante. En ese momento el material H_2 se ve licuefactado y transportado en suspensión por el agua hasta niveles superiores donde la presión

es menor (Amick *et al.*, 1990). El ascenso del agua arrastra las partículas, produciéndose la fluidificación del sedimento.

El fenómeno de licuefacción pueden tener lugar como consecuencia de terremotos de magnitud mayor o igual a 5 (Atkinson, 1984; Audemard y de Santis, 1991), aunque lo más frecuente es que el límite inferior se sitúe en magnitudes de 5,5 a 6 (Ambraseys, 1988). Ensayos de laboratorio han mostrado que durante estos eventos la aceleración máxima del suelo a veces supera los 0,2g, la frecuencia característica está en el rango de 0,1 a 10 Hz, la velocidad horizontal máxima del suelo puede ser mayor de 0,1 m/s y la duración del terremoto es de entre 10 y 100 s (Allen, 1982).

Los **factores** más importantes que controlan el desarrollo de sismitas son (Obermeier, 1996):

- Tamaño de grano. Normalmente las estructuras de licuefacción se forman en arenas y arenas limosas. También pueden llegar a formarse en gravas, pero para ello son necesarios terremotos de al menos magnitud 7 o 7,5 (Valera *et al.*, 1994; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2004). En limos especialmente sueltos pueden llegar a formarse volcanes de arena (Youd *et al.*, 1989), pero pequeñas cantidades de arcilla en su composición disminuyen enormemente la capacidad de los sedimentos de licuefactarse y fluir. De hecho, no suelen darse fenómenos de licuefacción en sedimentos con más del 15% de contenido en arcillas (Seed *et al.*, 1983).

- Densidad relativa (vinculada directamente al grado de compactación). La densidad relativa de los materiales no cohesivos influye enormemente en su capacidad de licuefacción. Así, materiales con densidad relativa baja o moderada son más susceptibles.

- Profundidad y espesor de las capas. Generalmente, la licuefacción tiene lugar a pocos metros (hasta 10) de la superficie, aunque la hay documentada desde unos pocos dm de profundidad (Sims, 1973; Audemard y de Santis, 1991) hasta más de 20 m (Seed, 1979). Las capas afectadas varían normalmente entre 0,3 y 1 m de espesor, pero Tuttle y Seeber (1991) describen una capa de arenas de 8-10 cm licuefactada formando un dique de más de 2,5 m de altura.

- Origen de los sedimentos. Los materiales con mayor probabilidad de licuefacción son sedimentos de grano fino depositados a tasas altas, como los de ambientes lacustres y fluviales, y ocasionalmente los marinos y costeros (Rodríguez-Pascua, 1998).

- Topografía. Los efectos de la vibración sísmica son amplificados cerca de los relieves abruptos.

- Profundidad desde el nivel freático. La probabilidad de que se produzca la licuefacción disminuye mucho a partir de los 3 m por debajo del nivel freático, hasta llegar a hacerse nula a más de 10 m.

- Historia sísmica. La historia sísmica del sedimento puede influir en su capacidad para licuefactarse de nuevo, ya que se densifica tras la licuefacción y se hace menos susceptible en episodios posteriores. También es frecuente, por ejemplo, que se reutilicen los diques generados en sacudidas sísmicas anteriores (Kuribayashi y Tatsuoka, 1975; Obermeier *et al.*, 1990).

Alguno de los factores antes mencionados dependen, a su vez, de la edad de los materiales

en el momento del terremoto. Debido a la compactación antes mencionada, los sedimentos susceptibles de licuefactarse en la actualidad son en su mayoría holocenos (Youd y Perkins, 1978). Sin embargo, hay citas de sedimentos licuefactados en terremotos históricos de hasta 240.000 años de edad (Obermeier *et al.*, 1990), por lo que hay que considerar que la datación que se realice de los sedimentos afectados por paleolicuefacción no siempre se corresponderá con la edad de la sismita.

Entre los numerosos tipos de estructuras de licuefacción sísmica descritas en la literatura (Lowe y LoPiccolo, 1974; Lowe, 1975; Allen, 1982; Cheel y Rust, 1986; Amick *et al.*, 1990; Cojan y Thiry, 1992; Guiraud y Plaziat, 1993; Obermeier *et al.*, 1993; Obermeier, 1994; Landuzzi *et al.*, 1995; Marco y Agnon, 1995; Rodríguez-Pascua, 1998; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000), las más comunes son las siguientes (ver Figs. 15.2 y 15.3):

- Cráteres de arena por explosión
- Inyecciones en filón y volcanes de arena
- Estratificación y laminación convoluta
- Estructuras en platos y pilares
- Niveles de mezcla
- Estructuras de carga en sistemas de gradiente de densidad inverso.

Estas últimas estructuras son las que más nos interesan, dado que las sismitas encontradas en las inmediaciones de la falla de Concud pertenecen a este tipo. Su origen está en la concurrencia de dos fuerzas motrices: por un lado, la vibración sísmica; por otro, la inestabilidad gravitacional que supone la superposición de una unidad sedimentaria de mayor densidad sobre otra menos densa (ambas no consolidadas; Allen, 1982). La primera licuefacta el sedimento, mientras la segunda produce el movimiento vertical y la intrusión del material infrayacente, menos denso, en el suprayacente. Estas estructuras pueden ser clasificadas en función de su morfología (Fig. 15.3; Alfaro *et al.*, 1997, 2000). En nuestro caso particular, las estructuras que se han registrado son las denominadas estructuras de escape en llama (*flame structure*) y en champiñón (*mushroom-like structure*). Mohindra y Bagati (1996) describen estructuras en llama en sedimentos fluvio-lacustres del Pleistoceno superior-Holoceno, y estiman magnitudes para su formación próximas a 6. Rodríguez-Pascua *et al.* (2000) estiman magnitudes mínimas de 5 para que se desarrollen en sedimentos lacustres.

Las estructuras de deformación en sedimentos blandos producidas por licuefacción sísmica constituyen una evidencia de paleoterremotos. Algunos autores realizan estimaciones de los rangos de magnitud necesarios para la formación de determinadas estructuras, en cada contexto geológico concreto, de cara a su utilización en la evaluación de la peligrosidad sísmica. Las sismitas posibilitan, además, una aproximación independiente a la edad de los terremotos.

Además de todo ello, el tamaño y la distribución espacial de las estructuras de licuefacción pueden utilizarse para localizar el área fuente del paleoterremoto, en casos en que ésta no se conozca por la información geológica. Así, se supone que la distribución regional de estructuras de

una misma edad representa el área donde el movimiento del terreno causado por un paleosismo podría sentirse, y que las estructuras más grandes definen el área epicentral del mismo. No obstante, se ha observado que en ocasiones la distribución de las sismitas puede ser irregular y no necesariamente concentrada en el área epicentral. Tales irregularidades pueden estar inducidas por características del sismo o del terreno por el que se propaga, las cuales por lo general se desconocen para un paleoterremoto (Tuttle, 2001). De cualquier manera, sí que se considera aceptado que a partir de una cierta distancia respecto al epicentro ya no se generan sismitas. Como ejemplo, según la recopilación de Galli y Meloni (1993), el 90% de las estructuras de licuefacción sísmica descritas en Italia se encuentran dentro de una distancia de 40 km del epicentro del evento sísmico; el 10% restante corresponden a terremotos de intensidad muy elevada y en ningún caso se encuentran a distancias mayores de 100 km respecto a la fuente sísmica.

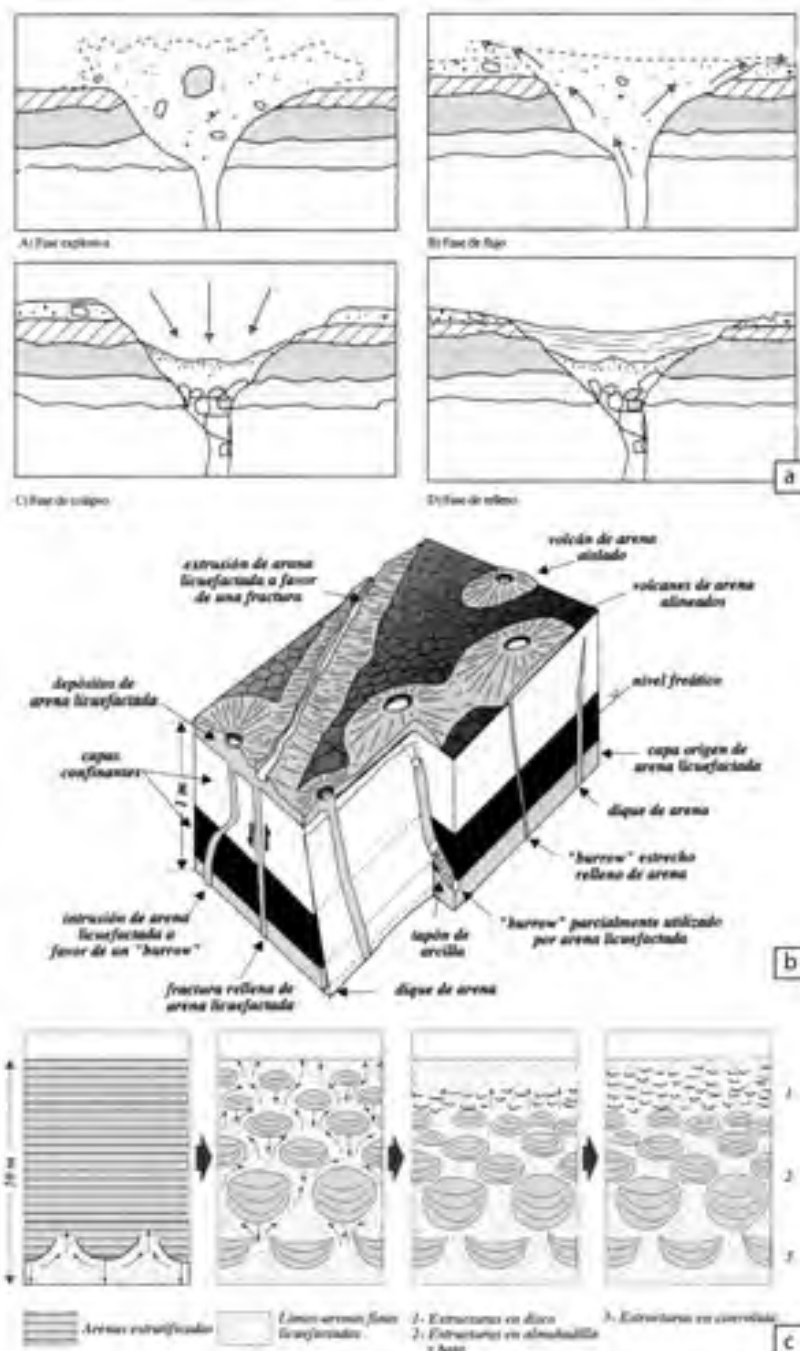


Fig. 15.2. (a) Fases de desarrollo de los cráteres de arena por explosión. (b) Inyecciones en filón y volcanes de arena desarrollados a favor de discontinuidades previas. (c) Desarrollo de estratificación convoluta, estructuras en plato y estructuras almohadilladas en sedimentos glaciares. Tomadas de Rodríguez-Pascua (1998), modificadas a su vez de Gelinas (1986), Audemard y De Santis (1991) y Cheel y Rust (1986).

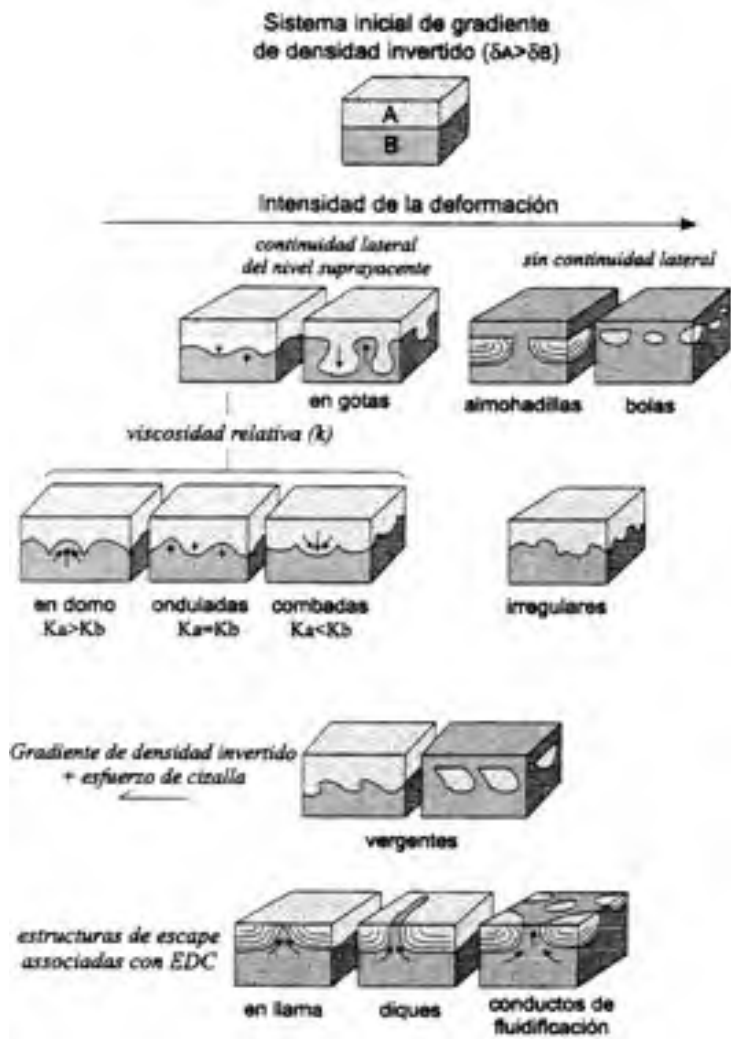


Fig. 15.3. Esquema de clasificación de las estructuras de deformación por carga. También se incluyen las estructuras de escape de fluidos asociadas a las de carga. Tomada de Alfaro *et al.*, 2000.

Todos estos objetivos son por lo general difíciles de alcanzar en su totalidad. Para realizar una estimación tanto de la edad como del área fuente o la magnitud de un paleoterremoto, es necesario documentar muchas estructuras de licuefacción a lo largo de una región, y acotar sus edades lo máximo posible (Tuttle, 2001).

15.4. Estudio de trincheras y criterios de interpretación de paleoeventos

El análisis de evidencias paleosísmicas *on fault* sólo puede realizarse sobre afloramientos frescos y limpios de la zona de falla. Aunque a veces existen cortes naturales o antrópicos que permiten estudiarla en buenas condiciones, generalmente es necesaria la excavación de trincheras *ad hoc*. Para elegir la ubicación de éstas hay que partir de un análisis neotectónico previo, seleccionando una traza de falla con signos de actividad reciente, en lugares donde estén involucrados depósitos cuaternarios (cuanto más modernos, mejor). Antes de realizar la apertura de la trinchera, hay que tener en cuenta el tipo y la secuencia de materiales que podemos encontrar, ya que de ello dependerá que podamos distinguir unos niveles de otros, que se encuentre registrado el máximo número de terremotos (para ello es importante que haya una secuencia sedimentaria lo más

continua posible y que no hayan existido procesos erosivos importantes), y que exista material susceptible de ser datado. También hay que considerar los aspectos técnicos y logísticos: ausencia de agua freática, vías de acceso para la maquinaria, permisos administrativos...

En los estudios preliminares de una campaña de trincheras resultan útiles los métodos geofísicos, que complementan las observaciones directas a la hora de elegir su emplazamiento. En este trabajo, para el caso de las dos trincheras excavadas en El Hocino, se ha realizado una prospección previa mediante magnetometría, electromagnetometría y georradar, a fin de localizar anomalías en las propiedades físicas del terreno que puedan indicar la existencia de un cambio geológico y conocer su geometría. Además, una vez abiertas éstas, se ha evaluado la utilidad del georradar como metodología de localización de la falla y de interpretación de su geometría, dado que se han podido comparar directamente los perfiles de georradar con las estructuras expuestas en las trincheras. Este método también se ha utilizado en la trinchera de Los Baños para tratar de esclarecer la geometría de la falla y la presencia o ausencia de otras estructuras a mayor profundidad de lo que la trinchera permite observar.

En cuanto a las características técnicas de la trinchera, lo ideal es que ésta sea excavada perpendicular a la traza de la falla y que las paredes sean verticales y lisas, a fin de que ofrezcan la imagen más realista de la estructura. Lo más indicado para ello es la ejecución mediante retroexcavadora. El material extraído de la trinchera se acumula a los lados de la misma, siempre a una distancia prudencial para que no haya caída del material al interior, y dejando un pasillo desde el cual observar la trinchera. Dado que en muchas ocasiones se excavan trincheras profundas, es indispensable asegurar las paredes mediante entibado.

Una vez abierta y entibada la trinchera, hay que limpiar las paredes para que puedan observarse con nitidez los distintos niveles estratigráficos y sus deformaciones. En las paredes se superpone una cuadrícula ortogonal (generalmente de 1x1 m, aunque las dimensiones pueden variar) para localizar la información y plasmarla con el mayor rigor posible.

Antes o después de hacer la cuadrícula, se marcan los niveles estratigráficos reconocidos, las fracturas y todas las deformaciones y estructuras que puedan tener un significado sísmico. Debe hacerse un registro fotográfico de la trinchera. La cuadrícula servirá después para montar un fotomosaico completo de la pared corrigiendo la deformación de las imágenes. Después se hace el dibujo detallado de la pared (*log*), que debe incluir la cuadrícula y todos los elementos previamente marcados, así como las referencias de la cuadrícula y la orientación geográfica. Hecho todo esto se procede al muestreo para las dataciones, en las condiciones que la técnica de datación requiera.

Terminado todo este trabajo, habrá que proceder al relleno de la trinchera y a la restauración del terreno.

Durante y tras la campaña de campo se realiza el análisis de toda la información recogida y la interpretación de los paleoeventos registrados en la trinchera. A la hora de presentar los resultados, es importante mostrar también la información sin interpretar (por ejemplo, las fotografías de la trinchera sin el esquema interpretativo), para permitir futuros estudios y reinterpretaciones.

Para el reconocimiento de paleoterremotos en una trinchera es necesario analizar las evidencias directas de los mismos en el registro sedimentario. Las fallas normales que llegan a romper hasta la superficie generan de manera instantánea escarpes, fisuras y basculamientos; como respuesta retardada al salto producido por la falla, se producen distintos procesos de sedimentación (McCalpin, 1996). La reconstrucción de paleoterremotos se realiza normalmente mediante el análisis combinado de esos elementos tectónicos y deposicionales. Pantosti *et al.* (1993) definieron el concepto de horizonte de evento (*event horizon*), que se refiere a la superficie del terreno existente en el momento del paleoterremoto. Estratigráficamente suele estar definido por la base del depósito siguiente que fosiliza la topografía pre-ruptura, sea éste un coluvión proveniente del escarpe de falla o cualquier otro tipo de sedimento. En caso de existir un rebaje erosivo de la superficie pre-rotura (frecuente en el bloque levantado), el horizonte de evento sería la superficie que marca la reanudación de la sedimentación. De cualquier modo, se trata del marcador cuya edad más se aproxima al momento del paleoterremoto.

Allen (1986) realizó una síntesis de los indicadores estratigráficos más típicos utilizados en la identificación de terremotos individuales en trincheras en contextos de *strike-slip*. No obstante, el reconocimiento de algunos de estos criterios se basa en que, por lo general, las fallas de desgarre tienen también cierta componente vertical. Por tanto, pueden ser utilizados también en el caso de las fallas normales. Cuatro de ellos (a, d, e, f) constituyen evidencias paleosísmicas primarias (*on-fault*), las que aquí nos ocupan, mientras los

otros dos son evidencias secundarias relacionadas con procesos de licuefacción. Los criterios primarios descritos por Allen (1986) son (ver Fig. 15.4):

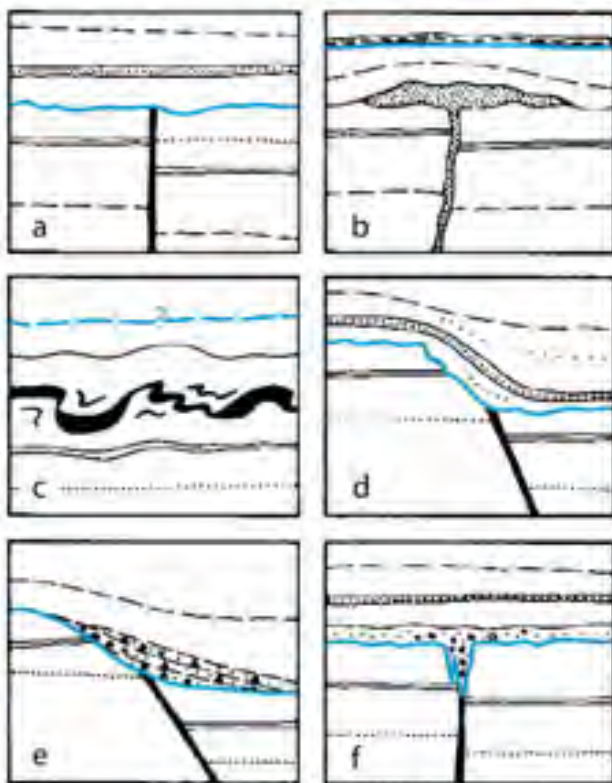


Fig. 15.4. Esquema de los criterios clásicos empleados para identificar paleoterremotos individuales (ver explicación en el texto). Tomada de Allen (1986). La línea azul indica el horizonte de evento, según interpretación de McCalpin (1996).

a) Desplazamiento de una falla que termina hacia arriba chocando contra una discordancia (Fig. 15.4a).

d) Escarpe de falla degradado y fosilizado por depósitos discordantes (Fig. 15.4d).

e) Escarpe de falla al que se adosan depósitos coluviales procedentes del propio escarpe (Fig. 15.4e; equivalente a la cuña coluvial descrita más adelante).

f) Relleno fisural en la parte más superficial de la falla, formado por materiales generalmente procedentes de una unidad suprayacente (Fig. 15.4f).

Las **cuñas coluviales** son uno de los criterios más utilizados en el caso de fallas normales

(McCalpin, 1996). Tras la formación del escarpe de falla, el material suelto expuesto en el frente cae al pie por gravedad, y da lugar a un depósito coluvial en forma de cuña que cubre en el bloque hundido la superficie existente antes del movimiento de la falla. La parte de la cuña más próxima a la falla puede estar tanto en contacto deposicional como en contacto mecánico con el bloque levantado. La parte inferior de la cuña proviene directamente de la cara libre del escarpe, y está compuesta por bloques prácticamente intactos y grandes cantos, generalmente con poca o nula matriz. Sin embargo, es frecuente que tenga cierta estructura interna, alternando niveles granosostenidos y niveles soportados por la matriz. Si desaparece completamente la cara libre del escarpe, la parte superior de la cuña suele incluir material fino, bien seleccionado y estratificado debido a la regulación de la pendiente del escarpe, y separado del anterior depósito por una superficie neta.

Respecto a las **discordancias angulares**, hay muchas probabilidades de que éstas tengan su origen en una deformación tectónica, y por tanto sean un horizonte de evento. En el caso de fallas normales, las discordancias angulares aparecen típicamente asociadas bien a un basculamiento antitético de tipo *roll-over* o a un basculamiento sintético asociado a un monoclin de acomodación o a un pliegue de arrastre. Las diferencias de buzamiento entre sucesivos niveles proporcionan una base para la reconstrucción de eventos, independiente de otras evidencias (McCalpin, 1996).

Las **fisuras** suelen formarse debido a la verticalización que presentan las superficies de rotura de las fallas normales en superficie, o bien a otros procesos de fracturación secundaria. En la mayoría de los casos muestran una apertura máxima en la parte alta y, por tanto, una sección triangular. En poco tiempo, tales fisuras se rellenan de materiales caídos por gravedad del propio escarpe de falla, o de depósitos de otro origen pertenecientes a la unidad sedimentaria suprayacente. La tipología de fisuras puede ser muy variada, dependiendo del estilo estructural y del modelo cinemático de la falla.

En la Figura 15.5 se muestran distintos modelos de mecanismos de deformación en superficie asociada a fallas normales, algunos de los cuales constituyen escenarios cinemáticos para la apertura de una fisura en la parte superior de una falla (Lafuente *et al.*, 2010): (a) Una única falla se propaga hasta la superficie con geometría planar, sin generarse una fisura. (b) Una única falla se propaga hasta la superficie, pero con un incremento del buzamiento (incluso en contrapendiente) hacia la parte superior; la causa de este cambio de buzamiento suele ser la desviación de esfuerzos característica del extremo extensivo que se induce en el labio superior de la falla normal antes de que ésta alcance la superficie (e.g. Angelier, 1979); esa geometría provoca la apertura de la fisura al moverse la falla según un vector deslizamiento paralelo al plano en profundidad. (b') Una variación del modelo anterior resulta de la propagación de la falla en forma de varias *splay faults* secundarias (estructura en "cola de caballo"; Granier, 1985). (c) Existe una falla ciega bajo una cobertera con baja cohesión intra-estrato: la falla tiende a propagarse en forma de zona de cizalla dúctil, lo cual previene la formación de una fisura en la parte superior. (d) Existe una falla ciega bajo una cobertera despegada con una elevada cohesión intra-estrato: el plegamiento monoclin flexural con extensión en el arco externo da lugar a una fisura en la cresta. (e) Existe una segunda falla pasiva en las

inmediaciones; como en el modelo c, no hay un exceso de longitud paralelo al plegamiento, por lo que no aparece fisura. (f) Asumiendo la conservación de la longitud de los estratos durante un plegamiento flexural puro, el exceso de espacio es transferido a las inmediaciones de la falla pasiva: se desarrolla una fisura de sección romboidal, cuya anchura es tanto menor cuanto más suave es el buzamiento; dicha anchura iguala el deslizamiento de falla neto en un modelo de pliegue en *kink* con el flanco monoclinal estrictamente paralelo a la falla (f'). (g) Un mecanismo mixto puede resultar a partir de la combinación de una cizalla simple operando en profundidad, que pasa a plegamiento flexural hacia la parte superior: se forma entonces una fisura en triangular, que se ensancha hacia arriba.

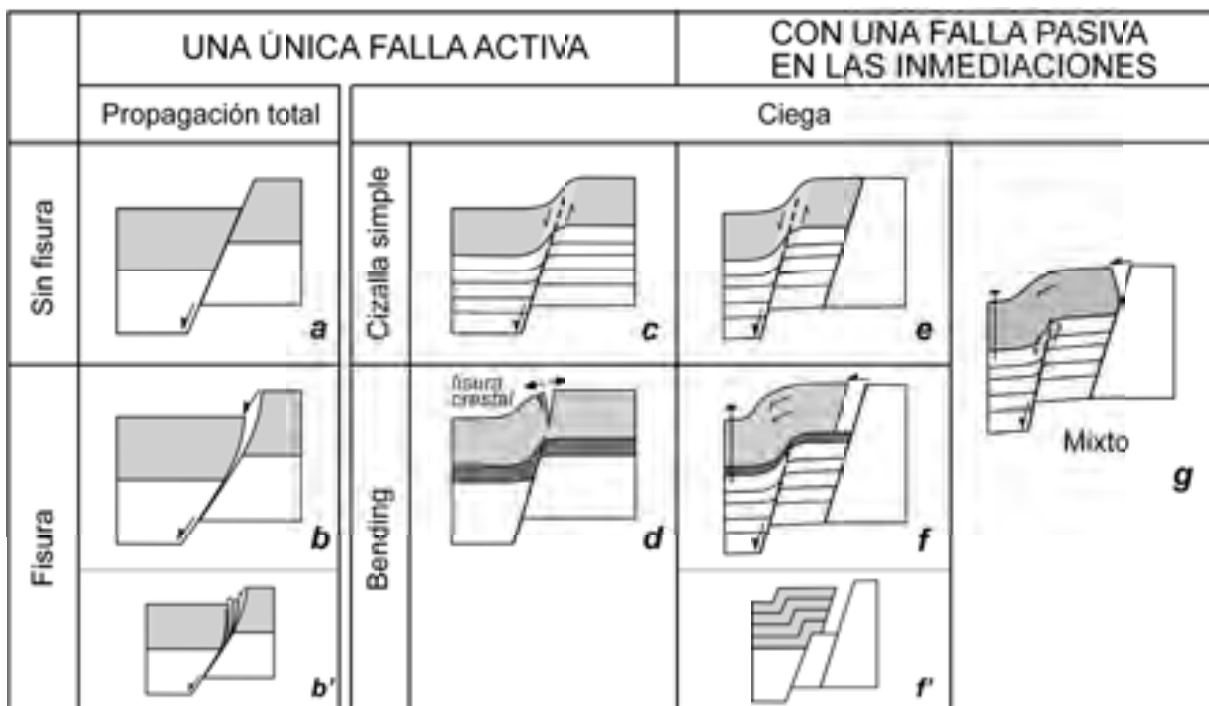


Fig. 15.5. Modelos cinemáticos para la deformación superficial asociada con fallas normales, algunos de ellos responsables de la formación de fisuras en la parte superior. Según Lafuente *et al.* (2010).

Tras identificar y evaluar las estructuras y los contactos estratigráficos que están registrando paleoterremotos, y una vez elaborada la interpretación de la trinchera, queda el trabajo de restituir las unidades a su posición previa a la deformación. Es el denominado **análisis retrodeformacional**, donde los cuerpos sedimentarios son restituidos a las geometrías originales invirtiendo el sentido de desplazamiento de las fallas. Este análisis se basa en asumir que originalmente las unidades desplazadas tenían continuidad física, y que las superficies de los niveles de grano fino eran horizontales. Para realizar la restitución son muy útiles las discordancias angulares. Puede ocurrir que durante este análisis aparezcan inconsistencias y problemas que hagan necesaria la reinterpretación del *log* de la trinchera. El modelo final debe procurar que el *log* sea restituable sin tener que recurrir a secuencias de eventos poco razonables.

15.5. Estimación de la magnitud y del salto cosísmico

El objetivo principal de los estudios paleosismológicos es la evaluación de la peligrosidad sísmica. En ese contexto, es esencial la caracterización de las fuentes sismogénicas para estimar el tamaño y recurrencia de los mayores terremotos que pueden generar. Para ello se emplean con frecuencia una serie de correlaciones empíricas, propuestas por diversos autores a partir de bases de datos de ámbito mundial que han sido progresivamente mejoradas y actualizadas. Así, el potencial terremoto que podría ocurrir en el futuro se evalúa comúnmente a partir de estimaciones de parámetros de ruptura de las fallas, como la longitud o el desplazamiento, que están relacionados con la magnitud del seísmo.

a) Evidencias primarias

Aunque se han utilizado diversos tipos de evidencias primarias para estimar la magnitud de los paleoterremotos, los parámetros comúnmente utilizados son la longitud de la falla o del segmento de rotura y el desplazamiento cosísmico (Bonilla *et al.*, 1984; Wells y Coppersmith, 1994; Stirling *et al.*, 2002; Pavlides y Caputo, 2004). Otros parámetros correlacionables, como la profundidad que alcanza la falla o el área de ruptura, son difíciles de obtener con fiabilidad.

Las relaciones que utilizan la longitud superficial de la falla presentan dos incertidumbres: (1) la falta de medidas de dicha longitud en las bases de datos históricos, y (2) las dificultades existentes para medir la longitud de rupturas prehistóricas: desconocimiento del extremo de la ruptura al hallarse cubierto o ser impreciso; dificultad en distinguir la falla principal de fallas subsidiarias; inclusión o exclusión de irregularidades en la geometría de la falla; utilización de mapas de escala inadecuada... (Bonilla *et al.*, 1984). Las relaciones que utilizan el desplazamiento cosísmico de la falla presentan limitaciones muy similares a las de la longitud de la falla.

Para la correlación entre la magnitud máxima esperable y el área de ruptura, ésta usualmente se calcula a partir de la longitud de la falla y de la profundidad media del foco de los terremotos, o del espesor de la corteza frágil. En este trabajo no se ha utilizado el área de ruptura para los cálculos de magnitud, debido a la incertidumbre existente en el cálculo de la profundidad hipocentral de los terremotos y de la profundidad de la corteza frágil. Esto, sumado a las imprecisiones que puede haber en la medida de la longitud superficial de la falla, multiplicaría la incertidumbre.

En este trabajo se utilizan y comparan varias de estas relaciones: las desarrolladas por Wells y Coppersmith en 1994 (muy utilizada), las establecidas por Stirling *et al.* (2002) a partir de una revisión de la base de datos de los anteriores autores, y las de Pavlides y Caputo (2004), elaboradas a partir de terremotos bien estudiados en la región del Egeo (Tabla 15.2). Estas relaciones estiman la magnitud del máximo sismo potencial utilizando la longitud superficial de la falla o el desplazamiento cosísmico asociado a dicho sismo. Se han utilizado también las ecuaciones para estimar el salto cosísmico potencial a partir de la longitud de la falla, o bien se ha calculado a partir de la magnitud (calculada previamente a partir de la longitud superficial de la falla). Además de utilizar estas relaciones para determinar la magnitud y el salto cosísmico asociado al mayor

terremoto esperable para la falla de Concud, se ha utilizado la fórmula propuesta por Mohammadioun y Serva (2001) para contrastar la validez de los resultados obtenidos. Para ello, se ha calculado la magnitud esperable en terremotos con caídas de esfuerzos de 30 y 100 bares (valores típicos de zonas interplaca e intraplaca, respectivamente, según Kanamori y Anderson, 1975), para comprobar si las correlaciones anteriormente aplicadas son adecuadas para una falla intraplaca como la de Concud.

El trabajo de Wells y Coppersmith (1994) parte de una base de datos de un total de 421 terremotos históricos de todo el mundo. Los datos incluyen focos poco profundos (con profundidad hipocentral menor de 40 km), tanto de terremotos interplaca como intraplaca, y con magnitudes mayores de 4,5. En esta base de datos se excluyeron los terremotos asociados con zonas de subducción. Para cada terremoto de la base de datos se realizó una compilación de parámetros de la fuente sísmica y características de la falla, incluyendo el momento sísmico, la magnitud, el mecanismo focal, la profundidad del foco, el tipo de deslizamiento, la longitud superficial y subsuperficial de la ruptura, el desplazamiento superficial neto máximo y medio, la profundidad de la ruptura y el área de la ruptura. Del total de terremotos de la base de datos, se utilizan 244 para desarrollar relaciones empíricas entre varios parámetros de la fuente sísmica, desechando aquellos datos de peor calidad. Estos autores concluyen que en sus regresiones empíricas hay una buena correlación entre la magnitud y varios parámetros de ruptura (longitudes de ruptura superficial y subsuperficial, profundidad de la ruptura y área de ruptura), con coeficientes de correlación entre 0,84 y 0,95 y desviaciones estándar entre 0,24 y 0,41 unidades de magnitud. Las relaciones entre el desplazamiento y la longitud de ruptura o la magnitud están algo peor correlacionadas (con coeficientes de correlación entre 0,71 y 0,78). En cuanto a la subdivisión de los datos de acuerdo al marco tectónico o a la región geográfica, los autores proponen distintos valores de las constantes que aparecen en las ecuaciones en función del tipo de falla, aunque lo más frecuente es que esto no se traduzca en una diferencia importante en los resultados.

El análisis realizado por Stirling *et al.* (2002) parte de su comprobación de que las regresiones realizadas por Wells y Coppersmith (1994) arrojan estimaciones de M_w y de desplazamientos cosísmicos superficiales significativamente más bajas que las regresiones derivadas de terremotos preinstrumentales, incluidos los paleoterremotos. Las regresiones desarrolladas tras añadir nuevos datos publicados y los que en su día excluyeron dichos autores reducen algo las diferencias, pero no las eliminan. Stirling *et al.* (2002) plantean que las subestimaciones en las medidas de la longitud superficial de la falla y las sobreestimaciones del desplazamiento cosísmico superficial que podrían darse como consecuencia de la degradación de los escarpes de falla podrían contribuir en alguna medida a las diferencias observadas, pero en ningún caso ser causa de errores sistemáticos en los datos utilizados en las regresiones. Teniendo en cuenta que los datos de terremotos prehistóricos conocidos se asocian casi siempre a longitudes de ruptura mayores de 10 km y desplazamientos cosísmicos importantes, los autores filtran los datos de las regresiones de Wells y Coppersmith (1994) y realizan nuevas regresiones considerando sólo los terremotos con longitud superficial de ruptura mayor de 5 km y desplazamientos cosísmicos netos medios a partir de 1 m. Las correlaciones obtenidas muestran una buena coherencia con las regresiones basadas

únicamente en datos preinstrumentales. Los resultados de Stirling *et al.* (2002) indican, por tanto, que los grandes terremotos presentan distintas relaciones de parámetros sísmicos que los terremotos pequeños. Los autores aconsejan utilizar su correlación para realizar estimaciones a partir de la longitud superficial de ruptura de terremotos prehistóricos, y utilizar las regresiones de Wells y Coppersmith (1994), o las suyas de terremotos de época instrumental, en caso de utilizar parámetros sismológicos más modernos. Las ecuaciones de estos autores no distinguen entre los tipos de fallas.

Pavlidis y Caputo (2004) presentan nuevas ecuaciones empíricas que relacionan la magnitud con la longitud superficial de la falla y con el máximo desplazamiento vertical asociado a partir de datos históricos y sismotectónicos de la región del Egeo. Las correlaciones parten de 36 terremotos, todos ellos asociados únicamente a fallas normales, de magnitud, longitud de ruptura y desplazamiento vertical conocidos, todos ellos sucedidos en época histórica. Los autores destacan que sólo unos pocos terremotos preinstrumentales pueden ser directamente correlacionados con una falla en particular, y en menos casos puede saberse la longitud de la ruptura y el desplazamiento. Es por ello que sólo han utilizado datos de los dos últimos siglos. Los terremotos utilizados para las correlaciones tienen límites de magnitud entre 5,6 y 7,2. Los autores destacan que terremotos asociados a fallas normales con magnitudes por encima de este límite superior no han sido documentados, probablemente debido al espesor de la corteza sismogénica, al menos para esa región. Eventos con magnitudes por debajo de 5,6, según sus curvas de regresión, tienen desplazamientos de 1-2 cm, por lo que las evidencias de los sismos son fácilmente destruidas en pocos días, haciendo inviable su identificación.

Mohammadioun y Serva (2001) proponen una relación teórica entre M_s y L (longitud de ruptura) y $\Delta\sigma$ (caída de esfuerzos), utilizando un modelo de ruptura simple. Según Aki (1966), el momento sísmico es uno de los parámetros fundamentales que caracterizan el tamaño de un terremoto, y para la determinación del momento sísmico es importante conocer el esfuerzo inicial y la caída de esfuerzos producida en el terremoto. En cuanto a los valores de $\Delta\sigma$, Kanamori y Anderson (1975) indican que los terremotos intraplaca tienen sistemáticamente caídas de esfuerzos mayores (~ 100 bar) que los terremotos interplaca (~ 30 bar). Según Mohammadioun y Serva (2001), las ecuaciones propuestas por Wells y Coppersmith (1996) llevan implícita una caída de esfuerzos constante de 30 bares para los valores de M_w elegidos por los autores en su análisis de regresión. Utilizando la ecuación obtenida, y para terremotos de todo el mundo con longitudes de ruptura y M_s conocidas (tomados de la base de datos proporcionada en el trabajo de Wells y Coppersmith de 1994), los autores calculan los valores de $\Delta\sigma$ para distintos tipos de ambientes tectónicos, y concluyen que la caída de esfuerzos no es constante, sino que existe una variación en función principalmente de la profundidad de la ruptura. Los resultados tienden a indicar que los valores de caída de esfuerzos se incrementan con la profundidad de la falla, hasta aproximadamente 15 km (seguramente coincidiendo con el límite frágil-dúctil de la corteza). Este incremento es más notable en el caso de fallas inversas que en fallas normales o transpresivas. Según la ecuación obtenida por los autores, eventos con mayores caídas de esfuerzos tienen comparativamente superficies de ruptura más pequeñas para una magnitud dada. Los autores destacan que dicha ecuación podría no

ser válida tanto para eventos extremadamente grandes como para los de magnitud inferior a 5, y también que son necesarios datos adicionales para confirmar y refinar los resultados antes de ser aplicados para la estimación de la peligrosidad sísmica.

Las fórmulas resultantes de las relaciones empíricas propuestas por todos estos autores y que se utilizan en este trabajo vienen recogidas en la Tabla 15.2.

Wells y Coppersmith (1994) M_w = magnitud momento SRL = longitud superficial de la falla MD = máximo desplazamiento neto	$M_w = a + b \log (\text{SRL})$ $\log (\text{MD}) = a + b \log (\text{SRL})$
Stirling <i>et al.</i> (2002) M_w = magnitud momento L = longitud superficial de la falla D = desplazamiento neto medio	$M_w = a + b \log (L)$ $\log (D) = a + b \log (L)$
Pavlidis y Caputo (2004) M_s = magnitud de ondas superficiales SRL = longitud superficial de la falla MVD = máximo desplazamiento vertical	$M_s = 0,90 \log (\text{SRL}) + 5,48$ $\log (\text{MVD}) = 1,14 M_s - 7,82$
Mohammadioun y Serva (2001) M_s = magnitud de ondas superficiales L = longitud de la falla (superficial) $\Delta\sigma$ = caída de esfuerzos	$M_s = 2 \log L + 1,33 \log \Delta\sigma + 1,66$

Tabla 15.2. Correlaciones empíricas entre parámetros de la falla y parámetros sísmicos. En las ecuaciones de Wells y Coppersmith (1994) y de Stirling *et al.* (2002), a y b son constantes establecidas empíricamente, y varían en función del parámetro que se desea calcular, del tipo de movimiento de la falla (en las primeras ecuaciones), y de si se trata de terremotos sucedidos en la época instrumental o preinstrumental (en el caso de las segundas). Los valores de estas constantes vienen recogidos en las tablas del Anexo VII, junto con las gráficas de correlación.

La ecuación de Pavlidis y Caputo (2004) calcula el máximo desplazamiento vertical (MVD); para transformarlo a desplazamiento cosísmico neto, se tiene en cuenta el buzamiento de la falla y su dirección de movimiento. Además, dichos autores, así como Mohammadioun y Serva (2001), utilizan el parámetro M_s (magnitud de ondas superficiales). La transformación de M_s a M_w (magnitud momento, más empleada en la actualidad) se ha realizado utilizando la relación de Konstantinou *et al.* (2005):

$$M_w = 0,76 M_s + 1,53 \quad (\text{IV.1})$$

Con independencia de lo anterior, la observación directa del registro dejado por los paleosismos, bien en un afloramiento natural o por la apertura de una trinchera, permite realizar una medición *in situ* y aproximarse con más certeza a los saltos cosísmicos. A partir de este dato puede realizarse también el cálculo de la M_w utilizando las correlaciones empíricas.

b) Evidencias secundarias

Los métodos que utilizan evidencias secundarias para estimar las paleomagnitudes están todavía en pleno desarrollo. Se admite como premisa que la licuefacción sísmica causante de estructuras de deformación en sedimentos blandos (sismitas) puede producirse como consecuencia de terremotos de magnitud mayor o igual a 5 (Atkinson, 1984; Audemard y de Santis, 1991), y con mayor frecuencia a partir de 5,5 o 6 (Ambraseys, 1988). Autores como Obermeier *et al.* (1993), Landuzzi *et al.* (1995), Guiraud y Plaziat (1993), Mohindra y Bagati (1996) o Cojan y Thiry (1992) han realizado asignaciones de magnitud para distintos tipos de sismitas en casos particulares. Como ejemplo cercano, Rodríguez-Pascua *et al.* (2000) presentan una interpretación de la magnitud de los terremotos en función del tipo de sismitas reconocidas en sedimentos lacustres miocenos del Prebético de Albacete (Fig. 15.6). Rodríguez-Pascua *et al.* (2004) muestran un esquema explicativo para la gradación de intensidades de deformación para gravas, arenas y limos (Fig. 15.7), pero sin asignar magnitudes concretas a cada tipo de estructura. Estas asignaciones pueden ser tomadas como referencia, pero siempre con cautela, ya que el desarrollo de las estructuras de licuefacción no sólo depende de la magnitud del sismo que las ha generado.

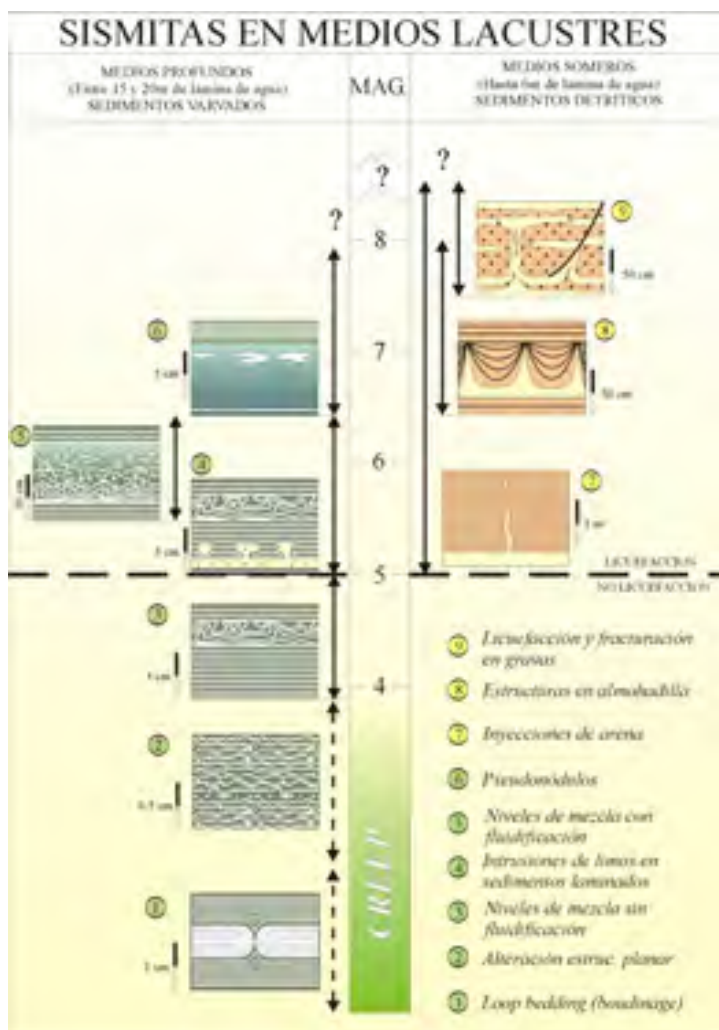


Fig. 15.6. Esquema de síntesis de las relaciones entre sismitas en medios lacustres (someros y profundos) y magnitudes sísmicas asociadas. Tomada de Rodríguez-Pascua *et al.* (2000).

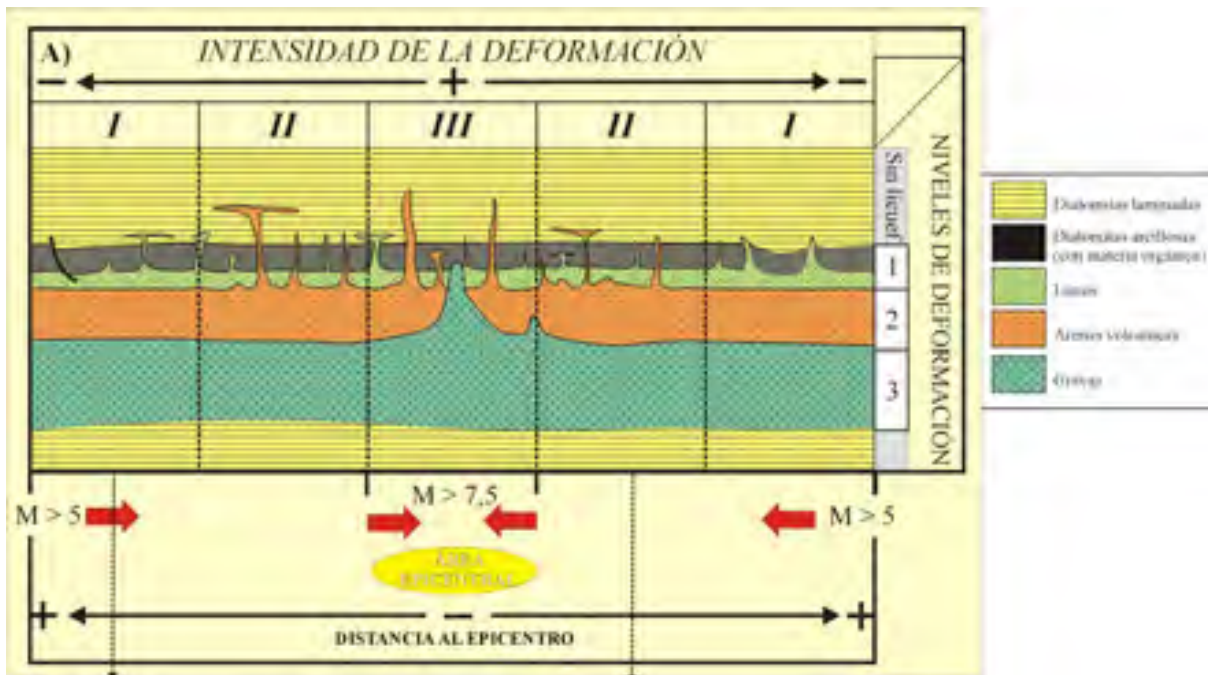


Fig. 15.7. Modelo de gradación de intensidades de la deformación para gravas, arenas y limos. Tomada de Rodríguez-Pascua *et al.* (2004).

También existen múltiples propuestas acerca de la estimación de la magnitud de un terremoto en función de la distancia máxima a la que aparezcan las estructuras de licuefacción, siempre que se conozca el área fuente. Este tipo de relaciones se propusieron por primera vez por Kuribayashi y Tatsuoka (1975) para terremotos de Japón. Posteriormente la base de datos se fue ampliando con terremotos de todo el mundo, y proponiéndose nuevas ecuaciones como las de Ambraseys (1988) o Galli (2000), esta última con terremotos de Italia. Esta aproximación supone considerar implícitamente que la presencia de sismitas está en sí misma asociada, no con la superación de un umbral de magnitud, sino de intensidad sísmica; así, cuando ésta se atenúa, la sismita deja de desarrollarse.

En los últimos años se ha desarrollado una nueva escala de intensidad macrosísmica que complementa a las que ya existían (Escala de Mercalli Modificada o MM, Wood y Neumann, 1931; Escala MSK, Medvedev *et al.*, 1965; Escala Macrosísmica Europea o EMS-98, Grünthal, 1998): es la escala de intensidad macrosísmica ESI-2007 o escala de intensidad INQUA (Michetti *et al.*, 2007). Mientras los grados de intensidad de las anteriores escalas se basan en cómo es percibido el terremoto por las personas, los efectos y daños sobre las edificaciones y los efectos sobre el terreno y algunas alteraciones del medio natural, la escala ESI-2007 establece los grados de intensidad de un terremoto únicamente en función de los efectos que éste genera en el medio ambiente (Fig. 15.8). La escala se ha elaborado a partir de la observación de los efectos de terremotos actuales en el medio, y presenta la gran ventaja de que permite asignar intensidades a sismos históricos y prehistóricos en función de las dimensiones tanto de evidencias primarias (rupturas de falla superficiales, elevación y subsidencia tectónica, basculamientos del terreno) como de evidencias secundarias (agrietamientos, deslizamientos, licuefacción, efectos hidrológicos y sobre la vegetación...).

La escala ESI-2007 tiene la misma estructura básica que el resto de las escalas, con los mismos doce grados de intensidad. Su uso como herramienta independiente para caracterizar terremotos actuales sólo se recomienda cuando los efectos sobre los seres humanos y/o las edificaciones no existan (zonas despobladas) o sufran saturación (por encima del grado X). En el resto de casos debe utilizarse junto a otra escala macrosísmica que la complemente. No obstante, puede ser utilizada como aproximación de la intensidad de paleoterremotos con evidencias primarias y secundarias claras, puesto que a partir del grado VII utiliza como criterio diagnóstico el registro geológico de procesos de licuefacción y deslizamientos, y desde el grado VIII, efectos primarios como rupturas de falla y registro geomorfológico permanente.

15.6. Cálculo del periodo de recurrencia

El periodo de recurrencia puede ser calculado de dos formas distintas: obteniendo una recurrencia media para un periodo de movimiento que incorpore múltiples paleoterremotos y promedie el tiempo transcurrido entre ellos (el llamado método directo), o datando cada paleoterremoto por separado (método geológico) (McCalpin, 1996).

En el método directo, el cálculo del periodo de recurrencia medio o a largo plazo consiste en dividir el valor del salto cosísmico medio por la tasa de desplazamiento media (Wallace, 1970):

$$RI = D / (S-C) \quad (IV.II)$$

RI = periodo de recurrencia medio (*recurrence interval*).

D = salto cosísmico medio (*coseismic displacement*).

S = tasa de desplazamiento cosísmica (*slip rate*).

C = tasa de desplazamiento por *creep* (para la mayoría de las fallas este valor se considera cero, a no ser que se haya documentado *creep* en épocas históricas).

Aunque el cálculo directo del periodo de recurrencia es útil como una primera aproximación, el mejor cálculo es el geológico, a partir de la datación de terremotos individuales y obtención de los periodos intersísmicos. Por lo general, los periodos de recurrencia entre terremotos son irregulares, y el patrón de irregularidad puede ser útil para entender la dinámica de las fallas individuales y su ciclo sísmico (Scholz, 1990). Lo mismo ocurre con el salto cosísmico: puede calcularse un valor medio para un largo periodo con el método directo, o puede ser obtenido de forma más precisa a partir de la medida del desplazamiento registrado por un marcador geológico o geomorfológico en cada paleoterremoto individual.

16. ESTIMACIÓN DE PARÁMETROS PALEOSÍSMICOS DE LA FALLA DE CONCUD A PARTIR DE CORRELACIÓN EMPÍRICA

A partir de la longitud de la falla y de las tasas de desplazamiento neto calculadas anteriormente, es posible aplicar correlaciones empíricas para realizar una evaluación del comportamiento paleosísmico de la falla de Concud.

Se han utilizado las correlaciones empíricas (regresiones log-lineares) inferidas por Wells y Coppersmith (1994), Stirling *et al.* (2002) y Pavlides y Caputo (2004), con el objetivo de estimar la **magnitud momento** (M_w) del máximo terremoto esperable, así como el salto cosísmico asociado al mismo. Para ello se ha utilizado la longitud total de la traza visible de la falla (14,2 km), dado que se ha interpretado que no existe segmentación sísmica en la misma (ninguna de las discontinuidades que podrían constituir hipotéticos límites de segmentos parece tener entidad suficiente para detener la propagación de los terremotos más grandes).

Además, se ha aplicado la correlación entre M_s (magnitud de ondas superficiales) y la longitud de la falla propuesta por Mohammadioun y Serva (2001), teniendo en cuenta diferentes valores de caída de esfuerzos: 30 bares (valor promedio en terremotos corticales interplaca) y 100 bares (más propio de terremotos intraplaca).

A partir de las ecuaciones de Pavlides y Caputo (2004) y de Mohammadioun y Serva (2001) se obtienen los valores respectivos de M_s : 6,52, y 6,62 (100 bares) o 5,93 (30 bares). Para homogeneizar los valores y transformar M_s a M_w se ha utilizado la relación de Konstantinou *et al.* (2005), obteniendo valores de M_w de 6,48, 6,56 y 6,04. En el caso de la primera ecuación, lo que se obtiene es el parámetro MVD (máximo desplazamiento vertical). Para transformarlo a desplazamiento cosísmico neto se ha tenido en cuenta el buzamiento promedio de la falla de Concud (70°) y un movimiento normal puro.

Prestando atención a los resultados obtenidos mediante cada correlación (Tabla 16.1), se puede observar cómo las magnitudes obtenidas a partir de Wells y Coppersmith (1994), Stirling *et al.* (2002) y Pavlides y Caputo (2004) son relativamente similares, entre $M_w = 6,4$ y $M_w = 6,8$. La magnitud calculada aplicando la ecuación de Mohammadioun y Serva (2001) con una caída de esfuerzos de 100 bares está también muy próxima a las anteriores ($M_w = 6,6$), mientras que es claramente distinta utilizando una caída de esfuerzos de 30 bares ($M_w = 6,0$) (Tabla 16.1). Estos resultados sugieren que los paleoterremotos en la región de estudio están típicamente asociados a las caídas de esfuerzos medias propuestas para zonas intraplaca, y que, a pesar de ello, los modelos empíricos utilizados tradicionalmente (Wells y Coppersmith, 1994 y ecuaciones que modifican el modelo) siguen siendo aplicables en este caso.

En cuanto a las estimaciones del **desplazamiento cosísmico medio** asociado a terremotos de esas magnitudes, hay que destacar las diferencias de los valores obtenidos a partir de las distintas aproximaciones. Los desplazamientos netos obtenidos mediante las correlaciones de Wells y Coppersmith (1994) y Pavlides y Caputo (2004) son muy similares (0,58 y 0,44 m respectivamente), pero

difieren notablemente de los obtenidos con la correlación de Stirling *et al.* (2002), que da un desplazamiento de 2,06 m. Como se discutirá más adelante, es este último valor el que se aproxima a los mayores saltos observados en las trincheras estudiadas por nosotros.

		Wells y Coppersmith (1994)	Stirling <i>et al</i> (2002)	Pavlidis y Caputo (2004)(*)	Mohammadioun y Serva (2001)(*)
Magnitud momento (M_w)		6,38 ($\pm 0,64$)	6,80 ($\pm 0,18$)	6,48	6,56 (100 bares) 6,04 (30 bares)
Desplazamiento cosísmico (m) (**)	Vertical	-	-	0,41	-
	Neto	0,58 ($0,22 \leq D \leq 1,47$)	2,06 ($0,96 \leq D \leq 4,40$)	0,44	

Tabla 16.1. Magnitud momento y desplazamiento cosísmico estimado para la falla de Concud a partir de las relaciones empíricas aplicadas.

(*) Mediante estas correlaciones se calcula el valor de M_s . Para transformar M_s a M_w se ha aplicado la relación de Konstantinou *et al.* (2005): $M_w = 0,76 M_s + 1,53$.

(**) En todos los casos es el desplazamiento máximo, excepto en la ecuación de Stirling *et al.* (2002), que se refiere al desplazamiento medio. Los valores entre paréntesis expresan la desviación estándar. La ecuación de Pavlidis y Caputo (2004) se refiere al desplazamiento vertical; éste ha sido transformado en desplazamiento neto teniendo en cuenta un buzamiento promedio de la falla de 68° y un movimiento normal puro.

Para calcular el periodo de recurrencia medio de los terremotos asociados a la falla hemos aplicado directamente la ecuación IV.11 explicada en el apartado 15.6. Hemos utilizado para ello los desplazamientos cosísmicos obtenidos a partir de las correlaciones empíricas y las tasas de desplazamiento neto calculadas en el capítulo 9. En la falla de Concud no se han detectado evidencias de movimiento lento por *creep*, por lo que el valor de dicho parámetro se ha considerado cero. Los periodos de recurrencia promedio obtenidos para cada lapso temporal se hallan recogidos en la Tabla 16.2. Obviamente, ya que el cálculo parte de los desplazamientos cosísmicos calculados, se han obtenido periodos de recurrencia muy similares para los saltos calculados con las correlaciones de Wells y Coppersmith (1994) y Pavlidis y Caputo (2004), y a su vez alejados de los calculados a partir de Stirling *et al.* (2002).

Modelo de correlación	Periodo de recurrencia medio (ka)			
	Post - Rusciniense (falla en conjunto)	Post - Pleistoceno medio (Los Baños)	Intra - Pleistoceno superior (Los Baños)	Post - Pleistoceno superior (El Hocino)
Wells y Coppersmith (1994)	8,29	1,76 -2,52 3,22 -3,62 (*)	2,52	5,27 -7,25
Stirling <i>et al.</i> (2002)	29,43	6,24 -8,96 11,44 -12,88 (*)	8,96	18,73 -25,75
Pavlidis y Caputo (2004)	6,29	1,33 -1,91 2,44 -2,75 (*)	1,91	4,0 -5,5

Tabla 16.2. Periodos de recurrencia promedio calculados a partir de las tasas de desplazamiento obtenidas para distintos lapsos temporales y en distintos puntos de la falla, y de los saltos cosísmicos estimados mediante las diferentes correlaciones empíricas. (*) Valores calculados a partir de las dataciones de Gutiérrez *et al.* (2008).

17. SISMITAS

En este apartado se aportan evidencias obtenidas en campo a partir de la observación de una serie de estructuras de deformación en depósitos no consolidados, de cara a contribuir a la valoración de la actividad paleosísmica de la falla de Concul. Estas estructuras han sido caracterizadas en depósitos de terraza fluvial del Pleistoceno medio-superior en la zona de confluencia de las fallas de Concul y Teruel, a escasa distancia al norte de la capital, e interpretadas como producto de la licuefacción cósmica (sismitas: Seilacher, 1969). La presencia de sismitas en sedimentos cuaternarios, junto con los estudios paleosísmicos, evidencian una actividad sísmica reciente ligada a las fallas principales, de nivel muy superior a la reflejada en el registro sísmico histórico e instrumental.

17.1. Estructuras de deformación en arenas y gravas fluviales del Pleistoceno medio (Terraza Media de Los Baños)

a) Situación y materiales

Las estructuras de deformación en sedimentos blandos afectan a la Terraza Media del río Alfambra, concretamente al último retazo elevado que se conserva de ella en su margen derecha antes de la confluencia con el río Guadalaviar (afloramiento de Los Baños, punto 1 en la Figura 17.1; coordenadas UTM: 30T X: 661888, Y: 4471969). Dicho retazo forma una plataforma estructural en la zona de Los Baños (unos 3 km al norte de Teruel), que se sitúa a 60-65 m sobre el cauce del río. Se localiza en el bloque levantado de la falla de Concul y a escasa distancia de ésta, discordante sobre los depósitos clásticos rojos del Vallesiense y las calizas y margas del Tuoliense (Fig. 17.2). La edad de la terraza, como ya se ha indicado anteriormente (capítulo 3), es Pleistoceno medio (entre $250 \pm 32/-25$ y 116 ± 4 ka; Arlegui *et al.*, 2004; Gutiérrez *et al.*, 2008).

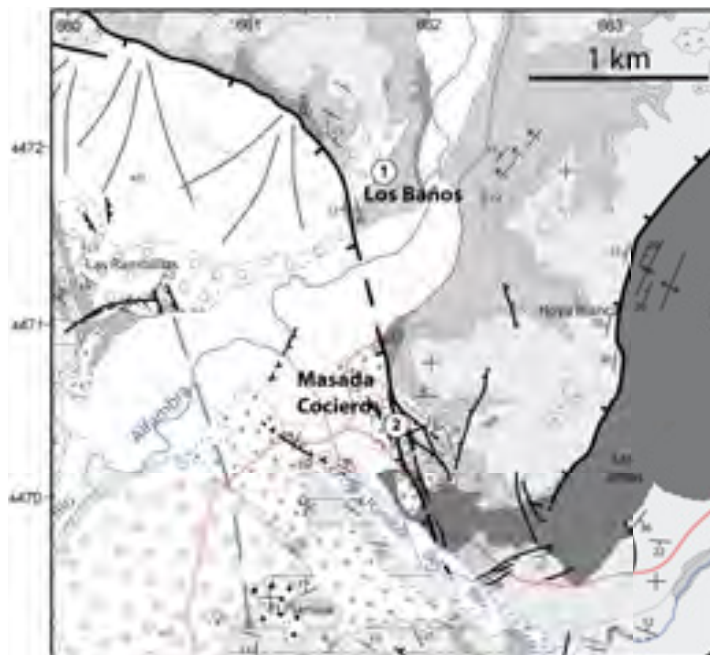


Fig. 17.1. Detalle del mapa geológico de la zona en la que se han localizado afloramientos con sismitas.

La serie sedimentaria de la terraza en esta zona tiene un espesor total de entre 11 y 18 m y presenta dos tramos bien diferenciados (Fig. 17.2):

a) Un tramo inferior constituido por 4 a 12 m de gravas pardas oscuras, que intercalan, sobre todo en su parte inferior, niveles de arenas amarillentas y lutitas anaranjadas. Se trata de gravas granosostenidas, con cantos entre angulosos y subredondeados, poligénicos y muy heterométricos (entre 2 mm y 15 cm, predominando los cantos entre 2 y 5 cm), todo ello dentro de una matriz arenosa de grano grueso (en ocasiones microconglomerática). En general las gravas se encuentran bien cementadas. Se disponen en cuerpos de potencia decimétrica, con geometría tabular o lenticular, bases canaliformes, cicatrices internas erosivas y estratificación cruzada en surco y planar en sets de potencia decimétrica a métrica. Las arenas (de grano fino a medio) y las lutitas se disponen en niveles lenticulares de potencia decimétrica y escasa continuidad lateral, con laminación paralela.

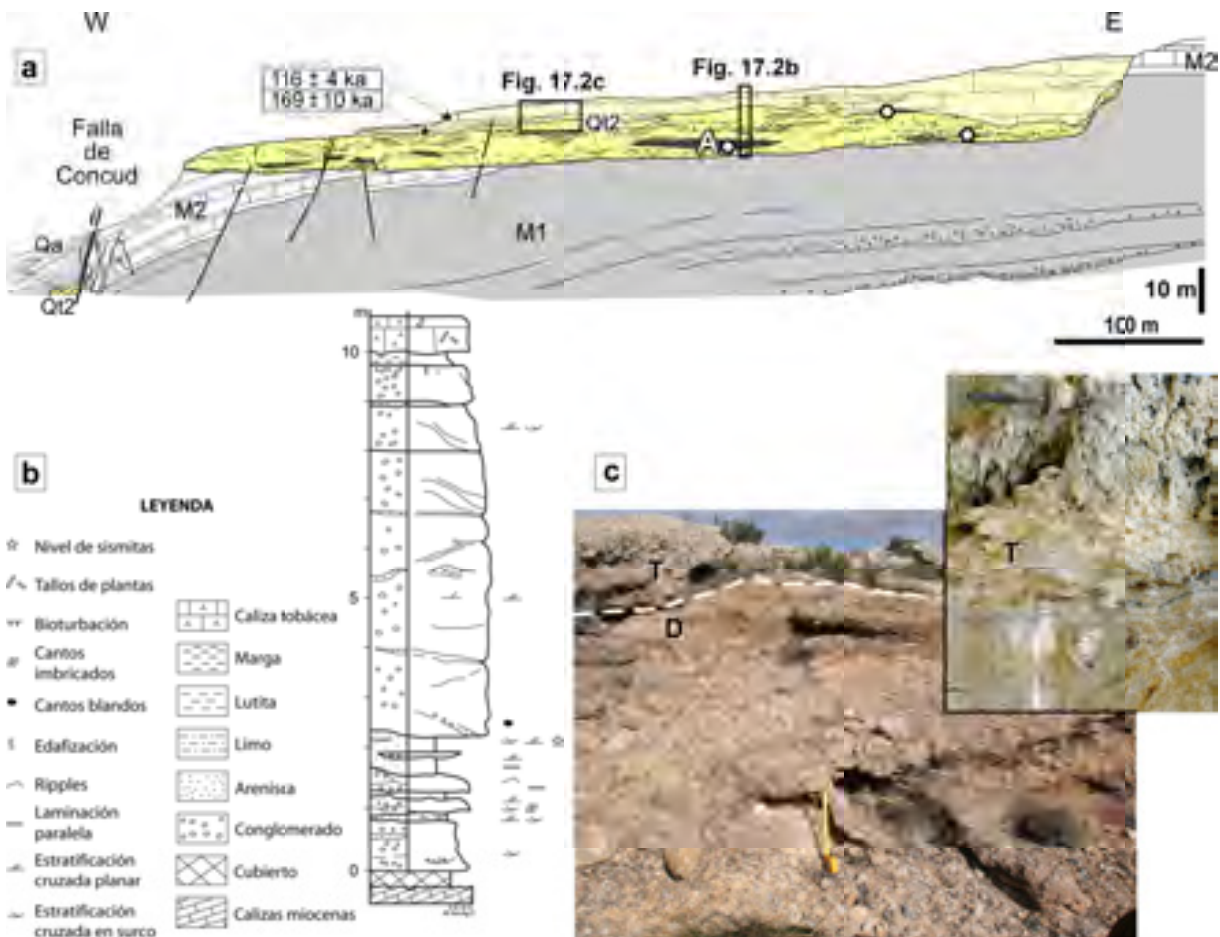


Fig. 17.2. (a) Corte geológico de Los Baños (punto 1 en la Fig. 17.1), en el que se representa la arquitectura sedimentaria de la Terraza Media del río Alfambra sobre el Neógeno deformado. Los círculos blancos muestran la situación de las estructuras de licuefacción observadas, y los asteriscos, las dataciones realizadas por Arlegui *et al.* (2006). M1: Rojo 1, Vallesiense; M2: Páramo 1, Vallesiense superior-Turolense; Qt2: Terraza Media, Pleistoceno Medio; Qa: depósitos aluviales, Pleistoceno superior. (b) Columna sedimentaria de la Terraza Media en el entorno del punto A, donde se encuentra la estructura estudiada más en detalle. (c) Aspecto de campo de los depósitos de terraza (D: unidad detrítica; T: calizas tobáceas) y detalle de las tobas en corte fresco en una cantera contigua.

b) Un tramo superior formado por calizas tobáceas de potencia comprendida entre 2 y 15 m. Estas tobas son masivas en algunos tramos y estratificadas en otros. La base de este tramo es irregular, y localmente muestra interdigitaciones con el techo del tramo detrítico. Contiene abundantes moldes de vegetales, de tamaño centimétrico a métrico, e intercala algunos niveles laminados de margas calcáreas blanquecinas.

Las estructuras estudiadas en este afloramiento afectan a los niveles arenosos intercalados en las gravas, localizándose en tres puntos separados entre sí unas decenas de metros (Fig. 17.2a). Dos de ellas se encuentran cerca de la base de la unidad detrítica, y serían prácticamente sincrónicas, mientras que el otro se sitúa en una posición más alta.

b) Descripción de las estructuras

La estructura más evidente y representativa es la observada en el punto A de la Figura 17.2a. Es una estructura compuesta con dos niveles deformados (de grano fino, el inferior, y grueso, el superior) separados por una capa confinante constituida por limos y un cuerpo lenticular de conglomerados, todo ello deformado por la intrusión de las arenas (Fig. 17.3). Se pueden observar intrusiones de arena de grano fino a muro de la estructura, cortando capas de limos y arenas de grano grueso, y encajadas dentro de la capa de conglomerados. Dentro de este nivel de arenas, en áreas próximas a la intrusión, existen zonas de colapso de las capas superiores. La segunda capa de arenas licuefactadas (de grano grueso) intruye en un paquete de conglomerados que sella la estructura en la parte superior. La intrusión de estas arenas también genera zonas de colapso y microfallas normales en el nivel de limos intermedio. La intrusión presenta estructuración planar con una dirección aproximada N-S.

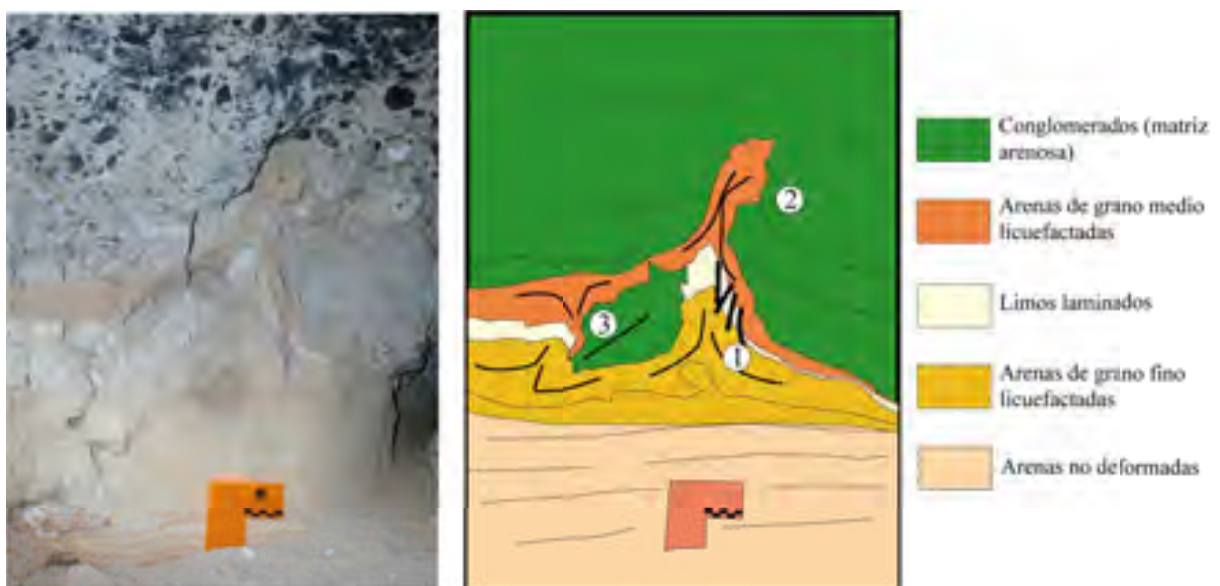


Fig. 17.3. Estructura de licuefacción en la Terraza Media de Los Baños (Pleistoceno medio; punto 1 en la Fig. 17.1, punto A en la Fig. 17.2a): dique compuesto en el que arenas de grano fino (1) se han inyectado en limos y conglomerados, a favor de otra intrusión (2) de arenas de grano medio en gravas; el desplazamiento de arena licuefactada hacia el dique provoca colapsos (3). Regla de escala: 10 x 10 cm. Modificada de Lafuente *et al.* (2008b).

c) Interpretación

La estructura observada tiene su origen en la licuefacción de las arenas, habiendo actuado la capa de conglomerados suprayacente como nivel confinante. La intrusión de las arenas hacia los niveles superiores genera efectos de colapso en las zonas próximas a éstas, debido a la pérdida de sedimento por intrusión por debajo de la capa confinante. Pueden interpretarse como procesos de *draw-in* (Takahama *et al.*, 2000), asociados a licuefacción sísmica en conglomerados y debidos a la pérdida de material por extrusión en la superficie de gravas licuefactadas. Las dos capas de arena se licuefactan por el mismo mecanismo disparador, ya que presentan la misma orientación y los mismos conductos (diques) de ascenso hacia niveles superiores. La capa de limo que separa ambas tiene en el momento de la deformación un grado de litificación mayor que las arenas, ya que se deforma frágilmente, mientras que las arenas tienen un comportamiento dúctil. Esto hace que la capa de limos compartimente la licuefacción generando una estructura compuesta.

La carga del conglomerado no parece una causa probable de la licuefacción, ya que los sistemas de fuerzas dirigidas provocados por ella habrían deformado todo el nivel de arenas inferior, y sin embargo sólo aparece licuefactada la parte superior del mismo. Este hecho, junto con la estructuración planar de las intrusiones, subparalela a la falla de Concud en esta zona, apoya el origen sísmico de la licuefacción. Li *et al.* (1996) realizan un estudio comparativo entre intrusiones de arena cuyo mecanismo disparador fue la elevación brusca del nivel freático y otras de origen sísmico. En el primer caso las licuefacciones ascienden por conductos tubulares, mientras que en el segundo caso son intrusiones fisurales. Davenport *et al.* (1994) describen asimismo diques de arena asociados al terremoto de Roermond de 1992 (Holanda), donde se desarrollaron a favor de fisuras de extrusión en superficie en forma de volcanes de arena y “erupciones fisurales”. Sukhija *et al.* (1999) citan diques orientados en el arco de cabalgamientos frontal del Himalaya en la India, asociándolos al terremoto de Assam de 1897 ($M_b = 8,7$). En todos estos casos, la orientación preferente de los diques estaría controlada por el campo de esfuerzos local durante el evento sísmico, tendiendo los diques a orientarse según un plano perpendicular al eje de esfuerzo mínimo σ_3 (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000).

17.2. Estructuras de deformación en arenas y gravas fluviales del Pleistoceno superior (Terraza Media de Masada Cociero)

a) Situación y materiales

Las estructuras aparecen en un retazo muy reducido de la terraza que se localiza a 40 m sobre el cauce en la margen izquierda del río Alfambra (afloramiento Masada Cociero, punto 2 en la Figura 17.1; coordenadas UTM: 30T X: 661863, Y: 4470538). Los sedimentos estudiados afloran también en un talud del antiguo ferrocarril minero Ojos Negros-Sagunto (actual Vía Verde), unos 2 km al NE de Teruel. Aparecen cortados por un plano de falla principal de dirección N-S que los pone en contacto con lutitas del Rojo 1 y carbonatos del Páramo 1 (Fig. 17.4a), y que representa uno de los planos principales de la compleja zona de la terminación de la falla de Concud.

La serie sedimentaria (Fig. 17.4), con un espesor visible de 7m, está constituida por una alternancia de gravas poligénicas grises, arenas, limos y arcillas rojo-anaranjadas. Dentro de la serie se reconocen cinco secuencias individuales con potencias que varían de 1 a 2 m, cada una de ellas formada por un término inferior de gravas y uno superior heterolítico (arenas, limos y arcillas). Las gravas son granosostenidas, con cantos poligénicos y heterométricos y matriz arenosa, y están bien cementadas. Se disponen en cuerpos de espesor decimétrico de geometría tabular y base canaliforme, con abundantes estratificaciones cruzadas y cicatrices internas. Los limos y arcillas del término superior se disponen en cuerpos tabulares de potencia decimétrica, con laminación paralela e hiladas de cantos en su parte inferior. Con frecuencia muestran signos evidentes de procesos edáficos, como bioturbación por raíces y nodulización. Las arenas que se intercalan hacia la base de este tramo superior son de grano fino y medio, y se disponen en cuerpos tabulares de potencia decimétrica.

La altura relativa de esta terraza es ligeramente inferior a la que corresponde a la terraza media en el valle del río Alfambra. Una datación absoluta mediante luminiscencia óptica (OSL) arroja una edad de $90,5 \pm 5,3$ ka que la sitúa ya en el Pleistoceno superior (Lafuente, 2007; Lafuente *et al.*, 2008b). Estos datos, junto con las diferencias en su arquitectura sedimentaria respecto a dicha terraza media en este sector, sugieren que muy probablemente se trate de un nivel desdoblado de la misma, más reciente que el nivel dominante en todo el valle del Alfambra.

