



UNIVERSITAT DE
BARCELONA

Análisis de la procedencia de los conglomerados sinorogénicos de la Poblada de Segur (Lérida) y su relación con la evolución tectónica de los Pirineos centromeridionales durante el Eoceno medio-oligoceno

Dolors Barsó Romeu

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tdx.cat) i a través del Dipòsit Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX ni al Dipòsit Digital de la UB. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX o al Dipòsit Digital de la UB (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tdx.cat) y a través del Repositorio Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR o al Repositorio Digital de la UB. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR o al Repositorio Digital de la UB (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tdx.cat) service and by the UB Digital Repository (diposit.ub.edu) has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized nor its spreading and availability from a site foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository is not authorized (framing). Those rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.



Universitat de Barcelona

Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines

Programa de doctorat: Registre sedimentari i evolució paleoambiental

Bienni: 1998-2000

**ANÁLISIS DE LA PROCEDENCIA DE LOS CONGLOMERADOS
SINOROGÉNICOS DE LA POBLA DE SEGUR (LÉRIDA) Y SU RELACIÓN
CON LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LOS PIRINEOS CENTRO-
MERIDIONALES DURANTE EL EOCENO MEDIO-OLIGOCENO**

Memòria presentada per Dolors Barsó Romeu per a optar al grau de Doctora en
Ciències Geològiques

Director: Emilio Ramos Guerrero

Barcelona, 19 de juliol de 2007

Als meus pares

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar quisiera agradecer la dirección de mi tesis al Dr. Emilio Ramos Guerrero, que me adoptó viniendo yo de los carbonatos y que me ha permitido trabajar en el mundillo de los detríticos.

Un agradecimiento muy especial al Dr. Joan Carles Melgarejo, no solamente por estar siempre allí cuando lo he necesitado sino también por las largas charlas que hemos tenido sobre la vida *et al.*

A mi marido Joaquim, con el que hemos vivido momentos muy cruciales en nuestras vidas gracias a la tesis doctoral. Gràcies per estar sempre amb mí.

A mis padres y a mi estimada tatoneta Mar. Ellos siempre han creído en mí y gracias a ellos hoy me encuentro escribiendo estas palabras. A mi cuñado Carlos, con los que hemos vivido momentos muy divertidos en La Pobla, y que siempre nos abastecía con diversas variedades de cocina con patatas. A tots vosaltres, gràcies de tot cor.

A Francisco, que casi pierde el móvil por culpa de las muestras y Núria, que casi me mata por llevarla a un lugar tan alto.

A Bet, con quien he compartido alegrías y tristezas con nuestras respectivas tesis.

A Àngels y Àlex de Ortoneda, que siempre me han ofrecido su casa y que me han enseñado a leer el Sol. Gràcies per tot.

A la peña de la Autònoma, con los que he pasado muy buenos momentos a la hora de comer, y en especial a David Gómez y Eduard Saura.

A Roel van Elsas y Joaquín Juez, por la ayuda prestada durante mi estancia en Amsterdam.

A los técnicos de microsonda y scanning de los Serveis Científicotècnics y los del Servei de Làmina Prima de la UB. A Montse Guart, técnico del Laboratori de Sedimentologia de la Facultat de Geologia de la UB.

Esta tesis ha sido financiada por el grupo de investigación de *Geodinàmica i Anàlisis de Conques* 2005SGR-000397 y el *Instituto Geomodels* (Generalitat de Catalunya-IGME) y los proyectos CARES BTE 2001-3650 y MARES CGL 2004-05816-C02-02/BTE.

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1. Introducción	1
1.2. Objetivos y plan de trabajo	4
1.3. Localización geográfica y encuadre geológico	6
1.3.1 Los Pirineos: unidades estructurales y evolución	6
1.3.2 Los conglomerados sinorogénicos de La Poblá	10

CAPÍTULO 2. EL ÁREA FUENTE

2.1 Introducción	15
2.2. Geología de las unidades estructurales que han actuado como área fuente	16
2.2.1 Mantos Superiores: Manto de Bóixols	16
2.2.2 Mantos Inferiores: Zona de les Nogueres	22
2.2.3 Mantos Inferiores: Zona Axial	26
2.3. Resumen	28

CAPÍTULO 3. EL RELLENO SEDIMENTARIO

3.1 Introducción	29
3.2. Metodología	30
3.3. Resultados	31
3.3.1. Análisis sedimentológico	31
3.3.2. Perfiles estratigráficos	43
3.4. Arquitectura sedimentaria	59
3.5. Paleogeografía de los dispositivos aluviales	65
3.6. Resumen	70

CAPÍTULO 4. ESTUDIO DE LAS RUDITAS

4.1 Introducción	71
4.2. Metodología	72
4.3. Resultados	73
4.4. Análisis estadístico de la composición de los clastos en las ruditas	84
4.4.1. Cálculo de errores	84
4.4.2. Análisis factorial: extracción de los componentes principales	86

4.5. Discusión	89
4.6. Resumen	92
 CAPÍTULO 5. ANÁLISIS DE LOS MINERALES PESADOS	
5.1 Introducción	99
5.2. Metodología	102
5.3. Resultados	105
5.4. Análisis estadístico de los minerales pesados	121
5.4.1. Cálculo de errores	121
5.4.2. Análisis factorial: extracción de los componentes principales	122
5.5. Discusión	129
5.6. Resumen	131
 CAPÍTULO 6. GEOQUÍMICA MINERAL	
6.1 Introducción	137
6.2. Metodología	140
6.3. Resultados	141
6.4. Discusión	163
6.5. Resumen	166
 CAPÍTULO 7. DISCUSIÓN Y SÍNTESIS	
7.1. Procedencia del relleno sedimentario de la cuenca sinorogénica de La Poble de Segur	167
7.1.1. Alogrupos Pesonada, Ermita y Sistema Collegats. Provincia de conglomerados I.	167
7.1.2. Sistemas Montsor, Roc de Santa y Roca del Pesó. Provincia de conglomerados II	168
7.1.3. Alogrupos Senterada y Antist. Provincia de conglomerados III	171
7.2. Los abanicos aluviales y sus áreas de drenaje	172
7.2.1. Características fisiográficas de los abanicos aluviales	172
7.2.2. Caracterización de las áreas de drenaje	174
7.3. Tasas de acumulación y denudación promedio	178
7.4. Evolución tectono-sedimentaria	181

CAPÍTULO 8. CONCLUSIONES	189
BIBLIOGRAFÍA	193

Capítulo 1
INTRODUCCIÓN

1.1. INTRODUCCIÓN

Los conglomerados de la Poblada de Segur (Rosell y Riba, 1966) o Formación Conglomerados de Collegats (Mey et al., 1968), localizados en el Pirineo centro-meridional, representan el relleno sinorogénico en el margen activo de una cuenca de antepaís.

Las cuencas de antepaís son zonas de acumulación de sedimento localizadas entre el cinturón orogénico y el cratón, originadas como consecuencia de los procesos flexurales (Allen et al., 1986; DeCelles y Giles, 1996; DeCelles y Currie, 1996). Generalmente, las cuencas de antepaís se dividen en 4 zonas: *wedge-top*, *foredeep*, *forebulge* y *back-bulge*, cada una con características diferentes en relación a la subsidencia y al modelo de acomodación. El *wedge-top* está constituido por el sedimento acumulado sobre la parte frontal activa del orógeno, incluyendo las cuencas de *piggyback* (Ori y Friend, 1984). Durante períodos de acortamiento y levantamiento de la cuña orogénica, los depósitos procedentes de la denudación de las rocas exhumadas desarrollan numerosas discordancias progresivas y deformación sindeposicional (DeCelles y Giles, 1996). Durante períodos de actividad tectónica relativamente baja, el sedimento, que generalmente no se halla deformado, onlapa progresivamente el frente de cabalgamiento que lo ha originado (Ori y Friend, 1984). Por tanto, el análisis de la composición, facies y paleocorrientes, entre otros, de los sedimentos sinorogénicos acumulados en el *wedge-top*, son claves para el conocimiento de la historia cinemática y de deformación del orógeno (DeCelles y Giles, 1996).

En este sentido, el análisis composicional de los conglomerados y areniscas que constituyen el relleno sintectónico de una cuenca de antepaís es un método ampliamente usado en la determinación de la historia de emplazamiento de los mantos de cabalgamiento que constituyen el orógeno (Graham et al., 1986; DeCelles et al., 1987; 1991; Jordan et al., 1988). Estos cabalgamientos elevan posibles áreas fuente, el desmantelamiento de las cuales queda reflejado en la composición del relleno sedimentario con la aparición, por primera vez, de litologías o de mineralogías diagnósticas (Jordan et al., 1993). Las posteriores apariciones pueden indicar o bien la continua erosión de la misma área fuente o bien el reciclado del sedimento previamente depositado (Steidtmann y Schmitt, 1988; Jordan et al., 1993; Colombo, 1994).

Los estudios de procedencia actuales tienden a centrarse en el análisis cuantitativo, es decir, en el cálculo de la transferencia de masa desde el área fuente a la cuenca (Ibbeken y Schleyer, 1991; 2003; Basu, 2003; Vezzoli, 2004; Weltje y von Eynatten, 2004), si bien la caracterización cualitativa del área fuente, especialmente el establecimiento de sus litologías mediante el análisis composicional del relleno sedimentario, sigue siendo esencial.

Para el caso de los conglomerados, es relativamente fácil y directo reconocer las litologías del área fuente en los clastos que lo constituyen (Graham et al., 1986; DeCelles et al., 1987; DeCelles, 1988). Para el caso de las areniscas, el área fuente de donde procede un grano es más difícil de interpretar, por lo que son varias las técnicas a utilizar. Por un lado, el análisis de las modas detríticas permite discriminar entre sedimentos procedentes de diferentes ambientes tectónicos (Dickinson y Suczek, 1979; Dickinson, 1982; 1985; 1988; Dickinson et al., 1982; 1983). Existen numerosos trabajos sobre el estudio de la procedencia mediante el análisis de las modas detríticas, entre éstos, cabe destacar los de Critelli y Ingersoll (1994, 1995); Critelli y Le Pera (1994; 1995); Critelli (1995); Critelli et al. (1995; 1997); Critelli y Nilsen (1996); Garzanti et al. (1996; 2003a, b); Le Pera y Critelli (1997); Critelli y Reed (1999); Arribas et al. (2000) y Le Pera et al. (2001).

Por otro lado, los minerales pesados detríticos, aunque componentes secundarios en las areniscas, son indicadores extremadamente sensibles de la roca fuente ya que la mayoría, dentro de la gran variedad existente, tienen una paragénesis muy restringida (Mange y Maurer, 1992). Hay que tener en cuenta, sin embargo, que la naturaleza y el contenido en minerales pesados no son únicamente dependientes de la roca de la cual proceden, sino también de otros factores que

actúan durante el ciclo sedimentario, como son, la disolución de minerales inestables durante la diagénesis, o la selección física de los minerales menos resistentes durante el transporte (Morton 1985a). Con el fin de minimizar las alteraciones en las abundancias relativas de los minerales pesados producidas por dichos factores, se aplican los *provenance-sensitive indexes values*, esto es, relaciones entre minerales con estabilidad mecánica y química y comportamiento hidráulico similares (Hallsworth et al., 1996; Morton y Grant, 1998). En este caso, las variaciones verticales de los *provenance-sensitive indexes* pueden ser interpretadas como relacionadas con variaciones en el área fuente.

Finalmente, la procedencia obtenida mediante la observación del contenido y evolución vertical de los minerales pesados se ve reforzada por el análisis geoquímico de determinadas especies minerales (Morton, 1985a; b; 1991). La composición química de los granos de granate, turmalina, circón, rutilo y epidota caracterizan las rocas de las cuales proceden (Morton, 1991; von Eynatten y Gaupp, 1999).

Como ejemplos de trabajos de estudios de procedencia de los sedimentos mediante el análisis composicional de las areniscas cabe citar los de Dill (1995; 1998), Di Paola y González (1995), Lithou y Mange-Rajetzky (1996), Fornelli y Piccarreta (1997), Morton y Grant (1998), Di Giulio et al. (1999), Oller et al. (1999) y Barsó et al. (2003).

Para establecer la evolución de una cuenca en relación con el orógeno también es importante analizar las facies sedimentarias, sus variaciones laterales y su migración a lo largo del tiempo. Durante el continuo acortamiento y formación del orógeno, los cinturones de facies y el depocentro de la cuenca migran progresivamente hacia el margen inactivo. Sin embargo, hay que tener en cuenta que la distribución de las facies en una cuenca no depende únicamente del mayor o menor flujo de sedimento como resultado del levantamiento, erosión y transporte de las áreas fuente, sino también de otros factores como la tasa de subsidencia, la capacidad de transporte de las redes de drenaje y el clima, entre otros (Heller y Paola, 1992; Paola et al., 1992; Jordan et al., 1988; 1993; Paola, 1988).

Otro elemento a considerar en la evolución de una cuenca de antepaís son las variaciones en las paleocorrientes, ya que el sucesivo emplazamiento de los mantos de cabalgamiento reorganiza continuamente las redes de drenaje (Burbank y Reynolds 1984; 1988).

La cuenca de La Pobla de Segur, desarrollada entre el Eoceno medio y el Oligoceno, se halla en la parte centro-meridional de los Pirineos. La cuenca está limitada al Sur por el Manto de Bóixols y al Norte por el apilamiento antiformal de la Zona Axial y consiste en dos subcuencas, la subcuenca de La Pobla s.s., al Sur, y la de Senterada-Perves, al Norte, separadas entre sí por el retrocabalgamiento de Morrerres.

Desde el punto de vista sedimentológico, los conglomerados de La Pobla de Segur se corresponden con facies de abanico aluvial, con menores intercalaciones lacustres, que pueden llegar a constituir un relleno de más de 3500 m de espesor, y que onlapan un basamento mesozoico y paleozoico previamente deformado.

En base principalmente a las discontinuidades estratigráficas del relleno, los conglomerados de La Pobla de Segur han sido divididos en cinco Alogrupos principales, que de base a techo son: Pesonada, Ermita, Pallaresa, Senterada y Antist (Mellere, 1992; 1993; Mellere y Marzo 1991; 1992). Cada Alogrupo puede estar constituido por dos o más abanicos aluviales. Las progradaciones y retrogradaciones aluviales de mayor o menor escala, permiten subdividir los diferentes Alogrupos en aloformaciones (secuencias) y secuencias fundamentales, respectivamente.

Los conglomerados fueron depositados en un período tardío en la evolución de los Pirineos, durante el cual, el emplazamiento del Manto de les Serres Marginals, al Norte de la Cuenca del Ebro, era sincrónico con el apilamiento antiformal de la Zona Axial. El desarrollo de este último, dio lugar a un sistema de cabalgamientos y retocabalgamientos fuera de secuencia

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

con cuencas asociadas fuertemente subsidentes cosa que, junto con una relativa baja tasa de erosión con respecto a la de exhumación, ha permitido una excelente preservación del relleno sinorogénico.

El interés geológico de los conglomerados de La Pobla de Segur radica en su carácter sinorogénico. Así, los conglomerados se hallan deformados, en algunos sectores de la cuenca, mediante discordancias angulares progresivas en relación con el emplazamiento de los diferentes cabalgamientos. Las relaciones tectónicas entre el relleno sedimentario y el basamento permiten, a su vez, establecer las edades relativas de las secuencias de cabalgamientos y la cinemática de deformación en este estadio tardío de la evolución pirenaica.

1.2. OBJETIVOS Y PLAN DE TRABAJO

El objetivo principal de la tesis que aquí se presenta será el de analizar las áreas fuente de los conglomerados sinorogénicos de La Pobra y la relación de éstas con la evolución tectónica del orógeno pirenaico. Para ello, este trabajo se basará en el estudio de la procedencia mediante el análisis petrológico, mineralógico y geoquímico del sedimento de la cuenca.

Para abordar el análisis de la procedencia y la dispersión del sedimento a partir del registro sedimentario, el trabajo ha sido dividido en diversos apartados, en cada uno de los cuales se explica, en detalle, el método de trabajo llevado a cabo y su finalidad:

En el capítulo 2 (el área fuente), se lleva a cabo el reconocimiento y descripción de las diferentes unidades estructurales en que ha sido dividido el Pirineo (Muñoz, 1992), así como el muestreo de las formaciones litológicas reconocidas en ellas, ya que algunas de las litologías que las componen serán posteriormente reconocidas como componentes en los clastos de los conglomerados. El capítulo 2 permite tener un buen conocimiento de las litologías que confieren las posibles áreas fuente del relleno sedimentario.

El capítulo 3 (el relleno sedimentario) está basado en los estudios previos llevados a cabo en la zona por Mellere (1992; 1993) y Mellere y Marzo (1991; 1992). En este apartado se amplía el análisis estratigráfico y sedimentológico del relleno mediante el levantamiento de un total de 18 perfiles estratigráficos, 15 de ellos en la subcuenca de La Pobra de Segur s.s. (BO, PE, RS, OR, CC₁, CC₂, CC₃, CL, CS₁, CS₂, LT, CA, MS₁, MS₂, RE) y 3 en la subcuenca de Senterada-Perves (LP₁, LP₂ y MC). Para cada perfil descrito en este apartado, se incluye información sobre la distribución de las facies sedimentarias, paleocorrientes, tamaños máximos de los clastos de los conglomerados, así como la posición de las estaciones de conteo de clastos de conglomerados y la localización de las muestras para posteriores análisis. Este apartado se completa con un conjunto de paneles de correlación y una propuesta de reconstrucción paleogeográfica de los diferentes dispositivos aluviales.

En el capítulo 4 (estudio de las ruditas) se lleva a cabo el análisis composicional de los conglomerados mediante el conteo en un total de 40 estaciones distribuidas a lo largo de los perfiles estratigráficos del apartado anterior. El conteo ha sido realizado según el método descrito por Howard (1993). Son varias las finalidades del estudio de las ruditas: poner de manifiesto la presencia de una determinada litología diagnóstica del área fuente, observar cambios verticales y horizontales en sus proporciones relativas y establecer asociaciones de clastos cuyas litologías sean atribuibles a las rocas de las diferentes unidades estructurales descritas en el capítulo 2.

En el capítulo 5 (análisis de los minerales pesados) se ha realizado la identificación microscópica y el conteo de hasta un mínimo de 300 granos detríticos de minerales pesados transparentes para cada una de las 148 muestras estudiadas. Las muestras se corresponden con lutitas arenosas a areniscas gruesas, y se localizan repartidas a lo largo de los diferentes perfiles estratigráficos. Al igual que para el caso de las ruditas, se aplican diferentes tratamientos estadísticos. La finalidad del análisis de los minerales pesados es reconocer las posibles áreas fuente mediante la observación de la presencia o ausencia de una especie o asociación de minerales pesados, y de las variaciones verticales y horizontales en sus proporciones relativas. En este apartado también se discuten los factores que interaccionan, e incluso modifican, la composición final del sedimento y su distribución (Morton y Hallsworth, 1999).

En el capítulo 6 (geoquímica mineral) se caracterizan geoquímicamente algunos de los minerales pesados transparentes reconocidos. Este procedimiento proporciona información directa sobre la litología del área fuente. Se han estudiado las variaciones composicionales en un total de 192 granos detríticos de circón, epidota, granate, turmalina y rutilo mediante el microanálisis con la microsonda electrónica.

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

En el capítulo 7 (discusión y síntesis) se lleva a cabo la recapitulación e integración de todos los datos obtenidos en los apartados precedentes. Así, a partir del estudio de los conglomerados y el análisis de los minerales pesados, se determina la procedencia del sedimento que configura cada uno de los Alogrupos y aloformaciones definidos por Mellere (1992) en el relleno sedimentario de la cuenca de La Pobra de Segur.

A partir de las reconstrucciones paleogeográficas de los diferentes abanicos aluviales se establecen los parámetros morfológicos de los mismos (radio, área y volumen) que permitirán posteriormente relacionarlos con las redes de drenaje y sus principales parámetros (área y longitud del colector principal). A partir de las reconstrucciones de los abanicos aluviales y sus áreas fuente, y basándonos en dataciones magnetoestratigráficas de autores precedentes (Beamud et al., 2003; 2006), se han estimado las tasas de sedimentación en la cuenca y de denudación de las diferentes áreas fuente, con el fin de definir un modelo evolutivo de la cuenca en relación a la evolución tectónica del Pirineo durante el Eoceno medio y el Oligoceno.

Finalmente, las principales conclusiones obtenidas en este trabajo, tanto en lo referente a la metodología como a las relaciones tectónica-sedimentación, así como una propuesta de futuras aplicaciones, son recogidas en el capítulo 8 (conclusiones).

1.3 LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA Y ENCUADRE GEOLÓGICO

Geográficamente, la zona estudiada se localiza entre las comarcas del Pallars Jussà y Pallars Sobirà, en la parte centro meridional del Pirineo, al NE de la Península Ibérica (Fig. 1).

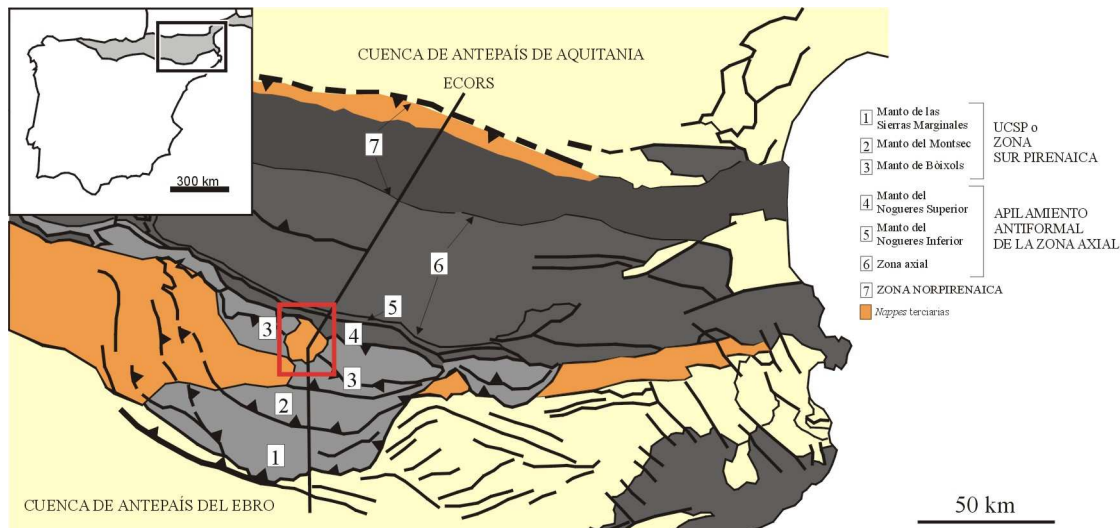


Fig. 1. Mapa de situación del área de estudio. Los conglomerados de La Pobla se hallan sobre la lámina cabalgante de Bóixols, emplazada sobre la Unidad Central Sur Pirenaica (UCSP). La cuenca queda limitada al Norte por el apilamiento antiformal de la Zona Axial. (Modificada de Muñoz, 1992)

Los conglomerados están limitados al Sur por el valle del Río Carreu, al Norte, por las localidades de La Pobleta de Bellvé y Montcortés, al Oeste por los ríos Bellera y Flamisell y al Este por el Barranco de Malallau y el Coll de la Creu.

El área estudiada se localiza en el mapa geológico a escala 1:50000 del Pallars Jussà (25) y Pallars Sobirà (26) y en los mapas geológicos a escala 1:50000 de Tremp (Hoja 252) del IGME y las hojas 5 (Pallaresa), 8 (Ribagorzana-Tor) y 9 (Flamisell-Pallaresa) del *Geological Institute* de la *Leiden University*.

Desde un punto de vista geológico, la cuenca sedimentaria se halla localizada sobre la lámina cabalgante de Bóixols, en la Unidad Central Sur Pirenaica (UCSP), en el extremo meridional del apilamiento antiformal de la Zona Axial (Fig.1), y su evolución está ligada a la cinemática del orógeno pirenaico.

1.3.1. Los Pirineos: unidades estructurales y evolución

La Cordillera Pirenaica, geográficamente compuesta por la Cordillera Cantábrica y los Pirineos, es una cadena de colisión alpina de aproximadamente 1500 km de longitud que se extiende desde los Alpes hasta el margen NW de la Península Ibérica, en el océano Atlántico. Su origen se relaciona con el acercamiento entre las Placas Ibérica y Euroasiática en un movimiento aproximadamente Norte-Sur (Srivastava et al., 1990; Roest y Srivastava, 1991).

Como resultado de este acercamiento, las estructuras extensionales, activas entre el Triásico y finales del Cretácico, fueron tectónicamente invertidas entre el Cretácico Superior y el Mioceno Inferior-Medio (Muñoz et al., 1986; Muñoz, 1992; Capote et al, 2002). Así, la

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

Cordillera Pirenaica se constituyó como un orógeno de colisión continental, con subducción parcial de litosfera oceánica en su sector más occidental.

El perfil de sismica de reflexión profunda ECORS (*Étude Continentale et Océanique par Reflexion et Refraction Sismique*) llevado a cabo entre 1985 y 1986 dio lugar a un mejor conocimiento de la estructura cortical de los Pirineos (Fig. 2) y su evolución (Figs. 3 y 4). También demostró la existencia de subducción de la Placa Ibérica bajo la Europea y confirmó la geometría en abanico de la parte central de los Pirineos (Teixell, 1998). Choukroure et al. (1973) consideran la Falla Nor-Pirenaica como el límite entre ambas Placas. A ambos lados de los sistemas de cabalgamientos se pueden observar las cuencas de antepaís asociadas: la cuenca del Ebro al Sur y la de Aquitania al Norte (ECORS Pyrenees Team, 1988; Choukroure y ECORS Team, 1989; Roure et al., 1989; Vergés y Muñoz, 1990). Estudios más recientes de síntesis geológica (cortes compensados corticales a partir del perfil ECORS, entre otros) y de geofísica concluyen que la evolución geodinámica, es decir, el estilo de la deformación del orógeno pirenaico, se puede fácilmente explicar a partir de la subducción de la corteza inferior y del manto de la Placa Ibérica bajo la Europea (Beaumont et al., 2000).

Así, los Pirineos han sido clásicamente divididos en diferentes zonas estructurales, la mayoría limitadas por fallas, que de Norte a Sur son las siguientes (Fig. 1):

- Cuenca de antepaís de Aquitania
- Zona Norpirenaica
- Apilamiento antiformal de la Zona Axial
- Zona Surpirenaica
- Cuenca de antepaís del Ebro

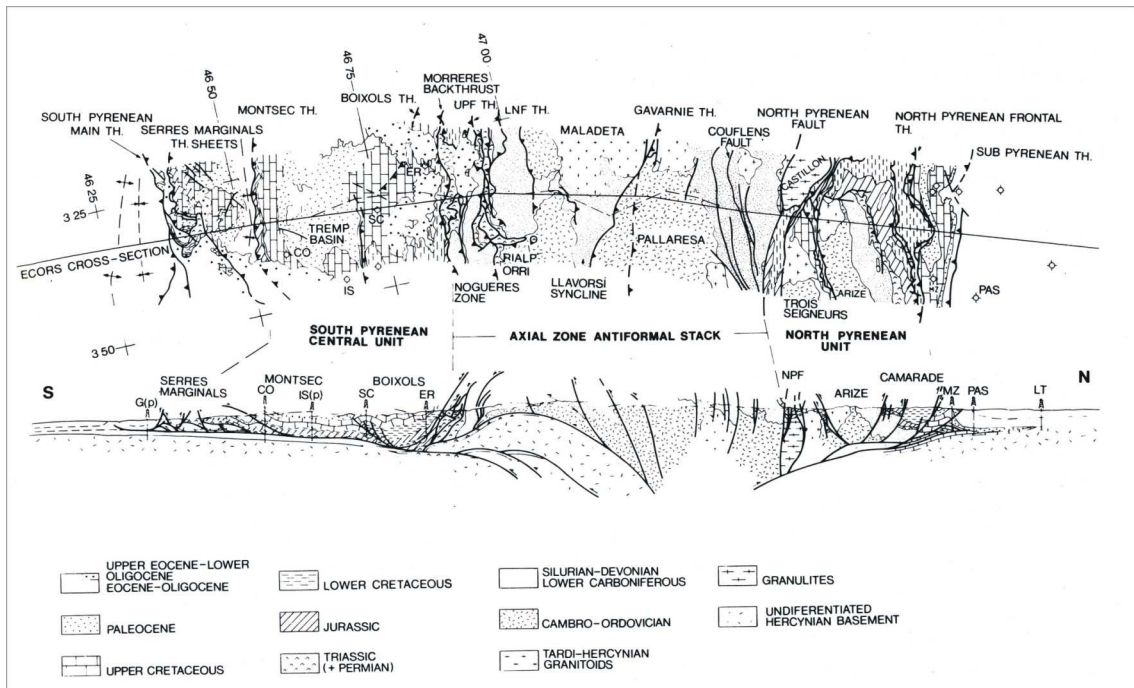


Fig. 2. Mapa y corte geológicos a lo largo del perfil ECORS, ver localización en Fig. 1.(de Muñoz, 1992)

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

La vertiente Sur de los Pirineos es más extensa que la vertiente Norte, correspondiendo a un desplazamiento y acortamiento mucho mayor en la primera (Beaumont et al., 2000), entorno a unos 128km en el sector meridional y de 27km en el septentrional, con una velocidad de aproximación entre la Placa Ibérica y la Euroasiática de unos 0.27 cm/año (Beaumont et al., 2000)

Muñoz (1988; 1992) divide este sector Sur de los Pirineos en la Unidad Central Surpirenaica (Mantos Superiores) y el apilamiento antiformal de la Zona Axial (Mantos Inferiores) (Figs. 1 y 2)

- Unidad Central Surpirenaica o Mantos Superiores. Esta unidad está formada por rocas del Mesozoico y/o Cenozoico. En el sector central del Pirineo, la UCSP se divide en los Mantos de las Sierras Marginales, de Montsec y de Bòixols.

El Manto de las Sierras Marginales se encuentra entre el cabalgamiento frontal surpirenaico y el cabalgamiento del Montsec. Presenta una serie mesozoica reducida que, hacia el Norte, se hace más potente. El emplazamiento del Manto de las Sierras Marginales se considera de edad Eoceno Inferior a Superior (Muñoz, 1992).