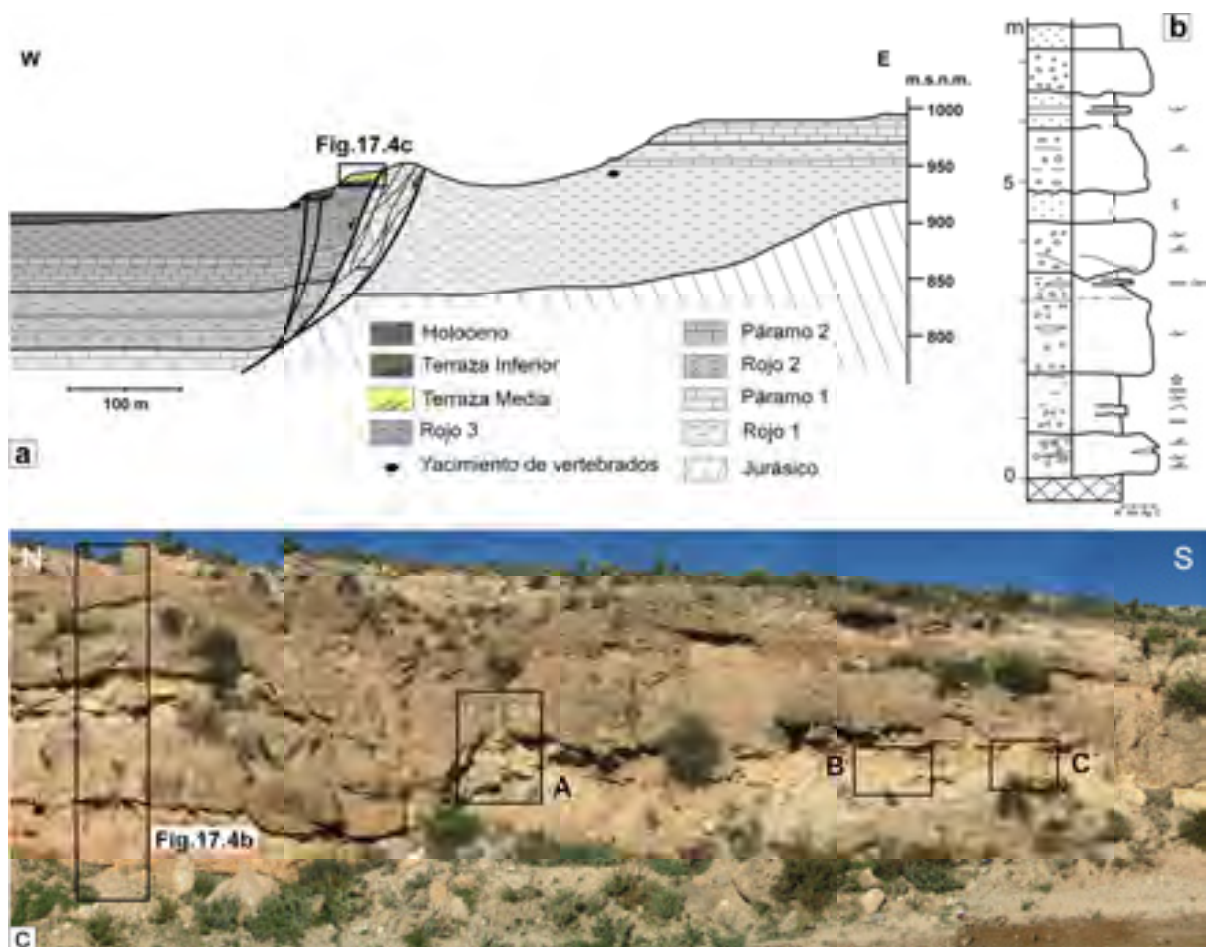
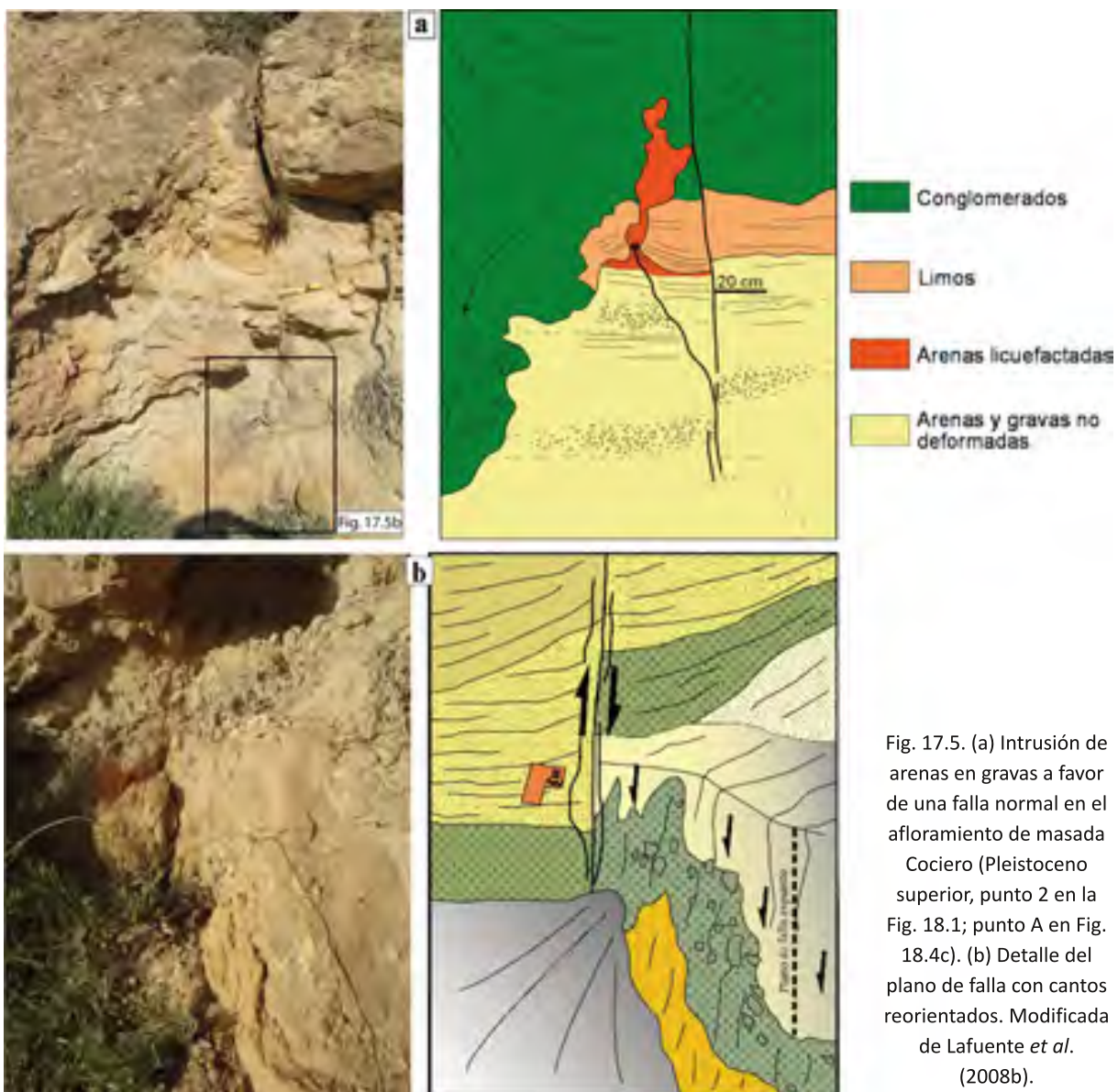


Fig. 17.4. (a) Corte geológico a través del extremo sur de la falla de Conclud, donde se sitúa el afloramiento de Masada Cociero (punto 2 en la Fig. 17.1a). (b) Columna sedimentaria de detalle de la Terraza Superior afectada por licuefacción (ver leyenda en Fig. 17.2). (c) Fotografía de conjunto del afloramiento con la localización de las estructuras descritas.

b) Descripción de las estructuras

Las estructuras estudiadas corresponden a intrusiones de arena que se encajan en limos y conglomerados, pudiendo clasificarse como diques de arena (punto A en la Figura 17.4) y estructuras en champiñón (puntos B y C en la Figura 17.4). Todas ellas se encuentran en un mismo nivel arenoso dentro de la secuencia de la terraza, por debajo de los conglomerados que forman su techo visible. Las estructuras son resultado de procesos de deformación tanto dúctil como frágil, aunque con predominio de la primera.

La estructura más destacable en el punto A es un dique de arena de grano medio encajado en paquetes suprayacentes de conglomerados y limos. Tiene más de 60 cm de altura, y una dirección NW-SE (Fig. 17.5). El dique se desarrolla a favor de una falla normal, siendo la componente frágil de la deformación más patente en profundidad. Entre los bloques de la falla, en la parte inferior visible, aparecen cantos y arena arrastrados por el movimiento de la misma (Fig. 17.5b). La intrusión carece de laminación o anisotropía interna, mientras que en el conglomerado que aparece en contacto con ella sí existen cantos reorientados.



Las demás intrusiones observadas en el afloramiento son de tamaño centimétrico. Los materiales que intruyen son las mismas arenas de grano medio, actuando como encajante capas de limos y arenas de grano medio a grueso. Estas estructuras se distribuyen por el afloramiento de forma aislada (Fig. 17.6a, punto C en la Fig. 17.4) o agrupada (Fig. 17.6b, punto B en la Fig. 17.4). Las capas de limos que actúan como niveles confinantes muestran un mayor grado de litificación debido a su cementación por carbonato. En ocasiones, esto les confiere un comportamiento frágil, apareciendo pequeñas fallas normales con desplazamientos centimétricos en los flancos de las estructuras, generadas por el desplazamiento lateral de las arenas licuefactadas hacia las zonas de intrusión. Estas estructuras se encuentran confinadas entre capas no deformadas en las que se pueden observar laminaciones, las cuales no aparecen dentro de las estructuras intrusivas.

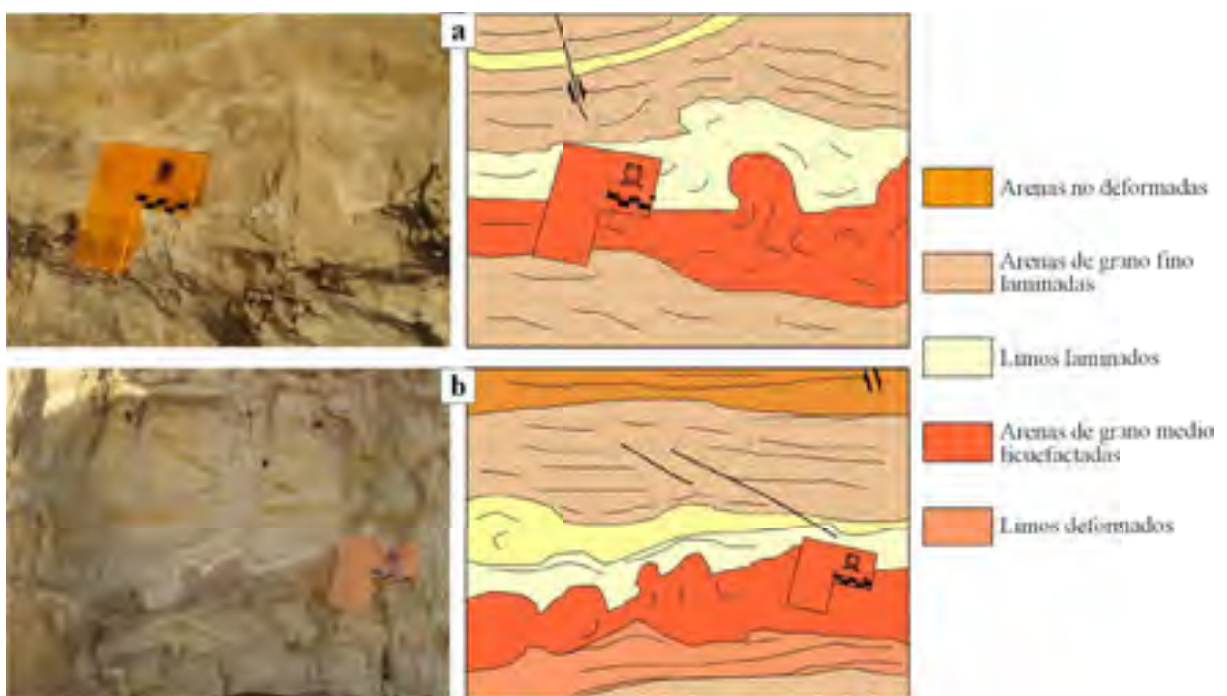


Fig. 17.6. (a) Estructuras de escape con morfología en champiñón en el afloramiento de Masada Cociero (Pleistoceno superior, punto 2 en la Fig. 17.1 y punto B en la Fig. 17.4c). (b) Agrupación de estructuras en champiñón en el punto C de la Fig. 17.4c. Modificada de Lafuente *et al.* (2008b).

c) Interpretación

El dique de arena, cuyo conducto alimentador es irregular (Fig. 17.5), se produjo cuando aún no estaban litificados los conglomerados suprayacentes que actuaban como capas confinantes. El contacto de los conglomerados con los limos y arenas infrayacentes es erosivo, sin que se observen deformaciones por carga en esta zona. La estructura intrusiva parte de capas de arenas, y corta limos y conglomerados. El hecho de que la laminación de los limos no esté deformada hace pensar que la carga generada por los conglomerados no fue la responsable directa de la deformación; si así fuese, habría afectado a todas las capas inferiores y sobre todo a la zona de contacto. La dirección del dique y de las fallas (NW-SE) vuelve a ser en este caso subparalela, si no exactamente a la traza local de la

falla de Concud (que en esta zona es casi N-S; Fig. 17.1), sí a su dirección media, así como a una de las familias de fracturas que integra la banda de deformación distribuida en la zona de relevo de las fallas de Concud y Teruel (Fig. 10.3 del capítulo 10). Por todo ello, la hipótesis de un origen sísmico es la más verosímil. La dirección aproximada del eje σ_3 inferido (NE-SW) es común en el entorno de este afloramiento (ver Fig. 10.9).

Las condiciones de afloramiento no permiten observar la potencia completa de algunas de las capas inferiores, por lo que no puede determinarse si los cantos y arenas contenidos en la zona de falla representada en la Figura 17.5b están asociados a procesos de licuefacción. Estos materiales podrían haber sido transportados por cizallamiento y arrastre en la zona mecanizada, sin que sea necesario recurrir a procesos de licuefacción para explicar su posición anómala. Esta hipótesis se ve reforzada por el hecho de que en niveles inferiores el grado de litificación habría sido mayor, favoreciendo su comportamiento frágil e inhibiendo la posibilidad de licuefacción. En definitiva, las únicas estructuras de licuefacción demostradas en estos depósitos del Pleistoceno superior involucran materiales arenosos de grano medio, lo que implica magnitudes sísmicas superiores a 5 ó 5,5 (Seed, 1968; Seed e Idriss, 1971; Ambraseys, 1988; Owen, 1996).

Las estructuras de menor tamaño son estructuras en champiñón (*mushroom structures*) como las definidas por Hempton y Dewey (1983). Los materiales que intruyen son arenas de grano medio en limos laminados que actúan como encajante, por lo que el gradiente de densidades es normal y la intrusión no se podría haber generado por un simple ascenso gravitatorio de la arena. Además, estas estructuras están limitadas a muro y a techo por limos laminados no deformados, lo que permite pensar en un desarrollo “instantáneo” a escala de tiempo geológico. Al encontrarse en el mismo nivel estratigráfico que los diques de arena, es posible atribuir todo el conjunto a un mismo evento, reforzando de este modo la hipótesis sísmica como mecanismo disparador.

Varios autores han descrito estructuras diapíricas y en champiñón similares a éstas, casi siempre de reducidas dimensiones, tanto en sistemas sedimentarios lacustres como fluviales. En general, su origen se interpreta como inequívocamente sísmico. Hempton y Dewey (1983) identifican estructuras en champiñón en sedimentos lacustres recientes próximos a la Falla de Anatolia (SE de Turquía), en una región con magnitud sísmica potencial en torno a 7. Los materiales deformados son arcillas, limos y arenas de grano fino en estratos de potencia centimétrica a decimétrica. Scott y Price (1988) describen estas estructuras en sedimentos lacustres de la cuenca plio-cuaternaria de Burdun, en el SW de Turquía. Interpretan su origen sísmico y las relacionan con magnitudes máximas entre 5 y 6 presentes en el registro histórico de la región. Alfaro *et al.* (1995) definen estructuras similares, de 4 cm de potencia como máximo, en sedimentos fluviales del Cuaternario reciente de la cuenca del Bajo Segura (Alicante), relacionándolas asimismo con terremotos de magnitudes superiores a 5.

17.3. Discusión

Las estructuras de licuefacción estudiadas son coherentes, en varios sentidos, con el escenario geotectónico y paleosismológico de la zona:

a) Se localizan a distancias pequeñas de las fallas activas que controlan o estructuran las fosas; las del Pleistoceno medio en Los Baños, a 350-500 m de la falla de Concud; las del Pleistoceno superior, en la terminación de la falla de Concud, cerca de su relevo con la falla de Teruel.

b) Aparecen concentradas en niveles sedimentarios que tienen carácter sintectónico respecto a esas mismas fallas.

c) Su desarrollo requiere que se supere un umbral de magnitud sísmica M_b de 5-5,5 (Seed, 1968; Seed e Idris, 1971; Ambraseys, 1988; Owen, 1996). Por otro lado, el hecho de no haber observado síntomas de licuefacción en gravas acotaría los valores de M_b por debajo de 7 ó 7,5 (Valera *et al.*, 1994; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2004). Esos umbrales son compatibles con la magnitud momento estimada para la falla de Concud (M_w entre 6,4 y 6,8).

d) La geometría planar de algunos de los diques de arena, con direcciones similares a las de las fallas principales y a las de fracturas menores en los materiales neógeno-cuaternarios (paralelas y perpendiculares a las fallas maestras de ambas fosas), sugiere que la licuefacción se produce en condiciones tensionales coherentes con el campo regional de esfuerzos.

Hay que advertir de que el rango de magnitudes asignado debe ser tratado únicamente como una aproximación, ya que la generación de las sismitas no sólo depende de la magnitud del terremoto, sino de otros factores como el tipo de materiales que han sido deformados, su edad, la profundidad a la que estaban, la cercanía del nivel freático en el momento del sismo, o la historia sísmica del sedimento.

En cuanto a la edad de los terremotos que las generaron, a partir de los datos de que disponemos nuevamente podemos hacer tan sólo una aproximación. En cuanto a las estructuras del Pleistoceno medio, existe una datación de las tobas que coronan la secuencia sedimentaria de la terraza fluvial en la que se han encontrado. Dichas tobas (datadas entre $250 \pm 32/-25$ y 116 ± 4 ka; Arlegui *et al.*, 2004; Gutiérrez *et al.*, 2008) se encuentran por encima de niveles no deformados que fosilizan las estructuras, por lo que se podría interpretar que el terremoto que las generó es anterior a dicha edad, pero sin poder acotarlo. Las estructuras del Pleistoceno superior se encuentran en otro nivel de terraza; en este caso ha podido datarse el mismo nivel de arenas en el que aparecen las sismitas ($90,5 \pm 5,3$ ka; Lafuente, 2007; Lafuente *et al.*, 2008b). Para que el fenómeno de la licuefacción de las arenas se produjera, éstas debían tener todavía un elevado contenido en agua, lo que hace pensar que el terremoto tuvo lugar no mucho tiempo después del depósito de las mismas. Sin embargo, carecemos de una datación de los materiales no deformados inmediatamente superiores, por lo que de nuevo la edad del terremoto no queda completamente acotada.

La proximidad de las estructuras a la falla de Concud, así como la orientación de aquéllas que tienen cierto carácter planar, indica que podrían haberse generado debido a un movimiento brusco de dicha falla. No obstante, no puede descartarse que el origen de dichas estructuras esté en la falla

de Teruel, muy próxima también (de hecho, las estructuras halladas en depósitos del Pleistoceno superior se encuentran en la zona de relevo entre ambas fallas), y con una orientación compatible con las estructuras. Hemos de tener en cuenta la recopilación de Galli y Meloni (1993), según la cual el 90% de las sismitas de Italia se encuentran a una distancia máxima de 40 km del epicentro del terremoto que las generó. En nuestro caso, dentro de ese perímetro se encontrarían tanto la falla de Conclud como la de Teruel, e incluso la de la Sierra del Pobo, cuyo extremo sur se encuentra a unos 25 km de los afloramientos de las sismitas. El hecho de atribuir las al movimiento de la falla de Conclud se hace por cercanía, y porque parece que de las tres fallas es la que ha permanecido más activa durante todo el Cuaternario.

18. TRINCHERA DE LOS BAÑOS

18.1. Introducción. Prospección geofísica preliminar

En la zona de Los Baños, la trinchera del antiguo ferrocarril minero de Ojos Negros-Sagunto (actual Vía Verde) corta la falla de Concud, proporcionando una sección casi perpendicular (ver localización en Anexo II). Se han estudiado unos 25 m de longitud de la trinchera, con una profundidad máxima de 11,5 m y una dirección promedio N 092° E. Nos hemos centrado en el talud septentrional (más completo que el talud enfrentado), que tiene una inclinación aproximada de 50° S. La excavación para la vía del ferrocarril se realizó hacia 1903, y se encuentra bien preservada, a pesar de tener paredes bastante irregulares debido a la acción del agua y a pequeños desprendimientos.

Tras la limpieza del talud se ha superpuesto una cuadrícula de 2,5 m de lado (dado el tamaño y la irregularidad de la pared) y se han tomado fotografías de detalle de toda la superficie de estudio. Después se ha procedido al estudio detallado de cada celda de la cuadrícula, marcando los niveles y las estructuras, realizando el dibujo del registro de la trinchera y el muestreo de materiales para datar por OSL, todo ello utilizando un brazo mecánico para poder acceder a las zonas más elevadas (ver Fig. 18.1). Finalmente se ha elaborado el *log* de la trinchera proyectando la imagen en el plano vertical.



Fig. 18.1. Cuadrulado y estudio de detalle en la trinchera de Los Baños.

La trinchera muestra cómo el Páramo 1 (Mioceno superior) del bloque levantado, afectado por un pliegue de *bending* sintético, se pone en contacto con los depósitos pleistocenos del bloque hundido. El plano de falla principal tiene una dirección N 170° E y un buzamiento 75° W, mostrando estrías con cabeceo 75° S. Este plano se ve acompañado (especialmente en el bloque levantado) por numerosas fallas normales menores, tanto sintéticas como antitéticas, cuyos planos son prácticamente paralelos en las cercanías de la falla principal y adquieren una orientación más variable conforme nos alejamos del mismo. Ya indicamos en el capítulo 10 cómo este patrón puede ser interpretado como una evidencia de perturbaciones locales del campo de esfuerzos (Arlegui *et al.*, 2006). La relación que muestran las fallas menores y los ejes de esfuerzos inferidos con la estratificación indica que las fracturas extensionales se iniciaron en los estratos miocenos cerca de la falla principal, y posteriormente (después de que el plegamiento de *bending* tuviera lugar) se propagaron dentro de los niveles cuaternarios.

Como se explicará en la interpretación de eventos, se baraja la hipótesis de la existencia de una falla ciega sintética con la principal dentro del bloque hundido, cuya evidencia en la trinchera sería el suave pliegue monoclinial que aparece a 10-12 m de la traza principal. Para tratar de corroborar esta hipótesis, se ha realizado una prospección geofísica mediante georradar.

Se han realizado varios perfiles de georradar a lo largo de la Vía Verde utilizando distintos equipos y configuraciones (Fig. 18.2). En los perfiles obtenidos utilizando el equipo de frecuencia central de 50 MHz (equipo no apantallado) se pueden definir dos sectores: un sector oriental homogéneo y un sector occidental con variaciones geométricas y de comportamiento. En esta segunda zona se identifica una geometría general plano-cóncava delimitada por dos contactos laterales netos, lo cual permite definir dos interrupciones superficiales que se continúan en profundidad. Las variaciones de pendiente de los reflectores o las anomalías de geometría hiperbólica se pueden correlacionar con interrupciones en la estructura de los materiales. En el caso de los perfiles realizados con equipos apantallados (100 y 250 MHz), la zonación que se puede establecer es muy similar, con interrupciones y cambios de pendiente de reflectores superficiales. En los perfiles realizados con el equipo de 100 MHz aparece en el sector central un cambio de buzamiento aparente de los reflectores, que hacia el W pasa a una interrupción de alto buzamiento de la estructura. En cuanto a la geometría plano-cóncava que se observaba también en los otros perfiles, se ve que su límite oriental es una adaptación de alto buzamiento de los materiales, mientras que el occidental es un contacto subvertical que individualiza dos zonas con comportamiento diferente a una cota no superficial (más de 2 m de profundidad).

Durante la adquisición de datos, se han realizado marcas de posición al pasar junto a la falla y junto al monoclinial que aparece a unos metros al oeste de la misma (flechas rojas y naranjas en la Fig. 18.2b), de cara a poder contrastar los perfiles con el registro de la trinchera. Comparando los perfiles de georradar con la posición de la falla en la trinchera, se aprecia que el mayor contraste se correlaciona con las calizas miocenas del bloque levantado, que conforman un monoclinial hacia la falla (buzamiento hacia el W). La falla se identifica como una interrupción lateral neta de los reflectores y un cambio neto de las propiedades electromagnéticas de los materiales a un lado y otro. Al oeste de

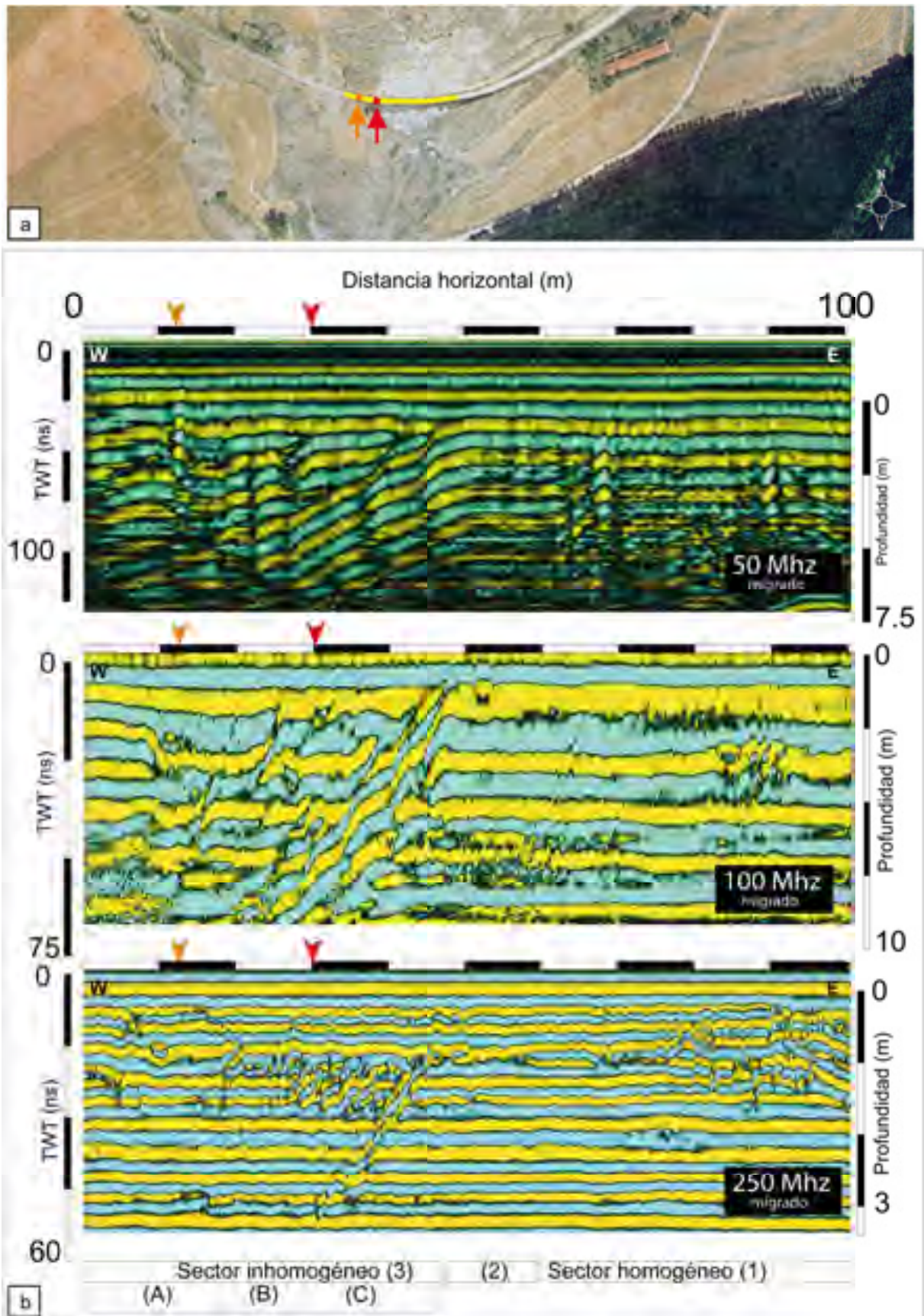


Fig. 18.2. Resumen de resultados de la prospección geofísica por georradar en la Vía Verde a su paso por la trinchera de Los Baños. (a) Localización del tramo prospectado. (b) Ejemplos de perfiles de georradar realizados con los tres equipos utilizados. Flecha roja: posición de la anomalía coincidente con la traza de la falla principal; flecha naranja: posición de la anomalía atribuible a la posible falla ciega.

la falla los reflectores muestran geometrías similares a las observadas en los depósitos detríticos que afloran en el bloque superior, con marcados cambios de buzamiento en los materiales más superficiales. En su límite occidental esta estructura se interrumpe en profundidad, apareciendo una anomalía con geometría hiperbólica (hacia el metro 10-15 de los perfiles). Este cambio en los reflectores y las variaciones identificadas en superficie son coherentes con una estructura de tipo frágil no aflorante, que podría corresponder a la falla ciega cuya existencia se sospechaba al oeste de la falla principal, y cuyo papel se discutirá más adelante.

18.2. Materiales y edades

En el bloque levantado, El Páramo 1 está conformado por calizas margosas blancas bien estratificadas, alternando con margas grises que intercalan escasos niveles ricos en materia orgánica. En la parte alta del talud, aproximadamente 17 m por encima de la culminación de la trinchera, estos carbonatos miocenos se hallan cubiertos en discordancia por la Terraza Media del río Alfambra, cuya sucesión sedimentaria está formada por dos unidades distintas, ya descritas con detalle en el apartado 17.1: a) arenas y conglomerados con estructuras y arquitectura fluviales, de 3-12 m de espesor; b) toba calcárea con facies tanto masivas como estratificadas, de 2-15 m de espesor.

Dentro de la secuencia pleistocena del bloque hundido se han diferenciado un total de 17 unidades litológicas, coetáneas con la actividad de la falla y, algunas de ellas, genéticamente relacionadas con la actividad cosísmica (ver Figs. 18.3 y 18.4):

Unidad 1: Depósitos detríticos de grano fino y conglomerados. Parte inferior: (i) arcilla masiva con zonación de color no estratiforme, que incluye cantos dispersos (\emptyset medio: 1-3 cm, máximo: 7 cm), algunos de los cuales están orientados paralelamente a la falla; (ii) arena fina de color amarillo anaranjado, con cantos dispersos redondeados a subredondeados (\emptyset medio: 1-2 cm, máximo: 7cm), con cementación de moderada a fuerte; (iii) limo blanco amarillento, carbonatado pero no cementado. Parte superior: conglomerado granosostenido compuesto por clastos heterolíticos, redondeados a subredondeados; cementación de moderada a fuerte, con finas drusas cristalinas de carbonato tapizando la mayoría de los cantos. Esta unidad se ha interpretado como una secuencia fluvial. La datación absoluta por OSL arroja una edad de $113,6 \pm 7,3$ ka BP (Lafuente *et al.*, 2010).

Unidad 2: Toba con abundantes restos vegetales, tanto *in situ* como fragmentados. Intercala delgadas capas de margas. Los límites inferior y superior son irregulares, por lo que la unidad muestra un espesor variable entre 20 y 70 cm.

Las unidades 1 y 2 conforman una secuencia correlacionable con los depósitos de la Terraza Media presentes en el bloque levantado, tal como se ha razonado en el capítulo 9.

Unidad 3: Limo de color blanco hueso con base erosiva, que contiene finos fragmentos de toba aparentemente retrabajados y procedentes de la unidad 2. Esta unidad se interpreta como un regolito. Tiene una edad medida por OSL de $71,7 \pm 5,2$ ka (Gutiérrez *et al.*, 2008).

Unidad 4: Cuerpo sedimentario con forma de cuña, conformado por una grava soportada por la matriz, débilmente cementada, con clastos de subredondeados a angulares (\emptyset máximo: 15 cm), y una matriz arenosa a microconglomerática. Se interpreta como un coluvión formado esencialmente por cantos heredados de la Terraza Media.

Unidad 5: Parte inferior: cuerpo de arena con cantos dispersos, de base erosiva. Parte superior: grava heterométrica granosostenida, moderadamente cementada, con matriz arenosa a microconglomerática; cantos redondeados a subredondeados, heterolíticos (arenisca, caliza, cuarcita), con dos modas (\emptyset 1-1,5 y 3-4 cm), y recubiertos por drusas de carbonato análogas a las de la unidad 1.

Unidad 6: Arena fina de color salmón-naranja con abundantes cantos heterolíticos entre redondeados y subangulares (\emptyset 3-4 cm, máximo: 10 cm), algunos de ellos agrupados en dos niveles principales y con orientación preferente. El cuerpo sedimentario tiene base erosiva, arrasando parte de las unidades 4 y 5. En la parte superior del depósito existe una datación absoluta por OSL de $64,2 \pm 4,4$ ka (Gutiérrez *et al.*, 2008).

Unidad 7: Estrecha “rebanada” de material detrítico pinzada entre fallas. Consiste en arcilla y arena fina amarilla con cantos dispersos, y conglomerados con cantos entre redondeados y subredondeados (\emptyset máximo: 8 cm) empastados en una matriz arenosa de grano grueso. Se ha obtenido una edad absoluta (OSL) de $100,1 \pm 5,8$ ka (Lafuente *et al.*, 2010) a partir de un nivel limoso que aparece a techo de la unidad. Los materiales que conforman esta unidad parecen provenir del depósito fluvial de la unidad 1, el cual podría haberse visto atrapado entre las superficies de falla. La edad OSL, aunque menor, no se encuentra muy lejos de la obtenida para la unidad 1 en la base de la trinchera; es posible que la edad se haya visto rejuvenecida debido a contaminación de los materiales durante el movimiento de la falla o a exposición parcial en la parte inferior de la fisura rellena con la unidad 11.

Unidad 8: Grava con clastos heterolíticos redondeados (\emptyset medio: 2-3 cm, máximo: 8 cm) dentro de una matriz arenosa rica en carbonato.

Unidad 9: Grava granosostenida con matriz microconglomerática-arenosa y cantos principalmente carbonatados (\emptyset medio: 3-4 cm, máximo: 8 cm), que pasa gradualmente a arenas rosadas con cantos y bloques dispersos (\emptyset medio: 2-3 cm, máximo: 15 cm), cuya densidad aumenta hacia la parte superior. Se interpreta como un depósito coluvial. Hay disponibles dos edades absolutas por OSL: $62,4 \pm 6,6$ ka en la parte media (Gutiérrez *et al.*, 2008) y $63,7 \pm 4,0$ ka en la parte superior (Lafuente *et al.*, 2010).

Unidad 10: Conglomerados granosostenidos con niveles arenosos intercalados. Los conglomerados tienen matriz arenosa a microconglomerática y cantos heterolíticos (carbonatos, cuarcita, arenisca), de subredondeados a angulares, algunos de ellos imbricados. Unidad interpretada como facies de canal dentro de un abanico aluvial. Las bases erosivas de algunos canales muestran moldes de estructuras de corriente (*flutes*) que indican paleocorrientes hacia el SSE.

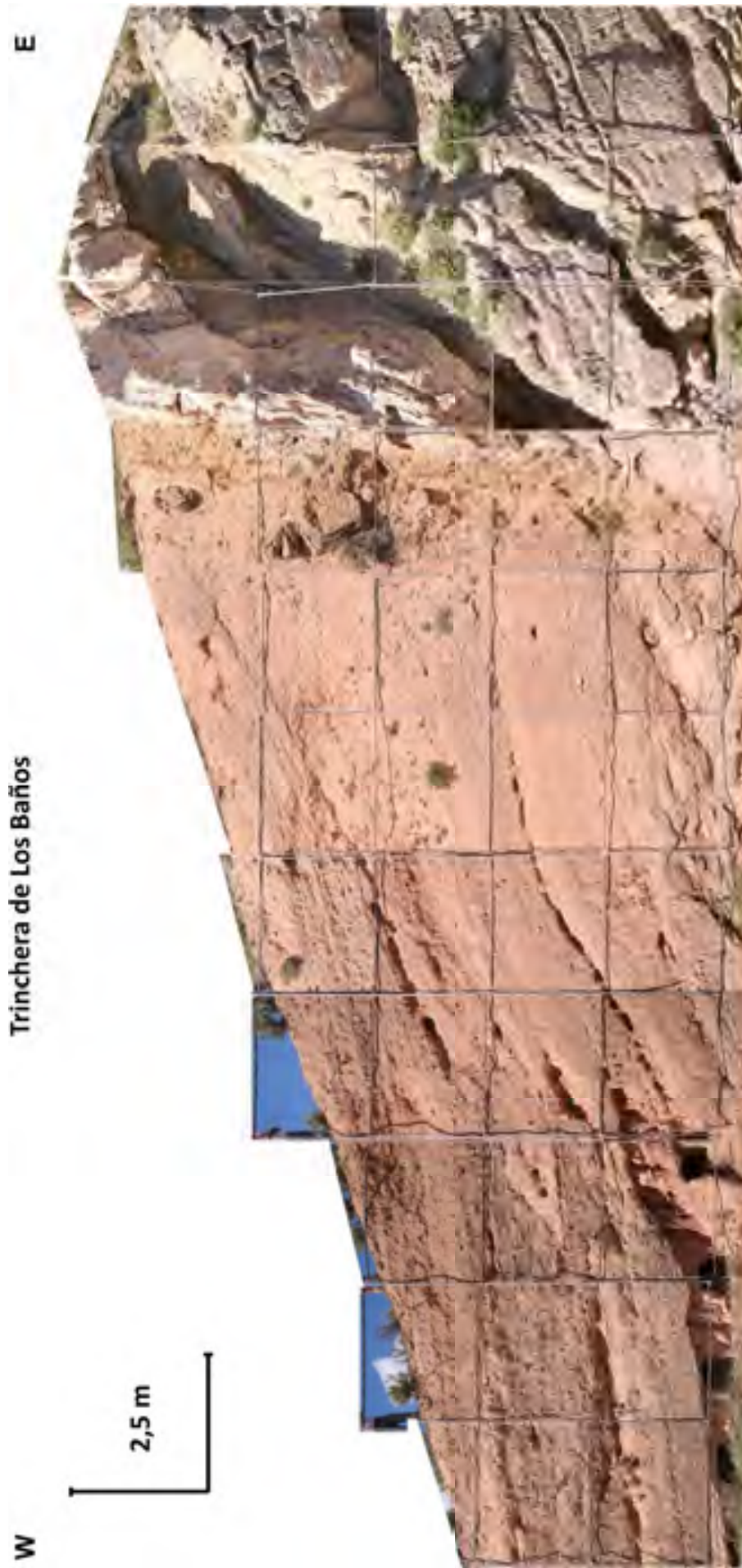
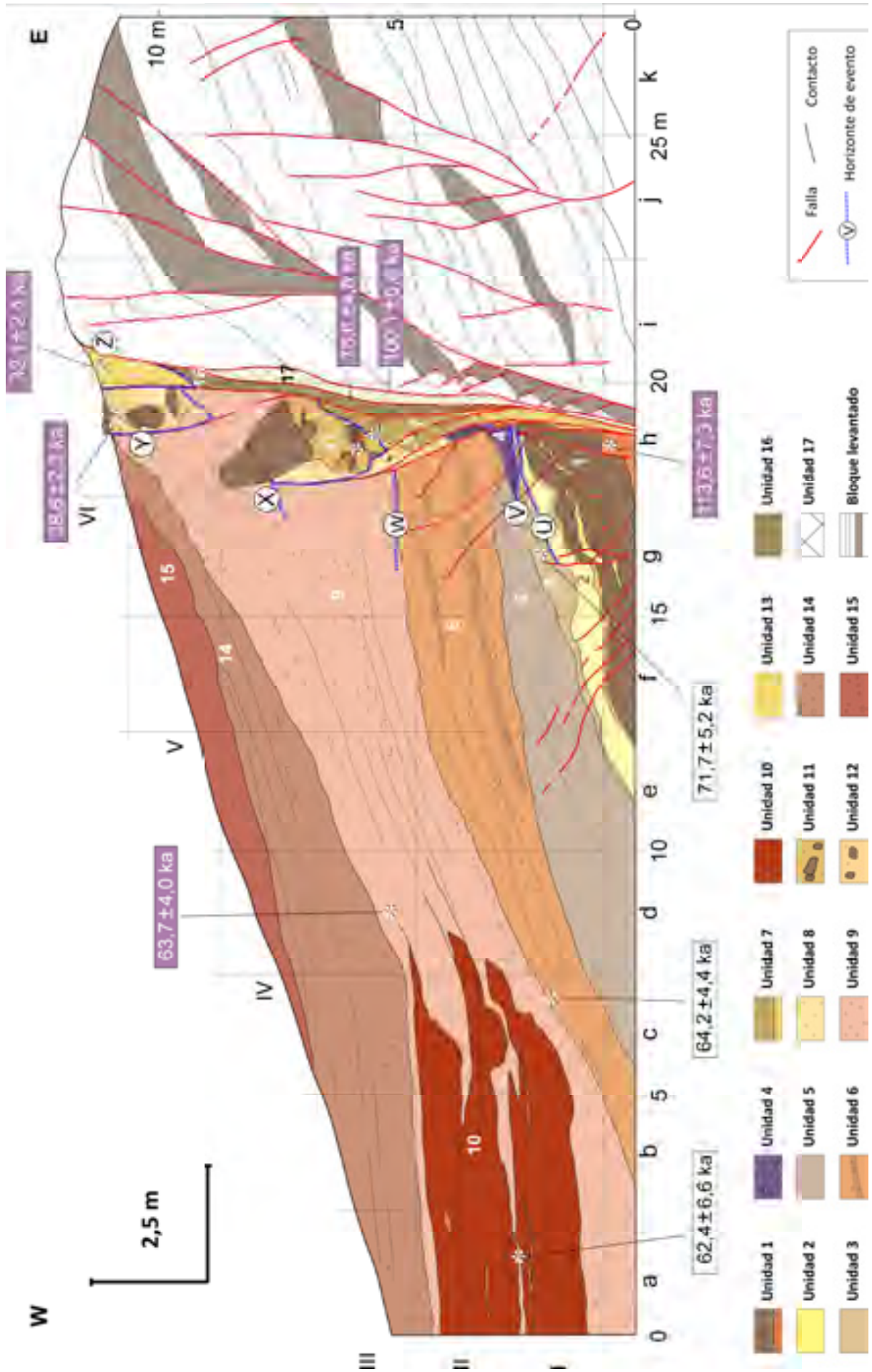


Fig. 18.3. Fotomosaico de la trinchera de Los Baños proyectado en el plano vertical.

(DEBAJO) Fig. 18.4. Log de la trinchera de Los Baños tras su análisis paleosismológico, proyectado en el plano vertical. Ver descripción de las unidades e interpretación de eventos en el texto.



Unidad 11: Grava heterométrica con matriz arenosa, que engloba cantos y bloques de conglomerado. El bloque más grande, localizado en la parte superior de la unidad, tiene un tamaño aproximado de 2,5 m, y con toda seguridad proviene de los conglomerados de la Terraza Media del bloque levantado. El bloque muestra en su interior una secuencia de polaridad normal con dos términos: (i) un conglomerado inferior limitado por superficies casi planares probablemente heredadas de fracturas; (ii) una arenisca superior con alvéolos rellenos con el material de la unidad suprayacente 9. Todo el depósito representa un relleno fisural. La parte inferior del depósito ha arrojado una edad OSL de $76,6 \pm 4,8$ ka (Lafuente *et al.*, 2010); sin embargo, esta edad es probablemente heredada (aunque parcialmente rejuvenecida) de los materiales fuente del bloque levantado, por lo que no parece representar el momento real del relleno fisural.

Unidad 12: Limo arcilloso de color rosado con cantos dispersos (\emptyset 3-9 cm), con algunos cantos y bloques de conglomerado similares a los de la unidad 11, y nódulos ligeramente cementados. Unidad interpretada como un relleno fisural. La parte superior del depósito ha proporcionado una edad OSL de $38,6 \pm 2,3$ ka (Lafuente *et al.*, 2010).

Unidad 13: Limo arenoso *beige*-amarillo, pobremente cementado, con algunos cantos dispersos de redondeados a subangulares (\emptyset medio: 2-3 cm, máximo: 10 cm). Unidad interpretada como un relleno fisural. La parte superior está datada por OSL en $32,1 \pm 2,4$ ka (Lafuente *et al.*, 2010).

Unidad 14: Arena fina de color naranja con clastos dispersos, y grava soportada por la matriz con cantos carbonatados subredondeados a subangulares (\emptyset 2-6 cm, máximo 10 cm). La base de la unidad es erosiva y presenta cicatrices erosivas internas. Interpretada como depósito coluvial.

Unidad 15: Arena fina anaranjada, ligeramente cementada, y grava soportada por la matriz con clastos subredondeados a subangulares (\emptyset 2-4 cm, máximo: 15 cm). El depósito presenta base erosiva y se interpreta como un coluvión.

Unidad 16: Brecha de falla de color anaranjado compuesta por clastos heterolíticos angulares y matriz margosa de color gris claro.

Unidad 17: Brecha a harina de falla de color blancuzco, no cohesiva, compuesta por fragmentos de carbonato procedente de los estratos del Mioceno superior del bloque levantado. En la parte superior de la trinchera, donde la unidad tiene una anchura de 20-30 cm, son predominantes los clastos angulares de caliza de escala centimétrica. La parte inferior, de sólo 3-4 cm de anchura, es una harina de falla compuesta por carbonato y partículas de arcilla de 0,1-2 mm de tamaño.

18.3. Interpretación de eventos

Tras el análisis detallado de la composición, textura, estructuras sedimentarias, edad y deformación interna de las unidades ya descritas, así como de su relación con la falla principal y con superficies menores de falla, se han interpretado un mínimo de seis eventos sísmicos registrados en la trinchera de Los Baños (ver Tabla 18.1). Asimismo, se ha reconstruido la secuencia de los eventos de depósito y de movimiento de la falla mediante el análisis retrodeformacional del *log* de la trinchera

(Fig. 18.5). El plano de movimiento (de orientación 077, 76° S, perpendicular a la falla y paralelo al vector deslizamiento) es lo suficientemente próximo a la pendiente de la trinchera (orientada 092, 50° S) y al plano del *log* de la trinchera (092, 90°) para permitir dicha reconstrucción. A continuación se explican los argumentos para definir los sucesivos eventos. Debido a las diferencias cinemáticas entre los eventos más antiguos (U_B a W_B) y los más modernos (X_B a Z_B), ambos grupos se tratan en dos subsecciones diferentes.

a) Eventos antiguos (U_B a W_B)

Evento U_B . Representado por la ruptura y desplazamiento que afectan a la unidad clástica fluvial 1 y a la unidad tobácea 2, cortadas en la parte inferior de la trinchera (celda h-I en la Fig. 18.4; Fig. 18.6a). Probablemente la deformación de estos depósitos es debida a más de un paleoterremoto, pero no han podido ser diferenciados. En efecto, las mesofallas y las ondulaciones observadas en dichos materiales podrían registrar cualquier episodio sísmico dentro de la historia del desplazamiento de la falla comprendido entre la sedimentación de las unidades 1 y 2 y la erosión en la base de la unidad 3. Esto implica un largo periodo de tiempo, de unos 30-40 ka, que está representado de manera confusa en el registro de la trinchera, pero que debe ser considerado dentro de la historia completa de actividad de la falla, como se discutirá más adelante. En consecuencia, el evento designado como U_B debe entenderse convencionalmente como el último dentro de ese periodo, postdatado por la unidad 3 ($71,7 \pm 5,2$ ka BP) que yace discordante sobre las unidades deformadas 1 y 2. No es posible estimar el desplazamiento asociado a este evento a partir del registro geológico en la trinchera.

Evento V_B . Representado por el depósito de la unidad 4 (celda h-II; Fig. 18.6b), que por su geometría, disposición y granulometría ha sido interpretada como una cuña coluvial acumulada como consecuencia del movimiento en la falla F2. La composición, redondez y tamaño de los cantos indican que su origen está en la Terraza Media que corona el bloque levantado, a escasos metros de distancia. En un pequeño volumen se ha acumulado una gran densidad de cantos de tamaño superior a 10-20 cm, que constituye una clara anomalía respecto a las unidades de su entorno, lo que sugiere que su depósito se produjo por gravedad y de forma rápida tras el terremoto. Este evento pudo producirse desde inmediatamente después de $71,7 \pm 5,2$ ka (edad del techo de la unidad 3) y hasta mucho antes de $64,2 \pm 4,4$ ka BP (techo de la unidad 6). Lamentablemente, la textura de la cuña coluvial impide su muestreo para datarla por OSL.

Una aproximación inicial del desplazamiento producido durante el evento V se puede realizar asumiendo que la altura del escarpe inicial era aproximadamente el doble del espesor máximo de la cuña coluvial (criterio sugerido por McCalpin, 1996, p. 124). Su espesor cerca la superficie de falla (95 cm) indicaría entonces la existencia de un escarpe de casi 2 m de altura. Sin embargo, un análisis más detenido sugiere que el desplazamiento cosísmico pudo ser mayor. Así, inferimos que la unidad 6 se acumuló antes de que tuviera lugar el evento W, dado que todo su espesor está afectado por la falla F1 que corta la cuña coluvial. Si asumimos que la erosión que predata la unidad 3 niveló el escarpe de falla inicial (como se discutirá después), el espacio total de acomodación para las unidades 4 y

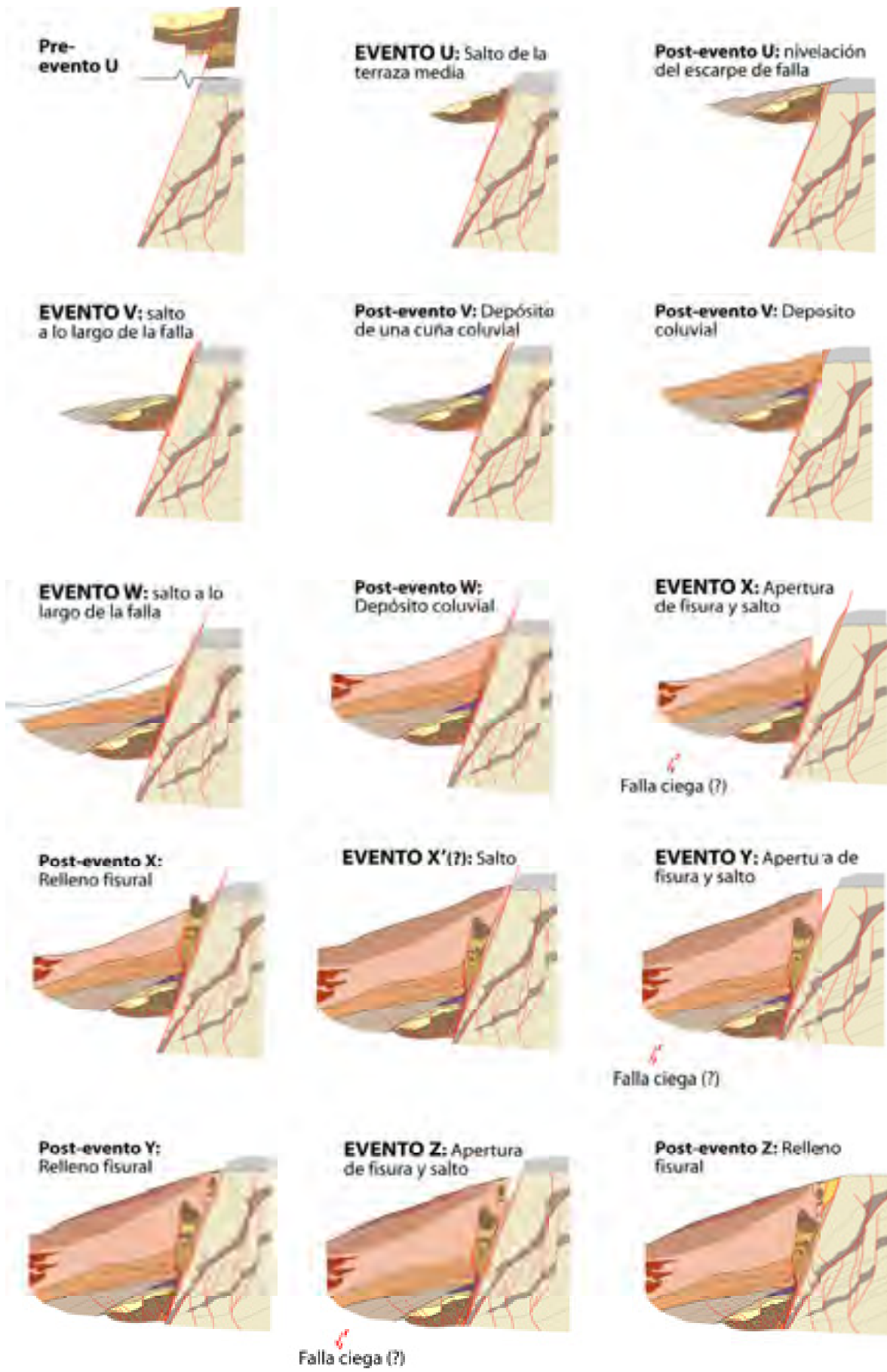


Fig. 18.5. Secuencia evolutiva de desplazamiento-sedimentación en la trinchera de Los Baños, basada en el análisis retro-deformacional del log. El bloque inferior se ha mantenido arbitrariamente fijo y sin deformar. Ver explicación en el texto.

6 (2,6 m en las proximidades de la falla) se debió crear en el evento V. Esto implicaría un salto neto, teniendo en cuenta el buzamiento de la falla y el cabeceo del vector deslizamiento, cercano a 2,7 m.

Evento W_b . Representado esencialmente por la ruptura y desplazamiento de la cuña coluvial producido por la falla F1 (celda h-II; Fig. 18.6b). Muy probablemente, también se movió la falla F3, cortando el siguiente cuerpo sedimentario (unidad 9) y conformando el límite occidental del relleno fisural designado como unidad 11 (la falla F3 debe por tanto predatar el evento X_b que produjo la fisura y que se explicará más adelante). Las fracturas menores con buzamiento hacia el E que cortan las unidades 5 y 6 (celdas g-II y h-II) podrían ser debidas también a este evento, aunque no tienen un salto apreciable. El horizonte del evento más probable es el techo de la unidad 6, con una edad de $64,2 \pm 4,4$ ka BP. En cualquier caso, el evento debe ser más antiguo que la parte superior de la unidad 9 ($63,7 \pm 4,0$ ka).

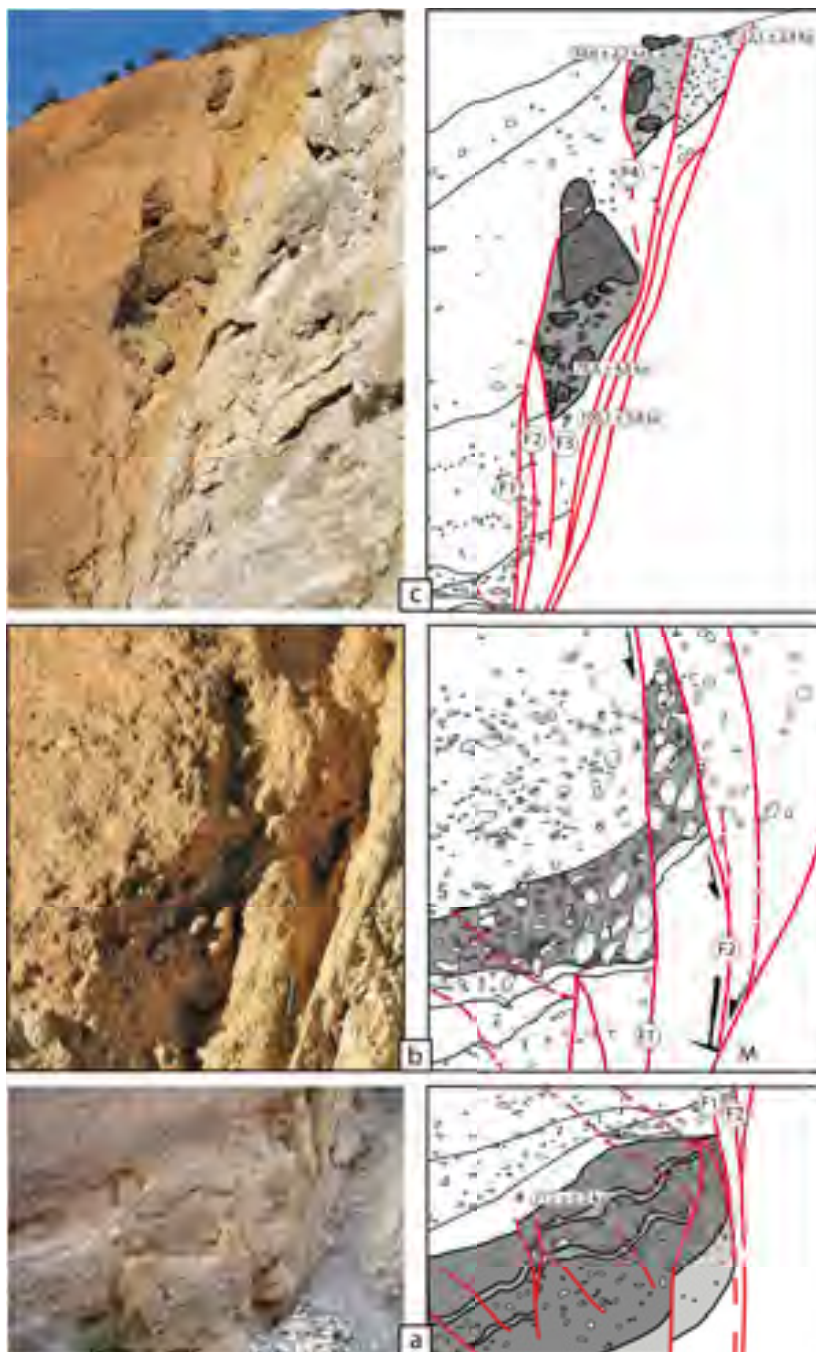


Fig. 18.6. (a) Detalle de los materiales involucrados en el evento (o eventos) U. (b) Cuña coluvial formada como respuesta sedimentaria al evento V, cortada y desplazada por el evento W. (c) Fisuras abiertas en los eventos X, Y y Z, rellenas por material caído del bloque levantado.

Como primera aproximación, el salto mínimo según el buzamiento asociado al evento W_B podría igualar la separación (salto aparente) medida en la falla F1 (0,7 m; celda h-II). Sin embargo, teniendo en cuenta también el papel de la falla F3 y siguiendo el mismo razonamiento que en el evento V_B , se puede inferir que el espacio de acomodación para aproximadamente la mitad del depósito de la unidad 9 fue creado por la combinación del desplazamiento vertical de ambas fallas. El bloque más grande que existe dentro de la unidad 11 muestra alvéolos en su parte superior. Esto sugiere que, una vez caído el bloque dentro de la fisura, su parte superior quedó sobresaliendo por encima de la superficie de la ladera y sufrió meteorización antes de ser cubierta por la parte superior de la unidad coluvial 9. El hecho de que el mismo coluvión aparezca a ambos lados de la “cabeza” del bloque y rellene los alvéolos refuerza esta hipótesis. De acuerdo con esta interpretación, el techo de la fisura abierta, es decir, el techo del escarpe producido por las fallas F1 y F3, estaba aproximadamente en el punto P1 de la Figura 18.7. Ello permite estimar un desplazamiento neto de 2,6 m para el evento W_B . Como alternativa, una parte de este desplazamiento total pudo ser acomodado durante el intervalo de tiempo transcurrido entre los eventos V_B y W_B , tanto por deslizamiento asísmico como por sismos menores no reconocibles, como se discutirá más adelante. Con esta idea en mente, el valor de 2,6 m calculado debe ser considerado únicamente como un máximo para el deslizamiento cosísmico neto.



Fig. 18.7. Detalle del log de la trinchera donde se muestran las separaciones utilizadas para calcular los vectores de desplazamiento.

b) Eventos más modernos (X_B a Z_B)

Posteriormente al evento W_B , el estilo de la deformación superficial cambió, de forma que los siguientes tres paleoterremotos se asocian tanto a desplazamiento según el plano de falla como a apertura fisural. El registro de los tres eventos está constituido por sendas fisuras encadenadas, rellenas por material caído desde el escarpe del bloque levantado (unidades 11, 12 y 13) y cubiertas por depósitos de ladera. Esta diferencia en el tipo de registro geológico de los sismos sugiere un cambio

en el comportamiento cinemático de la falla, probablemente causado por la activación de una segunda superficie de rotura ciega en el bloque hundido, a unos 10-12 m de distancia al oeste de la falla principal. Ya hemos discutido cómo la existencia de esta segunda falla puede ser inferida a partir del suave plegamiento monoclinial sintético que deforma las unidades 4 y 5 (ver la convexidad de los contactos en las celdas e-I, f-I, e-II y f-II de la Fig. 18.4) y a partir de la anomalía en profundidad que muestran los perfiles de georradar. Esta hipótesis concuerda con el estilo estructural general de la falla de Concud, representada por la combinación de una falla principal normal de elevado ángulo con fallas sintéticas subsidiarias y un monoclinial fallado.

Evento X_B. Representado por un relleno fisural (unidad 11) que incluye cantos y bloques de conglomerado provenientes de la Terraza Media del bloque levantado (celdas h-III y h-IV, Fig. 18.4; Fig. 18.6c). Es destacable la escala métrica del bloque más grande, de sección casi triangular, que aparece en la parte alta de la fisura y que es cubierto por el coluvión de la unidad 9. La cara externa de la fisura está formada por la superficie de falla que corta la cuña coluvial (unidad 4) y que limita las unidades 7 y 8, separándolas del resto de los materiales del bloque hundido. Esta superficie fue separada de la cara interna de la falla, y su buzamiento original sufrió una rotación (en sentido antihorario, vista desde la posición del observador) conforme aquélla se movía. Esta relación evita confundir este evento con el evento W_B. La edad del paleoterremoto X_B está acotada por las mismas edades OSL que el evento anterior ($64,2 \pm 4,4$ ka y $63,7 \pm 4,0$ ka BP). Esto obliga a incluir en los cálculos, con especial importancia en este caso, el rango de error asociado a cada datación; de no hacerlo así, implicaría que ambos eventos tuvieron lugar en menos de 1 ka.

Evento Y_B. Representado por un relleno fisural (unidad 12) similar al anterior, aunque de menor tamaño (celdas h-V y h-VI; Fig. 18.6c). La cara externa de la fisura representa la superficie de una falla previa (F4), a cuyo pie se habría acumulado el coluvión de la unidad 9 (celdas h-IV y h-V). La datación OSL de la parte superior de la fisura ($38,6 \pm 2,3$ ka BP) debe ser considerada como una buena aproximación a la edad del evento sísmico.

Evento Z_B. También representado por un relleno fisural (unidad 13; celdas i-V e i-VI; Fig. 18.6c), cuya matriz de color *beige*-anaranjado es fácilmente distinguible de la unidad 12. El evento sísmico debió de suceder en un momento cercano a la edad OSL obtenida en la parte superior del relleno ($32,1 \pm 2,4$ ka BP).

Inferir los desplazamientos cosísmicos a partir de la geometría de las fisuras depende de la interpretación de su vector de apertura, y por tanto del modelo cinemático considerado para el conjunto falla-monoclinial. En nuestro caso, de los modelos representados en la Figura 15.5 (Lafuente *et al.*, 2010), aquéllos basados en una única falla (b y d) deben ser descartados; nuestras fisuras no están asociadas a una variación significativa del buzamiento de la falla, y tampoco a la cresta del monoclinial. También el modelo f debe ser desechado, ya que las fisuras observadas no tienen sección romboidal sino triangular. Así, el modelo cinemático más apropiado para nuestro caso es el g, ya que es el único que de manera razonable concuerda con: (i) la geometría planar de la falla principal; (ii) la forma de cuña de las fisuras; (iii) la rotación sintética de fallas previas (como F1, F2 y F3), que puede ser interpretada como resultado de una cizalla simple paralela a las capas.

En el modelo g, el módulo del vector apertura en la parte superior de la fisura podría igualar el desplazamiento neto en la falla ciega en el caso de un modelo geométrico puro de pliegue en *kink*, en el cual el buzamiento del monoclinal refleja estrictamente el buzamiento de la falla (como en el esquema f). En los casos reales en que ese buzamiento se atenúa hacia la parte superior el vector apertura tiende a decrecer porque el exceso de longitud disminuye. Por tanto, el vector apertura sólo representa un mínimo estimado del desplazamiento cosísmico neto. Por otro lado, este vector no puede ser simplemente medido como la anchura máxima o la separación de la fisura en el *log* de la trinchera. Primero, esa distancia no debe ser tomada horizontal, sino paralela a la estratificación de las unidades pre-evento (que buza 15-20° en nuestro caso). Segundo, la distancia debe ser corregida teniendo en cuenta las relaciones angulares entre: (i) la dirección de la falla, N 170° E; (ii) el azimut del deslizamiento, es decir, la dirección de transporte del bloque superior, y (iii) la dirección de la trinchera, N 092° E. Si asignamos la misma dirección de transporte a la falla ciega que a la falla principal (N 215° E), las separaciones medidas en nuestro *log* (d_x , d_y y d_z en la Figura 18.7) deben ser multiplicadas por un factor corrector de 1,38 (= $\text{sen } 78^\circ / \text{sen } 45^\circ$). Esto da lugar a los siguientes módulos de vectores apertura para los eventos más jóvenes registrados en la trinchera de Los Baños: evento X_B : 2,8 m; evento Y_B : 1,4 m; evento Z_B : 1,2 m. En cambio, si suponemos que la falla ciega se movió como una falla normal pura (con dirección de transporte N 260° E), deberíamos multiplicar por un factor corrector de 0,98 ($\text{sen } 78^\circ$), por lo que los vectores apertura serán menores: evento X_B : 2,0 m; evento Y_B : 1,0 m; evento Z_B : 0,9 m. La estimación puede ser acotada usando una aproximación diferente: considerando que el salto total en la falla ciega debe ser igual a la suma de los tres desplazamientos

Evento	Edades OSL limitantes (ka)	Edad aproximada más probable (ka)	Lapso entre eventos (ka)	Separación medida en el <i>log</i> (m)	Vector deslizamiento neto inferido (m)
U_B	113,6 ± 7,3 – 71,7 ± 5,2	?	?	-	-
V_B	71,7 ± 5,2 – 64,2 ± 4,4	68	4	2,6	2,7
W_B	64,2 ± 4,4 – 63,7 ± 4,0	64	4	2,5	2,6
X_B	64,2 ± 4,4 – 63,7 ± 4,0	60	11	2,1	2,3
X_B^* (?)	63,7 ± 4,0 – 38,6 ± 2,3	49 (?)	10	2,4	2,5
Y_B	38,6 ± 2,3	39	7	1,0	1,1
Z_B	32,1 ± 2,4	32		0,9	1,0

Tabla 18.1. Resumen de la sucesión de eventos sísmicos registrados en la trinchera de Los Baños.

cosísmicos. Este salto total, como se ha inferido a partir de la amplitud del pliegue monoclin alflorante, es de unos 4,4 m. Este valor se encuentra dentro del rango de las sumas de los vectores apertura de acuerdo con las ya mencionadas hipótesis extremas (5,2 y 3,8 m, respectivamente), lo cual apoya nuestro modelo cinemático. En consecuencia, interpretamos que distribuyendo el desplazamiento total en tres cantidades proporcionales a las anchuras medidas en las fisuras, y asumiendo un valor de 4,4 m como desplazamiento neto total, se obtiene la estimación más probable para los tres desplazamientos cosísmicos: evento X_B : 2,3 m; evento Y_B : 1,1 m; evento Z_B : 1,0 m.

18.4. Discusión

La sucesión paleosísmica inferida en la trinchera de Los Baños dentro de la historia de movimiento de la falla de Concud

La sucesión de eventos sísmicos (U_B a Z_B ; ver Tabla 18.1) interpretados en la Trinchera de Los Baños (incluyendo la identificación, datación y estimación de los saltos cosísmicos) proporciona una valiosa información para caracterizar la actividad paleosísmica reciente de la falla de Concud durante el Pleistoceno superior. El evento U_B no debe ser considerado al mismo nivel que los otros en la reconstrucción global, ya que (i) lo más probable es que represente más de un evento, y (ii) el rango de edad asignado es demasiado amplio en comparación con la precisión de los eventos V_B a Z_B . Así, la sucesión sísmica compuesta por los cinco eventos de edades relativamente bien definidas (V_B a Z_B) puede ser considerada como el resultado más razonable de nuestro estudio paleosísmico. En consecuencia, calculando cinco eventos entre $71,7 \pm 5,2$ y $32,1 \pm 2,4$ ka BP, se obtiene un periodo de recurrencia medio de $7,9 \pm 1,5$ ka. Los saltos cosísmicos netos estimados se encuentran entre 1,0 y 2,6 m, con un valor medio de 1,9 m.

La sucesión sísmica descrita queda sintetizada en el diagrama tiempo-desplazamiento acumulado de la Figura 18.8, representada por las líneas negras gruesas. Este diagrama se ha elaborado considerando los valores más probables de desplazamiento cosísmico, ya discutidos anteriormente, así como las edades que resultan más apropiadas para cada evento (siempre a partir de las edades OSL y teniendo en cuenta sus respectivas barras de error). En particular, debido a la casi superposición de edades OSL para los eventos V_B , W_B y X_B , hemos tenido que recurrir a los extremos del rango de error para poder distribuir lo mejor posible su posición en el tiempo; esto da como resultado edades de alrededor de 68, 64 y 60 ka, respectivamente. En el caso del evento U_B , al desconocer con precisión su edad, hemos utilizado la edad del nivel que postdata el evento, presuponiendo que su edad se aproxima a la de éste. Este diagrama nos permite estimar una tasa de movimiento media de 0,25 mm/a para el periodo analizado, lo cual concuerda bien con la tasa general de movimiento calculada desde el Pleistoceno medio para el total del desplazamiento de la Terraza Media del río Alfambra (0,16-0,33 mm/a). Sin embargo, existe una notable diferencia entre la primera y la segunda parte de la sucesión (0,63 mm/a y 0,08 mm/a, respectivamente), lo que sugiere una historia de desplazamiento irregular.

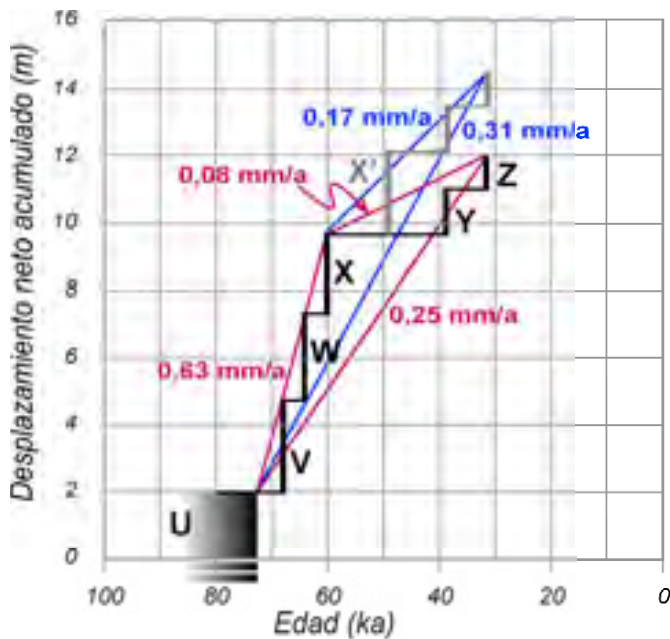


Fig. 18.8. Diagrama tiempo-desplazamiento acumulado para la secuencia de eventos registrados en Los Baños. Negro: diagrama para los eventos reconocidos. Rosa: cálculo de las tasas de desplazamiento total y parciales. Gris: diagrama considerando el evento inferido X' (ver explicación en el texto). Azul: tasas de desplazamiento considerando el evento X'.

Esta disminución en la tasa de movimiento coincide aproximadamente con el cambio en la cinemática de la deformación superficial, es decir, la transferencia del desplazamiento desde la falla principal a la falla ciega contigua. La activación de esta falla sintética subsidiaria es la responsable del plegamiento de los materiales previamente desplazados, así como de la apertura de las fisuras en la parte superior de la falla principal. Estas relaciones estructurales indican que el estilo de deformación (según los tipos propuestos por Powell, 1873 y McCalpin, 2005) de la falla de Concud cambia no sólo lateralmente, con se ha descrito anteriormente, sino también en el tiempo, desde una falla normal simple de alto ángulo a fallas sintéticas escalonadas. Dentro de la evolución cinemática de la estructura general, el monoclinial sintético fallado que deforma las calizas margosas del Páramo 1 en el bloque inferior, no desarrollado en la Terraza Media del río Alfambra que se apoya discordante sobre las mismas, representa una etapa de predominio de plegamiento de adaptación previo al Pleistoceno medio. Por tanto, puede dibujarse una cierta evolución temporal desde un monoclinial fallado producido por *bending* sintético, a través de una falla normal simple de alto ángulo, hacia un sistema de fallas sintéticas escalonadas.

La sucesión paleosísmica reconstruida sólo representa a una pequeña ventana temporal dentro de la evolución pleistocena completa de la falla. Postdata el periodo de actividad definido de forma simplificada como "evento" U_B, el cual representa realmente un número desconocido de pulsos sísmicos sucedidos durante la laguna cronoestratigráfica entre $113,6 \pm 7,3$ y $71,7 \pm 5,2$ ka BP. Además, predata otro periodo desconocido desde los $32,1 \pm 2,4$ ka PB hasta la actualidad, cuyo registro geológico también está ausente en la trinchera. Será útil tener en mente que el desplazamiento total sufrido por la Terraza Media del río Alfambra (unidad pleistocena más antigua del área) ha sido de hecho distribuido entre esos tres periodos.

Marco de la evolución morfosedimentaria: ¿un evento adicional?

El registro paleosísmico representado en la trinchera de Los Baños debe encuadrarse en el marco de la evolución morfosedimentaria del valle del Alfambra, en concreto dentro de los periodos alternantes de agradación e incisión que dieron lugar al conjunto de las terrazas fluviales encajadas. Después del periodo de acreción responsable de los depósitos clásticos y de toba de la Terraza Media, estos fueron incididos por el encajamiento fluvial a partir del tránsito Pleistoceno medio-superior (Godoy *et al.*, 1983, Moissenet, 1985), que finalmente dio lugar al salto morfológico de 25 a 38 m que separa ese nivel de las terrazas inferiores. El primer pulso de encajamiento pudo removilizar parcialmente la secuencia sedimentaria del bloque hundido en la trinchera de Los Baños, lo cual podría explicar: (i) la potencia extremadamente pequeña de la unidad 2 (0,2-0,7 m) en comparación con su equivalente en el bloque levantado (2-15 m); (ii) la base erosiva de la unidad 3 (ver Figs. 18.3 y 18.4), asociada al retrabajamiento de la toba de la unidad 2, y (iii) la laguna cronoestratigráfica entre $113,6 \pm 7,3$ y $71,7 \pm 5,2$ ka BP.

Este episodio de incisión es esencial para comprender el significado del registro geológico completo en la trinchera de Los Baños. Durante el encajamiento a través de la falla de Concud, el río Alfambra debió de erosionar de igual manera tanto el bloque hundido como el levantado (el contraste litológico no es lo suficientemente acusado para justificar ninguna erosión diferencial notable). Por tanto, la superficie de erosión que predata la unidad 3 debió de nivelar el escarpe de falla, de modo que el espacio de acomodación total para las unidades 4, 5, 6 y 9 hubo de ser originado por sucesivos saltos de la falla posteriores. Esta suposición resulta esencial para la interpretación de los saltos cosísmicos de los eventos V_B y $W_{B'}$, como se ha explicado anteriormente.

La sedimentación de las unidades 4, 5, 6 y 9 representa el principal periodo posterior de agradación registrado en la trinchera. Su edad, acotada por las dataciones OSL de $71,7 \pm 5,2$ y $63,7 \pm 4,0$ ka BP, coincide con un periodo climático favorable, evidenciado por sistemas fluviales de esa edad que se encuentran bien estudiados en la Cuenca del Ebro. Las terrazas correlacionadas con la máxima extensión de los glaciares pirenaicos durante la fase glacial ocurrida hace 64 ± 11 ka son las más extensas tanto en el valle del Cinca (61 ± 4 ka) como en el valle del Gállego (68 ± 7 ka), indicando un fuerte incremento en la descarga fluvial y en la disponibilidad de sedimentos relacionada con la transición a la deglaciación (Lewis *et al.*, 2009).

La subsidencia que permitió la sedimentación de las unidades 4, 5, 6 y 9 se ha atribuido esencialmente a los eventos V_B y W_B . Sin embargo, considerando el desplazamiento relativamente grande que les correspondería de esta manera, y la existencia de un espesor adicional (mitad superior de la unidad 9) que no se ha asociado a ningún salto de la falla, no podemos descartar: (i) un evento adicional asociado al movimiento de la falla F4 (Figs. 18.6 y 18.7) antes de la apertura de la segunda fisura (es decir, previo al evento Y_B), el cual debería haber ocurrido bien inmediatamente antes (hipotético evento X_B'), o incluso antes del evento X_B (hipotético evento W_B'); (ii) un número de eventos menores no reconocidos entre los sismos principales, o (iii) episodios de *creep* intersísmicos.

Según nuestro punto de vista, a pesar de la ausencia de evidencias estructurales directas, la alternativa más realista es la existencia de un evento adicional X_B' , mientras que la hipótesis del *creep*

parece improbable atendiendo al comportamiento frágil que revelan las rocas de falla. Incluyendo un hipotético evento X_B' (con una edad aproximada comprendida entre los 60 y los 39 ka y un desplazamiento neto de alrededor de 2,5 m) se podrían resolver: (1) el ya indicado problema del espacio de acomodación extra para la mitad superior de la unidad 9 antes del evento Y_B ; (2) el largo periodo de quietud sísmica entre los eventos X_B e Y_B , que podría así dividirse en dos periodos intersísmicos. Esto daría lugar a: (i) una curva desplazamiento-tiempo más regular (línea gris en la Figura 18.7), con una tasa media de desplazamiento de 0,31 mm/a, y (ii) un recálculo del periodo de recurrencia medio (ahora $6,7 \pm 1,3$ ka) y del salto cosísmico neto (2,0 m).

El registro sedimentario fue finalmente interrumpido o eliminado por erosión desde hace aproximadamente 40-30 ka, mientras continuó el encajamiento del río Alfambra, desarrollándose el subnivel más bajo de la Terraza Inferior, así como el fondo aluvial holoceno. No existen evidencias paleosísmicas en Los Baños para ese periodo, aunque veremos cómo puede obtenerse información del mismo en las trincheras de El Hocino y de Masada Cociero (situada esta última en la margen opuesta del valle del Alfambra), estudiadas a continuación.

Discusión de interpretaciones previas

El mismo afloramiento de Los Baños había sido estudiado e interpretado previamente por Gutiérrez *et al.* (2008). Dichos autores interpretan únicamente cuatro eventos en la trinchera, que serían correlacionables con nuestros eventos V_B , X_B , Y_B y Z_B . Los tres últimos lo son en términos absolutos, puesto que están basados en la misma interpretación de los rellenos fisurales que nosotros asumimos. Por otra parte, Gutiérrez *et al.* (2008) aportan en su trabajo valiosas dataciones por OSL para la parte inferior y media de la secuencia sedimentaria sintectónica, si bien no alcanzan a acotar la edad de los últimos eventos.

Además de la discrepancia en el número de eventos paleosísmicos entre ambos trabajos, existe una diferencia esencial en la interpretación de las unidades aquí descritas como 1, 2 y 3. En este trabajo, el conjunto formado por las unidades 1 y 2 (conglomerado y toba, respectivamente) ha sido correlacionado con la secuencia sedimentaria de la Terraza Media que aparece en el bloque levantado, siguiendo así la misma interpretación que con anterioridad habían hecho o asumido implícitamente distintos autores (Godoy *et al.*, 1983; Moissenet, 1985; Simón y Soriano, 1993; Simón *et al.*, 2005). Entendemos que dicha correlación se ve apoyada por la nueva datación OSL aportada por nosotros para la unidad 1 ($113,6 \pm 7,3$ ka), que está próxima a la obtenida previamente para la toba del bloque levantado mediante U/Th (169 ± 10 a 116 ± 4 ka; Arlegui *et al.*, 2004); teniendo en cuenta la diferencia de métodos empleados, la proximidad cronológica puede considerarse razonable. Gutiérrez *et al.* (2008), por el contrario, se basan en la edad obtenida por ellos en la unidad 3 ($71,7 \pm 5,2$ ka), y en la apreciación de que dicha unidad 3 no es sino la parte superior de la toba, para concluir que ese conjunto de conglomerado y toba no puede corresponder a la Terraza Media, que sería mucho más antigua. En nuestra opinión, la unidad 3, compuesta por limo y fragmentos de toba y con una estructura prismática, puede considerarse un regolito, constituido por material retrabajado (y por tanto rejuvenecido) procedente de la unidad 2. Por tanto, la edad OSL obtenida en esa unidad no

puede ser extrapolada a la secuencia fluvial infrayacente, con la que no guarda continuidad sedimentaria; sólo representa el momento de erosión y retrabajamiento de la toba de la Terraza Media durante el periodo de incisión fluvial del tránsito Pleistoceno medio-superior.

En una discusión más reciente, Gutiérrez *et al.* (2011) muestran dudas asimismo acerca de la existencia de la cuña coluvial fallada en la que basamos la interpretación de los eventos V y W. Estos autores afirman que se trata en realidad de dos cuerpos sedimentarios distintos, limitados en parte por superficies erosivas y cuya geometría original podría no haber sido cuneiforme. No obstante, repetidas observaciones nos llevan a corroborar nuestra interpretación (Lafuente *et al.*, 2011): (i) se trata de un solo cuerpo sedimentario con características texturales y composicionales homogéneas; (ii) presenta una clara sección en cuña, y (iii) la concentración anómala de grandes cantos desprendidos del retazo de Terraza Media del bloque levantado supone una singularidad notable en el conjunto sedimentario (ver Fig. 18.6b).

19. TRINCHERAS DE EL HOCINO

19.1. Introducción. Prospección geofísica preliminar

En la zona central de la falla de Concud, en el tramo donde ésta muestra una traza cartográfica doble, se han excavado dos trincheras a fin de completar el estudio paleosismológico. Se hallan en un campo de labor en el paraje conocido como El Hocino, unos 3 km al norte de la localidad de Concud (ver localización en Anexo II). Ambas atraviesan la traza sur de la falla, que en esta zona queda unos 500 m al SW de la traza norte y de la base del escarpe morfológico principal.

Se eligió este lugar para la apertura de las trincheras debido a que en un barranco adyacente al NW (ramal oriental del Barranco del Monte) puede observarse dicha traza sur, que en realidad está compuesta por al menos dos superficies individuales de rotura. De estas dos, la que aparenta tener más salto pone en contacto areniscas del Triásico inferior con materiales detríticos neógenos (probablemente del Rojo 2) flexionados en un pliegue de arrastre de amplitud decamétrica (Fig. 19.1b). Dentro del bloque superior, el Neógeno se encuentra de nuevo cortado por una segunda falla, que lo pone en contacto con depósitos aluviales pleistocenos. Tanto las areniscas triásicas como los detríticos neógenos aparecen cubiertos en discordancia por los depósitos aluviales pleistocenos modelados en glacia que forman el piedemonte, de pequeño espesor (alrededor de 1,5 m) en el bloque levantado y aumentando su potencia en el hundido (hasta 7 m). La parte superior de estos depósitos ha sido datada por OSL en el bloque levantado de la falla. La edad obtenida son $48,9 \pm 4,4$ ka, pero el retrabajamiento artificial sufrido por la superficie de glacia (roturada para el cultivo) hace que la datación no resulte completamente fiable.

En la prolongación de dichas fallas hacia el SE se observó que la superficie de glacia presenta un escalón topográfico bastante rectilíneo, subparalelo al escarpe de falla principal. Varios perfiles topográficos transversales al mismo han permitido calcular un desnivel de entre 5,0 y 6,3 m (Fig. 19.1). El escalón se halla tapizado por un depósito coluvial de pequeño espesor (en general, inferior a 1 m) y que muestra claros signos de retrabajado antrópico. La presencia de este escalón sugeriría una actividad de la falla posterior al modelado principal del piedemonte, que podría tal vez expresarse mediante deformaciones de los depósitos a poca profundidad, y sería por tanto susceptible de estudio mediante la apertura de trincheras.

A fin de elegir la ubicación más idónea para las trincheras, se ha realizado una campaña de prospección geofísica, mediante las técnicas de magnetometría, electromagnética (EM) y georradar (GPR), apoyada asimismo en los perfiles topográficos de detalle. El objetivo de dicha campaña ha sido localizar con más precisión la falla y empezar a reconocer la geometría de la misma. Para la prospección por magnetometría y EM se ha realizado un barrido de una zona bastante amplia, mientras que los perfiles de GPR se han restringido a una zona más pequeña, teniendo en cuenta la estructura geológica reconocida en el Barranco del Monte y los resultados preliminares de las técnicas anteriores. Se han realizado un total de cuatro perfiles de georradar (ver Fig. 19.2a), haciéndolos coincidir con los perfiles topográficos de detalle realizados previamente.

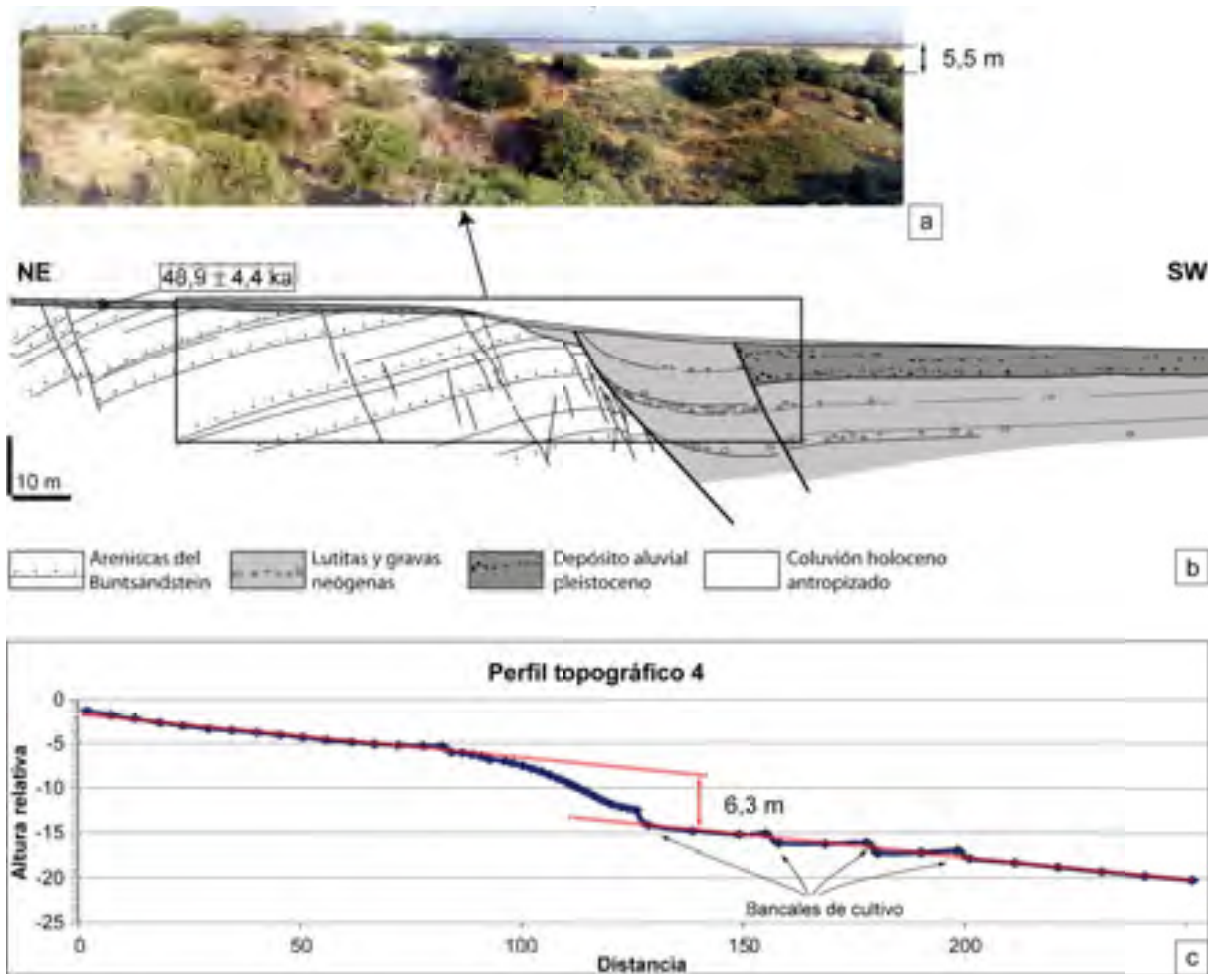


Fig. 19.1. (a) y (b) Fotografía y corte geológico en el afluente oriental del Barranco del Monte. Puede observarse el escalón en la superficie de glacia, así como las dos fallas normales que conforman la rama sur de la falla de Concud. (c) Ejemplo de perfil topográfico levantado en dirección transversal al escalón topográfico, al este del barranco y muy próximo a la Trincheras H2. Se incluye cálculo del desplazamiento aparente que afecta a la superficie de glacia. Ver situación en el mapa de la Fig. 19.4.

Los datos obtenidos mediante la prospección magnética y EM muestran una serie de alineaciones de cambios con una orientación general NW-SE (Fig. 19.2b,c). La alineación principal presenta un dipolo magnético en intensidad y gradiente de campo magnético que separa una zona con mayor intensidad residual relativa al norte de dicha alineación. Por otro lado, y asociado a este cambio de intensidad de campo magnético, se identifica un incremento de la conductividad aparente, definiendo una franja de orientación paralela a los dipolos magnéticos.

La prospección por georradar se ha centrado en la caracterización geométrica tanto de los dipolos magnéticos identificados como de los sectores con mayor conductividad eléctrica aparente. Los perfiles tienen una orientación NNE-SSW, perpendiculares a las alineaciones de anomalías. Los perfiles de georradar permiten diferenciar medios de comportamiento homogéneo (con reflectores subhorizontales o ausencia de reflexiones significativas) de aquellos otros sectores donde se identifican variaciones geométricas entre reflectores y cambio del aspecto de los perfiles (ver ejemplo para el perfil 2 en la Fig. 19.3e).

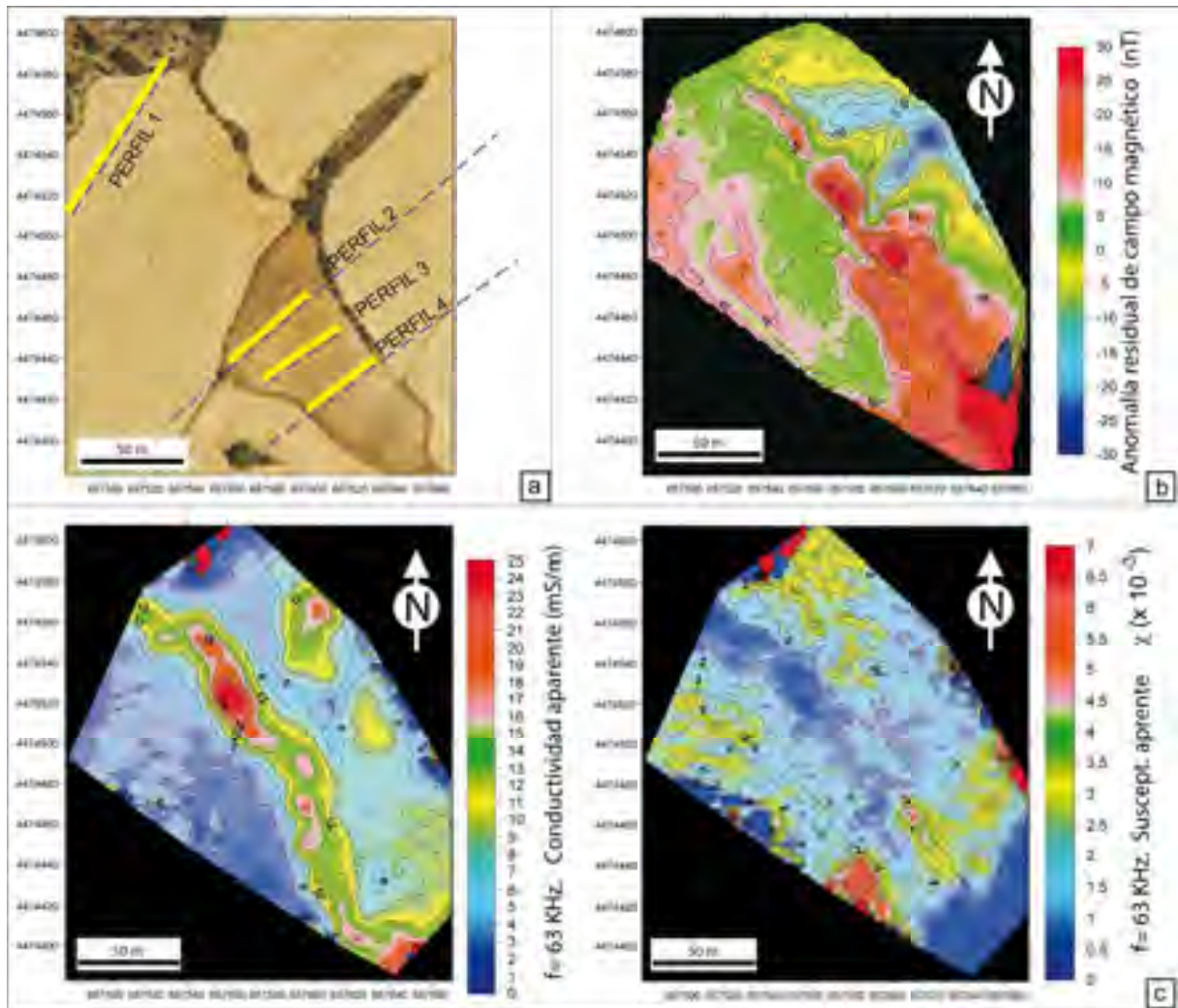


Fig. 19.2. (a) Ortofoto de la zona prospectada en El Hocino, con la situación de los perfiles de georadar (línea amarilla) y topográficos (línea discontinua azul). (b) Mapa de anomalía residual de campo magnético obtenido mediante la prospección magnética. (c) Mapas de conductividad aparente y de susceptibilidad aparente obtenidos mediante la prospección EM.

La comparación de los datos obtenidos mediante las distintas técnicas aplicadas permite establecer una correlación entre dipolos magnéticos, interrupciones en los perfiles de georadar, cambios laterales de la susceptibilidad aparente e incrementos locales de la conductividad aparente (Fig. 19.3). Esta correlación muestra que el par negativo de los dipolos magnéticos de tipo agudo se localiza en la proyección de las interrupciones de la estructura inferibles de los perfiles de georadar. En cuanto a la conductividad eléctrica aparente, las anomalías se desarrollan de forma rápida, con un incremento local de la misma en las proximidades de las interrupciones detectadas con el georadar.

Además de estas correlaciones, existen algunas variaciones en las alineaciones descritas. Por un lado, la anomalía magnética muestra un desdoblamiento en el sector centro-oriental de la zona prospectada (con dos dipolos magnéticos consecutivos), siendo el meridional el de mayor desarrollo y el que coincide con la anomalía de conductividad eléctrica. Este desdoblamiento de la anomalía magnética comienza donde un pequeño barranco atraviesa la zona prospectada (barranco que sigue, a su vez, una anomalía magnética). No obstante, el aspecto más relevante es que, independiente-

mente de la anomalía asociada al propio barranco, las alineaciones de las anomalías (magnetometría y EM) cambian ligeramente de dirección, y la anomalía magnética se desdobra en dos dipolos al E de dicho barranco. En este sector oriental, la anomalía de conductividad se mantiene al S de las anomalías magnéticas de mayor desarrollo, mientras que la anomalía magnética septentrional no aparece asociada a una anomalía de conductividad. Esto parece indicar que es la anomalía meridional la que implica mayor contraste del estado y tipo de los materiales, mientras que la septentrional se relaciona con un cambio de la susceptibilidad.

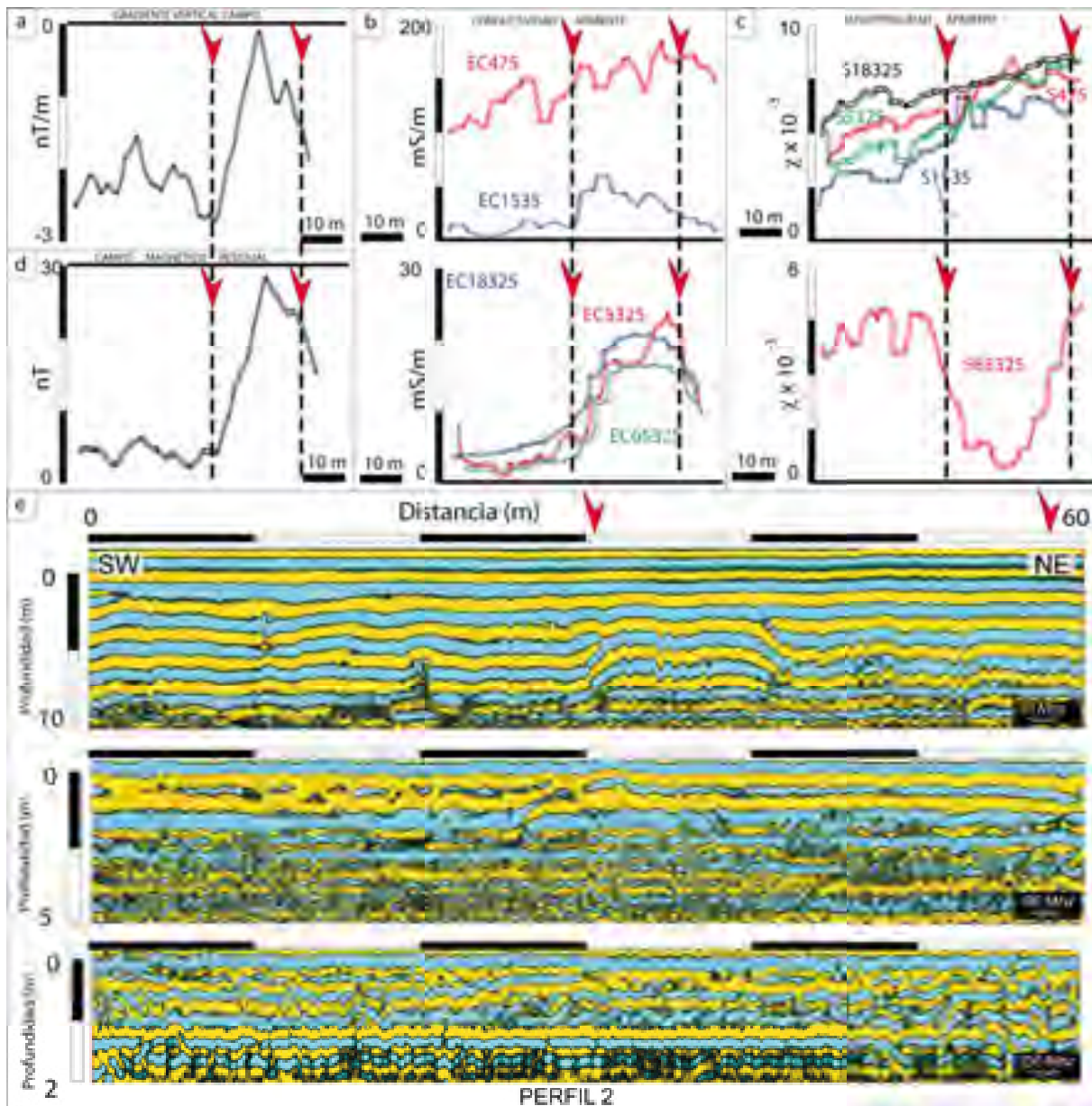


Fig. 19.3. Resumen de los resultados geofísicos obtenidos para el perfil 2, con la correspondiente correlación de anomalías. Las flechas rojas marcan la posición de las anomalías detectadas con cada técnica. (a) Gradiente vertical de campo magnético. (b) Conductividad aparente; cada línea representa la conductividad utilizando una frecuencia distinta. (c) Susceptibilidad aparente utilizando distintas frecuencias. (d) Campo magnético residual. (e) Perfiles de georradar obtenidos utilizando antenas de diferentes frecuencias.

Es posible establecer una correlación entre las fallas observadas en el afloramiento del Barranco del Monte (al W de la zona prospectada; Fig. 19.1) con las alineaciones de las anomalías detectadas. Los dipolos magnéticos y la interrupción de la estructura inferida de los perfiles de georradar indican un cambio de la estructura y comportamiento de los materiales próximos a la superficie, coherentes con una deformación de tipo frágil asimilable a una de las fallas existentes en el barranco. Las anomalías de conductividad eléctrica se identifican en las proximidades de dichas interrupciones. El pequeño giro de la alineación de anomalías en el sector centro-oriental parece indicar que es a partir de esa zona donde la discontinuidad cambia de dirección. Por otra parte, las anomalías menores detectadas sugieren un desdoblamiento de la estructura, como ocurre en muchos lugares a lo largo de la traza de la falla de Concud, de forma que existirían bajo el coluvión que tapiza el escalón dos superficies de rotura. El mapa de la Fig. 19.4, elaborado a partir del reconocimiento de campo y de los resultados de la prospección geofísica descritos, resume los elementos más significativos del contexto geológico y geomorfológico en el que se excavaron las trincheras.

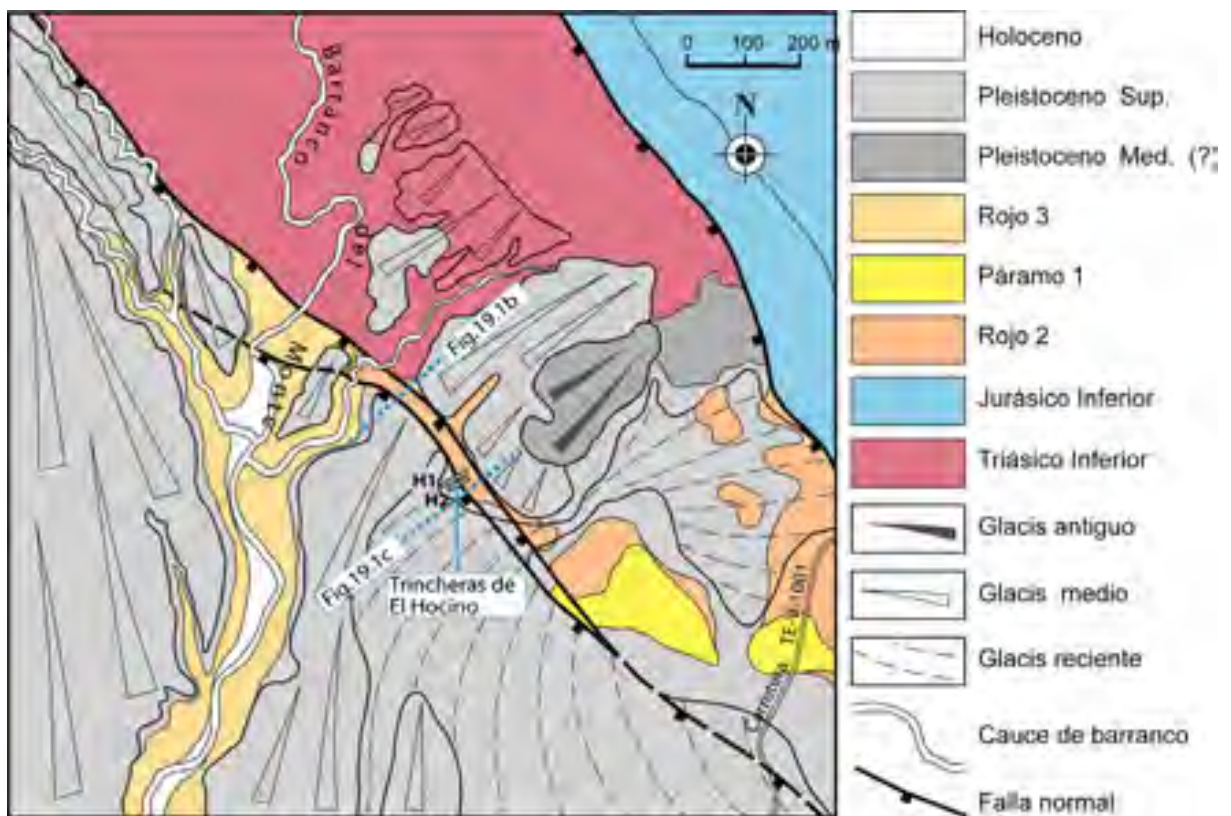


Fig. 19.4. Mapa geológico-geomorfológico de detalle del entorno de las trincheras de El Hocino. Se muestra la situación del corte geológico de la Fig. 19.1b y del perfil topográfico de la Fig. 19.1c.

Ambas trincheras se abrieron mediante pala retroexcavadora siguiendo una dirección subperpendicular al escalón topográfico del glacis y a las anomalías geofísicas lineales: N 045° E, la Trinche-
ra H1, y N 054° E, la Trinche-
ra H2. Se excavaron alrededor de 40 m de longitud para cada trinche-
ra, con paredes verticales y una anchura de 1,30 m (determinada por la anchura de la pala). En el caso de la Trinche-
ra H1 (localizada en la trayectoria del perfil 2 de georradar), se estudiaron unos 23 m del
total de la longitud, con una profundidad máxima de 4,5 m. De la Trinche-
ra H2 (trayectoria del perfil 3 de georradar), que se estudió en segundo lugar para completar y contrastar los datos obtenidos en
la anterior, se analizaron en detalle alrededor de 6 m de longitud, con algo más de 4 m de profundi-
dad máxima. En ambos casos, el estudio se centró en la pared occidental, sobre la que se efectuaron
las labores de limpieza necesarias, se superpuso una cuadrícula de 1 m de lado (1 x 0,5 m en las zo-
nas más próximas a la falla), se tomaron las correspondientes fotografías y dibujos y se realizó el
muestreo para las dataciones por OSL (Fig. 19.5).

Ambas trincheras muestran, en el bloque levantado de la falla, arenas y lutitas neógenas atri-
buibles a la unidad Rojo 2 (Turolense superior) bastante fracturadas; en el bloque hundido se cortan
sólo materiales pleistocenos (depósitos aluviales y coluviales).



Fig. 19.5. Fotografías exteriores de la Trinche-
ra H2 de El Hocino, y un momento del trabajo paleosismológico (marcado de
niveles y realización de esquemas) en la Trinche-
ra H1.

El plano de falla principal tiene una dirección promedio N 163° E y un buzamiento 70° W. En la Trinchera H1 se han observado dos familias de estrías en un mismo plano de falla (de orientación, en ese punto, 167, 70° W), con una clara relación cronológica entre ambas: una primera estriación de cabeceo 75° S (en forma de acanaladuras groseras de longitud de onda centimétrica) es cortada por una segunda estriación fina de cabeceo 53° N. La presencia de las dos familias de estrías indica un cambio en la dirección de movimiento de la falla, que podría relacionarse con un cambio en el estado local de esfuerzos, según se discute en el apartado 19.4.

La falla tiene asociada una zona de deformación distribuida, desarrollada en las arcillas neógenas, que en la Trinchera H1 llega a alcanzar una anchura de 1,5 m y en la Trinchera H2, sólo de unos 15 cm. El color de las arcillas va cambiando conforme nos acercamos a la falla, desde el rojo original al verde (seguramente debido a la aparición de condiciones reductoras ligadas a la zona deformada), pasando por tonalidades grises en una banda intermedia. La zona de falla contiene planos de

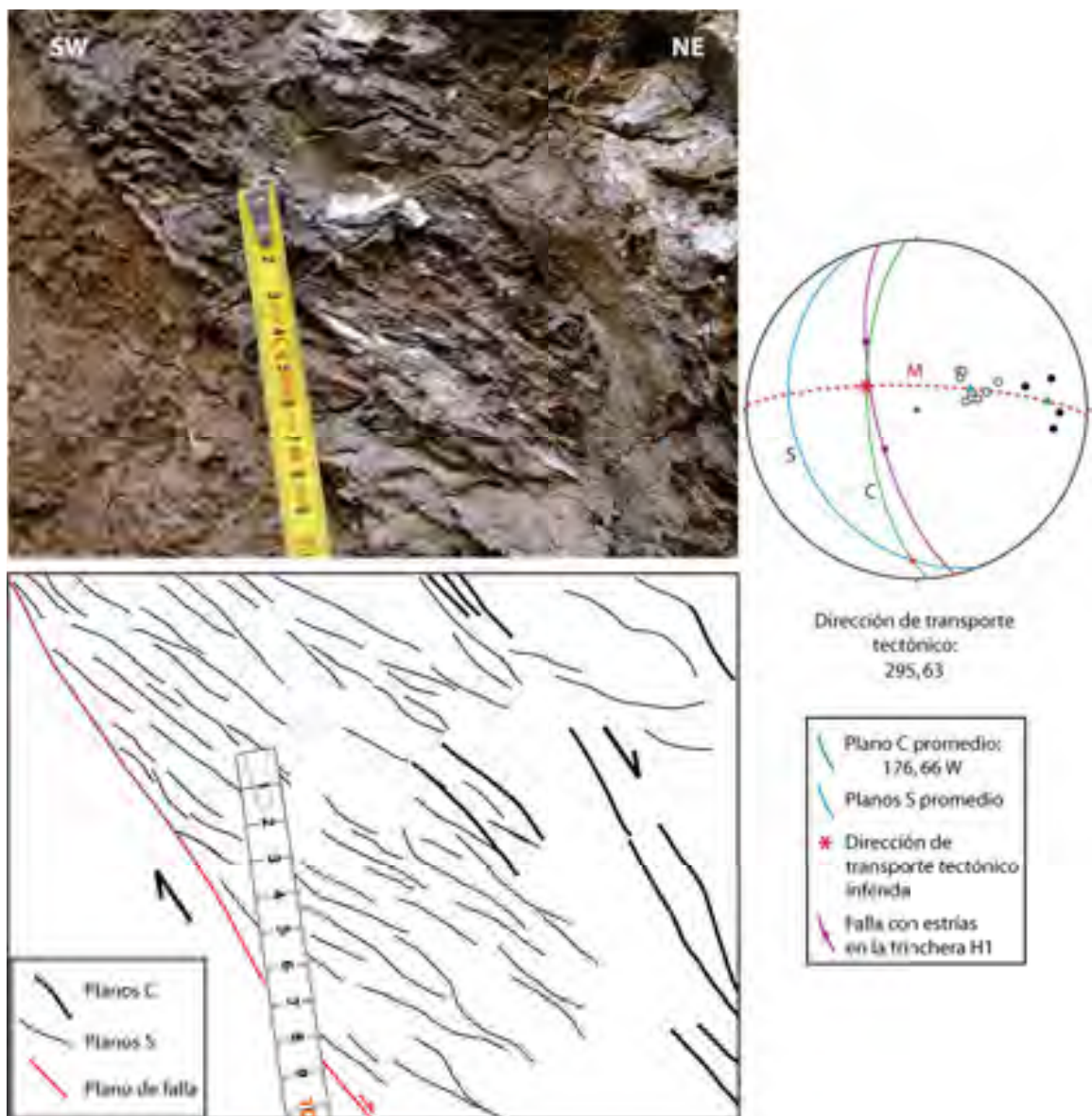


Fig. 19.6. Banda de cizalla dúctil en la zona de falla de la Trinchera H1, en la que se pueden observar estructuras S-C. El estereograma representa el análisis cinemático de la banda de cizalla.

rotura discretos, la mayoría sintéticos con la falla principal y alguno antitético. Además, presenta una notable deformación dúctil en las bandas de color verde y gris, representada por una foliación S-C compatible con el sentido de cizalla normal (Fig. 19.6). En la Trinchera H1, la mayor anchura de la zona de deformación se ve acompañada asimismo por un mayor desarrollo de la foliación S-C. El análisis cinemático de este sistema de estructuras permite determinar un plano de movimiento de orientación 084, 80° N (M en el estereograma de la Fig. 19.6), que corta al plano de falla principal en la dirección de transporte: 275, 54°. El cabeceo de esta última línea sobre la falla (78° N) es intermedio entre los dos medidos para las estrías de fricción.

19.2. Materiales y edades

En ambas trincheras, el bloque levantado de la falla muestra exclusivamente materiales detríticos neógenos atribuibles al Rojo 2 (ver Figs. 19.7 y 19.8). El nivel inferior visible está formado por gravas granosostenidas, con cantos en su mayoría jurásicos (redondeados) y algunos de margocalizas miocenas (angulosos), y con escasa matriz de arena gruesa ocre-rosácea. Por encima hay una capa de 25 cm de arenas de grano medio y color ocre-rosado, con cantos dispersos jurásicos y triásicos (redondeados) y miocenos (angulosos). Después se suceden dos secuencias que comienzan con sendos niveles finos de cantos (jurásicos y miocenos); la primera continúa con arenas finas limosas con cantos dispersos, y la segunda con 80 cm de arcillas rojizas compactas. Sobre éste hay 1 m de arenas limosas de color marrón, dentro de las cuales aparece un cuerpo de gravas de cantos jurásicos redondeados y matriz areno-limosa rojiza, de base claramente erosiva. La parte más superficial de los depósitos aparece intensamente removida, tanto por acción natural como antrópica. El conjunto de detríticos miocenos del bloque levantado aparece bastante fracturado, con fallas sintéticas paralelas a la principal y fallas antitéticas conjugadas.

Dentro del bloque hundido sólo se han cortado depósitos cuaternarios. En ellos se han distinguido un total de siete (Trinchera H1; Fig. 19.7) y seis (Trinchera H2; Fig. 19.8) unidades litológicas. Todas son unidades detríticas con mayor o menor contenido en cantos, con matriz desde arenosa a microconglomerática y con distintos contenidos en carbonato. La mayor parte de estas unidades son depósitos aluviales, sedimentados por procesos de arroyada en manto o flujos localmente canalizados asociados a la glaciplanación del piedemonte. Una primera correlación de unidades entre una y otra trinchera, establecida por las características de composición y textura de los materiales, ha sido posteriormente confirmada al conocer las edades OSL de varias unidades. El establecimiento de dicha correlación nos faculta para hacer la descripción conjunta de ambas trincheras. Además de esas unidades, un depósito coluvial antropizado tapiza toda la ladera de enlace entre el bloque levantado y el hundido.

Las unidades cuaternarias diferenciadas son:

Unidad 1: Grava granosostenida sin cementación, con matriz microconglomerática a arenosa fina de color rosa. Cantos muy angulosos, heterométricos (moda: 1-3 cm, máximo: 8 cm), con una cierta granoselección positiva; son principalmente calcáreos (aunque existen también de arenisca del

Buntsandstein), y algunos de ellos presentan una cubierta carbonatada pulverulenta repartida de forma irregular. Espesor visible: 40 a 60 cm. Esta unidad no aparece en la Trinchera H2, probablemente porque está a mayor profundidad que la excavada. Existe una datación absoluta por OSL de $77,3 \pm 4,3$ ka (Trinchera H1) en la parte alta de la unidad.

Unidad 2: Limos con gravas y gravas de color rosa pálido. Los limos con gravas presentan una incipiente cementación; los cantos están dispersos, tienen 2 cm de diámetro máximo, son muy angulosos y de composición esencialmente calcárea (también hay alguno de arenisca procedente del Buntsandstein). Las gravas son granosostenidas, con matriz microconglomerática a arenosa gruesa; cantos calcáreos angulosos y cantos blandos verdosos (\emptyset medio: 1 cm, máximo: 2-3 cm). En conjunto, forman dos secuencias granocrecientes limo-grava (con predominio de los limos) de unos 30 cm de espesor cada una. Base en general plana, con alguna irregularidad. Presencia de carbonato pulverulento disperso (que podría ser debido a bioturbación) a techo de la unidad. Espesor total: 65-80 cm.

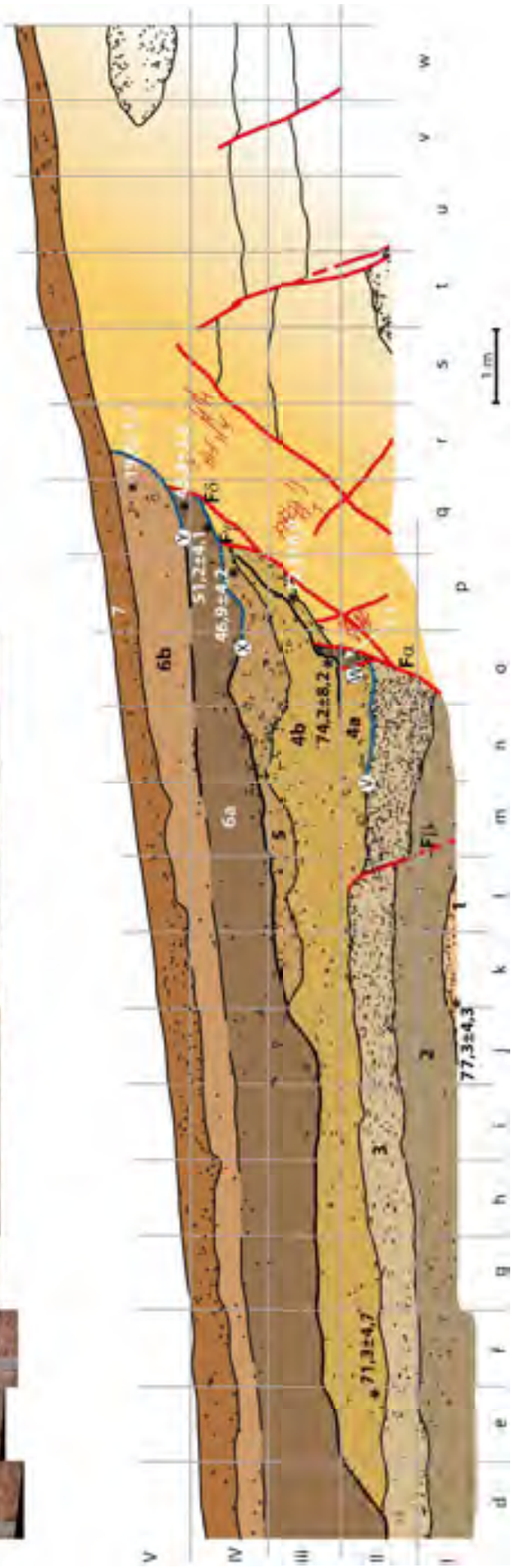
Unidad 3: Gravas granosostenidas muy cementadas (más hacia techo), de color blanco y con matriz microconglomerática y limosa de color rosado. Cementación carbonatada pulverulenta, con algunos de los cantos individuales tapizados por carbonato. Aparecen zonas especialmente carbonatadas, incluso con restos de raíces, que interpretamos pueden representar zonas encharcadas. Presentan evolución granocreciente, con cantos angulosos calcáreos y alguno de arenisca del Buntsandstein (\emptyset medio: 2 cm, máximo: 8 cm). Base plana irregular y, sobre ella, presencia de cantos planos paralelos a la estratificación. Existe un nivel intercalado de limos iguales a los de la unidad 2. Espesor: 50-80 cm en la Trinchera H1, aumentando hacia la falla; 80-90 cm en la Trinchera H2. Esta unidad, junto con la anterior, representa un conjunto de secuencias aluviales menores. No conocemos la edad de esta unidad, ya que su textura grosera impidió el muestreo para datar por OSL.

Unidad 4: Limos blanquecinos-rosados con gravas soportadas por la matriz. Cantos angulosos con envueltas de carbonato pulverulento, principalmente calcáreos y alguno de arenisca del Buntsandstein (\emptyset medio: 1 cm, máximo: 5 cm). Excepcionalmente, en la base, aparecen cantos de hasta 16 cm, alguno de ellos plano y paralelo a la estratificación; entre éstos abundan más los cantos de Buntsandstein. Matriz con filamentos de carbonato, muy finos y con orientación variable, probablemente debidos a bioturbación. Hacia techo de la unidad aumenta la cementación. En esta unidad aparecen de nuevo zonas con especial carbonatación, atribuibles a zonas encharcadas, aunque en este caso sin huellas de raíces. Base plana irregular. El espesor oscila entre 70 y 130 cm en la Trinchera H1, y alcanza hasta 100 cm en la Trinchera H2. Existen varias dataciones por OSL en esta unidad: $72,5 \pm 6,0$ ka en la base, y $71,3 \pm 4,7$ ka y $74,2 \pm 8,2$ ka en la parte media de la Trinchera H1; $55,5 \pm 3,8$ ka en la base de la Trinchera H2. La variación de espesor de la unidad entre ambas trincheras, así como la diferencia de edad OSL, parece indicar que el depósito de la unidad se produjo bastante antes en el sector noroccidental, progradando posteriormente hacia el sureste. Esto sugiere que el sistema aluvial no es siempre tan uniforme como cabría esperar de una arroyada en manto, existiendo episodios en los que la sedimentación se concentra en determinadas áreas, probablemente condicionada por la expresión superficial de la falla en cada momento y por el patrón de la arroyada.

NE

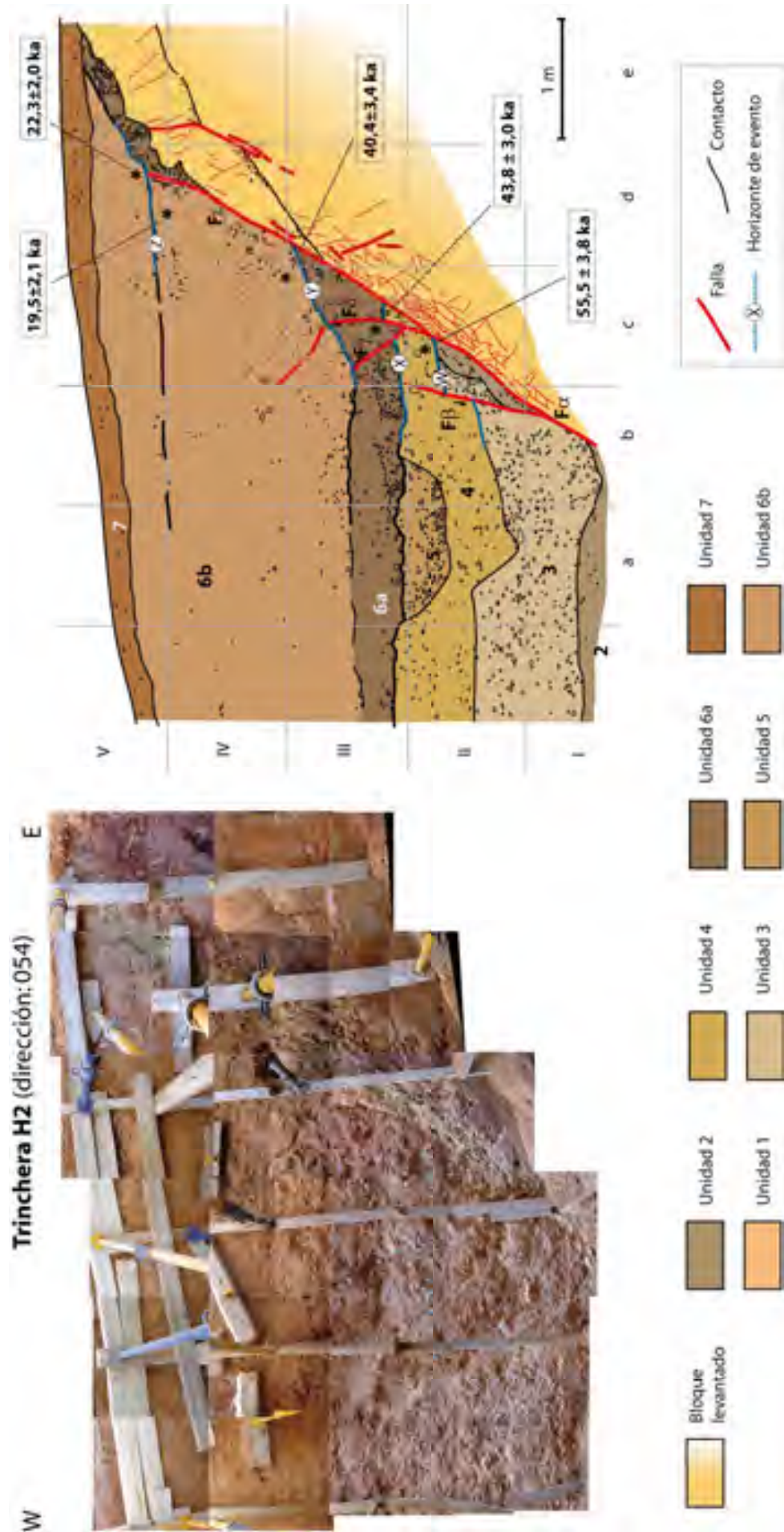
Trinchera H1 (dirección: 045)

SW



(ARRIBA) Fig. 19.7. Fotomosaico de la Trinchera H1 y log tras su análisis paleosismológico. Ver descripción de las unidades e interpretación de eventos en el texto. Ver leyenda de la Fig. 19.8.

(ABAJO) Fig. 19.8. Fotomosaico de la Trinchera H2 y log tras su análisis paleosismológico. Ver descripción de las unidades e interpretación de eventos en el texto.



Unidad 5: Limos ocres anaranjados con gravas de cantos subangulosos soportadas por la matriz. Cantos mayoritariamente calcáreos, con alguno arenoso del Buntsandstein (\emptyset medio: 1 cm, máximo: 10 cm). Matriz de arena fina-limo con débil o nula cementación, aunque hay carbonato pulverulento sobre los cantos. Aparece intercalada una capa de 10 cm de gravas con mayor cementación, con cantos subangulosos de 3-4 cm de diámetro, con textura próxima a granosostenida. Base irregular, con apariencia canaliforme en algunas zonas. La unidad ha proporcionado una edad OSL de $46,9 \pm 4,2$ ka (Trinchera H1).

Unidad 6: Arenas-limos de color marrón-anaranjado con abundantes cantos, que lateralmente y hacia la falla pasan a contener más limo y presentar los cantos más dispersos. Los cantos son subangulosos o redondeados, estos últimos procedentes muy probablemente de conglomerados terciarios del bloque levantado (\emptyset medio: 0,5 cm, máximo: 6 cm; ocasionalmente, bloques grandes de hasta 20 cm). La unidad tiene un espesor máximo aproximado de 1,5 m en la Trinchera H1 y de 2,5 m en la Trinchera H2, y engloba probablemente varias secuencias, las más reconocibles identificadas por bases erosivas. Se ha dividido en dos subunidades: 6a y 6b; las bases erosivas que las separan parecen marcar momentos de degradación del escarpe ocurridos tras pulsos de movimiento en la falla. Existen siete dataciones por OSL en esta gran unidad: subunidad 6a: $51,2 \pm 4,1$ ka en la base y $45,9 \pm 3,3$ ka en el techo en la Trinchera H1, y $43,8 \pm 3,0$ ka hacia la base en la Trinchera H2; subunidad 6b: $19,6 \pm 1,3$ ka en la parte alta en la Trinchera H1, y $40,4 \pm 3,4$ ka en la base, $19,5 \pm 2,1$ ka en la parte alta y $22,3 \pm 2,0$ a techo en la Trinchera H2. Como se ve, el rango total de edades obtenido es muy amplio, lo cual no ha impedido la correlación litológica de las subunidades entre una trinchera y otra.

Unidad 7: Depósito coluvial superficial, formado por limo con cantos angulosos a subangulosos. Se encuentra edafizado e intensamente retrabajado antrópicamente por la actividad agrícola. Espesor de entre 30 y 50 cm.

Unidad F1: Brecha de cantos angulosos (\emptyset medio: 1-2 cm, máximo: 4 cm) con textura granosostenida. Matriz de arena muy fina, de color rosa pálido, con cementación moderada. Es un cuerpo de sección triangular, interpretado como un relleno fisural. Sólo está presente en la Trinchera H1, donde alcanza una altura de 70 cm y una anchura máxima de 25 cm.

19.3. Interpretación de eventos

Tras un detallado análisis de las unidades presentes en el bloque hundido de la falla, de su deformación y su relación con las superficies de falla principales, se han interpretado cuatro eventos sísmicos en la trinchera H1, y cinco eventos en la trinchera H2. Como herramienta de apoyo, se ha realizado el análisis retrodeformacional de los cortes de ambas trincheras (Figs. 19.9 y 19.10), a fin de contrastar y afinar la interpretación de eventos y evaluar los saltos adjudicados a cada uno de ellos. Teniendo en cuenta las dataciones absolutas disponibles, se ha comprobado que los cuatro eventos registrados en la trinchera H1 son coincidentes con los cuatro primeros interpretados en la trinchera H2, y que en esta última se encuentra registrado un quinto evento más moderno (ver Fig.

19.11). Se comenzará explicando la secuencia de eventos registrada en la Trinchera H1, para después complementarlo con el análisis de la Trinchera H2.

Los eventos interpretados en la Trinchera H1 son los siguientes (ver Figs. 19.7 y 19.9):

Evento V₁. Representado por la ruptura y desplazamiento de las unidades 1, 2 y 3, presentes en la parte inferior de la trinchera, por la falla F_α. Este desplazamiento da lugar a un pliegue de *roll-over* en dichas unidades, más patente en la unidad 2 (celdas m-I, m-II, n-I y n-II). En principio, sería la base de la unidad 4 la que postdatase el evento; sin embargo, el engrosamiento de la unidad 3 hacia la falla principal podría indicar que el evento tuvo lugar antes de que ésta terminara de depositarse. El evento tendría lugar bastante tiempo después de $77,3 \pm 4,3$ ka BP (datación en la unidad 1) y poco antes del depósito de la unidad 4a, cuya base está datada en $71,3 \pm 4,7$ ka y $72,5 \pm 6,0$ ka (celdas e-II y p-III, respectivamente). En cuanto al salto producido en este evento, tan sólo podemos dar un mínimo de 0,40 m, inferido del *roll-over* en el contacto entre las unidades 2 y 3.

Evento W₁. Este evento queda registrado por el relleno fisural identificado como unidad F1 (celdas o-II y o-III). El desplazamiento al que se asocia la apertura de dicha fisura se produce de nuevo a lo largo de la falla F_α. Existe además una falla antitética (F_β, celdas m-I y l-II) que aparece afectando hasta la base de la unidad 4a, y que también podría ser atribuible al mismo evento. El evento estaría predatado por la unidad 4a ($72,5 \pm 6,0$ ka -celda p-III- y $71,3 \pm 4,7$ ka -celda e-II-) y postdatado por la base erosiva de la unidad 4b ($74,2 \pm 8,2$ ka, celda o-III), que fosiliza la fisura. Si bien (como ocurre en algún otro caso) las dataciones numéricas medias dan edades invertidas, sus respectivos márgenes de error permiten ajustar edades más probables coherentes, según la recapitulación e interpretación cronológica global que se expondrá más adelante. El salto cosísmico aparente mínimo puede estimarse a partir de la anchura de la fisura en el corte (medida ésta paralelamente a la traza de la falla), siguiendo el mismo procedimiento expuesto para la Trinchera de Los Baños. El resultado es una separación de 0,6 m.

Evento X₁. Representado por la ruptura y desplazamiento de la unidad 5 por la falla F_γ (celda q-IV). Predatado por el techo de la unidad 5 ($46,9 \pm 4,2$ ka, celda p-IV) y postdatado por la base erosiva de la unidad 6 ($51,2 \pm 4,1$ ka, celda q-IV), que arrasa parte de la unidad 5 y nivela la falla F_γ. El salto aparente asociado a este evento, reconstruido teniendo en cuenta la geometría de la base de las unidades 4b y 5 y tras aplicar el análisis retrodeformacional, es de al menos 0,6 m.

Evento Y₁. Queda registrado por la ruptura y desplazamiento de la unidad 6a por la falla F_δ (celdas q-IV y q-V). Predatado por el techo de la unidad 6a ($45,9 \pm 3,3$ ka, celda q-V) y postdatado por la unidad 6b ($19,6 \pm 1,3$ ka, celda q-V), cuya base erosiva arrasa la unidad 6a y degrada el paleoescarpe de la falla F_δ. El salto producido en este evento sería de un mínimo de 0,45 m (teniendo en cuenta la superficie fallada en la unidad 6a). Sin embargo, haría falta más salto para justificar el espacio de sedimentación de la unidad 6b. Ello nos ha llevado a reconstruir, mediante la retrodeformación, un salto de 0,9 m.

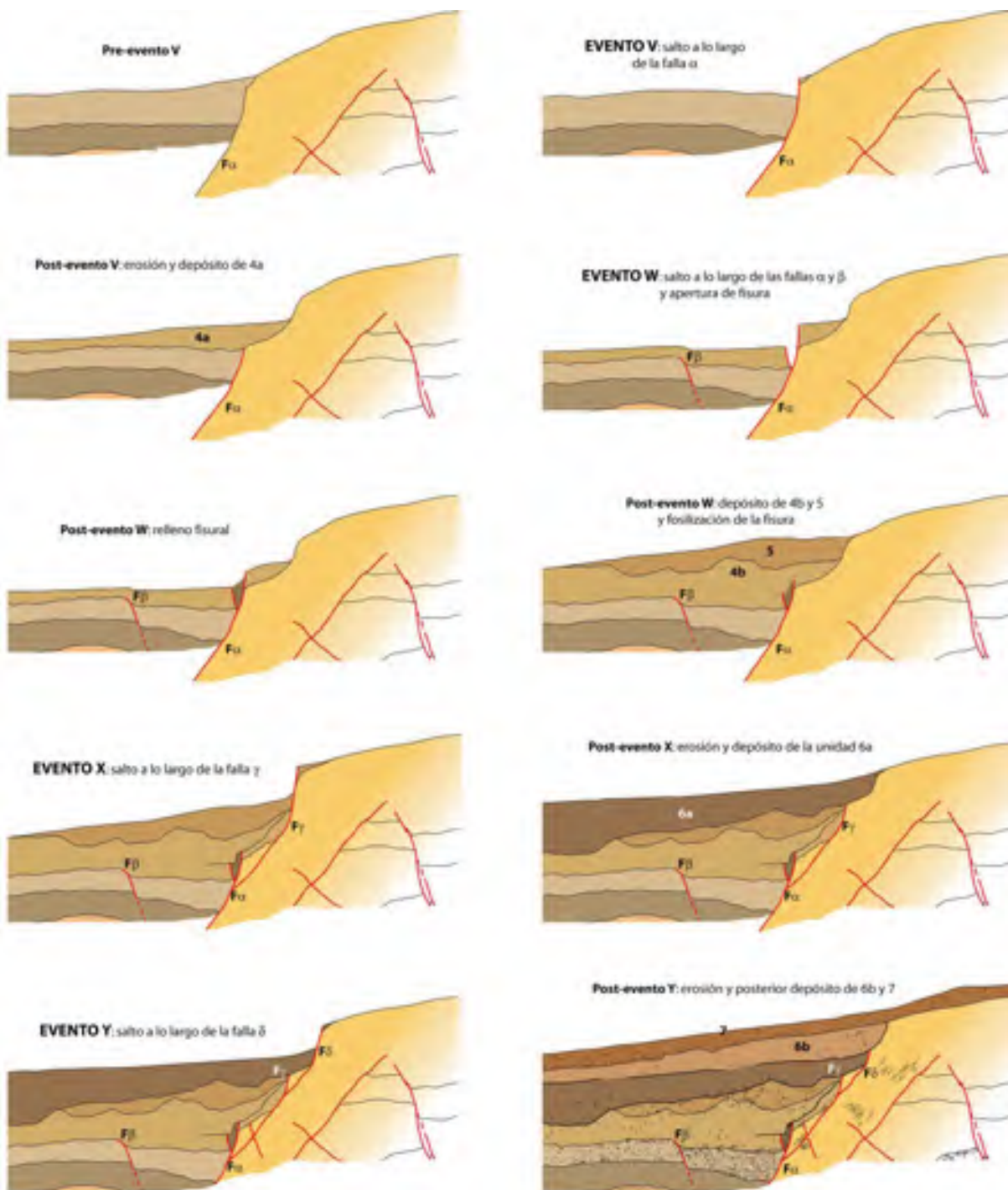


Fig. 19.9. Secuencia evolutiva de desplazamiento-sedimentación en la Trinchera H1, basada en el análisis retrodeformacional. El bloque inferior se ha mantenido prácticamente fijo y sin deformar. Ver explicación en el texto.

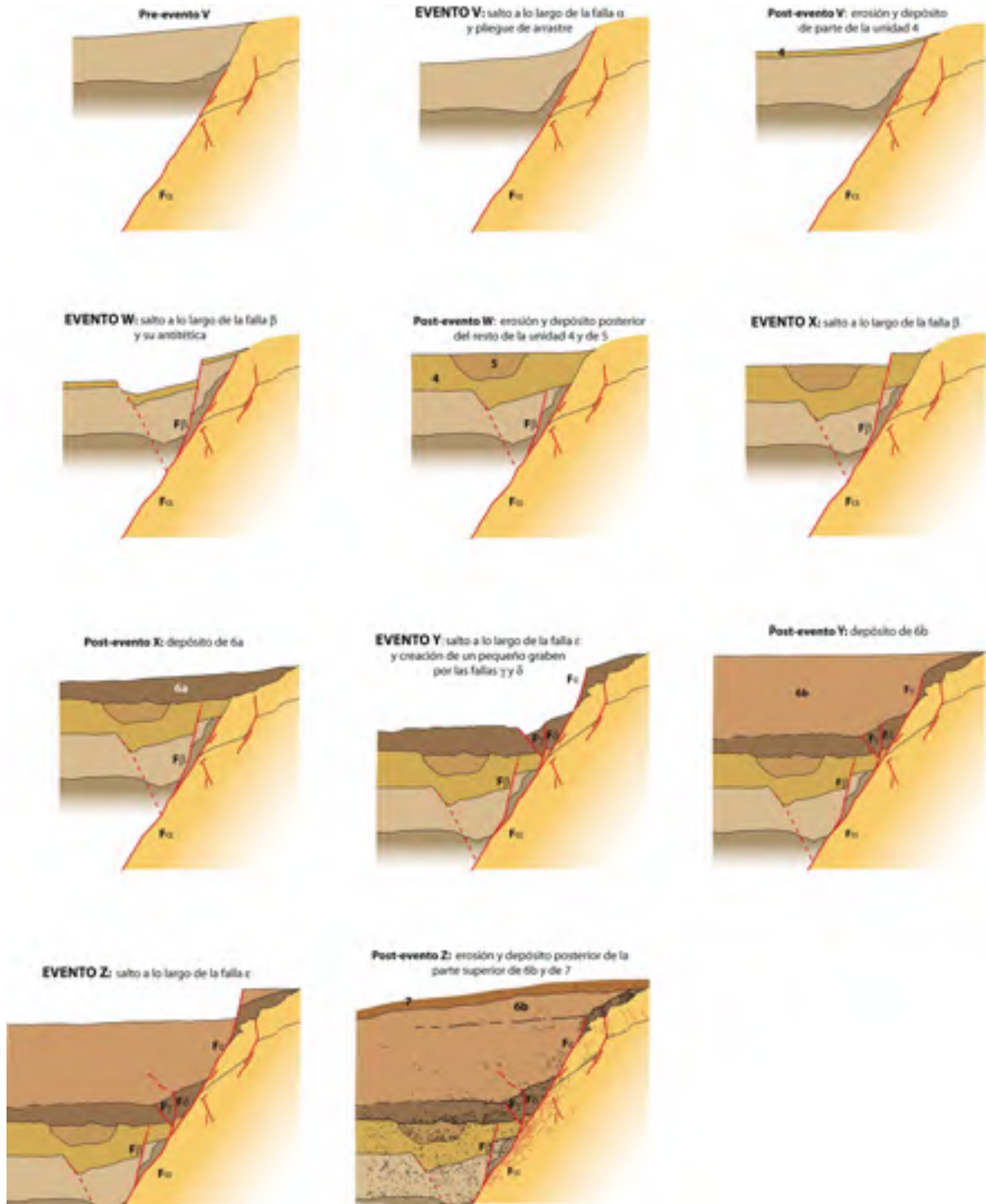


Fig. 19.10. Secuencia evolutiva de desplazamiento-sedimentación en la Trinchera H2, basada en el análisis retrodeformacional. El bloque inferior se ha mantenido prácticamente fijo y sin deformar. Ver explicación en el texto.

Los eventos interpretados en la Trinchera H2 son (ver Figs. 19.8 y 19.10):

Evento V₂. Representado por la ruptura y desplazamiento de las unidades 2 y 3 a lo largo de la falla F_α. Ambas unidades han sufrido el arrastre de la falla F_α y una porción de ellas ha quedado adosada a su superficie, con la estratificación subparalela a la misma. La base de la unidad 4 erosiona y fosiliza ambas unidades en la zona deformada (parte superior izquierda de la celda c-II). El evento tendría lugar bastante tiempo antes del depósito de la unidad 4 (55,5 ± 3,8 ka, celda c-II), ya que como se verá a continuación todavía existió otro evento predatado por dicha unidad. Sin embargo, no disponemos de infradato, por desconocerse la edad de la unidad 3. Tras realizar la retrodeformación del corte, podemos calcular un salto de 0,95 m, que es la amplitud del pliegue de arrastre que afecta a las unidades 2 y 3, medida en el contacto entre ambas. En la interpretación de este evento tenemos varias imprecisiones. Con toda seguridad, además de producirse un pliegue de arrastre, habrá habido un desplazamiento a lo largo de la falla F_α, resultando un salto mayor que no podemos evaluar. Por otro lado, es posible que la deformación total sea debida a más de un evento, pero no tenemos evidencias de ello.

Evento W₂. Representado por la ruptura y desplazamiento de las unidades 2 y 3 por la falla F_β y su antitética. La base de la unidad 4 (55,5 ± 3,8 ka, celda c-II) postdata el evento y, al igual que en el evento anterior, no disponemos de infradato. Al salto de alrededor de 0,7 m registrado a lo largo de la falla F_β en la base de la unidad 2, que aflora tanto en el bloque levantado como en el hundido, hay que restarle los 0,25 m que se atribuirán al evento X₂ (que tiene lugar como consecuencia del movimiento de la misma falla). A los 0,45 m que restan hay que sumarle 0,15 m de salto a lo largo de la falla antitética, resultando un total de 0,6 m.

Evento X₂. Registrado por la ruptura y desplazamiento de la unidad 4 por el movimiento de la falla F_β (celda b-II). Predatado por la unidad 4 (55,5 ± 3,8 ka) y postdatado por la base de la unidad 5 (43,8 ± 3,0 ka, celda c-III). El desplazamiento aparente de la base de la unidad 4 es de 0,25 m.

Evento Y₂. Representado por la ruptura y desplazamiento de la unidad 6a por las fallas F_γ, F_δ y F_ε (celda c-III). La falla F_ε corresponde a la parte superior de la ya mencionada F_α. La falla F_δ es una *splay-fault* enraizada en F_α y propagada, con mayor buzamiento, en el bloque superior. F_γ es una pequeña falla antitética asociada a las anteriores, que junto con F_δ hundien una pequeña porción de la unidad 6a. Este evento está predatado por la unidad 6a (43,8 ± 3,0 ka) y postdatado por la base de la unidad 6b (40,4 ± 3,4 ka, celda c-III-IV), que se deposita erosionando la unidad 6a y fosilizando las fallas F_γ y F_δ. Una porción de la unidad 6a ha quedado conservada en el bloque levantado de la falla, por lo que puede medirse el salto total de esta unidad registrado en la trinchera, que es la suma de este evento y el siguiente. Gracias a la retrodeformación hemos podido estimar un salto para el evento Y₂ de 0,9 m.

Evento Z₂. Registrado por la ruptura y desplazamiento de la unidad 6b por la falla F_ε (celdas d-III y d-IV). Predatado por el techo de la unidad 6b (19,5 ± 2,1 ka, celda d-IV-V) y postdatado por la base de 6c (22,3 ± 2,0 ka, celda d-V), que erosiona y fosiliza la unidad 6b tras la degradación del escarpe de falla. Para conocer el salto cosísmico hemos utilizado de nuevo la base de la unidad 6a. Restándole al desplazamiento total del marcador los 0,9 m de salto atribuidos al evento X₂, obtenemos un sal-

to para este evento de 0,8 m.

Puede observarse que la mayoría de eventos interpretados en ambas trincheras se infieren de sucesivos episodios de formación, degradación, fosilización y nueva reactivación del paleoescarpe de falla, que no hacen sino reflejar los ciclos de activación y quietud de la misma. Las superficies erosivas que evidencian los episodios de degradación del escarpe han constituido marcadores muy útiles (ver Figs. 19.7 y 19.8), por cuanto postdatan distintos eventos y se ven cortadas y desplazadas en otros posteriores. Se trata de uno de los criterios paleosísmicos clásicos propuestos por Allen (1986), aplicado e.g. por Ran *et al.* (1991; en Yeats *et al.*, 1997). La evolución de la zona de falla por formación de sucesivos planos de rotura siguiendo una secuencia de bloque inferior ($F_\alpha \rightarrow F_\gamma \rightarrow F_\delta$ en la Trinchera 1; $F_\alpha / F_\beta \rightarrow F_\delta \rightarrow F_e$ en la Trinchera 2) ha favorecido que este criterio haya podido utilizarse de forma repetida.

Según las edades que arrojan las dataciones por OSL, el evento X sirve para realizar el anclaje de las dos trincheras, ya que en ambos casos su edad más probable es de 49 ka. A partir de ahí puede completarse la correlación, de la que se deriva una sucesión total de cinco eventos en el conjunto de las dos trincheras (V, W, X, Y, Z; ver Fig. 19.11 y Tabla 19.1). En todos los casos se ha considerado el margen de error del propio método de datación para estimar la edad más probable de cada evento. De hecho, gracias a las intersecciones de los rangos de error de cada edad numérica, han podido acotarse con más fiabilidad las edades más probables de los eventos, así como el margen de error esperable. Como se explicará con más detalle en el capítulo 21, el análisis previo de eventos en la trinchera de Los Baños ha sido también clave para acotar las edades de los paleoterremotos, ya que hemos podido comprobar que varios de ellos quedaron registrados en ambas localidades.

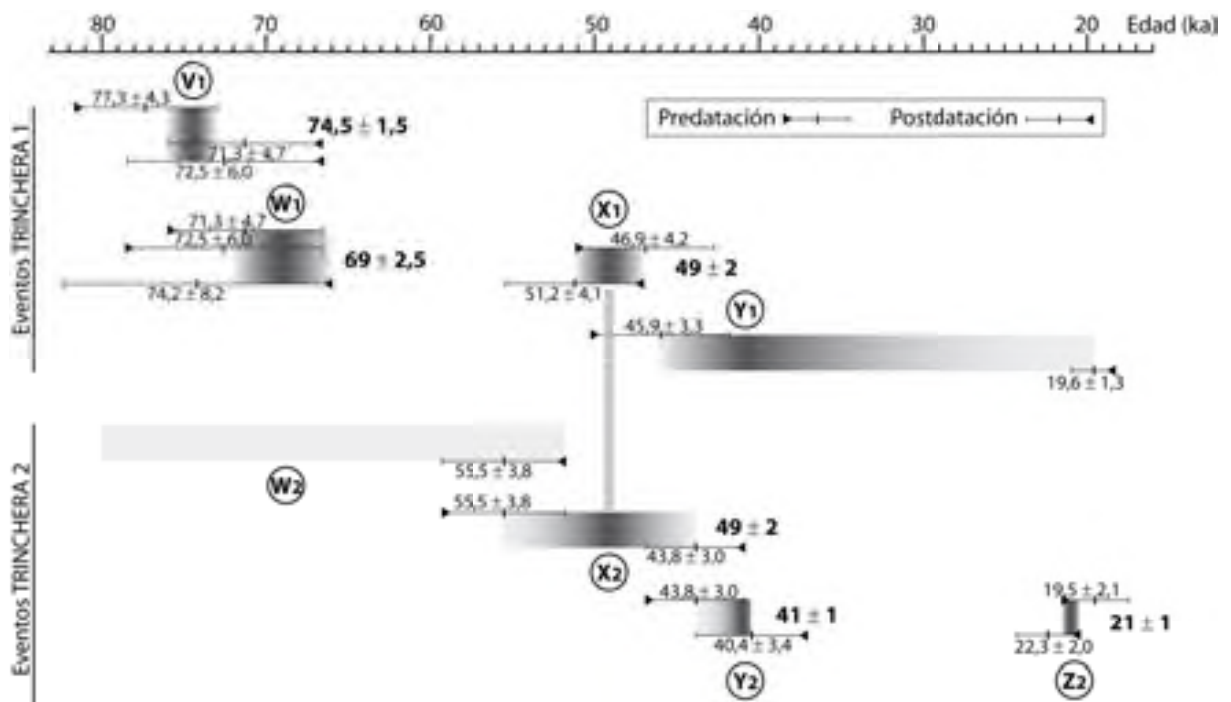


Fig. 19.11. Correlación de los eventos interpretados en las Trincheras H1 y H2. La línea rayada gris representa el evento X, que ha servido de anclaje entre ambas trincheras.

Trinchera 1					
Evento	Edades OSL limitantes (ka)	Edad aproximada más probable (ka)	Lapso entre eventos (ka)	Separación medida en el log (m)	Vector deslizamiento neto inferido (m)
V ₁	77,3 ± 4,3 – 71,3 ± 4,7 / 72,5 ± 6,0	74,5		> 0,4	> 0,4
			5,5		
W ₁	71,3 ± 4,7 / 72,5 ± 6,0 – 74,2 ± 8,2	69		0,6	0,6
			20		
X ₁	46,9 ± 4,2 – 51,2 ± 4,1	49		0,6	0,6
			8		
Y ₁	45,9 ± 3,3 – 19,6 ± 1,3	41		0,45 - 0,9	0,45 - 0,9
Trinchera 2					
Evento	Edades OSL limitantes (ka)	Edad aproximada más probable (ka)	Lapso entre eventos (ka)	Separación medida en el log (m)	Vector deslizamiento neto inferido (m)
V ₂	(?) – 55,5 ± 3,8	?		0,95	0,95
			?		
W ₂	(?) – 55,5 ± 3,8	?		0,6	0,6
			?		
X ₂	55,5 ± 3,8 – 43,8 ± 3,0	49		0,25	0,25
			8		
Y ₂	43,8 ± 3,0 – 40,4 ± 3,4	41		0,9	0,9
			20		
Z ₂	19,5 ± 2,1 – 22,3 ± 2,0	21		0,8	0,8

Tabla 19.1. Resumen de la sucesión de eventos sísmicos registrados en las trincheras de El Hocino. En negrita, los valores de vector deslizamiento neto inferido que consideramos más fiables.

Es necesario precisar, finalmente, los criterios con los que se han estimado los saltos cosísmicos para algunos de los eventos. Lógicamente, tal estimación se basa en la medición objetiva, hecha sobre el plano de observación de la trinchera, de la separación (salto aparente) para un determinado marcador a lo largo de la traza de la falla. Ésta debería ser luego corregida de acuerdo con la dirección de movimiento inferida (a partir de las estrías de fricción u otros indicadores) o supuesta. En el caso de las trincheras de El Hocino se da la circunstancia, sin embargo, de que la dirección de movimiento dominante es casi paralela al plano de observación. En efecto, de las dos estrías observadas en la Trinchera 1, unas con cabeceo 75° S y otras 53° N, la mayor entidad de las primeras (acanaladuras de longitud de onda centimétrica) sugiere que representan ese movimiento predominante en la falla, a pesar de que en algún episodio ésta pueda haberse activado según el otro vector. La dirección de transporte que representa la primera estriación es 219, y está contenida, por tanto, en el plano vertical de dirección N 039° E, muy próximo al plano de observación de la Trinchera 1 (N 045° E). De este modo, las separaciones medidas en ella han de tener valores muy similares a los desplazamientos netos, y no necesitan en la práctica corregirse. Para la Trinchera 2, de dirección ligeramente distinta (N 054° E), sí se necesitaría quizá una ligera corrección, pero ésta se hallaría, en todo caso,

por debajo del umbral de precisión en que nos movemos, teniendo en cuenta la variabilidad de la orientación del plano de falla y la incertidumbre en la dirección de movimiento (de ella no existen datos en esta Trinchera 2). Por tanto, hemos optado por no efectuar tampoco ninguna corrección.

19.4. Discusión

La sucesión paleosísmica inferida en las trincheras de El Hocino dentro de la historia de movimiento de la falla de Concud

La apertura y el estudio de las trincheras de El Hocino han cumplido el objetivo de ampliar la ventana temporal para la reconstrucción de la actividad cuaternaria de la falla de Concud. Entre las dos trincheras se han identificado un total de cinco eventos, cuyas edades han podido ser acotadas, de forma razonable, entre $77,3 \pm 4,3$ y $19,6 \pm 1,3$ ka BP. Con estos datos, se obtiene un periodo de recurrencia medio de $11,5 \pm 1,1$ ka (algo mayor que el obtenido para la sucesión sísmica de Los Baños, que es de entre $6,7 \pm 1,3$ y $7,9 \pm 1,5$ ka). Los saltos cosísmicos netos que se han estimado se encuentran entre 0,25 y 0,95 m. En general los saltos medidos en una trincheras y otra para el mismo evento son equivalentes, aunque en el caso del evento X se ha medido un salto de 0,6 m en la Trincheras H1 y de 0,25 m en la H2. En este caso, consideramos más probable el salto de 0,6 m registrado en la Trincheras H1 por asemejarse más a los demás valores medidos. Los saltos de los eventos V_1 e Y_1 de la Trincheras H1 representan un valor mínimo, en el primer caso, y un rango, en el segundo, resultando compatibles con los saltos medidos para los mismos eventos en la Trincheras H2. Para calcular el promedio de los saltos, hemos tenido en cuenta los valores más fiables calculados en cada evento (en negrita en la Tabla 19.1), obteniendo un valor de 0,8 m. Los desplazamientos netos calculados son menores (menos de la mitad, en general) que aquéllos reconocidos en Los Baños, que se encuentran entre 1,0 y 2,6 m, con un valor medio de 1,9 m.

En la Figura 19.12 queda representada sintéticamente la sucesión sísmica de El Hocino mediante un diagrama tiempo-desplazamiento acumulado, a partir de la edad más probable y el desplazamiento cosísmico más fiable para cada evento. A partir de los eventos reconocidos y su edad, obtenemos una tasa de desplazamiento media de 0,05 mm/a.

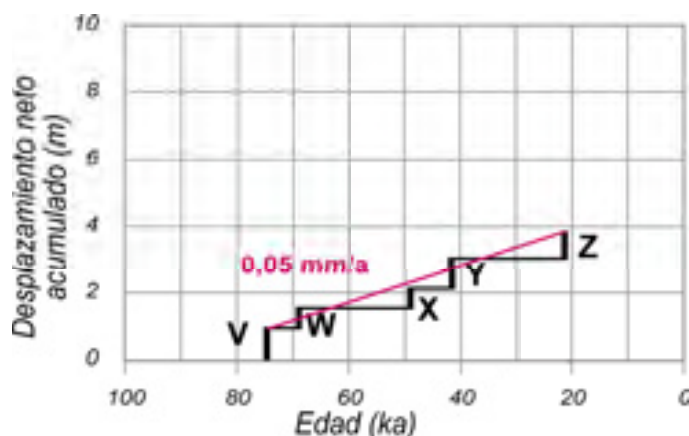


Fig. 19.12. Diagrama tiempo-desplazamiento acumulado de la secuencia de eventos registrados en El Hocino. Negro: diagrama para los eventos reconocidos. Rosa: cálculo de la tasa de desplazamiento media.

Otra aproximación puede hacerse analizando cada trinchera por separado y considerando en ellas los espesores de las distintas unidades cosísmicas. En el caso de la Trinchera H1, si consideramos que el espesor de sedimentos (3,1 m) que hay por encima de la unidad 3 (desplazada por el evento V_1) hasta el horizonte del evento Y_1 equivale al salto acumulado en tres eventos (V_1 , W_1 y X_1), resultaría un salto cosísmico medio aproximado de 1 m. Teniendo en cuenta que esos sedimentos abarcan $51,7 \pm 8$ ka (entre $71,3 \pm 4,7$ y $19,6 \pm 1,3$ ka BP), obtendríamos una tasa de desplazamiento media de 0,06 mm/a. En la Trinchera H2, considerando los 2,8 m de espesor de sedimentos entre la base de la unidad 4 (desplazada por los eventos V_2 y X_2) y el horizonte del evento Z_2 , y pensando que es equivalente al salto acumulado de los eventos V_2 , X_2 e Y_2 , obtenemos un salto cosísmico promedio de 0,9 m. Estos sedimentos tienen una edad comprendida entre los $55,5 \pm 3,8$ ka y los $22,3 \pm 2,0$ ka, resultando una tasa de desplazamiento media de 0,09 mm/a.