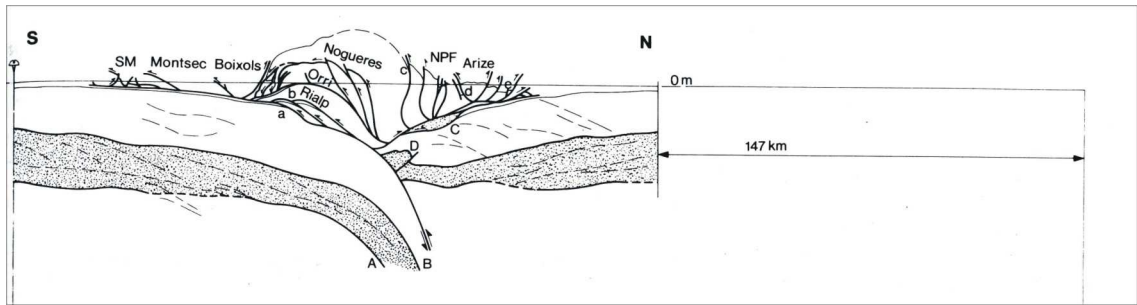


Fig. 3. Corte compensado a lo largo del perfil ECORS (de Muñoz, 1992)

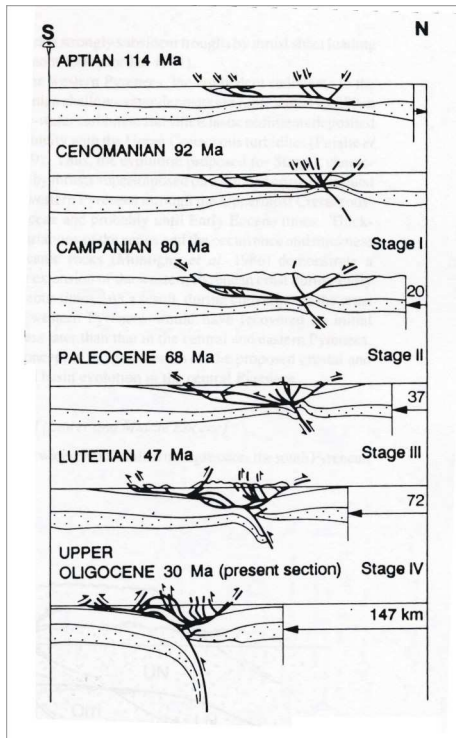


Fig. 4: Estadios de evolución de los Pirineos Centrales. I (Santonense-Maastrichtense): primeros cabalgamientos. Desarrollo del Manto de Bòixols. Creación de cuencas subsidentes a N y S. II (Paleoceno): Continúa la inversión tectónica. III (Eoceno Inferior y Medio): Desarrollo del Manto del Montsec. Transporte de los cabalgamientos precedentes en *piggyback* hacia el S. IV (Eoceno Superior-Oligoceno): Desarrollo del Manto de las Sierras Marginales. Transporte en *piggyback* de los Mantos de Bòixols y Montsec. Desarrollo del apilamiento antiformal de la Zona Axial. Conglomerados de la Poble de Segur (de Puigdefàbregas et al., 1992)

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

El Manto del Montsec contiene una serie mesozoica y cenozoica más potente que las Sierras Marginales. Dicho Manto se encuentra delimitado por el cabalgamiento del Montsec, al Sur, y el cabalgamiento de Bòixols, al Norte. El emplazamiento del Manto del Montsec ha sido datado como Ypresiense (Muñoz, 1992).

El Manto de Bòixols, constituido por una potente serie mesozoica, se localiza entre el cabalgamiento ciego de Bòixols y el retrocabalgamiento de Morrerres (Muñoz, 1992). El inicio del emplazamiento del Manto de Bòixols se produjo en el Campaniense-Maastrichtiense (Puigdefàbregas et al., 1992).

- Apilamiento antiformal de la Zona Axial o Mantos Inferiores. Los Mantos Inferiores están constituidos por el apilamiento de un conjunto de cabalgamientos que implican material del basamento hercínico y una cobertera mesozoica y/o cenozoica reducida. Los Mantos Inferiores se dividen, de Sur a Norte, en la Zona de les Nogueres y la Zona Axial.

La Zona de les Nogueres consiste en un conjunto de cabalgamientos o unidades autóctonas desplazadas hacia el Sur y posteriormente verticalizadas. La Zona de les Nogueres se divide en el Manto del Nogueres Superior y Manto del Nogueres Inferior, con características estructurales y litológicas diferentes, excepto para la serie de rocas triásicas, que es igual en ambos mantos. Así, el Manto del Nogueres Superior se caracteriza por presentar una serie silúrica, devónica en subfacies Compte y Carbonífera en facies Culm, mientras que el Manto del Nogueres Inferior presenta una serie permo-carbonífera de rocas vulcanosedimentarias.

La Zona Axial está constituida por un conjunto de plutones tardihercínicos, que constituyen el Macizo de la Maladeta, más el Domo de Orri, formado por un conjunto de láminas cabalgantes constituidas por materiales Cambro-Ordovícicos, Silúricos y Devónicos en subfacies Sierra Negra s.l.

Las características del relleno de la cuenca de antepaís surpirenaica, el estilo de la deformación y las velocidades de acortamiento permiten establecer cuatro estadios en la evolución del Pirineo (Puigdefàbregas et al., 1992; Capote et al., 2002). Son los siguientes (Fig. 4):

Primer estadio (Campaniense-Maastrichtiense): Desarrollo de los primeros cabalgamientos (Manto de Bòixols) por inversión de estructuras distensivas desarrolladas durante el Cretácico Inferior, y creación de cuencas fuertemente subsidentes a Norte y Sur de las fallas. En un primer estadio, estas cuencas se colmatan de sedimentos turbidíticos profundos.

Segundo estadio (Paleoceno): Durante este estadio continua la inversión tectónica de las estructuras distensivas. La sedimentación pasa de un ambiente marino a continental. El desarrollo de relieve y la erosión de éste rellenan completamente las cuencas de antepaís.

Tercer estadio (Eoceno Inferior y Medio): Este estadio se caracteriza, principalmente, por la fuerte actividad tectónica de los cabalgamientos, de manera que las láminas cabalgantes desarrolladas en los estadios precedentes son transportadas en *piggy-back* hacia el Sur. También se desarrolla el Manto del Montsec, primeramente, y el de las Sierras Marginales, posteriormente (hasta el Eoceno Superior). Los sedimentos, esencialmente marinos someros, rellenan tanto las cuencas de antepaís como las de *piggyback*.

Cuarto estadio (Eoceno Superior-Oligoceno): Durante este estadio se produce un cambio en el estilo de la deformación. La progradación de la deformación hacia el Sur en *piggyback*, es sincrónica a la aparición hacia el Norte de retrocabalgamientos en una sucesión fuera de secuencia, por una parte, y al desarrollo del apilamiento antiformal de la Zona Axial, por otra parte (Vergés y Muñoz, 1990). El relieve y la erosión aumentan hacia el Norte y las cuencas de antepaís se rellenan con depósitos continentales.

Datos de trazas de fisión en apatito (Fitzgerald et al., 1999) muestran una exhumación asimétrica durante el período comprendido entre el primer y el cuarto estadio de evolución. Así, se considera que la exhumación fue relativamente pequeña durante la inversión de las fallas extensivas en el sistema de retrocabalgamientos fuera de secuencia (primer y segundo estadio). En cambio, la sucesiva deformación interna de la corteza superior debajo del apilamiento antiformal, a inicios del Oligoceno, dio lugar a una rápida exhumación en el flanco Sur de la Zona Axial (tercer estadio). En el Oligoceno medio, cuando los Pirineos están prácticamente formados, decrece la tasa de exhumación y aumenta la denudación (cuarto estadio). La erosión en este último período provocó el enterramiento y fosilización de las estructuras tectónicas previas (Coney et al., 1996; Muñoz et al., 1997).

El relleno sedimentario durante el Paleoceno y el Oligoceno es principalmente detrítico, con predominio de conglomerados de origen aluvial, puntualmente depósitos deltaicos y fluviales, en el marco del cual hallamos los Conglomerados de La Pobra de Segur.

1.3.2 Los Conglomerados sinorogénicos de La Pobra

Los Conglomerados de La Pobra de Segur afloran en el Pirineo centro-meridional (Fig. 1) dispuestos sobre la lámina cabalgante de Bòixols. La cuenca está limitada en su margen Sur por el anticlinal de Sant Corneli y al Norte por el apilamiento antiformal de la Zona Axial.

El relleno sedimentario puede llegar a los 3500 m de espesor y se encuentra ligeramente deformado, formando un pliegue sinclinal asimétrico muy laxo. Desde el punto de vista sedimentológico, se corresponden con depósitos aluviales, aluvio-deltaicos y menores intercalaciones lacustres, todos ellos discordantes sobre un substrato de edad Mesozoico y Paleozoico, previamente deformado.

Los yacimientos de Sossís, Roc de Santa, Claverol y Casa Gramuntill (Fig. 5), localizados en la parte media del relleno de la cuenca de la Pobra de Segur, han proporcionado restos de vertebrados e invertebrados, que según Casanovas (1975a); Casanovas y Santafé (1980, 1982); Casanovas et al. (1992, 1993, 1998); López-Martínez (1998) y Cuesta et al. (2006), permiten atribuirles una edad Eoceno Superior. Recientes estudios magnetoestratigráficos en la totalidad del relleno (Beamud et al., 2003; 2006) datan los sedimentos pertenecientes a los Alogrupos Pesonada, Ermita y Pallaresa como finiLuteciense-Priaboniense (Eoceno) y los de los Alogrupos Senterada y Antist como Rupeliense (Oligoceno Inferior).

Los Conglomerados de la Pobra de Segur (Rosell y Riba, 1966) son equivalentes a los “Conglomerados de Collegats” de Mey et al. (1968). Fueron considerados durante tiempo como depósitos postorogénicos, (Mey et al., 1968 y Hartevelt, 1970), es decir, como sedimentos que rellenaron la cuenca posteriormente a su estructuración, no registrando, estos sedimentos, ningún tipo de deformación. Sin embargo, algunos autores (Rosell y Riba, 1966; Robles, 1982; 1983; 1984; Robles y Ardévol, 1983; 1984) sugirieron con posterioridad el carácter sintectónico del relleno sedimentario. Posteriores estudios han puesto en evidencia las estrechas relaciones entre la tectónica de la cuenca y la sedimentación de los Conglomerados de La Pobra (Mellere, 1992; 1993 y Mellere y Marzo 1991; 1992).

La cuenca de La Pobra de Segur (Fig. 5) se puede dividir en dos zonas: una meridional, llamada también subcuenca de La Pobra, y otra septentrional, o subcuenca de Senterada-Perves (Mellere, 1992).

Esta última autora divide el relleno sedimentario de las subcuencas de La Pobra y de Senterada-Perves en cinco unidades aloestratigráficas o Alogrupos (Fig.5), es decir, cuerpos sedimentarios limitados a techo y base por discontinuidades estratigráficas (discordancias angulares erosivas y/o progresivas). Estas discontinuidades son reconocidas como superficies de discordancia cartografiables en las zonas más proximales de los depósitos aluviales (Figs. 5 a 9) hasta las superficies de paraconformidad en las zonas más distales. Cada Alogrupo está constituido por dos o más abanicos aluviales. A su vez, los Alogrupos se pueden subdividir en

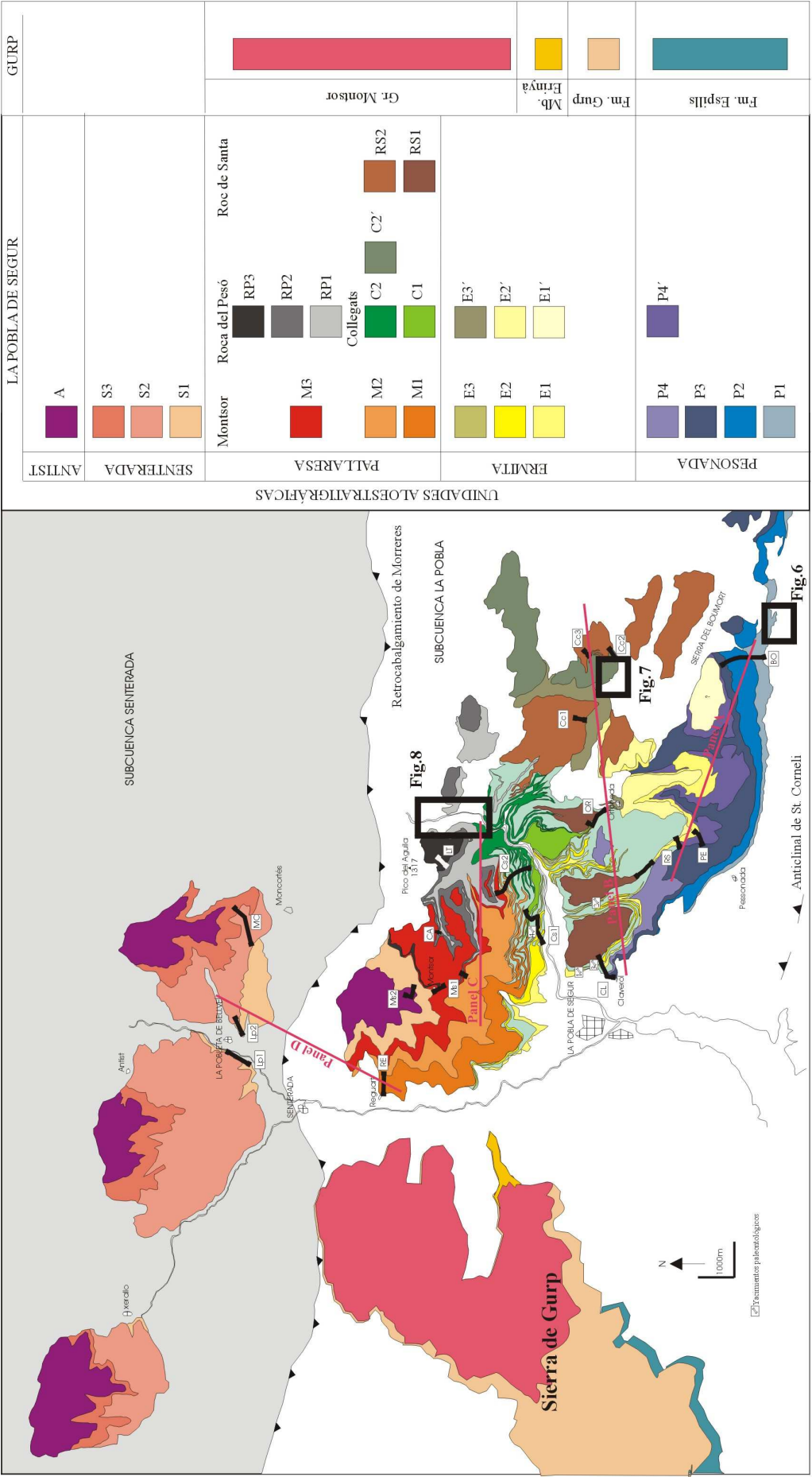


Fig. 5: Mapa de situación y esquema estratigráfico de los Alogrupos y aloformaciones definidos por Mellere (1992) en las subcuencas de La Pobla y de Senterada-Perves y los cuerpos conglomeráticos equivalentes a los de La Pobla de Segur aflorantes en la Sierra de Gurb definidos por Vincent, 1993). La figura también muestra la posición de los perfiles estratigráficos, los paneles de correlación (A a D) realizados en este trabajo además de los yacimientos paleontológicos (1: Sossis; 2: Roc de Santa; 3: Claverol; 4: Casa Gramuntill).

aloformaciones o secuencias (Fig.5), limitados a base y techo por superficies erosivas de disconformidad relacionadas con la progradación y retrogradación sucesiva de los abanicos aluviales. En las secuencias se pueden reconocer pulsaciones de menor escala y mayor frecuencia denominadas secuencias fundamentales. Tanto para las aloformaciones como las secuencias fundamentales no se puede descartar, aparte de la tectónica, la influencia climática, manifiesta por la alternancia de periodos de clima húmedo, con el desarrollo completo de una cobertera vegetal y de paleosuelos, y de periodos de clima más árido, con mayor tasa de sedimentación (Mellere, 1992).

Las cinco unidades aloestratigráficas definidas por Mellere (1992) son los Alogrupos Pesonada, Ermita, Pallaresa, Senterada y Antist (Fig.5).

- Alogrupo Pesonada

El alogrupo Pesonada (P) está formado por 4 aloformaciones: P1, P2, P3 y P4-P4' (P4 y P4' son lateralmente equivalentes). El Alogrupo aflora al Norte del anticlinal de Sant Corneli, y yace discordante sobre el substrato mesozoico (Fig. 6). Los límites entre cada una de las aloformaciones están constituidos por discordancias angulares, en algunos casos progresivas. De forma sincrónica a la sedimentación del Alogrupo Pesonada y como resultado de la reactivación del flanco Sur de la cuenca (anticlinal de SantCorneli), existe un basculamiento progresivo de la cuenca hacia el Norte y una compresión de ésta (presente también durante la deposición del alogrupo Ermita), con el desarrollo de estructuras locales fuera de secuencia.

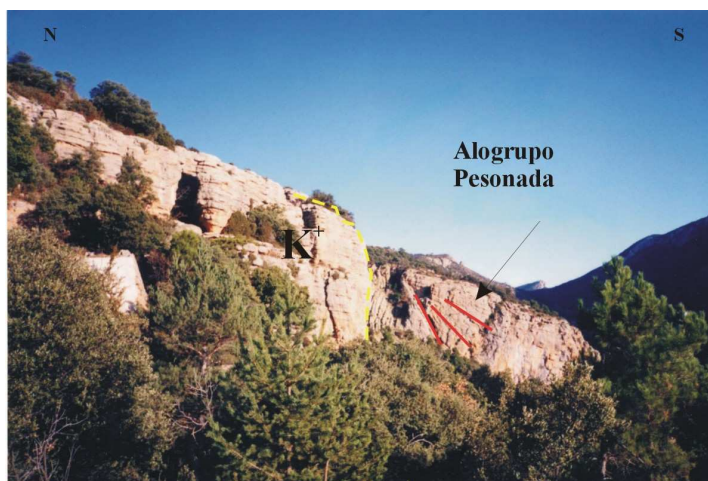


Fig. 6 .Discordancia angular progresiva entre los conglomerados del alogrupo Pesonada y las calizas del Cretácico Superior (Sierra de Boumort)

- Alogrupo Ermita

El alogrupo Ermita (E) está formado por 3 aloformaciones: E1-E1', E2- E2' y E3-E3' (los pares de aloformaciones E1-E1', E2-E2' y E3-E3' son lateralmente equivalentes y se interdigitan entre ellas). Aflora principalmente a lo largo del valle del Rio Noguera Pallaresa. Se dispone hacia el Sur sobre el Alogrupo Pesonada, mientras que hacia el Norte, el Alogrupo Ermita yace directamente sobre el paleorelieve generado sobre el basamento mesozoico (Fig. 7). No se han reconocido estructuras contemporáneas a la sedimentación, que se producía en una etapa de fuerte subsidencia ligada a la sobrecarga originada por el apilamiento antiformal de la Zona Axial.



Fig. 7. Discordancia angular entre los conglomerados de los Alogrupos Ermita y Pallaresa y las calizas del Cretácico Superior.

- Alogrupo Pallaresa

El alogrupo Pallaresa, que yace discordante sobre los alogrupos Pesonada y Ermita y/o el substrato mesozoico (Figs. 7 a 9) está formado por 4 sistemas de abanicos: Montsor (M), Collegats (C), Roca del Pesó (RP) y Roc de Santa (RS). Cada uno de ellos presenta diferentes secuencias o aloformaciones, estas son: M1, M2 y M3 para el Sistema Montsor; C1 y C2-C2' (donde C2 y C2' son lateralmente equivalentes) para el Sistema Collegats; RP1, RP2 y RP3 para el Sistema Roca del Pesó y RS1 y RS2 para el Sistema Roc de Santa.

Durante la sedimentación del alogrupo Pallaresa, el margen Sur de la cuenca sigue activo, aunque la deformación asociada al anticlinal de Sant Corneli no es tan importante como la originada por el emplazamiento del retrocabalgamiento de Morrerres, localizado, este último, en el margen septentrional de la cuenca.

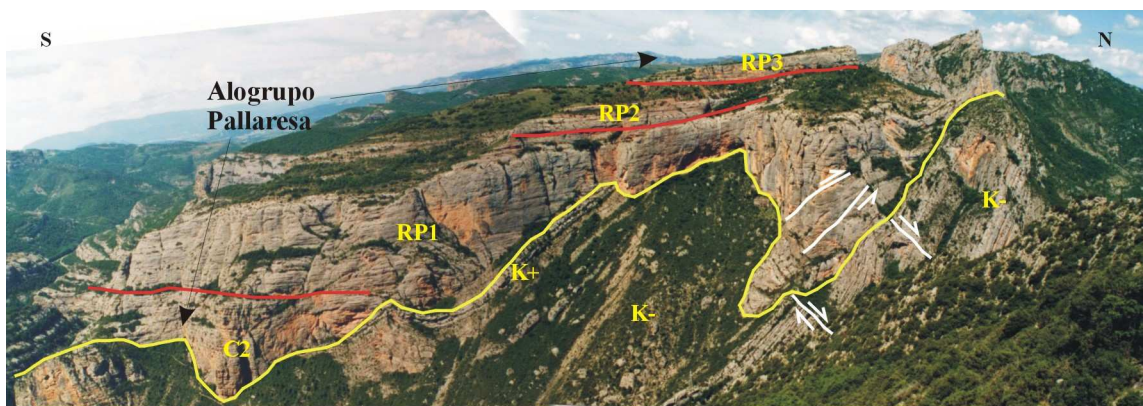


Fig. 8. Discordancia angular entre los conglomerados de La Pobla (Alogrupo Pallaresa) y las rocas del Cretácico (Congost de Collegats)

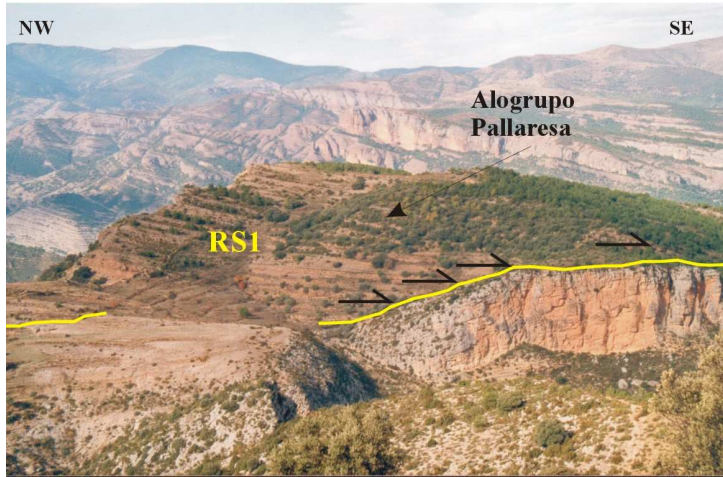


Fig. 9. Discordancia angular entre los conglomerados de la aloformación RS1 (Alogrupo Pallaresa) y las calizas del Cretácico (localidad de Ortoneda)

- Alogrupo Senterada

El alogrupo Senterada (S) aflora principalmente en la subcuenca de Senterada-Perves. Yace en discordancia angular sobre el Alogrupo Pallaresa o sobre el substrato mesozoico. En este último caso, la presencia de discordancias angulares progresivas indica una sedimentación sincrónica al retrocabalgamiento de Morrerres. En el alogrupo Senterada se distinguen 3 secuencias o aloformaciones: S1, S2 y S3.

- Alogrupo Antist

El alogrupo Antist (A) aflora principalmente en la subcuenca de Senterada-Perves. Se dispone onlapando el Alogrupo Senterada o el substrato mesozoico, hacia el Norte.

El Alogrupo Antist parece fosilizar las estructuras tectónicas previas por lo cual podría registrar el cese de la actividad tectónica originada por el apilamiento antiformal de la Zona Axial. La mala calidad de sus afloramientos no ha permitido su división en aloformaciones.

Capítulo 2
EL ÁREA FUENTE

2.1. INTRODUCCIÓN

Los abanicos aluviales que se desarrollan adosados a los márgenes activos de cuencas de antepaís presentan secuencias fuertemente variables en función de una serie de factores tales como la tectónica, el clima y la litología del área fuente.

La composición de los clastos proporciona una clara información sobre la litología del área fuente y los efectos que la tectónica ha tenido en las secuencias sedimentarias (Graham et al., 1986; DeCelles et al., 1987; 1991). Aunque hay que tener en cuenta la durabilidad de los clastos durante el transporte y la mayor o menor capacidad de las diferentes litologías para generar clastos, el análisis de los clastos de los conglomerados es considerado un buen indicador de la procedencia.

Con la finalidad de identificar las litologías del área fuente representadas en el relleno sedimentario, se procede al estudio y muestreo de dichas litologías tanto en afloramiento como en clastos de conglomerados.

Entre las litologías estudiadas se han reconocido: brechas carbonatadas, calizas, dolomías, calcarenitas, margas, pizarras, esquistos, calcoesquistos, conglomerados, areniscas, lutitas, yesos, ofitas, tobas piroclásticas, ignimbritas, basaltos, andesitas, granitos y granodioritas. Las edades de dichas litologías están comprendidas entre el Cambro-Ordovícico y el Cretácico Superior.

2.2 GEOLOGÍA DE LAS UNIDADES ESTRUCTURALES QUE HAN ACTUADO COMO ÁREA FUENTE

Varias de las unidades estructurales definidas por Muñoz (1992), ver capítulo 1, para el sector centro-meridional del Pirineo, han actuado como posibles áreas fuente al relleno sedimentario de la cuenca de La Poble de Segur. Con respecto a los Mantos Superiores o UCSP (Muñoz, 1992), probablemente el Manto de Bòixols es el único Manto que contribuyó al relleno sedimentario, descartándose así, aportes procedentes de los Mantos del Montsec y de las Sierras Marginales. En cambio, en el relleno sedimentario han sido reconocidas litologías pertenecientes tanto a la Zona de les Nogueres como a la Zona Axial (Muñoz, 1992), actuando, así, estos últimos como posibles áreas fuente.

En sucesivos subapartados se detallará la composición litológica de cada una de las unidades estructurales que actuaron como áreas fuente de los conglomerados de La Poble, que de manera sintética se resume en las figuras 10 y 11.

2.2.1 Mantos Superiores: Manto de Bòixols

El Manto de Bòixols está constituido por secuencias de edad Jurásica y Cretácica (Fig. 10)

Jurásico

El Jurásico en el Manto de Bòixols aflora pobremente al Sur del retrocabalgamiento de Morrerres y al Norte del cabalgamiento de Bòixols (Fig. 11).

El Jurásico aflorante en dicho manto se caracteriza por las siguientes litologías (Fig. 12): calizas dolomíticas tableadas, margas con intercalaciones de calizas fosilíferas, ambas del Lias, y dolomías masivas oscuras, fétidas, del Dogger y Malm, todas ellas pertenecientes a la Formación Bonansa (Mey et al., 1968; Hartevelt, 1970).

Cretácico Inferior

El Cretácico Inferior, al igual que el Superior, aflora extensamente a lo largo del Manto de Bòixols (Fig.11), principalmente en su sector oriental. Ambos constituyen el substrato de los conglomerados depositados en la cuenca de La Poble de Segur.

El Cretácico Inferior reconocido en el Manto de Bòixols está constituido por las siguientes unidades litoestratigráficas (Figs. 10 y 12):

Formación Pont de la Torre. Constituida por brechas de clastos métricos a centimétricos de calizas y dolomías con cemento y matriz carbonatados. Hacia techo la unidad contiene restos fósiles de texturálidos, miliólidos y trocolínidos.

Formación Fontanella. Constituida por mudstones bien estratificados que intercalan niveles margosos con ammonites y que, hacia techo, pasan a packstones-wackestones y grainstones oolíticos con carófitas, algas dasicladales y trocholinas.

Las Formaciones Pont de la Torre y Fontanella equivalen a las secuencias Hostal Nou y Hostal Nou I definidas por Berástegui et al. (1990) y García Senz et al. (1991), respectivamente.

CAPÍTULO 2. EL ÁREA FUENTE

UNIDAD ESTRUCTURAL		EDAD	UNIDAD LITOESTRATIGRÁFICA	
UCSP o MANTOS SUPERIORES	MANTO DE BÒIXOLS	JURÁSICO	Fm. Bonansa	
		CRETÁCICO INFERIOR	Fm. Pont de la Torre Fm. Fontanella Fm. Prada Fm.Cabó y Mb. Roca Narieda Fm. Senyús y Mbs. Roc del Diable y Nargó Fm. FontBordonera Fm. Lluçà	
		CRETÁCICO SUPERIOR	Fms. Sta. Fe y Sopeira Fms. Congost, Reguard y Collada Gassó Fms. Montagut, Aramunt y Anserola Mbs. Mascarell y Herbasavina Fm. Arén y Mb. Salàs	
APILAMIENTO ANTIFORMAL DE LA ZONA AXIAL o MANTOS INFERIORES	ZONA DE LES NOGUERES	MANTO DEL NOGUERES SUPERIOR	SILÚRICO	Pizarras ampelíticas negras
			DEVÓNICO (SUBFACIES COMPTE)	Fms. Rueda y Basibé Fm. Villech Fm. Compte
			CARBONÍFERO (FACIES CULM)	Fm. Bellver
			TRIÁSICO INF.	Fm. Bunter
			TRIÁSICO MED.-SUP.	Fm. Pont de Suert
		MANTO DEL NOGUERES INFERIOR	CARBONÍFERO	Fm. Aguiró Fm. Erill Castell Fm.Malpàs
			PÉRMICO	Fm. Peranera
			TRIÁSICO INF.	Fm. Bunter
			TRIÁSICO MED.-SUP.	Fm. Pont de Suert
	ZONA AXIAL	DOMO DE ORRI	Cambro-Ordovícico	Fm. de la Seu
			SILÚRICO	Pizarras ampelíticas negras
			DEVÓNICO (SUBFACIES SIERRA NEGRA)	Fm. Rueda Fm. Basibé Fm. Fonchanina Fm. Mañanet Fm. Civís
		MACIZO DE LA MALADETA	Post-Hercínico	Granitos y granodioritas

Fig.10. Síntesis de las diferentes Formaciones que han podido contribuir como áreas fuente de los conglomerados de La Pobla de Segur.

Formación Prada. La Formación Prada se superpone a la Formación Fontanella mediante una paraconformidad (Hiato). En su base, la Formación está constituida por packstones que pasan a grainstones bioclásticos/oolíticos con briozoos, espículas de equínidos, miliólidos y restos de rudistas. Hacia techo, la Formación pasa a una alternancia de mudstones con carófitas y packstones con orbitolinas y escasos miliólidos y anélidos. La Fm. Prada descrita por García Senz (2002) equivale a la secuencia Prada de Berástegui et al. (1990) y secuencia Prada I y II de García Senz et al. (1991).

Las formaciones descritas anteriormente, de edad Berriasiense-Aptiense Inferior, se agrupan en el denominado Grupo Tres Ponts (Fig. 12), que ha sido interpretado como calizas de plataforma interna (García Senz, 2002).

Formación Cabó y Miembro Roca Narieda. Se corresponden con la Secuencia Roca Narieda de Berástegui et al. (1990) y García Senz et al. (1991).

La Formación Cabó se acuña progresivamente hacia ONO. Litológicamente, consiste en margocalizas y margas con espículas de esponja y moldes de ammonites. En la base también se han reconocido algunas intercalaciones de mudstones. La litología de la Fm. Cabó ha sido interpretada como margas de cuenca y talud (Berástegui et al., 1990; García Senz et al., 1991 y García Senz, 2002). La Fm. Cabó pasa vertical y lateralmente al Miembro Roca Narieda. El Miembro Roca Narieda tiene forma de cuña. Aflora principalmente en la montaña de Roca Narieda, al Sur de Organyà. En dicha localidad se describen 400 metros de calizas grises masivas, principalmente grainstones de foraminíferos y peloides que verticalmente pasan a wackestones de miliólidos y rudistas. El Mb. Roca Narieda ha sido interpretado como calizas de plataforma somera (García Senz, 2002).

A la Fm. Cabó y el Mb. Roca Narieda se les atribuye una edad Bedouliense (Aptiense Inferior)-base Gargasiense (Aptiense Superior) (García Senz, 2002).