Por el contrario, si consideramos estrictamente el salto medio de 0,8 m obtenido a partir de los eventos registrados (teniendo en cuenta los saltos más grandes), faltaría espacio de sedimentación para el depósito de todos los materiales del bloque hundido. Este desajuste sugiere que o bien existen eventos que no hemos reconocido en nuestras trincheras, o bien ha existido cierta componente de desplazamiento lento por *creep*.

En las trincheras de El Hocino ha quedado registrado un lapso temporal comprendido entre $77,3 \pm 4,3$ y $19,6 \pm 1,3$ ka BP. Mientras que en los últimos 30 ka el registro sedimentario en la zona de Los Baños fue interrumpido o eliminado por erosión a la vez que progresaba el encajamiento del río Alfambra, en la zona de El Hocino existe registro sedimentario hasta al menos 19,6 ka BP. En esta zona continuó la sedimentación en forma de depósitos aluviales, debido a procesos de arroyada en manto con flujos localmente canalizados, como consecuencia de la glaciplanación del piedemonte de la falla de Concud. La presencia de estos depósitos afectados por la rama sur de la falla ha permitido tanto corroborar determinados eventos detectados en Los Baños como ampliar la reconstrucción de la secuencia sísmica global.

Durante el lapso de tiempo registrado en ambas localidades hay dos eventos cuyas edades más probables coinciden entre sí. El primero de ellos es el evento W_1 de El Hocino (registrado en la Trinchera H1), con una edad de 69 ka, correlacionable con el evento V_B de Los Baños, datado en 68 ka. El segundo es el evento X_H de El Hocino (registrado y bien datado en ambas trincheras en 49 ka), que coincide con el evento X'_B . En este caso, dicha coincidencia ha servido además para corroborar la existencia de ese evento X'_B , que en el análisis de Los Baños se había inferido a partir el análisis retrodeformacional pero no contaba inicialmente con evidencias directas.

En el tiempo transcurrido entre los 32,1 ka (datación de los últimos materiales depositados en la Trinchera de Los Baños) y los 19,6 ka (últimos depósitos en El Hocino) se ha interpretado un nuevo evento, con una edad estimada más probable de 21 ka BP, ampliando así de 7 a 8 el número de paleoterremotos reconocidos.

A pesar de que la apertura de las trincheras de El Hocino ha permitido ampliar hacia el presente la ventana temporal conocida de la actividad de la falla de Concud, sigue sin existir registro sedimentario de los últimos 19 ka. En el siguiente capítulo se presentará el estudio paleosismológico

de la trinchera de Masada Cociero, cuyo registro sedimentario es más reciente y permitirá completar un poco más el conocimiento paleosismológico de la falla.

Evaluación de resultados de la prospección geofísica

Una vez estudiadas las trincheras, ha sido posible testar los resultados preliminares obtenidos de la prospección geofísica. La aproximación geofísica ha permitido identificar un sector en el que se evidencia tanto la correlación lineal de un dipolo magnético inverso como un incremento local de la conductividad aparente y una interrupción de reflectores en los perfiles GPR a poca profundidad. Los perfiles GPR muestran un cambio lateral neto relacionado con la falla, en forma de una geometría plano-cóncava asimétrica, más desarrollada sobre la falla y hacia el sur de la misma. Esta geometría también presenta una buena correlación con los cambios de conductividad aparente. Así, se ha podido comprobar que las anomalías identificadas están en su mayoría ligadas a la presencia de la falla, que ha puesto en contacto materiales con diferentes propiedades físicas.

En la Figura 19.13 se han representado las anomalías detectadas con cada método. La llamada anomalía A se ha detectado tanto con la prospección por EM como por magnetometría, desdoblándose en dos en el segundo caso (A y A'), como ya se ha comentado con anterioridad. Las anomalías B y C son anomalías menores, y que sólo se han detectado con una de las dos técnicas, por lo que en un principio no fueron tenidas en cuenta a la hora de ubicar las trincheras. Una vez excavadas éstas, se ha podido comprobar cómo la falla, que pone en contacto materiales detríticos neógenos del bloque levantado con depósitos coluviales y aluviales cuaternarios en el bloque hundido, aparece ligeramente al sur de la anomalía A, con una dirección paralela a ésta. Esto permite correlacionar dicha anomalía directamente con la falla. No obstante, como ya se ha dicho, ésta sería sólo una de las dos fallas que parece que componen el ramal sur de la falla de Conclud.

En la Fig. 19.13e se presenta uno de los perfiles de georradar realizados para el perfil 2 con la antena de 50 Mhz, ajustado a la topografía gracias a los perfiles topográficos de detalle que se realizaron con antelación. Comparando el perfil de georradar con el registro de la Trinchera H1, excavada coincidiendo con el recorrido de dicho perfil, se puede observar que hay una gran similitud de geometrías entre ambos. Por un lado, existe una coincidencia espacial de la interrupción vertical de reflectores más notable que se reconoce en el perfil de georradar con la falla principal (F_{α}). Por otro, las geometrías plano-cóncavas de los reflectores se asemejan a las de las unidades pleistocenas en el bloque hundido.

Viendo esto, podemos decir que la prospección geofísica ha dado los resultados esperados como herramienta para localizar la falla. Además, se ha podido comprobar que las geometrías observadas en los perfiles de georradar son concordantes con las geometrías reales de los materiales.

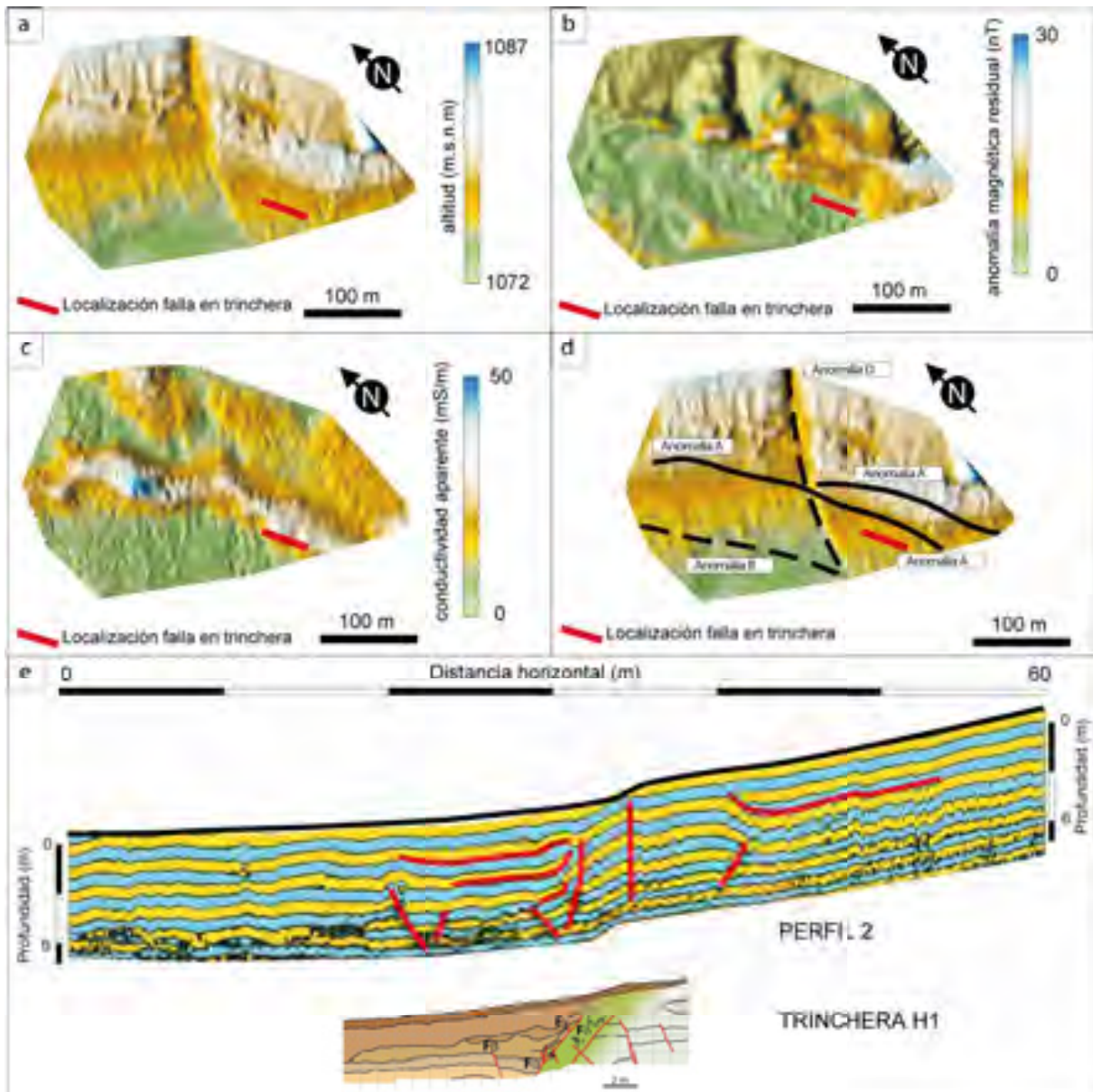


Fig. 19.13. Comparación de resultados obtenidos mediante la prospección geofísica con el registro de las trincheras. (a) Topografía de la zona estudiada. (b) Mapa de anomalía magnética residual. (c) Mapa de conductividad aparente. (d) Resumen de anomalías detectadas mediante magnetometría y EM respecto a la posición de la falla en las trincheras. (e) Comparación del perfil 2 de georradar ajustado a la topografía con el log de la trinchera H1.

20. TRINCHERA DE MASADA COCIERO

20.1. Introducción

En las proximidades de Masada Cociero (ver localización en Anexo II) puede observarse un conjunto de fallas a apenas 150 m al oeste de la traza principal de la falla de Concud, al que ya hicimos referencia en la descripción estructural de la zona de articulación con la falla de Teruel (capítulo 6). Afloran en dos taludes contiguos al trazado de la Autovía Mudéjar, en el cruce de las carreteras N-240 y A-226 (unos 2 km al norte de Teruel). Afectan a materiales lutítico-arenosos y carbonatados que, recordemos, han sido datados en la zona MN17 (Villafranquiense superior) gracias a la fauna de macromamíferos del yacimiento *Rotonda Teruel-Centro* (Ezquerro *et al.*, 2011), sobre los que se apoyan discordantes los dos subniveles de la Terraza Inferior del río Alfambra (Pleistoceno superior).

Dado que en esta zona la falla principal se subdivide en varias superficies menores, y dada su proximidad y paralelismo, parece muy probable que estas estructuras pertenezcan a la zona de falla de Concud, conformada por un abanico imbricado de superficies de rotura que se unirían en profundidad (Fig. 20.1; ver Fig. 6.3 del capítulo 6). Parte de la deformación que puede observarse es un pliegue de *roll-over* asociado a una falla lístrica (F1 en la Fig. 20.1). Ésta afecta sólo al Villafranquiense, con un salto mínimo de 13 m (espesor de la serie presente en el bloque superior y no reconocida en el inferior, según se describe más adelante), y es fosilizada por el subnivel alto de la terraza. Además, aparece otra falla normal (F2) afectando a los depósitos del subnivel bajo de terraza, que presenta una orientación muy similar a la de la falla de Concud (dirección NNW-SSE y buzamiento fuerte al oeste). Nuestra interpretación es que esta pequeña falla representa una reactivación de la falla de Concud a través de una rotura nueva, propagada hasta la superficie en el bloque superior (Simón *et al.*, 2005).

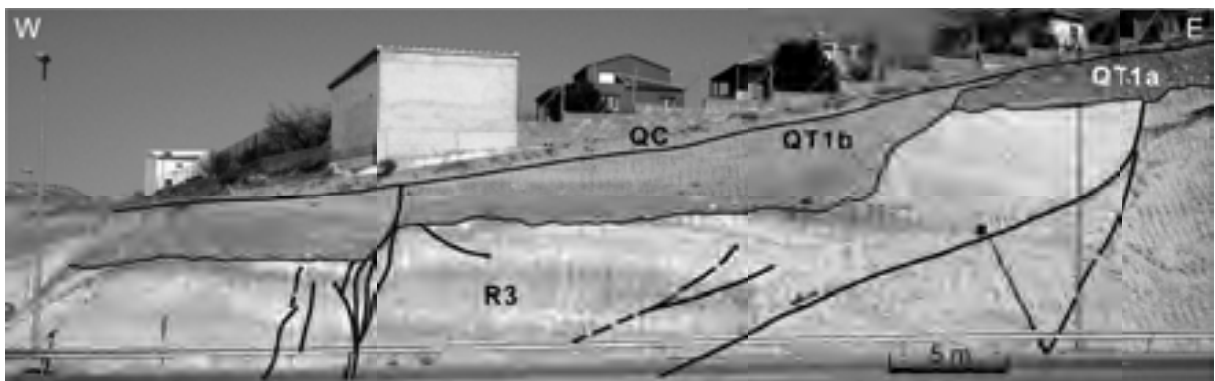


Fig. 20.1. Talud de inicio de la carretera A-226, junto a Masada Cociero. R3: Rojo 3 (Villafranquiense); QT1a y QT1b: subniveles de la Terraza Inferior del Alfambra; QC: depósito coluvial.

Esta falla cuaternaria reciente se encuentra cortada en los dos taludes con orientaciones distintas (Fig. 20.2a,b): uno tiene dirección aproximada N 175° E e inclinación 50° W, y el otro, dirección N 085° E e inclinación 45° S. En el talud próximo a E-W la falla se muestra con su aspecto normal (cabeceo: 83° W), mientras que en el talud próximo a N-S presenta una falsa apariencia de falla inversa (cabeceo: 57° N). Esto es debido a la orientación relativa del talud respecto al plano de falla: ambos tienen una dirección muy similar, y la falla buza en el mismo sentido que el talud pero más que éste. La intersección entre ambos planos es una línea cuya traza se inclina hacia el bloque levantado, lo que produce esa engañosa apariencia de falla inversa. Sólo observándola según una visual paralela a su dirección se aprecia su verdadera condición de falla normal. Las mediciones de campo en ambos taludes indican una orientación promedio 149, 64° W (Fig. 20.3).

Observando las dos caras del talud en las que aflora la falla (Figura 20.2a,b), puede parecer que el salto producido por la misma es notablemente superior en el caso del talud de dirección N-S. Dado que la base de la terraza no es un marcador horizontal, se ha aprovechado la oportunidad que ofrece la visión en ambos taludes para realizar una reconstrucción tridimensional que permita calcular con mayor precisión el desplazamiento neto. Para ello se ha realizado un levantamiento topográfico de los taludes y de la plataforma de la terraza, representándolos mediante un mapa de curvas de nivel (Figura 20.2d) al que se han superpuesto las principales trazas geológicas (marcadores estratigráficos y fallas). A partir de éstas se han reconstruido los contornos de la superficie de falla (asimilándola a un plano) y las líneas de corte (*cut-off lines*) de la base de la terraza. No se han observado estrías de fricción en la falla, por lo que se ha asumido una dirección de transporte local paralela a la dirección de transporte dominante para toda la estructura (alrededor de N 220° E), resultando un cabeceo sobre el plano de falla de 80° S (Fig. 20.2f). Se obtiene así un desplazamiento neto de la base de la Terraza Inferior entre 2,2 m en la parte norte y 1,7 m en la parte sur del afloramiento. Aunque es una variación apreciable, no contradice nuestra interpretación de que se trata de la misma falla. Así lo corrobora la coherencia que hay entre la orientación obtenida del mapa de contornos (155, 58° W), de la integración de los cabeceos de las trazas en ambos taludes (157, 63° W), y de la medición directa con brújula (149, 64° W) (Fig. 20.2c,e).

Tras un estudio preliminar del entorno, y siendo que la falla lítrica F1 afecta únicamente a unidades villafranquienses, se decidió realizar el análisis paleosismológico sólo de la falla F2 en el talud de dirección E-W, donde ésta presenta su aspecto normal. Se estudió en detalle una longitud total de talud de 9 m, con una altura máxima de unos 7 m. Tras acometer la limpieza de la superficie expuesta, se superpuso una cuadrícula de 1 m de lado, se realizó el marcado de los niveles y estructuras presentes, así como la fotografía y el dibujo de cada celda (Fig. 20.4). El *log* final se ha elaborado tras proyectar en el plano vertical el fotomosaico resultante.

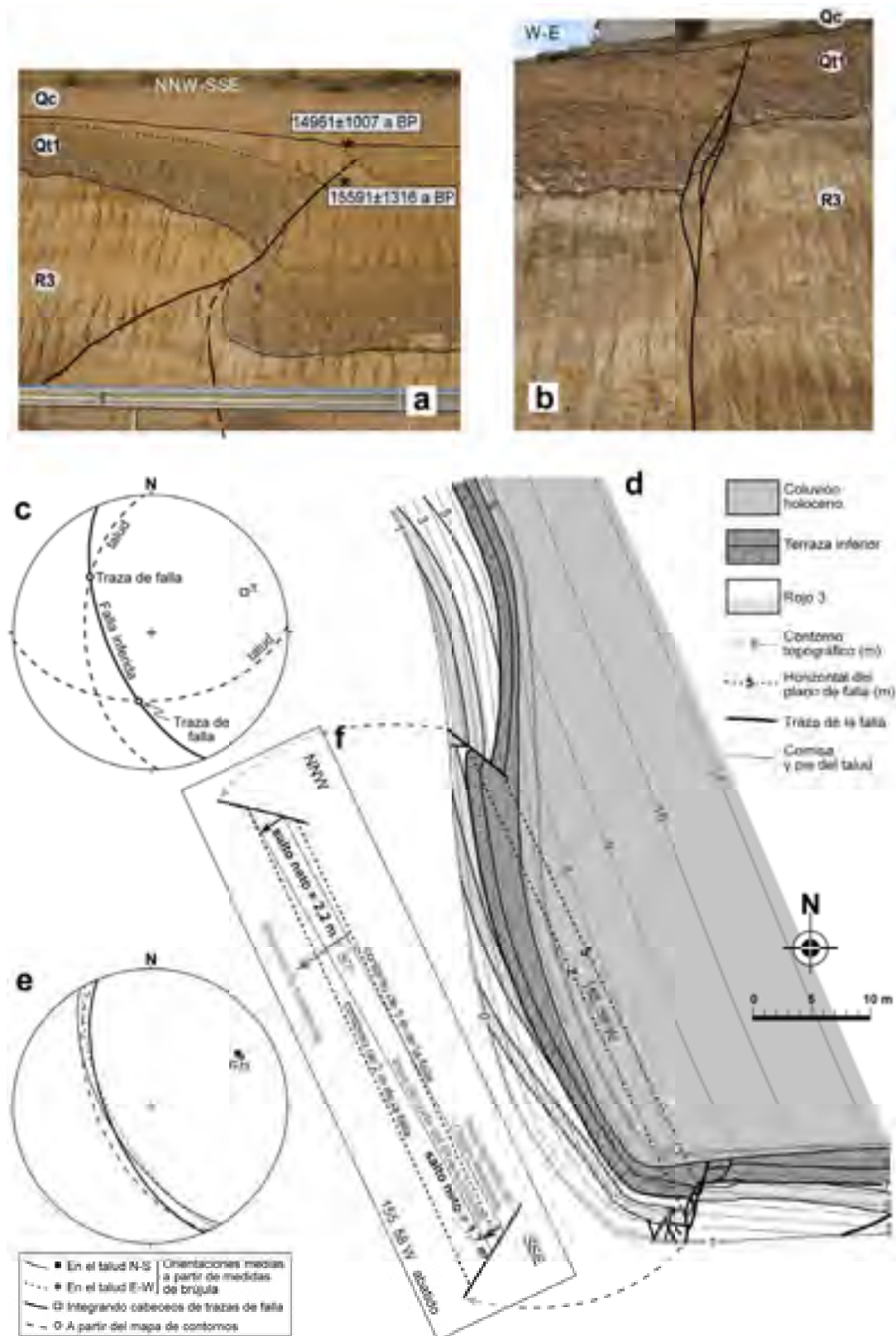


Fig. 20.2. Análisis geométrico general de los datos estructurales del afloramiento de Masada Cociero. (a y b) Aspecto de la falla en los dos taludes casi ortogonales de la intersección de las carreteras N-240 y A-226. R3: Rojo 3 (Villafranquiense); Qt1: Terraza Inferior del Alfambra; Qc: depósito coluvial. * Dataciones por OSL. (c) Determinación de la orientación del plano de la falla a partir de los cabeceos de las trazas en ambos taludes. (d) Mapa de contornos que muestra la posición y orientación de la falla respecto a los taludes (contornos de 1 m relativos a un datum 0 situado en el punto más bajo del pie del talud N-S). (e) Estereograma equiareal sintético de la orientación del plano de falla inferido a partir de tres aproximaciones independientes. (f) Cálculo del desplazamiento neto en el plano de falla abatido (visto desde el bloque superior). Modificada de Lafuente *et al.* (2011).

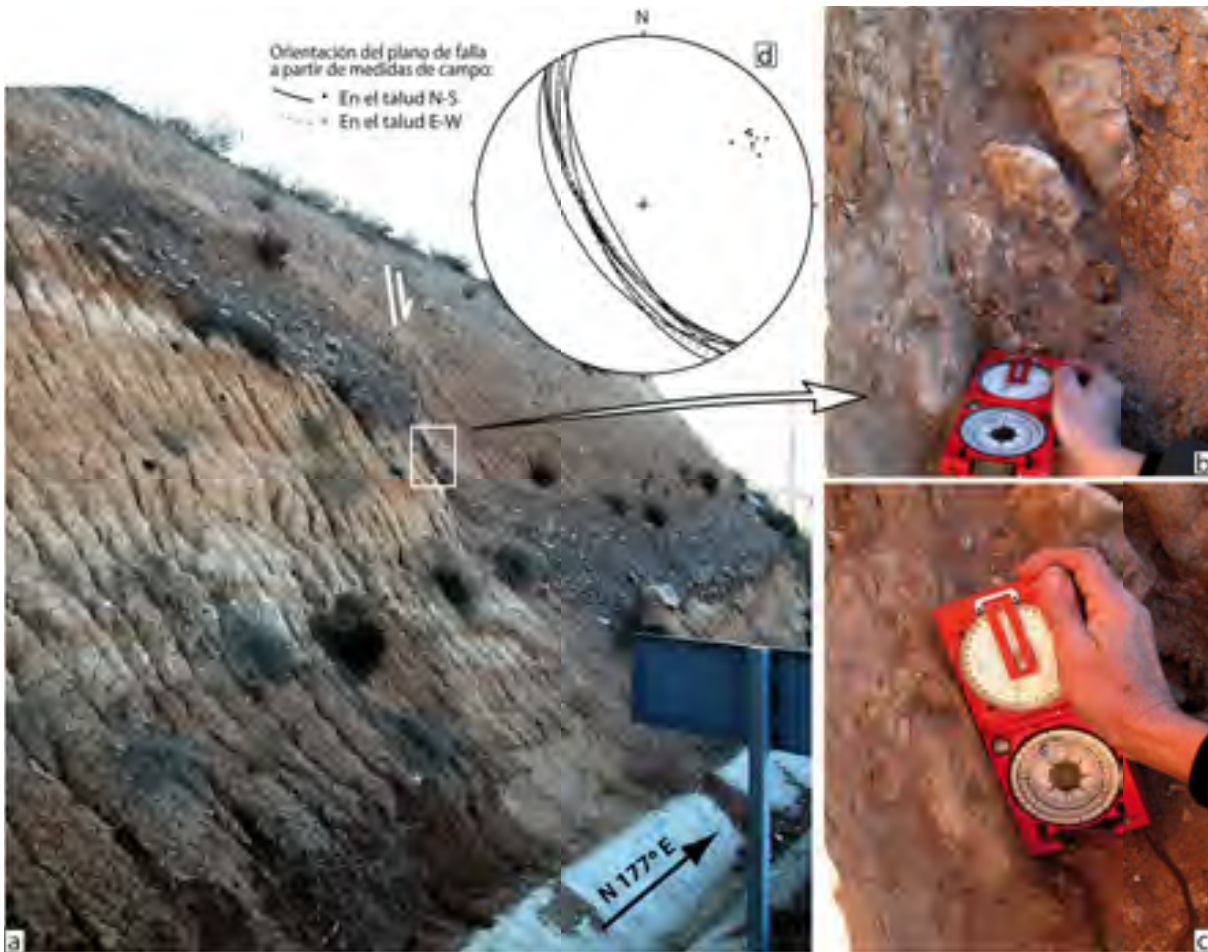


Fig. 20.3. Falla normal en el talud N-S de Masada Cociero. (a) Fotografía de la falla tomada según su azimut, que revela su buzamiento hacia el W y, por tanto, su componente normal. (b, c) Medidas de dirección y buzamiento en la superficie exhumada de la falla. (d) Representación estereográfica equiareal de la superficie de falla (ciclográficas y polos de medidas directas de campo); también están incluidas para su comparación las medidas del plano de falla del talud E-W.

La estructura estudiada (F2) es una zona de falla compleja, formada por numerosas superficies de rotura ramificadas y anastomosadas. La complejidad es mayor dentro de los materiales lutítico-arenosos y carbonatados villafranquienses, que parecen haberse comportado de forma relativamente dúctil. La superficie de falla principal presenta una orientación media $152, 70^\circ W$, y carece de estrías de fricción aparentes. Al atravesar los niveles villafranquienses más altos se ramifica en varias *splay faults*, algunas de las cuales llegan a buzarse en contrapendiente, lo que puede ser interpretado como una estructura en cola de caballo (*horse tail*; Granier, 1985) producto de la perturbación de esfuerzos en el extremo extensivo de la falla (parte superficial del bloque superior). Por otra parte, a cierta distancia de la falla principal aparecen asimismo pequeñas fallas normales, tanto sintéticas como antitéticas con aquélla, también más abundantes dentro de los materiales villafranquienses. Estas últimas muestran siempre desplazamientos muy pequeños, de orden centimétrico a decimétrico, mientras que el mayor desplazamiento se acumula en la zona de falla principal.



Fig. 20.4. Primeras etapas de estudio de la Trinchera de Masada Cociero.

20.2. Materiales y edades

Tanto en el bloque levantado como en el hundido aparecen las mismas unidades, cortadas y desplazadas por la falla. Las unidades más antiguas (1 a 12) pertenecen al Villafranquiense superior, y las más modernas, a la Terraza Inferior del Alfambra (Pleistoceno Superior alto). Las unidades definidas en la trinchera son:

Unidad 1: Limo carbonatado blancuzco en niveles tabulares con intercalaciones de tono anaranjado. Presencia de caráceas.

Unidad 2a: Arcilla limosa masiva de color ocre claro, con bioturbación por raíces y pequeños fragmentos de gasterópodos.

Unidad 2b (presente sólo en el bloque hundido, fuera del *log* de la Fig. 20.5): Lutitas margosas masivas verde-grisáceas, con algunos restos óseos de mamíferos.

Unidad 3a (de composición diferente a un lado y otro de la falla): Bloque levantado: limo laminado de blanco-grisáceo. Bloque hundido: margo-calizas ocre con elevada porosidad fenestral y restos de gasterópodos. Base y techo irregulares, con geometría canaliforme en el bloque hundido.

Unidad 3b (presente sólo en el bloque hundido): Lutita carbonatada marrón-verdosa, laminada y con abundantes bioclastos de gasterópodos, restos óseos de mamíferos y pátinas de materia orgánica. Espesor muy irregular (3-25 cm). Dentro de esta unidad se encuentra el yacimiento de macromamíferos denominado *Rotonda Teruel-Centro*, al que la presencia de *Equus stenonis* y la asociación general de taxones sitúan en la unidad MN 17, entre 2,6 y 1,9 Ma BP (Ezquerro *et al.*, 2011).

Unidad 4: Caliza compacta de color ocre con porosidad fenestral y restos fósiles indiferenciados. Blancuzca en superficie y en zonas de alteración, estas últimas con textura nodular. A techo, laminación paralela, con niveles de limo fino amarillo. Base y techo irregulares, con signos de erosión a techo.

Unidad 5: Arena de grano medio algo cementada, ocre en la parte baja y rojiza hacia techo, con fragmentos de conchas de gasterópodos. Hacia techo aumenta el tamaño de grano: arena gruesa a microconglomerado poligénico sostenido por matriz arenosa.

Unidad 6: Arena de tamaño medio-grueso en la base y fino a techo, de color ocre-amarillento. Laminación cruzada en surco, laminación horizontal y bioturbación vertical.

Unidad 7: Marga carbonatada de color gris claro con bioclastos de gasterópodos, con pátinas limonitizadas y de materia orgánica.

Unidad 8: Caliza margosa de color gris claro, pulverulenta o compacta según zonas. Textura *wackestone*, con restos de gasterópodos, oxidaciones y nódulos carbonatados. Signos de erosión o karstificación a techo.

Unidad 9: Margas verdes, negruzcas y compactas en la base, masivas o con laminación paralela. Abundantes bioclastos, algunos limonitizados, y abundante materia orgánica.

Unidad 10: Lutitas masivas de color marrón-rojizo, con bioturbación y cantos carbonatados.

Unidad 11: Limo carbonatado gris claro con bioclastos de gasterópodos y materia orgánica.

Unidad 12: Arena de tamaño fino-medio, grisácea y amarillenta, con laminación paralela y cementación variable.

Unidad 13: Gravas granosostenidas sin cementar, con matriz arenosa de grano medio-grueso de color rojizo. Los cantos, con una distribución de tamaños bimodal (\emptyset 7 y 10-15 cm), presentan granoselección positiva; son predominantemente calizos (principalmente mesozoicos, pero también miocenos), aunque también los hay silíceos, bien redondeados. Tiene estratificación cruzada planar. Corresponde al primer tramo del subnivel bajo de la Terraza Inferior.

Unidad 14: Gravas con laminación horizontal con niveles arenosos, también laminados, y matriz microconglomerática de color anaranjado. Los cantos son en su mayoría de composición carbonatada (dolomía rojiza, caliza gris), aunque también los hay de conglomerados y areniscas (\emptyset modal: 3-4 cm, \emptyset máximo: 15 cm); en general están bien redondeados, aunque los cantos de calizas terciarias son subangulosos. Corresponde al tramo medio del subnivel bajo de la Terraza Inferior.

Unidad 15: Arenas de grano fino-medio y color anaranjado con cantos dispersos. Los cantos son de calizas grises jurásicas, calizas blancas neógenas y alguno silíceo (\emptyset modal: 2-6 cm); en general son subangulosos, y algunos, muy angulosos. En la parte media de la unidad hay más densidad de cantos, llegando a cambiar la unidad lateralmente a gravas. Existe cierta laminación horizontal, a veces definida por los cantos. Corresponde al último tramo del subnivel bajo de la Terraza Inferior, datado por OSL en $15,6 \pm 1,3$ ka BP (Lafuente, 2007; Lafuente *et al.*, 2008b).

Unidad 16: Limos pardo-grisáceos con cantos angulosos de caliza. Regolito que fosiliza la falla. Este nivel se ha datado en su base, obteniéndose una edad OSL de $15,0 \pm 1,0$ ka (Lafuente, 2007; Lafuente *et al.*, 2008b).

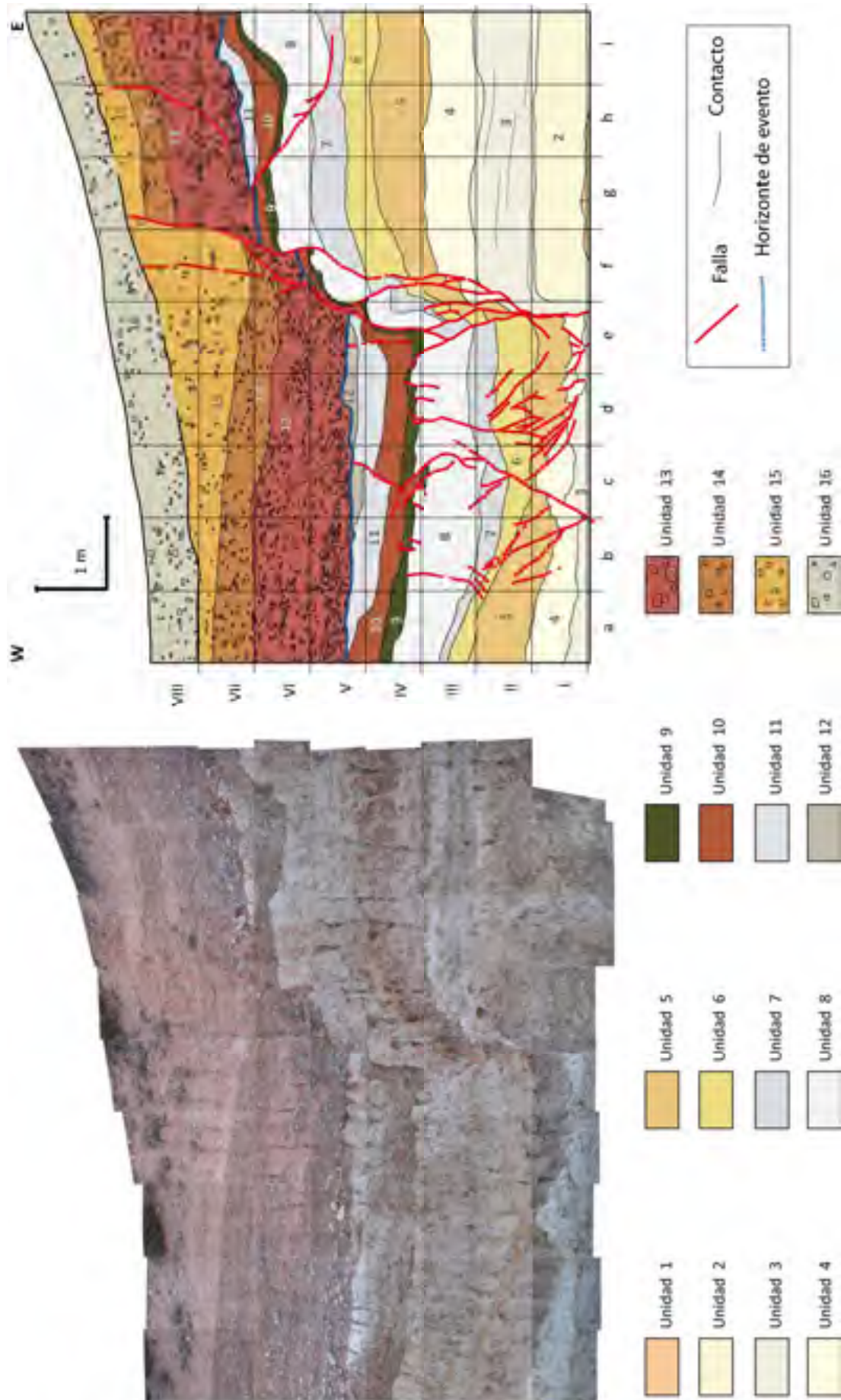


Fig. 20.5. Fotomosaico de la trinchera de Masada Cociero y log tras su análisis paleosismológico proyectado en el plano vertical. Ver descripción de las unidades e interpretación de eventos en el texto.

20.3. Interpretación de eventos

Analizando tanto la falla principal como las pequeñas fallas con desplazamiento que aparecen en la trinchera, podemos observar que ha quedado registrado un movimiento de la falla coetáneo con las unidades villafranquienses, con tres pulsos pre-cuaternarios reconocidos, y tan sólo un pulso en el Pleistoceno superior.

La unidad 3, diferente a un lado y a otro de la falla, parece cambiar de espesor en el bloque hundido, acuñándose al alejarse de la falla hacia el oeste. Quizás este acuñamiento (no reflejado en el *log* de la Fig. 20.5) esté representando un evento, pero no es un criterio claro. El primer desplazamiento evidente queda definido por el engrosamiento de la unidad 8 en el bloque hundido de la falla, indicando movimiento sinsedimentario con dicha unidad. Un segundo evento está registrado por la fracturación en forma de múltiples fallas normales, tanto sintéticas como antitéticas respecto a la principal, que afectan hasta la unidad 9, pero que desaparecen al llegar a la 10. Por último, las fallas que afectan a las últimas unidades del Villafranquiense y que están fosilizadas por la terraza inferior del Alfambra indican un tercer movimiento. Observando la Figura 20.1 se puede apreciar que hay materiales neógenos más modernos afectados por la falla lítrica, si bien no es posible discernir si el movimiento se produjo a la vez que el último evento villafranquiense reconocido en la falla F2 o si fue posterior y no quedó registrado en el *log* por la erosión asociada al encajamiento de la Terraza Inferior. Dicha terraza se apoya discordante sobre el conjunto de materiales villafranquienses, hallándose desdoblada: el subnivel alto fosiliza la falla lítrica F1 (ver Fig. 20.1) y el subnivel bajo, la falla F2. No disponemos de dataciones que nos permitan asignar una edad precisa a los tres eventos referidos, aunque sabemos, por la datación bioestratigráfica del yacimiento *Rotonda-Teruel Centro*, que todos ellos tuvieron lugar después de 2,6-1,9 Ma BP. En cuanto al desplazamiento que acumulan esos tres eventos, podría estimarse en al menos 0,7 m, que resultan de restarle el salto debido al último evento (1,7 m en el talud E-W, según se explica a continuación) al desplazamiento de la base de la unidad 4 (alrededor de 2,4 m).

Centrando la atención en la actividad más reciente registrada en esta trinchera, encontramos evidencias de un único paleoterremoto dentro del Pleistoceno superior. Éste queda registrado por la ruptura y desplazamiento del conjunto de la Terraza Inferior. Para conocer la edad de este evento (que designaremos como Z_{MC} para el futuro análisis conjunto de todas las trincheras) disponemos de un infradato y un supradato muy cercanos, derivados de sendas edades OSL (ver Fig. 20.2a). Así, se ha realizado la datación del nivel sedimentario más alto afectado por la falla (Unidad 15, cerca del techo de la terraza), obteniéndose una edad $15,6 \pm 1,3$ ka, así como del primer nivel postectónico (Unidad 16), obteniéndose $15,0 \pm 1,0$ ka (Lafuente, 2007, Lafuente *et al.*, 2008b). Estas dataciones permiten acotar la edad del último movimiento de la falla registrado en este talud en torno a 15 ka BP.

Como se ha analizado anteriormente (ver Fig. 20.2), el desplazamiento neto medido en la base de la Terraza Inferior es de 2,2 m en la parte norte y de 1,7 m en la parte sur.

20.4. Discusión

La sucesión paleosísmica inferida en la Trinchera de Masada Cociero dentro de la historia extensional de la falla de Concud

El estudio de la Trinchera de Masada Cociero nos ha permitido ampliar el conocimiento acerca de la historia reciente de la falla de Concud, reconociendo un evento más moderno que los que se habían registrado en las otras trincheras. Aunque en el afloramiento han quedado registrados varios pulsos de movimiento, tan sólo uno de ellos afecta a unidades del Cuaternario reciente. Este evento tuvo lugar hace unos 15 ka, con un salto neto de entre 1,7 y 2,2 m.

Las otras trincheras sólo ofrecían información hasta los 19,6 ka B.P. Con esta trinchera se completa gran parte de la historia de la falla de Concud sucedida durante el Pleistoceno Superior, pasando de 8 a 9 el número total de paleoterremotos reconocidos en nuestro estudio. De haberse producido grandes terremotos en época más reciente, el registro geológico de los mismos no ha sido reconocido hasta el momento.

Discusión de interpretaciones previas

Este mismo afloramiento ha sido interpretado de manera distinta por Gutiérrez *et al.* (2005, 2008, 2011). Estos autores interpretan las roturas expuestas en los dos taludes como dos estructuras distintas. Atribuyen la traza que se observa en el talud N-S a una falla inversa de dirección N 140° E, buzamiento hacia el este (le atribuyen valores de buzamientos variables entre 30 y 80° E en las distintas publicaciones) y salto vertical de 1,7 m. Las discrepancias continúan en la interpretación del origen de las estructuras, que Gutiérrez *et al.* (2008, 2011) atribuyen a procesos gravitacionales: consideran la falla lítrica F1 como un deslizamiento rotacional desarrollado en el margen de los valles del Alfambra y del Río Seco, y la falla de apariencia inversa, como un producto de la disolución de las evaporitas del Keuper que subyacen al Neógeno.

En nuestra opinión, estas interpretaciones no están sustentadas por los hechos. Aunque es cierto que existen fenómenos de subsidencia kárstica en la zona, las morfoestructuras resultantes (como grietas abiertas, dolinas y paleodolinas, tubos cilíndricos rellenos con material desestructurado...) tienen poca similitud con la falla F2. Creemos haber demostrado cómo los rasgos geométricos de ésta son perfectamente coherentes con una *splay fault* de la falla de Concud. Respecto a la falla F1, su geometría lítrica no tiene por qué ser un indicativo de ruptura gravitacional, ya que las estructuras curvadas son muy comunes también en fallas tectónicas. Pero lo que realmente contradice que la falla F1 sea un deslizamiento en el margen del valle es que este último, y por tanto el escalón topográfico donde el deslizamiento gravitacional pudo producirse, no existía en el momento de la formación de la estructura. Como puede verse en la Fig. 20.1, la falla F1 está claramente fosilizada por el subnivel alto de la Terraza Inferior. La falla hubo de generarse, por tanto, en un momento en el que el lecho del río se encontraba por encima del nivel de dicha terraza. Al desarrollarse totalmente por debajo de la superficie topográfica existente en aquel momento, queda descartada la hipótesis de un

deslizamiento gravitacional. Otro argumento más es que el basculamiento de los estratos del bloque hundido respecto a esa falla (por ejemplo, el anticlinal de *roll-over* inducido por la geometría lítrica) se encuentra acompañado por un aumento de espesor hacia la falla, que indica movimiento sinsedimentario durante el final del Neógeno. Esto invalida cualquier referencia a una incisión cuaternaria previa al movimiento. Finalmente, la dirección de la falla lítrica F1 (NNW-SSE) es muy similar tanto a la falla principal de Concud, como a la falla F2. En definitiva, todas ellas deben de formar parte de un sistema imbricado de fallas extensionales coherente con el campo de esfuerzos neógeno-cuaternario local (trayectorias preferentes de σ_3 ENE-WSW; Arlegui *et al.*, 2005, 2006; Lafuente y Arlegui, 2009).

21. SÍNTESIS DE LA ACTIVIDAD PALEOSÍSMICA REGISTRADA EN LA FALLA DE CONCU

21.1. Comparación de los parámetros sísmicos estimados mediante correlaciones empíricas y los resultados obtenidos a partir de las trincheras

Completada la interpretación de las trincheras y reconstruida una parte significativa de la historia paleosismológica de la falla de Concu, cabe preguntarse cuán precisos resultan los cálculos previos realizados a partir de la longitud superficial de la falla aplicando correlaciones empíricas.

Los desplazamientos cosísmicos netos calculados (ver Tabla 16.1) son de 0,58 m utilizando la fórmula de Wells y Coppersmith (1994), 2,06 m utilizando la de Stirling *et al.* (2002) y 0,44 m según la de Pavlides y Caputo (2004). En el caso de los saltos calculados en Los Baños (media: 1,9-2,0 m) y Masada Cociero (entre 1,7 y 2,2 m), estos concuerdan claramente con los estimados a partir de la correlación de Stirling *et al.* (2002), y se alejan bastante de los obtenidos mediante las ecuaciones de los otros autores. En el caso de los saltos medidos en las trincheras de El Hocino (media: 0,8 m), son mucho menores, y se acercan más a los resultados arrojados por las ecuaciones de Wells y Coppersmith (1994) y Pavlides y Caputo (2004).

En cuanto a los periodos de recurrencia, éstos han podido calcularse a partir de los eventos reconocidos tanto en Los Baños (recurrencia media entre $6,7 \pm 1,3$ y $7,9 \pm 1,5$ ka) como en El Hocino ($11,0 \pm 1,3$ ka). En ambos casos se trata de materiales del Pleistoceno superior. Para estas edades, se calculan periodos de recurrencia entre 2,52 y 7,25 ka utilizando la correlación de Wells y Coppersmith (1994), entre 8,96 y 25,75 ka con la de Stirling *et al.* (2002), y entre 1,91 y 5,5 ka con la de Pavlides y Caputo (2004) (ver Tabla 16.2). Los periodos de recurrencia calculados a partir de las ecuaciones de Pavlides y Caputo (2004) y de Wells y Coppersmith (1994) se encuentran por debajo o muy en el límite de los periodos de recurrencia obtenidos en las trincheras. Nuevamente son los valores obtenidos a partir de la correlación de Stirling *et al.* (2002) los que se acercan más a los periodos de recurrencia calculados a partir de la observación directa y datación de paleoterremotos individuales en las trincheras.

Así, la comparación deja claro que el modelo de correlación empírica que mejor se ajusta en nuestro caso es el propuesto por Stirling *et al.* (2002). La única discrepancia es el salto cosísmico promedio calculado en las trincheras de El Hocino, que se encuentra bastante por debajo de la predicción de dicho modelo.

21.2. Sucesión paleosísmica obtenida integrando los resultados de todas las trincheras

Comparando la sucesión de eventos interpretada en El Hocino con la obtenida en Los Baños, puede verse que existe una razonable correlación entre eventos (Tabla 21.1 y Fig. 21.1). Así, los eventos W (69 ka), X (49 ka) e Y (41 ka) de las trincheras 1 y 2 parecen corresponder a los eventos V_b (68 ka), X'_b (49 ka) e Y_b (39 ka), respectivamente, de Los Baños. Siendo que estos eventos coinciden y

que no se ha hallado registro en las nuevas trincheras de los eventos W_B y X_B de Los Baños, cabe sospechar que en el lapso transcurrido entre W y X de las trincheras 1 y 2 (20 ka) tuvieron lugar otros terremotos no identificados. Lo mismo cabría pensar para los eventos Y (41 ka) y Z (21 ka) de las trincheras 1 y 2, con un lapso entre ambos de unos 20 ka, dentro del cual habría tenido lugar el evento Z_B de Los Baños (32 ka). Es posible que el registro de dichos eventos no haya podido identificarse, o bien que haya sido borrado por procesos posteriores.

La sucesión sísmica total de las trincheras de El Hocino y Los Baños, correlacionada e interpretada tal y como se argumenta en el párrafo anterior, incluiría un total de ocho eventos reconocidos en el periodo comprendido entre 113,6 y 19,6 ka BP (Tabla 21.1 y Fig. 21.1). Tal como se ha discutido con anterioridad, entre 113,6 y 71,7 ka BP es probable que se produjese más de un evento, no habiéndose podido asignar edad al último de ellos. No obstante, en El Hocino se ha interpretado un evento sucedido hace 74,5 ka, por lo que hemos establecido una correlación entre el último evento que representa U_B y el evento V_H . Los lapsos intersísmicos contabilizados a partir del evento U_B/V_H se encuentran entre 4 y 11 ka.

Por último, tendríamos el evento registrado en Masada Cociero (evento Z_{MC}), sucedido hace alrededor de 15 ka. El periodo transcurrido entre el último evento de El Hocino (Z_H , 21 ka) y éste sería de 6 ka, en el mismo rango que los intervalos intersísmicos obtenidos entre Los Baños y El Hocino. Esto sugiere que todos ellos podrían formar una secuencia continua, compuesta por un total de nueve eventos en el periodo comprendido entre $113,6 \pm 7,3$ ka y $15,0 \pm 1,0$ ka. Calculando a partir del evento V_H (de edad más probable 74,5 ka BP), y hasta el último evento reconocido (Z_{MC} , edad más probable 15 ka BP), obtenemos un periodo de recurrencia medio de 7,4 ka, y un rango total de lapsos intersísmicos de entre 4 y 11 ka.

Evento	Lapso entre eventos (ka)	Los Baños		El Hocino		Masada Cociero	
		Salto (m)	Edad (ka)	Salto (m)	Edad (ka)	Salto (m)	Edad (ka)
1	5,5 - 6,5	?	U_B ?	0,95	V_H 74,5		
2		2,7	V_B 68	0,6	W_H 69		
3	4 - 5	2,6	W_B 64				
4	4	2,3	X_B 60				
5	11	2,5	X'_B 49	0,6	X_H 49		
6	8 - 10	1,1	Y_B 39	0,9	Y_H 41		
7	7 - 9	1,0	Z_B 32				
8	11			0,8	Z_H 21		
9	6						Z_{MC} 15
						1,7 - 2,2	

Tabla 21.1. Resumen de la sucesión de eventos sísmicos registrados en el total de las trincheras.

parece aconsejable adoptar ese valor. Así, en Los Baños se obtiene una tasa de desplazamiento total de 0,29 mm/a (Fig. 21.2), estando dividida en dos etapas con diferente actividad: una primera muy rápida, con una tasa de 0,52 mm/a (hasta los 60 ka BP.; también corregida con la edad de U_B), y una segunda más lenta, con tasa de 0,17 mm/a.

En las trincheras de El Hocino se ha obtenido una tasa significativamente menor, de 0,05 mm/a (ver Fig. 19.12). Esta tasa de movimiento contrasta claramente con la tasa definitiva obtenida en Los Baños (0,29 mm/a), si bien es del orden de la tasa calculada en el capítulo 9 a partir del salto acumulado en la superficie del glacis en esta zona (0,08-0,13 mm/a), así como de la calculada para el total de la actividad de la falla (movimiento post-Rusciniense, 0,07-0,10 mm/a).

Si comparamos las gráficas tiempo-desplazamiento acumulado en los dos lugares (Fig. 21.2, Figs. 18.8 y 19.12), y observamos la secuencia de terremotos obtenida a partir de todas las trincheras (Tabla 21.1), podemos apreciar que allí donde la gráfica de El Hocino presenta dos amplios rellanos es precisamente donde han tenido lugar los eventos 3-4 y 7, respectivamente. Esto sugiere que, mientras en Los Baños quedaban registrados esos eventos, en El Hocino se estaban produciendo periodos de quietud. Lo más probable es que, durante dichos eventos, en la zona central de la falla se movieran otras superficies de falla (bien la traza norte o bien la otra falla que compone la traza sur), manteniéndose inactiva la superficie de rotura expuesta en las trincheras. No podemos descartar completamente que se moviera esta última, pero en todo caso el salto sería tan pequeño que los vestigios serían indiscifrables o habrían quedado borrados posteriormente.

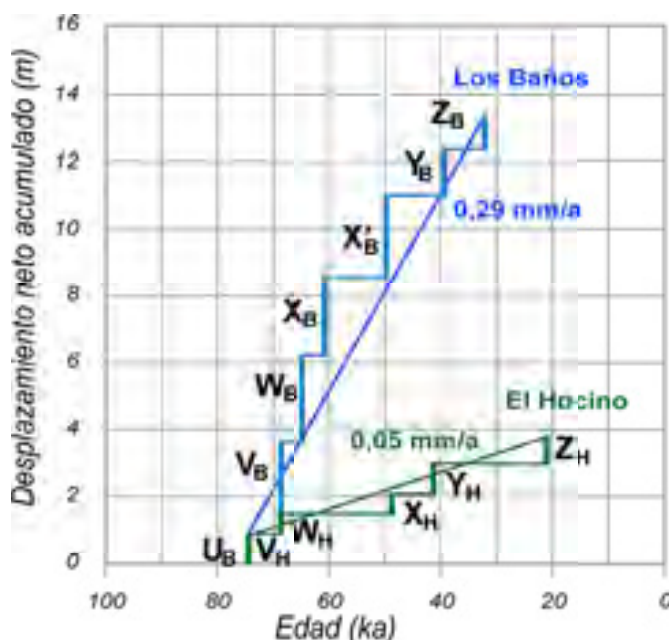


Fig. 21.2. Comparación de los diagramas tiempo-desplazamiento acumulado para las secuencias de eventos registrados en Los Baños (en azul) y en El Hocino (en verde).

21.3. Síntesis de las evidencias de actividad encontradas a lo largo de toda la falla.

Además de las evidencias que hemos obtenido a partir de los registros de las trincheras, se han realizado otras dataciones de sedimentos cuaternarios afectados y no afectados a lo largo de la traza de la falla que pueden ayudar a completar su historia sísmica reciente. En la Figura 21.3 se localizan los lugares en los que se dispone de dataciones, con las edades registradas en cada uno.

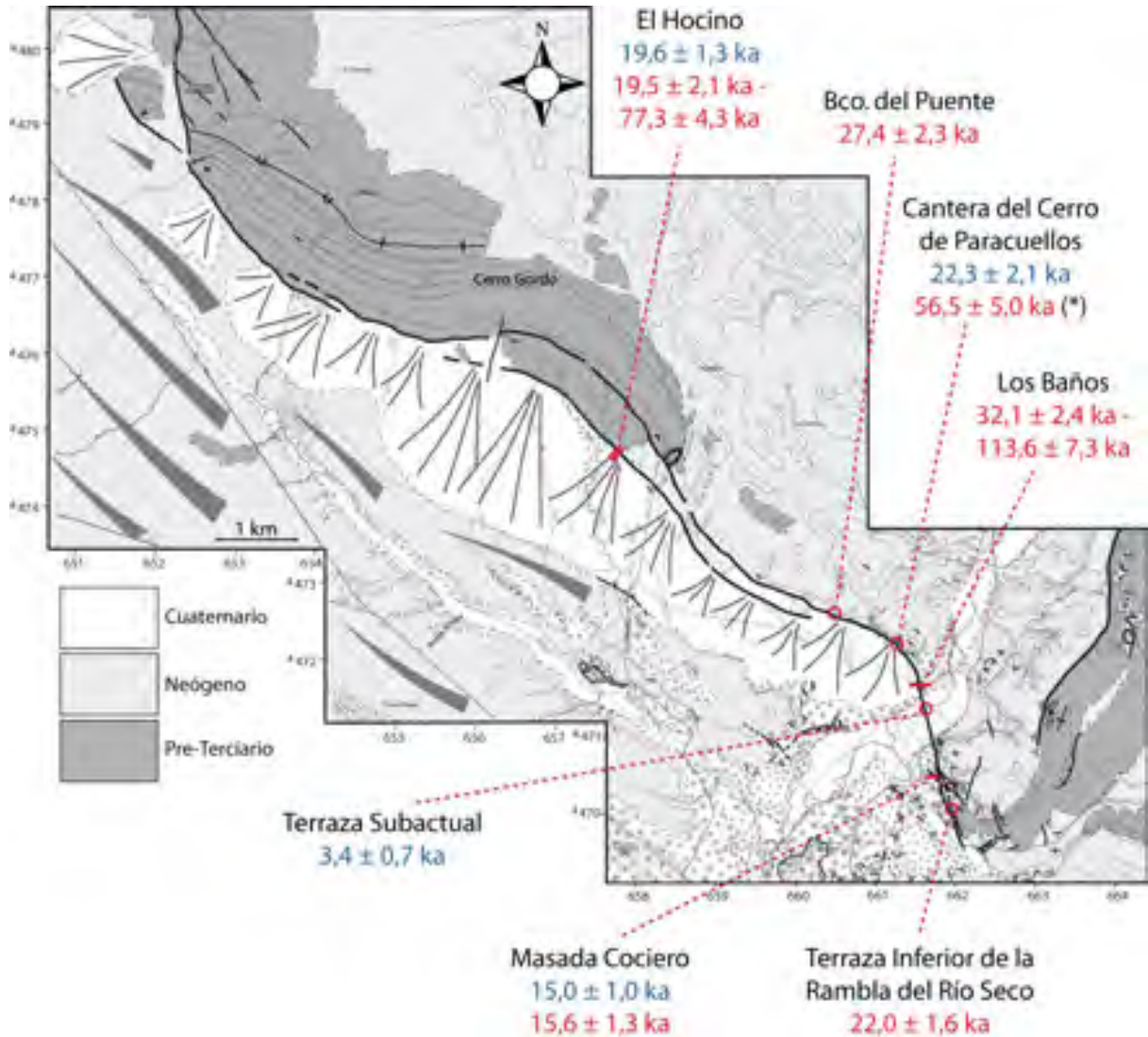


Fig. 21.3. Síntesis de los lapsos temporales de los que se tiene registro sedimentario a lo largo del trazado de la falla de Concud, documentados mediante los rangos de dataciones absolutas disponibles. Líneas rojas: trincheras estudiadas. Dataciones en color rojo: materiales afectados por la falla. Dataciones en color azul: materiales que fosilizan la falla. (*) Datación tomada de Gutiérrez *et al.* (2008).

La ventana temporal más antigua es la registrada en la Trinchera de Los Baños, comprendida entre $113,6 \pm 7,3$ ka y $32,1 \pm 2,4$ ka. Esta última edad corresponde al relleno de una fisura generada como consecuencia de un paleoterremoto, de manera que puede asimilarse prácticamente a la edad del mismo. No existen sedimentos que postdaten la actividad de la falla en este punto, entendiéndose como tales los que pudieran fosilizar la traza y evidenciar la inactividad de la misma desde entonces.

En el Barranco del Puente aparecen rotos por la falla los materiales cuaternarios más superficiales (ver Fig. 5.12 del capítulo 5). Estos depósitos han sido datados por OSL en $27,4 \pm 2,3$ ka, corroborando así el movimiento de la falla en algún momento más reciente.

Un poco más al este de dicho afloramiento, en una cantera de extracción de áridos existente al SW del Cerro de Paracuellos, aparece la falla de nuevo afectando al Cuaternario (ver Fig. 5.15 del capítulo 5). En este afloramiento se dispone de dos dataciones. La primera de ellas fue realizada por

Gutiérrez *et al.* (2008) en la zona desplazada por la falla, obteniendo una edad de $56,5 \pm 5,0$ ka. Para tratar de aproximarnos a la edad del movimiento que está registrado en el afloramiento, realizamos la datación de un depósito que fosiliza la falla, que arrojó una edad de $22,3 \pm 2,1$ ka.

Centrando nuestra atención en el afloramiento del subnivel alto de la Terraza Inferior que existe en la margen derecha de la Rambla del Río Seco, cerca del extremo sur de la falla de Concud, podemos obtener información acerca de episodios de actividad más reciente. Dicha terraza se ha datado en $22,0 \pm 1,6$ ka y se encuentra cortada y desplazada por la falla, por lo que se puede realizar un cálculo de la tasa de movimiento posterior. En este caso nos encontramos con el problema de que el retazo de terraza que queda en el bloque hundido de la falla se encuentra en la actualidad removido bajo la Autovía Mudéjar. Debido a esto, para estimar el desplazamiento sufrido por la terraza hemos tenido que recurrir a mapas topográficos de detalle (SITAR, 2011) e imágenes de Google Earth (Google, 2011) anteriores a la construcción de la autovía. Se ha estimado un desplazamiento de entre 6 y 7 metros, lo cual nos lleva a una tasa de desplazamiento de 0,27-0,31 mm/a, en el rango de las tasas calculadas en la zona de Los Baños. Si tenemos en cuenta el salto cosísmico medio que se ha medido en los afloramientos más próximos (afloramientos de Masada Cociero y de Los Baños), de alrededor de 2 m, cabe estimar que el salto total de la terraza podría haberse acumulado a lo largo de 3 ó 4 eventos. No disponemos de materiales que puedan postdatar el último de los paleoterremotos que han afectado a esta terraza. Desafortunadamente, la calidad de la medida del salto de la terraza impide otorgar a este afloramiento la misma relevancia que se asigna a las trincheras.

En las dos trincheras de la zona de El Hocino, excavadas en el sector central de la falla, se encuentra registrado un lapso temporal comprendido entre $77,3 \pm 4,3$ ka y $19,6 \pm 1,3$ ka. El último terremoto que ha quedado registrado en estas trincheras se ha fechado en alrededor de los 21 ka BP.

En la trinchera de Masada Cociero, de nuevo cerca del extremo sur de la falla, se dispone de dos dataciones, de $15,6 \pm 1,3$ ka y $15,0 \pm 1,0$ ka. Éstas predatan y postdatan, respectivamente, el evento registrado en el talud por el desplazamiento del subnivel bajo de la Terraza Inferior. El evento tuvo lugar hace alrededor de 15 ka BP.

21.4. Edad del último evento

El evento de Masada Cociero es el último reconocido a lo largo de la falla de Concud, lo cual no asegura que, efectivamente, sea el último que se produjo. Los únicos materiales claramente más modernos que los del subnivel bajo de la Terraza Inferior que podrían verse afectados por la falla se encuentran en la llanura de inundación del Río Alfambra, formando la Terraza Subactual u ocupando el propio lecho fluvial. Habría sido deseable poder realizar trincheras en esos materiales, a fin de saber si ha quedado registrado algún evento posterior a los 15 ka BP. Somos conscientes de que en los estudios paleosismológicos uno de los principales objetivos es reconocer el último gran paleoterremoto que tuvo lugar, para hacer una estimación de la peligrosidad de la falla a partir de los periodos de recurrencia calculados. Sin embargo, no nos ha sido posible conseguir los permisos necesarios para la realización de trincheras en esa zona, por lo que no hemos podido desvelar esta incógnita.

En ausencia de trincheras, hemos realizado una inspección detallada del escarpe de la Terraza Subactual, excavado por el curso actual del río Alfambra. Dicha inspección cubre un tramo por el que, según los resultados de la prospección geofísica expuestos en el capítulo 5, debe pasar la falla de Concud. En esa zona las paredes excavadas se encuentran suficientemente limpias para permitir una observación casi continua, y en ellas no hemos encontrado materiales rotos ni deformados. Incluso en el caso de que la falla se encontrara desdoblada, como ocurre en diversos puntos a lo largo de su recorrido, la zona examinada ha sido lo suficientemente amplia como para haber detectado una hipotética rama sur de la falla. La parte media de los depósitos aflorantes de esta terraza, allí donde el material es adecuado (Fig. 21.4), ha sido muestreada y datada mediante OSL, obteniéndose una edad de $3,4 \pm 0,7$ ka (Anexo I).

Así, desconocemos la historia sísmica de la falla en el tiempo transcurrido entre los 15 ka y los 3,4 ka BP. Teniendo en cuenta el periodo de recurrencia medio de 7,4 ka que hemos obtenido para la historia conocida de la falla, es bastante probable que en el lapso de tiempo sin registrado se produjese algún evento, si bien esto es tan sólo una conjetura. Lo único que podemos asegurar es que al menos han transcurrido 3,4 ka sin que se haya producido ningún terremoto acompañado de ruptura superficial.

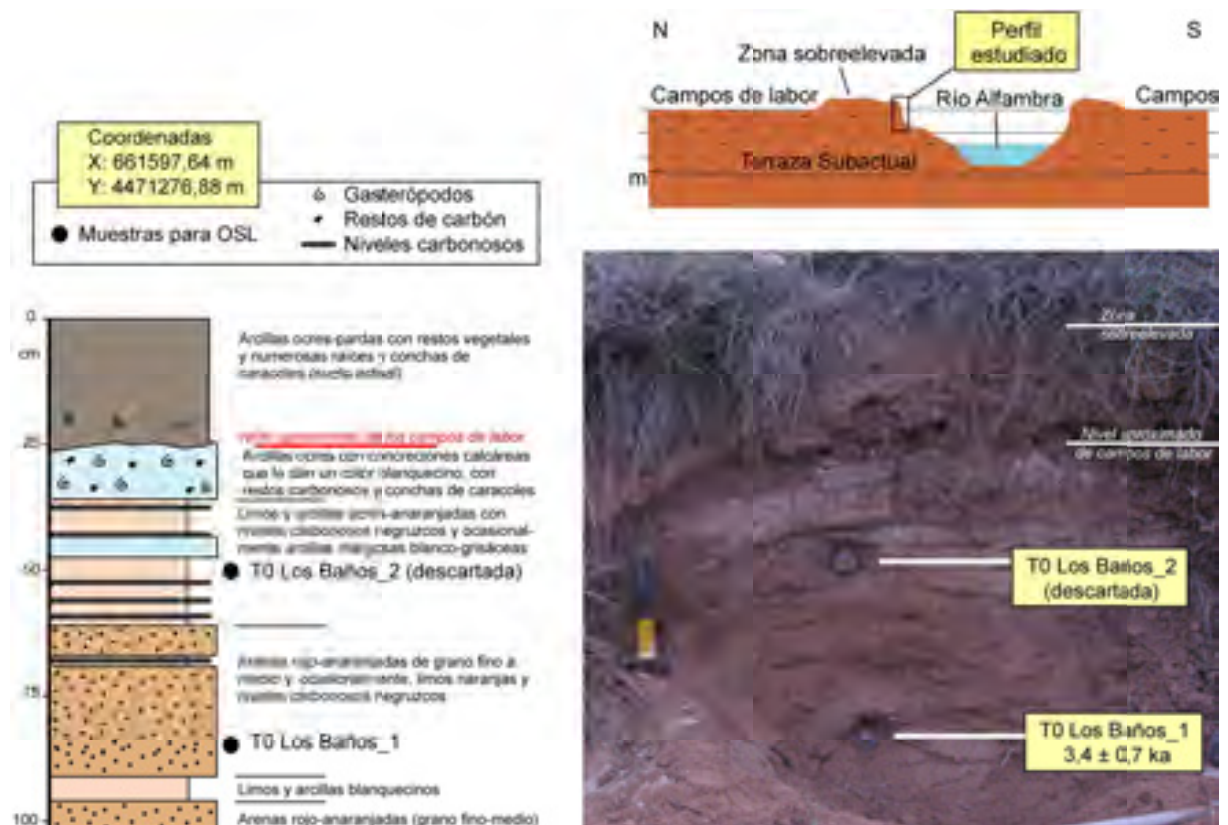


Fig. 21.4. Localización y descripción del afloramiento de la Terraza Subactual en las paredes excavadas por el río Alfambra y localización de las muestras para datación por OSL.

21.5. Estimación de la magnitud e intensidad de los paleoterremotos

La estimación de la magnitud del terremoto que es capaz de generar la falla de Concud se ha realizado a partir de su longitud superficial (14,2 km), aplicando diferentes correlaciones empíricas. Como ya se ha dicho, creemos que la correlación más apropiada para nuestro caso es la propuesta por Stirling *et al.* (2002), con la que se ha obtenido una magnitud momento $M_w = 6,80 (\pm 0,18)$. Esta magnitud es además coherente con la presencia de sismitas en las inmediaciones de la falla, para cuyo desarrollo son necesarias como mínimo magnitudes sísmicas M_b de 5-5,5 (Seed, 1968; Seed e Idris, 1971; Ambraseys, 1988; Owen, 1996). Además, al no haberse encontrado síntomas de licuefacción en gravas, inferimos que los valores de M_b debieron de situarse por debajo de los 7 ó 7,5 (Valera *et al.*, 1994; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2004).

Como se ha adelantado en el capítulo 15, podemos tratar de estimar la intensidad que tuvieron los paleoterremotos identificados aplicando la escala ESI-7 (Michetti *et al.*, 2007), basada en los efectos ambientales de los terremotos. Entre los efectos sobre el terreno considerados por dicha escala, sabemos que los terremotos asociados a la falla de Concud han producido:

- ruptura superficial con una longitud de 14,2 km
- saltos verticales decimétricos y métricos
- subsidencia o elevación tectónica permanente
- apertura de grietas (fisuras) de anchura decimétrica y métrica
- estructuras de licuefacción (diques y estructuras en champiñón) afectando a arenas y limos, de tamaños comprendidos entre unos pocos centímetros y más de 60 cm de altura

Considerando este conjunto de evidencias, podemos estimar que los terremotos producidos por la falla de Concud tuvieron intensidades comprendidas probablemente entre IX y X (ver Fig. 15.8).

V. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

22. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

El estudio de la falla de Concul se ha abordado utilizando diversas metodologías que se complementan entre sí y convergen hacia los objetivos centrales del trabajo: caracterizar su estructura, su actividad reciente y su comportamiento paleosísmico. Es por ello que, tras haber desarrollado los tres apartados fundamentales de esta tesis y haber realizado discusiones parciales de los resultados propios de cada metodología, debe realizarse una discusión englobando todos los aspectos.

22.1. Cinemática de la falla de Concul en el marco del campo de esfuerzos extensional reciente

Hay evidencias de que la falla de Concul fue en origen una estructura extensional formada en la etapa de *rifting* del Triásico superior, que posteriormente, en el curso de la tectónica compresiva paleógena, experimentó una inversión positiva. Quizá ya durante el Mioceno superior, y con seguridad a partir de mediados del Plioceno, sufre una nueva inversión, esta vez negativa, en el marco tectónico extensional vinculado al *rift* del Surco de Valencia. Desde ese momento la falla se desplaza con un movimiento normal casi puro y una dirección de transporte promedio del bloque superior hacia 220. Tal dirección es común, en líneas generales, a su segmento principal de dirección NW-SE y a su segmento meridional próximo a N-S, lo que pone de manifiesto una coherencia cinemática general a lo largo de toda la falla (ver Fig. 7.4).

No obstante, considerada en detalle, esa dirección de transporte no es del todo uniforme. No se trata de una simple variabilidad estadística, sino de cambios temporales evidentes en el vector de movimiento, tal como atestiguan varios afloramientos del sector central de la falla en los que se han visto distintas estriaciones superpuestas. En el afloramiento de Los Carrascones (capítulo 5, Fig. 5.7; ver situación en Fig. 5.1) encontramos un buen ejemplo de doble estriación, en una superficie en la que han podido realizarse dos medidas: plano 135, 36° SW con cabeceos de estrías 62° S (anterior) y 82° N (posterior), y plano 142, 47° W con cabeceos 58° S (anterior) y 75° N (posterior). Dentro de la trinchera de investigación paleosismológica H1, en la zona de El Hocino (capítulo 19, Fig. 19.5), hemos citado asimismo la presencia de dos familias sucesivas de estrías sobre una superficie de rotura de orientación 167, 70° W, con cabeceos respectivos 75° S (anterior) y 53° N (posterior). Estos cambios en la dirección de desplazamiento de la falla podrían relacionarse bien con cambios reales en el estado de esfuerzos (según las pautas apuntadas en el capítulo 10) o con movimientos conducidos que podrían reflejar la propia interacción cinemático-dinámica entre los mencionados segmentos NW-SE y N-S.

Para analizar la compatibilidad dinámica de las distintas direcciones de desplazamiento con el campo de esfuerzos regional (extensiones ENE y ESE) hemos elaborado un diagrama γ -R (Simón, 1986) para los seis movimientos de falla registrados en los tres planos con doble estriación (Fig. 22.1). A ellos hemos añadido, a fin de poder hacer un análisis comparativo, (i) el movimiento registrado en el segmento de Los Baños (170, 75° W; 75° S) y (ii) el movimiento del segmento principal NW-

SE teniendo en cuenta la orientación media de su superficie y la dirección promedio de transporte inferida del conjunto de medidas recolectadas (137, 64° S; 88 E). Estos ocho movimientos están representados por las curvas en color del diagrama y-R. Por último, se añaden (en trazo negro) las curvas correspondientes a todos los movimientos individuales medidos sobre la superficie principal de falla (aquellos que quedan promediados en la curva 1, rosada). La compatibilidad de cada movimiento puede evaluarse sobre dicho diagrama comprobando si las curvas correspondientes pasan o no cerca de los puntos (y, R) (azimut del eje de esfuerzo horizontal mayor σ_y , valor de la relación de esfuerzos $R = (\sigma_z - \sigma_x) / (\sigma_y - \sigma_x)$) que corresponden a los tres estados de esfuerzos representativos del campo regional (ver capítulo 10).

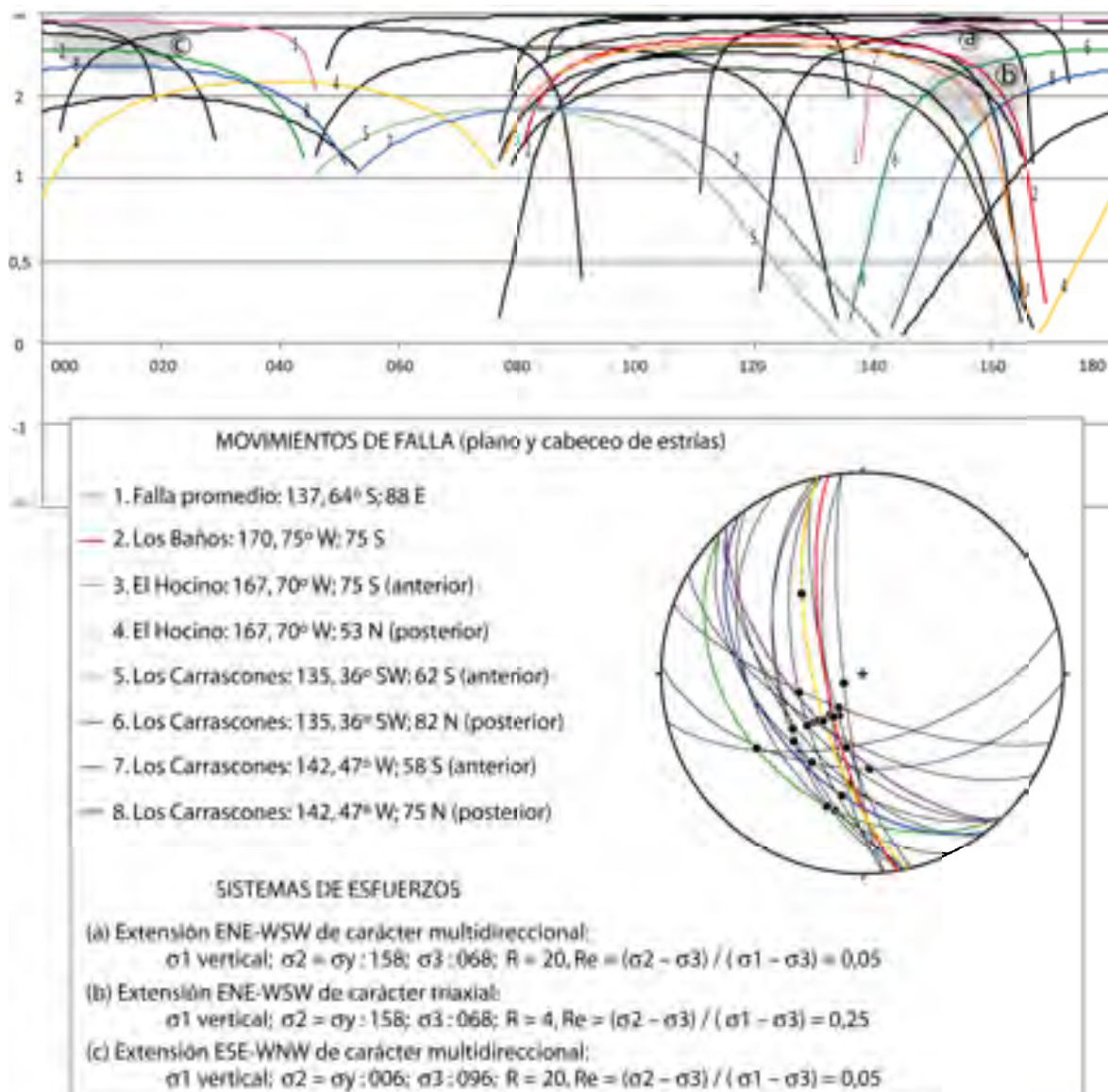


Figura 22.1. Parte superior: Diagrama y-R en el que se analiza la compatibilidad de los movimientos registrados en la falla de Concud con los tres sistemas de esfuerzos más representativos del campo regional. Parte inferior: estereograma sintético de los planos y estrías medidos en la superficie de falla de Concud (todos los movimientos son de componente normal).

El análisis del diagrama anterior permite inferir que:

(a) El movimiento promedio de la falla registrado en su segmento principal (curva 1) es compatible con las dos direcciones regionales de extensión (ENE y ESE), preferentemente con valores de R altos (R_e próximo a 0; acusada tendencia a la extensión multidireccional). No obstante, los movimientos individuales desglosados (curvas en negro) muestran una tendencia mayor a la compatibilidad con estados de extensión ENE.

(b) El movimiento de la falla registrado en Los Baños (curva 2) es sólo compatible con el tensor de extensión ENE de carácter más triaxial ($R \gg 4$; $R_e \gg 0,25$).

(c) Una de las direcciones de movimiento de la falla en la trinchera de El Hocino es sólo compatible con el campo ENE triaxial (estría anterior; curva 3) y la otra sólo con el campo ESE (estría posterior; curva 4).

(d) En el caso del afloramiento de Los Carrascones, las estrías posteriores (curvas 6 y 8) son compatibles con las dos direcciones regionales de esfuerzos, mientras que las estrías anteriores (curvas 5 y 7) no lo son con ninguna de ellas.

Una vez analizada la compatibilidad dinámica de los movimientos de falla, hay que analizar asimismo su compatibilidad mecánica. Para ello hemos representado en un diagrama de Mohr los cinco planos referidos en relación con los tres sistemas de esfuerzos regionales posibles (Fig. 22.2). Este análisis muestra, por un lado, la baja compatibilidad mecánica de los planos medidos en el sector noroeste (afloramiento de Los Carrascones, puntos 4 y 5) bajo cualquier situación de esfuerzos. La explicación está en el pequeño buzamiento que tiene la superficie de falla en este punto. Por el contrario, el plano que representa la orientación promedio de la falla, con su buzamiento de 64° (plano 1), sí muestra una perfecta compatibilidad. Esto obliga a considerar los movimientos en la superficie de falla expuesta en Los Carrascones como movimientos conducidos, gobernados por el deslizamiento friccional en otra porción de la falla con mayor buzamiento. Con respecto a los planos más norteados (Los Baños y El Hocino), éstos muestran un grado de compatibilidad ligeramente menor que el plano promedio para los sistemas de esfuerzos con dirección de σ_3 ENE-WSW (el punto 1 rebasaría una hipotética línea de resistencia con un ángulo de fricción en torno a 30° antes que los puntos 2 y 3). No obstante, su compatibilidad es mayor para el sistema de extensión ESE-WNW, para el cual los planos 1 y 3 tendrían una probabilidad similar de superar dicha línea de resistencia.

En resumen, los movimientos registrados en el afloramiento de Los Carrascones pueden interpretarse como movimientos conducidos no representativos de la cinemática y de la dinámica generales de la falla de Conclud. Nuestro análisis debe centrarse en el resto, esencialmente en el movimiento promedio sobre el segmento principal y en el registrado en el segmento norteadado de Los Baños. No obstante, ello no anula el interés que tienen los primeros como evidencia de que la falla experimentó episodios sucesivos de movimiento con distintas direcciones de transporte determinadas por condiciones de esfuerzos cambiantes.

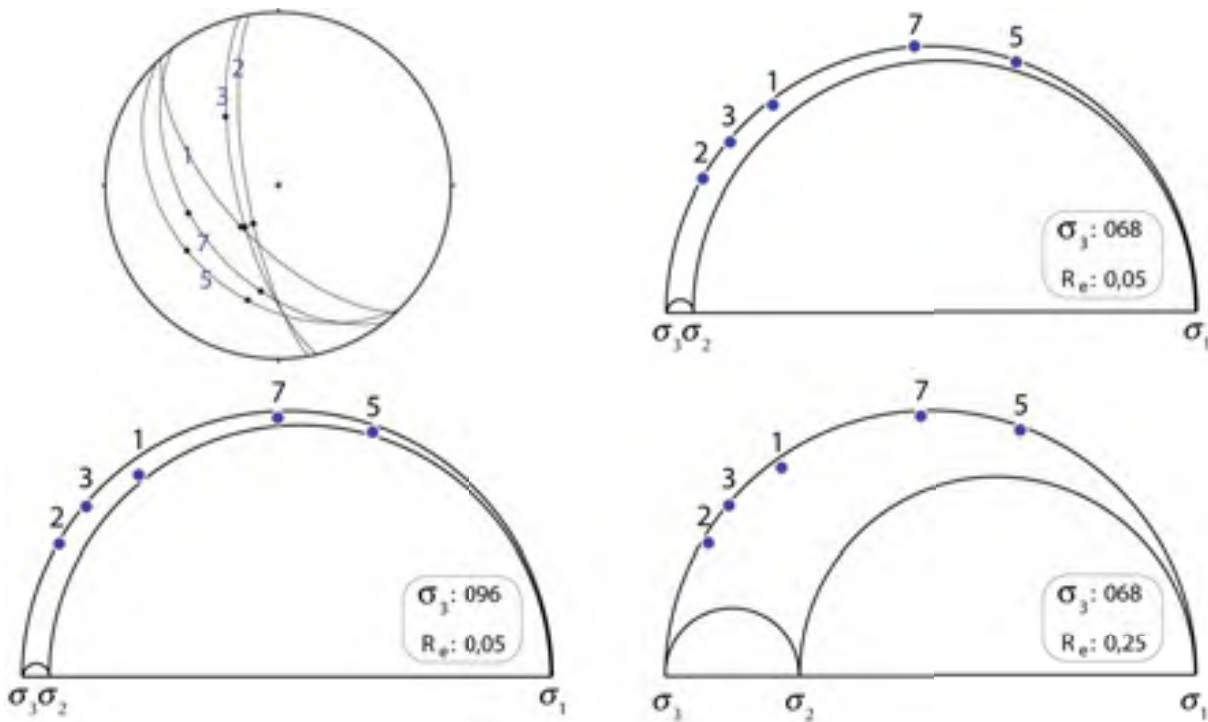


Fig. 22.2. Representación en diagrama de Mohr de los planos de falla representativos, a partir de la cual puede evaluarse su grado de compatibilidad mecánica con los tres sistemas de esfuerzos regionales considerados. Ver correspondencia de números y planos de falla en la Fig. 22.1.

La mayor compatibilidad mecánica del plano principal NW-SE y su compatibilidad dinámica con todos los sistemas de esfuerzos obliga a considerarlo como el movimiento dominante y más representativo. Bajo las extensiones radiales ENE-WSW y ESE-WNW, tanto el movimiento de Los Baños como el movimiento temprano registrado en el Hocino serían conducidos. Obsérvese el paralelismo de sus dos estrías con la dirección de transporte promedio del sector principal NW-SE (estereograma de la Fig. 22.2). Bajo la extensión ENE triaxial, ambos movimientos (Los Baños y estría temprana de El Hocino) podrían ser también movimientos directos (activados por el campo remoto), pero en todo caso son subparalelos a la dirección de transporte promedio y, por tanto, coherentes cinemáticamente con ella. De una u otra manera, también bajo ese sistema de esfuerzos podrían moverse todos los planos de forma coherente.

El movimiento conducido sobre el segmento norteado de la falla está propiciado por la orientación del vector transporte dominante (el impuesto en el segmento activo por el campo de esfuerzos remoto) respecto a su línea de intersección con el plano promedio principal NW-SE. La dirección de transporte N 220° E no es estrictamente paralela a dicha línea de intersección (Fig. 7.4), sino “divergente” de ella en el sentido del desplazamiento del bloque superior. Ello hace que tienda a generarse un hueco (Fig. 22.3). El bloque superior se desacopla y se acomoda “rellenando” ese hueco, mediante un basculamiento a modo de *roll-over* lateral (no debido a una variación de buzamiento de la falla en profundidad, sino como respuesta a la apertura del segmento norteado). El fenómeno sería análogo al que se produce en un extremo o un relevo extensivos de una falla de desgarre. Como veremos más adelante, este mecanismo podría explicar el elevado salto que presenta la falla de Concud cerca de su terminación SE.

Se da la circunstancia de que, si bien el movimiento teórico de la falla bajo cualquier escenario de esfuerzos hace muy probable esa divergencia entre dirección de transporte y línea de intersección, ésta sería más acusada bajo el sistema de extensión ESE, que produciría direcciones de movimiento del bloque superior hacia el W o el WSW. Por el contrario, bajo el sistema ENE, el bloque superior podría moverse sin generar espacio extra a lo largo del tramo N-S.

El único movimiento registrado que resulta totalmente ajeno a este modelo cinemático es el que refleja la estriación tardía observada en El Hocino (cabeceo 53° N; obsérvese en el estereograma de la Fig. 22.1 la diferencia tan acusada entre su orientación y la del resto de estrías medidas). No obstante, este movimiento sí es compatible con el sistema de esfuerzos con σ_3 ESE-WNW y sólo con él, lo que apoya la idea de una partición de esfuerzos a escala regional. La razón por la cual este movimiento tiene tan escasa representación en el conjunto de la falla probablemente está en su falta de compatibilidad cinemática. Si se mueve el plano norteado como rampa activa con esa dirección de transporte hacia el NW, el labio superior de la falla “choca” contra la otra rampa y el desplazamiento podría bloquearse. Esto habría podido inhibir el desarrollo de desplazamientos significativos en esa dirección.

22.2. Variabilidad espacio-temporal de la tasa de desplazamiento y del salto cosísmico

El cálculo de tasas de desplazamiento de la falla de Concud a partir de marcadores de edad conocida durante el Pleistoceno superior ha arrojado velocidades mayores en el extremo SE de la falla (Los Baños: 0,23 mm/a) que en la traza sur de su segmento central (El Hocino: 0,08-0,11 mm/a). Resultados muy similares se han obtenido a partir del análisis paleosismológico en las trincheras de una y otra zona: 0,29 mm/a y 0,05 mm/a, respectivamente.

Esta distribución de tasas es afín, a su vez, a las de saltos totales y de desplazamientos cosísmicos observados. Los saltos han sido calculados a partir de cortes geológicos en localizaciones discretas (ver Figs. 5.2 y 5.3), y evaluados también globalmente mediante el mapa de contornos estructurales del techo de la unidad Páramo 2 (Fig. 9.1). Su distribución a lo largo de la falla de Concud (Fig. 9.2) muestra un aumento paulatino del salto a partir del extremo noroeste, un máximo absoluto cercano al extremo sureste, y un descenso muy rápido a partir de este último. También los saltos cosísmicos son mayores en el segmento suroriental de la falla que en la zona central. Así, el promedio en Los Baños es de 1,9-2,0 m y el salto individual observado en Masada Cociero se encuentra comprendido entre 1,7 y 2,2 m, mientras que el salto medio en El Hocino es de 0,8 m.

Tales distribuciones son coherentes entre sí, y dibujan un comportamiento según el cual la falla, durante el Pleistoceno superior, aparenta ser más activa en su segmento suroriental que en el segmento central. Sin embargo, esta situación no es conforme con el patrón común en las fallas normales aisladas, según el cual éstas muestran un salto y una tasa máximos cerca de su centro que van disminuyendo progresivamente hacia los extremos (e.g. Muraoka y Kamata, 1983; Dawers *et al.*, 1993; Nicol *et al.*, 1996, 2005; Cowie y Shipton, 1998; Gupta y Scholz, 2000). Dicho patrón es consecuencia de la evolución habitual de las estructuras de deformación discontinua, que se nuclean en

un punto y se propagan a partir del mismo en ambos sentidos, a la vez que va aumentando la deformación que acomodan. Si la propagación (y consiguiente aumento de longitud) de una falla se acompaña con el crecimiento del salto, su desarrollo sigue una pauta de autosemejanza. Esto explicaría la relación empírica entre longitudes de las trazas y saltos máximos registrados que muchos autores han puesto de manifiesto en conjuntos de fallas de diversas regiones del mundo (e.g. Walsh y Watterson, 1988; Schilische, 1991; Cowie y Scholz, 1992a, y trabajos compendiados por estos autores; Gillespie *et al.*, 1992; Nicol *et al.*, 1996). Las propiedades mecánicas del material afectado determinan la facilidad que tiene o no cada falla para propagarse, y por tanto el gradiente de salto a lo largo de la misma (e.g. Bürgmann *et al.*, 1994; Walsh y Watterson, 1989; Cowie y Scholz, 1992b; Cowie y Shipton, 1998; Cartwright y Mansfield, 1998), pero en general se mantendrá un patrón de distribución de saltos aproximadamente simétrico, con un máximo cerca de su centro. Salta a la vista que el diagrama distancia-salto elaborado para la falla de Concud a partir de los mapas de contornos estructurales de la base y techo de la unidad Páramo 2 (Fig. 9.2) no responde a ese patrón, destacando el elevado gradiente de salto que aparece cerca de su extremo sureste.

La aparente anomalía que supone el elevado salto de la falla cerca de dicho extremo, tanto a escala macroestructural como a escala de desplazamientos cosísmicos individuales, nos lleva a formular dos diferentes escenarios que introducen, a su vez, diversas hipótesis explicativas no incompatibles entre sí. El primero tiene que ver con una posible parcialidad de la información disponible, y el segundo con variaciones reales del comportamiento de la falla.

El primero de los escenarios implicaría que la información que hemos obtenido en las trincheras de El Hocino no está reflejando todo el movimiento de la falla de Concud, lo cual podría darse por dos motivos:

1. Que exista una partición del desplazamiento entre las ramas norte y sur de la falla en su zona central, de forma que el registro observado en el glacis de El Hocino represente sólo el desplazamiento en la traza sur. En el capítulo 22 se ha establecido una comparación entre los eventos registrados y las gráficas tiempo-desplazamiento acumulado de Los Baños y El Hocino (Figs. 19.8 y 20.10). Dicha comparación muestra cómo hay eventos registrados en Los Baños que, por la edad de los sedimentos, también deberían haber aparecido en El Hocino y no ha sido así. Esto podría deberse a que, en dichos eventos, ha sido la traza norte de la falla y no la sur (que es la observada en las trincheras) la que se ha movido. Recordemos, a este respecto, que el análisis morfotectónico del frente montañoso, y en particular la presencia de valores anómalos del índice de gradiente fluvial (SL) asociados sólo a la traza norte de la falla en barrancos del sector central, sugería un predominio del movimiento sobre dicha rama en algunas épocas. Además, la falla cortada por las trincheras de El Hocino es sólo una de las dos superficies de falla que componen la rama sur, por lo que el desplazamiento incluso podría haberse repartido entre ambas y la traza norte. Aunque a diferente escala, esto es lo que ocurre en la zona de Los Baños, donde el estudio paleosismológico de detalle ha llevado a la conclusión de que los últimos eventos registrados en la trinchera combinaron el movimiento en la falla aflorante y en otra falla ciega contigua. Es decir, en Los Baños hemos agrupado en una única secuencia paleosísmica lo acontecido en dos fallas distintas aunque muy próximas, mientras que en

El Hocino se ha registrado únicamente el movimiento de una superficie de rotura individual.

2. Que exista componente de *creep* en la zona central de la falla. En las trincheras de El Hocino existe una zona de falla con una banda de cizalla dúctil bien desarrollada. Esto, unido al pequeño tamaño de los saltos en esas trincheras en comparación con los obtenidos en Los Baños y en Masada Cociero, hace pensar que parte del desplazamiento en esta zona ha podido producirse de manera lenta y continua, por *creep*.

El segundo de los escenarios es que la falla de Concud sea realmente más activa en su segmento suroriental, que se habría movido a mayor velocidad, acumulando un desplazamiento total semejante al del centro y registrando saltos mayores en cada evento sísmico. Para explicar este hecho cabría plantear cuatro hipótesis:

3. Que la estructura transversal de Los Mansuetos-Valdecebro, que complica la zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel, sea responsable de que el salto de la falla se mantenga muy alto en su sector SE. Como se ha expuesto en el capítulo 6, es muy probable que esta peculiaridad de la zona de relevo haga que la transferencia de desplazamiento entre ambas fallas sea más brusca de lo que correspondería a una zona de relevo simple.

4. Que exista una interacción con la falla de Teruel, y que ésta haya inducido el elevado gradiente de salto en ese sector. Tras el estudio estructural de la falla de Concud y de la zona de relevo con la de Teruel (ver capítulo 6) hemos concluido que no parece existir conexión geométrica ni compatibilidad cinemática entre ambas que sustente la idea de una unión en profundidad formando una sola estructura, de forma que la zona de Los Baños-Masada Cociero se ubique en una posición central de la misma. Sin embargo, aunque se mantengan como estructuras diferentes, ambas pueden haber interactuado a nivel dinámico, perturbando recíprocamente los esfuerzos locales cerca de sus extremos y alterando la pauta de propagación. Es conocido que los patrones simétricos y progresivos de los diagramas distancia-salto se ven modificados severamente cerca de las zonas de relevo de fallas. Ello se debe a que la interacción mecánica entre ellas (superposición parcial de sus respectivos campos de deformación elástica en torno a los extremos) inhibe o restringe su propagación, lo que se traduce una asimetría general del perfil y en un elevado gradiente de salto allí donde sus trazas se aproximan (Huggins *et al.*, 1995; Nicol *et al.*, 1996; Peacock y Sanderson, 1996; Willemse *et al.*, 1996; Cartwright y Mansfield, 1998; Gupta y Scholz, 2000; Peacock, 2002). El diagrama distancia-salto de la Figura 9.2 es perfectamente coherente con esta hipótesis. Como se discute más adelante, esta situación puede considerarse, en términos evolutivos, como un estadio previo a la coalescencia con la falla de Teruel, para dar lugar posiblemente en el futuro a una falla segmentada de mayores dimensiones.

5. Que bajo el campo de esfuerzos dominante sea más compatible mecánicamente, y por tanto potencialmente más activo, el tramo N-S de la falla de Concud. Tras el análisis realizado en el apartado 22.1 de esta discusión, sabemos que esa suposición no es correcta: el segmento N-S, con la dirección de transporte registrada en Los Baños, es compatible dinámicamente sólo con el campo de esfuerzos regional ENE, mientras que el segmento principal con la dirección de transporte dominante lo es con ambos campos regionales (ENE y ESE). Además, mecánicamente es más compatible el

sector NW-SE que el N-S, bajo cualquiera de los tres posibles sistemas de esfuerzos (ENE con R muy baja o con R moderada, ESE con R muy baja). Por lo tanto, esta hipótesis debe ser descartada.

6. Que actúe algún mecanismo cinemático por el cual haya un desplazamiento extra en el tramo norteado de la falla. Como se ha discutido en el apartado 22.1, existe un mecanismo verosímil para ello. El segmento de falla que gobierna el movimiento es el NW-SE, con transporte en dirección 220. Especialmente cuando actúa el campo regional de extensión ESE-WNW, la oblicuidad que existe entre la dirección de transporte dominante y la línea de intersección de los planos promedio de ambos segmentos (Fig. 7.4) hace que el segmento de Los Baños experimente un movimiento conducido y en él tienda a generarse un hueco. Éste induce una acomodación pasiva del bloque superior (a modo de *roll-over* lateral) que da lugar a subsidencia extra en superficie.

A nuestro entender, la explicación más factible para el escenario segundo (falla realmente más activa en su segmento suroriental) es una combinación de las hipótesis 3, 4 y 6. Probablemente la causa primaria o más inmediata del elevado desplazamiento que registra la falla de Concud cerca de su extremo sureste sea la interacción con la falla de Teruel, siguiendo una pauta bien conocida en muchas zonas de relevo de fallas normales. A ella se suma el movimiento conducido bajo el campo de esfuerzos regional ESE, que induce un *roll-over* lateral y un salto extra. Ambos mecanismos, a su vez, podrían verse favorecidos por la presencia de la estructura transversal de Los Mansuetos-Valdecebro: por un lado, ésta habría frenado la propagación de la falla de Concud hacia el SE, aumentando el gradiente de salto cerca de ese extremo; por otra, habría permitido el desacoplamiento del bloque hundido y facilitado de este modo su movimiento pasivo conducido.

Las hipótesis 1 y 2, relativas a la partición del desplazamiento entre las dos trazas de la falla y a la existencia de *creep* en la zona central son asimismo verosímiles, y podrían explicar la diferencia de saltos cosísmicos entre un sector y otro. Sin embargo, no justificarían por sí mismas el hecho anormal de que el desplazamiento total de la falla cerca del extremo SE sea similar al de su tramo central; esta valoración está basada en el desplazamiento de marcadores a escala macroestructural, y es independiente, por tanto, de los mecanismos concretos que acomoden la deformación.

En definitiva, el salto total anormalmente alto en el segmento suroriental se justifica por mecanismos a escala macroestructural que sólo pueden comprenderse a partir del modelo completo geométrico-dinámico-cinemático del funcionamiento de la falla de Concud: la relación espacial con la falla de Teruel propicia su interacción dinámica; la orientación variable del plano de falla determina que, bajo el campo de esfuerzos regional, sea el segmento principal NW-SE el más compatible mecánicamente; ese mismo campo de esfuerzos determina una dirección de transporte que, a su vez, supone un movimiento conducido divergente sobre el segmento norteado y el desarrollo del *roll-over* lateral. Estos mecanismos deben ser considerados también a escala de eventos individuales (la suma de éstos será, en definitiva, la que produzca como resultado el desplazamiento macroestructural), pero para explicar los patrones generales de la deformación asociada a los paleosismos es necesario recurrir asimismo a una partición del desplazamiento entre las ramas norte y sur de la falla.

Como síntesis de esta parte de la discusión, presentamos los tres tipos básicos de deformación cosísmica que se derivan del modelo general geométrico-dinámico-cinemático de la falla, y que

permiten comprender la distribución de saltos registrados a partir del estudio paleosismológico (Fig. 22.3):

Tipo 1: Bajo un sistema de esfuerzos extensional con σ_3 ENE-WSW, los dos segmentos de la falla se mueven con una dirección de transporte común (hacia SSW, subparalela a la línea de intersección de ambos planos). Se activa una única superficie de falla, con un desplazamiento cosísmico que en el segmento suroriental es similar o menor al del segmento central.

Tipo 2: Preferentemente bajo un sistema de esfuerzos extensional con σ_3 ESE-WNW (también, aunque más improbable, bajo extensión ENE-WSW), los dos segmentos de la falla se mueven con una dirección de transporte hacia SW o WSW, divergente respecto a la línea de intersección de ambos planos. Se produce el efecto de *roll-over* lateral. Se activa una única superficie de falla, con un salto cosísmico que en el segmento suroriental es mayor que en el segmento central. El bloqueo en la propagación de la falla de Conclud, causado por la interacción con la falla de Teruel y por la interferencia de la estructura transversal de Los Mansuetos-Valdecebro, habría contribuido asimismo a aumentar el gradiente de salto en dicho segmento suroriental.

Tipo 3: Bajo cualquiera de los sistemas de esfuerzos considerados, en el segmento central se activan dos o más superficies de falla, de forma que el salto cosísmico total se reparte en dos o más rupturas superficiales a lo largo de las trazas norte y sur.

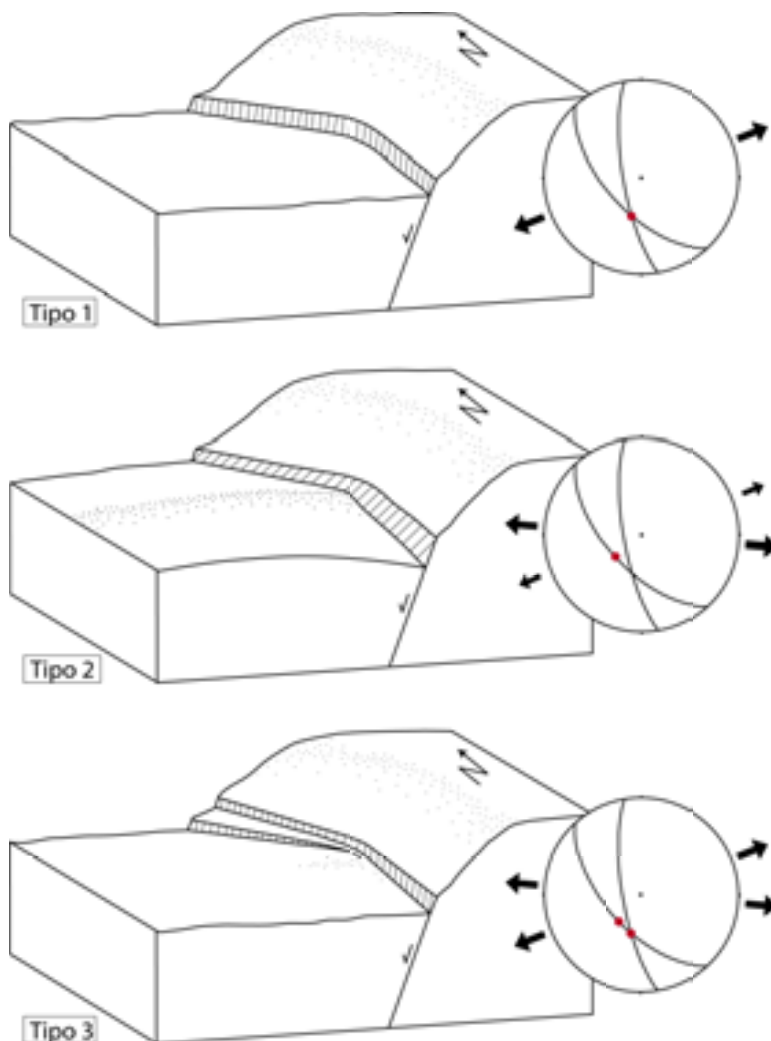


Fig. 22.3. Los tres tipos básicos de deformación cosísmica coherentes con el modelo general geométrico-dinámico-cinémático de la falla de Conclud. El rayado sobre la superficie de falla indica la dirección de deslizamiento. Los estereogramas representan la orientación de ambos segmentos de la falla y la dirección de transporte determinada por el campo de esfuerzos dominante en cada caso (dirección de extensión indicada por las flechas).

El Tipo 1 representaría el dispositivo de aquellos paleosismos que han podido ser correlacionados entre las trincheras de Los Baños y El Hocino y que muestran desplazamientos similares en ambas. Es el caso del evento 6, con salto cosísmico neto de 1,1 m en Los Baños y 0,9 m en El Hocino. También podría serlo para los eventos 1 y 8, cuyo salto registrado en El Hocino es igualmente próximo a 1 m. Todo ello, sin descartar la posibilidad de que se den dispositivos combinados o intermedios entre dos de estos modelos; en los eventos mencionados es posible también que el sector central de la falla registrase ruptura superficial en ambas trazas (Tipo 3) y que el salto registrado en El Hocino sea sólo una parte del salto total cosísmico.

El Tipo 2 representa el estilo de deformación para los eventos que se han registrado tanto en la trinchera de Los Baños como en El Hocino y muestran un salto cosísmico notablemente mayor en la primera. Se trata de los eventos 2 y 5, en los cuales no debe tampoco descartarse que haya podido haber ruptura superficial adicional en la rama norte de la falla (Tipo 3).

El Tipo 3 puede haber estado presente en muchos de los eventos, aunque no pueda demostrarse debido a que no disponemos de registro paleosismológico en la traza norte de la falla. Sólo podrían excluirse (si admitimos que la no identificación de un evento concreto en una trinchera significa su no ocurrencia) en el caso de los eventos 3, 4 y 7, que no se han encontrado en las trincheras de El Hocino (traza sur); siendo que en ellas existe registro sedimentario para edades equivalentes, ha tenido que ser la traza norte la única que se ha activado en el sector central.

Así pues, considerando la falla en su conjunto, un modelo cinemático que combine los mecanismos descritos (interacción con la falla de Teruel + interferencia de la estructura transversal de Los Mansuetos-Valdecebro + *roll-over* lateral) permite explicar por qué en algunos eventos individuales el salto en el segmento sureste es mayor que en el segmento central. Sería la suma de esos saltos la que produciría una subsidencia extra en el segmento sureste que haría que su desplazamiento total a escala macroestructural se igualase prácticamente al del segmento central. Sin embargo, junto a ello, es muy probable que en la mayoría de los eventos el desplazamiento se haya repartido en más de una traza en el sector central: en las trazas norte y sur, por un lado, pero también entre las dos superficies de rotura identificadas dentro de la traza sur en El Hocino (sólo una de las cuales ha podido ser estudiada). Sólo así puede explicarse que el desplazamiento total acumulado y la tasa resultante en las trincheras de El Hocino para el Pleistoceno Superior sean tan inferiores a los de Los Baños.

De estas consideraciones se desprende que: (i) los saltos cosísmicos y la tasa en El Hocino no son representativos del funcionamiento completo de la falla, por corresponder en muchos casos sólo a una parte del desplazamiento total; (ii) los saltos cosísmicos y la tasa de movimiento en Los Baños, mayores que en la parte central de la falla, son coherentes con los patrones de interacción en zonas de relevo de fallas en los que su propagación se halla bloqueada o dificultada, lo que produce un elevado gradiente de salto en el sector en el que las fallas se encuentran más próximas; (iii) sólo el conocimiento detallado del contexto macroestructural y morfosedimentario permite hacer una valoración correcta de los resultados de la paleosismología.

Una vez entendido el porqué de la diferencia de saltos y tasas registrados entre una zona y otra de la falla, es interesante hacer un análisis de la posible variación de la tasa de actividad en el

tiempo. Siendo que el registro más completo que tenemos se encuentra en el sector suroriental de la falla (Los Baños y Masada Cociero), hemos realizado la comparación tiempo-desplazamiento acumulado completando las lagunas que existen en este sector con los datos de El Hocino (valor del salto en el evento 1 e inclusión del evento 8). Teniendo en cuenta los modelos de deformación cósmica a los que pueden asociarse ambos (compatibles con el Tipo 1, pero sin descartar el Tipo 3; Fig. 23.4), hemos optado por hacer esa extrapolación siguiendo dos criterios extremos diferentes:

(a) Que el salto en Los Baños sea equivalente al registrado en El Hocino (Tipo 1). En este caso, asignamos a los eventos 1 y 8 los saltos respectivos medidos en el Hocino (Fig. 22.4a).

(b) Que el salto registrado en Los Baños sea equivalente a la suma de saltos producidos en las trazas norte y sur (Tipo 3). Así, el salto en El Hocino sería sólo una parte del desplazamiento total. Teniendo en cuenta que, como promedio, los saltos en Los Baños son 2,5 veces mayores que en el Hocino, introducimos ese mismo factor multiplicador a los saltos de los eventos 1 y 8 (Fig. 22.4b).

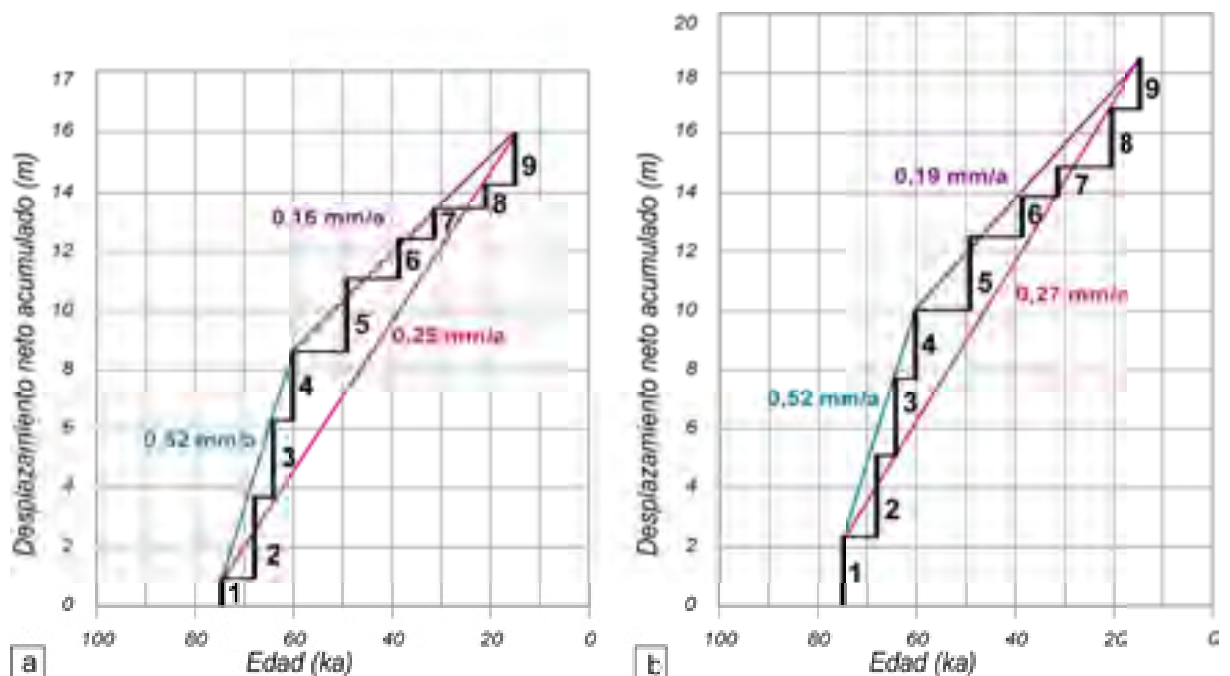


Fig. 22.4. Ensayos de reconstrucción de la secuencia paleosísmica total para el conjunto de trincheras estudiadas en la falla de Concul. (a) Asignando a los eventos 1 y 8 el mismo salto calculado en El Hocino. (b) Aplicando a los saltos de los eventos 1 y 8 un factor multiplicador de 2,5 (ver explicación en el texto).

Comparando las dos gráficas de la Figura 22.5, vemos que ambas muestran la misma tendencia, que ya se reflejaba considerando tan sólo los eventos registrados en Los Baños, ya que los dos eventos más modernos que se añaden ahora (8 y 9) se ajustan al patrón de movimiento que venía mostrando la falla en su último tramo. Sólo hay entre ambas gráficas una ligera diferencia en la tasa media de desplazamiento (0,25 y 0,27 mm/a, respectivamente). La tendencia que se advierte supone un descenso en la velocidad de movimiento a partir de los 60 ka, pasando a reducirse la tasa a menos de la mitad. De este modo, aunque se hayan obtenido tasas medias relativamente elevadas para

toda la ventana temporal estudiada, hay que resaltar que la tasa a la que se habría movido la falla más recientemente es de 0,16-0,19 mm/a. Este cambio de velocidad estaría acompañado por un aumento en el periodo de recurrencia medio de paleosismos, que pasaría de $4,8 \pm 1,0$ ka para la primera etapa a $9,0 \pm 2,1$ ka para la segunda.

22.3. La actividad reciente de la falla de Concud en el contexto de las estructuras extensionales del este de la Península Ibérica.

Los indicadores de actividad de la falla de Concud pueden considerarse como sorprendentemente altos para una estructura localizada en una zona intraplaca con escasa actividad sísmica. A esta apreciación contribuyen tanto las tasas medias de desplazamiento obtenidas a partir de reconstrucciones macroestructurales como el análisis morfotectónico del frente montañoso y los propios resultados del estudio paleosismológico.

Hemos comparado las tasas medias calculadas utilizando marcadores morfo-sedimentarios de distintas edades, entre el Plioceno medio y el Pleistoceno superior (0,07-0,33 mm/a), con algunas fallas del este de la Península Ibérica, independientemente de su régimen tectónico, y con otras fallas similares de contextos extensionales bien conocidos. Así, las tasas obtenidas para la falla de Concud son comparables con las calculadas para:

(i) las fallas de Sierra Palomera, Calamocha y Sierra del Pobo, en el mismo entorno de las fosas del Jiloca y Teruel (0,06-0,15 mm/a; Simón *et al.*, 2011);

(ii) la falla normal de Munébrega, en la Cordillera Ibérica central (0,10 mm/a; Gutiérrez *et al.*, 2008);

(iii) fallas normales de las Cordilleras Béticas, como las fallas de Granada (0,03-0,38 mm/a; Sanz de Galdeano *et al.*, 2003), Ventas de Zafarraya (0,3-0,45 mm/a durante el Holoceno; Sanz de Galdeano *et al.*, 2003), Pozohondo (0,09 mm/a; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2010), o Baza (0,12-0,33 mm/a; García-Tortosa *et al.*, 2008; Alfaro *et al.*, 2008);

(iv) la componente vertical de fallas direccionales de las Cordilleras Béticas, como la de Lorca-Alhama (0,04-0,35 mm/a; Martínez-Díaz y Hernández-Enrile, 1996; Martínez-Díaz *et al.*, 2001; Silva *et al.*, 2003; Masana *et al.*, 2004) o la de Carboneras (0,08-0,1 mm/a; Silva *et al.*, 2003);

(v) algunas fallas normales moderadamente activas del suroeste de los EE.UU., como la falla frontal de Sierra Nevada (0,2-0,3 mm/a; Le *et al.*, 2006), Río Grande (0,1-0,36 mm/a; McCalpin, 1996), Dixie Valley (0,2-0,5 mm/a; Bell y Katzer, 1990), o Pajarito (0,1 mm/a; McCalpin, 2005);

(vi) otras fallas normales de “segundo nivel” de diversas regiones del planeta, como la falla de Irpinia (Italia; 0,3 mm/a; Pantosti y Valensise; 1990), la cuenca norte de Yanqing (China; 0,2 mm/a; Cheng *et al.*, 1991), o el *rift* de Taupo (Nueva Zelanda; 0,30-0,34 mm/a, Canora-Catalán *et al.*, 2010).

En cambio, la falla de Concud se mueve a una tasa superior a la de El Camp (0,02 mm/a; Masana *et al.*, 2001b), pero a tasas mucho más bajas que la mayor parte de las fallas extensionales principales de la región del *Basin and Range* (e.g. falla de Wasatch, 1,0-2,0 mm/a; Swan *et al.*, 1980;

Machette *et al.*, 1991), de Grecia (e.g. falla de Aigion, 2,5-4,5 mm/a; McNeill *et al.*, 2007), o del norte del Tibet (2,0 mm/a; Yin *et al.*, 1999).

Recordemos asimismo que algunos de los rasgos geomorfológicos del frente montañoso de Concud también sugieren una actividad mayor que la de otras fallas de la Cordillera Ibérica, como las del Maestrat, y similar a la de las fallas de las Cordilleras Béticas y del Pirineo. En particular, utilizando la relación entre los valores de los índices gomórficos S_{mf} y V_f , tal como proponen Silva *et al.* (2003), se obtiene una señal morfotectónica parecida a la de las fallas extensionales estudiadas por dichos autores en las Cordilleras Béticas y en el área de Valencia, pudiendo incluirse dentro de la Clase 1 ('activa'). No obstante, ya hicimos notar que los episodios de descenso significativo del nivel de base y consiguiente incisión de la red de drenaje podrían haber contribuido a rejuvenecer el frente montañoso, lo que llevaría a sobreestimar la actividad de la falla si tales índices y clasificaciones no se aplican con la necesaria cautela.

Si llevamos la comparación a los resultados obtenidos del estudio paleosísmico, tanto en lo referente a tasas de movimiento (0,25-0,27 mm/a, según el modelo integrado expuesto en el apartado anterior) como a saltos cosísmicos (promedios de 0,8 m en El Hocino y 1,9 m en Los Baños) y periodos de recurrencia (7,4 ka), la falla de Concud parece mostrar un nivel de actividad relativamente elevado. Presenta tasas de desplazamiento más altas, desplazamientos cosísmicos mayores y periodos de recurrencia medios menores que otras estructuras pertenecientes al dominio intraplaca del noreste peninsular afectado por el mismo *rifting* neógeno-cuaternario. Dichos parámetros paleosísmicos sólo son comparables a los citados para fallas de desgarre de las Cordilleras Béticas.

A primera vista, pues, la falla de Concud puede parecer anómalamente activa dentro de su contexto sismotectónico. La explicación probablemente esté relacionada con la posición tectónica particular y el papel que juega la falla de Concud a la hora de acomodar la extensión cortical en su entorno. Mientras que en el este de las Béticas el total de la deformación cortical se distribuye a lo largo de varias grandes fallas, en el caso de la Cordillera Ibérica centro-oriental ninguna falla presenta evidencias de actividad continua durante el Pleistoceno medio-superior comparables a las de la falla de Concud. Mientras la tasa de desplazamiento de la falla de Concud tiende a incrementarse con el tiempo (0,07-0,10 mm/a como promedio desde el mediados del Plioceno, frente a 0,16-0,33 mm/a en el Pleistoceno superior *s.l.*), fallas importantes y próximas como las del Maestrat parecen disminuir su actividad (pasando de 0,06-0,18 mm/a, en el promedio desde el Mioceno final-Plioceno medio, a 0,02-0,05 mm/a, durante el Cuaternario *s.l.*; Simón *et al.*, 2011). Este descenso de la actividad también se produce en estructuras del dominio catalán, como por ejemplo la falla de El Camp, con una tasa media de desplazamiento vertical de unos 0,16 mm/a desde el comienzo del Neógeno (Masana, 1995), que disminuye a 0,02-0,08 mm/a para los últimos 125 ka (Masana *et al.*, 2001a; Perea *et al.*, 2006).

Hay varias explicaciones, complementarias y no incompatibles entre sí, para este patrón de evolución de las fallas. Una es la propagación de la deformación desde la zona interior del Golfo de Valencia hacia el oeste durante el proceso general de *rifting* neógeno-cuaternario (Capote *et al.*, 2002), tendencia que pudo persistir durante el Pleistoceno. Por otra parte, durante la transición plio-

pleistocena, la deformación regional se distribuyó ampliamente a lo largo de varias decenas de estructuras a escala macroestructural, pero parece que en el Pleistoceno se fue concentrando progresivamente en unas pocas fallas. Esta misma tendencia se ha observado, por ejemplo, en los Apeninos centrales (Italia) durante los últimos 0,9 Ma (Roberts *et al.*, 2002). Como consecuencia de la misma, es probable que la falla de Concud haya terminado acomodando gran parte de la extensión cortical total en este sector de la Cordillera Ibérica, lo que podría explicar las tasas de desplazamiento aparentemente anómalas que se han obtenido. Por último, es necesario recordar la evolución de las direcciones de esfuerzos regionales a lo largo del Neógeno, con el paso de una dirección WNW-ESE para eje S_{Hmin} (σ_3) durante el Mio-Plioceno (Simón, 1982) a una dirección WSW-ENE durante el Plio-Pleistoceno (Simón, 1989; Arlegui *et al.*, 2005). Este cambio pudo favorecer también la activación de las fallas de dirección NW-SE a NNW-SSE (como la de Concud y el resto de fallas que limitan la fosa del Jiloca) en detrimento de las orientadas NNE-SSW a NE-SW (Maestrat y Catalánides).

Hay que precisar asimismo que, a pesar de que la falla de Concud presente una actividad aparentemente elevada dentro de su contexto, su desplazamiento acumulado de 290-300 m está dentro de lo esperable teniendo en cuenta su longitud. Así lo refleja su posición en la Figura 22.5, sobre el diagrama elaborado por Schlische y Anders (1996) recopilando fallas de todo el mundo.

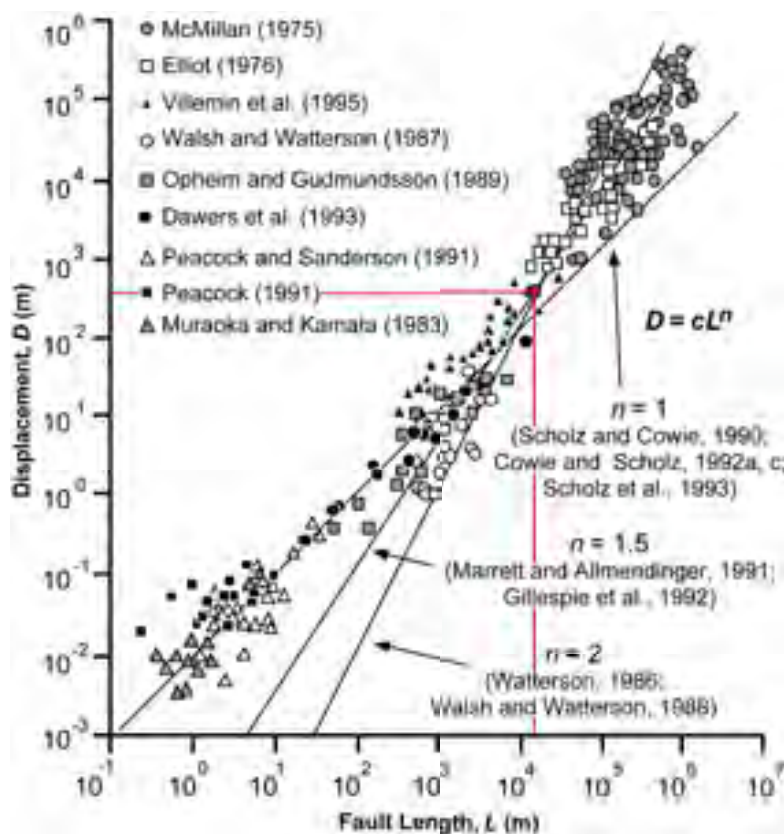


Fig. 22.5. Representación, en escalas logarítmicas, de la relación entre longitud de fallas y desplazamientos totales, según la compilación realizada esencialmente por Cowie y Scholz (1992a) (tomada de Schlische y Anders, 1996). Están indicadas las rectas de regresión propuestas por diferentes autores. Punto y línea rojos: representación de los parámetros correspondientes a la falla de Concud.

Lo mismo ocurre con la valoración de su ritmo o patrón de actividad. Villamor y Berryman (1999) muestran una relación empírica entre tasas de desplazamiento y periodos de recurrencia para un conjunto de fallas activas de todo el mundo de las que dichos parámetros se han obtenido de forma independiente. La relación ilustra la importancia del establecimiento de la tasa de desplazamiento como aproximación de primer orden a la peligrosidad sísmica. Hemos representando sobre el diagrama que elaboran dichos autores (Fig. 22.6) los datos correspondientes a la falla de Concud para su última etapa de movimiento, a partir de 60 ka BP (periodo de recurrencia medio: $9,0 \pm 2,1$ ka; tasa de movimiento: 0,16-0,19 mm/a). Observamos cómo la falla de Concud, si bien queda algo por debajo de la línea de regresión obtenida por Villamor y Berryman (1999), sí que se encuentra dentro del patrón general que dibujan las fallas utilizadas para establecer la relación.

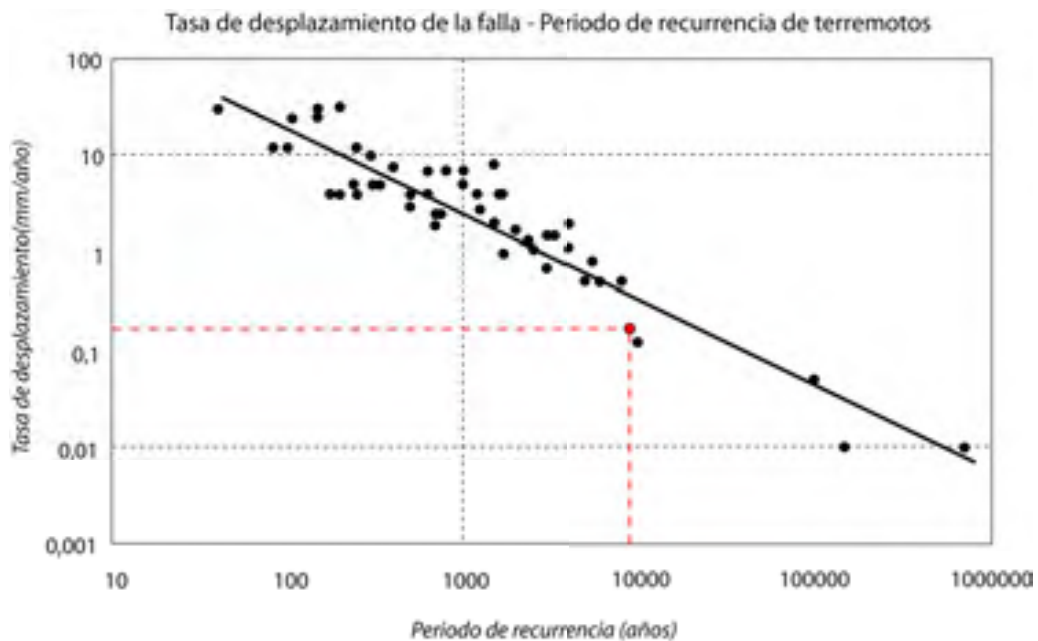


Fig. 22.6. Relación entre tasa de desplazamiento y periodo de recurrencia de terremotos (según recopilación de fallas realizada por Villamor y Berryman, 1999). Rojo: Representación de los valores de la falla de Concud.

22.4. Interacción entre el movimiento de la falla y los dispositivos paleogeográficos y geomorfológicos

De acuerdo con el registro morfosedimentario disponible, cuando se inicia el movimiento extensional de la falla de Concud, a mediados del Plioceno (3,6 Ma), nos encontramos en el interior de la cuenca neógena de Teruel, en un estadio de práctica colmatación de la misma, y con el techo de su relleno (techo de la unidad Páramo 2) enrasado con la Superficie de Erosión Fundamental (Fig. 22.7a). En la zona de estudio queda un extenso retazo de esta última biselando las unidades jurásicas plegadas del Cerro Gordo. Es posible que, enterrada bajo el relleno plio-cuaternario de la fosa del Jiloca, se encuentre la prolongación hacia el oeste de esta superficie de aplanamiento (en lo que debería ser la conexión natural con la Sierra de Albarracín). No obstante, tampoco habría que descartar que el Cerro Gordo fuese, en el estadio último de la cuenca neógena, un enclave sin sedimentación aislado en el interior de la misma.

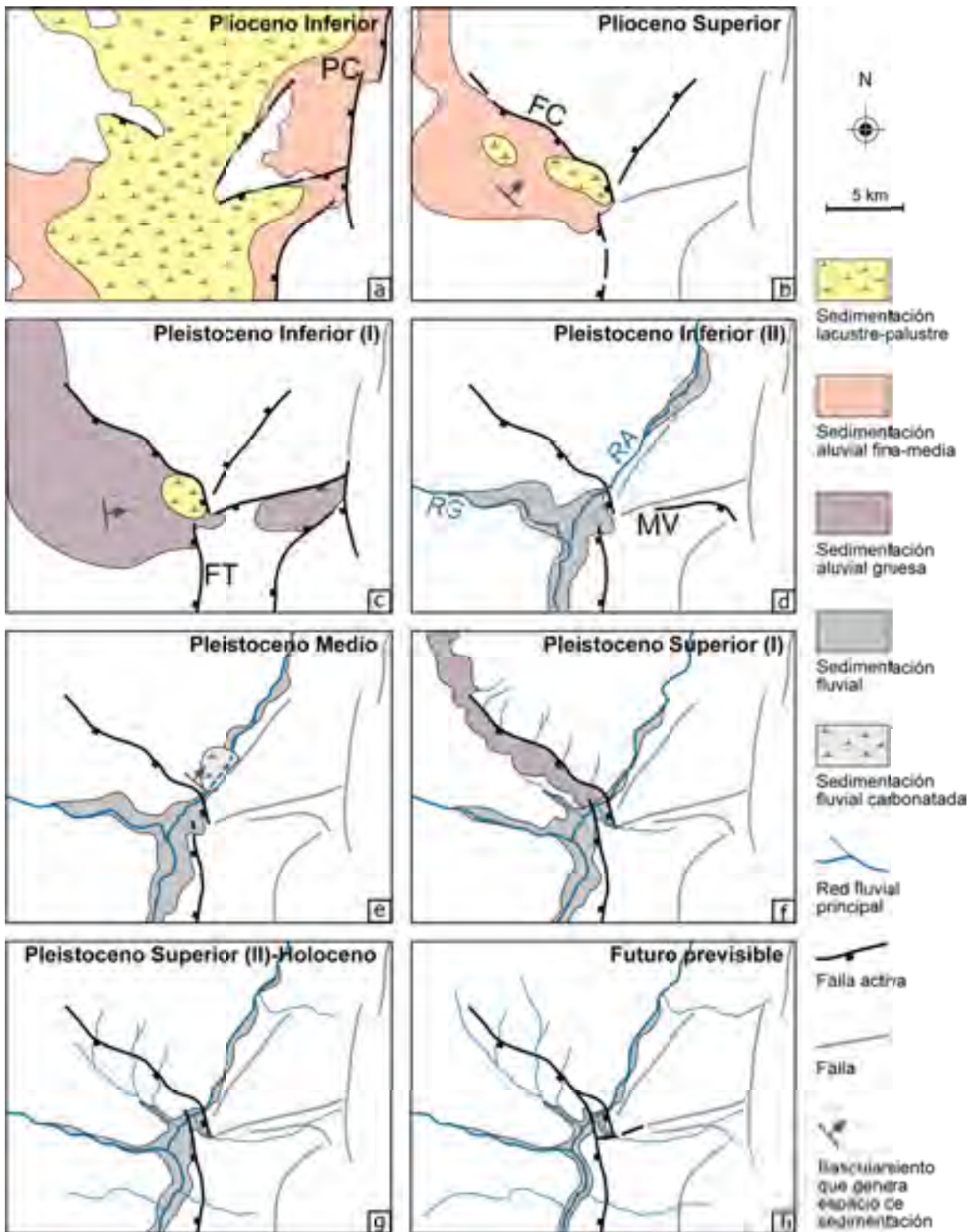


Fig. 22.7. Esquema evolutivo de las relaciones entre fallas recientes, sedimentación y red fluvial en la zona de confluencia de las fosas del Jiloca y Teruel. PC: zona de fallas de la Sierra del Pobo-Corbalán; FC: falla de Concud; FT: falla de Teruel; MV: fallas transversales de Los Mansuetos-Valdecebro; RG: río Guadalaviar; RA: río Alfambra.

La activación de la falla rompe este dispositivo, interrumpe la sedimentación en el bloque levantado y mantiene una pequeña cubeta residual endorreica en el bloque hundido (Fig. 22.7b), a la que habría quedado restringida la sedimentación palustre tardía de la cuenca neógena de Teruel (Moissenet, 1982). Dicha cubeta se aloja en el ángulo donde la falla de Conclud cambia de dirección NW-SE a NNW-SSE, en la parte norte de la zona de relevo con la falla de Teruel. La edad que nos ha proporcionado el yacimiento de macromamíferos *Rotonda Teruel-Centro* (zona MN17, Villafranchiense superior) evidencia que la cubeta lacustre se mantuvo hasta el Pleistoceno inferior. Esa edad es contemporánea de los sistemas aluviales que culminan en los glaciares villafranchienses, datados por macromamíferos en la vecina depresión de La Puebla de Valverde y, por correlación mediante paleomagnetismo, en la propia cuenca de Teruel. La interdigitación observada entre dichos depósitos aluviales y los palustres de la cubeta residual corroboran esa relación lateral. Dado que la cubeta se encuentra en la zona donde confluyen los ríos Alfambra y Guadalaviar-Turia, es bastante improbable que coexistiera con la red fluvial actual, por lo que parte del sistema aluvial debió de verter a principios del Pleistoceno a la cubeta endorreica (Fig. 22.7c).

No es, por tanto, el inicio del movimiento de la falla de Conclud el agente que desencadena el paso franco al exorreísmo en el área de estudio. Antes al contrario, en un contexto regional en el que se ha producido ya probablemente la salida de algunos colectores fluviales al Mediterráneo y el proceso progresivo de captura de las cuencas interiores (Gutiérrez *et al.*, 2008), se mantienen áreas lacustres en zonas de elevada subsidencia tectónica diferencial (Teruel-Conclud y Escorihuela; Moissenet, 1982). Durante todo el Plioceno Superior la red de drenaje tiene aún un nivel de base local en el entorno de Teruel. Este nivel de base local pudo ser un pequeño lago cerrado, aunque también podría haberse tratado de un lago abierto, representando en tal caso un dispositivo de transición entre una cuenca endorreica *s.s.* y la red fluvial exorreica cuaternaria.

Cabría también considerar que fuese la propagación de la falla de Teruel hacia el norte, prolongando la longitud de solapamiento de ambas fallas en la zona de relevo, la desencadenante de la captura de la cubeta endorreica. Si en el tránsito Plioceno-Pleistoceno la falla de Teruel tenía su extremo septentrional en las inmediaciones de lo que ahora es el casco urbano, la cubeta residual quedaría situada en el área de subsidencia máxima, pudiendo haber existido un lago endorreico *s.s.* En el caso de que la falla de Teruel se hubiese propagado ya un par de kilómetros hacia el norte, la cubeta residual quedaría en la zona de relevo entre esta falla y la de Conclud. El desplazamiento de la falla de Teruel podría haber provocado que el drenaje encontrara salida hacia el río Turia. Así, el movimiento alterno de una y otra falla determinarían si la conexión fluvial coexistía con condiciones lacustres en la zona de Masada Cociero o, por el contrario, se producía la captura total. No obstante, los indicios de una posible propagación de la falla de Teruel hacia el norte son posteriores al Pleistoceno Medio, cuando con toda seguridad ya se había instalado la red exorreica, lo cual resta probabilidad a que su movimiento fuera el detonante de la captura.

Por otro lado, es lógico suponer que el momento en que finalmente es capturada cada una de las cuencas interiores neógenas por la red fluvial que drena hacia el Mediterráneo quede marcado en el registro morfosedimentario por un encajamiento, consecuencia del descenso brusco del

nivel de base. En toda el área de Alfambra-Teruel-Concud, los glacis villafranquienses se disponen concordantes sobre las lutitas del Rojo 3 (en continuidad sedimentaria a través de un contacto sólo ligeramente erosivo a escala de afloramiento) y no encajados en ellas. Esto indica que no hubo un descenso brusco del nivel de base, y por tanto la instalación de los sistemas aluviales villafranquienses no constituye por sí misma una evidencia del paso al exorreísmo. Ni siquiera la Terraza Superior del Alfambra-Turia se halla encajada. Sus depósitos se superponen a los del glacis villafranquiense de Gea en la zona de Concud, y constituyen retazos aislados de relación imprecisa al norte de la ciudad de Teruel. Parece, por tanto, que en el bloque hundido de la falla de Concud la subsidencia tectónica aún compensaba en aquel tiempo la tendencia regional al encajamiento de la red fluvial (Fig. 22.7d).

A partir del Pleistoceno inferior sí se nota ya de forma nítida la tendencia al encajamiento erosivo, aunque con episodios intercalados de agradación propiciados por condiciones climáticas adecuadas y por el movimiento recurrente de la falla. La Terraza Media se encuentra siempre encajada (unos 30-40 m) en la Terraza Superior. En cambio, durante la sedimentación de aquella (entre 250 y 116 ka BP, según las dataciones aportadas) pudo haberse producido un episodio de embalsamiento en la zona de Los Baños, y no en el bloque hundido de la falla sino en el levantado (Fig. 22.7e). Esto explicaría las características de la unidad de toba acumulada en dicho bloque, de espesor muy elevado y creciente hacia el norte. Un leve basculamiento de dicho bloque, según el modelo de hombrera (*shoulder*) que el reequilibrio isostático induce en el labio inferior de las fallas extensionales, podría haber bastado para producir ese embalsamiento. Los modelos propuestos por distintos autores demuestran que este mecanismo puede actuar a diferentes escalas temporales y espaciales (e.g. King *et al.*, 1988; Kuszniir *et al.*, 1991).

Entre aproximadamente 110 y 70-75 ka BP hay evidencias de un importante episodio de encajamiento. Es la etapa en que se desdoblaría el subnivel inferior de la Terraza Media, y en la que quizá el encajamiento progresara aun más, hasta alcanzar el nivel de la Terraza Inferior. Es la etapa que en la trinchera de Los Baños queda representada asimismo por una laguna estratigráfica y por un proceso de erosión que podrían haber eliminado una parte del registro sedimentario. Por el contrario, el periodo inmediatamente posterior es una etapa de agradación dominante, responsable principal del desarrollo de los abanicos aluviales en el piedemonte (Fig. 22.7f), y representada como tal en la serie aluvial sintectónica tanto en la trinchera de Los Baños (entre 72 y ca. 60-40 ka BP) como en las de El Hocino (entre 77 y 20 ka BP). Ya hemos indicado anteriormente (capítulo 18) que este periodo coincide con unas condiciones climáticas favorables, marcadas por un máximo glacial en el Pirineo y por la posterior transición a la deglaciación, que en que los sistemas fluviales de la cuenca del Ebro supone un incremento notable en la disponibilidad de agua y sedimentos (Lewis *et al.*, 2009).

Finalmente, en los últimos 20-30 ka se renueva la tendencia a la incisión de la red, produciéndose el encajamiento final de unos 20-30 m entre el nivel de Terraza Inferior y los *talwegs* actuales (Fig. 22.7g), con los escalones de agradación intermedios representados por el subnivel bajo de dicha terraza (ca. 15 ka BP) y por la Terraza Subactual (ca. 3 ka).

22.5. Aproximación al cálculo de peligrosidad sísmica con criterio probabilista

Una vez caracterizada la actividad paleosísmica de la falla de Concud con el registro del que disponemos, es interesante realizar una aproximación al cálculo de la peligrosidad de la falla. Así, podemos utilizar los datos de los periodos intersísmicos de los que disponemos para hacer una previsión del comportamiento de la falla en el futuro. Para ello, debemos basarnos en el concepto de terremoto característico (Schwartz y Coppersmith, 1984) y asumir un proceso cíclico de acumulación y liberación de esfuerzos, aunque con la lógica variabilidad temporal que acompaña a todo proceso natural complejo. Así se definen los denominados *modelos de renovación* o de *tiempo real* (*renewal models*), que consideran que las fallas poseen “memoria” del evento más reciente, de modo que la probabilidad de ocurrencia de un terremoto es dependiente del tiempo transcurrido desde el último de ellos (Schwartz y Coppersmith, 1986).

Analizando la frecuencia de los periodos intersísmicos, vemos que su distribución tiene carácter bimodal (Fig. 22.8). Es fácil apreciar que esta bimodalidad está directamente relacionada con la disminución en la tasa de movimiento que se produce a partir de los 60 ka BP (ver Fig. 22.4). Los periodos intersísmicos son más breves ($4,8 \pm 1,0$ ka) para la etapa de mayor velocidad de la falla (anterior a 60 ka), y más prolongados ($9,0 \pm 2,1$ ka) a partir de esa edad, cuando la tasa de desplazamiento disminuye.

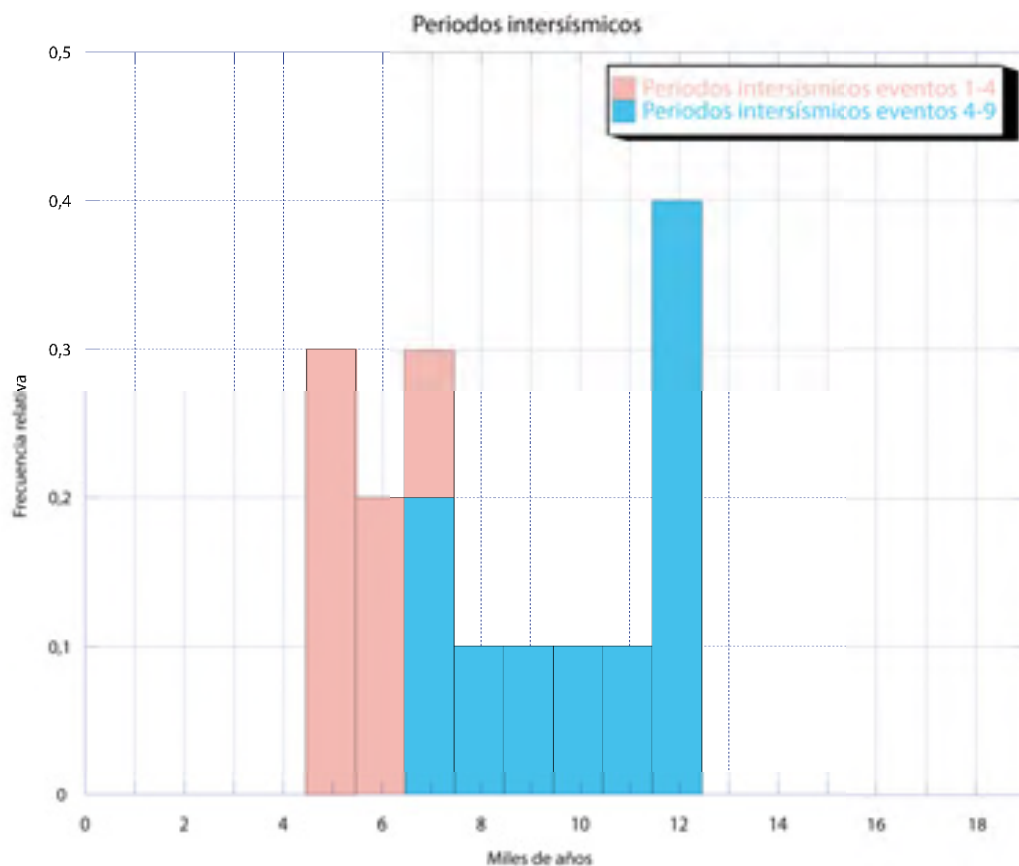


Fig. 22.8. Histogramas de frecuencias de los periodos intersísmicos (rosa: pre-60 ka BP; azul: post-60 ka BP).

Según los modelos de renovación, para calcular la probabilidad de ocurrencia de un terremoto en un periodo de tiempo futuro concreto, los parámetros requeridos son el tiempo transcurrido desde el último de ellos, el valor medio del periodo de recurrencia y su desviación estándar (Schwartz y Coppersmith, 1986). Con la media y la desviación estándar se construye una campana de Gauss a partir de la cual se calcula la probabilidad. En nuestro caso no hemos considerado el periodo de recurrencia medio total para la falla, sino que, dado el cambio de tendencia que se produce a partir de los 60 ka BP, hemos utilizado sólo los periodos intersísmicos calculados para los eventos del segundo tramo. Así, con una curva gaussiana como la de la Figura 22.9, la probabilidad de que suceda un evento en los próximos N años se calcula dividiendo el área bajo la curva comprendida desde T_1 (actualidad) hasta T_2 (plazo para el que se hace la previsión; en nuestro caso, 500 años) entre el área comprendida desde T_1 a T_3 (final de la curva). Las posiciones de T_1 (actualidad) y T_2 en el gráfico se sitúan en relación con la edad del último terremoto (T_0).

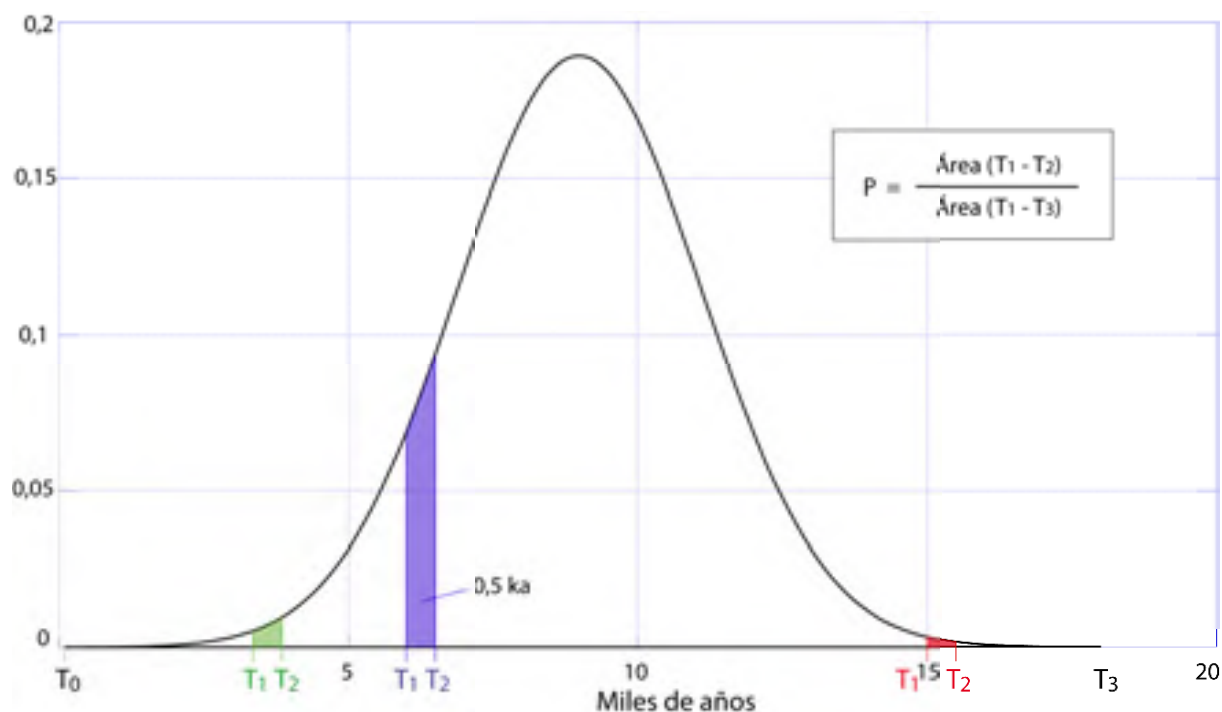


Fig. 22.9. Curva normal de distribución de los lapsos intersísmicos obtenidos para el periodo posterior a 60 ka BP, y cálculo de probabilidad de ocurrencia en un plazo de 500 años. T_0 : último terremoto T_1 : actualidad. T_2 : previsión a 500 años. T_3 : final de la curva. El cálculo se realiza para los tres supuestos de edad del último paleosismo: verde: $T_0 = 3,4$ ka BP; azul: $T_0 = 6$ ka BP; rojo: $T_0 = 15$ ka BP. P: probabilidad de ocurrencia.

Con respecto a la edad del último evento en la falla, aunque conocemos con gran precisión la del evento registrado en la trinchera de Masada Cociero (15 ka), no tenemos la certeza de que haya sido el último. Ya advertimos en el capítulo 21 que, en realidad, desconocemos la historia de la falla comprendida entre los 15 ka y los 3,4 ka BP, y que sólo podemos afirmar con muy alta probabilidad que ningún paleosismo con ruptura superficial se ha producido después de esta última fecha (edad de los depósitos de la Terraza Subactual del Alfambra, que fosilizan la falla). En esta situación de ambigüedad, hemos creído conveniente hacer el cálculo probabilístico para los próximos 500 años considerando tres supuestos:

a) Supuesto más favorable: que el último evento se haya producido justo antes de los 3,4 ka BP.

b) Supuesto intermedio: que el último evento se haya producido hace 6 ka, es decir, 9 ka (periodo de recurrencia medio de nuestra serie paleosísmica) después del evento registrado en Masada Cociero.

c) Supuesto menos favorable: que el último evento ocurrido sea realmente el de Masada Cociero (15 ka BP).

Los resultados de nuestros cálculos indican que la probabilidad de que en la falla de Concud suceda un gran terremoto (magnitud momento en torno a 6,8; intensidad probable de IX-X) en los próximos 500 años sería:

a) En el supuesto más favorable: probabilidad de ocurrencia del 0,4 %

b) En el supuesto intermedio: probabilidad de ocurrencia del 4,4 %

c) En el supuesto menos favorable: probabilidad de ocurrencia del 39,1 %

Dada la falta de información en el tiempo comprendido entre los 15 y los 3,4 ka BP, no nos es posible afinar más en los cálculos de peligrosidad sísmica ni conocer cuál de los tres supuestos considerados para la edad del último evento es el más correcto. Es éste un aspecto que queda abierto a futuras investigaciones.

22.6. Previsión de evolución futura de las fallas de Concud y Teruel

Si bien en el capítulo 6 ya hemos discutido y concluido la improbable conexión geométrica y cinemática de las fallas de Concud y Teruel, hay indicios para pensar que dichas fallas puedan encontrarse en una etapa previa a su unión (Fig. 22.7h).

Según Peacock y Sanderson (1991, 1994), existen cuatro etapas principales para la evolución de una zona de relevo entre dos fallas normales: en la etapa 1 las dos fallas, subparalelas y no coplanares, no interactúan; en la etapa 2 se genera entre las dos fallas un monoclin de acomodación (*relay ramp*), por el que se transfiere el desplazamiento de una a otra; en la etapa 3 el monoclin comienza a fracturarse por discontinuidades transversales (*breached ramp*); por último, en la etapa 4, el monoclin queda destruido al unirse ambas fallas en una única estructura de traza irregular. Según este modelo, la zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel se encontraría en la etapa 3, ya que muestra un monoclin de acomodación fracturado, pero sin que exista evidencia de conexión entre las fallas principales.

Cartwright *et al.* (1995), Gupta y Scholz (2000) y Gawthorpe y Leeder (2000) presentan modelos evolutivos similares, a cada una de cuyas etapas se asocia un patrón característico de perfil distancia-salto, así como determinadas fluctuaciones en la relación desplazamiento máximo/longitud que explicarían la variabilidad de esta ratio en fallas naturales. A modo de ejemplo, Gawthorpe y Leeder (2000) distinguen tres etapas (Fig. 22.10): (A) iniciación, (B) interacción y enlace, y (C) desarrollo de

la zona de falla continua. La interacción mecánica entre las fallas antes de su unión hace que sus saltos aumenten cerca de los extremos sin aumentar proporcionalmente su longitud, con lo cual la relación D/L aumenta transitoriamente (Fig. 22.10A). Tras la unión, la nueva falla resultante ha aumentado súbitamente su longitud, y la relación D/L disminuye por debajo de lo normal (Fig. 22.10B). Tiempo después, la falla aumenta progresivamente su desplazamiento sin incrementar la longitud y hasta normalizar la relación D/L (Fig. 22.10C).

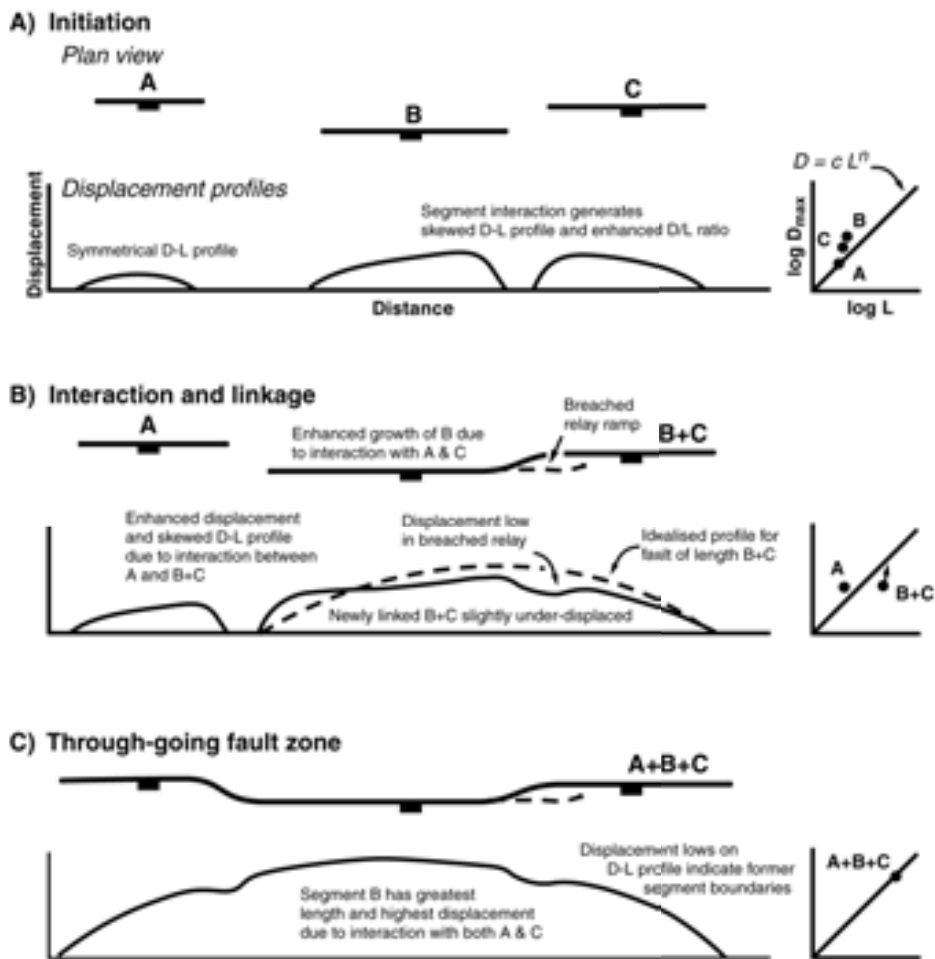


Fig. 22.10. Modelo de evolución de tres segmentos de falla que coalescen para producir una zona de falla compleja. (A) Etapa de iniciación de las fallas, (B) etapa de interacción y enlace, (C) desarrollo de la zona de falla continua. Notar cómo la interacción entre segmentos produce perfiles de desplazamiento asimétricos, y que el desplazamiento (D) y longitud (L) evolucionan de manera que la unión de la zona de falla presenta características similares a las de cada segmento de falla aislado. Tomada de Gawthorpe y Leeder 2000).

La Figura 22.11 muestra los perfiles distancia-salto que hemos elaborado para las fallas de Concud y Teruel a partir de los mapas de contornos estructurales de las Figuras 6.2 y 9.2 (curvas violeta y verde, respectivamente), así como el perfil conjunto para ambas (azul). Las curvas individuales muestran ciertas irregularidades, con saltos máximos cerca del monoclinal de acomodación, y un brusco descenso del desplazamiento (alto gradiente) en la zona de relevo entre ambas fallas. La curva conjunta mantiene un mínimo muy acusado en la zona de relevo, lo que indica que la transferencia de salto entre ambas fallas es incipiente y confirma la idea de que se trata de fallas nucleadas de forma independiente (Peacock y Sanderson, 1991; Huggins *et al.*, 1995). Estos rasgos permitirían situar el relevo de las fallas de Concud y Teruel en la etapa de iniciación (A) propuesta por Gawthorpe y Leeder (2000) (Fig. 22.10A).

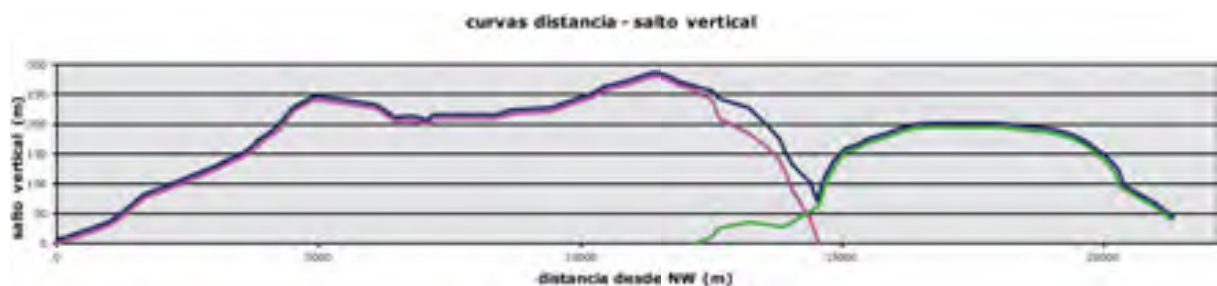


Fig. 22.11. Curvas distancia-salto vertical elaboradas a partir de los mapas de contornos estructurales de las Figuras 6.2 y 9.2. Morado: falla de Concud. Verde: falla de Teruel. Azul: curva combinada de ambas fallas.

Es interesante notar que, en el caso de la falla de Teruel, tras un elevado gradiente de salto en el tramo en que se acerca a la falla de Concud (en torno a la abscisa 15000, poco antes de que la traza cartográfica de aquélla se pierda), muestra una fuerte reducción de gradiente coincidiendo con la zona de solape entre ambas. Hemos de recordar que este último tramo de la falla, y por tanto la existencia de dicho solape, ha sido inferido de observaciones puntuales y no de evidencias cartográficas concluyentes. No obstante, de ser real, su patrón de variación de salto es exactamente el que Willemse *et al.* (1996) describen como característico de las fallas que se solapan en longitud, y resultaría coherente con una propagación muy reciente de la falla de Teruel en dicho tramo (Pleistoceno Medio-Superior, según las observaciones de campo).

En definitiva, la zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel se encontraría en un estadio intermedio entre la independencia completa y la conexión. La ausencia de evidencias de conexión estructural no es contradictoria con la interacción mecánica entre ambas que sus perfiles distancia-salto ponen de manifiesto. Esa interacción mecánica consiste esencialmente en la interferencia entre sus respectivos campos de esfuerzos perturbados cerca de los extremos de falla, materializada en la superposición parcial de los campos de deformación elástica asociada. Tal situación es definida por Childs *et al.* (1995) como *interdependencia cinemática*. Sin embargo, ese concepto no equivale al de *compatibilidad cinemática* que hemos manejado en nuestro trabajo, entendida ésta como movimiento coherente en una dirección de transporte común de dos segmentos geométricos de falla o de dos fallas contiguas. Así, hemos visto cómo todo el bloque superior de la falla de

Concud se movía con una misma dirección de transporte sobre sus segmentos de dirección NW-SE y NNW-SSE, mientras que la falla de Teruel lo hace en una dirección distinta; por tanto, las fallas de Concud y Teruel no muestran coherencia cinemática, aunque sí síntomas claros de interacción. Por otro lado, la falta de una transferencia completa de salto entre ambas fallas indica que éstas no han alcanzado tampoco el estadio de *coherencia geométrica*, tal como la definen Walsh y Waterson, 1991 y Childs *et al.*, 1995), al que es presumible que tenderán conforme avance el proceso de conexión.

Es razonable suponer que las fallas de Concud y Teruel, aunque hoy en día son estructuras individuales, se encuentran en la etapa previa a su unión. No podemos asegurar cuál es el mecanismo más probable por el que ésta tenga lugar. De continuar la propagación hacia el norte que parece haber experimentado la falla de Teruel en el Pleistoceno Medio-Superior, la conexión se produciría al alcanzar aquélla a la falla de Concud (Fig. 22.7h), quedando el segmento de Los Baños como una *splay fault* probablemente inactiva (Childs *et al.*, 1995). No obstante, tampoco habría que descartar que la red de fracturas de Los Mansuetos rompiese transversalmente la zona de relevo, resolviéndose todo el desplazamiento en una falla de transferencia (*transfer fault* de Gibbs, 1984).