Formación Senyús. La Formación Senyús consiste principalmente en calizas y margocalizas grises con abundantes rudistas y bancos de orbitolinas. La Fm. Senyús ha sido interpretada como depósitos de rampa media-externa y cuenca somera (García Senz, 2002). Hacia el ONO, la Formación pasa lateralmente a los Miembros Roc del Diable y Nargó (Fig. 12).

Miembro Roc del Diable. Se dispone en cuerpos con forma de cuña. Está constituido por packstones bioclásticos rojizos con miliólidos, foraminíferos, espículas de esponja e intraclastos en su base que pasan hacia techo a grainstones oscuros con estratificación cruzada y que contienen algas dasicladales, briozoos, rudistas, corales, orbitolinas, braquiópodos y equínidos (Fig. 12). Las calizas del Mb. Roc del Diable han sido interpretadas como depósitos de rampa interna y media (García Senz, 2002).

Miembro Nargó. El Miembro Nargó está constituido por calizas grises masivas de wackstones a packstones con abundante fauna arrecifal: corales, rudistas, orbitolinas, miliólidos y algas (Fig. 12). El techo de la unidad puede estar localmente ferruginizado. Su espesor varía de forma importante. Las calizas del Mb. Nargó han sido interpretadas como depósitos de plataforma arrecifal (García Senz, 2002).

La edad propuesta por García Senz (2002) para la Fm. Senyús, incluyendo los Mb. Roc del Diable y Nargó, es de Gargasiense (Aptiense Superior)- Clansayensiense (Aptiense Superior)

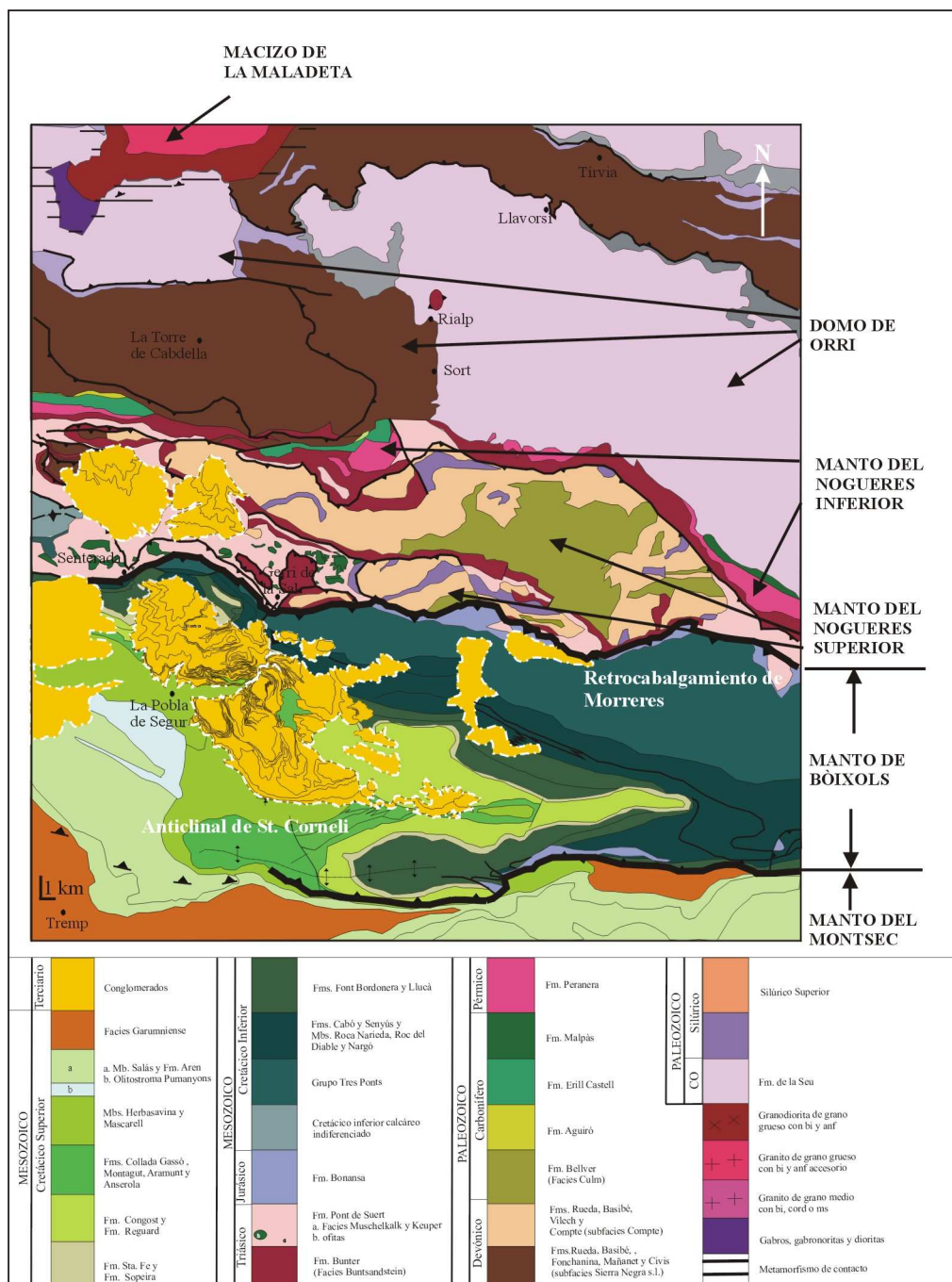


Fig.11. Mapa geológico de las áreas fuente de los conglomerados de La Pobla de Segur.

Formación Font Bordonera. Está compuesta por calizas limosas, nodulosas con ostreidos que hacia techo pasan a calizas y margocalizas con espículas de esponjas, tubos de anélidos y acumulaciones de ostreidos (Fig. 12). La Fm. Font Bordonera varía su espesor según la zona, de manera que, hacia el Norte, el espesor se reduce formando un nivel condensado que, en la localidad de Peracalç, acaba como un suelo ferruginoso y fosfático. La Fm. Font Bordonera, de edad Clansayesiense (Aptiense Superior) ha sido interpretada como depósitos de rampa externa, media e interna (García Senz, 2002).

Formación Lluçà. Como en el caso de la Fm. Font Bordonera, la Fm. Lluçà se condensa hacia el Norte. La unidad está compuesta por margas y margocalizas oscuras con espículas de esponja y amontes (Fig. 12). También contienen grandes cantidades de glauconita. La Fm.

Lluçà, Clansayesiense-Albiense Inferior en edad, ha sido interpretada como depósitos de cuenca y rampa externa (García Senz, 2002).

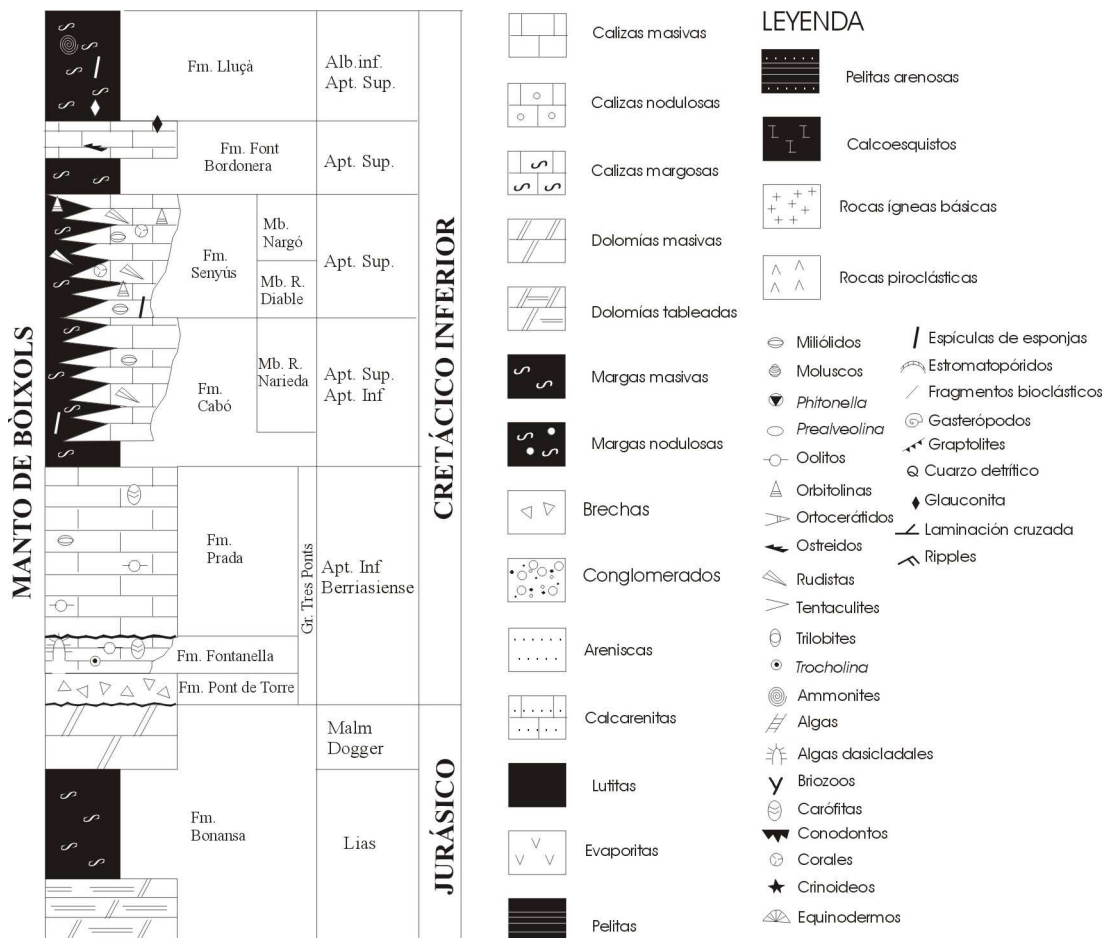


Fig. 12. Columna estratigráfica sintética del Jurásico y Cretácico Inferior del Manto de Bòixols (Mantos Superiores)

Cretácico Superior

En el Manto de Bòixols, el Cretácico Superior se extiende principalmente en su sector occidental (Fig. 11). En él se reconocen las siguientes formaciones (Figs. 10 y 13):

Formaciones Santa Fe y Sopeira. La Fm. Santa Fe (Fig. 13) yace de forma discordante sobre el Cretácico Inferior. Esta Formación está constituida por calizas, donde se reconocen wackestones con miliólidos y *Prealveolinas* y grainstones bioclásticos con corales y rudistas. A techo se observan mudstones con *Phitonella* y glauconita. La Fm. Santa Fe pasa lateral y verticalmente a las margas de la Formación Sopeira. Ambas Formaciones son de edad Cenomaniense Superior, y han sido interpretadas como calizas de plataforma y margas de cuenca (Simó y Puigdefàbregas, 1985; Simó, 1986).

Formaciones Congost y Reguard. La Fm. Congost (Fig. 13) está compuesta por wackestones-packestones bioclásticos que, hacia techo, pasan a grainstones esqueléticos oolíticos con miliólidos, y biohermos de estromatopóridos y rudistas. La Fm. Reguard está formada por mudstones y margas. La edad de ambas Formaciones es Turoniense-Coniaciense Inferior. Las calizas de la Fm. Congost y las margas de la Fm. Reguard han sido interpretadas

como depósitos de rampa carbonatada somera y profunda, respectivamente (Simó y Puigdefàbregas, 1985; Simó, 1986).

Formación Collada Gassò: La Formación está constituida por calizas y margas con foraminíferos, briozoos y ostreidos con menores intercalaciones de barras de areniscas cuyos componentes son restos esqueléticos y cuarzo (Fig. 13). La Fm. Collada Gassò, de edad Coniaciense, se interpreta como depósitos de plataforma interna con variación del nivel del mar y bajo régimen de mareas (Simó y Puigdefàbregas, 1985). Aflora principalmente en el anticlinal de Sant Corneli.

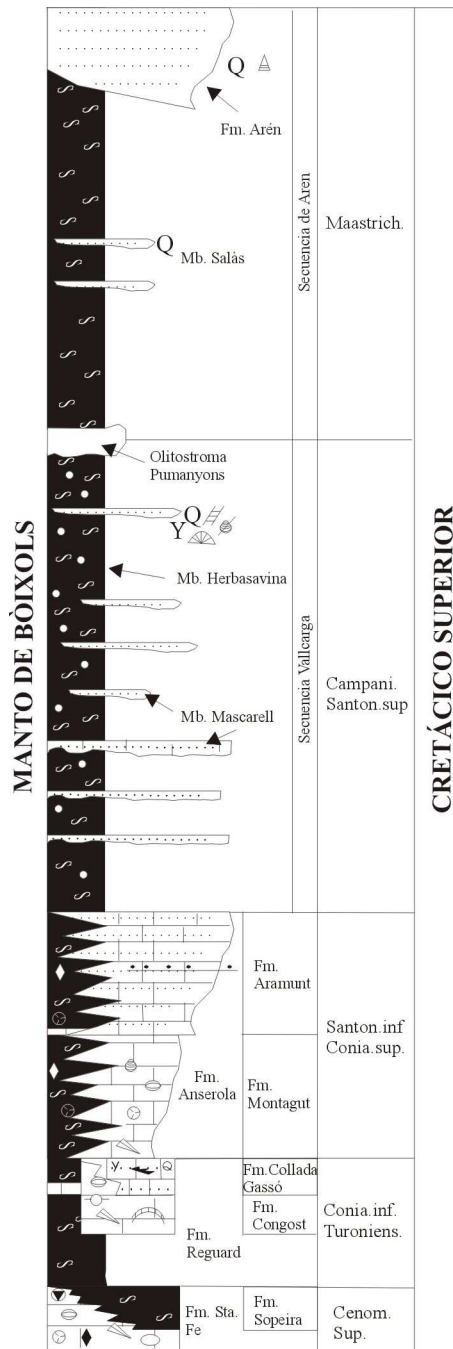


Fig. 13. Columna estratigráfica sintética del Cretácico Superior del Manto de Bòixols (Mantos Superiores). Leyenda en Fig. 12.

Formaciones Montagut, Aramunt y Anserola. La Formación Montagut (Fig. 13) está compuesta por wackestones a grainstones esqueléticos de corales, rudistas, moluscos, miliólidos y lacazina. La Formación Aramunt se dispone estratigráficamente sobre la Fm. Montagut y está formada por calcarenitas rojizas con pasadas de cuarzo detrítico, areniscas y microconglomerados quarzosos. Ambas, forman parte de la Secuencia San Corneli, de edad Coniaciense Superior-Santonense Inferior, y se interpretan como depósitos de plataforma carbonatada somera (Simó y Puigdefàbregas, 1985; Simó, 1986; Vicens et al., 1998; Skelton et al., 2003). Ambas Formaciones pasan lateral y verticalmente a la Formación Anserola. Esta última Formación, interpretada como depósitos de talud, está formada por mudstones y margas con capas arenosas, glauconíticas y arrecifes de corales. Como para las Formaciones anteriormente descritas, la Fm. Anserola pertenece a la Secuencia San Corneli, de edad Coniaciense Superior-Santonense Inferior (Simó y Puigdefàbregas, 1985; Simó, 1986).

Miembros Mascarell y Herbasavina. El Mb. Mascarell (Fig. 13) está formado por cuerpos de calcarenitas y areniscas de componentes carbonatados (con algas, briozoos, equinodermos,

fragmentos de bivalvos y foraminíferos planctónicos) y componentes siliciclásticos (principalmente con cuarzo, además de cuarcitas, filitas, chert y feldespatos). El Mb. Herbasavina está constituido por margas nodulosas que localmente contienen corales, rudistas, ammonites y foraminíferos planctónicos. Los Mb. Mascarell y Herbasavina forman parte de la Secuencia Vallcarga, de edad Santonense Superior-Campanense, y han sido interpretados como turbiditas y margas de cuenca, respectivamente (Simó y Puigdefàbregas, 1985; Simó, 1986). La Secuencia Vallcarga termina con el Miembro Pumanyons que consiste en un olitostroma producto del colapso parcial de la plataforma (Simó y Puigdefàbregas, 1985; Simó, 1986).

Formación Arén y Miembro Salàs. La Formación Arén (Fig. 13) está constituida por areniscas de composición silicico-bioclástica con abundantes orbitoides (Rossell et al., 1972) mientras que el Miembro Salàs está formado por margas masivas. Ambas unidades forman parte de la Secuencia de Aren (Simó y Puigdefàbregas, 1985; Simó, 1986), de edad Maastrichtense, y han sido interpretadas como depósitos de plataforma, de *nearshore* y fluviales.

2.2.2 Mantos Inferiores: Zona de les Nogueres

En la Zona de les Nogueres, Muñoz (1992) reconoce las siguientes unidades estructurales: el Manto del Nogueres Superior y el Manto del Nogueres Inferior, cada una de ellas caracterizada por una sucesión litológica diferente (Fig. 10). El Manto del Nogueres Superior está constituido por una sucesión que incluye desde el Silúrico hasta el Triásico, mientras que el Manto del Nogueres Inferior está constituido por una secuencia continua de rocas de edades comprendidas entre el Carbonífero y el Triásico (Fig. 10).

Litologías pertenecientes al Manto del Nogueres Superior

Las unidades que constituyen el Manto del Nogueres Superior son (Figs. 10, 14 y 15):

Silúrico: Principalmente compuesto por pizarras negras carbonosas, localmente piritizadas, a menudo con graptolites, trilobites y ortocerátidos. (Mey, 1968; Hartevelt, 1970; Dégardin, 1988).

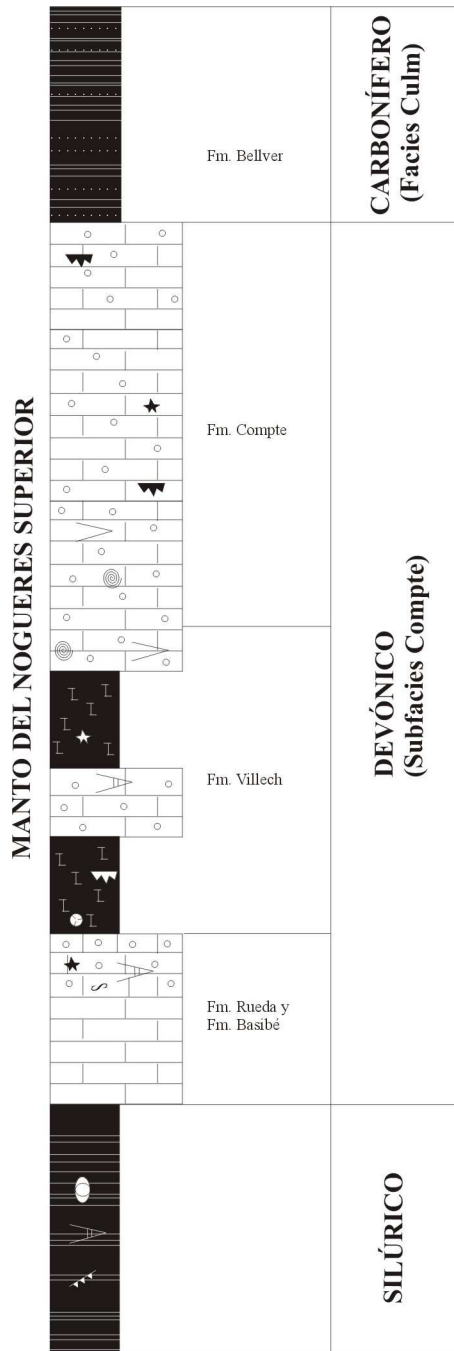


Fig. 14. Columna estratigráfica sintética del Silúrico, Devónico en subfacies Compte y Carbonífero en facies Culm que constituyen el Manto del Nogueres Superior (Mantos Inferiores: Zona de les Nogueres). (Leyenda en Fig. 12)

Devónico: El Devónico perteneciente al Manto del Nogueres Superior se corresponde con el Devónico en subfacies Compte definido por Mey (1967) y Boersma (1973). Forman parte de esta subfacies las siguientes formaciones (Fig. 14):

Formaciones Rueda y Basibé. La Fm. Rueda está constituida por calizas oscuras, localmente impuras, mientras que la Fm. Rueda contiene calizas grises claras, nodulares, localmente margosas, con estemas de crinoideos y ortocerátidos. El límite entre ambas Formaciones queda poco definido (Hartevelt, 1970).

Formación Villech. La Fm. Villech consiste principalmente en una alternancia de calcoesquistos y calizas nodulares con conodontos, corales, crinoideos, tentaculites, ammonites y orthocerátidos (Hartevelt, 1970; Boersma, 1973).

Formación Compte. La Fm. Compte es una secuencia básicamente constituida por calizas nodulares masivas, habiéndose reconocido también calizas *griotte* en la parte media. Su color es variable, gris-rojo oscuro en la parte media a gris claro en la base y techo de la serie. El contenido faunístico de la Fm. Compte consiste principalmente en conodontos, tentaculites, crinoideos y ammonites. En el tramo de caliza *griotte* también se encuentran goniatites (Hartevelt, 1970; Boersma, 1973).

Carbonífero: Las rocas de edad carbonífera que se encuentran en el Manto del Nogueros Superior pertenecen a la denominada facies Culm, correspondientes exclusivamente a la Formación Bellver (Fig. 14).

Formación Bellver: Es una secuencia principalmente pelítica. Está básicamente constituida por pizarras arenosas micáceas con pasadas de conglomerados y areniscas. Los componentes principales de los conglomerados son cuarzo, cuarcita, chert, calizas y neises (Mey, 1967; 1968; Hartevelt, 1970). La presencia de fósiles es rara, aunque localmente se han observado restos de corales, braquiópodos y algún trilobites.

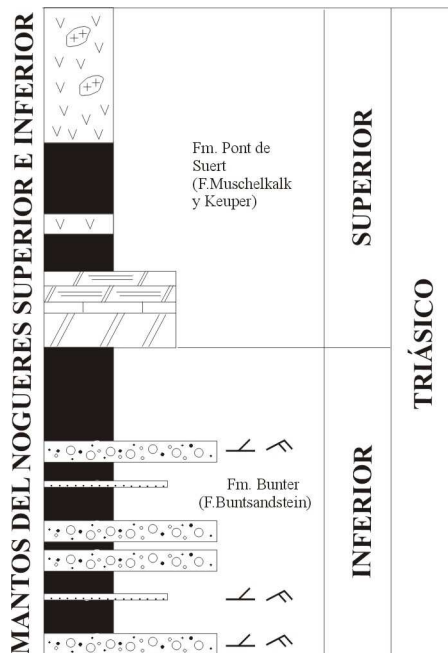


Fig. 15. Columna estratigráfica sintética del Triásico que constituye los Mantos del Nogueros Superior e Inferior. (Mantos Inferiores: Zona de les Nogueros). (Leyenda en Fig. 12)

Triásico: En el Manto del Nogueros Superior se reconocen rocas del Triásico Inferior en facies Buntsandstein y del Triásico Medio-Superior en facies Keuper y Muschelkalk. El Triásico del Manto del Nogueros Superior se divide en dos unidades: la Formación Bunter y la Formación Pont de Suert (Figs. 10 y 15).

Formación Bunter. Está constituida por materiales detríticos en facies Buntsandstein. En su base predominan los conglomerados rojizos cuyos componentes principales son cuarzo, cuarcitas y chert, todos ellos con importantes cantidades de mica. Le sigue una alternancia de areniscas y limos micáceos, rojizos, y cantidades menores de mudstones. En la Fm. Bunter son frecuentes las estructuras sedimentarias como estratificación cruzada y ripples (Mey, 1968; Mey et al., 1968; Nagtegaal, 1969; Hartevelt, 1970). Esta Formación se atribuye al Triásico Inferior.

Formación Pont de Suert: En su mitad inferior está compuesta por dolomías margosas, calizas/dolomías (mudstones-wackestones y packstones bioclásticos) que, a techo, se pueden presentar tableadas (facies Muschelkalk) (Hartevelt, 1970; Calvet et al., 1994), mientras que en su mitad superior está formada por lutitas, arcillas, yesos y carbonatos (facies Keuper) (Hartevelt, 1970; Calvet et al., 1994; Salvany y Bastida, 1994; 2004). En la Fm. Pont de Suert se han observado también cuerpos intrusivos de rocas básicas reconocidas como ofitas (Mey, 1968; Hartevelt, 1970).

Litologías pertenecientes al Manto del Nogueres Inferior

Las unidades que constituyen el Manto del Nogueres Inferior son (Figs. 10, 15 y 16):

Carbonífero: Las Formaciones correspondientes al Carbonífero del Manto del Nogueres Inferior han sido previamente estudiadas por Mey (1968), Mey et al. (1968), Nagtegaal (1969), Gisbert (1983) y Martí et al. (1985). Las Formaciones de edad carbonífera son las siguientes (Fig. 16):

Formación Aguiró. La Formación consiste principalmente en conglomerados poligénicos inmaduros presentando en su base, un horizonte de brechas. La Formación también contiene intercalaciones de tobas piroclásticas ácidas.

Formación Erill Castell. Se trata de una serie volcánica que está compuesta por ignimbritas dacíticas y riolíticas, brechas de explosión y cineritas. A techo de la serie se han reconocido dos potentes coladas basalto-andesíticas.

Formación Malpàs. La Formación se caracteriza por ser un conjunto vulcano-sedimentario compuesta por lutitas, areniscas y conglomerados con intercalaciones de tobas piroclásticas, carbones, calizas y dolomías.

Pérmico: El Pérmico del Manto del Nogueres Inferior está exclusivamente representado por la **Formación Peranera**, que se caracteriza por el predominio de sedimentos detríticos tales como areniscas, conglomerados y lutitas aunque también contiene alguna pequeña intercalación de calizas y materiales piroclásticos (cineritas e ignimbritas).

Triásico: La sucesión que constituye el Manto del Nogueres Inferior culmina con una secuencia triásica donde se han reconocido las mismas Formaciones que la descritas para el Manto del Nogueres Superior, esto es, la **Formación Bunter** del Triásico Inferior y la **Formación Pont de Suert** del Triásico Medio-Superior (Fig. 15). Así, las características litológicas del Triásico son las mismas que las descritas para el Manto del Nogueres Superior.

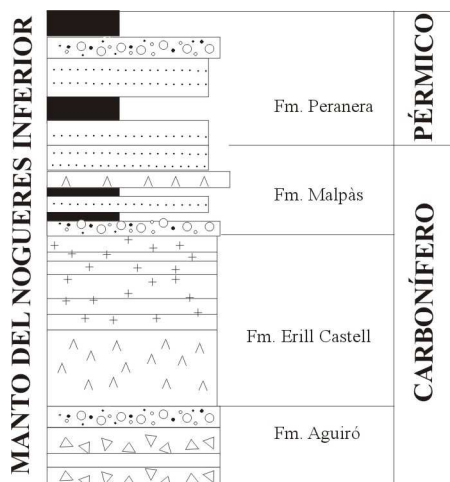


Fig. 16. Columna estratigráfica sintética del Carbonífero y Pérmico que constituyen el Manto del Nogueres Inferior. (Mantos Inferiores: Zona de les Nogueres). (Leyenda en Fig. 12)

2.2.3 Mantos inferiores: Zona Axial

En la Zona Axial se reconocen dos unidades estructurales con litologías diferentes (figs. 10 y 11): el Domo de Orri y el Macizo de la Maladeta (Muñoz, 1992).

Domo de Orri

El Domo de Orri está constituido por rocas de edades comprendidas entre el Cambro-Ordovícico y el Devónico (Figs. 10 y 17):

Cambro-Ordovícico: Ha sido extensamente estudiado por Mey (1968); Hartevelt (1970) y Poblet (1991), y está representado por la *Formación de la Seu* (Fig. 17). Dicha Formación está compuesta principalmente por pizarras aunque, localmente, puede ser abundante la presencia de niveles de calizas y cuarcitas de color púrpura.

Silúrico: Al igual que para el Manto del Noguera Superior, el Silúrico del Domo de Orri está constituido por pizarras negras carbonosas con restos fósiles (Mey, 1968; Hartevelt, 1970; Dégardin, 1988).

Devónico: El Devónico perteneciente al Domo de Orri se corresponde con las subfacies Sierra Negra s.l. definido por Boersma (1973). El Devónico en subfacies Sierra Negra s.l. agrupa el área de subfacies Sierra Negra s.s. descrita por Mey (1968), Boersma (1973) y Poblet (1991), por una parte, y el área de subfacies del Baliera descrita por Mey (1968), Boersma (1973) y Soriano (1992), por otra parte. Las Formaciones que constituyen las subfacies Sierra Negra s.l. son las siguientes (Fig. 17):

Formación Rueda. Con respecto al área de subfacies Sierra Negra s.s., la Fm. Rueda está formada por calizas arenosas y arcillosas que alternan con calcoesquistos arenosos. Para el caso del área de subfacies del Baliera, la Fm. Rueda está constituida por los Miembros Aneto y Gelada, cuya litología es esencialmente lutítica, con menores alternancias de calizas arenoso-arcillosas.

Formación Basibé. La Fm. Basibé está formada por calizas nodulosas y calizas en estratos decimétricos que, ocasionalmente, contienen restos de crinoideos.

Fm. Fonchanina. La Fm. Fonchanina está constituida por lutitas grises con pasadas centimétricas de calizas margosas. Puntualmente, se han observado restos de crinoideos y tentaculites (Mey, 1968).

Fm. Mañanet. Consiste principalmente en una alternancia centimétrica a decimétrica de calizas nodulosas (*griotte*), calizas margosas y lutitas carbonatadas de colores variables. El contenido fósil de la Fm. Mañanet es pobre, habiéndose observado ocasionalmente restos de crinoideos.

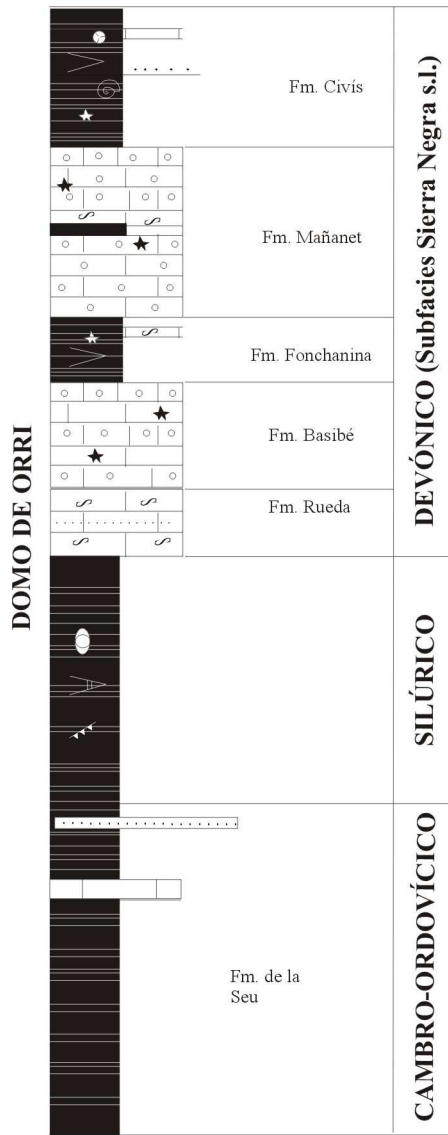


Fig. 17. Columna estratigráfica sintética del Cambro-Ordovícico, Silúrico y Devónico en subfacies Sierra Negra s.l. que constituyen el Domo de Orri (Mantos Inferiores: Zona Axial). (Leyenda en Fig. 12)

Fm. Civís. La Fm. Civís consiste principalmente en una serie de lutitas grises oscuras, con micas, e intercalaciones centimétricas de areniscas y calizas. La Fm. puede contener tentaculites, gasterópodos, corales, braquiópodos y restos de crinoideos (Mey, 1968; Poblet, 1991).