El perfil distancia-desplazamiento individual para la falla de Concud (línea violeta en la Fig. 22.11), con dos máximos de desplazamiento y una zona ligeramente deprimida entre ambos, sugiere que este fenómeno de coalescencia ocurrió ya en el pasado, según criterio utilizado por Gawthorpe y Leeder (2000; comparar con el perfil de la Figura 22.10B) o Cowie y Roberts (2001). Por tanto, el origen de la falla de Concud se encuentra probablemente en dos estructuras individuales que se unieron para dar lugar a la falla tal y como la conocemos hoy. El límite entre aquéllas habría estado próximo a la zona de tránsito entre el sector noroccidental, dominado por materiales mesozoicos en el bloque levantado, y el suroriental, donde la falla corta ya el Neógeno. Su posible conexión futura con la falla de Teruel representaría simplemente la progresión de esa misma tendencia.

24. CONCLUSIONES

Sobre la geometría, cinemática y dinámica de la falla de Concud en su contexto estructural

La falla de Concud es una falla normal plio-cuaternaria que desplaza el relleno de la cuenca neógena de Teruel y forma el borde noreste del sector meridional de la fosa del Jiloca. Su dirección media es NW-SE, que cambia a una dirección cercana a N-S en su extremo sureste. Tiene una longitud aflorante de 14,2 km y no muestra evidencias de segmentación.

La falla de Concud se originó en la etapa de *rifting* del Triásico superior, y sufrió una inversión tectónica positiva durante la compresión paleógena. Tras una nueva inversión negativa, hoy la encontramos como una falla normal prácticamente pura cuyo bloque superior se mueve de forma solidaria y coherente, con una dirección de transporte media hacia N 220° E.

El estudio geológico de superficie y la prospección geofísica indican que las fallas de Concud y Teruel no se encuentran conectadas estructuralmente, existiendo entre ambas una zona de relevo de 1 a 1,5 km de anchura caracterizada por un monoclinial de acomodación (*relay ramp*). Ambas fallas tienen una dirección de transporte distinta (en la falla de Teruel es N 271° E), por lo que tampoco presentan una compatibilidad cinemática que sustente la hipótesis de un movimiento conjunto.

La distribución del salto a lo largo de la falla de Concud muestra un aumento paulatino a partir del extremo noroeste, un máximo absoluto cercano al extremo sureste (salto neto de 290-300 m) y un descenso muy rápido a partir de este último. Esta situación se explica por la interacción de las fallas de Concud y Teruel, que induce un incremento del gradiente de salto en la zona más próxima entre ambas fallas, facilitado asimismo por la influencia de la estructura transversal de Los Mansuetos-Valdecebro.

La subsidencia especialmente alta en el norte de la zona de relevo es responsable de la persistencia de una cubeta lacustre-palustre residual hasta el Pleistoceno inferior, cuyos sedimentos han sido datados gracias al nuevo yacimiento de macromamíferos *Rotonda Teruel-Centro* (zona MN17, Villafranquiense superior). Dicha cubeta es coetánea del sistema de glaciares villafranquiense, el cual, por consiguiente, no debe ser considerado como indicador regional del paso a condiciones exorreicas.

A partir de marcadores estratigráficos de edad conocida se han calculado saltos y tasas para tres periodos temporales, que parecen indicar un régimen de movimiento irregular, con un incremento de velocidad de la falla en el Pleistoceno Medio-Superior:

- Total del periodo de actividad extensional reciente: salto más probable de 290-300 m en 3,6 Ma: tasa neta de 0,08 mm/a.
- Post-Pleistoceno Medio: 39 m de salto en la Terraza Media (edad entre 116 ± 4 ka y $250 \pm 32/-25$ ka): tasa neta entre 0,16 y 0,33 mm/a.
- Post-Pleistoceno Superior: 6,1 m de salto en $77,3 \pm 4,3$ a $74 \pm 8,2$ ka: tasa neta de 0,08 mm/a.

Los valores de los índices geomórficos derivados del análisis del frente montañoso generado por la falla, así como otros rasgos cualitativos del mismo y de su piedemonte, llevan a clasificar la falla de Concud como activa y relativamente rápida. Aunque las características del frente montañoso hacen sospechar que los resultados de los índices pueden haber sido sobrevalorados, las tasas estimadas a partir del análisis geomórfico (entre 0,03 y 0,5 mm/a) concuerdan con las calculadas a partir de los marcadores estratigráficos (entre 0,08 y 0,33 mm/a).

La falla se mueve bajo un campo regional de esfuerzos extensional en el que alternan sistemas de extensión ENE multidireccional, ENE triaxial y ESE multidireccional. Este campo regional se ve perturbado en las inmediaciones de la falla (σ_3 tiende a hacerse paralelo o perpendicular a la misma), así como en la zona de relevo entre las fallas de Concud y Teruel (σ_3 subperpendicular al eje del monoclinial de acomodación). Como consecuencia de los cambios en el estado de esfuerzos (partición o alternancia de los sistemas regionales), la dirección de movimiento de la falla de Concud ha sufrido cambios temporales, oscilando entre SSW y WSW.

La dirección de transporte dominante hacia SW se traduce en un movimiento conducido sobre el tramo de dirección N-S, que tiende a generar un hueco en dicho tramo e induce la acomodación pasiva del bloque superior a modo de *roll-over* lateral. Esto contribuye a la subsidencia tectónica especialmente alta que existe cerca del extremo sureste de la falla.

Sobre los aspectos paleosismológicos de la falla de Concud

A partir de la longitud superficial de la falla se han estimado sus parámetros sísmicos usando diferentes correlaciones empíricas. Según la ecuación propuesta por Stirling *et al.* (2002), que parece ser la más apropiada en el caso de la falla de Concud, se ha obtenido una magnitud (M_w) de 6,8 para el máximo terremoto esperable, con un desplazamiento cosísmico neto de 2,06 m.

La magnitud calculada a partir de la correlación empírica es coherente con la existencia de sismitas en las inmediaciones de la falla de Concud, cuyo desarrollo precisa magnitudes sísmicas comprendidas entre 5-5,5 (magnitud mínima para su formación) y 7-7,5 (umbral que no ha debido de sobrepasarse ya que no se ha encontrado licuefacción en gravas).

El estudio paleosismológico en cuatro trincheras (Los Baños, El Hocino H1 y H2, y Masada Cociero) ha permitido reconstruir una sucesión de nueve eventos comprendidos entre 74,5 y 15 ka BP, cuatro de los cuales han podido correlacionarse entre las distintas trincheras. Su periodo de recurrencia medio es de 7,4 ka, con un rango de lapsos intersísmicos comprendido entre 4 y 11 ka.

El grado de actividad paleosísmica registrada difiere bastante entre la zona central de la falla (trincheras de El Hocino) y el sector suroriental (Los Baños y Masada Cociero): (i) la tasa media de desplazamiento obtenida en las trincheras de El Hocino es de 0,05 mm/a, frente a 0,29 mm/a en Los Baños; (ii) los saltos cosísmicos netos promedian 0,8 m en El Hocino y 1,9-2,0 m en Los Baños y Masada Cociero; (iii) los lapsos intersísmicos oscilan entre 5,5 y 20 ka (media de 13,4 ka) en El Hocino, y entre 4 y 11 ka (media de 7,9 ka) en Los Baños. Esta diferencia de actividad registrada parece deberse a la concurrencia de dos factores:

- En la mayoría de los casos el desplazamiento en el sector central se ha repartido entre varias trazas de la falla, de forma que el número de eventos, el salto y la tasa registrados en El Hocino son tan sólo una parte del total.

- En el extremo suroriental hay un salto y una tasa anómalamente elevados debido a la interacción mecánica con la falla de Teruel y a la acomodación de tipo *roll-over* lateral que produce su movimiento conducido (facilitada, a su vez, por la estructura E-W de Los Mansuetos-Valdecebro, que desacopla el bloque superior de la falla).

En consecuencia, los saltos y tasas obtenidos en las trincheras de El Hocino no serían completamente representativos del funcionamiento de la falla de Concud porque parecen expresar sólo parte del desplazamiento total. En el sector SE, no reflejan el funcionamiento de la falla por sí sola, ya que reflejan desplazamientos incrementados por la influencia de la falla de Teruel. Esto demuestra que sólo el conocimiento detallado del contexto estructural y morfosedimentario de una falla permite valorar correctamente los resultados paleosismológicos.

Evaluando toda la sucesión de eventos, se ha comprobado que a lo largo del Pleistoceno Superior ha habido un cambio en el régimen de movimiento de la falla: se produce una deceleración a partir de 60 ka BP, pasando de tasas muy elevadas (0,52 mm/a) a tasas más moderadas (entre 0,16 y 0,19 mm/a).

Aunque no conocemos con seguridad la edad del último pulso de movimiento, nuestra información indica que ocurrió uno hace 15 ka, y que no se ha registrado ninguno después de 3,4 ka BP. Hemos realizado un cálculo probabilista de peligrosidad teniendo en cuenta diferentes escenarios. La probabilidad de que ocurra un terremoto de magnitud en torno a 6,8 en los próximos 500 años es: (a) 0,4 % si el último evento tuvo lugar hace aproximadamente 3,4 ka; (b) 4,4 % si tuvo lugar hace aproximadamente 6 ka; (c) 39,1 % si ocurrió hace 15 ka.

Consideraciones finales

Todos los resultados obtenidos indican que la falla de Concud es una estructura moderadamente activa, comparable a las fallas normales de las Cordilleras Béticas y a algunas otras de “segundo nivel” de otras zonas activas del mundo. Su tasa de movimiento puede parecer anómalamente rápida teniendo en cuenta su contexto tectónico y sísmico. La explicación parece estar en que, a lo largo del Pleistoceno, la actividad extensional en la Cordillera Ibérica centro-oriental se fue concentrando progresivamente en unas pocas fallas, y que la de Concud acabó acomodando gran parte de la extensión cortical de esta región.

Es probable que las fallas de Concud y Teruel se encuentren en una fase próxima a su unión, tal y como parecen indicar las características de la zona de relevo y de los perfiles distancia-desplazamiento a lo largo de sus trazas.

BIBLIOGRAFÍA

- ADROVER, R. (1975). Principales yacimientos paleomastológicos de la provincia de Teruel y su posición estratigráfica relativa. En: *Actas I Coloquio Internacional del Neógeno Superior-Cuaternario Inferior* (M.T. Alberdi y E. Aguirre, eds.), Madrid, 31-48.
- ADROVER, R. (1986). *Nuevas faunas de roedores en el Mio-plioceno continental de la región de Teruel (España). Interés biostratigráfico y paleoecológico*. Instituto de Estudios Turolenses, 433p.
- AITKEN, M.J. (1985). *Thermoluminescence Dating*, Academic Press, New York
- AITKEN, M.J. (1998). *An Introduction to Optical Dating: the Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photonstimulated Luminescence*. Oxford Science Publications. 267 p.
- AKI, K. (1966). Generation and Propagation of G waves from de Niigata earthquake of June 16, 1964. Part 2. Estimation of earthquake movement, released energy, and stress-strain drop from the G wave spectrum. *Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo*, **44**, 73-88.
- ALCALÁ, L. (1994). *Macromamíferos neógenos de la fosa de Alfambra-Teruel*. Instituto de Estudios Turolenses-Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, 554p.
- ALCALÁ, L., ALONSO-ZARZA, A.M., ÁLVAREZ SIERRA, M.A., AZANZA, B., CALVO, J.P., CAÑAVERAS, J.C., VAN DAM, J.A., GARCÉS, M., KRIIGSMAN, W., VAN DER MEULEN, A.J., MORALES, J., PELÁEZ-CAMPOMANES, P., PÉREZ GONZÁLEZ, A., SÁNCHEZ MORAL, S., SANCHO, R. Y SANZ RUBIO, E. (2000). El registro sedimentario y faunístico de las cuencas de Calatayud-Daroca y Teruel. Evolución paleoambiental y paleoclimática durante el neógeno. *Rev. Soc. Geol. España*, **13** (2), 323-343.
- ALFARO, J.A., CASAS, A.M. Y SIMÓN, J.L. (1987). Ensayo de zonación sismotectónica en la Cordillera Ibérica, depresión del Ebro y borde sur pirenaico. *Estudios Geol.*, **43**, 445-457.
- ALFARO, P., DOMÈNECH, C., ESTÉVEZ, A. Y SORIA, J.M. (1995). Estructuras de deformación en sedimentos del Cuaternario reciente de la cuenca del bajo Segura (Alicante). Discusión sobre su posible origen sísmico. *Geogaceta*, **17**, 91-94.
- ALFARO, P., ESTÉVEZ, A., MORETTI, M. Y SORIA, J.M. (2000). Estructuras sedimentarias de deformación en el Mioceno superior-Cuaternario de la Cordillera Bética. *Rev. Soc. Geol. España*, **131**(1), 79-89.
- ALFARO, P., DELGADO, J., SANZ DE GALDEANO, C., GALINDO-ZALDÍVAR, J., GARCÍA-TORTOSA, F.J., LÓPEZ-GARRIDO, A.C., LÓPEZ-CASADO, C., MARÍN, C., GIL, A. Y BORQUE, M.J. (2008). The Baza Fault: a major active extensional fault in the Central Betic Cordillera (South Spain). *Int. J. Earth Sci.*, **97**, 1353-1365.
- ALLEN, J.R.L. (1982). *Sedimentary structures: their character and physical basis*. Elsevier, New York, Vol. II, 663 pp.
- ALLEN, C.R. (1986). Seismological and Paleoseismological Techniques of Research in Active Tectonics. En: *Active Tectonics: Impact on Society* (R.E. Wallace, ed.). Washington D.C., National Academy Press, 148-154.
- ALLMENDINGER, R. (2006). FaultKin version 4.3.5., <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/>
- ALONSO-ZARZA, A.M. Y CALVO, J.P. (2000). Palustrine sedimentation in an episodically subsiding basin: the Miocene of the northern Teruel Graben (Spain). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **160**, 1-21.
- ÁLVAREZ, E. Y MELÉNDEZ, F. (1994). Características generales de las subcuencas del margen peninsular mediterráneo ("rift" del surco de Valencia). *Acta Geol. Hisp.*, **29**, 67-79.

- ÁLVARO, M., CAPOTE, R. Y VEGAS, R. (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hisp.*, **14**, 172-177.
- AMBRASEYS, N.N. (1988). Engineering Seismology. *Earthq. Eng. Struct. Dyn.*, **17**, 1-105.
- AMICK, D., GELINAS, R., MAURAT, R., CANNON, D., MOORE, D., BILLINGTON, E. Y KEMPPINEN, H. (1990). Paleoliquefaction features along the Atlantic seaboard. *NUREG/CR-5613 RA. U.S. Nuclear Regulatory Commission*. Washington D.C.
- ANADÓN, P. Y MOISSENET, E. (1996). Neogene basins in the Eastern Iberian Range. En: *Tertiary basins of Spain* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, eds.), Cambridge Univ. Press, 68-76.
- ANGELIER, J. (1979). Recent Quaternary tectonics in the Hellenic Arc: examples of geological observations on land. *Tectonophysics*, **52**, 267-275.
- ANGELIER, J. AND MECHLER, P. (1977), Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *B. Soc. Géol. Fr.*, **19 (7)**, 1309-1318.
- ARLEGUI, L.E., SIMÓN, J.L., LISLE, R.J. Y ORIFE, T. (2004). El campo de esfuerzos extensional plioceno-cuaternario en el entorno de la falla de Conclud (fosa del Jiloca, Teruel). *Geotemas*, **6(3)**, 131-134.
- ARLEGUI, L.E., SIMÓN, J.L., LISLE, R.J. Y ORIFE, T. (2005). Late Pliocene-Pleistocene stress field in the Teruel and Jiloca grabens (eastern Spain): contribution of a new method of stress inversion. *J. Struct. Geol.*, **27**, 693-705.
- ARLEGUI, L.E., SIMÓN, J.L., LISLE, R.J. Y ORIFE, T. (2006). Analysis of non-striated faults in a recent extensional setting: the Plio-Pleistocene Conclud fault (Jiloca graben, eastern Spain). *J. Struct. Geol.*, **28**, 1019-1027.
- ATKINSON, G. (1984). Simple computation of liquefaction probability for seismic hazard applications. *Earthq. Spectra*, **1 (1)**, 107-123.
- AUDEMARD, A. Y DE SANTIS, F. (1991). Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. *Bull. Int. Assoc. Eng. Geol.*, **44**, 5-16.
- AURELL, M., MELÉNDEZ, A., SAN ROMÁN, J., GUIMERÀ, J., ROCA, E., SALAS, R., ALONSO, A., Y MAS, R. (1992). Tectónica sinsedimentaria distensiva en el límite Triásico-Jurásico en la Cordillera Ibérica. *III Congreso Geológico de España, Salamanca*, **1**, 50-54.
- BELL, J.W. Y KATZER, T. (1990). Timing of the late Quaternary faulting in the 1954 Dixie valley earthquake area, Central Nevada. *Geology*, **18**, 622-625. En: *The Geology of Earthquakes* (1997; R.S. Yeats, K. Sieh y C.R. Allen, eds.), Oxford University Press, New York: 568 pp.
- BENSON, A. K. Y MUSTOE, N.B. (1995). Analyzing shallow faulting at a site in the Wasatch fault zone, Utah, USA, by integrating seismic, gravity, magnetic and trench data. *Eng. Geol.*, **40**, 139-156
- BONILLA, M.G. (1970). Surface faulting and related effects. In: *Earthquake Engineering* (R.L. Wiegel, ed.), Prentice-Hall, Englewood Cliffs, J.J., 47-74.
- BONILLA, M.G., MARK, R.K. Y LIENKAEMPER, J.J. (1984). Statistical Relations Among Earthquake Magnitude, Surface Rupture Length, and Surface Fault Displacement. *USGS, Science for a changing world. Open file report*, 84-256.
- BOTT, M.H.P. (1959). The mechanism of oblique-slip faulting. *Geol. Mag.*, **96**, 109-117.

- BULL, WB (1977). *Tectonic geomorphology of the Mojave Desert. U.S. Geological Survey Contract Report 14-08-001-G-394*. Office of Earthquakes, Volcanoes and Engineering, Menlo Park, California, 188 p.
- BULL, W.B. (1978). *Geomorphic tectonic activity classes of the south front of the San Gabriel Mountains, California, U.S. Geol. Surv. Contract Rep. 14-08-001-G-394*, Office of Earthquakes, Volcanoes, and Engineering, Menlo Park, California, 59 p.
- BULL, W.B. (1997). The alluvial fan environment, *Prog. Phys. Geogr.*, **1**, 222-270.
- BULL, W.B. Y McFADDEN, L.D. (1977). Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. En: *Geomorphology in Arid Regions* (D.O. Doehring, ed.), Publications in Geomorphology, State University of New York at Binghamton, 115-138.
- BURBANK, DW Y ANDERSON, RS (2001). *Tectonic Geomorphology*. Blackwell, Oxford, 274 pp.
- CALVO, J.P., ALCALÁ, L., ALONSO ZARZA, A.M., VAN DAM, J. Y GUTIÉRREZ SANTOLALLA, F. (1999). Estratigrafía y estructura del área de Los Mansuetos (Cuenca de Teruel). Precisiones para la definición del estratotipo del Turolense. *Geogaceta*, **25**, 55-58.
- CANORA-CATALÁN, C., VILLAMOR, P., BERRYMAN, K., MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J. Y RAEN, T. (2010) Rupture history of the Whirinaki fault, an active normal fault in the Taupo rift, New Zealand. *New Zealand J. Geol. Geophys.*, **51**, 277 — 293.
- CAPOTE, R., GUTIÉRREZ, M., HERNÁNDEZ, A. Y OLIVÉ, A. (1981). Movimientos recientes en la fosa del Jiloca (Cordillera Ibérica). En: *V Reunión Grupo Español de Trabajo del Cuaternario*, 245-257, Sevilla.
- CAPOTE, R., MUÑOZ, J.A., SIMÓN, J.L., LIESA, C.L. Y ARLEGUI, L.E. (2002). Alpine Tectonics I: The Alpine system north of the Betic Cordillera. En: *Geology of Spain* (W. Gibbons y T. Moreno, eds.), The Geological Society, London, 367-400.
- CAPUTO, R. (1993). Morphogenic earthquakes: A proposal. *Bull. INQUA Neotecton. Comm.*, **16**, 24.
- CAPUTO, R. (1995). Evolution of orthogonal sets of coeval extension joints. *Terra Nova*, **7**, 479-490.
- CARRILLO, L. Y GISBERT, J. (1979). Análisis sedimentológico de unos depósitos tipo “wadi” en el Plio-Cuaternario de Escorihuela (Teruel). *Boletín Geológico y Minero*, **IV**, 329-332.
- CARTWRIGHT, J.A. Y MANSFIELD, C.S. (1998). Lateral displacement variation and lateral tip geometry of normal faults in the Canyonlands National Park, Utah. *J. Struct. Geol.*, **20**, 3-19.
- CARTWRIGHT, J.A., TRUDGILL, B.D. Y MANSFIELD, C.S. (1995). Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands Grabens of SE Utah. *J. Struct. Geol.*, **17**, 1319-1326.
- CASAS, A.M. Y CORTÉS, A.L. (2002). Cenozoic landscape development within the Central Iberian Chain, Spain. *Geomorphology*, **44**, 19-46.
- CELERIER, B. (2010). FSA: Fault & Stress Analysis software, version 33.6, <http://www.pages-perso-bernard-celerier.univ-montp2.fr/software/dcmt/fsa/fsa.html>
- CHEEL, J.R. Y RUST, B.R. (1986). A sequence of soft-sediment deformation (dewatering) structures in Late Quaternary subaqueous outwash near Ottawa, Canada. *Sedim. Geol.*, **47**, 77-93.
- CHENG, S., FANG, Z., YANG, Z. Y YANG, G. (1991). Characteristics of the active normal fault zone along the northern margin of the Yanqing basin at Yaojiaying in Beijing. *Res. Active Faults*, **2**, 131-139.

- CHILDS, C., WATTERSON, J. Y WALSH, J.J. (1995). Fault overlap zones within developing normal fault systems. *J. Geol. Soc. London*, **152**, 535-549.
- CLOETINGH, S., ZIEGLER, P., CORNU, T. Y ENTEC WORKING GROUP (2003). Investigating Environmental Tectonics in Northern Alpine Foreland of Europe. *Eos*, **84** (36), 349-360.
- COJAN, I. Y THIRY, M. (1992). Seismically induced deformation structures in Oligocene shallow-marine and eolian coastal sands (Paris Basin). *Tectonophysics*, **206**, 79-89.
- CORTÉS, A.L. (1999). *Evolución tectónica reciente de la Cordillera Ibérica, Cuenca del Ebro y Pirineo centro-occidental*. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 409p.
- CORTÉS, A.L. Y SIMÓN, J.L. (1997). Campo de esfuerzos recientes en la fosa de Alfambra-Teruel-Mira. Actas III Congreso del Grupo Español del Terciario, Cuenca. En: *Avances en el conocimiento del Terciario Ibérico* (J.P. Calvo y J. Morales, eds.), UCM-CSIC, 65-68.
- CORTÉS, A.L. Y CASAS, A.M. (2000). ¿Tiene el sistema de fosas de Teruel origen extensional? *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **13**, 445-470.
- CORTÉS, A. L.; CASAS, A.M., Y SIMÓN, J.L. (2000). Coexistencia de varias direcciones de esfuerzos recientes (Mioceno superior-Cuaternario) en la Cordillera Ibérica. *Geotemas*, **1 (1)**, 53-56.
- COWIE, P.A. (1998). A healing-reloading feedback control on the growth rate of seismogenic faults. *J. Struct. Geol.*, **20**, 1075-1087.
- COWIE, P.A. Y SHIPTON, Z.K. (1998). Fault tip displacement gradients and process zone dimensions. *J. Struct. Geol.*, **20**, 983-997.
- COWIE, P.A. Y SCHOLZ, C.H. (1992a). Displacement-length scaling relationships for faults: data synthesis and discussion. *J. Struct. Geol.*, **14**, 1149-1156.
- COWIE, P.A. Y SCHOLZ, C.H. (1992b). Physical explanation for the displacement-length relationship of faults using a post-yield fracture mechanics model. *J. Struct. Geol.*, **14**, 1133-1148.
- COWIE, P.A., GUPTA, S. Y DAWERS, N.H. (2000). Implications of fault array evolution for synrift depocentre development: insights from a numerical fault growth model. *Basin Res.*, **12**, 241-261.
- CRONE, A.J. Y HALLER, K.M. (1991). Segmentation and the coseismic behavior of Basin and Range normal faults: examples from east-central Idaho and southwestern Montana, U.S.A. *J. Struct. Geol.*, **13 (2)**, 151-164.
- CRONE, A.J., M.N. MACHETTE, Y J.R. BOWMAN (1992), Geological investigations of the 1988 Tennant Creek, Australia, earthquakes - Implications for paleoseismicity in stable continental regions. *U.S. Geol. Surv. Bull.*, **2032-A**, 51 p.
- DAVENPORT, C.A., LAP, J.M.J., MAURENBRECHER, P.M. Y PRICE, D.G. (1994). Liquefaction potential and dewatering injection structures at Herkenbosch: field investigations of the effects of the 1992 Roermond earthquake, the Netherlands. *Geol. Mijnbouw*, **73**, 365-374.
- DAWERS, N.H., ANDERS, M.H. Y SCHOLZ, C.H. (1993). Growth of normal faults: Displacement-length scaling. *Geology*, **21**, 1107-1110.
- DEMANET, D., RENARDY, F., VANNESTE, K., JONGMANS, D., CAMELBECK, T. Y MEGHRAOUI, M. (2001). The use of geophysical prospecting for imaging active faults in the Roer Graben, Belgium. *Geophysics*, **66**, 78-89.

- DEPOLO, C.M., CLARK, D.G., SLEMMONS, D.B. Y AYMARD, W.H. (1989). Historical Basin and Range province surface faulting and fault segmentation. *U.S. geol. Surv. Open-file Rep.*, **89-315**, 131-163.
- DEPOLO, C.M. Y SLEMMONS, D.B. (1990). Estimation of earthquake size for seismic hazards. Geological Society of America. *Rev. Eng. Geol.*, **8**, 1-22.
- DEPOLO, C.M., CLARK, D.G., SLEMMONS, D.B. Y RAMELLI, A.R. (1991). Historical surface faulting in the Basin and Range province, western North America: implications for fault segmentation. *J. Struct. Geol.*, **13**(2), 123-136.
- DE VICENTE, G., VEGAS, R. Y CASAS, A. (2004). Estructura y evolución alpina de la Cadena Ibérica. En: *Geología de España* (J.A. Vera, ed.), Pral. Sociedad Geológica de España/Instituto Geológico y Minero de España, 884 pp.
- DEWEY, J.W. (1987). Instrumental seismicity in the Rainbow Mountain-Fairview Peak-Dixie Valley, Nevada, region 1954-1959. *J. Geophys. Res.*, **91**, B12, 12572-12586.
- ESRI INC. (2005) ArcGIS 9.1. ESRI Inc., Redlands, California.
- ETCHECOPAR, A. (1984). *Etude des états de contraintes en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique)*. Ph. D. thesis, USTL Montpellier: 270p.
- ETCHECOPAR, A., VASSEUR, G. Y DAIGNIÈRES, M. (1981). An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *J. Struct. Geol.*, **3**, 51-65.
- EZQUERRO, L., PESQUERO, M.D., ARLEGUI, L.E., LIESA, C.L., LUQUE, L., LAUENTE, P., RODRÍGUEZ-PASCUA, M.A. Y SIMÓN, J.L. (2011). Una cubeta lacustre residual con fauna del Pleistoceno inferior (MN 17) en el extremo SE de la falla de Concud (Teruel, Cordillera Ibérica). *7º ConGET. Congreso del Grupo Español del Terciario*, Requena (Valencia).
- GABINETE GEOLÓGICO DE LA DIPUTACIÓN DE TERUEL (1991). Sondeos RPCH-1 a RPCH-3. En: *Resultado de la campaña de sondeos de investigación en la finca "El Chantre" de Teruel*. Informe inédito.
- GALLI, P. (2000). New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction. *Tectonophysics*, **324**, 169-187.
- GALLI, P. Y MELONI, F. (1993). Nuovo catalogo dei processi di liquefazione avvenuti in occasione dei terremoti storici in Italia. *Il Quaternario*, **6** (2), 271-292.
- GARCÉS, M., KRIJGSMAN, W., VAN DAM, J., CALVO, J.P., ALCALÁ, L. Y ALONSO-ZARZA, A.M. (1997). Late Miocene alluvial sediments from the Teruel area: Magnetostratigraphy, magnetic susceptibility, and facies organization. *Acta Geol. Hisp.*, **32**, 171-184.
- GARCÍA-TORTOSA, F.J., SANZ DE GALDEANO, C., SÁNCHEZ-GÓMEZ, M. Y ALFARO, P. (2008) Geomorphologic evidence of the active Baza Fault (Betic Cordillera, South Spain). *Geomorphology*, **97**, 374–391.
- GAWTHORPE, R.L. Y LEEDER, M.R. (2000). Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Res.*, **12**, 195-218.
- GELINAS, R.L. (1986). *Mineral alterations as a guide to the age of sediments vented by prehistoric earthquakes in the vicinity of Charleston, S. Carolina*. M.S. Thesis, Univ. of N.C.: 304 p.
- GILLESPIE, P.A., WALSH, J.J. Y WATTERSON, J. (1992). Limitations of dimensions and displacement data from single faults an the consequences for data analysis and interpretation. *J. Struct. Geol.*, **14**, 1157-1172.

- GODOY, A., RAMÍREZ, J.I., OLIVÉ, A., MOISSENET, E., AZNAR, J.M., ARAGONÉS, E., AGUILAR, M.J., ALBERDI, M.T., GINER, J., GUTIÉRREZ ELORZA, M., PORTERO, J.M. Y GABALDÓN, V. (1983a). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº567 (Teruel)*, IGME, Madrid.
- GODOY, A., OLIVÉ, A., MOISSENET, E., GUTIÉRREZ, M., AGUILAR, M.J., RAMÍREZ, J., ARAGONÉS, E., GINER, J. Y PORTERO, J.M. (1983b). *Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja nº 590 (La Puebla de Valverde)*. IGME, Madrid.
- GONZÁLEZ, A. Y GUIMERÀ, J. (1998). El relieve de la Cadena Ibérica como producto de la compresión alpina. *Geogaceta*, **24**, 163-166.
- GONZÁLEZ DE VALLEJO, L.I. (2002). Riesgo sísmico. En: *Ingeniería geológica*, (L.I. González de Vallejo, coord.), Prentice Hall, Madrid, 665-695.
- GOOGLE (2011). <http://www.google.es/intl/es/earth/index.html>
- GRACIA, F.J. (1990). *Geomorfología de la región de Gallocanta (Cordillera Ibérica Central)*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza.
- GRACIA, F.J., GUTIÉRREZ, M. Y LERÁNOZ, B. (1988). Las superficies de erosión neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Rev. Soc. Geol. España*, **1**, (1-2), 135-142.
- GRACIA, F.J., GUTIÉRREZ, F. Y GUTIÉRREZ, M. (2003). The Jiloca karst polje-tectonic graben (Iberian Range, NE Spain). *Geomorphology*, **52**, 215-231.
- GRACIA, F.J., GUTIÉRREZ, F. Y GUTIÉRREZ, M. (2008). Reply to J.C. Rubio & J.L. Simón (2007): "Tectonic subsidence vs. erosional lowering in a controversial intramontane depression: the Jiloca basin (Iberian Chain, Spain)" (*Geological Magazine*, 144(1), 127-141). *Geol. Mag.*, **145(4)**, 591-597.
- GRANIER, T. (1985). Origin, dumping and pattern of development of faults in granite. *Tectonics*, **4**, 721-737.
- GRÜNTAL, G. (1998). *European Macroseismic Scale 1998 (EMS-1998)*. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie 15, Luxembourg, 99 p.
- GUIMERÀ, J. Y GONZÁLEZ, A. (1998). Edad Oligoceno superior-Mioceno inferior para las superficies de erosión conservadas en el flanco SW de la cubeta de Bordón (provincia de Teruel, España). *Geogaceta*, **24**, 155-158.
- GUIRAUD, M. Y PLAZIAT, J.C. (1993): Seismites in the fluviatile Bima sandstones: identification of paleoseisms and discussion of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria). *Tectonophysics*, **225**, 493-522.
- GUPTA, S. Y SCHOLZ, C.H. (2000). A model of normal fault interaction based on observations and theory. *J. Struct. Geol.*, **22**, 865-880.
- GUTIÉRREZ, M. Y PEÑA, J.L. (1976). Glacis y terrazas en el curso medio del río Alfambra (provincia de Teruel). *Bol. Geol. y Min.*, **87**, 561-570.
- GUTIÉRREZ, M. Y GRACIA, F.J. (1997). Environmental interpretation and evolution of the Tertiary erosion surfaces in the Iberian Range (Spain). En: *Palaeosurfaces: Recognition, Reconstruction and Palaeoenvironmental Interpretation* (M. Widdowson, ed.), *Geological Society Special Publication*, **120**, 147-158.
- GUTIÉRREZ, M., PEÑA, J.L., RODRÍGUEZ, J. Y SIMÓN, J.L. (1984). Criterios geomorfológicos aplicados al estudio de la neotectónica en áreas continentales (ejemplos en la Cadena Ibérica, Depresión del Ebro y Pirineos). *Energía Nuclear*, **149-150**, 217-222.

- GUTIÉRREZ, F., GRACIA, F.J. Y GUTIÉRREZ, M. (1996). Consideraciones sobre el final del relleno endorreico de las fosas de Calatayud y Teruel y su paso al exorreísmo. Implicaciones morfoestratigráficas y estructurales. *Cuad. Laboratorio Xeoloxico de Laxe*, **21**, La Coruña, 23-43.
- GUTIÉRREZ, F., GUTIÉRREZ, M. Y GRACIA, F.J. (2005). Karst, neotectonics and periglacial features in the Iberian Range. *Field Trip Guide-C5, Sixth International Conference on Geomorphology*, Zaragoza, 64 pp.
- GUTIÉRREZ, F., GUTIÉRREZ, M., GRACIA, F.J., McCALPIN, J.P., LUCHA, P. Y GUERRERO, J. (2008). Plio-Quaternary extensional seismotectonics and drainage network development in the central sector of the Iberian Range (NE Spain). *Geomorphol.*, **102**, 21-42.
- GUTIÉRREZ, F., MASANA, E., GONZÁLEZ, A., LUCHA, P., GUERRERO, J. Y McCALPIN, J.P. (2009). Late Quaternary paleoseismic evidence on the Munébrega half-graben fault (Iberian Range, Spain). *Int J Earth Sci.*, **98**, 1691-1703.
- GUTIÉRREZ, F., LUCHA, P., GUERRERO, J., GUTIÉRREZ, M. Y CARBONEL, D. (2011). Discussion on the article "Paleoseismological analysis of an intraplate extensional structure: the Conclud fault (Iberian Chain, Eastern Spain)" by P. Lafuente, L.E. Arlegui, C.L. Liesa, and J.L. Simón (Int. J. Earth. Sci.). *Int. J. Earth. Sci.*, DOI 10.1007/s00531-011-0660-4
- GWENDOLYN, P., BUCHMANN, T.J., CONNOLLY, P., VAN BALEN, R.T., WENZEL, F. Y CLOETINGH, S.A.P.L. (2005). Interplay between tectonic, fluvial and erosional processes along the Western Border Fault of the northern Upper Rhine Graben, Germany. *Tectonophysics*, **406**, 39–66.
- HACK, J.T. (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index, *U.S. Geol. Surv. J.Res.*, **1**, 421-429.
- HARKINS, N.W., ANASTASIO, D.J. Y PAZZAGLIA, F.J. (2005). Tectonic geomorphology of the Red Rock fault, insights into segmentation and landscape evolution of a developing range front normal fault. *J. Struct. Geol.*, **27**, 1925-1939
- HARMON, R.S., THOMPSON, P., SCHWARCZ, H.P. Y FORD, F.C. (1975). Uranium-series dating of speleothems. *Nat. Spel. Soc. Bull.*, **37**, 21–33.
- HEMPTON, M.R. Y DEWEY, J.S. (1983). Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, Southeast Turkey. *Tectonophysics*, **98**, T7-T14.
- HERNÁNDEZ, A., RAMÍREZ, J.I., OLIVÉ, A., RIBA, O., ARAGONÉS, E., AGUILAR, M.J., RAMÍREZ DEL POZO, J., LEAL, M.C., GINER, J., GUTIÉRREZ, M., GOY, A., COMAS, M.J., PORTERO, J.M. Y GABALDÓN, V. (1983). "Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja n^o566 (Cella)", IGME.
- HERRAIZ, M., DE VICENTE, G., LINDO-ÑAUPARI, R., GINER, J., SIMÓN, J.L., GONZÁLEZ-CASADO, J.M., VADILLO, O., RODRÍGUEZ-PASCUA, M.A., CICUÉNDEZ, J.I., CASAS, A., CABAÑAS, L., RINCÓN, P., CORTÉS, A.L., RAMÍREZ, M., Y LUCINI, M. (2000). The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, **19**, 762-786.
- HILLS, E.S. (1972). *Elements of Structural Geology*. Chapman & Hall, London, 502 pp.
- HUVIUS, N. (1996). Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts. *Basin Res.*, **v. 8**, 29-44.
- HUANG, H. (2005). Depth of investigation for small broadband electromagnetic sensors. *Geophysics.*, **70 (6)**, G135-G142
- HUANG, H. Y WON, I.J. (2000). Conductivity and susceptibility mapping using broadband electromagnetic sensors. *J. Environ. Eng. Geophys.*, **5 (4)**, 31-41.

- HUGGINS, P., WATTERSON, J., WALSH, J.J. Y CHILDS, C. (1995). Relay zone geometry and displacement transfer between normal faults recorded in coal-mine plans. *J. Struct. Geol.*, **12**, 1741-1755.
- IDRENA, S.A. (1994). *Estudio y evaluación del estado actual de las aguas minero-medicinales, minero-industriales, termales y de bebida envasadas en la comunidad autónoma de Aragón. Inventario de puntos de agua mineral. Provincia de Teruel*. DGA-ITGME.
- IGN (2010). Servicio de Información Sísmica del Instituto Geográfico Nacional. <http://www.ign.es/ign/es/IGN/SisCatalogo.jsp>
- JOHNSTON, A. (1996). Seismic moment assessment of earthquakes in stable continental regions - III. New Madrid 1811-1812, Charleston 1886, and Lisbon 1755, *Geophys. J. Int.* **126**, 314-344.
- KANAMORI, H. Y ANDERSON, D.L. (1975). Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 1073-1096.
- KATTENHORN, S.A., AYDIN, A. Y POLLARD, D.D. (2000). Joints at high angles to normal fault strike: an explanation using 3-D numerical models of fault-perturbed stress fields. *J. Struct. Geol.*, **22**, 1-23.
- KELLER, E.A. (1986). Investigation of Active Tectonics: Use of Surficial Earth Processes. En: *Active Tectonics: Impact on Society* (R.E. Wallace, ed.), Washington D.C., National Academy Press, 136-147.
- KELLER, E.A. Y ROCKWELL, T.K. (1984). Tectonic Geomorphology, Quaternary Chronology and Paleoseismicity. En: *Developments and Applications of Geomorphology* (E. Costa y P. Jayfleisher, eds.), Springer-Verlag, 203-239.
- KING, G. (1983). The accommodation of large strains in the upper lithosphere of the Earth and other solids by self-similar fault systems. The geometrical origin of b-value. *Pageoph.*, **121**, 761-815.
- KING, G.C.P., STEIN, R.S. Y RUNDLE, J.B. (1988). The growth of geological structures by repeated earthquakes, 1, conceptual framework. *J. Geophys. Res.*, **93**, 13307-13319.
- KONSTANTINOY, K.I., PAPADOPOULOS, G.A., FOKAEFS, A. Y ORPHANOIANNAKI, K. (2005). Empirical relationships between aftershock area dimensions and magnitude for earthquakes in the Mediterranean Sea region. *Tectonophysics*, **403**, 95-115.
- KRIJGSMAN, W., GARCÉS, M., LANGEREIS, C. G., DAAMS, R., VAN DAM, J., VAN DER MEULEN, A. J., AGUSTÍ, J. Y CABRERA, L. (1996). A new chronology for the middle to late Miocene continental record in Spain. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **142**, 367-380.
- KURIBAYASHI, E. Y TATSUOKA, F. (1975). Brief review of liquefaction during earthquakes in Japan. *Soil and Foundations*, **15**, 81-92.
- KUSZNIR, N.J., MARSDEN, G. Y EGAN, S.S. (1991). A flexural-cantilever simple-shear/pure-shear model of continental lithosphere extension: applications to the Jeanne D'Arc Basin, Grand Banks and Viking Graben, North Sea. En: *The Geometry of Normal Faults* (A.M. Roberts, G. Yielding y B. Freeman, eds.), Geol. Soc. Sp. Publ., 56, 41-60.
- LAFUENTE, P. (2007). *Actividad reciente de la falla de Concud (Teruel, Cordillera Ibérica): criterios estructurales, geomorfológicos y paleosismológicos*. Memoria Postgrado de Investigación, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 127 p.

- LAFUENTE, P., SIMÓN, J.L., RODRÍGUEZ-PASCUA, M.A., ARLEGUI, L.E. Y LIESA, C.L. (2007). Aproximación al comportamiento paleosísmico de la falla de Concud (Teruel, Cordillera Ibérica). *Actas III Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, Girona, Asociación Española de Ingeniería Sísmica*, 211-223.
- LAFUENTE, P., LAMELAS, T. Y SORIANO, M.A. (2008a). Caracterización morfotectónica de la actividad de la falla de Concud (Cordillera Ibérica, Teruel). *Geo-Temas*, **10**, 1027-1030.
- LAFUENTE, P., RODRÍGUEZ-PASCUA, M.A., SIMÓN, J.L., ARLEGUI, L.E. Y LIESA, C.L. (2008b). Sismitas en depósitos pliocenos y pleistocenos de la fosa de Teruel. *Rev. Soc. Geol. España*, **21 (3-4)**, 133-149.
- LAFUENTE, P. Y ARLEGUI, L. (2009). Where faults meet: palaeostress analysis at the juncture of the Concud and Teruel faults. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, **29**, 417-423.
- LAFUENTE, P., ARLEGUI, L.E., LIESA, C.L. Y SIMÓN, J.L., 2010. Paleoseismological analysis of an intraplate extensional structure: the Concud fault (Iberian Chain, Spain). *Int. J. Earth Sci.*, DOI 10.1007/s00531-010-0542-1
- LAFUENTE, P., ARLEGUI, L.E., LIESA, C.L. Y SIMÓN, J.L. (2011). Reply to the discussion by F. Gutiérrez, P. Lucha, J. Guerrero, M. Gutiérrez and D. Carbonel on the article "Paleoseismological analysis of an intraplate extensional structure: the Concud fault (Iberian Chain, Spain)". *Int. J. Earth Sci.*, DOI 10.1007/s00531-011-0661-3
- LANDUZZI, A., NICHOLS, R. Y BATTISTA VAI, G. (1995). Sand volcanoes in the Marnoso-Arenacea Formation (Miocene, Northern Apennines, Italy): New evidence of paleoseismicity. En: *Perspectives in Paleoseismology* (L. Serva y D.B. Slemmons, eds.), Assoc. Eng. Geol. Spec. Pub. 6, 49-62.
- LARSEN, P.H. (1988). Relay structures in a Lower Permian basement-involved extension system, East Greenland. *J. Struct. Geol.*, **10**, 3-8.
- LE, K., LEE, J., OWEN, L.A. Y FINKEL, R. (2006). Late Quaternary slip rates along the Sierra Nevada frontal fault zone, California: Slip partitioning across the western margin of the Eastern California Shear Zone–Basin and Range Province, *GSA Bull.*, doi: 10.1130/B25960, 17 pp.
- LEWIS, C.J., McDONALD, E.V., SANCHO, C., PEÑA, J.L. Y RODEES, E.J. (2009). Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Glob. Planet. Change.*, **67**, 141-152.
- LI, Y., CRAVEN, J., SCHWEIG, E.S. Y OBERMEIER, S.F. (1996). Sand boils induced by the 1993 Mississippi River flood: Could they one day be misinterpreted as earthquake-induced liquefaction? *Geology*, **24 (2)**, 171-174.
- LIESA, C. L., Y J. L. SIMÓN (2009), Evolution of intraplate stress fields under multiple remote compressions: The case of the Iberian Chain (NE Spain), *Tectonophysics*, **474 (1-2)**, 144-159.
- LISLE, R.J. (1987). Principal stress orientations from faults: an additional constraint. *Annales Tectonicae*, **1**, 155-158.
- LISLE, R.J. (1988). Romsa: a Basic program for paleostress analysis using fault striation data. *Computers & Geosci.*, **14**, 255-259.
- LISLE, R.J., ORIFE, T. AND ARLEGUI, L.E. (2001). A stress inversion method requiring only fault slip sense. *J. Geophys. Res.*, **106 (B2)**, 2281-2289.
- LOWE, D.R. (1975). Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, **22 (2)**, 157-204.

- LOWE, D.R. Y LoPICOLA, R.D. (1974). The characteristics and origins of dish and pillars structures. *Jour. Sedim. Petrology*, **44 (2)**, 484-501.
- LOZANO TENA, M.V. (1988). *Estudio geomorfológico de las Sierras de Gúdar (Provincia de Teruel)*. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, 804 pp.
- MACHETTE, M.N., PERSONIUS, S.F., NELSON, A.R., SCHWARTZ, D.P. Y LUND, W.R. (1991). Segmentation models and Holocene movement history of the Wasatch fault zone, Utah. *J. Struct. Geol.*, **13**, 137–150.
- MACHETTE, M. N. (2000). Active, capable, and potentially active faults – A paleoseismic perspective. *J. Geodyn.*, **29**, 387-392.
- MARCO, S. Y AGNON, A. (1995). Prehistoric earthquake deformations near Masada, Dead Sea Graben. *Geology*, **23 (8)**, 695-698.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J. Y HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1996). Origen y evolución neotectónica de la Sierra de la Tercia. Contribución a la segmentación tectónica de la Falla de Alhama de Murcia. *VI Congreso Nacional y Conferencia Internacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio*. Granada. Vol. II, 479-496
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J., MASANA, E., HERNÁNDEZ-ENRILE, J.L. Y SANTANACH, P. (2001). Evidence for seismic events of recurrent prehistoric deformation along the Alhama de Murcia fault, southeastern Spain. *Acta Geol. Hispanica*, **36**, 315-327.
- MASANA, E. (1994). Neotectonic features of the Catalan Coastal Ranges, Northeastern Spain. *Acta Geol. Hispanica*, **29 (1)**, 107-122.
- MASANA, E., SANTANACH, P., MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J., HERNÁNDEZ-ENRILE, J.L. (2001a). Evidence of recurrent pre-historic seismicity along the Lorca-Totana sector of the Alhama de Murcia Fault (Southeastern Spain). *Abstr EUG Strasbourg*.
- MASANA, E., VILLAMARÍN, J.A., SÁNCHEZ CABAÑERO, J., PLAZA, J. Y SANTANACH, P. (2001b). Seismogenic faulting in an area of low seismic activity: Paleoseismicity of the El Camp fault (Northeast Spain). *Neth. J. Geosci./Geol. Mijn.*, **80 (3-4)**, 229-241.
- MASANA, E., MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J., HERNÁNDEZ-ENRILE, J.L. Y SANTANACH, P. (2004). The Alhama de Murcia fault (SE Spain), a seismogenic fault in a diffuse plate boundary: seismotectonic implications for the Ibero-Magrebic region. *J. Geophys. Res.*, **109**, 1-17.
- MAYER, L. (1986). Tectonic Geomorphology of Escarpments and Mountain Fronts. En: *Active Tectonics: Impact on Society* (R.E. Wallace, ed.), Washington D.C., National Academy Press, 125-135.
- MCCALPIN, J.P. (1996). *Paleoseismology*. Academic Press, 588 p.
- MCCALPIN, J.P. (2005). Late Quaternary activity of the Pajarito fault, Rio Grande rift of northern New Mexico, USA. *Tectonophysics*, **408**, 213-236.
- MCCALPIN, J.P. (2009). *Paleoseismology (2nd Edition)*. Academic Press, 613 p.
- MCCALPIN, J.P. Y NELSON, A.R. (1996). Introduction to Paleoseismology. En: *Paleoseismology* (J.P. McCAlpin, ed.), Academic Press, 1-32.
- MCCNEILL, L.C., COTTERILL, C.J., BULL, J.M., HENSTOCK, T.J., BELL, R. Y STEFATOS, A. (2007). Geometry and slip rate of the Aigion fault, a young normal fault system in the western Gulf of Corinth, *Geology*, **35**, 355-358.

- MEDVEDEV, S.V., SPONHEUER, W. Y KÁRNÍK, V. (1965). *Seismic intensity scale msk 1964*. Akad. Nauk SSSR Geofiz. Kom., 257 p.
- MEIN, P. (1990). Updating of the MN Zones. En: *European neógena Mammals Chronology* (R.H. Lindsay, V. Fahlbusch y P. Mein, eds.), Plenum Press, New York, 73,90.
- MEGHRAOUI, M. Y CRONE, A.J. (2001). Earthquakes and their preservation in the geological record. *J. Seism.*, **5**, 281-285.
- MERRITS, D.J. Y VINCENT, K.R. (1989). Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate and high rates of uplift, Mendocino triple junction region, northern California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **101**, 1373-1388.
- MEZCUA, J. Y MARTÍNEZ SOLARES, J.M. (1983). *Sismicidad en el Área Ibero-Magrebí*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, pp 299.
- MICHETTI, A.M., ESPOSITO, E., GUERRIERI, L., PORFIDO, S., SERVA, L., TATEVOSSIAN, R., VITTORI, E., AUDEMARD, F., AZUMA, T., CLAGUE, J., COMERCI, V., GÜRPINAR, A., MCCALPIN, J.P., MOHAMMADIOUN, B., MOHAMMADIOUN, J., MÖRNER, N.A., OTA, Y. Y ROGHOZIN, E. (2007). Environmental Seismic Intensity Scale 2007 - ESI 2007. En: *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia* (E. Vittori y L. Guerrieri, eds.), Vol. LXXIV, 7-54, Servizio Geologico d'Italia – Dipartimento Difesa del Suolo, APAT, SystemCart Srl, Roma, Italy.
- MINISTERIO DE FOMENTO. SECRETARÍA DE ESTADO DE INFRAESTRUCTURAS Y TRANSPORTES (1999). Sondeo ST-14,19. En: *Proyecto de construcción Autovía de Levante a Francia por Aragón, Tramo Teruel-Zaragoza, Subtramo Escandón-Teruel (Norte)*. Informe inédito.
- MOHAMMADIOUN, B. Y SERVA, L. (2001). Stress drop, slip type, earthquake magnitude, and seismic hazard. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **91** (4), 694-707.
- MOHINDRA, R. Y BAGATI, T.N. (1996). Seismically induced softsediment deformation structures (seismites) around Sumdo in the lower Spiti valley (Tethys Himalaya). *Sedim. Geol.*, **10**, 69-83.
- MOISSENET, E. (1980). Relief et déformations récentes: trois transversales dans les fossés internes des Chaînes Ibériques orientales. *Rév. Géograph. Pyrénées et Sud-Ouest*, **51** (3), 315-344.
- MOISSENET, E. (1982). Le Villafranchien de la région de Teruel (Espagne). Stratigraphie-deformations-milieux. *Colloque Le Villafranchien Méditerranéen*, Lille, 229-253.
- MOISSENET, E. (1983). Aspectos de la neotectónica en la fosa de Teruel. En: *Geología de España*, (J.A. Comba, ed.), Libro Jubilar J.M. Ríos, IGME, Madrid, vol. II, 427-446.
- MOISSENET, E. (1985). Le Quaternaire moyen alluvial du fossé de Teruel (Espagne). *Physio-Géo*, **14/15**, 61-78.
- MOISSENET, E. (1993). L'âge et les déformations des terrasses alluviales du fosse de Teruel. En: *El Cuaternario en España y Portugal*, vol. **1**, 267-279. ITGE, Madrid.
- MORETTI, M. (1996). *Le strutture sedimentarie deformative. Studio delle modalità di deformazione e dell'origine attraverso esempi fossili e modellizzazione in laboratorio*. Tesi de Dottorato, Università degli Studi di Bari, 233 pp.
- MORETTI, M., ALFARO, P., CASELLES, O, Y CANAS, J.A. (1999). Modelling seismites with a digital shaking table. *Tectonophysics*, **304** (4), 369-383.
- MORLEY, C.K., NELSON, R.A., PATTON, T.L. Y MUNN, S.G. (1990). Transfer zones in the East African rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, **74**, 1234-1253.

- MUÑOZ, A., ÁLVAREZ, J., CARBÓ, A., DE VICENTE, G., VEGAS, R. Y CLOETINGH, S. (2004). La estructura de la corteza del Antepais Ibérico. En: *Geología de España*, (J.A. Vera, ed.), Sociedad Geológica de España e Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 592-597.
- NICOL, A., WATTERSON, J., WALSH, J.J. Y CHILDS, C. (1996). The shapes, major axis orientations and displacement patterns of fault surfaces. *J. Struct. Geol.*, **18**, 235-248.
- NICOL, A., WALSH, J., BERRYMAN, K. Y NODDER, S. (2005). Growth of a normal fault by the accumulation of slip over millions of years. *J. Struct. Geol.*, **27**, 327-342.
- NGUYEN, F., GARAMBOIS, S., CHARDON, D., HERMITTE, D., BELLIER, O. Y JONGMANS, D. (2007). Subsurface electrical imaging of anisotropic formations affected by a slow active reverse fault, Provence, France. *J. Appl. Geophys.*, **62**, 338–353.
- OBERMEIER, S.F. (1994). Using liquefaction-induced features for paleoseismic analysis. *Geol. Surv. Open-File Rep.*, **94-633**, A1-A98.
- OBERMEIER, S.F. (1996). Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis-An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes: *Engin. Geol.*, v. **44**, p. 1–76.
- OBERMEIER, S.F., JACOBSON, R.B., SMOOT, J.P., WEEMS, R.E., GOHN, G.S., MONROE, J.E. Y POWARS, D.S. (1990). Earthquake-induced liquefaction features in the coastal setting of South Carolina and in the fluvial setting of the New Madrid seismic zone. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **1504**, 1-44.
- OBERMEIER, S.F., MARTIN, J.R., FRANKEL, A.D., YOUND, T.L., MUNSON, P.J., MUNSON, C.A. Y POND, E.C. (1993). Liquefaction evidence for one or more strong Holocene earthquakes in the Wabash Valley of southern Indiana and Illinois, with a preliminary estimate of magnitude. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, **1536**, 27 p.
- OLLIER, C. (1981). *Tectonics and Landforms*. Longman, London and New York, 324 p.
- OPDYKE, N., MEIN, P., LINDSAY, E., PÉREZ-GONZÁLEZ, A., MOISSENET, E. Y NORTON, V.L. (1997). Continental deposits, magnetostratigraphy and vertebrate paleontology, late Neogene of Eastern Spain. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **133**, 129-148.
- ORIFE, T. Y LISLE, R. (2006). Assessing the statistical significance of palaeostress estimates: simulations using random fault-slips. *J. Struct. Geol.*, **28**, 952-956.
- OWEN, H.G. (1987). Deformation processes in unconsolidated sands. En: *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks* (E.M. Jones y M.F. Preston, eds.), Geol. Soc. London, 29, 11-24.
- OWEN, H.G. (1996). Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology*, **43**, 279-293.
- PAILHÉ, P. (1984). *La Chaîne Ibérique Orientale. Étude géomorphologique*. Tesis Doct., Univ. Bordeaux, 682 pp.
- PANTOSTI, D. Y G. VALENSISE (1990). Faulting mechanism and complexity of the 23 November 1980, Campania-Lucania earthquake, inferred from surface observations, *J. Geophys. Res.*, **95**, 15319-15341
- PANTOSTI, D., SCHWARTZ, D.P. Y VALENSISE, G. (1993). Paleoseismology along the 1980 Irpinia earthquake fault and implications for earthquake recurrence in the Southern Apennines. *J. Geophys. Res.*, **90**, 6561-6577.

- PAVLIDES, S. Y CAPUTO, R. (2004). Magnitude versus faults' surface parameters: quantitative relationships from the Aegean Region. *Tectonophysics*, **380**, 159-188.
- PEACOCK, D.C.P. (2002). Propagation, interaction and linkage in normal fault systems. *Earth-Sci. Rev.*, **58**, 121-142.
- PEACOCK, D.C.P. Y SANDERSON, D.J. (1994). Geometry and development of relay ramps in normal fault systems. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **78**, 147-165.
- PEGORARO, O. (1972). *Application de la microtectonique à un étude de neotectonique. Le golfe Maliaque (Grèce centrale)*. Thèse IIIème cycle, USTL Montpellier: 41p.
- PEÑA, J.L. (1981). Las acumulaciones cuaternarias de la confluencia de los ríos Alfambra y Guadalaviar en las cercanías de Teruel. *Actas VII Col. Geografía*, 255-259. Pamplona.
- PEÑA, J.L., SÁNCHEZ, M. Y SIMÓN, J.L. (1981). Algunos aspectos de la tectónica cuaternaria en el margen oriental de la fosa de Alfambra-Teruel. *Teruel*, **66**, 31-48.
- PEÑA, J.L., GUTIÉRREZ, M., IBÁÑEZ, M.J., LOZANO, M.V., RODRÍGUEZ, J., SÁNCHEZ-FABRÉ, M., SIMÓN, J.L., SORIANO, M.A. Y YETANO, L.M. (1984). *Geomorfología de la provincial de Teruel*, Instituto de Estudios Turolenses, 149p.
- PEÑA, J.L., GUTIÉRREZ, M. Y SIMÓN, J.L. (1987). El Polje de Barracas-Alcotas (provs. de Castellón y Teruel). *Actas VII Reunión Grupo Esp. Trab. Cuaternario*, Santander, 135-138.
- PEREA, H. (2006). *Falles actives i perillositat sísmica al marge nord-occidental del solc de València*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona.
- PEREA, H., MASANA, E. Y SANTANACH, P. (2006). A pragmatic approach to seismic parameters in a region with low seismicity: the case of eastern Iberia. *Nat. Hazards*, **39**, 451-477
- PETERSEN, J.F. (1985). Equilibrium tendency in piedmont scarp denudation, Wasatch Front, Utah. En: *Tectonic Geomorphology* (M. Morisawa y J.T. Hack, eds), Binghamton, New York, USA: Binghamton Symposia in Geomorphology International Series, v. 15, 209-233.
- POWELL, J.W. (1873). Geological structure of a district of country lying to the north of the Grand Canyon of the Colorado. *Am. J. Sci.*, **5**, 456- 465.
- REICHERTER, K., MICHETTI, A.M. Y SILVA, P.G. (2009). Paleoseismology: historical and prehistorical records of earthquake ground effects for seismic hazard assessment-introduction. En: *Paleoseismology: Historical and Prehistorical Records of Earthquake Ground Effects for Seismic Hazard Assessment* (K. Reicherter, A.M. Michetti, y P.G. Silva, eds.), The Geological Society, London, Special Publications, 316, 1-10. GSL, London, UK.
- ROBERTS, G.P., MICHETTI, A.M., COWIE, P., MOREWOOD, N.C. Y PAPANIKOLAOU, I. (2002). Fault slip-rate variations during crustal-scale strain localization, central Italy. *Geophys. Res. Lett.*, **29 (8)**, 1168.
- ROCA, E. Y GUIMERA, J. (1992). The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, **203**, 203-218.
- ROCA, E., GUIMERA, J. Y SALAS, R. (1994). Mesozoic extensional tectonics in the southeast Iberian Chain. *Geol. Mag.*, **131 (2)**, 155-168.
- ROCKWELL, T.K., KELLER, E.A. Y JOHNSON, D.L. (1984). Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. En: *Tectonic Geomorphology* (M. Morisawa y T.J. Hack, eds.). Publ. in Geomorphology, State University of New York, Binghamton, pp. 183- 207.

- RODRÍGUEZ-PASCUA, M.A. (1998). *Paleosismicidad y sismotectónica de las cuencas lacustres neógenas de prebético de Albacete*. Tesis Doctoral.
- RODRÍGUEZ-PASCUA, M.A. (2005). La paleosismología lacustre: gran fuente de datos sísmicos. *Tierra y Tecnología*, **27**, 15-26.
- RODRÍGUEZ-PASCUA, M.A., CALVO, J.P., DE VICENTE Y G., GÓMEZ GRAS, D. (2000). Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sediment. Geol.*, **135**, 117-135.
- RODRÍGUEZ-PASCUA, M.A., GARDUÑO-MONROY, V.H. E ISRADE-ALCANTARA, I. (2004). Zonación de intensidad de deformación sísmica en sedimentos lacustres pleistocenos de la Cuenca de Acambay, México. *Geo-Temas*, **6 (3)**, 187-190.
- RODRÍGUEZ-PASCUA, M.A., PÉREZ-LÓPEZ, R., GARDUÑO-MONROY, V.H., GINER-ROBLES, J.L. Y BISCHOFF, J. (2010). Estudio paleosísmico de la falla de Pozohondo, Prebético externo (Albacete, SE España). *1ª Reunión Ibérica sobre Fallas Activas y Paleosismología*, 133-136.
- RUBIO, J.C. (2004). *Los humedales del Alto Jiloca: estudio hidrogeológico e histórico-arqueológico*. Tesis Doctoral, Univ. Zaragoza, 354 pp.
- RUBIO, J.C. Y SIMÓN, J.L. (2007). Tectonic subsidence v. erosional lowering in a controversial intramontane depression: the Jiloca basin (Iberian Chain, Spain). *Geol. Mag.*, **144 (1)**, 1-15.
- RUBIO, J.C., SIMÓN, J.L. Y SORIANO, M.A. (2007). Interacting tectonics, hydrogeology and karst processes in an intramontane basin; the Jiloca graben (NE Spain). *Hidrogeol. J.*, **15**, 1565-1576.
- SALVADOR, T. Y SIMÓN, J.L. (1990). Un ejemplo de valles decapitados en las fosas cuaternarias del Maestrazgo (Castellón). *Actas I Reunión Nacional de Geomorfología*, Teruel, 61-70.
- SAN ROMÁN, J. Y AURELL, M. (1992). Paleogeographical significance of the Triassic-Jurassic unconformity in the north Iberian basins (Sierra del Moncayo, Spain). *Palaeogeograph., Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **99**, 101-117.
- SÁNCHEZ FABRE, M. (1989). *Geomorfología de la depresión de Alfambra-Teruel-Landete y sus rebordes montañosos*. Tesis Doctoral. 926 p. Universidad de Zaragoza.
- SANTONJA, M., MOISSENET, E., PÉREZ-GONZÁLEZ, A., VILLA, P., SESÉ, C., SOTO, E., EISENMANN, V., MORA, R. Y DUPRÉ, M. (1994). Cuesta de la Bajada: un yacimiento del Pleistoceno Medio en Aragón. *Arqueología Aragonesa (DGA)*, **21**, 61-68.
- SANZ DE GALDEANO, C., PELÁEZ, J.A. Y LÓPEZ-CASADO, C. (2003). Seismic potential of the main active faults in the Granada Basin (Southern Spain). *Pure App. Geophys.*, **160**, 1537-1556.
- SCHLISCHE, R.W. (1991). Half-graben basin filling models: new constraints on continental extensional basin development. *Basin Res.*, **3**, 123-141.
- SCHLISCHE, R.W. Y ANDERS, M.H. (1996). Stratigraphic effects and tectonic implications of the growth of normal faults and extensional basins. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, **303**.
- SCHOLZ, C.H. (1990). *The mechanics of earthquakes and faulting*. Ed. Cambridge. Univ. Press, New York, 439 pp.
- SCHWARTZ, D.P. Y COPPERSMITH, K.J. (1984). Fault behaviour and characteristic earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas Faults, *J. Geophys. Res.*, **89**, 5681-5698.

- SCHWARTZ, D.P. Y COPPERSMITH, K.J. (1986). Seismic Hazards: New Trends in Analysis Using Geologic Data. En: *Active Tectonics: Impact on Society* (R.E. Wallace, ed.), Washington D.C., National Academy Press, 215- 230.
- SCOTT, B. Y PRICE, S. (1988). Earthquake-induced structures in young sediments. *Tectonophysics*, **147**, 165-170.
- SEED, H.B. (1968). Landslides during earthquakes due to soil liquefaction. *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, **94**, SM5, 1055-1122.
- SEED, H.B. (1979). Soil liquefaction and cyclic mobility for level ground during earthquakes. *J. Geotech. Eng., Am. Soc. Civ. Eng.*, **105**, 201-255.
- SEED, H.B. E IDRIS, I.M. (1971). Simplified procedure for evaluating soil liquefaction potential. *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, **97**, SM9, 1249-1273.
- SEED, H.B., IDRIS, I.M. Y ARANGO, I. (1983). Evaluation of liquefaction potential using field performance data. *J. Geotech. Eng., Am. Soc. Civ. Eng.*, **109**, 458-482.
- SEILACHER, A. (1969). Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, **13**, 155-159.
- SILVA, P.G. (1994). *Evolución Geodinámica de la Depresión del Guadalentín desde el Mioceno Superior hasta la actualidad: Neotectónica y Geomorfología*. PhD UCM, Madrid, Spain. 642 pp.
- SILVA, P.G., GOY, J.L., ZAZO, C. Y BARDAJÍ, T. (2003). Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, **50**, 203-225.
- SILVA, P.G., GOY, J.L., ZAZO, C., BARDAJÍ, T., SOMOZA, L., DABRIO, C. Y LARIO, J. (1992). Evaluación geomorfológica de la actividad tectónica cuaternaria a lo largo de frentes montañosos de falla en el SE de España. *Actas III Cong. Geol. Esp.*, **2**, 96-100 (Salamanca, Spain), 21-102.
- SILVA, P.G., RODRÍGUEZ-PASCUA, M.A., PÉREZ-LÓPEZ, R., BARDAJÍ, T., LARIO, J., ALFARO, P., MARTÍNEZ-DÍAZ, J.J., REICHERTER, K., GIMÉNEZ, J., GINER, J., AZAÑÓN, J.M., GOY, J.L. Y ZAZO, C. (2008). Catalogación de los efectos geológicos y ambientales de los terremotos en España en la Escala ESI-2007 y su aplicación a los estudios paleosismológicos. *Geotemas*, **10**, 1063-1066.
- SILVA, P.G., RODRÍGUEZ-PASCUA, M.A., PÉREZ-LÓPEZ, R., LARIO, J., GINER ROBLES, J.L., Y BARDAJÍ, T. GRUPO ESPAÑOL DE TRABAJO DE LA ASOCIACIÓN ESPAÑOLA PARA EL ESTUDIO DEL CUATERNARIO, AEQUA (2010). *Escala Medio-Ambiental de Intensidad Sísmica ESI-2007 INQUA. Basada en los efectos ambientales y geológicos de los terremotos (Versión en Español)*. Traducida de: Intensity Scale ESI2007 (Guerrieri, L., y Vittori, E., Eds.).
- SINUSÍA, C., PUEYO, E.L., AZANZA, B. Y POCOVÍ, A. (2004). Datación magnetoestratigráfica del yacimiento paleontológico de Puebla de Valverde (Teruel). *Geo-Temas*, **6 (4)**, 339-342.
- SIMÓN, J.L. (1982). *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Tesis Doct. Universidad de Zaragoza. Publ. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel (1984).
- SIMÓN, J.L. (1983). Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel. *Teruel*, **69**, 21-97.
- SIMÓN, J.L. (1986): Analysis of a gradual change in stress regime (example from the eastern Iberian Chain, Spain). *Tectonophysics*, **124**, 37-53.
- SIMÓN, J.L. (1989). Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *J. Struct. Geol.*, **11 (3)**, 285-294.
- SIMÓN, J.L. (2004). La tectónica extensional neógena-cuaternaria en la Cordillera Ibérica. En: *Geología de España* (J.A. Vera, ed.), Pral. Sociedad Geológica de España/Instituto Geológico y Minero de España, 884 pp.

- SIMÓN, J.L. (2007). La construcción y el modelado del relieve en la Cordillera Ibérica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, **15.2**, 164-174
- SIMÓN, J.L. Y PARICIO, J. (1988). Sobre la compresión neógena en la Cordillera Ibérica (algunas precisiones a propósito de los comentarios de J. Guimerà al trabajo "Aportaciones al conocimiento de la compresión tardía en la Cordillera Ibérica centro-oriental: la cuenca neógena inferior de Mijares, Teruel-Castellón"). *Estudios Geol.*, **44**, 271-183.
- SIMÓN, J.L., SERÓN, F.J. Y CASAS, A.M. (1988). Stress deflection and fracture development in a multidirectional extension regime. Mathematical and experimental approach with field examples. *Annales Tectonicae*, **2**, 21-32.
- SIMÓN, J.L. Y SORIANO, M.A. (1993). La falla de Conclud (Teruel): actividad cuaternaria y régimen de esfuerzos asociado. En: *El Cuaternario en España y Portugal. Actas 2ª Reunión del Cuaternario Ibérico*, **2**, 729-737.
- SIMÓN, J.L., LAFUENTE, P., ARLEGUI, L.E., LIESA, C.L. Y SORIANO, M.A. (2005). Caracterización paleosísmica preliminar de la falla de Conclud (fosa del Jiloca, Teruel). *Geogaceta*, **38**, 63-66.
- SIMÓN, J.L., ARLEGUI, L.E. Y LIESA, C.L. (2008). Stress partitioning: a practical concept for analysing boundary conditions of brittle deformation. *Geodinamica Acta*, **53**, 1057-1065.
- SIMÓN, J.L., ARLEGUI, L.E., LAFUENTE, P. Y LIESA, C.L. (2011). Active extensional faults in the central-eastern Iberian Chain, Spain. *Iberian Geol.* (en revision).
- SIMS, J.D. (1973). Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California. *Science*, **182**, 161-163.
- SIMS, J.D. (1975). Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, **29**, 141-152.
- SITAR (2011). Sistema de Información Territorial de Aragón. <http://sitar.aragon.es/>
- SLEMMONS, D.B. Y DEPOLO, C.M. (1986). Evaluation of active faulting and associated hazard. En: *Active Tectonics: Impact on Society* (R.E. Wallace, ed.), Washington D.C., National Academy Press, 45- 62.
- SOLOMONENKO, V.P. (1973). Paleoseismogeology. *Izv. Acad. Sci. USSR, Phys. Solid Earth*, **9**, 3-16.
- STIRLING, M., RHOADES, D. Y BERRYMAN, K. (2002). Comparison of Earthquake Scaling Relations Derived from Data of the Instrumental and Preinstrumental Era. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **92 (2)**, 812-830.
- SUKHIJA, B.S., RAO, M.N., REDDY, D.V., NAGABHUSHANAM, P., HUSSAIN, S., CHADHA, R.K. Y GUPTA, H.K. (1999). Paleoliquefaction evidence and periodicity of large prehistoric earthquakes in Shillong Plateau, India. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **167**, 269-282.
- SUSKI, B., BROCARD, G., AUTHEMAYOU, C., CONSENZA MURALLAS, B., TEYSSIER, C. Y KLAUS HOLLIGER, K. (2010). Localization and characterization of an active fault in an urbanized area in central Guatemala by means of geoelectrical imaging. *Tectonophysics*, **480**, 88-98
- SUZUKI, K., TODA, S., KUSUNOKI, K., FUJIMITSU, Y., MOGI, T. Y JOMORI, A. (2000). Case studies of electrical and electromagnetic methods applied to mapping active faults beneath the thick quaternary. *Eng. Geol.*, **56**, 29-45.

- SWAN, F.H. SCHWARTZ, D.P. Y CLUFF, L.S. (1980). Recurrence of moderate to large magnitude earthquakes produced by surface faulting on the Wasatch fault zone. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **70**, 1431-1462.
- TAKAHAMA, N., OTSUKA, T. Y BRAHMANTYO, B. (2000). A new phenomenon in ancient liquefaction – the draw-in process, its final stage. *Sedim. Geol.*, **135 (1-4)**, 157-165.
- TALLING, P.J., STEWART, M.D., STARK, C.P., GUPTA, S. Y VINCENT, S.J. (1997). Regular spacing of drainage outlets from linear fault-blocks. *Basin Res.*, **9**, 275-302.
- THATCHER, W., G. MARSHALL, G. Y LISOWSKI, M. (1997). Resolution of fault slip along the 470-km-long rupture of the great 1906 San Francisco earthquake and its implications, *J. Geophys. Res.*, **102**, 5353-5367, 1997.
- TUTTLE, M.P. (2001). The use of liquefaction features in paleoseismology: Lessons learned in the New Madrid seismic zone, central United States. *J. Seismol.*, **5**, 361-380.
- TUTTLE, M.P. Y SEEBER, L. (1991). Historic and prehistoric earthquake-induced liquefaction in Newbury, Massachusetts. *Geology*, **19**, 594-597.
- VANNESTE, K., VERBEECK, K. Y PETERMANS, T. (2008). Pseudo-3D imaging of a low-slip-rate, active normal fault using shallow geophysical methods: the Geleen fault in the Belgian Maas River valley. *Geophysics*, **73**.
- VALERA, J.E., TRAUBENIK, M.L., EGAN, J.A. Y KANESHIRO, J.Y. (1994). A practical perspective on liquefaction of gravels. En: *Ground Failures Under Seismic Conditions* (S. Prakash y Dakoulas, eds.), Am. Soc. Civil. Eng., Geotech. Spec. Publ., **44**, 241-257.
- VILLAMOR, P. Y BERRYMAN, K.R. (1999). La tasa de desplazamiento de una falla como aproximación de primer orden en las estimaciones de peligrosidad sísmica. *Abstracts 1er Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, **1**. Asoc. Española de Ingeniería Sísmica, Murcia.
- VITTORI, E., SYLOS LABINI, S. Y SERVA, L. (1991). Paleoseismology: review of the state-of-the-art. *Tectonophysics*, **193**, 9-32.
- WALCOTT R.C. Y SUMMERFIELD, M.A. (2009). Universality and variability in basin outlet spacing: implications for the two-dimensional form of drainage basins, *Basin Res.*, **21 (2)**, 147-155.
- WALLACE, R.E. (1970). Earthquake recurrence intervals on the San Andreas fault. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **81**, 2875-2890.
- WALLACE, R.E. (1977). Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, 1267-1281.
- WALLACE, R.E. (1978). Geometry and rates of change of fault-generated range fronts, north-central Nevada. *J. Res. U.S. Geol. Surv.*, **6**, 637-650.
- WALLACE, R.E. (1981). Active faults, paleoseismology and earthquake hazards in the western United States. En: *Earthquake Prediction: An International Review* (D.W. Simpson y P.G. Richards, eds.), Maurice Ewing Ser. **4**, 209-216, Am. Geophys. Union, Washington D.C.
- WALLACE, R.E. (1986), ed. *Studies in geophysics-Active tectonics*. Washington, D.C., National Academy Press, 176 p.
- WALSH, J.J. Y WATTERSON, J. (1988). Analysis of the relationship between displacements and dimensions of faults. *J. Struct. Geol.*, **10**, 239-247.

- WEERD, A. VAN DE (1976). Rodent faunas of the Mio-Pliocene continental sediments of the Teruel-Alfambra region, Spain. *Utrecht Micropaleontol. Bull. Special Publication*, **2**, 1-185.
- WELLS, S.G., BULLARD, T.F., MENGES, T.M., DRAKE, P.G., KARAS, P.A., KELSON, K.I., RITTER, J.B. Y WESLING, J.R. (1988). Regional variations in tectonic geomorphology along segmented convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica. *Geomorphology*, **1**, 239– 265.
- WELLS, D.L. Y COPPERSMITH, K.J. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84 (4)**, 974-1002.
- WHEELER, R.L. (1987). Boundaries between segments of normal faults: Criteria for recognition and interpretation. En: *Proceedings of Conference XXXIX; Directions in Paleoseismology*, U.S. Geol. Surv. Open File Rep., 385-398.
- WHEELER, R.L. (1989). Persistent segment boundaries on basin-range normal faults. En: *Fault Segmentation and Controls of Rupture Initiation and Termination* (D.P. Schwartz y R.H. Sibson, eds.), U.S. Geol. Surv. Open File Rep., **89-315**, 432-444.
- WISE, D.J., CASSIDY, J. Y LOCKE, C.A. (2003). Geophysical imaging of the Quaternary Wairoa North Fault, New Zealand: a case study. *J. Appl. Geophys.* **53**, 1–16.
- WOOD, H.O. Y NEUMANN, F. (1931). Modified Mercalli intensity scale of 1931. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **21**, 277-283.
- YEATS, R.S., SIEH, K. Y ALLEN, C.R. (1997). *The Geology of Earthquakes*. Oxford University Press, 568 p.
- A. YIN, P.A.KAPP, M.A.MURPHY , C. E.MANNING , T.M. HARRISON, M. GROVE, D. LIN, D. XI-GUANG, W. CUN-MING (1999). Significant late Neogene east-west extension in northern Tibet, *Geology*, **27**, 787–790.
- YOUND, T.L. (1973). Liquefaction, flow and associated ground failure. *U.S. Geol. Surv. Cir.*, **688**, 12 p.
- YOUND, T.L., HOLZER, T.L. Y BENNETT, M.J. (1989). Liquefaction lessons learned from Imperial Valley, California. *Int. Conf. Soil. Mech. Found. Eng., Proc. Discuss. Sess. Influence Local Cond. Seismic Response 12th*, Rio de Janeiro, 47-54.
- YOUND, T.L. Y PERKINS, D.M. (1978). Mapping liquefaction-induced ground failure potential. *J. Geotech. Eng., Am. Soc. Civ. Eng.*, **104**, 433-446.

ANEXO I. DATACIONES OSL

Muestra	Ref. laboratorio	Unidad Biológica	Dosis equivalente (Gy)	Dosis anual (mGy/yr)	Supralinealidad (Gy)	Factor K	Edad OSL (ka B.P.)
TLB	MAD-4680SDA	Relleno fisural (Unidad 13)	111,31 ± 8,42	3,47	0	0,12	32,077 ± 2,380
H4/10	MAD-5325SDA	Arena fluvial (Unidad 7)	231,14 ± 9,29	2,31	0	0,11	100,060 ± 5,757
H4/11	MAD-5326SDA	Relleno fisural (Unidad 11)	212,1 ± 11,20	2,77	0	0,09	76,570 ± 4,789
H1/LV	MAD-5316SDA	Arena fluvial (Unidad 1)	293,06 ± 11,13	2,58	0	0,14	113,589 ± 7,334
16	MAD-5317SDA	Relleno fisural (Unidad 12)	90,67 ± 4,09	2,35	0	0,09	38,582 ± 2,347
D4	MAD-5330SDA	Coluvial (Unidad 9)	138,31 ± 8,48	2,17	0	0,12	63,737 ± 4,030
Inversa Arriba	MAD-4681SDA	Arena depósito ladera	38,75	2,59	0	0,15	14,961 ± 1,007
Inversa Abajo	MAD-4679SDA	Arena fluvial (terrazza)	48,49	3,11	0	0,15	15,591 ± 1,312
Cociero T1 alta	MAD-5777SDA	Arena fluvial (terrazza)	34,20	2,42	0	0,10	14,132 ± 0,863
Q7-Q5b	MAD-5779SDA	Coluvial (Unidad Q6b -T1)	50,56	2,21	0	0,13	19,555 ± 1,301
Q6-Q5a	MAD-5633SDA	Coluvial (Unidad Q6a -T1)	69,77	1,52	0	0,05	45,901 ± 3,275
Q6-Q4b	MAD-5638SDA	Coluvial (Unidad Q6a -T1)	91,10	1,78	0	0,09	51,179 ± 4,084
Q5-P4a	MAD-5637SDA	Coluvial (Unidad Q5 -T1)	60,46	1,29	0	0,03	46,868 ± 4,242
Q4-P3b	MAD-5631SDA	Coluvial (Unidad Q4a -T1)	76,16	1,05	0	0,02	72,533 ± 6,016
Q4-O3a	MAD-5632SDA	Coluvial (Unidad Q4b -T1)	80,88	1,09	0	0,02	74,201 ± 8,184

Los Baños (ver Fig. 19.4)

Masada Coclero (ver Fig. 21.5)

El Hocio (ver Figs. 20.7 y 20.8)

Muestra	Ref. laboratorio	Unidad litológica	Dosis equivalente (Gy)	Dosis anual (mGy/yr)	Supralinealidad (Gy)	Factor K	Edad OSL (ka B.P.)
Q4-E2	MAD-5629SDA	Coluvial (Unidad Q4 -T1)	68,47	0,96	0	0,05	71,322 ± 4,702
Q1-K1a	MAD-5630SDA	Coluvial (Unidad Q1 -T1)	78,81	1,02	0	0,02	77,264 ± 4,257
T2Q7D8	MAD-5628SDA	Coluvial (Unidad Q6d -T2)	28,71	1,29	0	0,01	22,255 ± 1,984
T2Q6D7	MAD-5614rBIN	Coluvial (Unidad Q6c -T2)	46,68	2,40	0	0,05	19,450 ± 2,137
T2Q6C5-6	MAD-5618SDA	Coluvial (Unidad Q6c -T2)	65,50	1,62	0	0,05	40,432 ± 3,366
T2Q5C4	MAD-5613SDA	Coluvial (Unidad Q5 -T2)	76,57	1,75	0	0,10	43,754 ± 2,968
T2Q4C3	MAD-5617SDA	Coluvial (Unidad Q4 -T2)	70,52	1,27	0	0,03	55,527 ± 3,797
El Hocio (ver Figs. 20.7 y 20.8)							
Trinchera I (sismita Cociero)	MAD-4856	Arena fluvial (terrazza)	189,34	2,09	0	0,14	90,539 ± 5,349
Barranco Almendros	MAD-5768SDA	Arena	60,22	2,20	0	0,14	27,372 ± 2,332
Glacis trinchera	MAD-5769SDA	Depósito de glaciés	119,78	2,45	0	0,08	48,889 ± 4,365
Ladera cantera	MAD-5780SDA	Arena coluvial	43,99	1,97	0	0,08	22,329 ± 2,116
T0 Los Baños_1	MAD-5770SDA	Arena fluvial (terrazza)	8,50	2,51	0	0,08	3,386 ± 0,651
Puente Minero	MAD-5778opSDA	Arena fluvial (terrazza)	48,67	2,21	0	0,08	22,022 ± 1,629
Otras localizaciones							

**ANEXO II. CARTOGRAFÍA
GEOLÓGICA DE LA FALLA DE CONCUD**

**ANEXO III. ESTUDIO PALEONTOLÓGICO
DEL YACIMIENTO *ROTONDA TERUEL-CENTRO***

ESTUDIO PALEONTOLÓGICO DEL YACIMIENTO *ROTONDA TERUEL-CENTRO* (M^a D. Pesquero).

Sistemática

Orden Carnivora BOWDICH, 1821

Familia Hyaenidae GRAY, 1869

Género *Chasmaportetes* HAY, 1921

Chasmaportetes lunensis DEL CAMPANA, 1914

Material estudiado: 2 incisivos, 2 caninos, 1 P³, 2 frag. premolar inferior.

Material de comparación: *Chasmaportetes lunensis* de La Puebla de Valverde (Antón *et al.*, 2006).

P³ derecho (RTC-84): L. mesiodistal: 17,57 mm, A. bucolingual: 11,55 mm, Altura de la corona: 13,31. El material recuperado es muy escaso y está fracturado, por lo que sólo se han podido tomar medidas de un premolar superior completo. Sin embargo, tanto la talla de este premolar como de los fragmentos dentarios es similar a las de los dientes correspondientes del cráneo de *Chasmaportetes lunensis* del yacimiento de La Puebla de Valverde (Antón *et al.*, 2006).

Orden Perissodactyla OWEN, 1848

Familia Equidae GRAY, 1821

Género *Equus* LINNAEUS, 1758

Equus stenonis COCCHI, 1867

Material estudiado: 1 P², 2 P³, 2 P⁴, 2 M¹, 2 M², 1 M³, 1 P², 3 calcáneos (2 frag.), 7 astrágalos (2 frag.), 1 frag. 2^a falange, 1 frag. 3^a falange.

Material de comparación: *Equus stenonis* de La Puebla de Valverde (Alberdi, 1974), *Equus stenonis* de Senèze (Prat, 1980), *Equus stenonis guthi* de Chilac (Boeuf, 1986; Prat, 1968), *Allohippus stenonis vireti* de Saint-Vallier (Eisenmann, 1980, 2004), *Equus livenzovensis* de El Rincón (Alberdi *et al.*, 1997; Eisenmann, 2004) y *Equus livenzovensis* de Huélago (Alberdi y Bonadonna, 1989).

Las medidas se han tomado según la metodología de Eisenmann *et al.* (1988) y están expresadas en milímetros. El peso corporal se ha estimado tomando la medida 5 de la 1ª FIII ($r = 0,991$) según Alberdi *et al.* (1995). Abreviaturas: L.: longitud, A.: anchura, Pr.: protocono.

Descripción:

Dentición: P² derecho (RTC-1a): L máx. 38,5, A. máx. 28,6, longitud del Pr. 7,4; P³ derecho (RTC-1b): L máx. 30,1, A. máx. 30,1, longitud del Pr. 8,1; P⁴ derecho (RTC-1c): L máx. 31,8, A. máx. 30,2, longitud del Pr. 10,2; M¹ derecho (RTC-1d): L máx. 27,4, A. máx. 28,2, longitud del Pr. 8,3; M² derecho (RTC-1e): L máx. 29,1, A. máx. 27,6, longitud del Pr. 9,6; P³ izq. (RTC-1f): L máx. 33,1, A. máx. 30,9, longitud del Pr. 9,8; P⁴ izq. (RTC-1g): L máx. 32,8, A. máx. 31,5, longitud del Pr. 11,2; M¹ izq. (RTC-1h): L máx. 27,5, A. máx. 29,7, longitud del Pr. 9,8; M³ izq. (RTC-1i): L máx. 30,1, A. máx. 27,4, longitud del Pr. 11,9; P² (RTC-17): L máx. 37,8, A. máx. 19,1, longitud del prefléxico 8,8. Todas las dimensiones se han medido en la superficie oclusal.

Esqueleto postcraneal: Tres calcáneos, dos de ellos muy fracturados con una tuberosidad más pequeña y algo menos robusta que *Equus livenzovensis*. Calcáneo (RTC-95): L. total 109,6, L. del cuerpo (75,6), A. de la tuberosidad 32,5, A. ant.-post. de la tuberosidad 49,9, A. transversal distal 53,2, A. ant-post distal 57,7; calcáneo (RTC-48): L. del cuerpo 76,1, A. de la tuberosidad 32,9, A. ant-post de la tuberosidad 47,6; calcáneo (RTC-97): A. del cuerpo 22,8, A. de la tuberosidad 30,6, A. ant.-post. de la tuberosidad 49,1. Siete astrágalos, dos de ellos muy deteriorados. Astrágalo (RTC-98): L. total 58, A. de la tróclea 25,6, A. máx. 61,8, A. de la articulación distal 47,9, A. ant.-post, de la articulación distal 30,5, A. distal sobre el lado interno 47,8; astrágalo (RTC-101): L. total 60,6, diámetro labio interno 61,1, A. de la tróclea 29,7, A. máx. 62,4, A. de la articulación distal 50,9), A. ant.-post. de la articulación distal 33,2, A. distal sobre el lado interno 47,9; astrágalo (RTC-100): L. total 63,9, diámetro labio interno 60,1, A. de la tróclea 28,4, A. máx. 66,5, A. de la articulación distal 55,4, A. ant-post de la articulación distal 33,9; astrágalo (RTC-29): L total 60,6), diámetro labio interno 56,9, A. de la tróclea 26,4; astrágalo (RTC-112): A. de la tróclea 28,4, A. de la articulación distal 53,2), A. ant.-post. de la articulación distal 35,4; astrágalo (RTC-131): A. de la articulación distal 51,7, A. ant.-post. de la articulación distal 35,6. Epífisis proximal de 2ª FIII (RTC-15): A. proximal 48,1, A. ant.-post. proximal 32,2. Epífisis proximal 3ª FIII muy deteriorada. La estimación de su peso corporal es de 223,8 kg.

Discusión:

Los dientes superiores tienen un protocono con morfología claramente estenoniana. El único diente inferior registrado tiene caracteres morfológicos también estenonianos, con la morfología característica del doble lazo con el metacónido redondeado y el metastílido ligeramente puntiagudo. En

los análisis bivariantes, las medidas de los molares superiores y del único molar inferior hallado entran dentro de la variabilidad de los ejemplares de *Equus stenonis* con los que hemos comparado.

Familia Rhinocerotidae OWEN, 1845

Género *Stephanorhinus* KRETZOL, 19427

Stephanorhinus etruscus (FALCONER), 1859

Material estudiado: Serie superior izquierda (P²-P⁴), serie superior derecha (P²-M³).

Material de comparación: *Stephanorhinus etruscus* de El Rincón (Alberdi et al., 1997), *Stephanorhinus etruscus* de Senèze (Cerdeño, 1993), *Stephanorhinus etruscus* de Valdarno (Mazza, 1988), *Stephanorhinus etruscus* de Crespiá (Ros et al., 2003).

Dimensiones: P² (RTC-27a): L máx. 32,2, A. máx. 38,7; P² (RTC-23): L máx. 33,5, A. máx. 38,1; P³ (RTC-27b): L máx. 38,4, A. máx. 48,5; P³ (RTC-23b): L máx. 37,9, A. máx. 48,9; P⁴ (RTC-27c): L máx. 42, A. máx. 52,8.

Discusión:

Tanto el material hallado en el yacimiento de Rotonda como el material de comparación de otros yacimientos españoles, como El Rincón y La Puebla de Valverde, es muy escaso; no coinciden los elementos anatómicos registrados, ya que en estos dos últimos yacimientos sólo se han recuperado restos del esqueleto postcraneal. Sin embargo, tanto los caracteres morfológicos como biométricos de los dientes de Rotonda presentan gran similitud con el material del yacimiento francés de Senèze y el italiano de Valdarno, donde se registra dentición típica de la especie *Stephanorhinus etruscus* (Cerdeño, 1993; Mazza, 1988).

Orden Artiodactyla OWEN, 1848

Familia Bovidae GRAY, 1821

Género *Gazella* DE BLAINVILLE, 1816

Gazella borbonica DEPERET, 1884

Material estudiado: Serie P⁴-M³; 2 P³; 2 M²; 2 M³; 2 P²; 2 P³; 2 P⁴; 3 M¹; 6 M²; 5 M³.

Material de comparación: *Gazella borbonica* de La Puebla de Valverde y El Rincón (datos propios), *Gazella borbonica* de Saint-Vallier (Crégut-Bonnoure y Valli, 2004), *Gazella soriae* de La Calera (Alcalá y Morales, 2006) y *Gazella baturra* de la Gloria 4 (Alcalá y Morales, 2006).

Dimensiones: Dentición: P³ (RTC-82): L. máx. 6,1, A. máx. 6,2; P³ (RTC-120): L. máx. 6,4, A. máx. 6,2; P⁴ (RTC-2a): L. máx. 6,9, A. máx. 8,6; M¹ (RTC-2b): L. máx. 10,7, A. máx. 9,5; M² (RTC-2c): L. máx. 13,8, A. máx. 8,8; M² (RTC-82a): L. máx. 14,9, A. máx. 9,9; M² (RTC-46): L. máx. 14,1, A. máx. 8,8; M³ (RTC-2d): L. máx. 14,7, A. máx. 8; M³ (RTC-82b): L. máx. 17, A. máx. 11,8; M³ (RTC-72): L. máx. 14,2, A. máx. 8,4; P² (RTC-64): L. máx. 4,9, A. máx. 2,8; P²

(RTC-26a): L. máx. 4, A. máx. 2,2; P³ (RTC-24): L. máx. 8,7, A. máx. 5,5; P³ (RTC-26b): L. máx. 8,1, A. máx. 4,1; P⁴ (RTC-61a): L. máx. 9,5, A. máx. 4,7; P⁴ (RTC-70): L. máx. 8,9, A. máx. 4,6; M¹ (RTC-64): L. máx. 11,5, A. máx. 7,1; M¹ (RTC-77): L. máx. 10, A. máx. 6,8; M¹ (RTC-61b): L. máx. 11,3, A. máx. 7,1; M² (RTC-10): L. máx. 15,4, A. máx. 6,5; M² (RTC-71a): L. máx. 15,2, A. máx. 6,6; M² (RTC-32): L. máx. 14,3, A. máx. 7,1; M² (RTC-42): L. máx. 12,1, A. máx. 7,2; M² (RTC-81a): L. máx. 12,4, A. máx. 7,6; M² (RTC-61c): L. máx. 14,9, A. máx. 7,5; M³ (RTC-11): L. máx. 19,8; M³ (RTC-9): L. máx. 17,8, A. máx. 6,1; M³ (RTC-71b): L. máx. 19,1, A. máx. 6,4; M³

(RTC-81b): L. máx. 18,5, A. máx. 6,9; M³ (RTC-72): L. máx. 14,2, A. máx. 8,4. Núcleos óseos: (RTC-3): L. base 33,3, A. base: 22,6; (RTC-3b): A. base: 22,4; (RTC-74): L. base 30,5, A. base: 21,3; (RTC-8): L. base 33,1, A. base: 22,7; (RTC-32a): L. base 31,7, A. base: 21,5; (RTC-32b): L. base 30,5, A. base: 22,6; (RTC-86): L. base 31,9, A. base: 21,4.

Discusión:

La dentición registrada en el yacimiento de Rotonda presenta tanto caracteres morfológicos como biométricos que encajan con los de *Gazella borbonica* de El Rincón-1 y La Puebla de Valverde. Todos los núcleos óseos de cuerno registrados pertenecen a individuos macho y su morfología tiene la sección, la cara aplanada, la presencia de estrías finas en su superficie y una curvatura muy similares a las de *Gazella borbonica*.

Familia Bovidae GRAY, 1821

Género Gallogoral GUÉRIN, 1865

Gallogoral menighinii RÜTIMEYER, 1878

Material estudiado: M³ y M¹.

Material de comparación: *Gallogoral menighinii* de La Puebla de Valverde (datos propios) y *Gallogoral menighinii* de Saint-Vallier y Senèze (Crégut-Bonnouere y Valli, 2004).

Descripción: M³ (RTC-41): L. máx. 26,7, A. máx. 19,7.

Discusión:

Los dos únicos molares de bóvidos recuperados se han determinado como *Gallogoral menighinii* por la similitud, tanto en talla como en morfología, con los de los yacimientos de La Puebla de Valverde y Saint-Vallier.

Conclusiones

En la asociación registrada en el yacimiento de Rotonda se han determinado los siguientes taxones: *Chasmaportetes lunensis*, *Equus stenorhis*, *Stephanorhinus etruscus*, *Gazella borbonica* y *Gallogoral menighinii*. La fauna encontrada muestra que el yacimiento se sitúa en la unidad MN17 del Villafranquiense. Por un lado, tanto *Gazella borbonica* como *Stephanorhinus etruscus* son característicos del Villafranquiense, encontrándose ambas especies representadas tanto en la unidad MN16 como en la MN17. Sin embargo, se han recuperado algunos restos de équido determinados como *Equus stenorhis*, que se caracteriza por una morfología dentaria estenoniana y un esqueleto postcranial de talla similar al resto de las formas de *Equus stenorhis* conocidas en Eurasia en la unidad MN17. Por el contrario, los restos de *Equus livenzovensis* del Villafranquiense medio (MN16b) son algo más pequeños en talla y menos robustos. *Equus livenzovensis* se registra únicamente en la unidad MN 16 y es la especie más antigua registrada en Europa occidental. *Equus stenorhis* es más reciente que *Equus livenzovensis* y se registra en Eurasia desde el final del Villafranquiense medio hasta el Villafranquiense superior. Por tanto la presencia de *Equus stenorhis* indicaría una edad villafranquiense similar a la del yacimiento de La Puebla de Valverde.

**ANEXO IV. FICHAS DE
RESULTADOS DE PALEOESFUERZOS**

Estación: A01

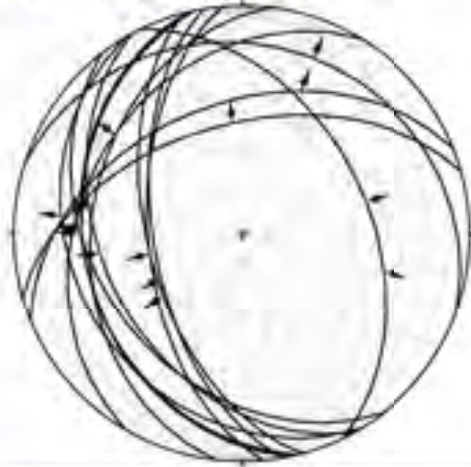
•Número de Fallas: 15
•Se: 042, 04 N

•Litología: Calizas
•Unidad: Páramo 1

•Coordenadas (Datum European 50)

Huso: 3CT x: 0661867
y: 4470590
z: 942 m

Orientación de planos y estrías



Diedros/Triedros Rectos

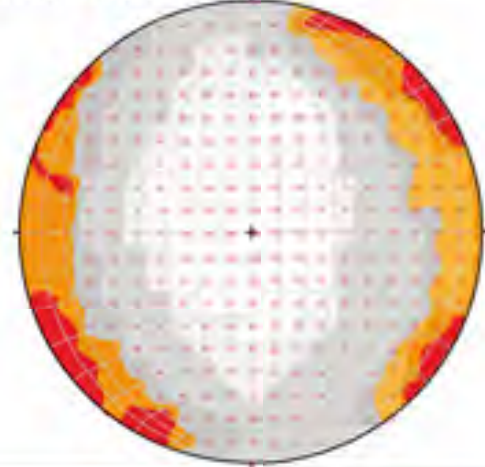
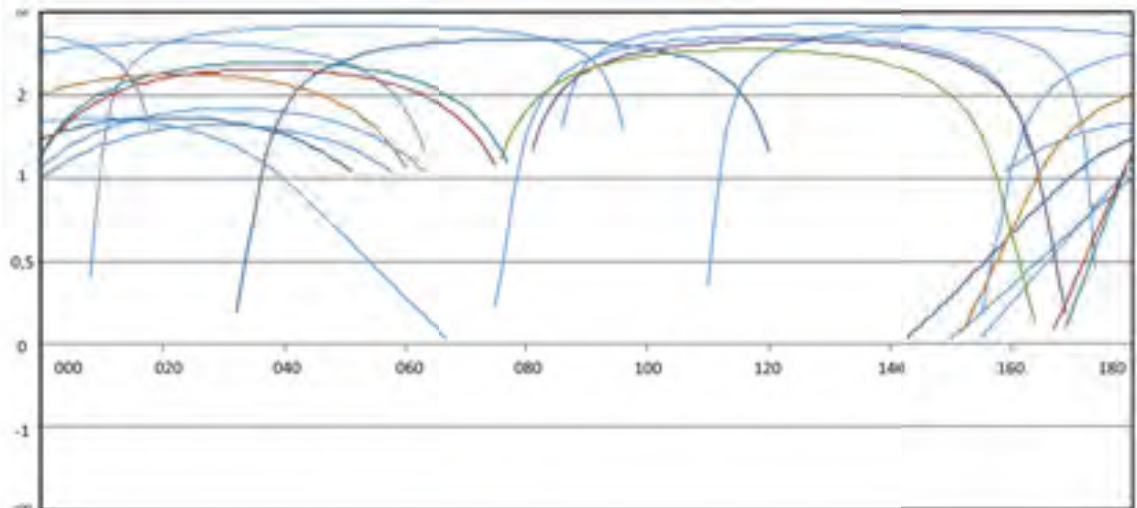


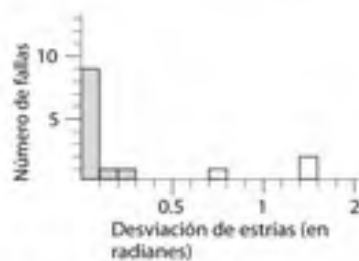
Diagrama y-R



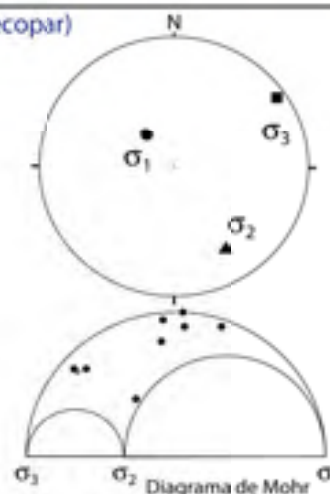
Tensor desviatorio:

σ_1 : 319/64
 σ_2 : 148/26
 σ_3 : 056/02
 $R_e = 0.32$

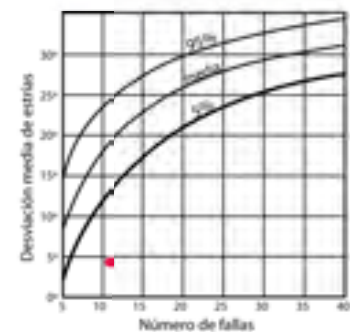
Desviación media estrías: 4.69°
Fallas explicadas: 11



Faille (Etchecopar)



Test de significancia (Orife y Lisle, 2006)



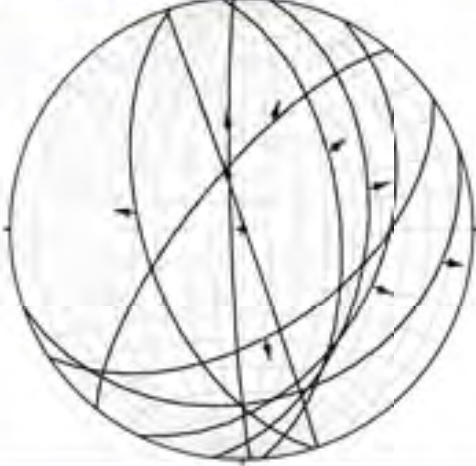
Estación: A02

•Número de Fallas: 9
•Se: 042, 04 N

•Litología: calizas
•Unidad: Páramo 1

•Coordenadas (Datum European 50)
Huso: 3CT x: 0661888
y: 4470548
z: 959 m

Orientación de planos y estrias



Diedros/Triedros Rectos

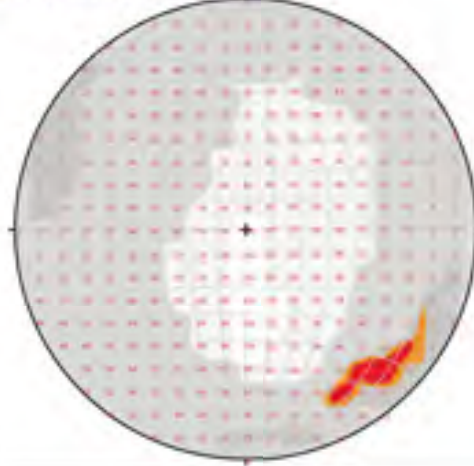
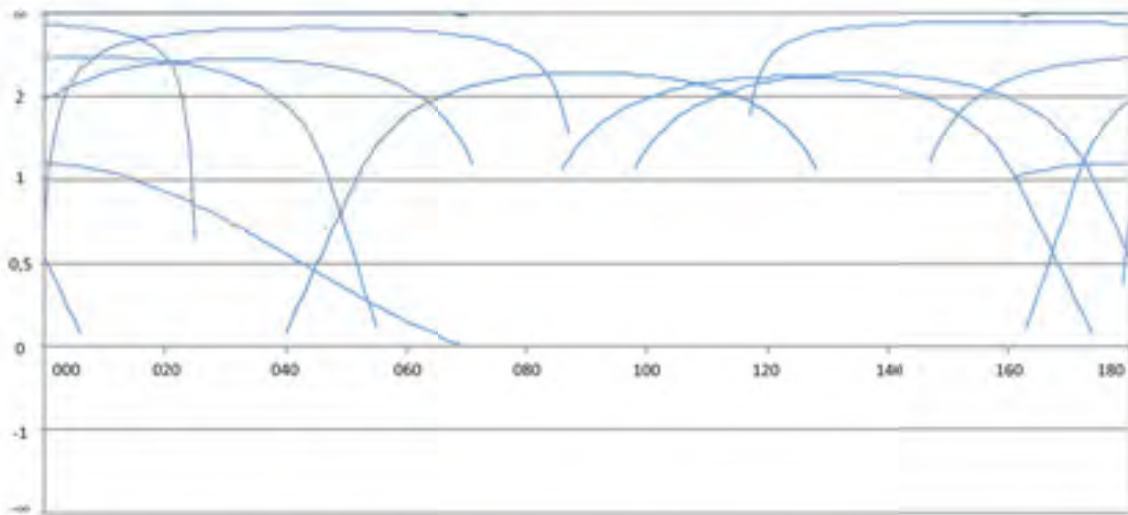


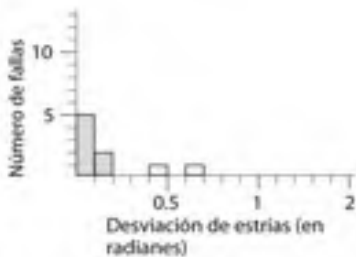
Diagrama y-R



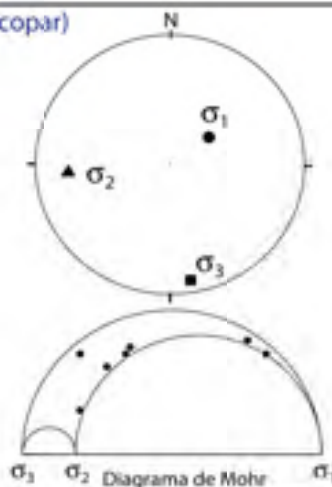
Tensor desviatorio:

σ_1 : 054/ 61
 σ_2 : 266/ 25
 σ_3 : 170/ 14
 $R_e = 0.18$

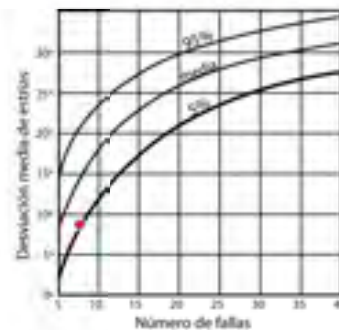
Desviación media estrias: 8.78°
Fallas explicadas: 7



Faille (Etchecopar)



Test de significancia (Orife y Lisle, 2006)



Estación: A03

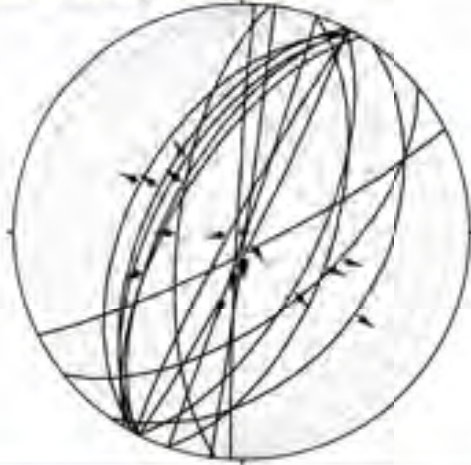
•Número de Fallas: 16
•Se: 042.04 N

•Litología: Calizas
•Unidad: Páramo 1

•Coordenadas (Datum European 50)

Huso: 3CT x: 0661903
y: 4470523
z: 959 m

Orientación de planos y estrías



Diedros/Triedros Rectos

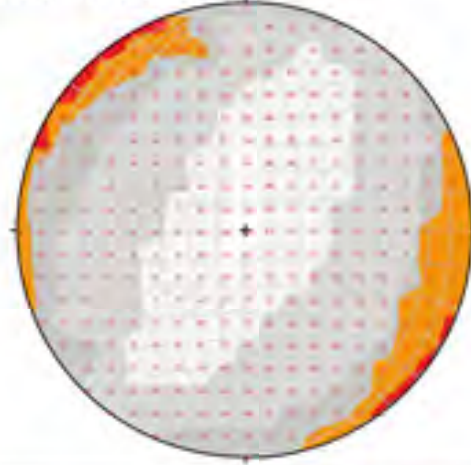
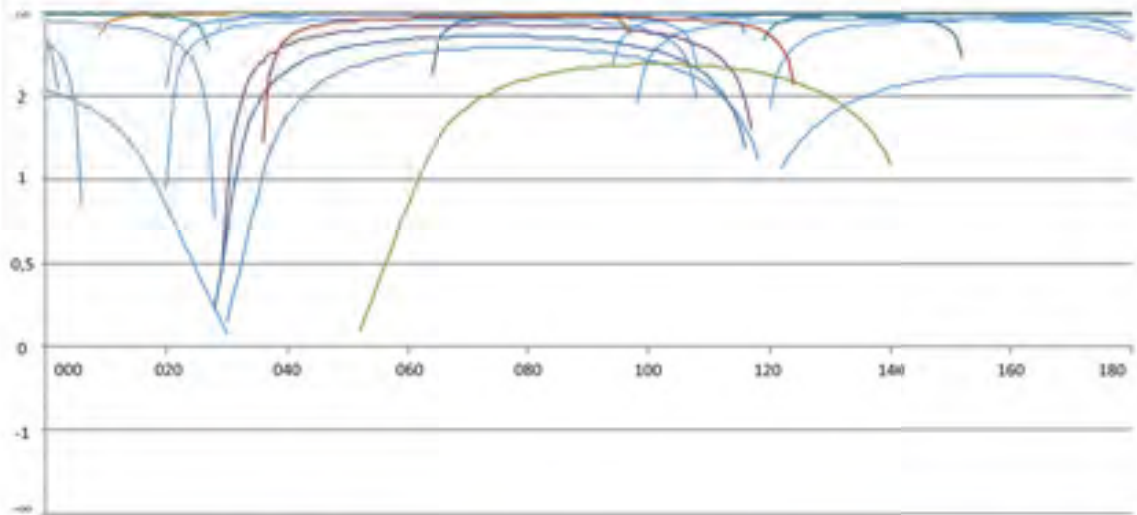


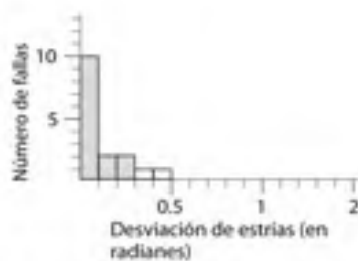
Diagrama y-R



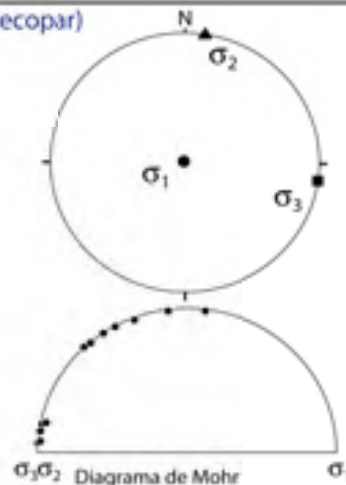
Tensor desviatorio:

σ_1 : vertical
 σ_2 : 096/00
 σ_3 : 008/00
 $R_e = 0.00$

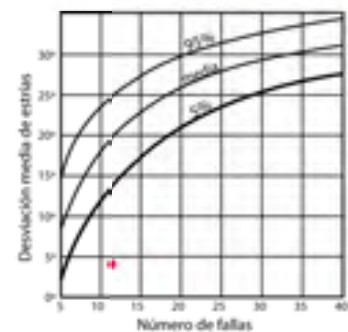
Desviación media estrías: 4.02°
Fallas explicadas: 12



Faille (Etchecopar)



Test de significancia (Orife y Lisle, 2006)



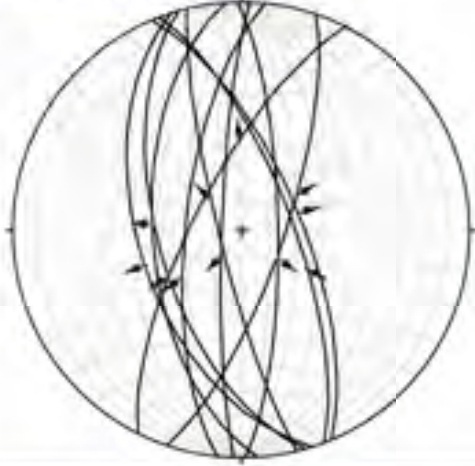
Estación: A04

•Número de Fallas: 11
 •Se: 090, 29 N

•Litología: Calizas
 •Unidad: Páramo 1

•Coordenadas (Datum European 50)
 Huso: 3CT x: 0661928
 y: 4470419
 z: 961 m

Orientación de planos y estrias



Diedros/Triedros Rectos

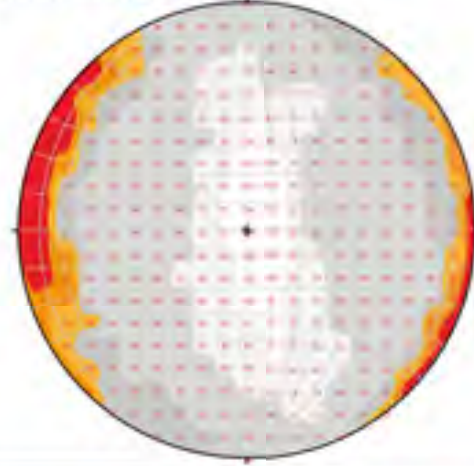
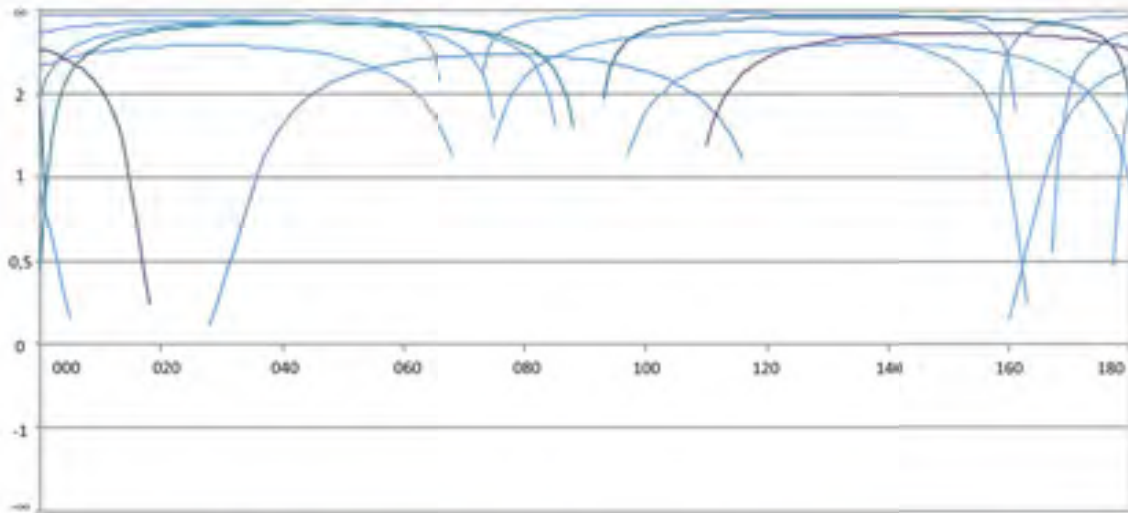


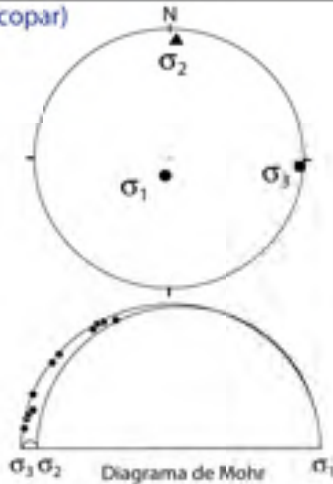
Diagrama y-R



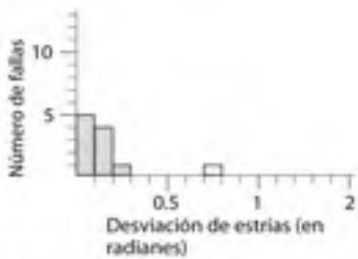
Tensor desviatorio:

σ_1 : 196/ 79
 σ_2 : 003/ 11
 σ_3 : 093/ 03
 $R_e = 0.05$

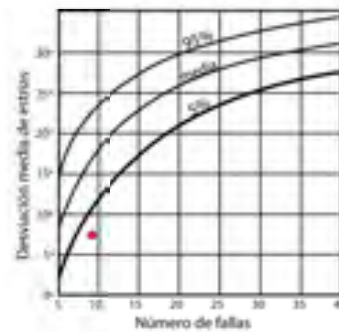
Faïlle (Etchecopar)



Desviación media estrias: 7°
 Fallas explicadas: 9



Test de significancia (Orife y Lisle, 2006)



Estación: A05

•Número de Fallas: 18

•Se: 090 / 29 N

•Litología: Calizas

•Unidad: Páramo 1

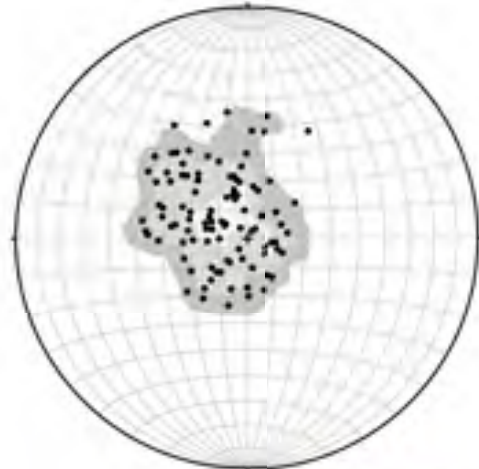
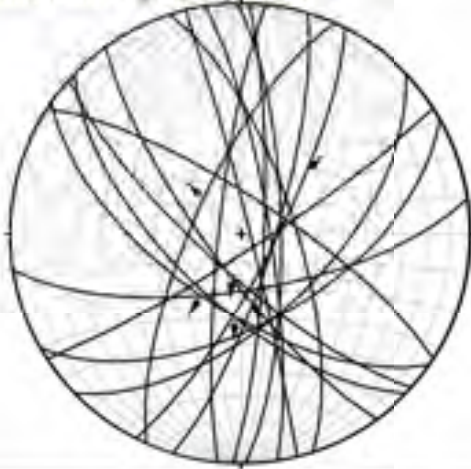
•Coordenadas (Datum European 50)

Huso: 3CT x: 0661984

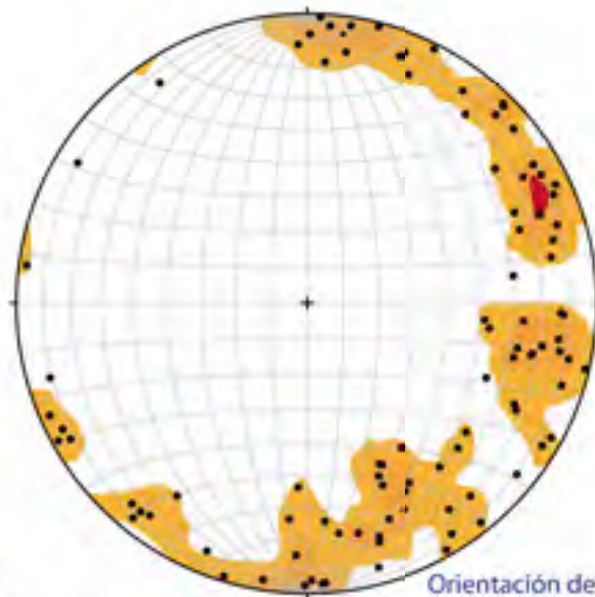
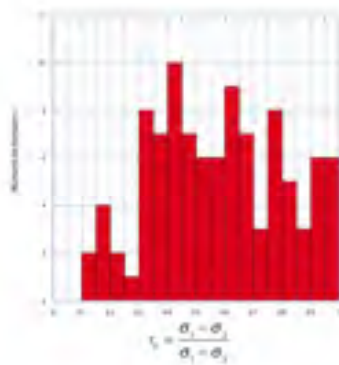
y: 4470426

z: 965 m

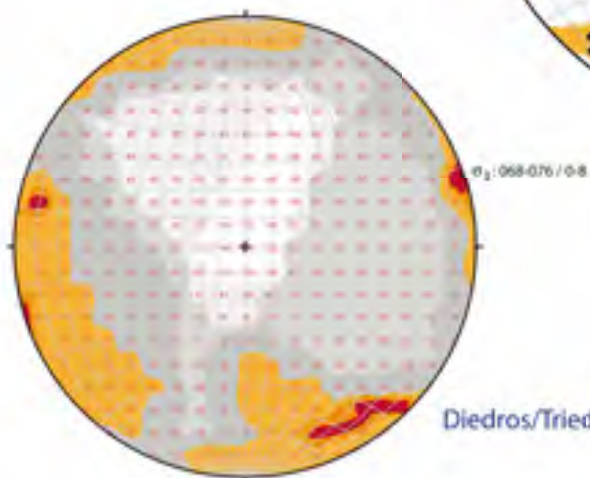
Orientación de planos y estrias



Orientación de σ_1



Orientación de σ_2



Tensor deviatorico:
 σ_1 : 305-321 / 75-84
 σ_2 : 062-072 / 10-18
 $R_s = 0.35-0.65$

Diedros/Triedros Rectos (fallas con estrias)

Estación: A06

-Número de Fallas: 47
 -Sec: muy variable

-Litología: Yesos, arcillas y calizas
 -Unidad: Calizas Intermedias

-Coordenadas (Datum European 50)
 Huso: 3CT x: 0662011
 y: 4470221
 z: 916 m

Orientación de planos y estrías



Diedros/Triedros Rectos

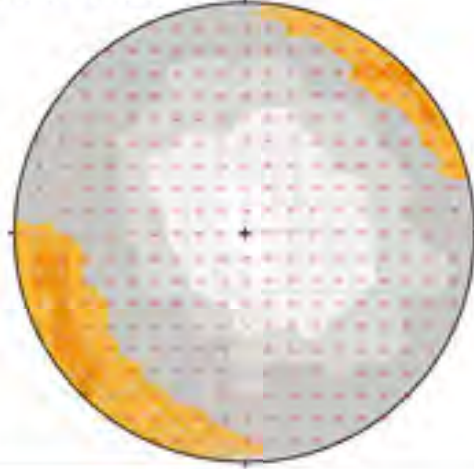
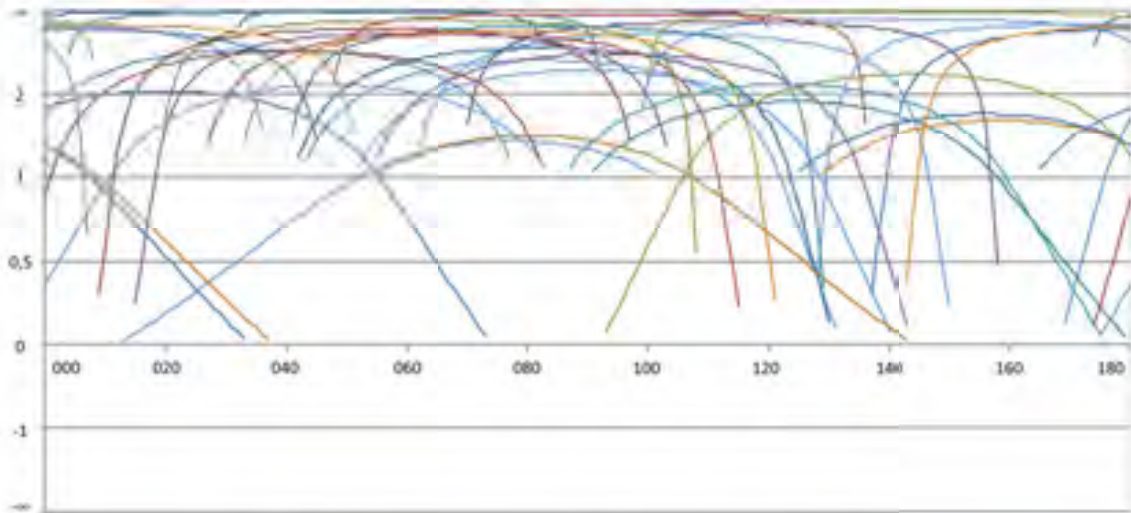
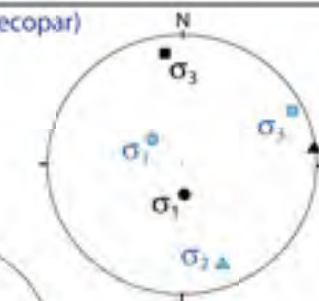


Diagrama y-R

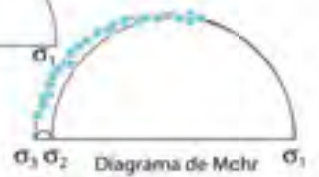
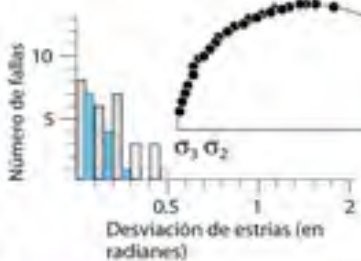


Tensores desviatorios:
 σ_1 : 176/ 72 : 211/ 66
 σ_2 : 082/ 01 : 158/ 21
 σ_3 : 352/ 18 : 064/ 10
 $R_1 = 0.00$ $R_2 = 0.02$

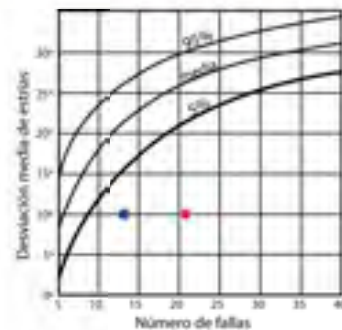
Faille (Etchecopar)



Desviación media estrías: 10° 1.01
 Fallas explicadas: 21 11



Test de significancia (O'ife y Lisle, 2006)



Estación: A07

•Número de Fallas: 24

•Sec: 097, 14 N

•Litología: Calizas

•Unidad: Páramo 1

•Coordenadas (Datum European 50)

Huso: 3CT x: 0662042

y: 4470368

z: 982 m

Orientación de planos y estrias



Diedros/Triedros Rectos

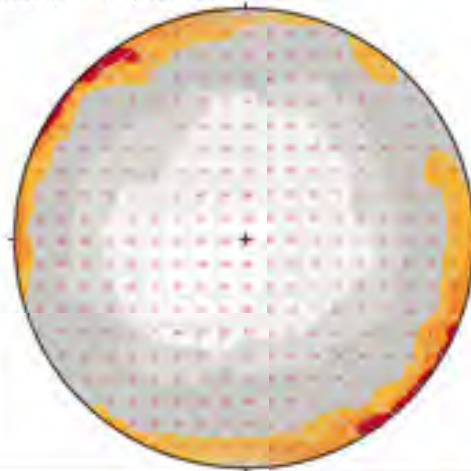
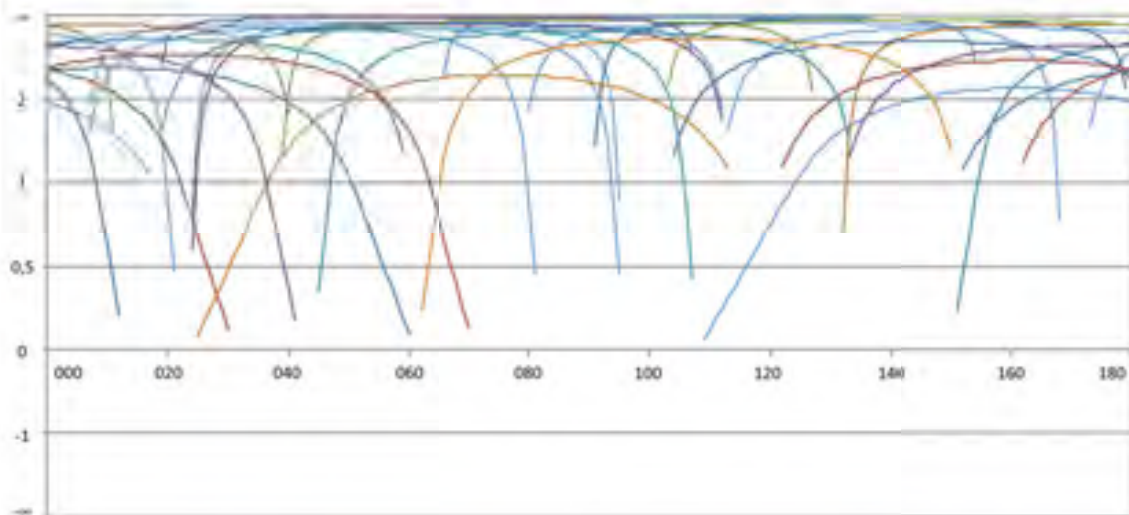


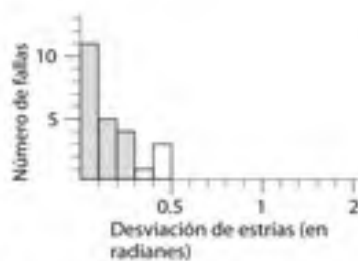
Diagrama y-R



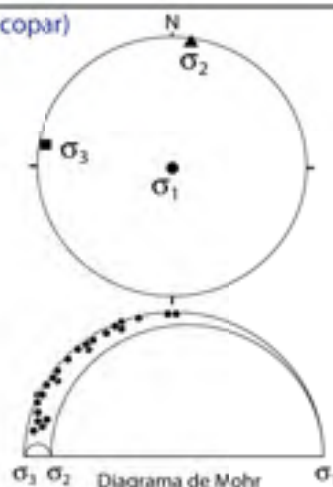
Tensor desviatorio:

σ_1 : 179/88
 σ_2 : 009/02
 σ_3 : 279/04
 $R_e = 0.03$

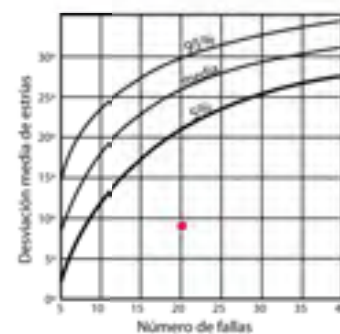
Desviación media estrias: 9°
Fallas explicadas: 20



Faille (Etchecopar)



Test de significancia (Orife y Lisle, 2006)



Estación: A08

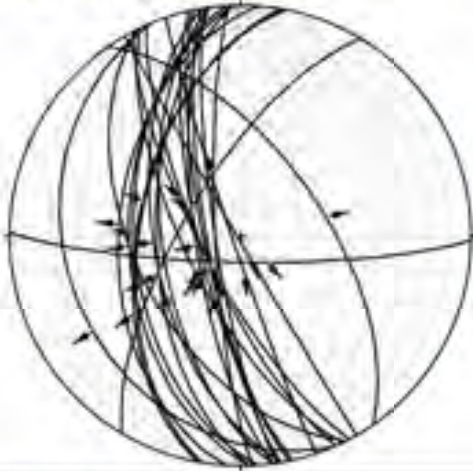
•Número de Fallas: 25
•Se: 097, 14 N

•Litología: Calizas
•Unidad: Páramo 1

•Coordenadas (Datum Europeo 50)

Huso: 3CT x: 0662211
y: 4470339
z: 982 m

Orientación de planos y estrias



Diedros/Triedros Rectos

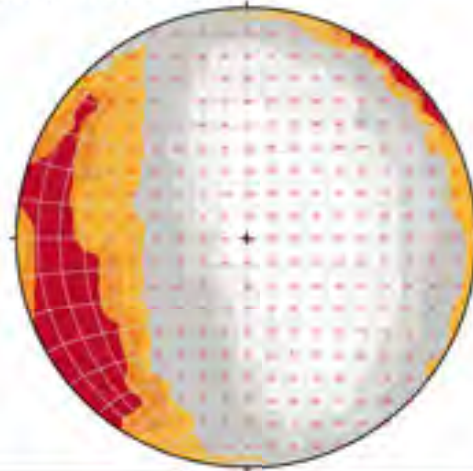
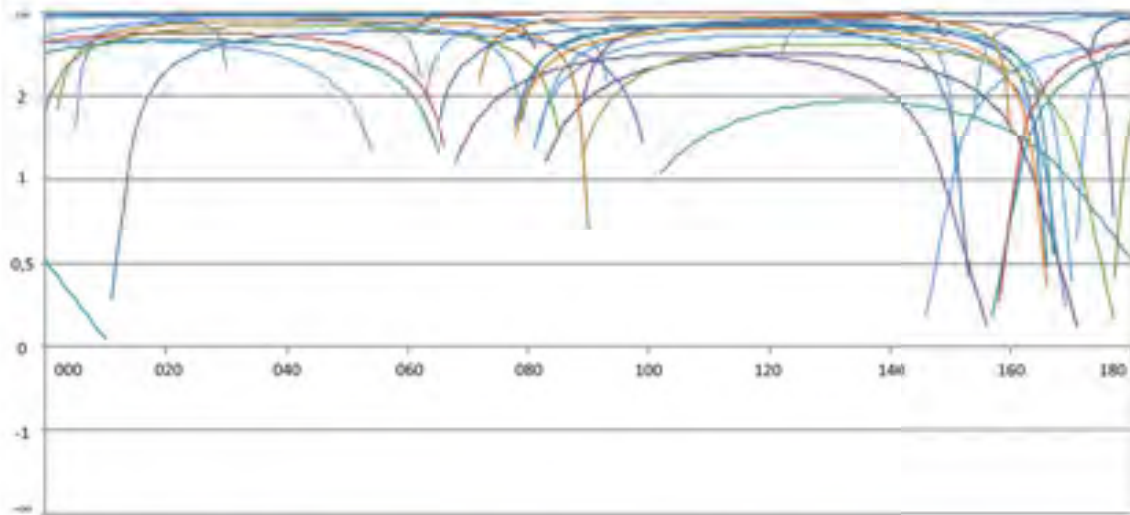


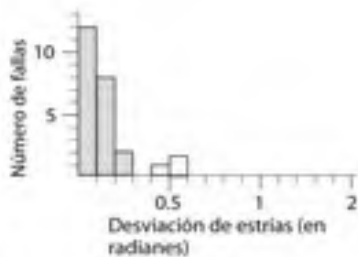
Diagrama y-R



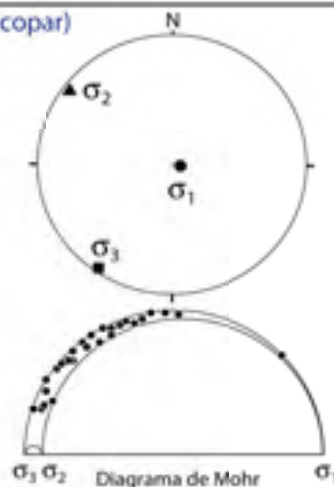
Tensor desviatorio:

σ_1 : 094/ 85
 σ_2 : 306/ 04
 σ_3 : 216/ 04
 $R_e = 0.03$

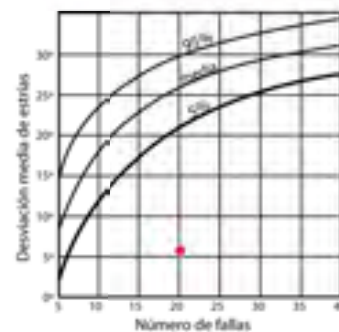
Desviación media estrias: 6°
Fallas explicadas: 20



Faïlle (Etchecopar)



Test de significancia (Oife y Lisle, 2006)



Estación: A09

•Número de Fallas: 22

•Sec: 039, 29 E

•Litología: Calizas margosas

•Unidad Páramo 2

•Coordenadas (Datum European 50)

Huso: 3CT x: 0661621

y: 4470022

z: 850.9 m

Orientación de planos y estrias



Diedros/Triedros Rectos

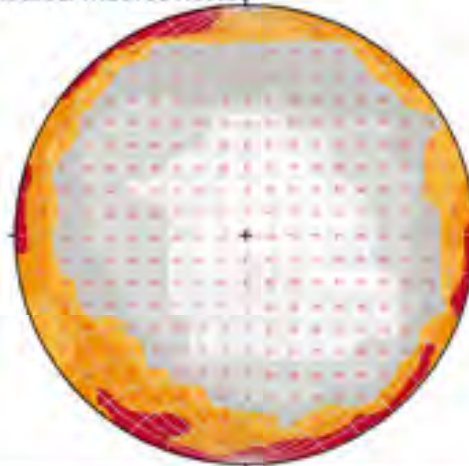
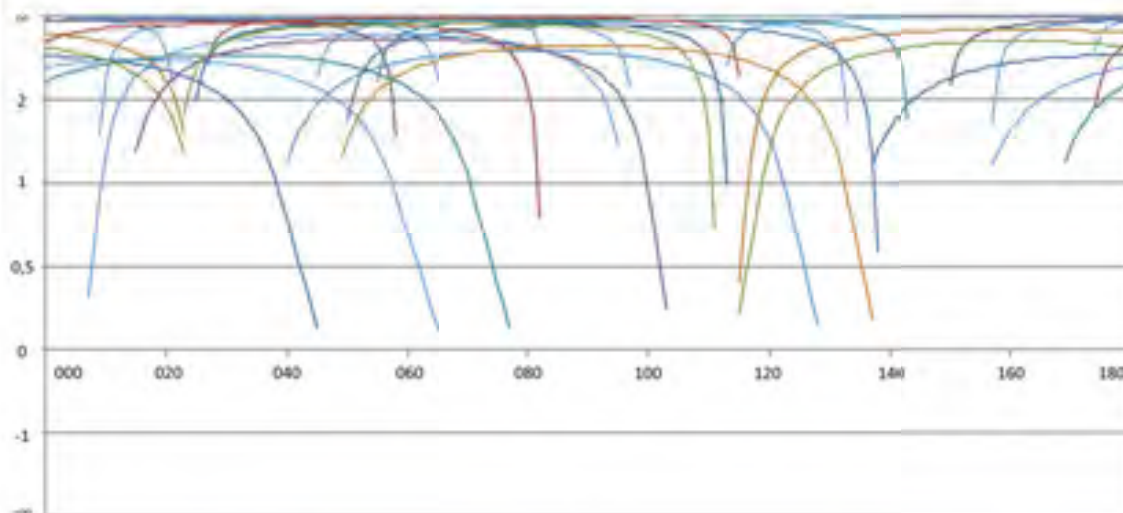


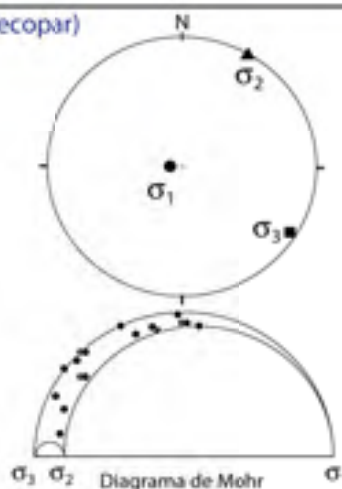
Diagrama y-R



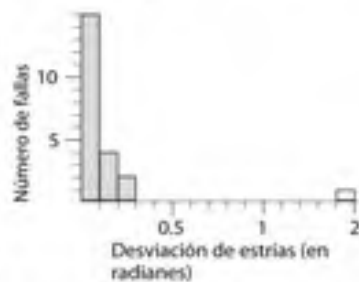
Tensor desviatorio:

σ_1 : 262/83
 σ_2 : 031/04
 σ_3 : 122/05
 $R_e = 0.09$

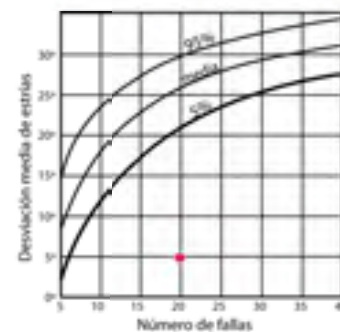
Faille (Etchecopar)



Desviación media estrias: 4.96°
Fallas explicadas: 20



Test de significancia (Orife y Lisle, 2006)



Estación: A10

•Número de Fallas: 27
•Sec: 148, 16 N

•Litología: Calizas margosas
•Unidad: Páramo 2

•Coordenadas (Datum Europeo 30)

Huso: 3CT x: 661663
y: 4469924
z: 927 m

Orientación de planos y estrias



Diedros/Triedros Rectos

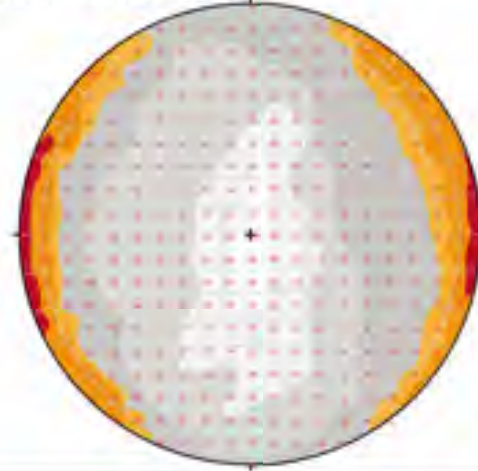
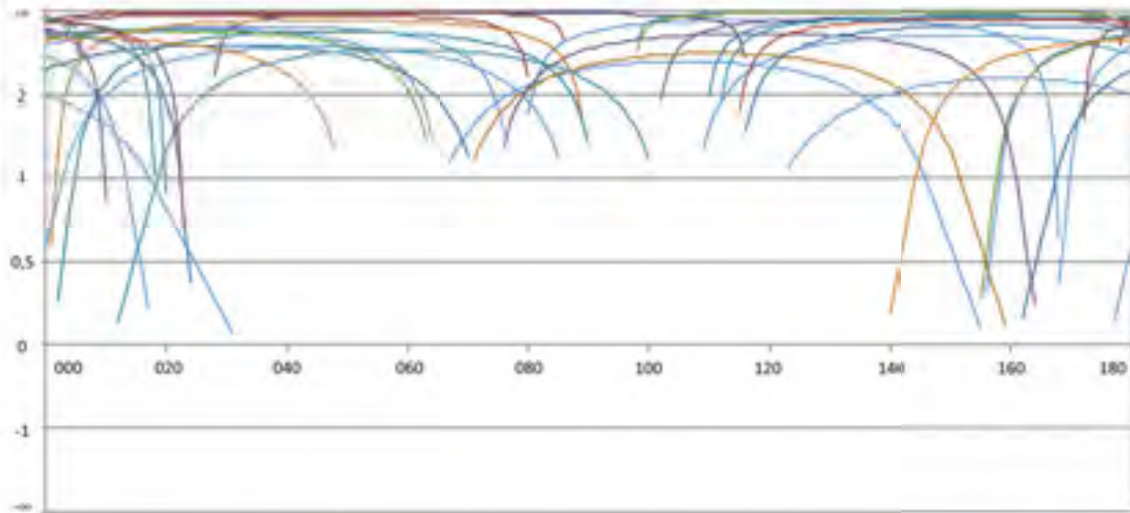


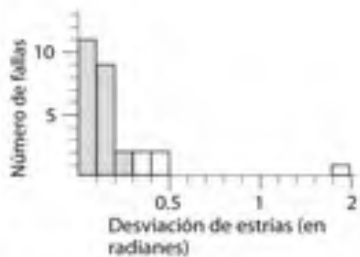
Diagrama y-R



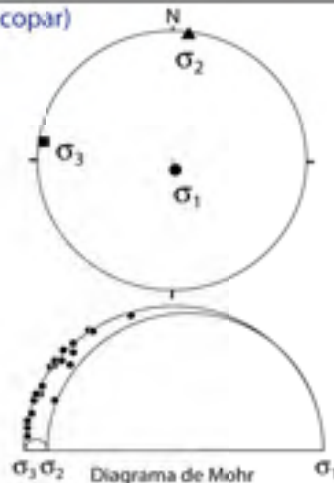
Tensor desviatorio:

σ_1 : 169/84
 σ_2 : 008/05
 σ_3 : 278/02
 $R_e = 0.08$

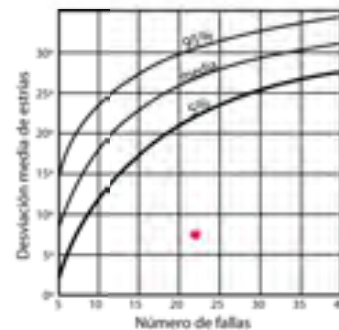
Desviación media estrias: 7.53°
Fallas explicadas: 22



Faille (Etchecopar)



Test de significancia (Orife y Lisle, 2006)



Estación: A11

Número de Fallas: 21

Sec: 050, 12 S

Litología: calizas margosas y margas

Unidad: Páramo 2

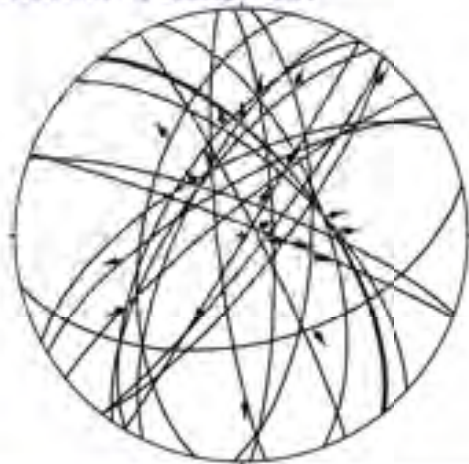
Coordenadas (Datum European 50)

Huso: 3CT x: 0661447

y: 4469112

z: 965.8 m

Orientación de planos y estrías



Diedros/Triedros Rectos

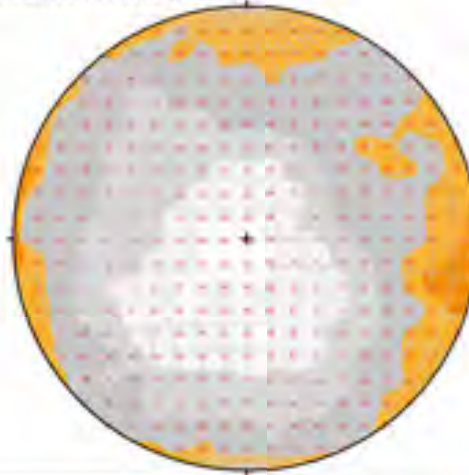
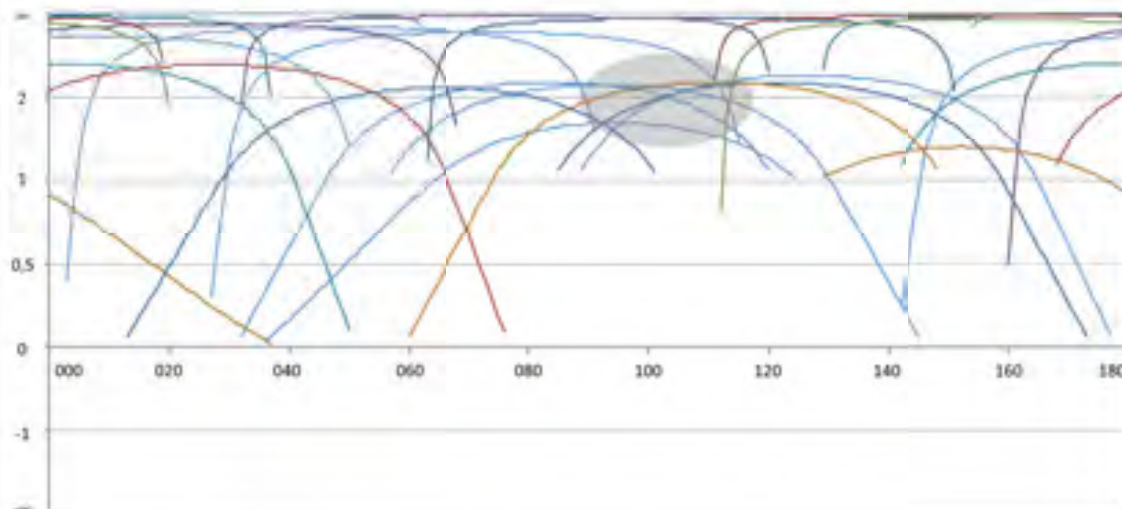


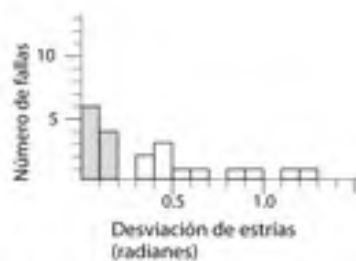
Diagrama y-R



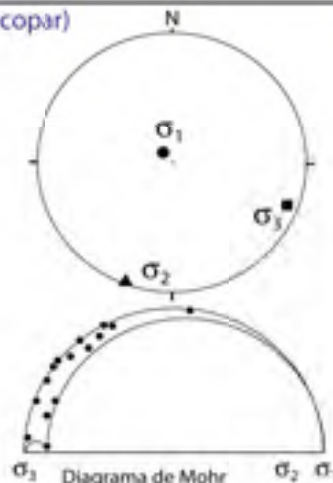
Tensor desviatorio:

σ_1 : 321/82
 σ_2 : 201/04
 σ_3 : 110/06
 $R_w = 0.07$

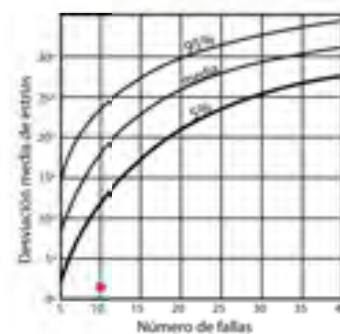
Desviación media estrías: 2.1°
Fallas explicadas: 10



Failla (Etchecopar)



Test de significancia (Orife y Lisle, 2006)



Estación: A12

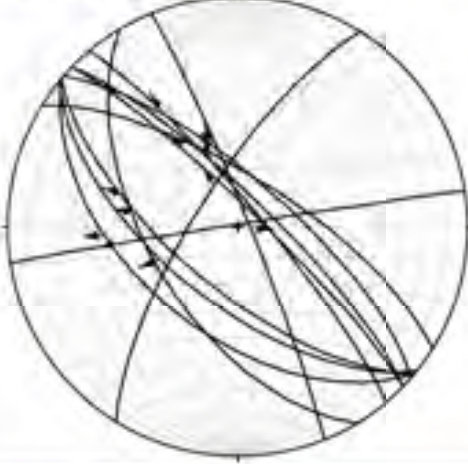
•Número de Fallas: 13
•S₀: 038, 11 E

•Litología: Calizas y yesos
•Unidad: Páramo 1

•Coordenadas (Datum European 50)

Huso: 3CT x: 0661882
y: 4468510
z: 982.8 m

Orientación de planos y estrias



Diedros/Triedros Rectos

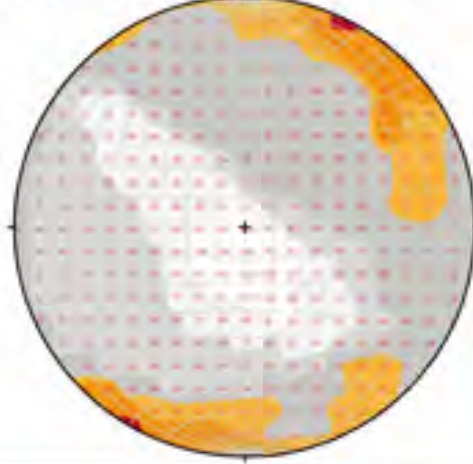
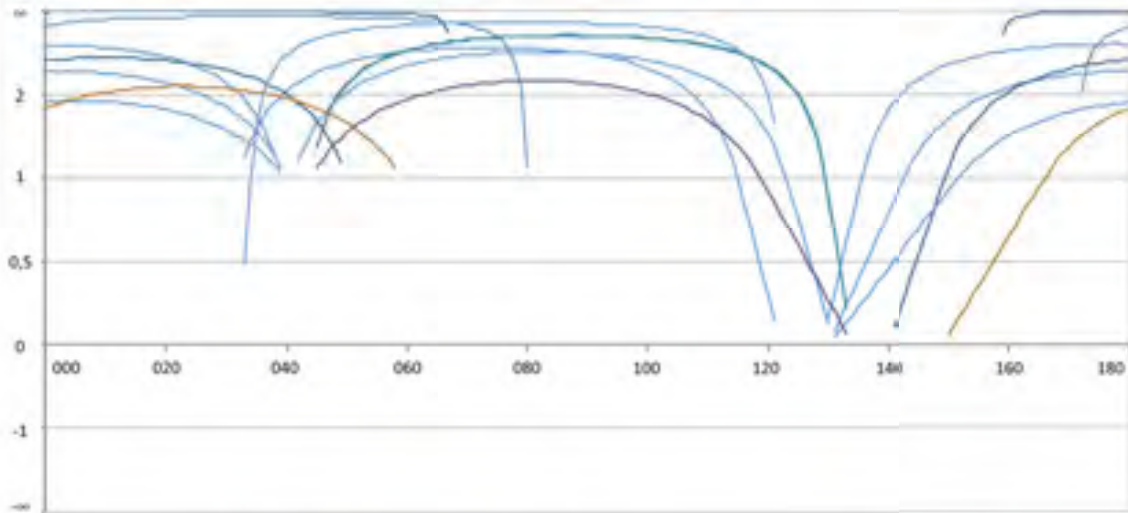


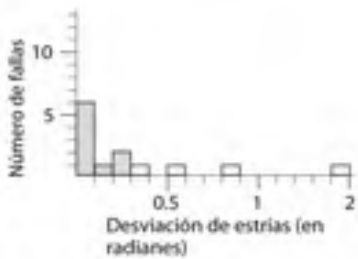
Diagrama y-R



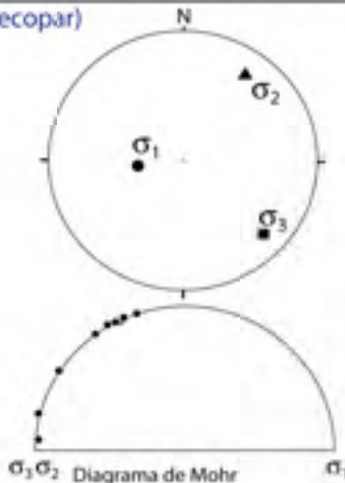
Tensor desviatorio:

σ_1 : 262/ 62
 σ_2 : 036/ 21
 σ_3 : 133/ 18
 $R_a = 0.01$

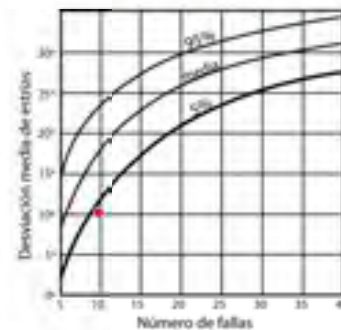
Desviación media estrias: 10.2°
Fallas explicadas: 9



Faïlle (Etchecopar)



Test de significancia (Orife y Lisle, 2006)



Estación: A13

•Número de Fallas: 22
•Sec: 071, 59 N

•Litología: calizas blancas
•Unidad: Páramo 2

•Coordenadas (Datum European 50)

Huso: 3CT x: 0661312
y: 4468977
z: 955.9 m

Orientación de planos y estrias



Diedros/Triedros Rectos

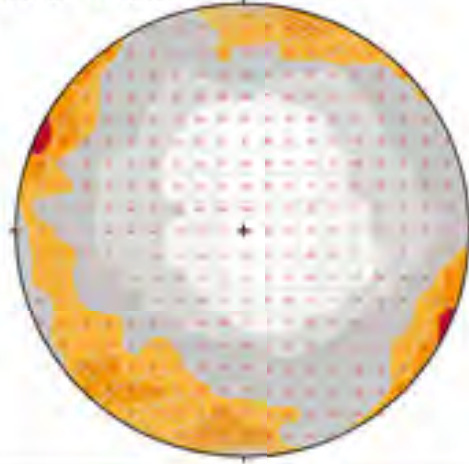
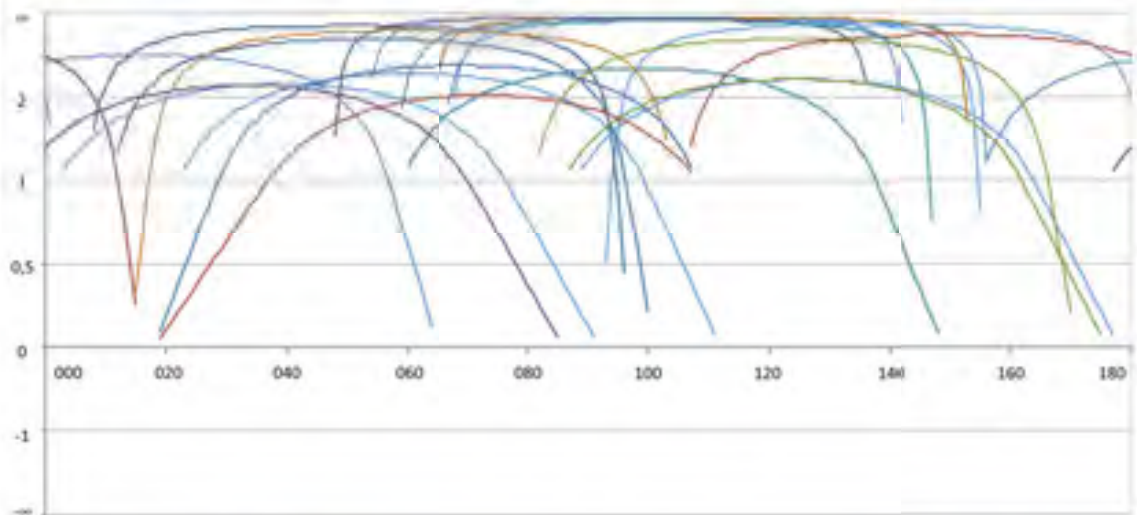