Macizo de la Maladeta

El Macizo de la Maladeta ha sido ampliamente estudiado por Charlet (1968; 1974; 1979; 1983) y Charlet y Dupuis (1974). Principalmente está compuesto (Fig. 10) por rocas ígneas tardihercénicas entre las que predominan granodioritas con biotita y anfíboles, granitos con biotita, cordierita o moscovita, rocas básicas (gabronoritas, gabros y dioritas) y filones de aptitopegmatitas, con turmalina y cordierita, o de diabasas, con hornblenda y biotita.

2.3. RESUMEN

En este capítulo se han definido las litologías que constituyen las diferentes unidades estructurales reconocidas en el sector centro-meridional de los Pirineos y que actuaron como posibles áreas fuente de los conglomerados de La Pobla de Segur. Dichas litologías, distribuidas de forma irregular en las diferentes unidades estructurales, incluyen rocas sedimentarias, ígneas y metamórficas con edades comprendidas entre el Cambro-Ordovícico y el Cretácico Superior (Fig.10).

El Manto de Bòixols, que forma parte de la Unidad Central Surpirenaica o Mantos Superiores, está constituido por una sucesión de rocas del Jurásico y del Cretácico Inferior y Superior.

Con respecto a los Mantos Inferiores o apilamiento antiformal de la Zona Axial, el Manto del Noguera Superior está constituido por una serie de rocas silúricas, devónicas en subfacies Compte, carboníferas en facies Culm, mientras que el Manto del Noguera Inferior está principalmente formado por una serie vulcano-sedimentaria de edad carbonífera-pérmica. Los Mantos del Noguera Superior e Inferior culminan con una serie detrítica de edad triásica.

La Zona Axial, que también constituye el apilamiento antiformal de la Zona Axial o Mantos Inferiores, está formada por una sucesión de rocas de edades cambro-ordovícicas, silúricas y devónicas en subfacies Sierra Negra, que constituyen el Domo de Orri, además de granitos y granodioritas post-hercínicos, que forman el Macizo de la Maladeta.

Capítulo 3
EL RELLENO SEDIMENTARIO

3.1 INTRODUCCIÓN

Los conglomerados que rellenan la cuenca sinorogénica de La Pobra de Segur constituyen un complejo formado por el apilamiento y la interdigitización de un conjunto de abanicos aluviales que lateralmente pasan a niveles lacustres más o menos desarrollados. Con más de 3500 m de espesor, los conglomerados rellenan dos subcuencas separadas geográficamente entre sí (Fig. 5):

- La subcuenca de La Pobra s.s, la más meridional, localizada sobre la lámina cabalgante de Bòixols (Unidad Central Surpirenaica), y limitada al Sur por el anticlinal de St. Corneli y al Norte por el retrocabalgamiento de Morrerres. Los sedimentos yacen discordantes sobre un basamento de materiales mesozoicos cretácicos y/o jurásicos (Fig.5)

- La subcuenca de Senterada, la más septentrional, localizada sobre la lámina cabalgante de les Nogueres (Zona Axial). En este caso, los sedimentos se disponen discordantes sobre rocas del Mesozoico (especialmente del Triásico) y del Paleozoico (principalmente devónicos). (Fig.5).

3.2 METODOLOGÍA

Con el fin de analizar las relaciones que mantienen el relleno sedimentario de la cuenca y la estructuración tardía de los materiales del sustrato, se ha llevado a cabo el análisis estratigráfico y sedimentológico del relleno. Básicamente ha consistido en el desarrollo de los siguientes pasos:

1º. Levantamiento de perfiles estratigráficos y obtención de datos de buzamiento del basamento.

2º. Obtención de datos de paleocorrientes: Principalmente medición de la dirección y/o sentido del flujo de corriente en *scours* basales e imbricaciones de clastos.

3º. Medidas de los tamaños medios y máximos de los clastos de los conglomerados.

4º. Contaje de clastos de conglomerados: se ha realizado un total de 40 estaciones de contaje. Para cada una de las estaciones se han contabilizado un total de 400 puntos. El método de contaje se describe detalladamente en el apartado 4.2.

5º. Obtención de un total de 148 muestras de areniscas para el estudio de sus minerales pesados.

Los perfiles estratigráficos obtenidos en el punto 1º se han utilizado como base para el estudio estratigráfico y sedimentológico de los conglomerados. En total se han levantado 18 perfiles estratigráficos de detalle a escala 1:100. Dichos perfiles cubren la totalidad de aloformaciones y alogrupos descritos en apartados anteriores (apartado 1.3.2). En los perfiles también se incluyen los datos de paleocorrientes (punto 2º), así como las medidas de tamaños medios y máximos de los clastos (punto 3º) y las composiciones relativas de clastos de conglomerados (punto 4º) y de minerales pesados (punto 5º).

Los perfiles se denominan: BO, PE, RS, OR, CC1, CC2, CC3, CL, CS1, CS2, LT, CA, MS1, MS2, RE, LP1, LP2 y MC, y su localización se indica en el mapa geológico de la Fig. 5.

Previo a la exposición de las principales características de cada uno de los perfiles, se realizará el análisis sedimentológico del relleno sedimentario y la determinación de sus principales facies.

3.3. RESULTADOS

En este apartado se expondrán los resultados obtenidos del análisis sedimentológico y estratigráfico del relleno sedimentario de la cuenca de La Poblá.

3.3.1. Análisis Sedimentológico

En el relleno sedimentario de la Cuenca de La Poblá se han podido diferenciar un total de 22 facies sedimentarias pertenecientes a las siguientes litologías dominantes: conglomerados (facies C), areniscas (facies A), lutitas (facies L) y carbonatos (facies CA). En total se han caracterizado 8 facies conglomeráticas, 7 facies areniscosas, 5 facies lutíticas y 2 carbonatadas. La descripción de cada una de ellas es la siguiente:

Facies conglomeráticas:

Facies C1: Orto y paraconglomerados desorganizados

La subfacies C1 está constituida por orto y paraconglomerados desorganizados, heterométricos, de clastos subesféricos y subredondeados a subangulosos. El tamaño de los clastos es muy variable, desde *granule* a *cobble* y algún *outsized* de tamaño *boulder* (máximo de hasta 170 cm). La matriz, muy abundante, es arenoso-microconglomerática. No se ha reconocido ninguna clasificación del tamaño de grano en estos depósitos. Tampoco es evidente la presencia de estructuras sedimentarias, adquiriendo, el depósito, un carácter masivo (Fig. 18).

En general los conglomerados de la facies C1 se disponen en estratos tabulares, de base y techo netos pero no erosivos y potencias del orden decimétrico a métrico, con valores extremos de 0,5 m y 3,8 m. Localmente, también se han reconocido estratos lenticulares laxos, siendo en este caso, su base ligeramente erosiva.

En su conjunto, la facies C1 está pobremente representada, constituyendo aproximadamente el 1,6 % del relleno sedimentario de la cuenca y ha sido reconocida, en mayor o menor proporción, en los perfiles BO, CL, CS, MS, LT, MC y OR. Principalmente se asocia con facies de tipo C4 y C5.

Interpretación: Los conglomerados que reúnen las características descritas para las facies C1 han sido interpretados como depósitos aluviales originados mediante *debris flow*. La morfología en general tabular de los estratos, la no granoclasificación de los cantos, con clastos *outsized*, y el aspecto masivo de los depósitos por la ausencia de estructuras sedimentarias, son algunas de las propiedades texturales y de fábrica que apuntan a un origen por flujos masivos de sedimentos para estos depósitos (Lowe, 1982; Nemec y Steel, 1984; Nemec y Postma, 1993; Blair y McPherson, 1994a; b; Collison, 1996).

Facies C2: Paraconglomerados inversamente gradados

La facies C2 está constituida por paraconglomerados heterométricos de clastos de tamaño *granule* flotando en una matriz de areniscas muy finas y lutitas arenosas (Fig. 18). Los clastos pueden ser de redondeados a subangulosos y se disponen de forma dispersa o formando horizontes a techo de los estratos, describiendo, de esta manera una granoclasificación negativa del tamaño de grano. Contiene estructuras diagenéticas tempranas, como decoloraciones y trazas de bioturbación.

Estos depósitos forman estratos tabulares con techo y base netos y planos (no erosivos). El espesor de las secuencias es del orden métrico, habiéndose medido valores máximos de 4,5 m y mínimos de 20 cm.

La facies C2 está pobremente representada en los perfiles BO, CL, CS y MC, donde suele estar asociada con las facies C4 y L1.

Interpretación: Estas facies, al igual que las anteriormente descritas C1, han sido interpretadas como depósitos aluviales originados por *debris flow* (Lowe, 1982; Nemec y Steel, 1984; Nemec y Postma, 1993; Blair y McPherson, 1994a; b; Collison, 1996) en relación con flujos masivos de sedimento.

Facies C3: Ortoconglomerados inversamente gradados

La facies C3 (Fig. 18) está formada por ortoconglomerados con granoclasificación negativa, heterométricos, de clastos subangulosos y subesféricos en los que ocasionalmente parece apreciarse una posible imbricación. El tamaño dominante es *cobble*, aunque también son frecuentes los clastos de tamaño *boulder*, habiéndose medido diámetros máximos de hasta 130 cm. Internamente presentan un aspecto masivo y una granoclasificación negativa, llegándose a observar, en algunos casos, niveles arenosos en su base formando *traction carpets*. La matriz es arenosa.

Forman estratos tabulares del orden centimétrico a métrico, en algunos casos con bases de ligera a fuertemente erosivas.

Estas facies, aún estando muy bien representadas en la serie OR, donde aparece en proporciones alrededor del 10%, en general, aparecen muy poco representadas (no más del 1%) con respecto al total del relleno sedimentario de la cuenca. Otras series, aunque en menor proporción que para el perfil OR, donde se han podido reconocer facies C3 son los perfiles BO, CL y CS. Depósitos con estas características, se asocian, principalmente con facies de tipo C4 y C1, aunque en algunos casos también se observa su asociación con facies C6, C7, y A6.

Interpretación: Entre algunas de las características que apuntan hacia un origen relacionado con flujos masivos de sedimento para estos depósitos, cabe destacar su granoclasificación negativa (Nemec y Steel, 1984). Sin embargo, otras propiedades, como la imbricación de los clastos y las bases erosivas de los estratos, indican un cierto carácter tractivo para estas corrientes. Por este motivo estas facies son interpretadas como depósitos de *debris flow* originados por flujos entre masivos y acuosos.

Facies C4: Ortoconglomerados masivos

Esta facies (Fig. 18) está formada por ortoconglomerados homométricos de clastos subesféricos y subangulosos a subredondeados, de tamaño *cobble* y ocasionalmente *boulder*, también en algunos casos *pebble* y muy pocas veces *granule*. Se han medido diámetros máximos de hasta 155 cm. Los clastos se hallan generalmente imbricados, aunque en algunos casos esta imbricación no resulta muy evidente. La matriz es arenoso-microconglomerática y, aunque la fábrica de estos conglomerados es clasto soportada, localmente el contenido en matriz puede llegar a ser muy importante. Pueden mostrar variación granulométrica vertical muy tenue o en ocasiones mostrar una granoclasificación positiva evidente. En este último caso, los clastos de mayor tamaño pueden formar un *lag* basal que verticalmente pasan a un *sandstone cap* de areniscas con estratificación horizontal o cruzada. El aspecto de los estratos es masivo, aunque algunas veces se puede observar una tenue estratificación horizontal, puesta de manifiesto por una variación en la granulometría de los niveles que forman el paquete conglomerático. Estos conglomerados no muestran estructuras internas, excepto ocasionales cicatrices erosivas. Estas facies son equivalentes a las descritas como Gm por Miall (1977; 1978).

La morfología de los estratos es lenticular. Su base suele ser erosiva, en ocasiones fuertemente incidida y con *scours* basales. El límite superior es plano y neto. El espesor de los estratos es muy variable, no llegando a sobrepasar los 8,5 m y ocasionalmente se apilan formando secuencias de hasta 34 m.

La facies C4 es la primera en orden de abundancia, correspondiéndose con poco más del 50% del total del relleno sedimentario de la cuenca. Se reconoce, en mayor o menor proporción,

en todos los perfiles, especialmente en las series MS, RE y MC. Esta facies está principalmente asociada a facies A6, L1, C7 y C6 y en menor proporción con A4.

Interpretación: Estas facies han sido interpretadas como depósitos resultantes de la formación de barras longitudinales en cursos fluvio-aluviales entrelazados (*braided*) (Miall, 1977; 1978; Rust, 1978; Robles, 1982; 1983; 1984). Para el caso concreto de aquellos depósitos sin granoclasificación y cuya estratificación horizontal e imbricación es más difusa se han interpretado como depósitos de *flash flood* (Robles, 1982; 1983; 1984). Los depósitos de este tipo son originados por corrientes tractivas más o menos confinadas, al igual que las barras longitudinales, aunque en el caso de los *flash flood*, se trata de corrientes muy esporádicas, de corta duración.

Facies C5: Ortoconglomerados imbricados en estratos lenticulares

Esta facies consiste en ortoconglomerados de clastos subangulosos, subesféricos, ocasionalmente imbricados (Fig.18). Su tamaño varía entre *pebble* y *cobble*, aunque para un mismo estrato son bastante homométricos. Se han medido diámetros máximos de hasta 80 cm. La matriz es arenosa. Los conglomerados pueden no presentar granoclasificación u ocasionalmente tenue granoclasificación positiva. Estos conglomerados forman estratos de aspecto masivo, con ocasionales cicatrices erosivas internas. Las características descritas para la facies C5 la hace equivalente a la facies Gm descrita por Miall (1977; 1978).

La característica más remarcable de la facies C5 es la morfología en *ribbon* de sus depósitos (Friend et al., 1979). Sus límites son netos, el superior plano y el inferior erosivo, fuertemente incidido y con frecuentes *scours*. Su espesor es del orden centimétrico a decimétrico con valores extremos de 5 cm y 2,9 m.

Aunque generalmente estos conglomerados se presentan en cuerpos sedimentarios aislados, en ocasiones se superponen verticalmente varios de ellos, formando secuencias *multi-storey* en las que cada estrato conglomerático queda separado por el contiguo por la base erosiva y/o por niveles arenosos (Slater, 1977; Friend et al., 1979). Estas secuencias llegan a constar de hasta 5 *storeys* y alcanzar espesores de hasta 2,6 m. A veces forman secuencias estrato y granocrecientes.

La facies C5 aparece pobremente representada en los perfiles BO, CL, CS, MS, CC, LP, OR, PE y RS. Principalmente se asocian a facies A6 y L1, y en menor medida a C4 y C1.

Interpretación: Al igual que para la facies C4, los conglomerados de facies C5 han sido interpretados como depósitos resultantes de la formación de barras longitudinales en cursos fluvio-aluviales trenzados (*braided*). A diferencia de las primeras, las facies C5 forman estratos con geometría elongada (*ribbon*). Aunque ambas presenten las mismas litofacies, se han querido separar ya que los depósitos con facies C4 indican un relleno multiepisódico del canal mientras que para la facies C5 se considera que el relleno del canal podría producirse en un único evento sedimentario (Puigdefàbregas et al., 1989).

Facies C6: Ortoconglomerados con estratificación cruzada en artesa

Esta facies está constituida por ortoconglomerados de clastos subesféricos y subredondeados (Fig. 18). Su tamaño varía de *cobble* en la mitad inferior de cada estrato a arenisca muy gruesa e incluso microconglomerados en la parte superior, formando secuencias con granoclasificación positiva. Se han medido tamaños máximos de bloques de hasta 116 cm. Frecuentemente, los clastos presentan imbricación. La matriz es arenosa a microconglomerática. Internamente presentan una estratificación cruzada en artesa. La facies C6 es equivalente a la descrita como Gt por Miall (1977; 1978).

La morfología de los estratos es lenticular, canaliforme. Sus límites son netos, el superior plano y el inferior erosivo y fuertemente incidido. Su espesor es del orden decimétrico con valores extremos de 30 cm y 4,6 m.

En general se superponen verticalmente originando cuerpos lateralmente extensos de hasta 20,4 m de espesor. Internamente, estos cuerpos conglomeráticos muestran una ordenación grano y estrato decrecientes.

Esta facies, aunque aparece en baja proporción en relación con el relleno sedimentario total (aproximadamente del 5%), está muy bien representada en los perfiles CA, RS y LT, representando el 68, 32 y 28% respectivamente en cada uno de los perfiles. Otras series donde se ha podido reconocer esta facies son CS, CC, RE y LP. Mayormente se asocia a facies de tipo C4, aunque en mucha menor proporción suele asociarse también a las facies C7, A6 y A7.

Interpretación: La facies C6 ha sido interpretada como depósitos de relleno de canales menores de un curso fluvio-aluvial tipo *braided* (Miall 1977; 1978; Robles 1982; 1984). Los cuerpos conglomeráticos con estratificación cruzada en artesa se originarían por la migración, sobre el fondo de los canales, de barras con crestas onduladas (linguoides).

Facies C7: Ortoconglomerados con estratificación cruzada planar

Esta facies está caracterizada por ortoconglomerados homométricos de clastos subesféricos y subangulosos (Fig. 18). El tamaño dominante de los clastos es *cobble*, ocasionalmente *boulder*, habiéndose medido diámetros máximos de hasta 70 cm. Los clastos, generalmente imbricados, muestran una tenue segregación granulométrica positiva. La matriz es arenosa. Internamente muestran estratificación cruzada planar de media a gran escala. Estas facies son equivalentes a las descritas como Gp por Miall (1977; 1978).

Estos conglomerados se ordenan en cuerpos de geometría tabular a lenticular muy laxa. Su base es erosiva y contiene frecuentes *scours*. La potencia de los estratos es del orden decimétrico, muy ocasionalmente métrico, y se apilan formando secuencias de hasta 5,6 m.

Esta facies, al igual que C6, aparece pobremente representada con respecto al total del relleno sedimentario de la cuenca (poco menos del 4%) y es reconocida en mayor o menor proporción en todos los perfiles. Conglomerados con facies C7 suelen asociarse principalmente a facies C4 y A6. En otros casos, y en mucha menor proporción, también se pueden asociar a facies C1, C5, A2, A4, A7, L1 y L2.

Interpretación: Los depósitos correspondientes a la facies C7 podrían registrar la formación y migración de barras linguoides de un sistema fluvio-aluvial tipo *braided* (Miall, 1977; 1978; Rust, 1978; Robles, 1982; 1983; 1984). Este último autor opina que estos depósitos también pueden corresponder al relleno de canales menores.

Facies C8: Ortoconglomerados con estratificación cruzada planar en estratos lenticulares

Esta facies es muy similar a la anterior y se caracteriza por estar constituida por ortoconglomerados homométricos de clastos subesféricos y subangulosos. Dominan los clastos de tamaño *cobble*, incluso *boulder*, habiéndose medido tamaños máximos de hasta 40 cm. Los clastos, imbricados, muestran una granoclasificación positiva. La matriz es arenosa. Internamente presentan estratificación cruzada planar y alguna cicatriz erosiva. Las características descritas la hacen equivalente a la facies Gm descrita por Miall (1977; 1978).

La diferencia fundamental respecto a la facies C7 es que las facies C8 forman estratos canaliformes de geometría lenticular, con límites netos y base erosiva. Su espesor es del orden decimétrico.

La facies C8 sólo ha sido escasamente reconocida en el perfil CS y representa menos del 1% del total del relleno sedimentario. La facies C8 se asocia, en dicho perfil, con las facies C2 y A6.

Interpretación: Al igual que para las facies C5, las facies C8 han sido interpretadas como depósitos resultantes del relleno de canales elongados (*ribbon*). A diferencia de los primeros, éstos presentan estratificación cruzada planar lo que registrarían, al igual que para la facies C7, la formación y migración de barras linguoides en un sistema fluvio-aluvial de tipo *braided* (Miall, 1977; 1978; Rust, 1978; Robles, 1982; 1983; 1984). Nuevamente se vuelve a insistir en que el relleno del canal podría producirse en un único evento sedimentario.

Facies arenosas:

Facies A1: Areniscas con laminación cruzada en artesa

Las facies A1 están constituidas por areniscas rojizas, bien clasificadas (Fig. 18). En general su granulometría es de arena gruesa y pueden presentar clastos de tamaño *granule* en la base de los estratos. Es sólo en este caso cuando la granoclasificación es claramente positiva. Internamente presentan laminaciones cruzadas en artesa. También se ha podido observar bioturbación, decoloración y marcas de gotas de lluvia a techo de los estratos. Las facies A1 son equivalentes a las descritas como St por Miall (1977; 1978).

La morfología de los estratos de las facies A1 es lenticular, en algunos casos canaliforme. Sus límites son netos, el superior plano y el inferior ligeramente erosivo. El espesor de los estratos es del orden decimétrico con valores extremos de 10 cm y 1,3 m.

Esta facies aparece escasamente representada en los perfiles CL, CS, MC, OR, PE y RS. En general se asocia con las facies A6, aunque también se ha observado en asociación con facies C4, C1, A4 y L5.

Interpretación: La facies A1 ha sido interpretada como el resultado de la formación y migración de dunas en cursos fluvio-aluviales (Miall, 1977; 1978; Rust 1978). Según Robles (1982; 1983; 1984) estas dunas se pueden encontrar en dos situaciones: rellenando pequeños canales de poca profundidad, o bien localizadas a techo de las barras de facies C4 formando cuñas irregulares entre éstas.

Facies A2: Areniscas con laminación cruzada planar

Esta facies (Fig. 18) está formada por areniscas de color rojizo. Su granulometría es de gruesa a muy gruesa, pudiendo estar presente también algún clasto de tamaño *granule*. Presentan una buena selección de tamaño de grano. En general la segregación granulométrica vertical es tenue, aunque en ocasiones una granoclasificación normal es evidente, sobre todo en aquellos casos donde aparecen clastos de tamaño *granule*. Internamente presentan estratificación cruzada planar. En algunos casos también se han observado decoloraciones. Estas facies son equivalentes a las descritas como Sp por Miall (1977; 1978).

Las areniscas con facies A2 se disponen en estratos con morfología tabular a ligeramente lenticular. Sus límites son netos, de base erosiva. La potencia de los estratos es del orden decimétrico con valores extremos de 20 cm a 3,3 m.

Esta facies aparece escasamente representada y sólo es reconocida en los perfiles CL, CS, RE, MC y PE. La facies A2 se asocia mayormente con la facies A6, A4, C4 y en menor medida con las facies L2 y L3.

Interpretación: La facies A2 ha sido interpretada como depósitos de barras formadas en cursos fluvio-aluviales de tipo *braided* (Miall, 1977; 1978; Rust, 1978). Según Robles (1983; 1984) estos depósitos se corresponderían con corrientes de menor intensidad que en el caso de

las facies C7. Muy localmente se han observado areniscas con estas características a techo de barras de facies C4. En este caso estas facies han sido interpretadas como resultado de la migración de formas arenosas, *sand-waves* o *megaripples* de cresta rectilínea, en los laterales de dichas barras. En algunos casos Robles (1982) interpreta estos depósitos como depósitos de desbordamiento o *crevasse*.

Facies A3: Areniscas con ripples

Esta facies (Fig. 18) está caracterizada por areniscas de color ocre-rojizo. Presentan, de forma general, una granulometría gruesa y una buena selección de su tamaño de grano. Ocasionalmente pueden mostrar una cierta granoclasificación positiva muy tenue. Internamente presentan laminaciones cruzadas planares y/o en artesa de pequeña escala y ripples, tanto simétricos como asimétricos. También contiene cantos blandos dispersos. Estas facies son equivalentes a las descritas como Sr por Miall (1977; 1978).

La morfología de los estratos que constituyen estas areniscas es lenticular, de límites netos y base ligeramente erosiva. El espesor de los estratos es del orden decimétrico.

Esta facies aparece muy escasamente representada (alrededor del 0,02%) y sólo es reconocida en el perfil CS, donde se asocia con la facies A4.

Interpretación: Los depósitos correspondientes a la facies A3 se han interpretado como producto de la migración de formas arenosas de pequeña escala (ripples) en las partes superiores de los rellenos de canal fluvio-aluvial, en condiciones de bajo régimen y de poca profundidad de agua (Miall, 1977; 1978; Rust, 1978; Robles, 1984). Este último autor también interpreta en algunos casos esta facies como depósitos asociados a fenómenos de desbordamiento, mientras que en otros casos los interpreta como depósitos de barra en la desembocadura de una corriente aluvial a una cuenca lacustre.

Facies A4: Areniscas con laminación horizontal

Se trata de areniscas de color ocre-rojizo. Su granulometría es de arenisca media a gruesa, pudiéndose observar, en algunos casos, alineaciones laminares de gránulos que en algunos casos están imbricados (Fig. 18). Estas areniscas, siempre bien seleccionadas, presentan una granoclasificación en general positiva que, en algunos casos, es muy evidente, pudiendo presentar microconglomerados en la base de los estratos. Muy ocasionalmente, la segregación granulométrica puede ser negativa. Internamente, los estratos presentan laminación planoparalela horizontal, aunque en algunos casos no es muy evidente, adquiriendo el depósito un aspecto masivo. Ocasionalmente, se ha podido observar la presencia de ripples simétricos y asimétricos, estructuras de deformación y cantos blandos dispersos. También pueden presentar, en menor proporción, desarrollo de procesos pedogenéticos, como marcas de raíces, decoloraciones y marmorizaciones así como *burrows* y marcas de gotas de lluvia. Estas facies son equivalentes a las descritas como Sh por Miall (1977; 1978).

Estas areniscas se presentan en estratos con morfología desde ligeramente lenticular a canaliforme, de límites netos y base ligeramente erosiva. El grosor de los estratos es del orden decimétrico, con valor extremo máximo de 1,5 m. En general se presentan en estratos aislados aunque pueden organizarse en secuencias de hasta 6 m de potencia.

Esta facies aparece pobremente representada y es reconocida en los perfiles CS, RE, LP, MC, OR, PE, RS y CL, siendo, en este último caso, bastante abundante (poco más del 10% del perfil). En su mayoría se asocia con facies A6 aunque también es frecuente hallarla en asociación con las facies C4, A2, A3, A7, L1, L2 y L5, y esporádicamente con C1, C7, C5, A5, L3 y CA2.

Interpretación: Según Miall (1977), el *planar bed flow* puede generarse en dos condiciones diferentes: en el régimen de flujo alto de una avenida, donde la sedimentación de areniscas de

tamaño medio a fino se puede producir sobre un fondo plano, dando lugar a laminación horizontal, y en condiciones de bajo régimen de flujo, cuando implica a granulometrías superiores a areniscas medias. En este caso, Robles (1983; 1984) interpreta estas facies como asociadas a depósitos de desbordamiento. En aquellos casos en que las areniscas con las características que define la facies A4 pasan lateralmente a facies lacustres (L5 y CA2), lacustre-marginal o de transición lacustre-aluvial (L2 y L3), Robles (1984) los interpreta como depósitos de barra producidos en la desembocadura de una corriente aluvial a una cuenca lacustre, donde es frecuente observar secuencias negativas.

Facies A5: Areniscas en estratos canaliformes

Esta facies (Fig. 18) está constituida por areniscas con coloraciones rojizas. Su granulometría es de gruesa a muy gruesa. Muestran una buena clasificación del tamaño de grano, con granoclasificación positiva, puesta de manifiesto por la presencia de gravas de tamaño *pebble* en la base de los estratos y areniscas gruesas a techo. Internamente, las areniscas más gruesas se disponen de forma subparalela a la base mientras que hacia techo, las areniscas muestran estratificación cruzada planar. Estas facies son equivalentes a las descritas como Ss por Miall (1977; 1978).

Las areniscas correspondientes a las facies A5 se disponen en estratos lenticulares, muy incididos. Sus límites son netos, el superior plano y el inferior erosivo, con *scours* basales, que en general suelen ser asimétricos. El espesor de los estratos es del orden decimétrico.

Esta facies aparece muy pobremente representada (0,02%) y sólo es reconocida en el perfil CL. En este perfil, la facies A5 se asocia con las facies A2 y A4.

Interpretación: Estos depósitos han sido interpretados como de *scour and fill* fluvio-aluviales, esto es, como resultado del relleno de huecos provocados por remolinos que se desarrollaban aguas abajo o bien por vórtices locales alrededor de un pequeño obstáculo (Miall, 1977).

Facies A6: Areniscas masivas

La facies A6 corresponde a areniscas de color ocre-rojizo, de granulometría media a fina, aunque ocasionalmente algunos estratos son de areniscas gruesas. En general presentan una buena selección de su tamaño de grano y, aunque ocasionalmente pueden mostrar una cierta tendencia granodecreciente, lo más frecuente es que la segregación granulométrica vertical sea muy tenue o inexistente (Fig. 18). Internamente no se reconocen ningún tipo de estructuras sedimentarias ni bioturbación, presentando el depósito un aspecto masivo.

Esta facies se dispone en general en estratos tabulares de entre 20 cm y 4 m, habiéndose encontrado, no tan frecuentemente, intervalos de hasta más de 9 m. Se ha medido, como valor superior máximo, hasta 17 m de potencia. Sus límites son planos y netos.

La facies A6 es, después de C4, la segunda facies más abundante. Representa el 15% del relleno sedimentario total de la cuenca y es reconocida, en mayor o menor proporción, en todas las series, a excepción de las CA y LT. La facies A6 se encuentra principalmente asociada a la facies C4, aunque también suele ser frecuente su asociación con A4, C5 y C7 y menos frecuentemente con C3, C2, C6, A1, A2, A7, L1, L2, L3, L5 y CA1.

Interpretación: Estos sedimentos han sido interpretados como depósitos de desbordamiento e inundación en la llanura aluvial, donde la sedimentación se produce principalmente por decantación (Robles, 1982; 1984).

Facies A7: Areniscas masivas moteadas

Esta facies (Fig. 18) está compuesta por areniscas de coloraciones variables y de granulometría de fina a media. Presenta una buena selección de su tamaño de grano y en general una granoclasificación positiva muy tenue o inexistente. Se distingue por su carácter versicolor debido a la presencia de un moteado de colores diversos: rojo, gris, ocre y rosado. Estas decoloraciones son de dos tipos: unas, con morfología pseudo-ovaladas, arriñonadas, más o menos irregulares y preferentemente dispuestas formando horizontes más o menos discontinuos pseudoparalelos a la estratificación, y otras, de morfología lineal dispuestas de forma subperpendicular a los planos de estratificación, probablemente atribuibles a marcas de raíces (Freyret y Plaziat., 1982). También se observa bioturbación de origen animal (*burrows*).

Esta facies se dispone en estratos tabulares de entre 50 cm y 1,9 m de espesor. Se han medido valores extremos de 20 cm y 15,5 m. Sus límites son planos y netos.

Esta facies aparece pobremente representada y es reconocida en los perfiles CL, CS, CC, RE, OR, PE y RS. En general se asocia con las facies C4 y A4, aunque también se ha observado, en menor proporción, su asociación con las facies C2, C6, C7, C5, A6, L1 y CA1.

Interpretación: Al igual que para la facies A6, esta facies ha sido interpretada como depósitos fluvio-aluviales relacionados con fenómenos de desbordamiento e inundación de la llanura aluvial (Robles, 1982; 1984). El carácter que lo diferencia de la facies A6, anteriormente descrita, es la presencia de indicios de procesos pedogenéticos que han alterado dichos sedimentos. Así pues, se interpretan las decoloraciones o moteados de los sedimentos como producto del desarrollo de paleosuelos sobre un terreno con fluctuación de la lámina de agua. El desarrollo de una cierta cobertera vegetal viene puesto de manifiesto por la presencia de marcas de raíces.

Facies lutítico-margosas:*Facies L1: Lutitas rojas masivas*

Esta facies está constituida por lutitas de coloración rojiza con ocasionales pasadas centimétricas de arenas a microconglomerados (Fig. 18). Internamente no se observan estructuras sedimentarias, presentando el depósito un aspecto masivo. Ocasionalmente, y de manera subordinada, esta facies puede contener pequeños nódulos carbonatados y bioturbación de origen animal (*burrows*).

Generalmente estas lutitas se presentan en niveles tabulares con potencias del orden decimétrico, habiéndose medido valores extremos de 10 cm a 8,2 m.

La facies L1 aparece pobremente representada y sólo es reconocida en los perfiles CL, CS, MS y BO, especialmente en esta última, donde representa un 23% del total de la serie. La facies L1 suele asociarse principalmente con las facies C4 y C5, aunque en menor proporción también se puede asociar a C2, C7, A4, A6, A7 y L2.

Interpretación: Al igual que las areniscas masivas (facies A6), las lutitas masivas (facies L1) han sido interpretadas como depósitos relacionados con fenómenos de desbordamiento en la llanura aluvial (Robles, 1982; 1984).

Facies L2: Lutitas masivas moteadas

Esta facies está constituida por lutitas y lutitas arenosas de colores rojizos y ocre, caracterizadas principalmente por la presencia de abundantes decoloraciones y marmorizaciones. Éstas se disponen básicamente formando estructuras verticales aunque también se han reconocido escasas estructuras con morfologías arriñonadas similares a las descritas para la facies A7. Internamente no se observan estructuras tractivas y el depósito

presenta un aspecto masivo. Las lutitas de la facies L2 suelen presentar un elevado grado de bioturbación, que ocasionalmente puede ser de origen animal.

Las facies L2 se disponen en cuerpos tabulares de entre 50cm y 1,5m de espesor, habiéndose medido valores extremos de 10cm y 5,9m.

La facies L2 aparece escasamente representada y sólo es reconocida en los perfiles BO y CL. En general se asocia con las facies C4 y A4, aunque también se ha reconocido asociada a las facies C7, C5, A2, L1, L4, L5, CA1 y CA2.

Interpretación: La facies L2 ha sido interpretada como depósitos originados mediante el desbordamiento e inundación de una laguna efímera con sucesivas variaciones del nivel del agua. Estos depósitos, pues, reflejarían una sedimentación en condiciones variables, con episodios de exposición subaérea con alteración (marmorizaciones), alternantes con episodios de encharcamiento (Robles, 1982; 1984). Estas variaciones del nivel freático permitirían la formación de paleosuelos (Freytet et al., 1982), con desarrollo de procesos pedogenéticos tales como la marmorización (ya sea como moteados o con estructuras verticales, estas últimas atribuidas a marcas de raíces) y la formación, aunque en mucha menor proporción, de nódulos carbonatados.

Cuando los depósitos con estas facies se asocian a depósitos lacustres (véase facies L5, CA1 y CA2), Robles (1984) los interpreta como facies lacustres marginales y de transición lacustre-aluvial.

Facies L3: Lutitas nodulosas

Esta facies (Fig. 18) está constituida por lutitas versicolores (ocre-rojizo-rosáceo). La principal característica de estos depósitos es la presencia de nódulos carbonatados centimétricos de color blanquecino y morfología ligeramente arriñonada. Estos nódulos se pueden presentar de forma discreta en el interior de las lutitas pero lo más corriente es que sean muy abundantes, dándole al depósito un aspecto totalmente nodulizado.

El desarrollo de procesos pedogenéticos en estos depósitos se pone de manifiesto por la presencia de bioturbación de origen vegetal (marcas de raíces) y animal. También se han reconocido marcas de impactos de gotas de lluvia en el techo.

Estos depósitos se disponen en estratos de morfología tabular. El espesor máximo y mínimo medido para esta facies es de 60 cm y 9,6 m respectivamente.

Esta facies, al igual que L2, aparece escasamente representada y se reconoce sólo en los perfiles CL, CS y RS. La facies L3 se asocia con las facies L2, A6, A4, A2 y CA1.

Interpretación: Al igual que para la facies L2, esta facies ha sido interpretada como depósitos producidos mediante fenómenos de desbordamiento e inundación, posteriormente modificados por la acción de una lámina oscilante de agua (Robles, 1982; 1984), con el desarrollo de nodulizaciones carbonatadas como principal proceso pedogenético (Freytet et al., 1982). A diferencia de la facies anterior (L2), los procesos pedogenéticos que se dan en la facies L3 son de mayor magnitud, dando lugar a paleosuelos mucho más desarrollados. Robles (1984) interpreta estos depósitos como originados en zonas lacustres marginales y de transición lacustre-aluvial.

Facies L4: Margocalizas nodulosas

Esta facies está constituida por margocalizas de aspecto masivo, donde no se han reconocido ningún tipo de estructuras tractivas. Su coloración es gris aunque puede presentar decoloraciones muy intensas. Al igual que para la facies L3, la principal característica de estos depósitos es el aspecto completamente nodulizado del depósito (Fig. 18).

Los depósitos con estas características forman estratos tabulares con potencias que no llegan a sobrepasar los 70 cm.

Esta facies aparece muy escasamente representada (0,02% del total del relleno sedimentario) y se ha reconocido sólo en el perfil CL. En este perfil, L4 se asocia con las facies L5 y L2.

Interpretación: La facies L4 ha sido interpretada como el resultado de la sedimentación en zonas lacustres marginales y de transición lacustre-aluvial (Robles, 1984), con un desarrollo importante de paleosuelos, puesto de manifiesto por la abundancia de nódulos carbonatados como principal proceso pedogenético (Freytet et al., 1982). A diferencia de la facies anterior (L3), la ausencia de marmorizaciones y marcas de raíces parece indicar que las condiciones hidrológicas cambiantes no permitieron el desarrollo de una abundante vegetación.

Facies L5: Margas masivas

Esta facies está constituida por lutitas carbonatadas poco cementadas (Fig. 18). Su color es gris a gris-azulado. El aspecto de los depósitos es masivo, aunque excepcionalmente pueden mostrar una laminación paralela muy fina. Contiene escasos restos de gasterópodos y fragmentos vegetales carbonizados que pueden llegar a formar pequeños niveles ricos en materia orgánica.

Esta facie se organizan en estratos tabulares, con potencias que suelen ser del orden métrico.

La facies L5 aparece escasamente representada y es solamente reconocida en los perfiles CL y RS. La facies L5 se asocia principalmente con la facies CA1 pero en algunos casos también se ha podido observar en asociación con las facies A4, A1, A6, L2, L4 y CA2.

Interpretación: La facies L5 ha sido interpretada como depósitos mixtos detríticos-carbonatados acumulados en una zona lacustre tranquila y relativamente interna. Así, los procesos que se darían lugar son, por una parte, decantación de los sedimentos de origen aluvial y, por otra parte, la precipitación de carbonatos autóctonos (Robles, 1984; Robles y Ardévol, 1984). Estos sedimentos habrían sido depositados en un fondo poco oxigenado, lo que permitiría la relativa preservación de la materia orgánica.

Facies carbonatadas:

Facies CA1: Calizas masivas

Esta facies (Fig. 18) está compuesta por calizas micríticas y calizas margosas de color gris a gris-blancuecino que presentan un aspecto masivo, y sólo de forma muy local, se ha podido observar una ligera laminación paralela. Contienen fragmentos de vertebrados, gasterópodos y ostreidos, además de frecuentes restos vegetales (troncos y hojas) y marcas de impacto de gotas de lluvia. Muy localmente, también se observa la presencia de concreciones carbonatadas y bioturbación.

Las calizas de facies CA1 muestran una buena estratificación, con morfologías que van de lenticulares muy laxas a tabulares. Se organizan en estratos con potencias del orden decimétrico, llegando a medir valores extremos de 80 cm. Sus límites son netos.

La facies CA1 aparece escasamente representada y ha sido reconocida en los perfiles CL, CS y RS. Las calizas con facies CA1 suelen estar mayormente acompañadas de las margas con facies L5, aunque también se han reconocido, en mucha menor proporción, en asociación con las facies A6, L2 y L3.

Interpretación: Robles (1984) y Robles y Ardévol (1984) interpretan estas facies como depósitos producidos por la precipitación de carbonato bajo una lámina de agua en zonas

lacustres someras. No obstante, la existencia de marcas de impacto de gotas de lluvia sería indicativa de la existencia de episódicas desecaciones (al menos parciales) de las cuencas lacustres, llegándose a la exposición subaérea de parte de las zonas más someras.

Facies CA2: Calizas nodulosas

Esta facies está constituida por carbonatos con coloraciones variables gris-blanquecinas a versicolores (ocre-gris-rojo). Su característica principal es la de presentar una textura nodulosa y superficies de estratificación onduladas (Fig. 18).

Suelen disponerse en niveles continuos o discontinuos, en cualquier caso muy poco potentes, del orden centimétrico a decimétrico (máximo, 20 cm). En algunos casos se ha podido observar decoloraciones acompañadas o no de raíces fosilizadas, moldes de evaporitas i posibles laminaciones algales.

La facies CA2 aparece muy escasamente representada (0,02% del total del relleno sedimentario) y es reconocida sólo en los perfiles CL y RS. La facies CA2, al igual que CA1, suele estar relacionada con la facies L5, aunque en algunos casos se reconoce en asociación con las facies A4 y L2.

Interpretación: Robles y Ardévol (1984) interpretan estas facies como depósitos de carbonatos originados en charcas, con desarrollo de procesos edáficos, o posiblemente también como el resultado de la precipitación de carbonatos en una zona lacustre relativamente marginal y sometida a variaciones del nivel del agua. En ambos casos, se detectan episodios de emersión subaérea.

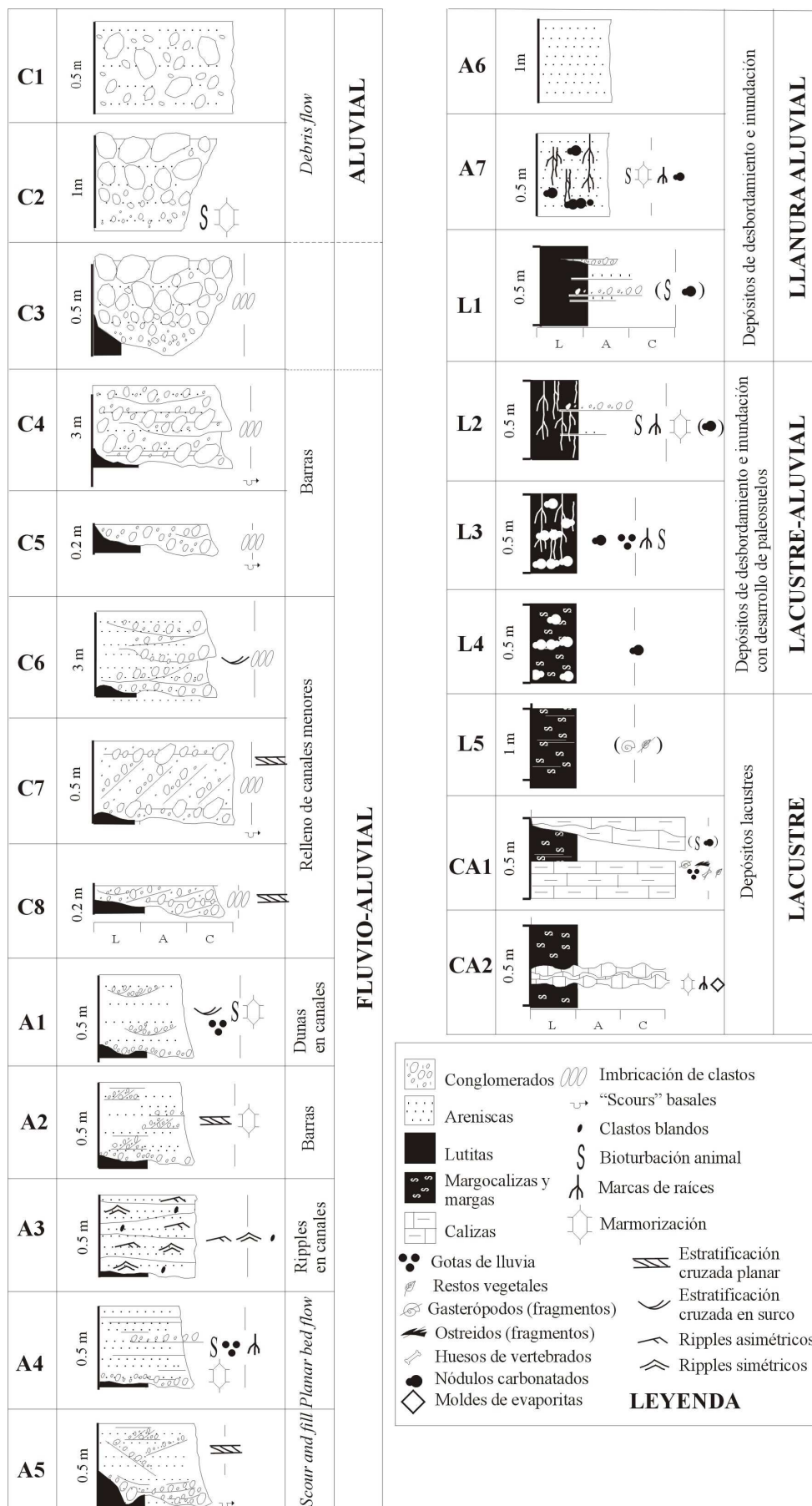


Fig. 18. Secuencias ideales e interpretación de las facies conglomeráticas (C), areniscosas (A), lutítico-margosas (L) y carbonatadas (CA) definidas en este trabajo.

3.3.2. Perfiles estratigráficos

A continuación se exponen las principales características estratigráficas y sedimentológicas de cada uno de los perfiles. Para ello se adjunta una columna sintética de cada uno de los perfiles estudiados, donde se podrán observar las aloformaciones y alogrupos a los cuales pertenecen, las discontinuidades, las paleocorrientes más significativas y las facies.

Perfil Boumort (BO)

El perfil de Boumort (BO) se localiza en la Sierra de Boumort, al SE de La Pobla de Segur (Fig. 5). La serie se ha realizado a lo largo del Barranc de la Malallau, cerca del Pla del Tro y se representa de forma sintética en la Fig. 19.

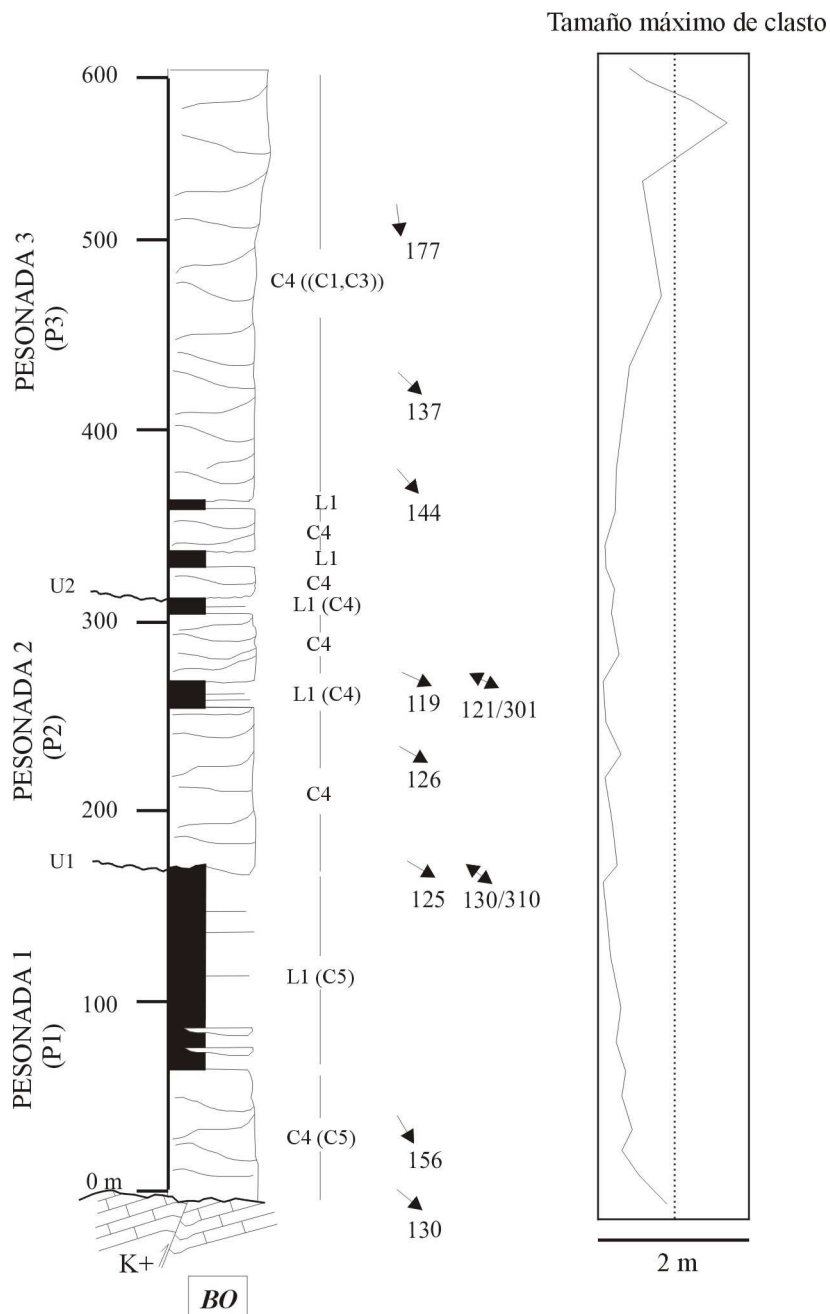


Fig. 19. Columna estratigráfica sintética del perfil Boumort (BO)

Su potencia es de 604.5 m, y está constituida principalmente por conglomerados clasto soportados masivos de color gris con matriz arenosa (facies C4). El tamaño máximo de clasto medido es de 150 cm. También presenta lutitas masivas de color rojo (facies L1), localmente moteadas, con intercalaciones de cuerpos conglomeráticos lenticulares (facies C4 y C5). De forma muy puntual, a base y techo de la serie se pueden observar ortoconglomerados heterométricos masivos (facies C1) o inversamente gradados (facies C3).

La sucesión se dispone en discordancia angular sobre el Cretácico Superior (Fig. 20).

En este perfil se reconocen las aloformaciones P1, P2 y P3 del Alogrupo Pesonada (Fig. 19), separadas entre sí por discordancias angulares progresivas (U1 y U2), que hacia el NW, pasan a paraconformidades.

Las paleocorrientes son relativamente constantes e indican un área fuente localizada hacia el N-NNW.

En este perfil se localiza un total de 6 estaciones de conteo de clastos en facies conglomeráticas y un total de 23 muestras de areniscas para estudios de minerales pesados.

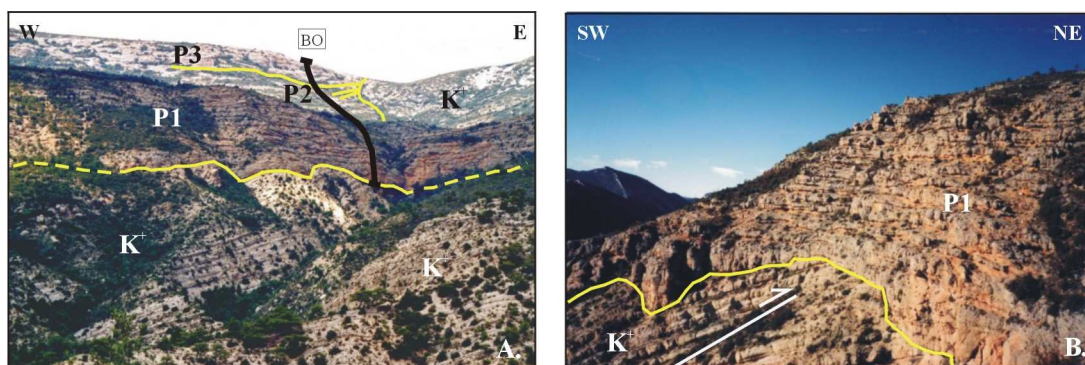


Fig. 20. A) Taza del perfil BO en su tramo inferior. La aloformación P1 del Alogrupo Pesonada yace de forma discordante sobre las calizas del Cretácico Superior. Las aloformaciones P1 a P3 quedan separadas entre sí por discordancias angulares progresivas. B) Detalle de la discordancia basal de la aloformación P1 sobre el basamento del Cretácico Superior

Perfil Pesonada (PE)

El Perfil de Pesonada (PE) se ha realizado en las cercanías del camino que va a la Sierra de Boumort, y que parte de la pista principal de Claverol a Ortoneda (Fig. 5).

El perfil (Fig. 21) presenta una potencia de 137,4 m. Está compuesto principalmente por conglomerados grises clasto soportados con tamaños máximos de 70 cm, masivos (facies C4). En menor proporción contiene areniscas rojas masivas (facies A6), localmente moteadas (facies A7).

En este perfil se reconocen las aloformaciones P3, P4' y E1', las dos primeras pertenecientes a dos abanicos diferentes dentro del alogrupo Pesonada y el último, al alogrupo Ermita.

Las paleocorrientes indican un flujo de corriente hacia el SW-SSW.

De este perfil se han tomado un total de 4 muestras de areniscas y se ha realizado el conteo de clastos de conglomerados en 1 estación.

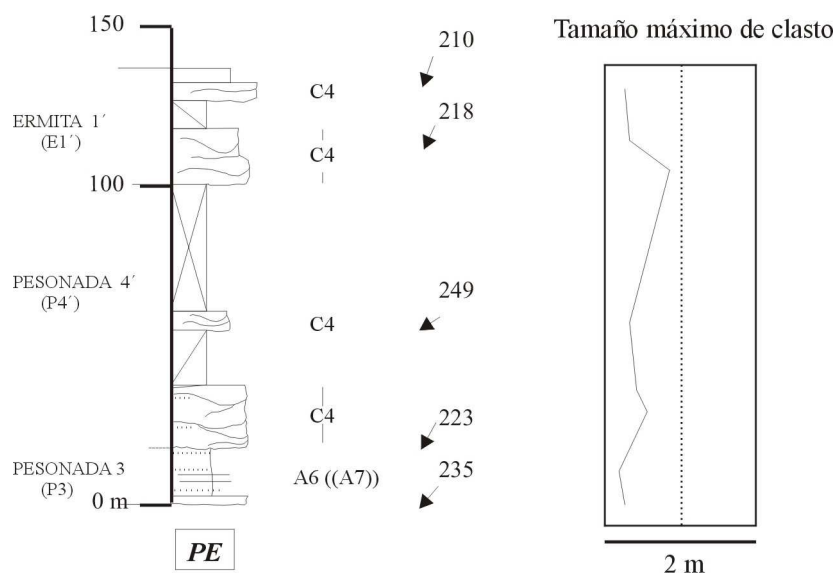


Fig. 21. Columna estratigráfica sintética del perfil Pesonada (PE)

Perfil Claverol (CL)

El Perfil Claverol (CL) se ha levantado a lo largo de la carretera de la Pobl de Segur a Ortoneda, próximo a la población de Claverol (Fig. 5).

Su potencia es de 252 m (Fig. 22) y corta las siguientes aloformaciones: P3, P4 (ambas del alogrupo Pesonada), E1, E2 (del alogrupo Ermita) y RS1 (del abanico aluvial Roc de Santa del alogrupo Pallaresa).

En su parte basal, correspondientes con las aloformaciones P3 y P4, la serie está constituida por ortoconglomerados masivos grises (facies C4) con menores intercalaciones de lutitas (facies L1 y L2) y areniscas rojas masivas (facies A6). También contiene, en menor proporción, paraconglomerados desorganizados (facies C1). La aloformación E1 está constituida predominantemente por areniscas rojizas masivas (facies A6), localmente moteadas (A7), mientras que la aloformación E2 está constituida principalmente por margas masivas (facies L5) con intercalaciones de calizas, principalmente masivas (facies CA1). El techo del perfil CL, correspondiente a la aloformación RS1, está constituido por conglomerados clasto soportados rojizos masivos (facies C4).

Las paleocorrientes varían fuertemente, indicando aportes hacia el W (NW-SW) para las aloformaciones P3, P4 y E1 y hacia el SW para las aloformaciones E2 y RS1.

En total se han estudiado 14 muestras de areniscas para el análisis de minerales pesados y se ha realizado el conteo de clastos de conglomerados en 3 estaciones.

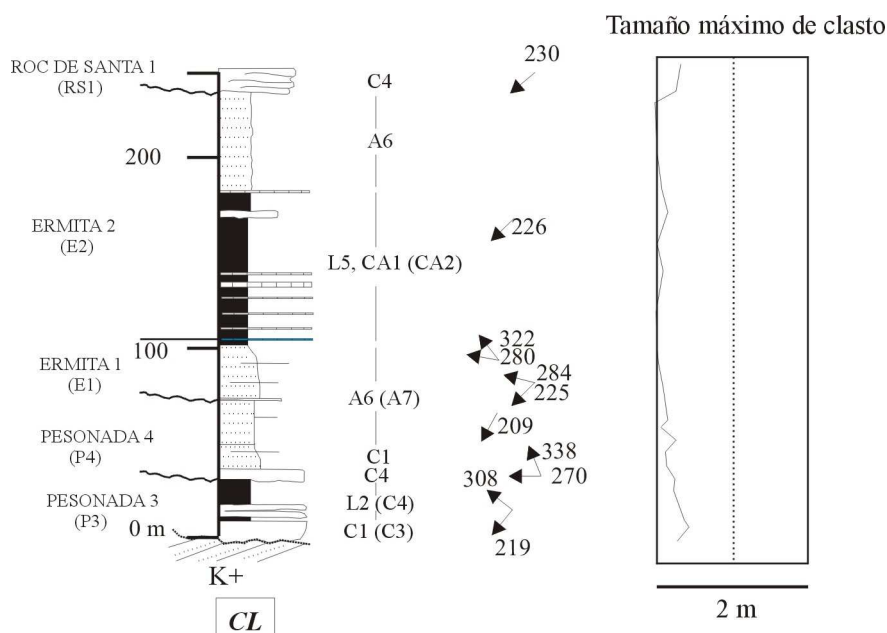


Fig. 22. Columna estratigráfica sintética del perfil Claverol (CL)

El perfil yace discordante sobre el basamento del Cretácico Superior (Figs. 22 y 23).

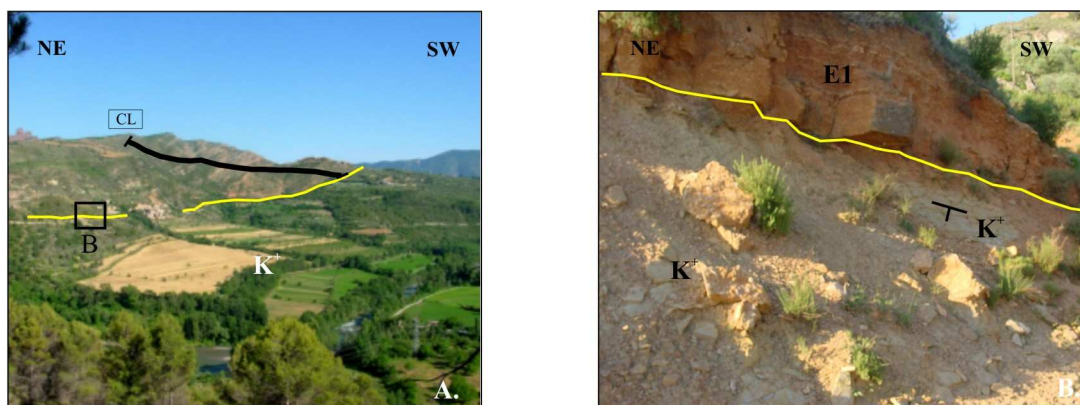


Fig. 23. A) Vista de campo del perfil Claverol (CL) y su discordancia angular sobre las turbiditas del Cretácico Superior. B) Detalle de la discordancia angular de la aloformación E1, del Alogrupo Ermita, en las proximidades de la localidad de Sossís.

Perfil Roc de Santa (RS)

El Perfil Roc de Santa se halla localizado a lo largo de la carretera de Claverol a Ortoneda, próximo a esta última población (Figs. 5 y 24).

Su espesor es de 200 m (Fig. 25) y corta las aloformaciones P4', E1', E2' y RS1, la primera perteneciente al alogrupo Pesonada, la segunda y tercera, al Ermita y la última, al abanico Roc de Santa (Alogrupo Pallaresa). La aloformación P4' está representada por conglomerados grises clasto soportados, masivos (facies C4). Las secuencias E1' y E2' están caracterizadas por areniscas rojas-ocres (facies A6) y margas (facies L5) con alguna intercalación de calizas (facies CA1), localmente nodulosas (facies CA2). Por el contrario, la aloformación RS1 está representada principalmente por ortoconglomerados masivos rojos (C4) aunque puntualmente

también se han podido observar conglomerados clasto soportados con estratificación cruzada planar (C7) y en artesa (C6).

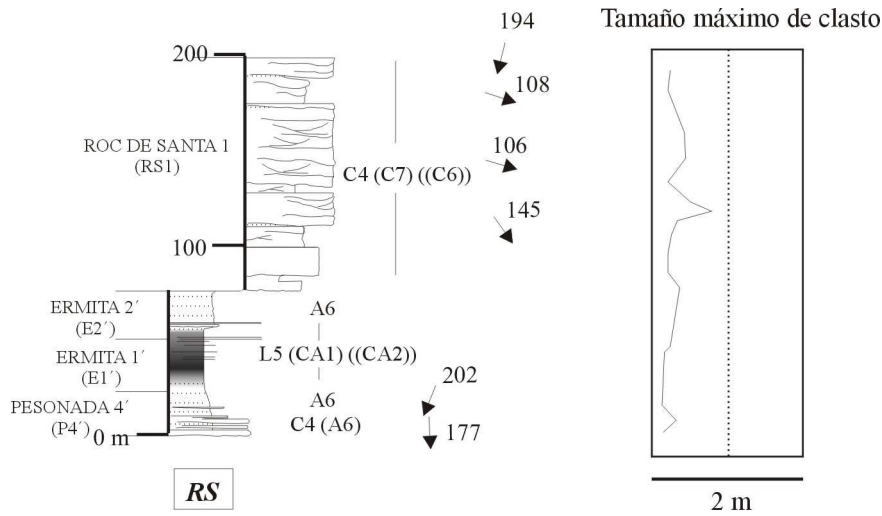


Fig. 25. Columna estratigráfica sintética del perfil Roc de Santa (RS)

Las paleocorrientes para P4', E1' y E2' son predominantemente hacia el S mientras que RS1 muestra una evolución de base a techo desde procedentes del NW a procedentes del NE.