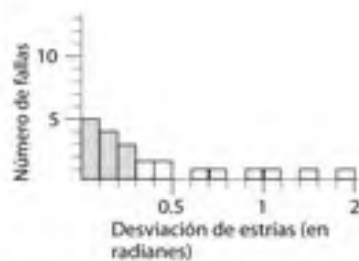
Diagrama y-R



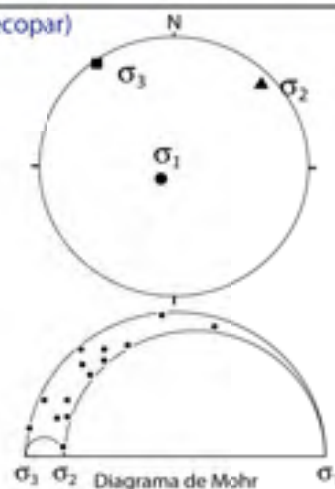
Tensor desviatorio:

σ_1 : 225/ 79
 σ_2 : 048/ 11
 σ_3 : 318/ 01
 $R_e = 0.16$

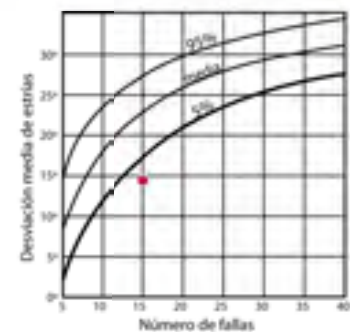
Desviación media estrias: 14.6°
Fallas explicadas: 15



Failla (Etchecopar)



Test de significancia (Orife y Lisle, 2006)



Estación: A14

Número de Fallas: 28
Sec: 168, 10 E

Litología: Calizas margosas y margas
Unidad: Páramo 1

Coordenadas (Datum European 30)

Huso: 3CT x: 0662438
y: 4468363
z: 1011 m

Orientación de planos y estrias



Diedros/Triedros Rectos

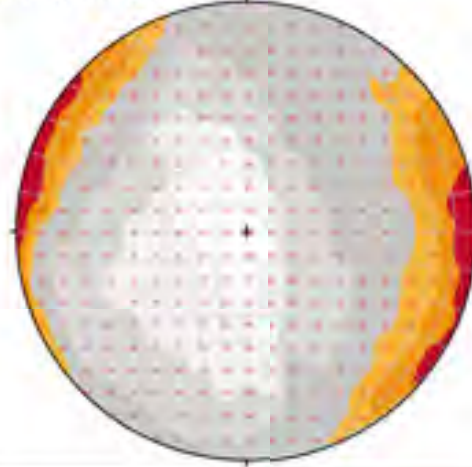
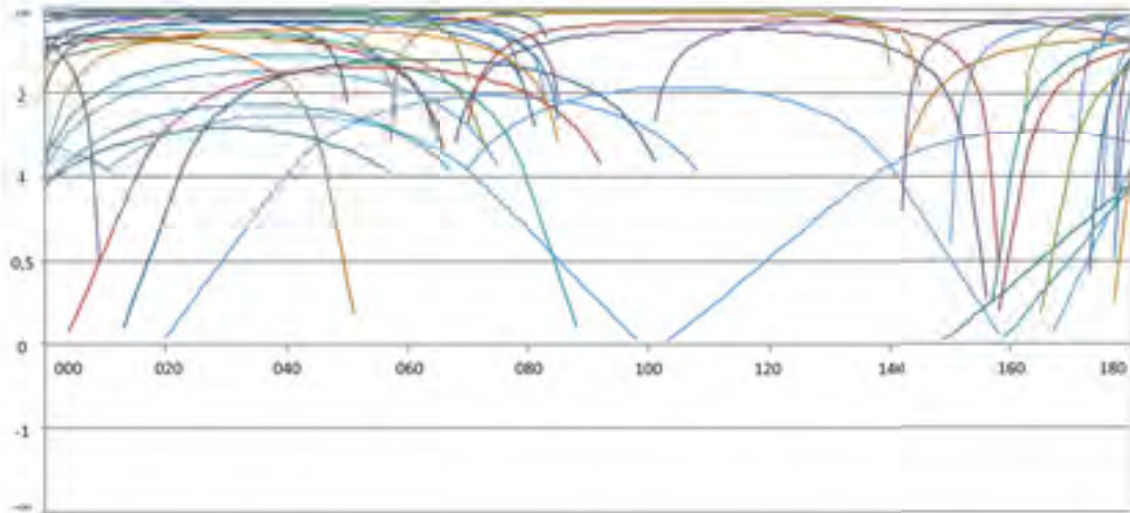


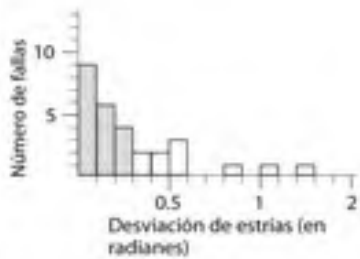
Diagrama y-R



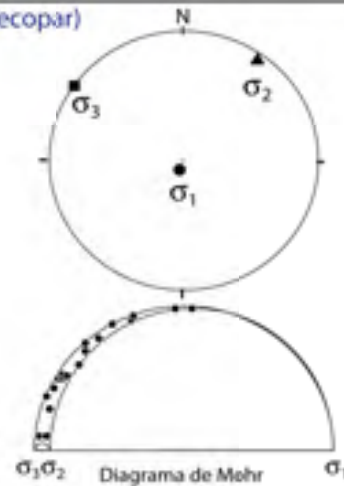
Tensor desviatorio:

σ_1 : 190/83
 σ_2 : 037/06
 σ_3 : 306/03
 $R_e = 0.05$

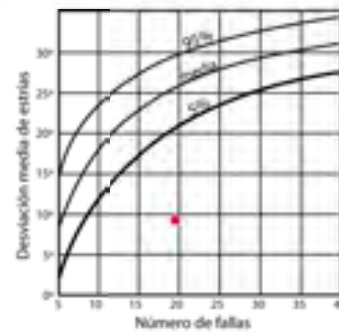
Desviación media estrias: 8,4°
Fallas explicadas: 19



Faillé (Etchecopar)



Test de significancia (Oife y Lisle, 2006)



Estación: A15

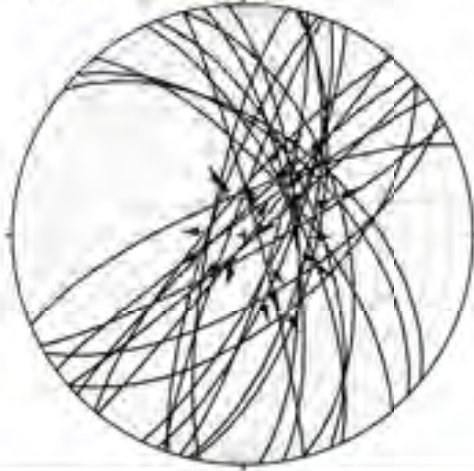
•Número de Fallas: 26
•Sec: 003, 24 W

•Litología: Calizas y yesos
•Unidad: Páramo 2

•Coordenadas (Datum Europeo 30)

Huso: 3CT x: 0661078
y: 4468654
z: 960 m

Orientación de planos y estrias



Diedros/Triedros Rectos

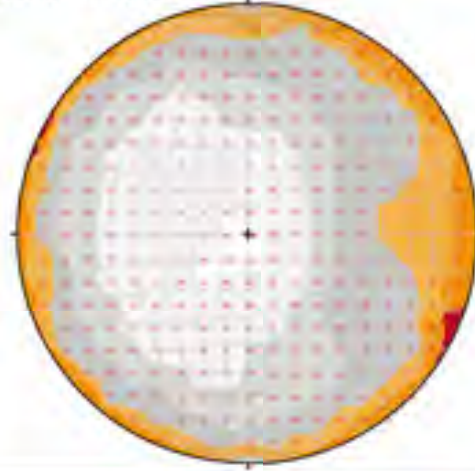
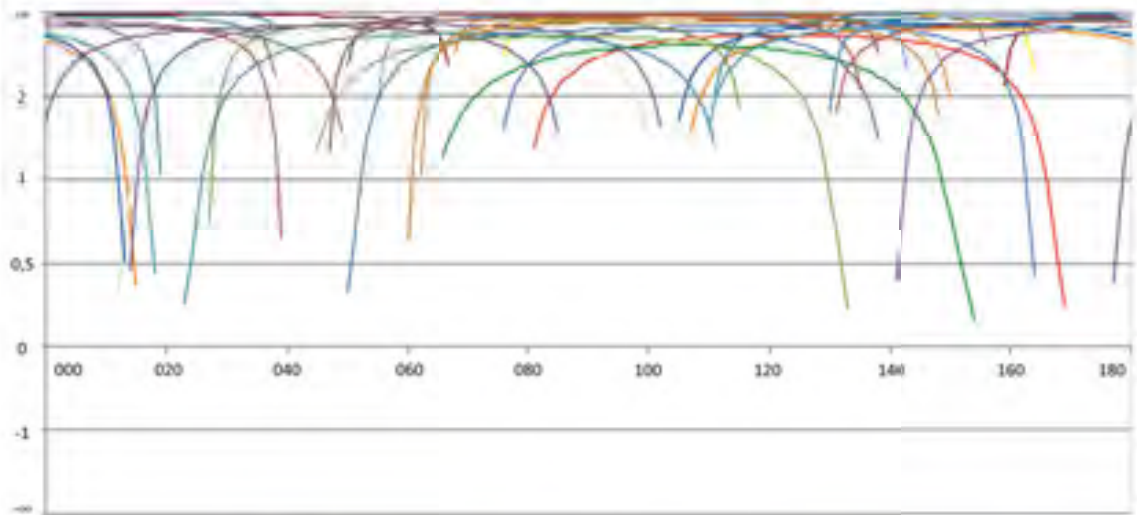


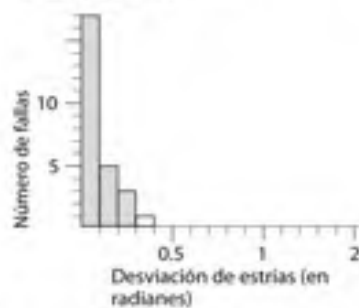
Diagrama y-R



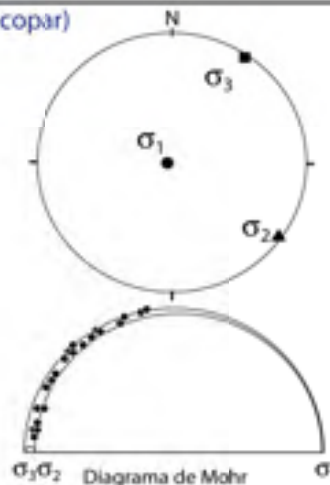
Tensor desviatorio:

σ_1 : 271/87
 σ_2 : 124/03
 σ_3 : 034/02
 $R_e = 0.03$

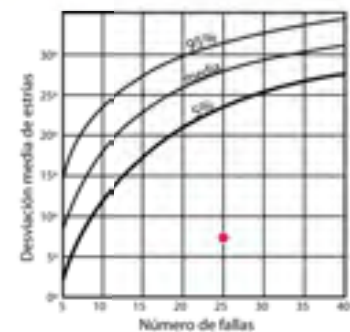
Desviación media estrias: 7.3°
Fallas explicadas: 25



Faille (Etchecopar)



Test de significancia (Orife y Lisle, 2006)



Estación: A16

•Número de Fallas: 32
•Sec: 014, 04 E

•Litología: Margocalizas y margas
•Unidad: Páramo 2

•Coordenadas (Datum European 50)

Huso: 3CT x: 0663053
y: 4468219
z: 1076.5 m

Orientación de planos y estrías



Diedros/Triedros Rectos

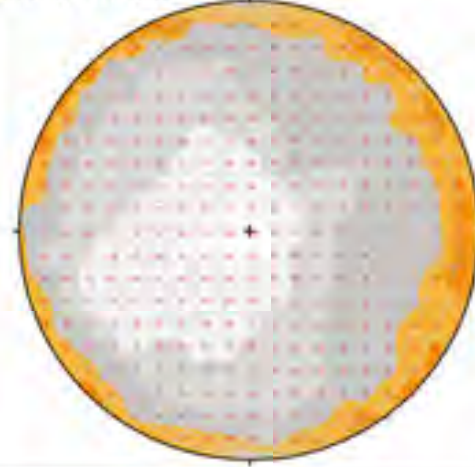
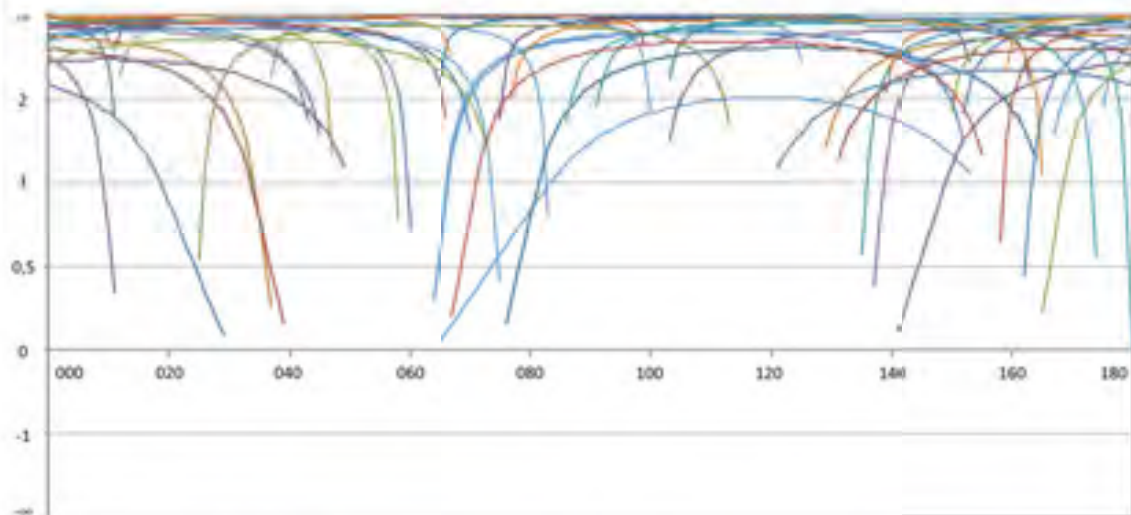


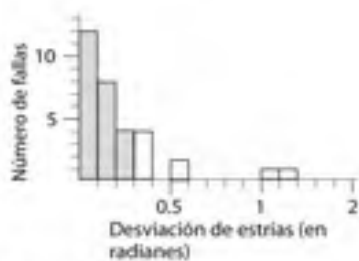
Diagrama y-R



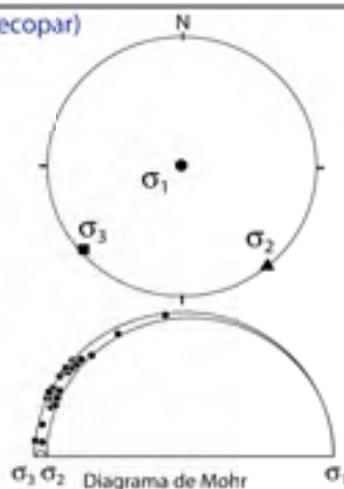
Tensor desviatorio:

σ_1 : 037/89
 σ_2 : 139/00
 σ_3 : 229/01
 $R_e = 0.03$

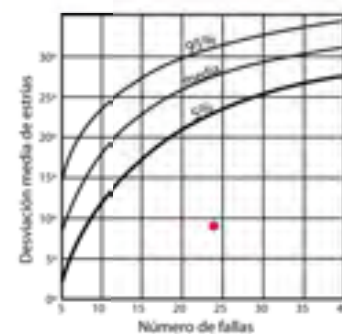
Desviación media estrías: 8.4°
Fallas explicadas: 24



Faïlle (Etchecopar)



Test de significancia (Oife y Lisle, 2006)



Estación: T01

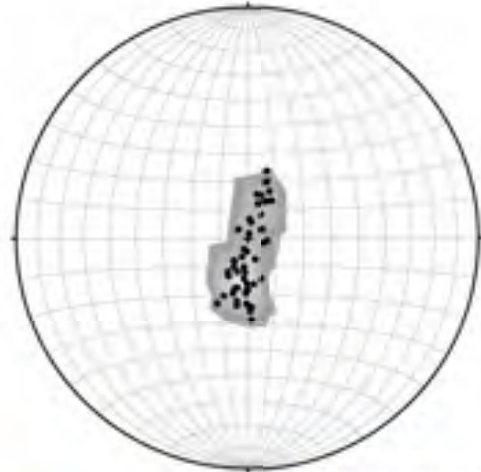
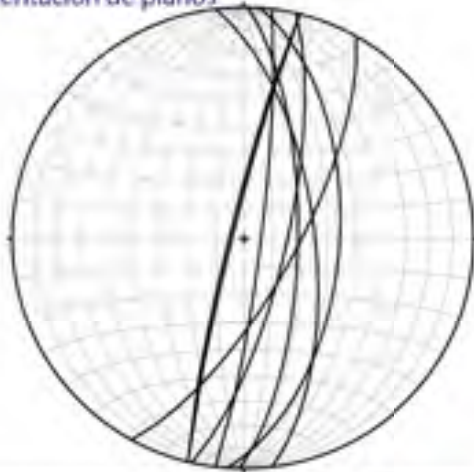
•Número de Fallas: 8
•Se: 000, 08 W

•Litología: Areniscas
•Unidad: Rojo 1

•Coordenadas (Datum European 50)

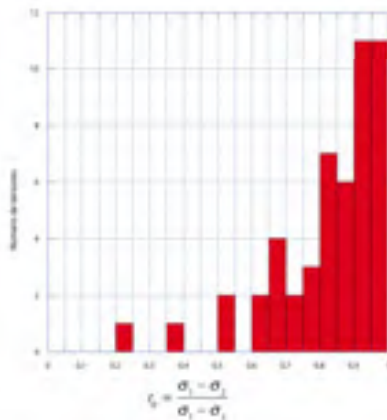
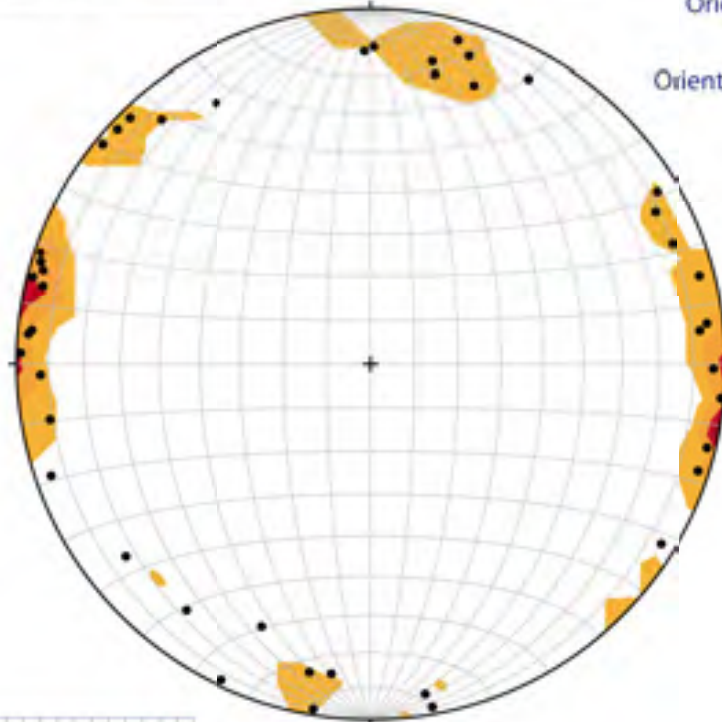
Huso: 3CT x: 0661519
y: 4466583
z: 937 m

Orientación de planos



Orientación de σ_1

Orientación de σ_3



$$\xi = \frac{\sigma_2 - \sigma_1}{\sigma_1 - \sigma_3}$$

Tensor desviatorio:

σ_1 : 178-188 / 72-80

σ_2 : 088-104 / 0-4

$R_e = 0.10 - 0.12$

ANEXO V. CÁLCULO DEL ÍNDICE SL

Barranco	ΔL	ΔH	L	Índice SL
	63,58	5	31,79	2,50
	25,64	5	76,4	14,90
	54,99	5	116,715	10,61
	73,46	5	180,94	12,32
	50,15	5	242,745	24,20
	40,61	5	288,125	35,47
1	58,07	5	337,465	29,06
	31,73	5	382,365	60,25
	33,31	5	414,885	62,28
	43,05	5	453,065	52,62
	36,87	5	493,025	66,86
	102,91	5	562,915	27,35
	121,84	5	675,29	27,71
<hr/>				
	47,79	5	23,895	2,50
	41,06	5	68,32	8,32
	33,95	5	105,825	15,59
	30,95	5	138,275	22,34
	48,61	5	178,055	18,31
	39,72	5	222,22	27,97
	72,49	5	278,325	19,20
2	68,45	5	348,795	25,48
	97,09	5	431,565	22,22
	75,38	5	517,8	34,35
	90,77	5	600,875	33,10
	61,87	5	677,195	54,73
	43,81	5	730,035	83,32
	38,91	5	771,395	99,13
	9,66	5	795,68	411,84
<hr/>				
	16,88	5	8,44	2,50
	22,21	5	27,985	6,30
	17,37	5	47,775	13,75
	29,81	5	71,365	11,97
	37,12	5	104,83	14,12
	36,39	5	141,585	19,45
	44,38	5	181,97	20,50
	47,14	5	227,73	24,15
3	44,39	5	273,495	30,81
	50,19	5	320,785	31,96
	46,33	5	369,045	39,83
	56,85	5	420,635	37,00
	6,4	5	452,26	353,33
	10,51	5	460,715	219,18
	12,16	5	472,05	194,10
	19,47	5	487,865	125,29
	117,08	5	556,14	23,75
	159,84	5	694,6	21,73

Barranco	ΔL	ΔH	L	Índice SL
	24,38	5	12,19	2,50
	19,09	5	33,925	8,89
	24,2	5	55,57	11,48
	30,24	5	82,79	13,69
	38,9	5	117,36	15,08
	46,96	5	160,29	17,07
	37,76	5	202,65	26,83
	53,2	5	248,13	23,32
4	45,05	5	297,255	32,99
	18,27	5	328,915	90,02
	13,2	5	344,65	130,55
	17,11	5	359,805	105,14
	30,36	5	383,54	63,17
	76,44	5	436,94	28,58
	85,86	5	518,09	30,17
	92,19	5	607,115	32,93
	128,49	5	717,455	27,92
<hr/>				
	41,84	5	20,92	2,50
	49,06	5	66,37	6,76
	52,81	5	117,305	11,11
	54,7	5	171,06	15,64
	58,29	5	227,555	19,52
	72,56	5	292,98	20,19
	92,99	5	375,755	20,20
	63,61	5	454,055	35,69
	81,47	5	526,595	32,32
	75,99	5	605,325	39,83
	83,71	5	685,175	40,93
	107,68	5	780,87	36,26
5	73,56	5	871,49	59,24
	92,99	5	954,765	51,34
	108,76	5	1055,64	48,53
	128,41	5	1174,225	45,72
	93,49	5	1285,175	68,73
	12,45	5	1338,145	537,41
	12,07	5	1350,405	559,41
	9,84	5	1361,36	691,75
	14,51	5	1373,535	473,31
	84,91	5	1423,245	83,81
	102,69	5	1517,045	73,87
	133,95	5	1635,365	61,04
	54,72	5	1729,7	158,05
	97,04	5	1805,58	93,03

Barranco	ΔL	ΔH	L	Índice SL
	47,97	5	23,985	2,50
	123,17	5	109,555	4,45
	89,16	5	215,72	12,10
	62,55	5	291,575	23,31
	71,73	5	358,715	25,00
	60,18	5	424,67	35,28
	40,17	5	474,845	59,10
	7,16	5	498,51	348,12
	63,49	5	533,835	42,04
6	117,43	5	624,295	26,58
	83,37	5	724,695	43,46
	77,48	5	805,12	51,96
	57,96	5	872,84	75,30
	37,99	5	920,815	121,19
	93,83	5	986,725	52,58
	204,01	5	1135,645	27,83
	220,94	5	1348,12	30,51
	144,31	5	1530,745	53,04
	219,65	5	1712,725	38,99
	184,96	5	1915,03	51,77
	24,49	5	12,245	2,50
	115,59	5	82,285	3,56
	82,87	5	181,515	10,95
	23,65	5	234,775	49,64
	27,15	5	260,175	47,91
	80,2	5	313,85	19,57
	140,07	5	423,985	15,13
	82,1	5	535,07	32,59
7	112,8	5	632,52	28,04
	152,19	5	765,015	25,13
	195,6	5	938,91	24,00
	168,24	5	1120,83	33,31
	31,67	5	1220,785	192,74
	53,82	5	1263,53	117,38
	201,24	5	1391,06	34,56
	185,29	5	1584,325	42,75

Barranco	ΔL	ΔH	L	Índice SL
	109,83	5	54,915	2,50
	222,94	5	221,3	4,96
	162,9	5	414,22	12,71
	228,99	5	610,165	13,32
	112,82	5	781,07	34,62
	176,21	5	925,585	26,26
	91,06	5	1059,22	58,16
	37,49	5	1123,495	149,84
	32,32	5	1158,4	179,21
8	42,3	5	1195,71	141,34
	56,66	5	1245,19	109,88
	142,42	5	1344,73	47,21
	39,86	5	1435,87	180,11
	177	5	1544,3	43,62
	191,48	5	1728,54	45,14
	172,51	5	1910,535	55,37
	74,94	5	2034,26	135,73
	238,32	5	2190,89	45,97
	226,67	5	2423,385	53,46
	240,4	5	120,2	2,50
	203,48	5	342,14	8,41
	57,55	5	472,655	41,06
	56,04	5	529,45	47,24
	26,78	5	570,86	106,58
	44,01	5	606,255	68,88
	33,86	5	645,19	95,27
	20,98	5	672,61	160,30
	32,58	5	699,39	107,33
	24,3	5	727,83	149,76
	12,71	5	746,335	293,60
	32,56	5	768,97	118,09
9	23,72	5	797,11	168,02
	69,09	5	843,515	61,04
	192,76	5	974,44	25,28
	192,75	5	1167,195	30,28
	265,46	5	1396,3	26,30
	222,78	5	1640,42	36,82
	268,43	5	1886,025	35,13
	261,59	5	2151,035	41,11
	276,75	5	2420,205	43,73
	237,24	5	2677,2	56,42
	287,58	5	2939,61	51,11
	258,47	5	3212,635	62,15
	530,91	5	3607,325	33,97

Barranco	ΔL	ΔH	L	Índice SL
	16,44	5	8,22	2,50
	22,76	5	27,82	6,11
	32,6	5	55,5	8,51
	27,37	5	85,485	15,82
	24,41	5	111,375	22,81
	30,51	5	138,835	22,75
	40,81	5	174,495	21,38
	35,61	5	212,705	29,87
	29,55	5	245,285	41,50
	19,41	5	289,765	69,49
	16,29	5	287,615	88,28
	21,86	5	306,69	70,15
	21,28	5	328,26	77,13
	40,63	5	359,215	44,21
	31,41	5	395,235	62,92
	47,81	5	434,645	45,48
	51,1	5	484,3	47,39
	57,63	5	538,665	46,73
10	74,6	5	604,78	40,53
	59,8	5	671,98	56,19
	65,2	5	734,48	56,33
	66,76	5	800,46	59,95
	93,17	5	880,425	47,25
	79,11	5	966,565	61,09
	90,84	5	1051,54	57,88
	101,62	5	1147,77	56,47
	104,39	5	1250,775	59,91
	88,49	5	1347,215	76,12
	92,31	5	1437,615	77,87
	96,59	5	1532,065	79,31
	100,39	5	1630,555	81,21
	115,59	5	1738,545	75,20
	105,89	5	1849,285	87,32
	132,7	5	1968,58	74,17
	181,47	5	2125,665	58,57
	269,85	5	2351,325	43,57
	279,08	5	2625,79	47,04
	236,42	5	2883,54	60,98
	286,4	5	3144,95	54,90

Barranco	ΔL	ΔH	L	Índice SL
	19,87	5	9,935	2,50
	17,87	5	28,805	8,06
	15,35	5	45,415	14,79
	16,6	5	61,39	18,49
	18,73	5	79,055	21,10
	23,85	5	100,345	21,04
	19,45	5	121,995	31,36
	15,45	5	139,445	45,13
	17,75	5	156,045	43,96
	17,77	5	173,805	48,90
	21,42	5	193,4	45,14
11	21,03	5	214,625	51,03
	27,41	5	238,845	43,57
	27,48	5	266,29	48,45
	33,81	5	296,935	43,91
	31,88	5	329,78	51,72
	37,26	5	364,35	48,89
	34,89	5	400,425	57,38
	15,07	5	425,405	141,14
	29,26	5	447,57	76,48
	52,14	5	488,27	46,82
	50,9	5	539,79	53,02
	61,07	5	595,775	48,78
	66,48	5	659,55	49,61
	108,86	5	747,22	34,32
	123,08	5	61,54	2,50
	66,34	5	156,25	11,78
	101,86	5	240,35	11,80
	73,66	5	328,11	22,27
	96,6	5	413,24	21,39
	94,68	5	508,88	26,87
	73,84	5	593,14	40,16
	39,62	5	649,87	82,01
	54,98	5	697,17	63,40
	61,93	5	755,625	61,01
	23,05	5	798,115	173,13
12	33,16	5	826,22	124,58
	32,88	5	859,24	130,66
	42,21	5	896,785	106,23
	66,87	5	951,325	71,13
	59,29	5	1014,405	85,55
	61,14	5	1074,62	87,88
	53,49	5	1131,935	105,81
	43,33	5	1180,345	136,20
	58,4	5	1231,21	105,41
	76,4	5	1298,61	84,99
	154,28	5	1413,95	45,82
	121,37	5	1551,775	63,93

Barranco	ΔL	ΔH	L	Indice SL
	39,41	5	19,705	2,50
	44,95	5	61,885	6,88
	39,86	5	104,29	13,08
	42,46	5	145,45	17,13
	30,73	5	182,045	29,62
	24,89	5	209,855	42,16
	26,44	5	235,52	44,54
	36,28	5	266,88	36,78
	21,77	5	295,905	67,96
	49,2	5	331,39	33,68
	38,27	5	375,125	49,01
	44,46	5	416,49	46,84
	42,11	5	459,775	54,59
	64,12	5	512,89	39,99
	63,72	5	576,81	45,26
	78,03	5	647,685	41,50
	76,64	5	725,02	47,30
	47,75	5	787,215	82,43
	61	5	841,59	68,98
13	42,21	5	893,195	105,80
	58,95	5	943,775	80,05
	49,92	5	998,21	99,98
	60,86	5	1053,6	86,56
	64,58	5	1116,32	86,43
	48,02	5	1172,62	122,10
	48,46	5	1220,86	125,97
	43,41	5	1266,795	145,91
	52,72	5	1314,86	124,70
	77,89	5	1380,165	88,60
	81,65	5	1459,935	89,40
	71,17	5	1536,345	107,93
	89,53	5	1616,695	90,29
	97,71	5	1710,315	87,52
	62,54	5	1790,44	143,14
	103,74	5	1873,58	90,30
	105,46	5	1978,18	93,79
	115,65	5	2088,735	90,30
	171,79	5	2232,455	64,98
	147,12	5	2391,91	81,29
	136,39	5	2533,665	92,88

Barranco	ΔL	ΔH	L	Indice SL
	42,07	5	21,035	2,50
	96,9	5	90,52	4,67
	93,7	5	185,82	9,92
	88,29	5	276,815	15,68
	95,28	5	368,6	19,34
	82,88	5	457,68	27,61
	31,14	5	514,69	82,64
	50,91	5	555,715	54,58
	45,17	5	603,755	66,83
	44,35	5	648,515	73,11
	27,64	5	684,51	123,83
	39	5	717,83	92,03
14	41,42	5	758,04	91,51
	32,38	5	794,94	122,75
	24,19	5	823,225	170,16
	83,23	5	876,935	52,68
	97,79	5	967,445	49,47
	123,45	5	1078,065	43,66
	115,41	5	1197,495	51,88
	106,27	5	1308,335	61,56
	131,57	5	1427,255	54,24
	117,78	5	1551,93	65,88
	165,61	5	1693,625	51,13
	184,62	5	1868,74	50,61
	201,48	5	2061,79	51,17
	186,74	5	2255,9	60,40

Barranco	ΔL	ΔH	L	Índice SL
	28,75	5	14,375	2,50
	23,58	5	40,54	8,60
	40,81	5	72,735	8,91
	30,06	5	108,17	17,99
	61,45	5	153,925	12,52
	66,72	5	218,01	16,34
	74,94	5	288,84	19,27
	39,69	5	346,155	43,61
	77,6	5	404,8	26,08
	211,16	5	549,18	13,00
	148,67	5	729,095	24,52
	165,07	5	885,965	26,84
	188,23	5	1062,615	28,23
	127,69	5	1220,575	47,79
15	83,56	5	1326,2	79,36
	35,82	5	1385,89	193,45
	62,82	5	1435,21	114,23
	33,25	5	1483,245	223,04
	60,36	5	1530,05	126,74
	90,25	5	1605,355	88,94
	62,63	5	1681,795	134,26
	39,23	5	1732,725	220,84
	68,23	5	1786,455	130,91
	131,86	5	1886,5	71,53
	206,86	5	2055,86	49,69
	205,96	5	2262,27	54,92
	209,32	5	2469,91	59,00
	183,69	5	2666,415	72,58
	203,77	5	2860,145	70,18
	178,18	5	3051,12	85,62
	28,32	5	14,16	2,50
	26,42	5	41,53	7,86
	27,99	5	68,735	12,28
	23,77	5	94,615	19,90
	27,82	5	120,41	21,64
	57,28	5	162,96	14,22
	32,6	5	207,9	31,89
16	26,32	5	237,36	45,09
	35,8	5	268,42	37,49
	46,31	5	309,475	33,41
	71	5	368,13	25,92
	51,25	5	429,255	41,88
	44,74	5	477,25	53,34
	83,78	5	541,51	32,32
	110,87	5	638,835	28,81

Barranco	ΔL	ΔH	L	Índice SL
	72,56	5	36,28	2,50
	95,12	5	120,12	6,31
	93,37	5	214,365	11,48
	94,59	5	308,345	16,30
	99,74	5	405,51	20,33
	71,19	5	490,975	34,48
	75,38	5	564,26	37,43
	288,88	5	736,39	13,69
17	152,72	5	947,19	31,01
	92,6	5	1069,85	57,77
	168,18	5	1200,24	35,68
	213,43	5	1391,045	32,59
	129,3	5	1562,41	60,42
	170,69	5	1712,405	50,16
	54,05	5	1824,775	168,80
	216,66	5	1960,13	45,24
	151,55	5	2144,235	70,74

ANEXO VI. CÁLCULO DEL ÍNDICE V_f

Barranco	Vfw	Eld	Erd	Esc	VI	Distancia
1	5	971,669	975	961,888	0,436815	250
2	5	978,215	979,507	966,014	0,389196	250
4	5	1016,967	1002,704	989,783	0,249345	250
5	5	993,966	1018,359	985,632	0,24354	250
6	5	983,02	1004,217	970,215	0,213643	250
7	5	1015,001	1028,29	998,145	0,212761	250
8	5	1069,534	1059,074	1041,964	0,223814	250
9	5	1037,312	1035,376	1014,69	0,230904	250
10	5	1071,502	1070	1065,069	0,879972	250
11	5	1150	1155,124	1140,626	0,418901	250
12	5	1150,778	1154,564	1108,348	0,112808	250
13	5	1135,411	1125,115	1094,468	0,139684	250
14	5	1106,141	1110	1070,208	0,132057	250
15	5	1070,499	1110,005	1057,925	0,154669	250
16	5	1089,955	1100,335	1059,052	0,138531	250
17	5	1060,999	1060,481	1046,931	0,362083	250
8 (abajo)	7	1023,161	1025	1010	0,497141	250
2	5	1008,389	990,58	983,915	0,321141	500
6	5	990,72	1011,966	982,486	0,265154	500
7	5	1030	1037,119	1004,415	0,171559	500
8	5	1077,04	1071,947	1050,893	0,21186	500
10	5	1097,361	1111,114	1085,134	0,261732	500
12	5	1250,136	1187,197	1134,733	0,059571	500
13	5	1163,964	1160,386	1114,36	0,10457	500
14	5	1146,934	1157,546	1101,443	0,098431	500
15	5	1037,367	1147,841	1080,134	0,400962	500
17	5	1098,213	1073,349	1054,414	0,159403	500

**ANEXO VII. CORRELACIONES EMPÍRICAS
UTILIZADAS PARA EL CÁLCULO DE LA MAGNITUD**

Wells y Coppersmith (1994)

Regressions of Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Moment Magnitude (M)

Equation*	Slip Type†	Number of Events	Coefficients and Standard Errors		Standard Deviation σ	Correlation Coefficient r	Magnitude Range	Length/Width Range (km)
			$a(a)$	$b(b)$				
$M = a + b \cdot \log(\text{SRL})$	SS	43	5.16(0.13)	1.12(0.08)	0.28	0.91	5.6 to 8.1	1.3 to 432
	R	19	5.00(0.22)	1.22(0.16)	0.28	0.88	5.4 to 7.4	3.3 to 85
	N	15	4.86(0.34)	1.32(0.26)	0.34	0.81	5.2 to 7.3	2.5 to 41
	All	77	5.08(0.10)	1.16(0.07)	0.28	0.89	5.2 to 8.1	1.3 to 432
$\log(\text{SRL}) = a + b \cdot M$	SS	43	-3.55(0.37)	0.74(0.05)	0.23	0.91	5.6 to 8.1	1.3 to 432
	R	19	-2.86(0.55)	0.63(0.08)	0.20	0.88	5.4 to 7.4	3.3 to 85
	N	15	-2.01(0.65)	0.50(0.10)	0.21	0.81	5.2 to 7.3	2.5 to 41
	All	77	-3.22(0.27)	0.69(0.04)	0.22	0.89	5.2 to 8.1	1.3 to 432
$M = a + b \cdot \log(\text{RLD})$	SS	93	4.33(0.06)	1.49(0.05)	0.24	0.96	4.8 to 8.1	1.5 to 350
	R	50	4.49(0.11)	1.49(0.09)	0.26	0.93	4.8 to 7.6	1.1 to 80
	N	24	4.34(0.23)	1.54(0.18)	0.31	0.88	5.2 to 7.3	3.8 to 63
	All	167	4.38(0.06)	1.49(0.04)	0.26	0.94	4.8 to 8.1	1.1 to 350
$\log(\text{RLD}) = a + b \cdot M$	SS	93	-2.57(0.12)	0.62(0.02)	0.15	0.96	4.8 to 8.1	1.5 to 350
	R	50	-2.42(0.21)	0.58(0.03)	0.16	0.93	4.8 to 7.6	1.1 to 80
	N	24	-1.88(0.37)	0.50(0.06)	0.17	0.88	5.2 to 7.3	3.8 to 63
	All	167	-2.44(0.11)	0.59(0.02)	0.16	0.94	4.8 to 8.1	1.1 to 350
$M = a + b \cdot \log(\text{RW})$	SS	87	3.80(0.17)	2.59(0.18)	0.45	0.84	4.8 to 8.1	1.5 to 350
	R	43	4.37(0.16)	1.95(0.15)	0.32	0.90	4.8 to 7.6	1.1 to 80
	N	23	4.04(0.29)	2.11(0.28)	0.31	0.86	5.2 to 7.3	3.8 to 63
	All	153	4.06(0.11)	2.25(0.12)	0.41	0.84	4.8 to 8.1	1.1 to 350
$\log(\text{RW}) = a + b \cdot M$	SS	87	-0.76(0.12)	0.27(0.02)	0.14	0.84	4.8 to 8.1	1.5 to 350
	R	43	-1.61(0.20)	0.41(0.03)	0.15	0.90	4.8 to 7.6	1.1 to 80
	N	23	-1.14(0.28)	0.35(0.05)	0.12	0.86	5.2 to 7.3	3.8 to 63
	All	153	-1.01(0.10)	0.32(0.02)	0.15	0.84	4.8 to 8.1	1.1 to 350
$M = a + b \cdot \log(\text{RA})$	SS	83	3.98(0.07)	1.02(0.03)	0.23	0.96	4.8 to 7.9	3 to 5,184
	R	43	4.33(0.12)	0.90(0.05)	0.25	0.94	4.8 to 7.6	2.2 to 2,400
	N	22	3.93(0.23)	1.02(0.10)	0.25	0.92	5.2 to 7.3	19 to 900
	All	148	4.07(0.06)	0.98(0.03)	0.24	0.95	4.8 to 7.9	2.2 to 5,184
$\log(\text{RA}) = a + b \cdot M$	SS	83	-3.42(0.18)	0.90(0.03)	0.22	0.96	4.8 to 7.9	3 to 5,184
	R	43	-3.99(0.36)	0.98(0.06)	0.26	0.94	4.8 to 7.6	2.2 to 2,400
	N	22	-2.87(0.50)	0.82(0.08)	0.22	0.92	5.2 to 7.3	19 to 900
	All	148	-3.49(0.16)	0.91(0.03)	0.24	0.95	4.8 to 7.9	2.2 to 5,184

*SRL—surface rupture length (km); RLD—subsurface rupture length (km); RW—downslip rupture width (km), RA—rupture area (km²).
 †SS—strike slip; R—reverse; N—normal.

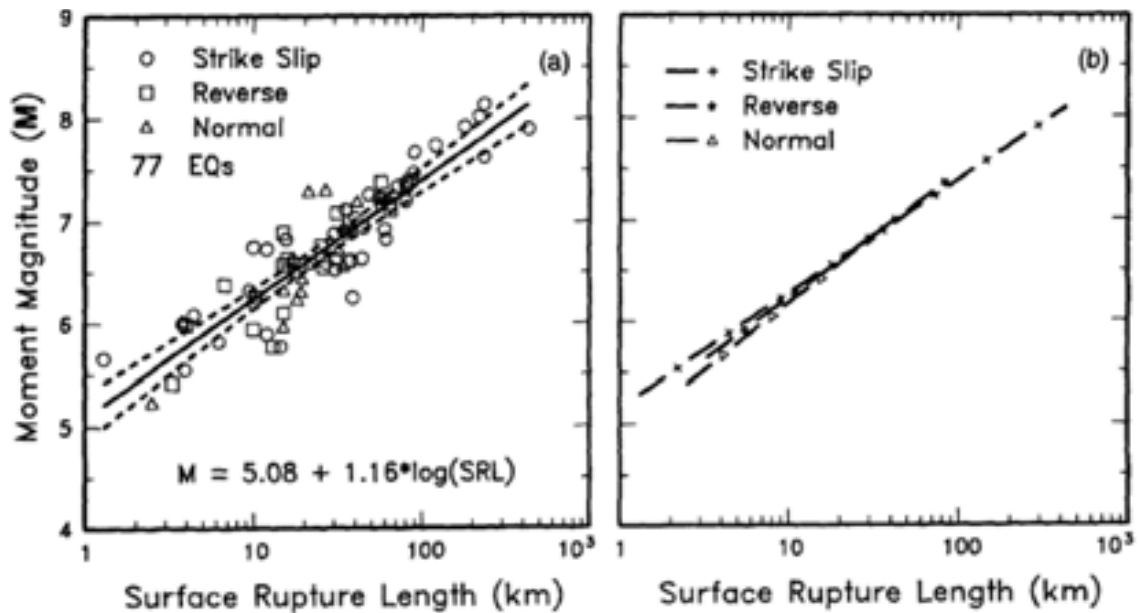


Figure 9. (a) Regression of surface rupture length on magnitude (M). Regression line shown for all-slip-type relationship. Short dashed line indicates 95% confidence interval. (b) Regression lines for strike-slip, reverse, and normal-slip relationships. See Table 2 for regression coefficients. Length of regression lines shows the range of data for each relationship.

Regressions of Displacement and Moment Magnitude (M)

Equation*	Slip Type†	Number of Events	Coefficients and Standard Errors		Standard Deviation σ	Correlation Coefficient r	Magnitude Range	Displacement Range (m)
			a(a)	b(b)				
$M = a + b \cdot \log(MD)$	SS	43	6.81(0.05)	0.78(0.06)	0.29	0.90	5.6 to 8.1	0.01 to 14.6
	<i>[R]</i>	21	<i>6.52(0.11)</i>	<i>0.44(0.26)</i>	<i>0.52</i>	<i>0.36</i>	<i>5.4 to 7.4</i>	<i>0.11 to 6.5</i>
	N	16	6.61(0.09)	0.71(0.15)	0.34	0.80	5.2 to 7.3	0.06 to 6.1
	All	80	6.69(0.04)	0.74(0.07)	0.40	0.78	5.2 to 8.1	0.01 to 14.6
$\log(MD) = a + b \cdot M$	SS	43	-7.03(0.55)	1.03(0.08)	0.34	0.90	5.6 to 8.1	0.01 to 14.6
	<i>[R]</i>	21	<i>-1.84(1.14)</i>	<i>0.29(0.17)</i>	<i>0.42</i>	<i>0.36</i>	<i>5.4 to 7.4</i>	<i>0.11 to 6.5</i>
	N	16	-5.90(1.18)	0.89(0.18)	0.38	0.80	5.2 to 7.3	0.06 to 6.1
	All	80	-5.46(0.51)	0.82(0.08)	0.42	0.78	5.2 to 8.1	0.01 to 14.6
$M = a + b \cdot \log(AD)$	SS	29	7.04(0.05)	0.89(0.09)	0.28	0.89	5.6 to 8.1	0.05 to 8.0
	<i>[R]</i>	15	<i>6.64(0.16)</i>	<i>0.13(0.36)</i>	<i>0.50</i>	<i>0.10</i>	<i>5.8 to 7.4</i>	<i>0.06 to 1.5</i>
	N	12	6.78(0.12)	0.65(0.25)	0.33	0.64	6.0 to 7.3	0.08 to 2.1
	All	56	6.93(0.05)	0.82(0.10)	0.39	0.75	5.6 to 8.1	0.05 to 8.0
$\log(AD) = a + b \cdot M$	SS	29	-6.32(0.61)	0.90(0.09)	0.28	0.89	5.6 to 8.1	0.05 to 8.0
	<i>[R]</i>	15	<i>-0.74(1.40)</i>	<i>0.08(0.21)</i>	<i>0.38</i>	<i>0.10</i>	<i>5.8 to 7.4</i>	<i>0.06 to 1.5</i>
	N	12	-4.45(1.59)	0.63(0.24)	0.33	0.64	6.0 to 7.3	0.08 to 2.1
	All	56	-4.80(0.57)	0.69(0.08)	0.36	0.75	5.6 to 8.1	0.05 to 8.0

*MD—maximum displacement (m); AD—average displacement (M).

†SS—strike slip; R—reverse; N—normal.

‡Regressions for reverse-slip relationships shown in italics and brackets are not significant at a 95% probability level.

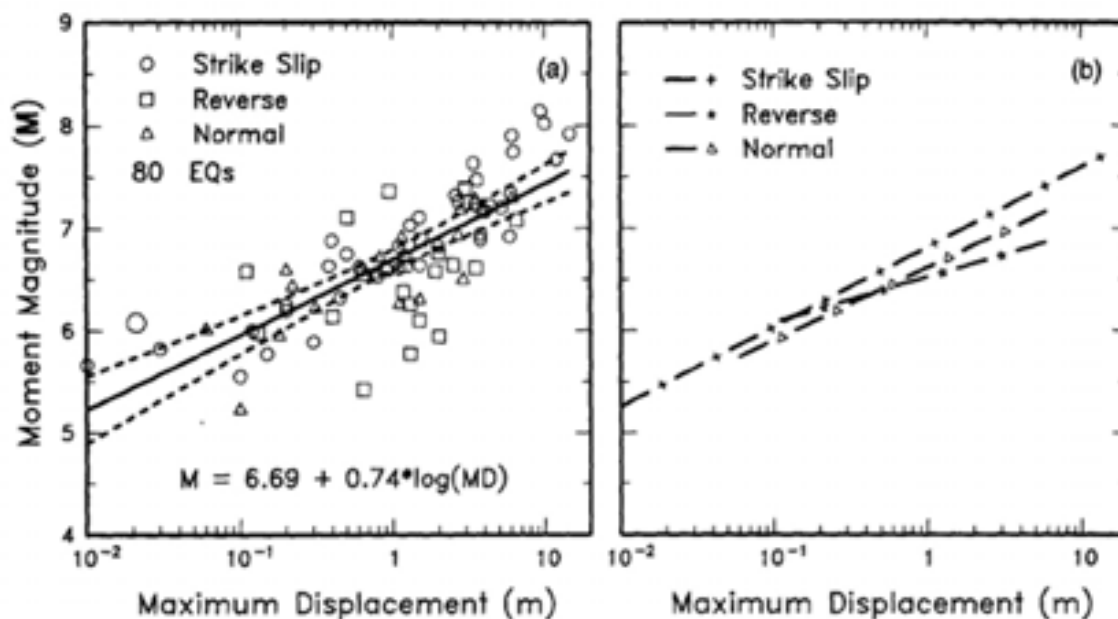


Figure 10. (a) Regression of maximum surface displacement on magnitude (M). Regression line shown for all-slip-type relationship. Short dashed line indicates 95% confidence interval. (b) Regression lines for strike-slip, reverse, and normal-slip relationships. See Table 2 for regression coefficients. Length of regression lines shows the range of data for each relationship.

Regressions of Surface Rupture Length and Displacement

Equation*	Slip Type†	Number of Events	Coefficients and Standard Errors		Standard Deviation s	Correlation Coefficient r	Displacement Range (m)	Rupture Length Range (km)
			a(b)	b(b)				
$\log(\text{MD}) = a + b \cdot \log(\text{SRL})$	SS	55	-1.69(0.16)	1.16(0.09)	0.36	0.86	0.01 to 14.6	1.3 to 432
	[R]	21	<i>-0.44(0.34)</i>	<i>0.42(0.23)</i>	<i>0.43</i>	<i>0.38</i>	<i>0.11 to 6.5</i>	<i>4 to 148</i>
	N	19	-1.98(0.50)	1.51(0.35)	0.41	0.73	0.06 to 6.4	3.8 to 75
	All	95	-1.38(0.15)	1.02(0.09)	0.41	0.75	0.01 to 14.6	1.3 to 432
$\log(\text{SRL}) = a + b \cdot \log(\text{MD})$	SS	55	1.49(0.04)	0.64(0.05)	0.27	0.86	0.01 to 14.6	1.3 to 432
	[R]	21	<i>1.36(0.09)</i>	<i>0.35(0.19)</i>	<i>0.39</i>	<i>0.38</i>	<i>0.11 to 6.5</i>	<i>4 to 148</i>
	N	19	1.36(0.05)	0.35(0.08)	0.20	0.73	0.06 to 6.4	3.8 to 75
	All	95	1.43(0.03)	0.56(0.05)	0.31	0.75	0.01 to 14.6	1.3 to 432
$\log(\text{AD}) = a + b \cdot \log(\text{SRL})$	SS	35	-1.70(0.23)	1.04(0.13)	0.32	0.82	0.10 to 8.0	3.8 to 432
	[R]	17	<i>-0.60(0.39)</i>	<i>0.31(0.27)</i>	<i>0.40</i>	<i>0.28</i>	<i>0.06 to 2.6</i>	<i>6.7 to 148</i>
	N	14	-1.99(0.72)	1.24(0.49)	0.37	0.59	0.08 to 2.1	15 to 75
	All	66	-1.43(0.18)	0.88(0.11)	0.36	0.71	0.06 to 8.0	3.8 to 432
$\log(\text{SRL}) = a + b \cdot \log(\text{AD})$	SS	35	1.68(0.04)	0.65(0.08)	0.26	0.82	0.10 to 8.0	3.8 to 432
	[R]	17	<i>1.45(0.10)</i>	<i>0.26(0.23)</i>	<i>0.36</i>	<i>0.28</i>	<i>0.06 to 2.6</i>	<i>6.7 to 148</i>
	N	14	1.52(0.05)	0.28(0.11)	0.17	0.59	0.08 to 2.1	15 to 75
	All	66	1.61(0.04)	0.57(0.07)	0.29	0.71	0.06 to 8.0	3.8 to 432

*SRL—surface rupture length (km); MD—maximum displacement (m); AD—average displacement (m).

†SS—strike slip; R—reverse; N—normal.

‡Regressions for reverse-slip relationships shown in italics and brackets are not significant at a 95% probability level.

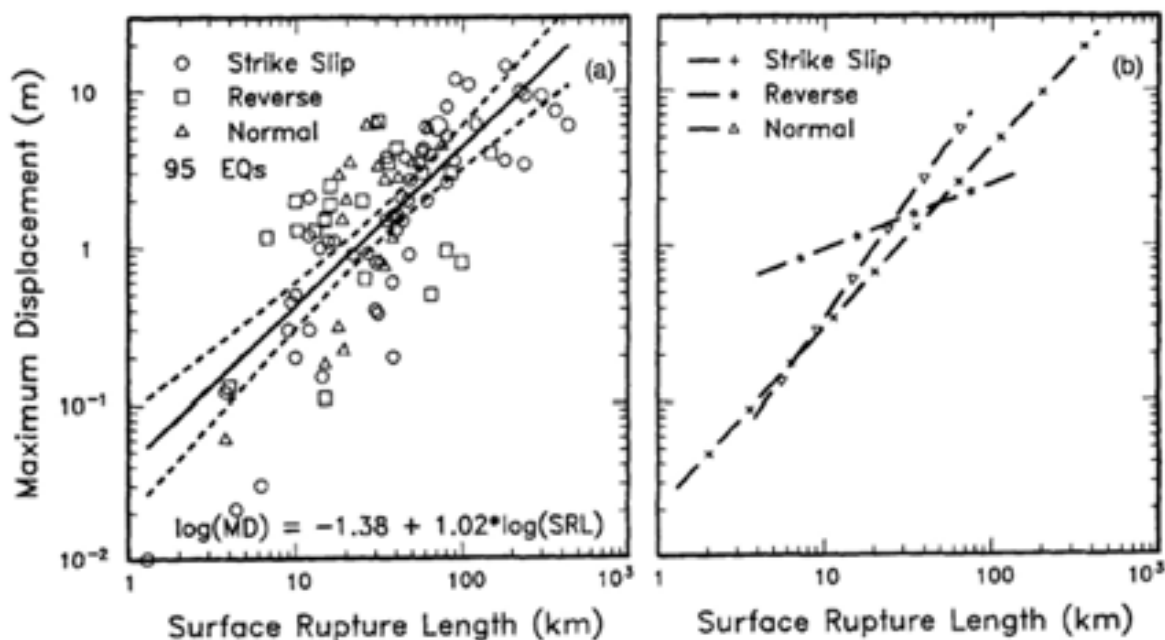


Figure 12. (a) Regression of surface rupture length on maximum displacement. Regression line shown for all-slip-type relationship. Short dashed line indicates 95% confidence interval. (b) Regression lines for strike-slip, reverse, and normal-slip relationships. See Table 2 for regression coefficients. Length of regression lines shows the range of data for each relationship.

Table 1
Regression Parameters

Regressions of M_w on surface rupture length (L)				
Subset	N	$a(sa)$	$b(sb)$	RSD
$M_w = a + b \log(L)$				
Instrumental	167	5.45(0.08)	0.95(0.06)	0.37
Preinstrumental	59	5.89(0.11)	0.79(0.06)	0.21
W and C	77	5.08(0.10)	1.16(0.07)	0.28

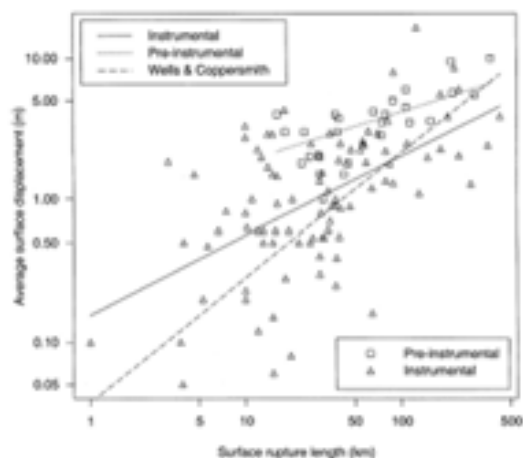
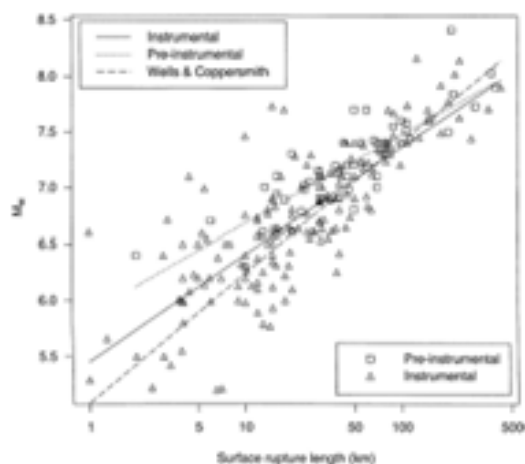
Regressions of M_w on an approximation of fault area (A) ($A = \text{surface rupture length} \times \text{estimated rupture width}$)				
Subset	N	$a(sa)$	$b(sb)$	R.s.d.
$M_w = a + b \log(A)$				
Instrumental	108	4.54(0.12)	0.89(0.05)	0.31
Preinstrumental	30	4.95(0.19)	0.78(0.06)	0.16
W and C	148	4.07(0.06)	0.98(0.03)	0.24

Rupture areas are approximated by surface rupture length \times estimated rupture width in our study, and by this method and from the spatial extent of aftershocks in W and C's study. W and C therefore show more data (148 events) than we do for our instrumental dataset (108 events).

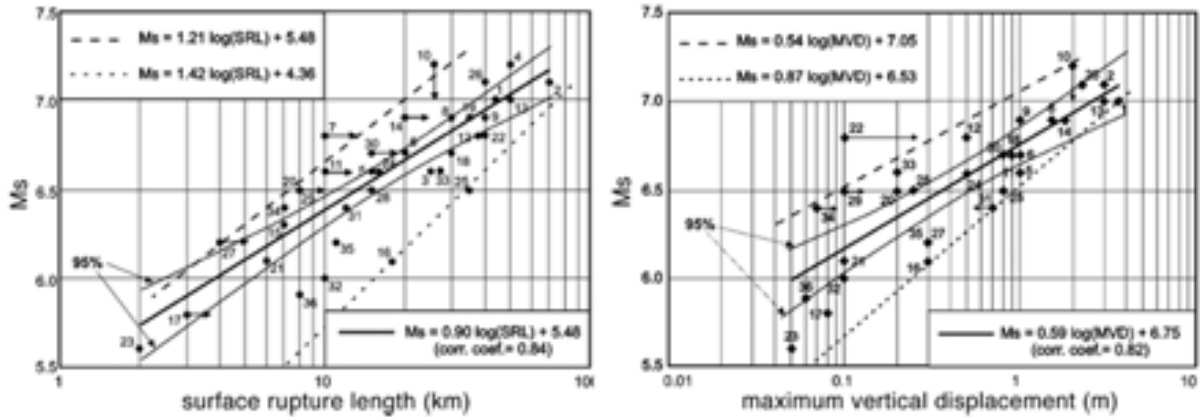
Regressions of average surface displacement (D) on surface rupture length (L)				
Subset	N	$a(sa)$	$b(sb)$	R.s.d.
$\log(D) = a + b \log(L)$				
Instrumental	95	-0.81(0.13)	0.56(0.08)	0.32
Preinstrumental	30	-0.09(0.17)	0.35(0.10)	0.33
W and C	66	-1.43(0.18)	0.88(0.11)	0.36

Range of Data				
Subset	M_w	LL (km)	AA (km ²)	D (m)
Instrumental	-4.6-8.1	-1-400	-3-7,000	-0.05-15
Preinstrumental	-6.2-8.2	-2-400	-100-20,000	-1-10
W and C	-4.8-8.1	-1.3-432		-0.01-14.6

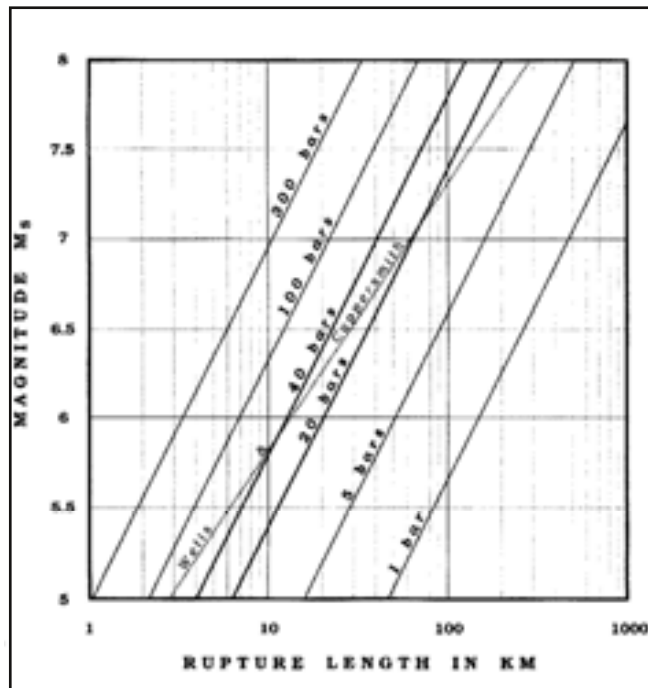
N is the number of data used in regression; a and b are the parameters of the regression, with associated standard errors sa and sb in parentheses; RSD is the residual standard deviation for the dependent variable; M_w is moment magnitude; L is surface rupture length; A is rupture area; and D is average surface displacement.



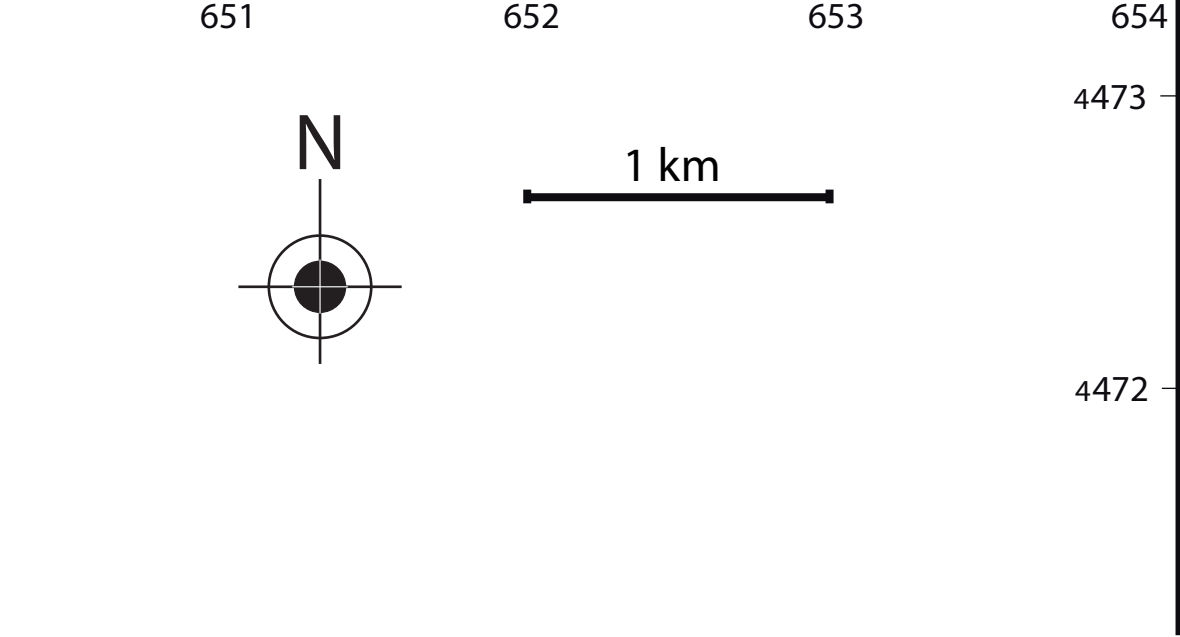
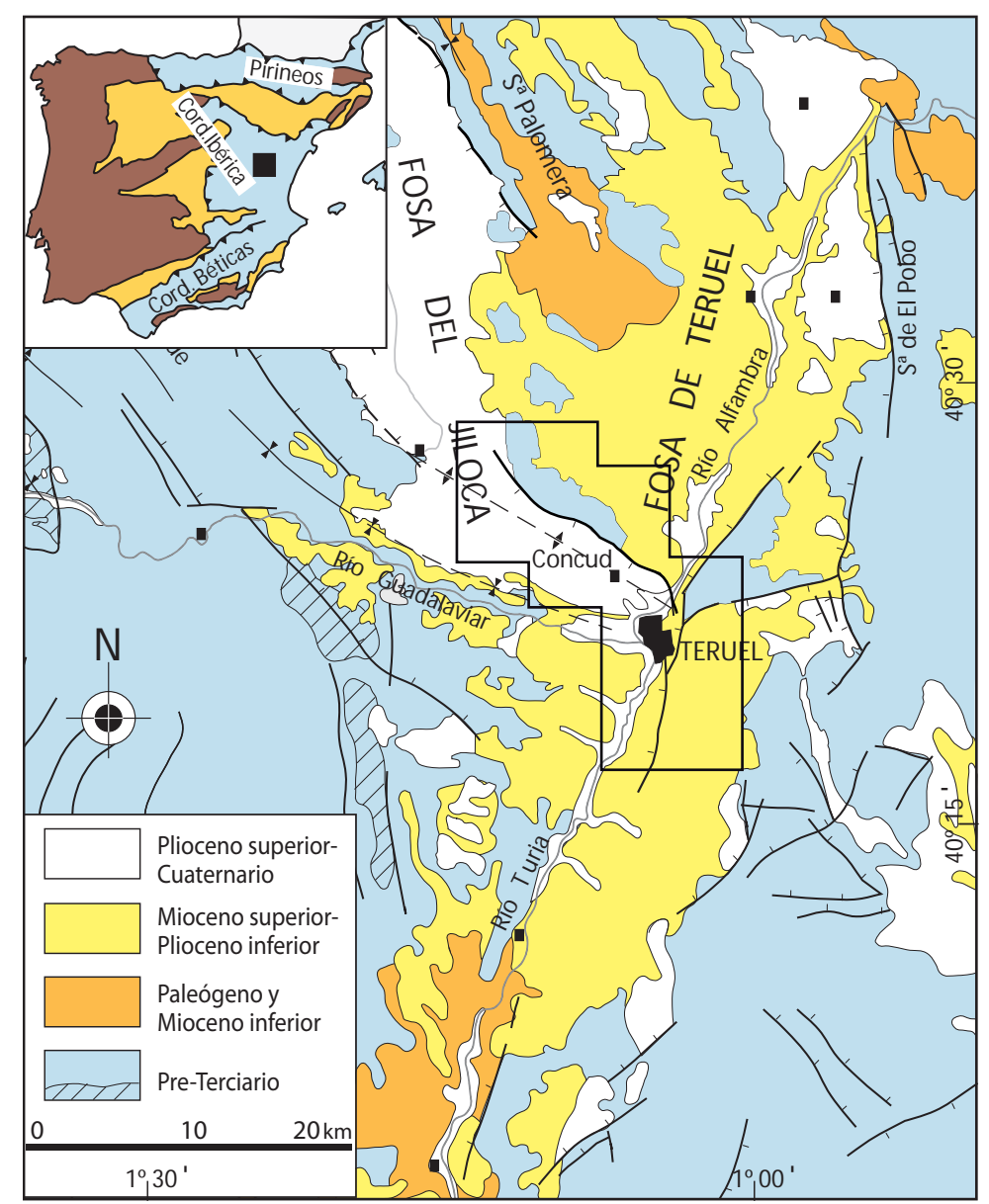
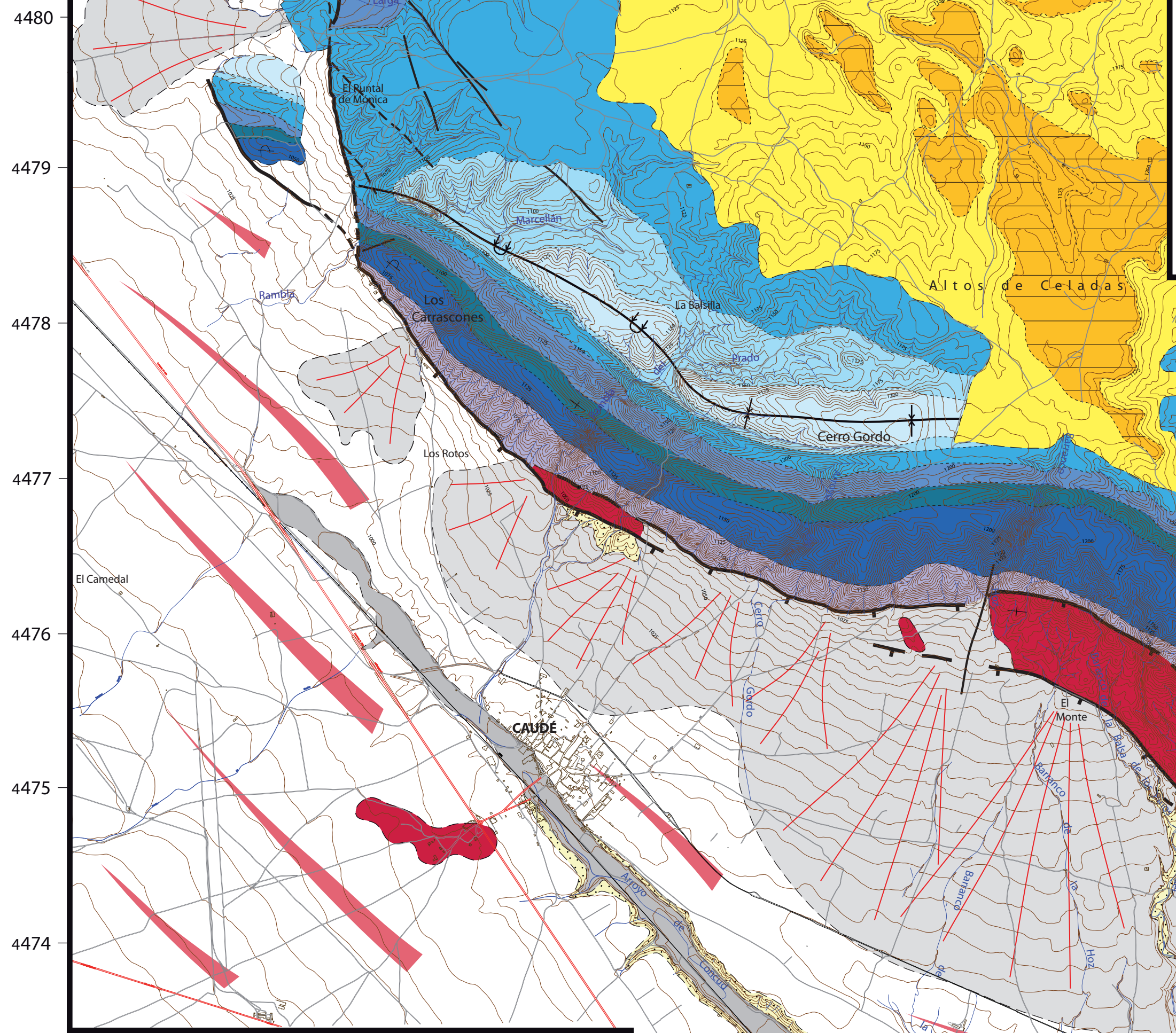
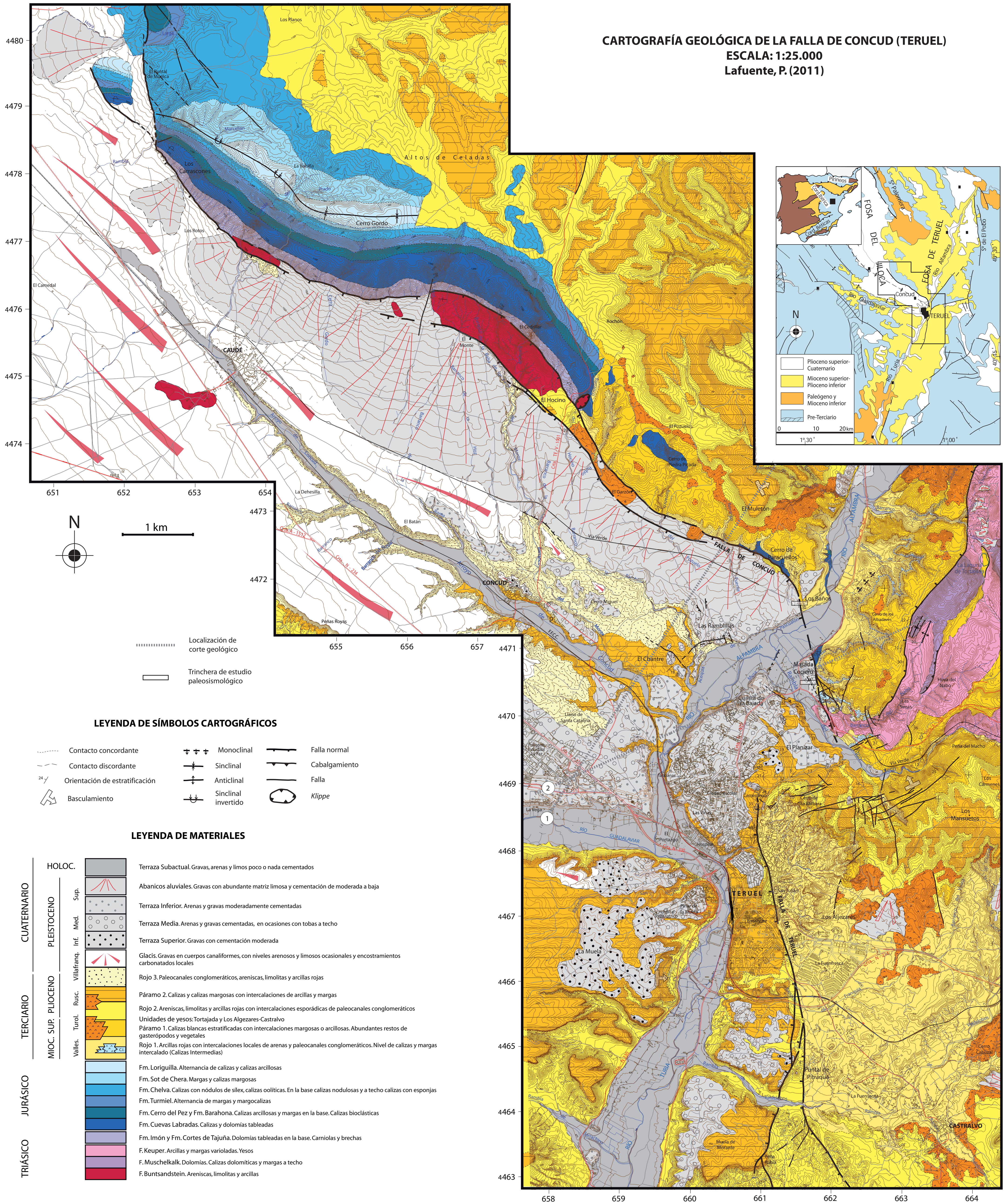
Pavlidis y Caputo (2004)



Mohammadioun y Serva (2001)



CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE LA FALLA DE CONCUD (TERUEL)
ESCALA: 1:25.000
Lafuente, P. (2011)



..... Localización de corte geológico
 □ Trinchera de estudio paleosismológico

LEYENDA DE SÍMBOLOS CARTOGRAFICOS

- | | | | | | |
|-----------|--------------------------------|---|---------------------|---|---------------|
| ----- | Contacto concordante | + | Monoclinial | | Falla normal |
| - - - - - | Contacto discordante | + | Sinclinal | | Cabalgamiento |
| 24/ | Orientación de estratificación | + | Anticlinal | | Falla |
| ⚡ | Basculamiento | + | Sinclinal invertido | ⊖ | Klippe |

LEYENDA DE MATERIALES

- | | | | |
|-------------|---------------------|---|--|
| CUATERNARIO | HOLOC. | □ | Terraza Subactual. Gravas, arenas y limos poco o nada cementados |
| | PLEISTOCENO | □ | Abanicos aluviales. Gravas con abundante matriz limosa y cementación de moderada a baja |
| TERCIARIO | MIOC. SUP. PLOCIENO | □ | Terraza Inferior. Arenas y gravas moderadamente cementadas |
| | | □ | Terraza Media. Arenas y gravas cementadas, en ocasiones con tobas a techo |
| | | □ | Terraza Superior. Gravas con cementación moderada |
| | | □ | Glacis. Gravas en cuerpos canaliformes, con niveles arenosos y limosos ocasionales y encostramientos carbonatados locales |
| | | □ | Rojo 3. Paleocanales conglomeráticos, areniscas, limolitas y arcillas rojas |
| | | □ | Páramo 2. Calizas y calizas margosas con intercalaciones de arcillas y margas |
| JURÁSICO | | □ | Rojo 2. Areniscas, limolitas y arcillas rojas con intercalaciones esporádicas de paleocanales conglomeráticos |
| | | □ | Unidades de yesos: Tortajada y Los Algezares-Castralvo |
| | | □ | Páramo 1. Calizas blancas estratificadas con intercalaciones margosas o arcillosas. Abundantes restos de gasterópodos y vegetales |
| | | □ | Rojo 1. Arcillas rojas con intercalaciones locales de arenas y paleocanales conglomeráticos. Nivel de calizas y margas intercalado (Calizas Intermedias) |
| TRIÁSICO | | □ | Fm. Loriguilla. Alternancia de calizas y calizas arcillosas |
| | | □ | Fm. Sot de Chera. Margas y calizas margosas |
| | | □ | Fm. Chelva. Calizas con nódulos de sílex, calizas oolíticas. En la base calizas nodulosas y a techo calizas con esponjas |
| | | □ | Fm. Turmiel. Alternancia de margas y margocalizas |
| | | □ | Fm. Cerro del Pez y Fm. Barahona. Calizas arcillosas y margas en la base. Calizas bioclásticas |
| | | □ | Fm. Cuevas Labradas. Calizas y dolomías tableadas |
| | □ | Fm. Imón y Fm. Cortes de Tajuña. Dolomías tableadas en la base. Carniolas y brechas | |
| | □ | F. Keuper. Arcillas y margas varioladas. Yesos | |
| | □ | F. Muschelkalk. Dolomías. Calizas dolomíticas y margas a techo | |
| | □ | F. Buntsandstein. Areniscas, limolitas y arcillas | |