En total se han estudiado 11 muestras de areniscas para análisis de minerales pesados y se han tomado datos de composición de clastos en 3 estaciones de conteo.

Perfil Ortoneda (OR)

Esta serie ha sido levantada en las proximidades de la población de Ortoneda (Figs. 5 y 26).

El perfil OR presenta un espesor de 104 m y corta las aloformaciones E3', RS1 y C1 (Fig. 27). La sucesión se dispone mediante discordancia angular sobre un basamento del Cretácico Superior. En la base, correspondiente con la aloformación E3', se observan paraconglomerados constituidos por clastos de tamaño *granule* en una matriz de areniscas y lutitas ocre-rojizas (facies C1 y C3). Intercalados y de forma puntual, se reconocen cuerpos lenticulares conglomeráticos masivos grises (C4) o con estratificación cruzada planar (C7). Hacia techo, con referencia a las aloformaciones RS1 y C1, se pueden observar potentes paquetes de

ortoconglomerados masivos (C4) de color rojo para la aloformación RS1 y gris para C1, con intercalaciones de areniscas masivas (A6).

Las paleocorrientes son muy variables. De las dos estaciones de medida establecidas en la aloformación E3', una muestra componentes hacia el NW mientras la otra muestra un sentido inverso. Análogamente, las paleocorrientes de la aloformación RS1 muestran variaciones hacia el E y el SW.

Un total de 6 muestras de areniscas para análisis de minerales pesados se han estudiado en este perfil y se ha realizado el conteo de clastos de conglomerados en 1 estación.

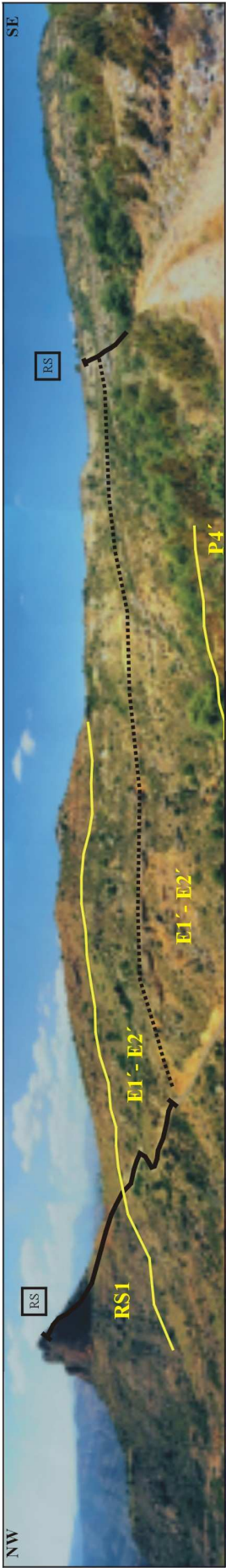


Fig. 24. Localización del perfil compuesto de Roc de Santa (RS). El perfil corta las aloformaciones P4', E1', E2' y RS1

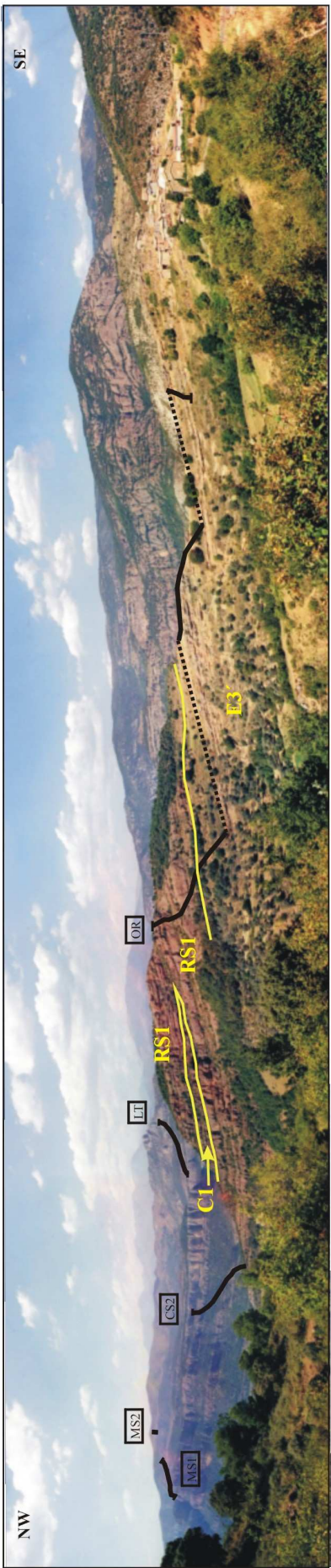


Fig.26. Localización del perfil compuesto de Ortoneda (OR), nombre de la localidad que se observa a la derecha de la figura. El perfil corta las aloformaciones E3', RS1 y C1. La figura también muestra la localización de los perfiles de Tossal (LT), de la carretera de Sort (CS2) y de Montsor (MS1 y MS2).

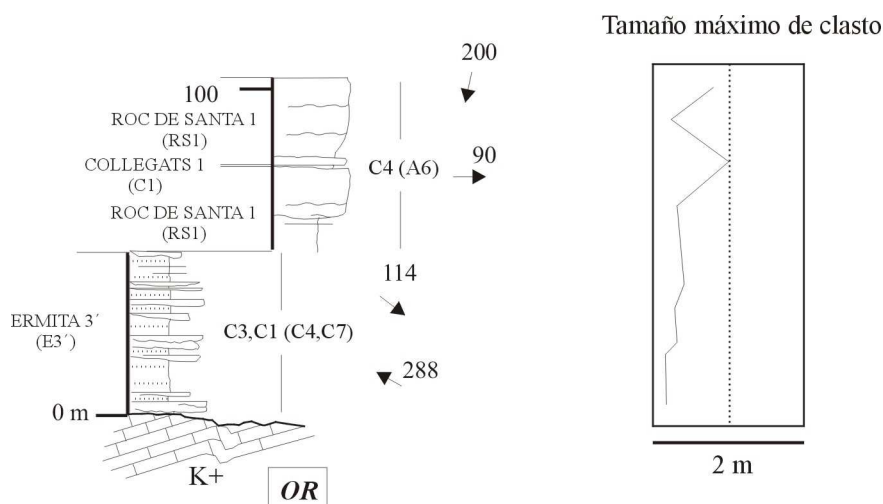


Fig. 27. Columna estratigráfica sintética del perfil Ortoneda (OR)

Perfiles Coll de la Creu (CC1, CC2 y CC3)

A lo largo de la pista principal que va de Ortoneda a la Sierra de Boumort se han realizado tres perfiles, uno cerca del Coll de la Creu (CC1) y dos cerca de la Casa de Les Feixes (CC2 y CC3). La localización de estos perfiles se indica en la Fig. 5.

En su conjunto, el perfil CC presenta una potencia total de 192 m, y corta las aloformaciones RS2 y C2' (Fig. 28). La aloformación RS2 consta principalmente de ortoconglomerados polimícticos masivos rojos (facies C4) y menores conglomerados clasto soportados con estratificación cruzada planar (C7) o en artesa (C6). La aloformación C2', en cambio, se caracteriza por presentar areniscas rojas masivas (A6), localmente moteadas (A7).

Los tres perfiles estudiados sólo han aportado datos de paleocorrientes de la aloformación RS2, que muestra direcciones de aporte variables hacia el SW en la base y hacia el NW en su parte superior (Fig. 28).

Se han estudiado un total de 7 muestras de areniscas para análisis de minerales pesados y se ha realizado el conteo de clastos de conglomerados en 4 estaciones.

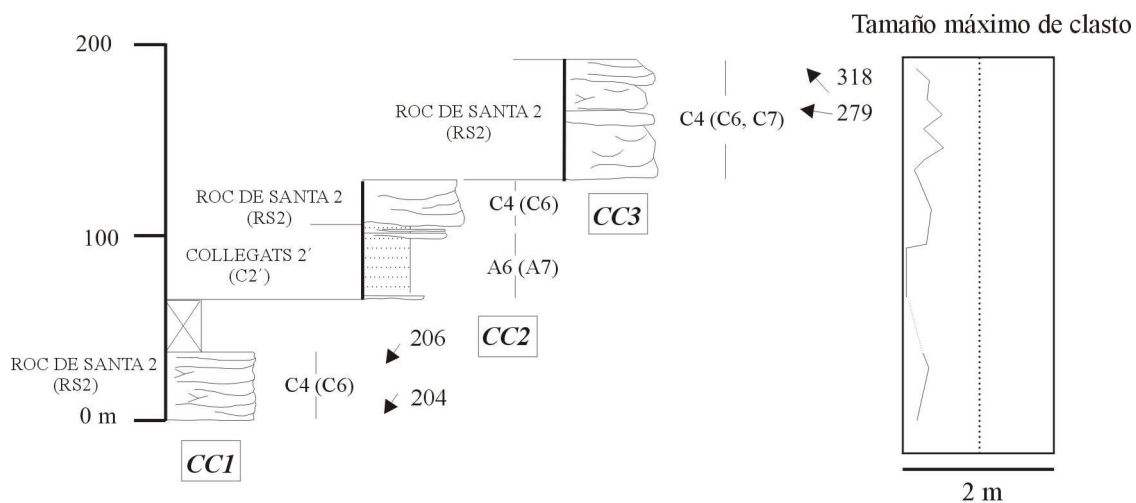


Fig. 28. Columna estratigráfica sintética de los perfiles compuestos del Coll de la Creu (CC1, CC2 y CC3)

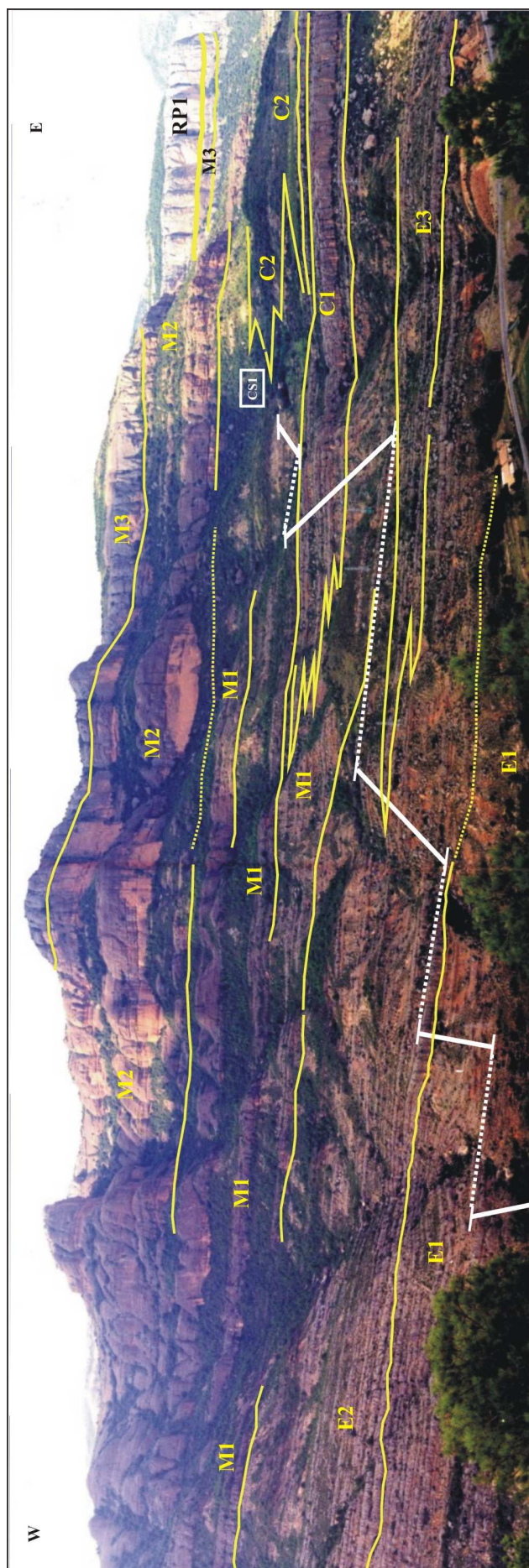


Fig. 29. Localización del perfil de la carretera de Sort CS1. El perfil corta las aloformaciones E1, E2, E3, C1, C2 y M1.

Perfiles carretera de Sort (CS1 y CS2)

El perfil CS1 se ha levantado a lo largo de la pista que parte de la Font de l'Ús, en la carretera nacional de La Pobla de Segur a Sort (N-260), hasta la Casa Gramuntill (Fig. 29), mientras que la serie CS2 sigue paralela al GR que va a Montsor y que parte del camino de la Casa Gramuntill. La localización de ambos perfiles se indica en la Fig. 5.

La potencia de la serie CS1 es de 363 m (Fig. 30) y corta las aloformaciones E1, E2 y E3 (del Alogrupo Ermita), C1 y C2 (del abanico Collegats) y M1 (del abanico Montsor) (éstas dos últimas del Alogrupo Pallaresa). Este perfil se dispone mediante discordancia angular sobre el basamento del Cretácico Superior. La serie CS2 (Fig. 30), de 451,2 m de espesor, corta las aloformaciones C2 (del abanico Collegats), M2 y M3 (del abanico Montsor) y RP1 (del abanico Roca del Pesó), todas ellas del Alogrupo Pallaresa.

Los perfiles están principalmente constituidos por paquetes de conglomerados clasto soportados masivos (facies C4), localmente con estratificación cruzada en artesa (C6) o planar (C7), monomícticos grises, para las aloformaciones E1, E2, E3, C1, C2 y RP1, o polimícticos rojos para M1, M2 y M3. Intercalados en éstos se observan tramos de areniscas (A6) y/o lutitas (L1) masivas rojas, localmente moteadas o nodulosas (facies A7 y L3).

Las paleocorrientes muestran una gran variabilidad. Las de las aloformaciones del Alogrupo Ermita indican un área fuente localizada hacia el N-NE, mientras que para los abanicos de Collegats y Roca del Pesó ésta se localiza hacia el E-NE. Para el abanico de Montsor el área fuente se halla localizada hacia el W-NW.

Se ha llevado a cabo el conteo de clastos de conglomerados en un total de 10 estaciones y se han estudiado 34 muestras de areniscas para análisis de minerales pesados.

Perfiles Montsor (MS1 y MS2)

Los perfiles MS1 y MS2 se han levantado en las proximidades de la localidad de Montsor (Figs. 5 y 31).

Sus potencias respectivas son de 232,5 y 165,2 m (Fig. 32). El perfil MS1 corta las aloformaciones M2 y M3 del abanico de Montsor y RP3 del abanico Roca del Pesó, todas ellas del Alogrupo Pallaresa. El perfil MS2 corta las aloformaciones S3 y A, del Alogrupo Senterada y Antist, respectivamente.

Las aloformaciones M2, M3 y RP3 del perfil MS1 principalmente se caracterizan por presentar paquetes conglomeráticos masivos (facies C4) polimícticos rojos (para los dos primeros casos) o monomícticos grises (para el último) con intercalaciones de areniscas masivas (facies A6). En el perfil MS2, la aloformación S3 queda probablemente representada por lo que su descripción sedimentológica se verá más adelante en el perfil LP1. El Alogrupo Antist también está en general mal representado en toda la zona de estudio. En cualquier caso, y cuando es posible su observación, está constituido básicamente por conglomerados polimícticos clasto soportados (facies C4) con intercalaciones de areniscas masivas (facies A6), de colores rojizos.

Las paleocorrientes no difieren mucho entre ellas, con una componente S constante que puede variar desde ligeramente hacia SW o hacia el SE.

En total se ha llevado a cabo el estudio de 9 muestras de areniscas para el análisis de minerales pesados, así como y el conteo de clastos de conglomerados en 3 estaciones.

Perfil masia de Peracalç (CA)

La serie CA se ha levantado cerca de la Masia de Peracalç, siguiendo el camino que une este punto con la pista a Montsor (Fig. 31). Su ubicación se puede observar en la Fig. 5.

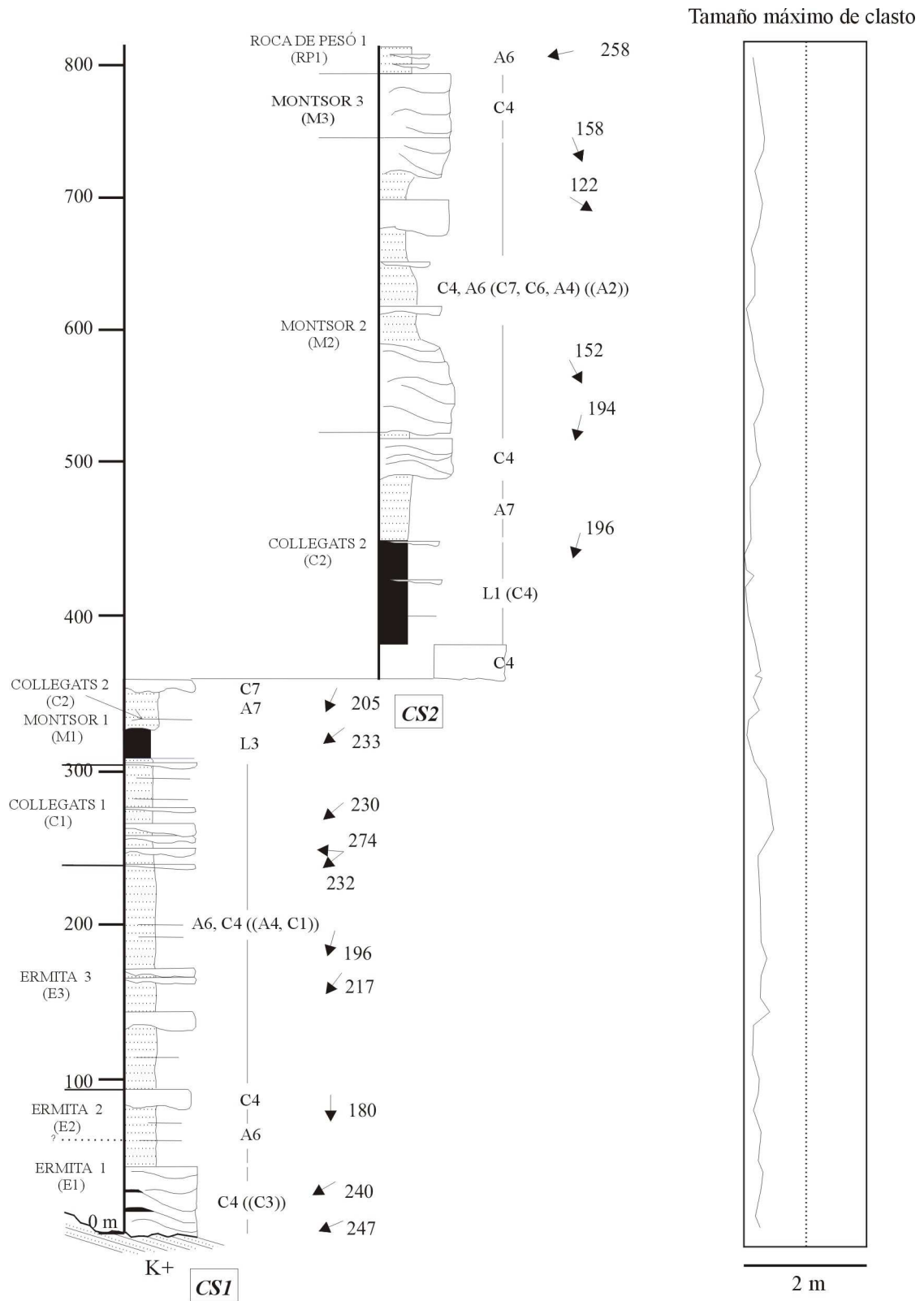


Fig. 30. Columna estratigráfica sintética de los perfiles compuestos de la carretera de Sort (CS1 y CS2).

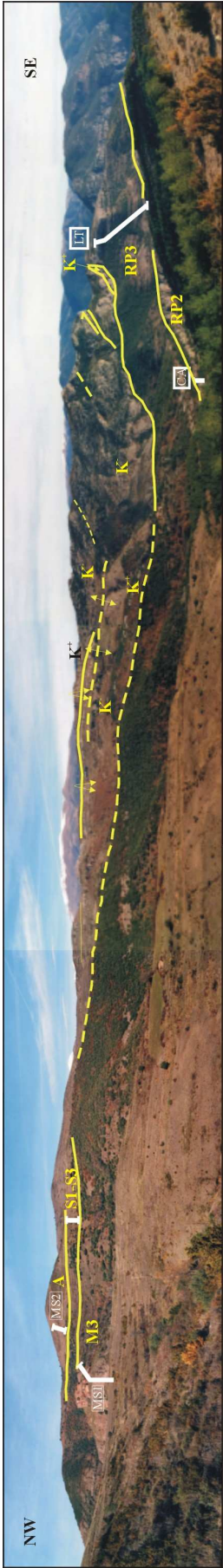


Fig. 31. Localización de los perfiles estratigráficos de Montsor (techo de MS1 y MS2), de la masía de Peracalç (CA) y de Lo Tossal (LT).

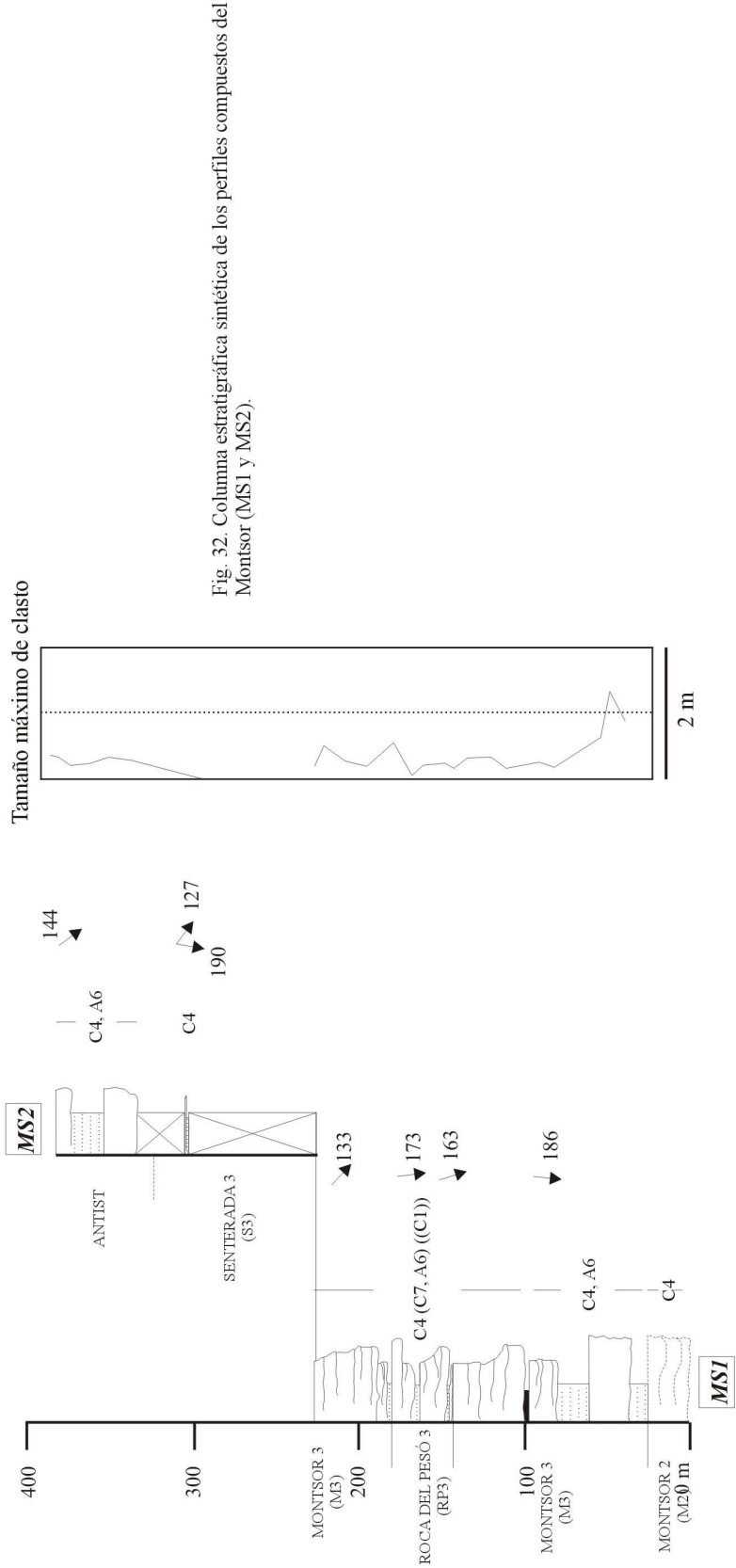


Fig. 32. Columna estratigráfica sintética de los perfiles compuestos del Montsor (MS1 y MS2).

Este perfil (Fig. 33) está compuesto por 24.6 m de conglomerados clasto soportados, de colores rojizos, masivos (facies C4) y de conglomerados con estratificación cruzada en artesa (facies C6). Estos depósitos corresponden en su totalidad a la aloformación RP2 del abanico Roca del Pesó (Alogrupo Pallaresa).

Las paleocorrientes son hacia el S.

En él se han estudiado un total de 4 muestras de areniscas para análisis de minerales pesados y se ha llevado a cabo el conteo de clastos de conglomerados en 1 estación.

Perfil Lo Tossal (LT)

El perfil LT se ha llevado a cabo en el barranco de Sant Pere hasta el Tossal de L'Àliga, siguiendo una dirección NE (Fig. 31). Su localización queda reflejada en la Fig. 5.

La serie LT (Fig. 34) presenta una potencia de 276,7 m. La serie corta la parte superior de la aloformación RP2 y la totalidad de RP3, ambas pertenecientes al alogrupo Pallaresa.

La sucesión estudiada está compuesta principalmente por conglomerados grises clasto soportados, masivos (facies C4), aunque frecuentemente pueden presentar estratificaciones cruzadas en artesa (C6).

Las paleocorrientes son muy variables, con direcciones de aporte hacia SW, NW e incluso N.

Se han estudiado un total de 6 muestras de areniscas para análisis de minerales pesados y se ha realizado el conteo de clastos de conglomerados en 2 estaciones

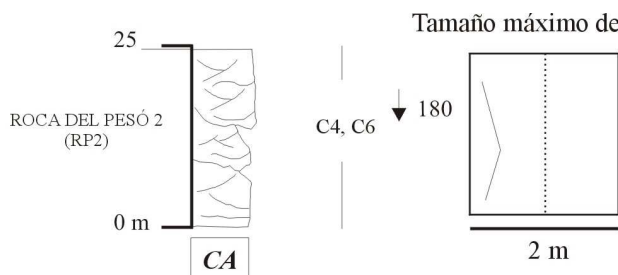


Fig. 33. Columna estratigráfica sintética del perfil de la masia de Peracalç (CA)

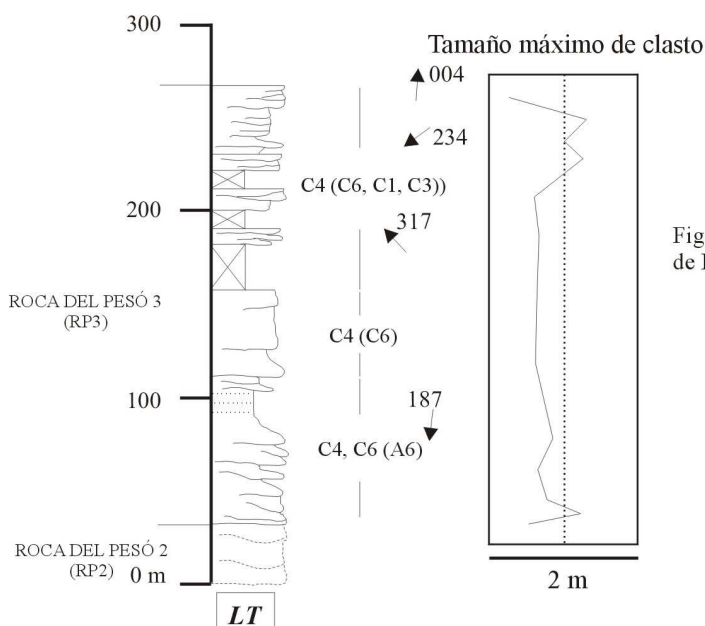


Fig. 34. Columna estratigráfica sintética del perfil de Lo Tossal (LT)

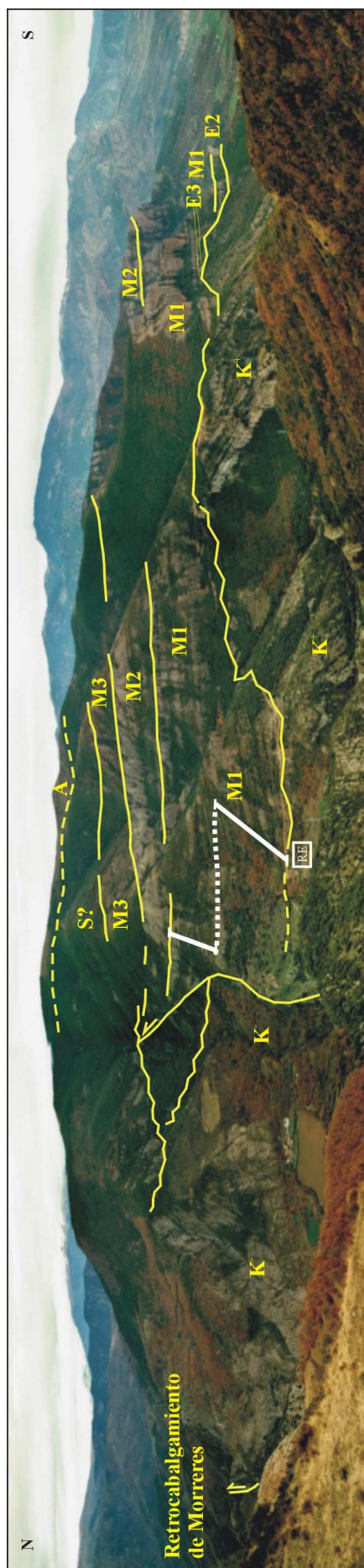


Fig. 35. Localización del perfil Reguard (RE). El perfil, que yace de forma discordante sobre las calizas del Cretácico Superior, corta la aloformación M1

Perfil Reguard (RE)

El perfil RE se ha levantado en las inmediaciones de la población de Reguard (Figs. 5 y 35)

La serie yace discordante sobre el basamento del Cretácico Superior y su potencia es de 490 m (Fig. 36). Este perfil corta la aloformación M1 y la base de la M2, ambas del alogrupo Pallaresa. Está principalmente constituida por conglomerados polimícticos clasto soportados, masivos (facies C4) de color rojo, aunque ocasionalmente se observan ortoconglomerados con estratificación cruzada en artesa (facies C6).

Las paleocorrientes de la aloformación M1 son principalmente hacia SE aunque hacia techo parecen variar ligeramente hacia SW y NW.

En este perfil se han realizado 2 estaciones de contaje de clastos de conglomerados y se han estudiado 6 muestras de areniscas para el análisis de minerales pesados.

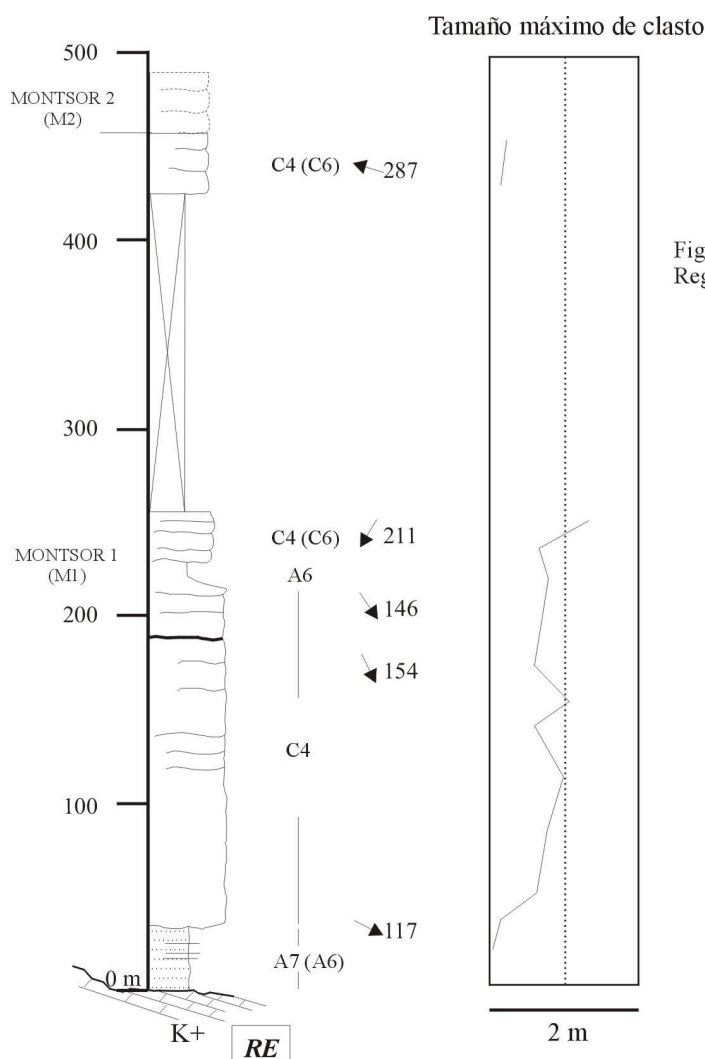


Fig. 36. Columna estratigráfica sintética del perfil Reguard (RE)

Perfiles Pobleta de Bellvé (LP1 y LP2)

Los perfiles hasta ahora mencionados pertenecen todos a la subcuenca de La Poble de Segur. Sin embargo, los perfiles de la Pobleta de Bellvé y Moncortés pertenecen a la subcuenca de Senterada.

Los perfiles LP1 y LP2 se han levantado a lo largo de la carretera de Senterada a Moncortés, y su localización se observa en la Fig. 5.

Los perfiles LP1 y LP2 contienen una potencia total de 317,2 m, y cortan las aloformaciones S1y S2 del Alogrupo Senterada (Fig. 37).

Están constituidos principalmente por conglomerados polimícticos rojizos clasto soportados, masivos (facies C4), aunque localmente se puede observar una cruda estratificación cruzada planar (C7). Se intercalan entre estas facies, areniscas masivas rojas (A6). Aunque la fábrica de las aloformaciones del Alogrupo Senterada es clasto soportada, en algunos casos la matriz puede llegar a ser muy abundante.

Las paleocorrientes son variables, indicando un área fuente localizada hacia el NNW y el NNE.

En los perfiles LP1 y LP2 se realiza 1 estación de contaje de clastos de conglomerados y el estudio de 13 muestras de areniscas para el análisis de los minerales pesados.

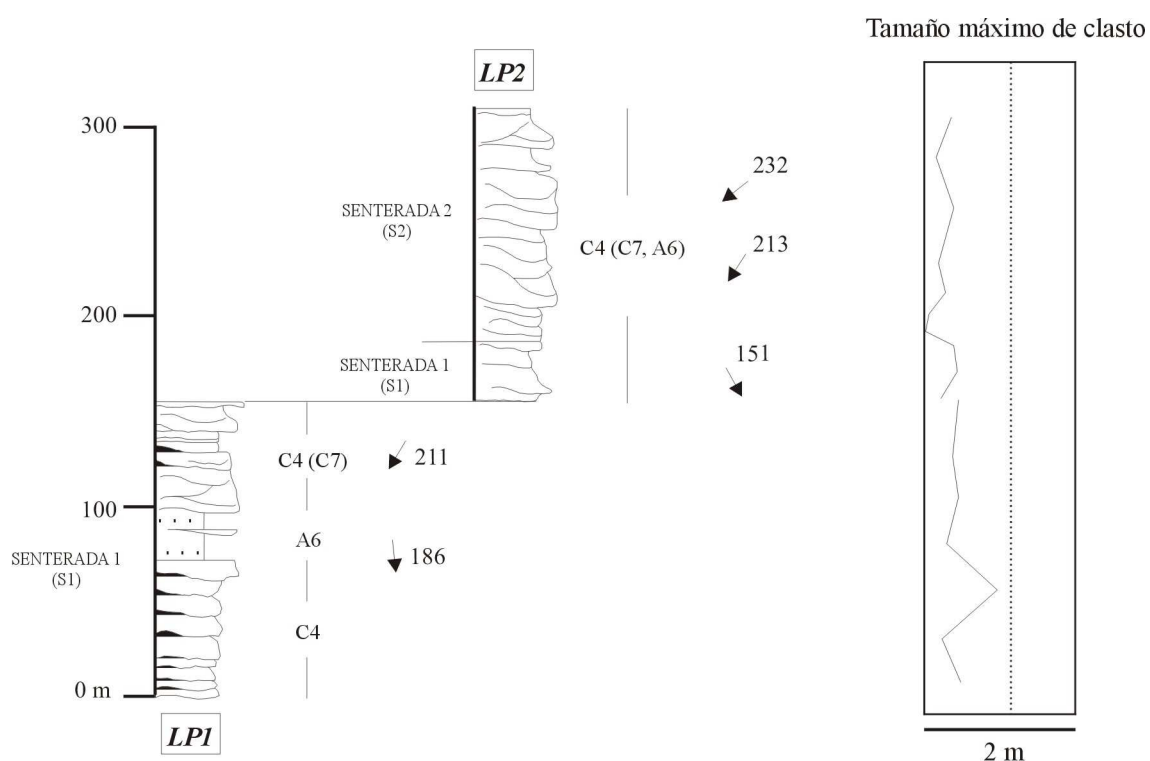


Fig. 37. Columna estratigráfica sintética de los perfiles compuestos de la Pobleja de Bellvéi (LP1 y LP2)

Perfil Moncortés (MC)

El perfil de Montcortés (MC) se ha levantado a lo largo del barranco situado al E del puente de Ruixou, en la carretera de La Pobleja de Bellvéi a Moncortés. Su localización se puede observar en la Fig. 5.

El perfil permite estudiar un total de 175 m de registro estratigráfico de las aloformaciones S2 y S3, ambas pertenecientes al alogrupo Senterada (Fig. 38).

La sucesión está constituida principalmente por conglomerados clasto soportados rojizos, masivos (facies C4), localmente con estratificación cruzada planar (facies C7) y menores intercalaciones de areniscas rojas, masivas (facies A6). Muy localmente también se observan

paraconglomerados desorganizados (facies C1) y ortoconglomerados inversamente gradados (facies C3), en ambas aloformaciones.

Las paleocorrientes son relativamente constantes, con direcciones de aporte hacia el SSE-SSW.

En este perfil se ha realizado el conteaje de clastos de conglomerados en 3 estaciones y se han estudiado 11 muestras de areniscas para el análisis de los minerales pesados.

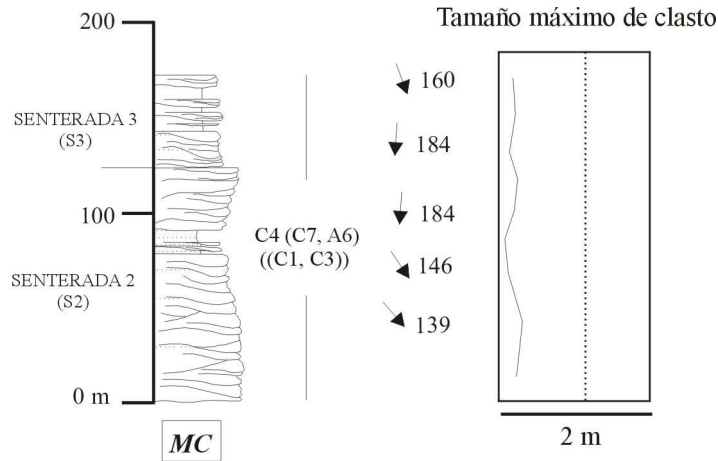


Fig. 38. Columna estratigráfica sintética del perfil Montcortés (MC)

3.4. ARQUITECTURA SEDIMENTARIA

Con el fin de caracterizar y poner de manifiesto la geometría de los cuerpos sedimentarios, y su relación con el basamento, se realiza en este apartado la correlación de 4 paneles estratigráficos. El principal criterio de correlación es la correlación física, aunque, ocasionalmente, la falta de continuidad de los cuerpos sedimentarios obliga a la utilización de discontinuidades y superficies erosivas, aún teniendo en cuenta los inconvenientes de estas superficies como elemento de correlación. La localización de dichos paneles y los perfiles estratigráficos implicados se pueden observar en la figura 5.

Panel de correlación A

Con una orientación NW-SE (Fig. 39), el panel A correlaciona los perfiles estratigráficos RS, PE y BO y permite poner de manifiesto la geometría del Alogrupo Pesonada y la relación estratigráfica de éste con los Alogrupos Ermita y el Sistema Roc de Santa (Alogrupo Pallaresa). La correlación entre las series RS y PE se ha establecido a partir de una superficie erosiva reconocible en ambas series, mientras que la correlación de estos dos perfiles con el perfil BO se ha tenido que establecer mediante métodos geométricos debido a la gran distancia existente entre ellos, que no permite la visualización de la continuidad del perfil BO en PE.

El panel pone de manifiesto las relaciones de angularidad que mantienen los conglomerados de las unidades inferiores (aloformaciones P1, P2 y P3) con el basamento del Cretácico Superior (Miembros Herbasavina y Mascarell). Las discordancias angulares observadas en los contactos indican un control tectónico del anticlinal de Sant Corneli (hacia el SE del panel) en el desarrollo de dichas aloformaciones.

Panel de correlación B

Dicho panel (Fig. 40) correlaciona las series CL, RS, OR, CC1, CC2 y CC3 siguiendo una orientación aproximadamente W-E. Este panel de correlación pone de manifiesto la geometría y las relaciones estratigráficas entre los Alogrupos Pesonada, Ermita y los Sistemas Roc de Santa y Collegats, ambos del Alogrupo Pallaresa.

El panel evidencia los cambios laterales e interdigitaciones dentro de los Alogrupos Pesonada (entre P4 y P4') y Ermita (entre E1-E2 y E1'-E2') entre los perfiles CL y RS, separados escasamente 5 km. También se pone de manifiesto como estas últimas aloformaciones, juntamente con E3', sólo reconocida en el perfil OR, onlapan el basamento del Cretácico Superior (Miembro Mascarell y Formaciones Santa Fe y Congost) e Inferior (Formación Lluçà), previamente deformado y fallado. Todas estas aloformaciones son posteriormente erosionadas por la aloformación RS1, que a su vez, y parcialmente, también onlapa el basamento. Finalmente, y por encima de RS1 se observan las aloformaciones RS2 y C2', solamente reconocidas en los perfiles CC1, CC2 y CC3.

Panel de correlación C

El panel C correlaciona las series MS1, MS2, CS1, CS2, CA y LT siguiendo una dirección W-E (Fig. 41).

El perfil pone de manifiesto la geometría, variaciones laterales, relaciones con el basamento y, especialmente, las interdigitaciones entre las aloformaciones del Alogrupo Ermita y Sistema Montsor con las aloformaciones pertenecientes a los Sistemas Collegats y Roca del Pesó. Las aloformaciones del Alogrupo Ermita y Sistema Collegats yacen discordantes sobre rocas del Cretácico Superior (Miembro Mascarell y Formación Santa Fe) e Inferior. Véase como a techo del panel de correlación C aparecen las aloformaciones S3 y A (pertenecientes a los Alogrupos Senterada y Antist, respectivamente) y que, hacia el E, éstas interdigitan con la aloformación RP3 del Alogrupo Pallaresa.

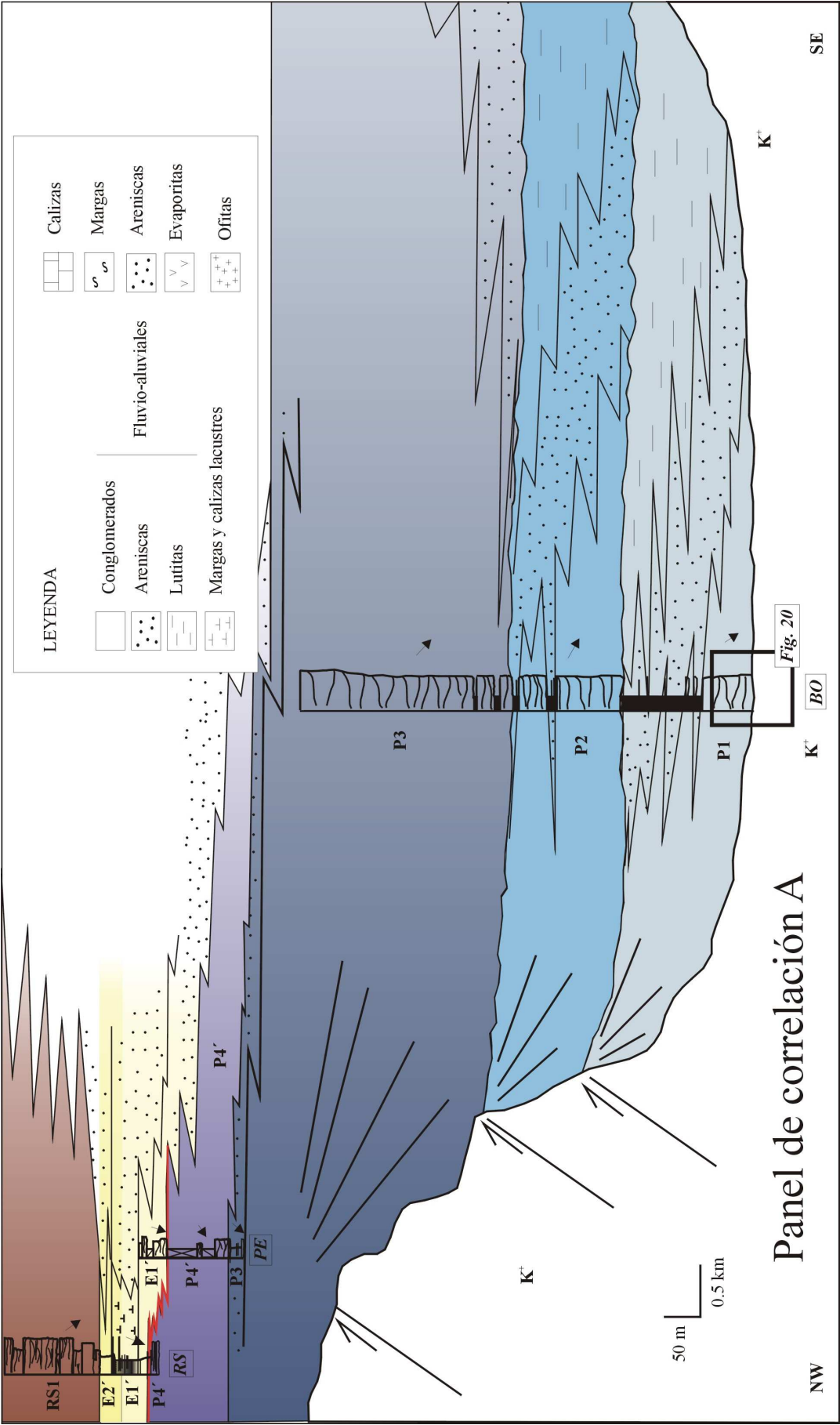


Fig. 39. Panel de correlación A (véase localización en Fig. 5). El panel muestra las relaciones estratigráficas entre las aloformaciones de los Alogrupos Pesonada, Ermita y Sistema Roc de Santa (Alogrupo Pallaresa) y las relaciones de angularidad entre el relleno sedimentario y el basamento del Cretácico Superior.

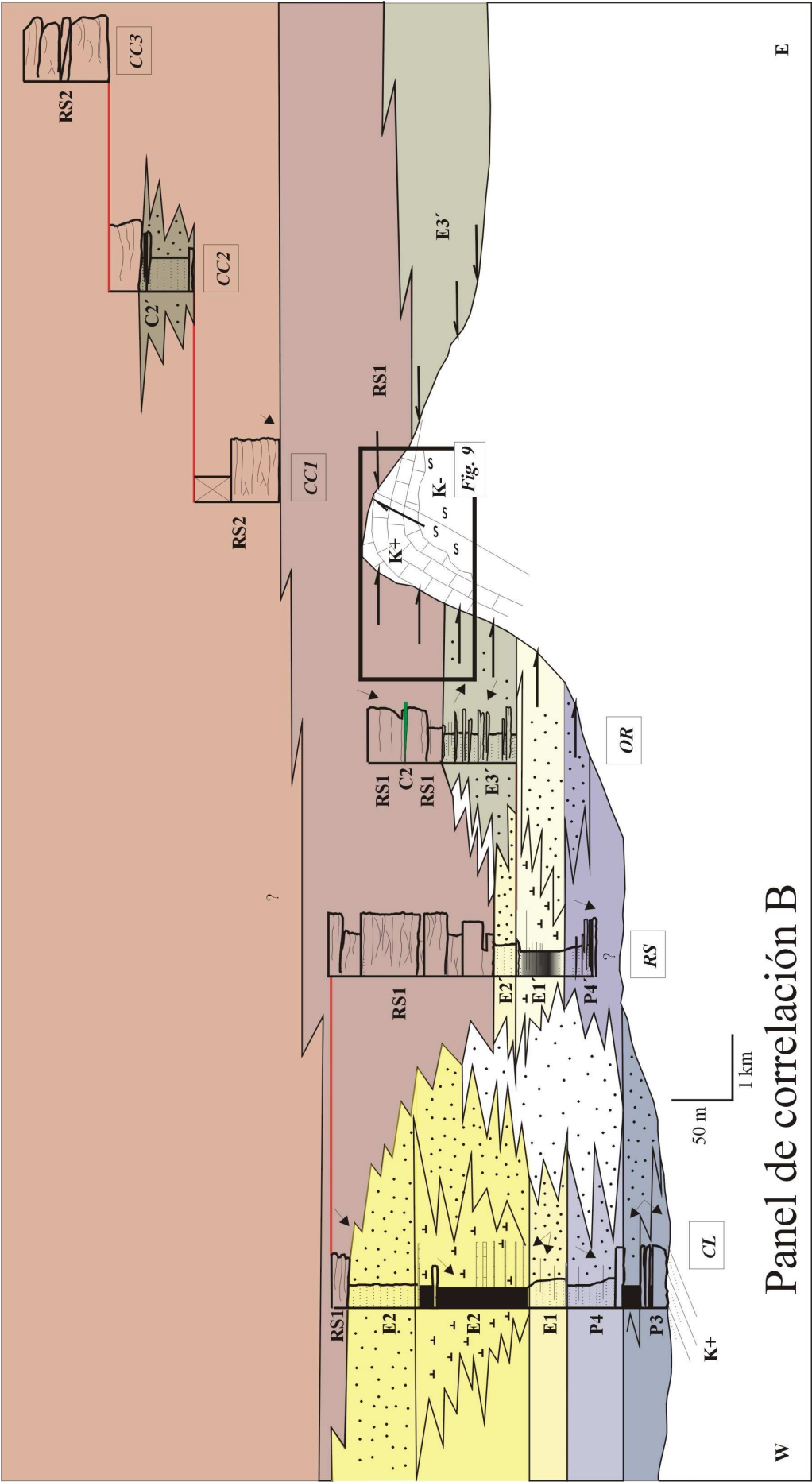


Fig. 40. Panel de correlación B (véase localización en Fig. 5). Las aloformaciones pertenecientes a los Alogrupos Pesonada, Ermita y Sistema Roc de Santa (Alogrupo Pallaresa) onlapan el basamento del Cretácico. Leyenda como en Fig. 39.

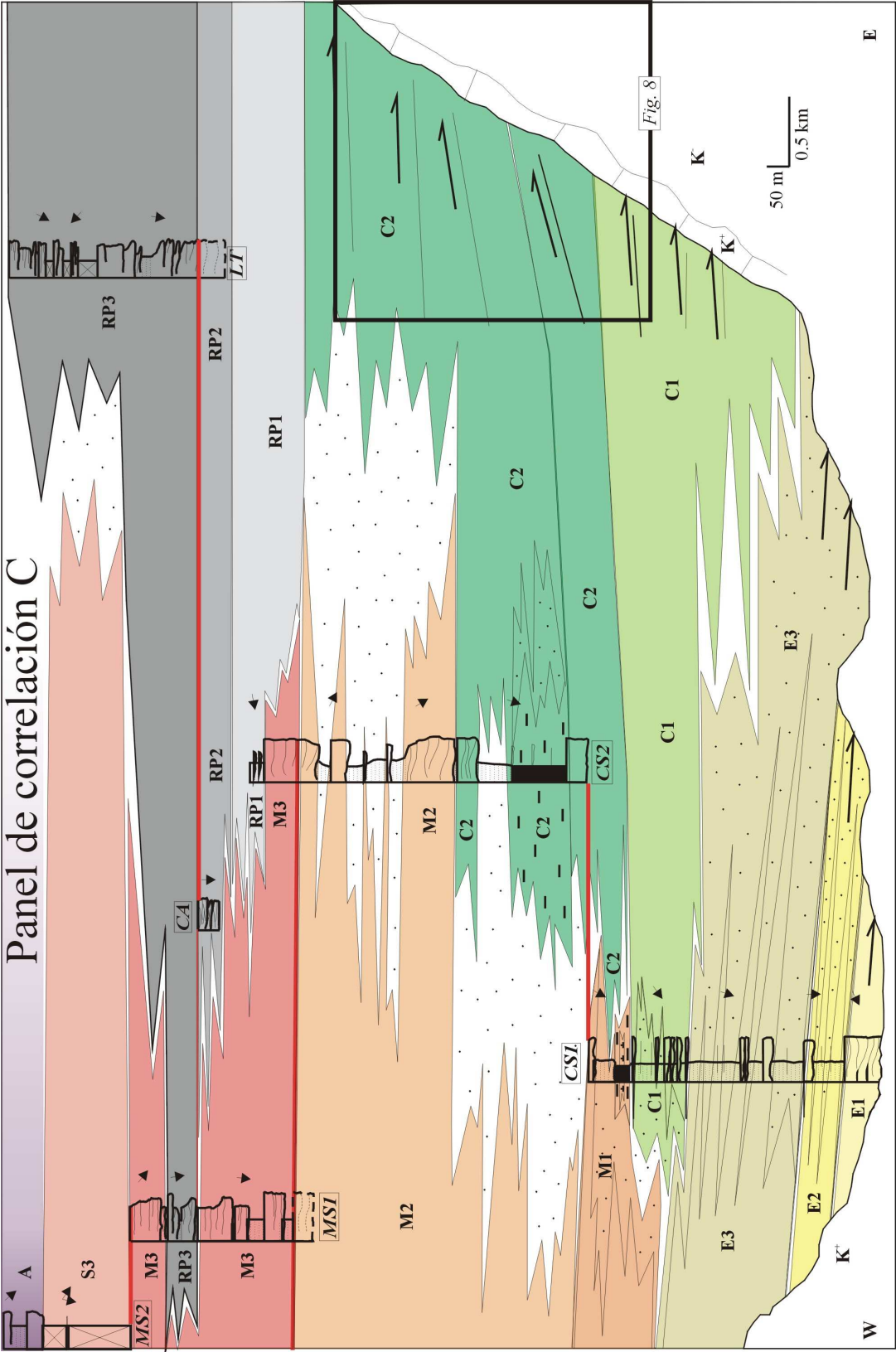


Fig. 41. Panel de correlación C (véase localización en Fig. 5). El panel muestra las interdigitaciones entre las aloformaciones del Alogrupo Ermita y Sistema Montsor con las pertenecientes a los Sistemas Collegats y Roca del Pesó. El Alogrupo Ermita y el Sistema Collegats mantienen una relación en *onlap* con el basamento cretácico. Leyenda como en Fig. 39.

Panel de correlación D

Este panel (Fig. 42) correlaciona las series MC, LP1, LP2 y RE a través de un perfil que en dirección N-S discurre a lo largo del valle del río Flamisell.

El panel muestra las relaciones geométricas entre la aloformación M1 (Alogrupo Pallaresa), aflorante en la subcuenca de La Pobra y las aloformaciones pertenecientes al Alogrupo Senterada. El panel pone de manifiesto como la base del Alogrupo Senterada (S1), separado de la subcuenca de la Pobra de Segur por el retrocabalgamiento de Morrerres, yace discordante sobre un basamento triásico. En la parte izquierda del panel se puede observar como, en contacto con el retrocabalgamiento, los estratos del Alogrupo Senterada se presentan subverticales, disminuyendo progresivamente su buzamiento hacia el Norte. Las aloformaciones del Sistema Montsor (Alogrupo Pallaresa), en cambio, onlapan un basamento del Cretácico Superior. Finalmente, las aloformaciones S3 (Alogrupo Senterada) y Antist que afloran en la subcuenca de La Pobra fosilizan tanto la aloformación M3 como las estructuras previamente deformadas.

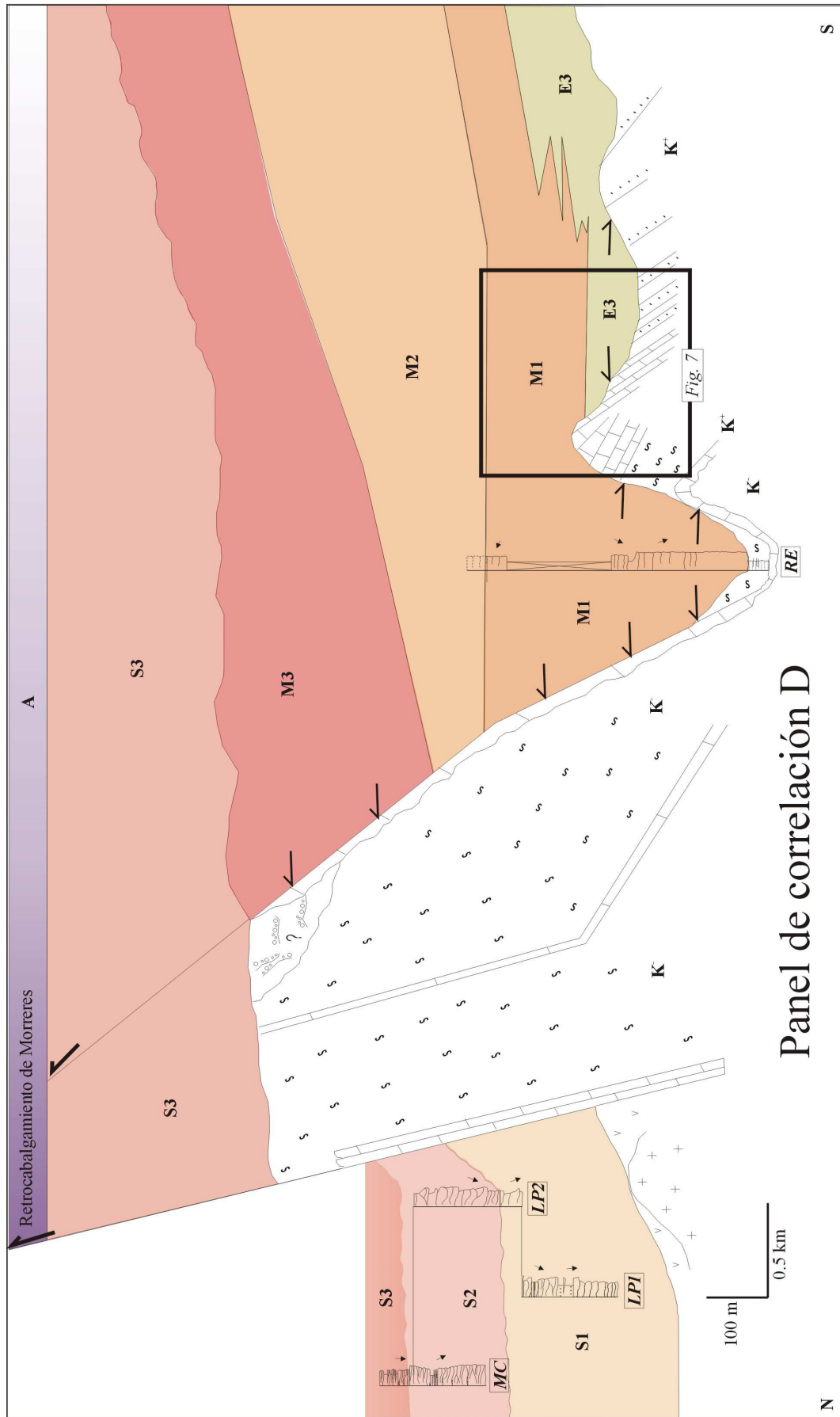


Fig. 42. Panel de correlación D (véase localización en Fig. 5). El panel muestra las aloformaciones del Alogrupo Senterada discordantes sobre el basamento triásico (evaporitas y ofitas del Keuper), mientras que la aloformación M1 onlapa las calizas y margas del Cretácico Superior (Formaciones Santa Fe, Reguard y Congost). La aloformación E3, hacia el Sur del panel, rellena un paleorelieve desarrollado sobre rocas del Cretácico Superior (Formación Anserola y Miembros Mascarell y Herbasavina). Leyenda como en Fig. 39.

3.5 PALEOGRAFÍA DE LOS DISPOSITIVOS ALUVIALES

Las relaciones que mantienen las diferentes aloformaciones con el basamento, vistas en el apartado 3.4., y la cartografía geológica de éstas (Fig. 5), proporcionan una aproximación sobre las posibles extensiones areales de los dispositivos aluviales. Juntamente con los datos obtenidos a partir del estudio estratigráfico y sedimentológico llevados a cabo en este capítulo, esto es, paleocorrientes, tamaños máximos de clastos y tendencias verticales de las facies y de la granulometría, es posible confeccionar un conjunto de mapas de las posibles reconstrucciones paleogeográficas de los diferentes sistemas de abanicos aluviales.

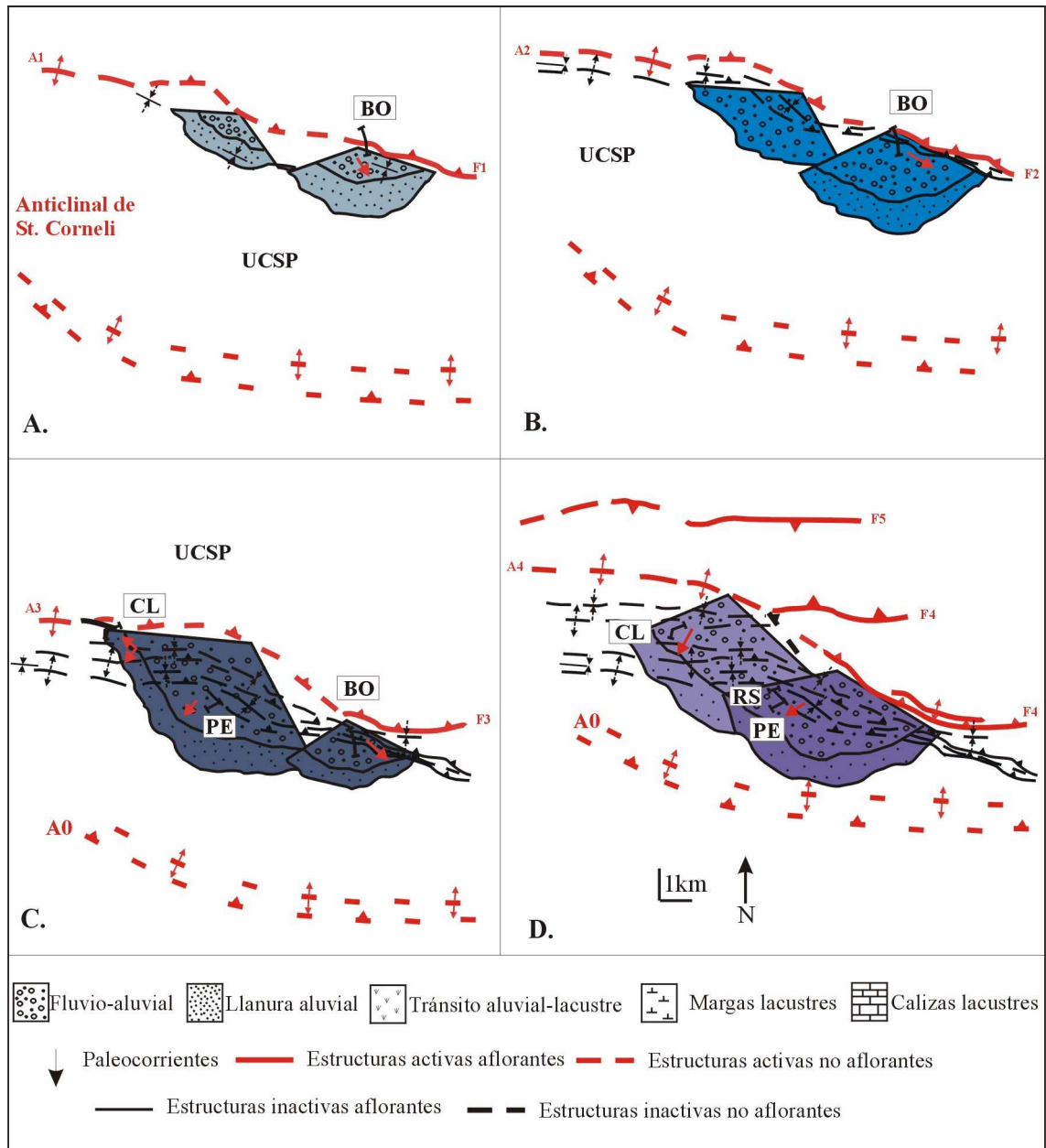


Fig. 43. Reconstrucciones paleogeográficas de los abanicos aluviales que constituyen el Alogrupo Pesonada. A) aloformación P1; B) aloformación P2; C) aloformación P3 y D) aloformaciones P4 y P4'.

Alogrupo Pesonada:

Los abanicos aluviales del Alogrupo Pesonada (Fig. 43) se caracterizan principalmente por estar constituidos por depósitos de barras fluvio-aluviales y de llanura aluvial con una tendencia general progradante y con paleocorrientes procedentes mayormente del N-NNW. Los abanicos aluviales de Pesonada están limitados al Sur por el anticlinal de Sant Corneli. Al Norte, las diferentes aloformaciones del Alogrupo están limitadas por fallas localizadas progresivamente hacia el NW (F1 a F4 en Fig. 43). Cada nueva aloformación fosiliza la falla que generó la anterior.

Alogrupo Ermita:

A diferencia de las aloformaciones del Alogrupo Pesonada, las del Alogrupo Ermita (Fig. 44) rellenan y onlapan el paleorelieve mesozoico (Cretácico Superior) sin ser afectadas tectónicamente por éste y con migración del depocentro de la cuenca hacia el Norte. El Alogrupo está formado por dos abanicos, Ermita y Ermita' que, a su vez, se dividen en tres aloformaciones (Fig. 44). En general, el Alogrupo está constituido por depósitos de barras fluvio-aluviales, de llanura aluvial y lacustres, especialmente en E2 y E2', con paleocorrientes procedentes principalmente del N y NE. Los límites Norte de las aloformaciones han sido obtenidos a partir de los puntos de contacto entre el sedimento y el basamento. La extensión de los abanicos hacia el Sur ha sido determinada a partir de la localización de los afloramientos de las barras de desembocadura de los sistemas aluviales.

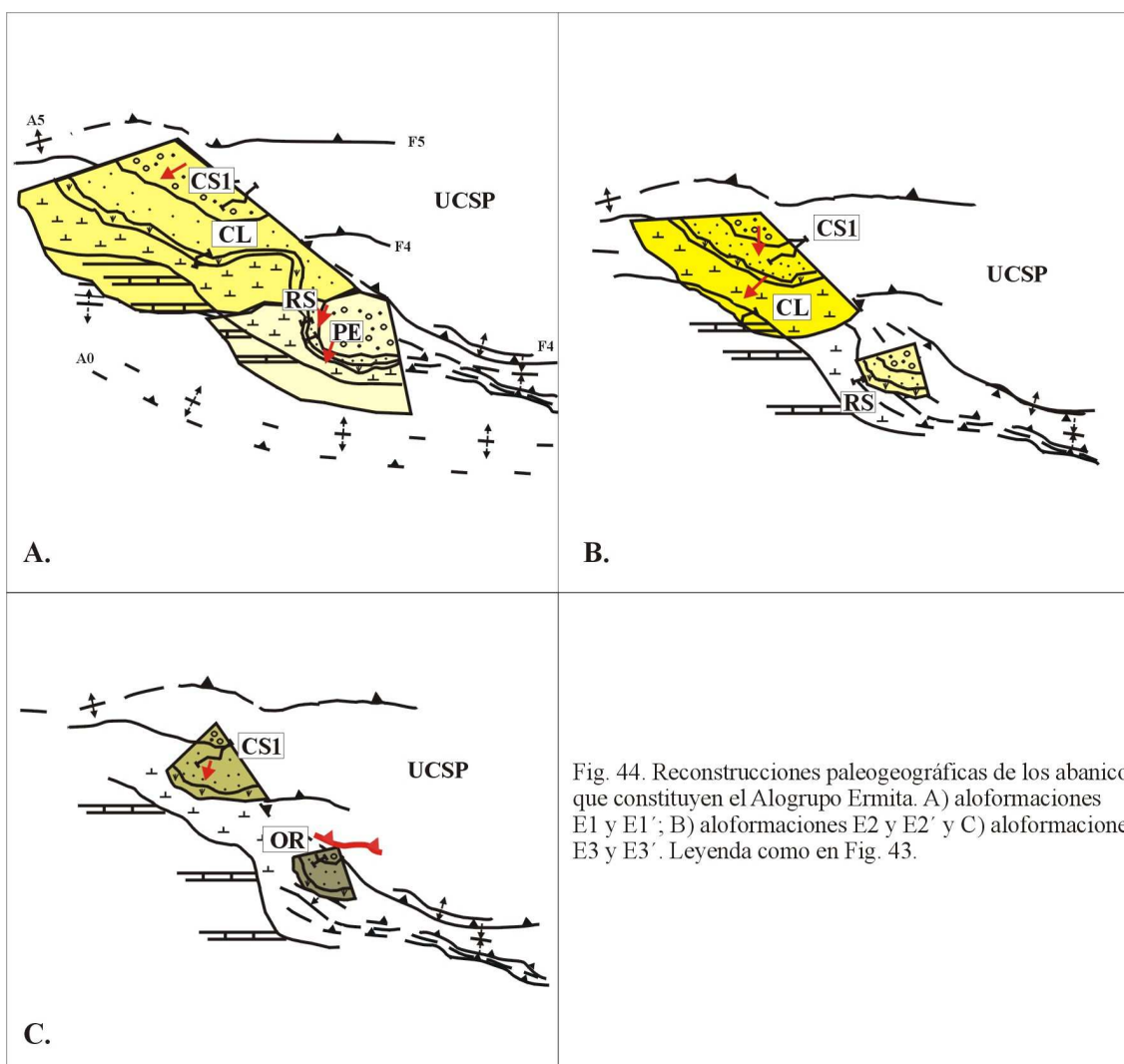
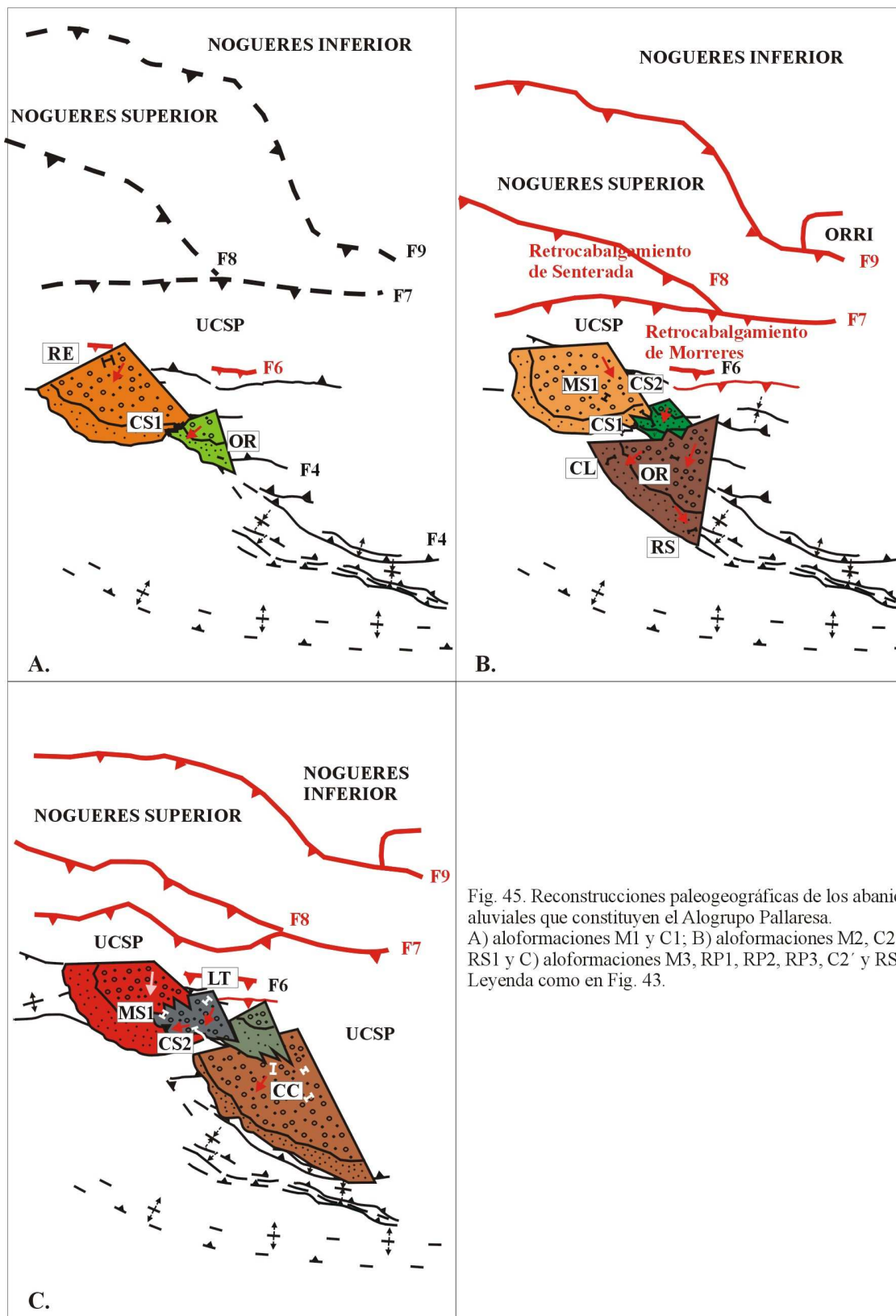


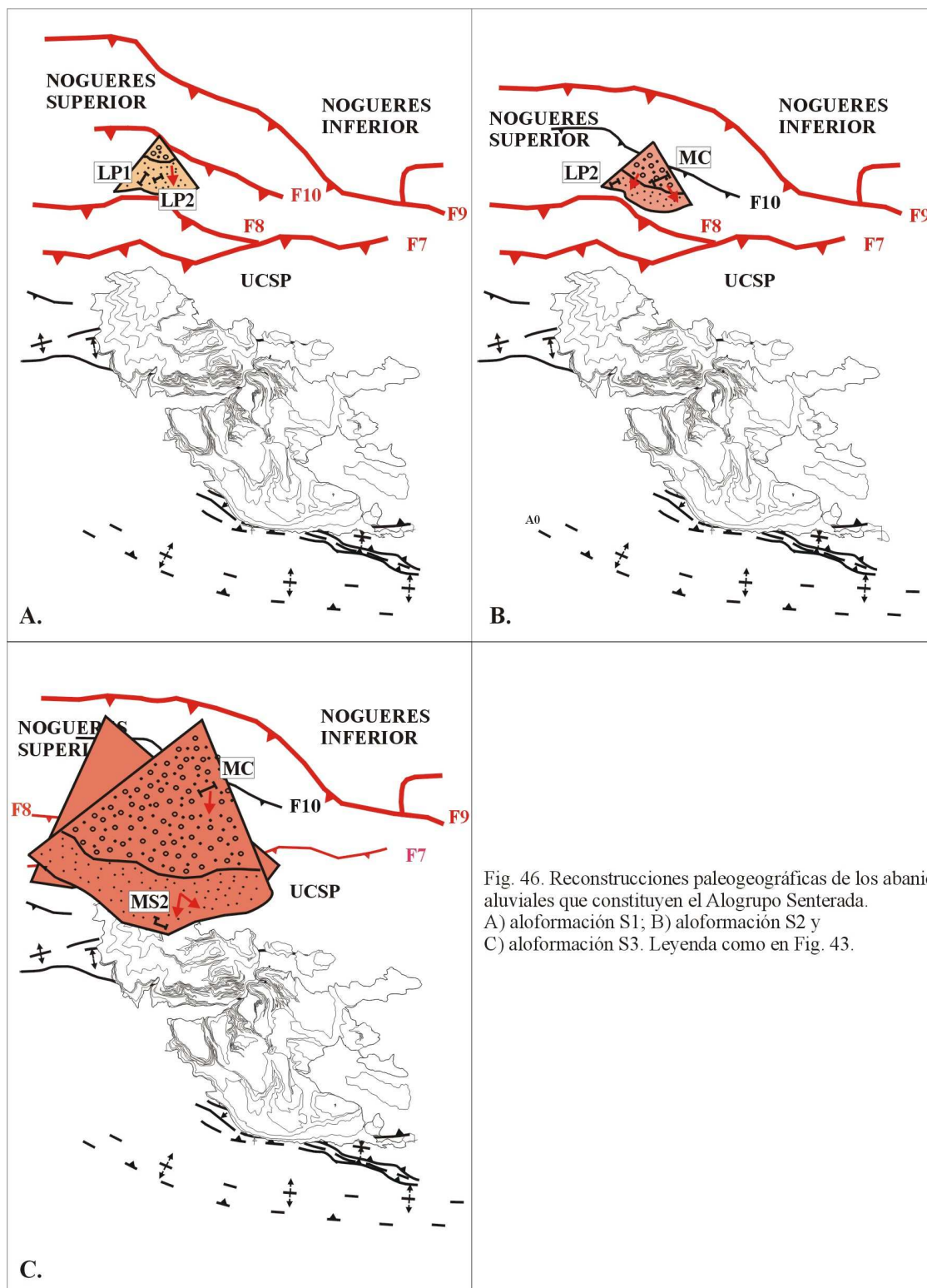
Fig. 44. Reconstrucciones paleogeográficas de los abanicos que constituyen el Alogrupo Ermita. A) aloformaciones E1 y E1'; B) aloformaciones E2 y E2' y C) aloformaciones E3 y E3'. Leyenda como en Fig. 43.

Alogrupo Pallaresa:

El Alogrupo Pallaresa está formado por 4 sistemas de abanicos aluviales (Fig. 45).



Los alogrupos M1 y M2 del Sistema Montsor muestran una tendencia progradacional, interdigitándose con las aloformaciones C1 y C2 del Sistema Collegats, este último con tendencia retrogradacional (Fig. 45 A y B).



La aloformación C2 también interdigita, hacia el Sur, con la aloformación RS1 del Sistema Roc de Santa. Finalmente (Fig. 45 C), la aloformación M3 retrocede a expensas de las

aloformaciones pertenecientes al Sistema Roca de Pesó. La aloformación C2', en cambio, interdigita con la aloformación RS2.

Las extensiones areales de los Sistemas de abanicos aluviales del Alogrupo Pallaresa han sido acotadas, en su límite Norte, a partir de los contactos entre éstos y el basamento, además de las interdigitaciones de los diferentes abanicos entre ellos.

En general, las facies reconocidas en las aloformaciones del Alogrupo Pallaresa se corresponden a barras fluvio-aluviales y de desbordamiento de llanura aluvial. Muy localmente, para el caso de C2, se ha podido observar, además, desarrollo de paleosuelos, posiblemente indicativo de un tránsito a ambientes lacustres. La paleocorrientes son mayormente procedentes del NE, excepto para el caso del Sistema Montsor, donde las paleocorrientes indican una procedencia del NW.

Alogrupo Senterada:

La totalidad de aloformaciones del Alogrupo Senterada (Fig. 46), junto con Antist, son las únicas registradas al Norte del retrocabalgamiento de Morreres. El límite Norte de las extensiones del abanico de Senterada se pone de manifiesto por las relaciones onlapantes de S1, S2 y S3 sobre el basamento triásico y/o devónico, que constituyen el Manto del Nogueres Superior. Los abanicos aluviales quedan delimitados al Sur por el retrocabalgamiento de Morreres, umbral sedimentario para el caso de las aloformaciones S1 y S2 (Fig. 46). La aloformación S3, en cambio, fosiliza el retrocabalgamiento de Morreres (Fig. 46). La extensión hacia el Sur de la aloformación S3 viene determinada por la interdigitación de ésta con la aloformación RP3 del Alogrupo Pallaresa.

El Alogrupo Senterada muestra una tendencia progradacional, con paleocorrientes procedentes del N-NE y facies de barras fluvio-aluviales y de llanura de inundación.

Alogrupo Antist:

El Alogrupo Antist representa el último estadio del relleno sedimentario de la cuenca de La Pobra de Segur (Fig. 47). Está constituido por sedimentos de barras fluvio-aluviales y de llanura de inundación. El Alogrupo aflora pobremente en el área de estudio y no permite precisar su extensión areal, aunque posiblemente el ápice del abanico se situaría más al Norte que para el caso del Alogrupo Senterada. Al igual que para S3, el Alogrupo Antist fosiliza las estructuras previamente formadas, entre ellas el retrocabalgamiento de Morreres.

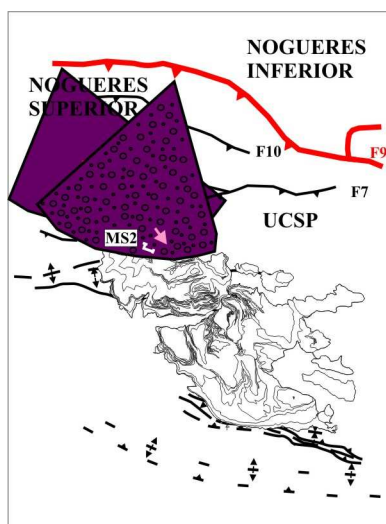


Fig. 47. Reconstrucciones paleogeográficas de los abanicos aluviales que constituyen el Alogrupo Antist. Leyenda como en Fig. 43.

3.6. RESUMEN

Para definir la geometría de los dispositivos sedimentarios que constituyen el relleno de la cuenca de la Poblá, se ha llevado a cabo el levantamiento de un total de 18 perfiles estratigráficos que cubren la totalidad de Alogrupos, estos son Pesonada, Ermita, Pallaresa, Senterada y Antist, entre la subcuenca de La Poblá y la de Senterada. Dichos perfiles contienen datos de paleocorrientes, tamaños máximos de clastos de conglomerados y definición de las principales facies sedimentarias. La realización de paneles de correlación permite mostrar las relaciones laterales y verticales entre los distintos Alogrupos, así como las relaciones sin o postectónicas que mantienen el relleno sedimentario y el basamento.

Estas son las principales conclusiones que se pueden obtener del estudio del relleno sedimentario:

- Las principales facies observadas en las aloformaciones son correspondientes a depósitos de barras fluvio-aluviales y de depósitos de desbordamiento de llanura aluvial. Muy puntualmente, este es el caso del alogrupo Ermita, además se observan depósitos de barra de desembocadura y desarrollo de paleosuelos (tránsito aluvial-lacustre) e incluso depósitos lacustres.
- Las paleocorrientes indican una procedencia del relleno sedimentario principalmente del Norte, con variaciones desde el NW hasta el NE.
- Los Alogrupos pertenecientes a la subcuenca de La Poblá rellenan un basamento del Cretácico Superior e Inferior, mientras que los pertenecientes a la subcuenca de Senterada, lo hacen sobre rocas del Triásico y Devónico.
- Solamente el Alogrupo Ermita parece no mantener una relación sintectónica con el basamento. En cambio, la existencia de discordancias angulares progresivas en el Alogrupo Pesonada y la migración hacia el Norte de los depocentros deposicionales de dicho Alogrupo indican un sincronismo con la evolución tectónica del anticlinal de Sant Corneli. Los sistemas aluviales pertenecientes al Alogrupo Pallaresa parecen estar más condicionados por el emplazamiento del retrocabalgamiento de Morrerres.
- El retrocabalgamiento de Morrerres actuó como umbral sedimentario, dividiendo la cuenca de La Poblá en dos subcuencas: la de La Poblá y la de Senterada, durante la sedimentación de las aloformaciones S1 y S2 del Alogrupo Senterada. Solamente la aloformación S3 (Alogrupo Senterada) y el Alogrupo Antist lo llegan a sobrepasar, fosilizando todas las estructuras tectónicas previamente formadas.
- La migración hacia el Norte de los abanicos aluviales, desde los más antiguos (Pesonada) a los más modernos (Antist), indica la generación de un relieve progresivamente mayor hacia el Norte de la cuenca, relacionado con el sucesivo emplazamiento de los mantos que constituyen el apilamiento antiformal de la Zona Axial de los Pirineos.

Capítulo 4
ESTUDIO DE LAS RUDITAS

4.1 INTRODUCCIÓN

La litología de los componentes en sedimentos de tamaño rudita está fuertemente determinada por la resistencia a la abrasión mecánica de los clastos durante su transporte, a su vez controlada por las propiedades petrofísicas de las distintas litologías del área fuente. La distancia desde el área fuente a la cuenca de sedimentación, que se relaciona con la extensión areal de la cuenca de drenaje, la intensidad de los procesos de meteorización, y con ello el clima, son otros de los factores que condicionan dicha composición. Aún teniendo las limitaciones inherentes a estos factores, el análisis de la composición constituye el indicador de procedencia más diagnóstico y más frecuentemente utilizado en el estudio de los conglomerados y las gravas (Graham et al., 1986; Jordan et al., 1993).

La utilización de los conglomerados sinorogénicos en el análisis de la procedencia es una herramienta muy útil en las interpretaciones tectónicas, de relación tectónica-sedimentación y en la reconstrucción de la historia deposicional (Decelles et al., 1987; Jordan et al., 1988), siempre que el relleno sedimentario esté bien preservado. La potencia y el grado de preservación de los conglomerados sinorogénicos de un sistema aluvial dependen de varios factores tales como la velocidad y ángulo de emplazamiento de los mantos de cabalgamiento generadores del relieve, las velocidades relativas de levantamiento (*uplift*)-erosión y la subsidencia (Decelles et al., 1987).

Para llevar a cabo una correcta reconstrucción paleogeográfica y paleotectónica de un área, es necesario llevar a cabo un análisis cuidadoso de la composición de los conglomerados. Esto es obtenible cuando las diferentes litologías que constituyen las posibles áreas fuente pueden ser perfectamente identificadas en los conglomerados sinorogénicos, tal y como ocurre con los conglomerados de La Pobra de Segur.

4.2 METODOLOGÍA

El análisis de la composición de los conglomerados consiste en la realización de un conteo de clastos con el fin de determinar la presencia de litologías diagnósticas del área fuente, así como evaluar cambios en las proporciones relativas presentes y comparar las diferentes asociaciones de clastos entre sí (Howard, 1993). Para ello será necesario aplicar algún tratamiento estadístico a los resultados obtenidos, como el análisis de errores (Howard, 1993), y el análisis factorial mediante el método de extracción de los componentes principales (Jöreskog et al., 1976; Reyment y Jöreskog, 1993).

El objetivo del conteo de clastos es el de, a partir de las proporciones de las distintas clases litológicas que aparecen en la muestra, inferir estadísticamente las proporciones en que éstas constituyen la totalidad de la población. Para que esta inferencia sea posible el muestreo debe ser probabilístico, al azar. Para ello, tanto la muestra, es decir el lugar donde vamos a realizar el conteo, como los clastos deben ser elegidos aleatoriamente. El primero de los casos no siempre es posible debido a la inaccesibilidad de algunos afloramientos. En el segundo caso, nos referimos a que el porcentaje en que una determinada clase litológica aparece en la muestra realmente refleje su abundancia y que ésta no se vea alterada por cualquier factor que no sea estrictamente aleatorio.

De las diferentes técnicas de muestreo probabilístico (Howard, 1993), se ha llevado a cabo el sistemático. Para ello, los diferentes perfiles estratigráficos descritos en el apartado 3.3.2. han sido divididos en intervalos de 15m y en cada uno de ellos se ha realizado un conteo. El procedimiento de conteo ha sido el del establecimiento de una malla (*grid*) de 1 m² con nudos cada 10 cm. Determinando la naturaleza de los clastos o la presencia de matriz en las intersecciones, obtenemos un total de 100 puntos. Con réplicas de hasta 4 veces (Howard, 1993), separadas entre sí de forma aleatoria, obtenemos un total de 400 puntos por estación de conteo.

En total se han analizado 40 estaciones de conteo con 4 réplicas cada una, repartidas a lo largo de los diferentes perfiles estratigráficos de la siguiente forma: un total de 6 estaciones de conteo en el perfil BO; 1 en PE; 3 en CL; 3 en RS; 1 en OR; 4 en CC; 10 en CS; 3 en MS; 1 en CA; 2 en LT; 2 en RE; 1 en LP y 3 en MC.

4.3 RESULTADOS

Con el fin de facilitar la comprensión de cuales han podido ser las contribuciones por parte de las diferentes áreas fuentes, las litologías reconocidas en los clastos de conglomerados han sido catalogadas en las siguientes clases litológicas:

Cretácico Superior

K^{+1} = Clastos de calizas con prealveolina y mudstones con *Phitonella* pertenecientes a la Formación Santa Fe.

K^{+2} = Clastos de calizas grises bioclásticas con corales de la Formación Congost.

K^{+3} = Clastos de calizas bioclásticas con lacazina, atribuibles a la Formación Montagut.

K^{+4} = Clastos de calcarenitas rojas y areniscas-microconglomerados cuarzosos de la Formación Aramunt.

K^{+5} = Clastos de calcarenitas silíceo-bioclásticas del Miembro Mascarell.

Cretácico Inferior

K^{-1} = Clastos de brechas poligénicas y micritas oscuras, con o sin miliólidos, del Grupo Tres Ponts.

K^{-2} = Clastos de calizas con orbitolinas de la Formación Senyús.

K^{-3} = Clastos de calizas bioclásticas ricas en miliólidos, foraminíferos, espículas de esponja, algas dasicladales, restos de rudistas, corales y equínidos, correspondientes al Miembro Roc del Diable.

K^{-4} = Clastos pertenecientes al Miembro Nargó, compuestos por calizas bioclásticas masivas con rudistas.

Jurásico

J^D = Clastos de dolomías masivas oscuras pertenecientes a la Formación Bonansa.

J^L = Clastos de calizas y/o dolomías tableadas de la Formación Bonansa.

Triásico

T^K = Clastos de ofitas pertenecientes a los cuerpos intrusivos de la Formación Pont de Suert.

T^M = Clastos de calizas y dolomías grises de grano fino pertenecientes a la Formación Pont de Suert.

T^B = Clastos de conglomerados-microconglomerados cuarzosos (T^{B1}) y de areniscas micáceas (T^{B2}), ambas pertenecientes a la Formación Bunter.

Pérmico/Carbonífero

CP^S = Clastos de conglomerados con elevadas cantidades de fragmentos líticos y matriz lutítica (CP^{S1}) y areniscas poco cementadas sin micas (CP^{S2}), pertenecientes a las Formaciones Aguiró, Malpàs o Peranera.

CP^V = Clastos de basaltos e ignimbritas dacíticas y riolíticas pertenecientes a la Formación Erill Castell y a los intervalos volcánicos de las Formaciones Aguiró, Malpàs y Peranera.

C^C = Clastos de conglomerados-microconglomerados (C^{C1}) y areniscas oscuras (C^{C2}) atribuibles al Carbonífero en facies Culm, y pertenecientes a la Formación Bellver.

Devónico

D^{SN} = Clastos de calizas arenosas y calcoesquistos atribuibles al Devónico en subfacies Sierra Negra s.l. y pertenecientes a la Formación Rueda.

D^C = Clastos de calizas nodulares, *griotte*, con abundantes restos de crinoideos y tentaculites, entre otros constituyentes, atribuibles al Devónico en subfacies Compte y pertenecientes a las Formaciones Rueda, Basibé, Villech y Compte.

Cambro-Ordovícico

CO = Clastos de esquistos, localmente moteados (CO^1) y de pizarras (CO^2), pertenecientes a la Formación de la Seu.

g = Clastos de granito y granodiorita procedentes, muy probablemente, del plutón de la Maladeta.

Indiferenciados

K^{+ind} = Clastos del Cretácico Superior indiferenciado.

K^{-ind} = Clastos del Cretácico Inferior indiferenciado.

K^{ind} = Clastos del Cretácico indiferenciado.

M^{ind} = Clastos de calizas oscuras indiferenciadas atribuibles al Mesozoico.

PAL^{ind} = Clastos de pizarras, esquistos, calizas y cuarzoarenitas de edad Paleozoico indiferenciado.

Ind = Clastos indiferenciados.

La Tabla I muestra los resultados obtenidos en los contajes realizados en las estaciones de los diferentes perfiles estratigráficos. La tabla muestra los porcentajes promedios de las 4 réplicas de las diferentes clases litológicas reconocidas en los clastos sin mostrar el % de matriz calculada en cada estación. Cabe remarcar que no se han reconocido litologías que no suelen proporcionar fragmentos detríticos de tamaño rudita, tales como lutitas, arcillas, yesos, margas y margocalizas. Esto explicaría que algunas litologías en las áreas fuente descritas en el capítulo 2 no se vean reflejadas en las clases litológicas reconocidas en las estaciones de contaje.

Perfil estratigráfico Número de muestra		BO				CA		CC				CL				CS				RS				LP		LT		MC		MS		OR	PE	RE	
		1	2	3	4	5	6	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	1	2	3	1	2	3	1	1	1	2
Aloformación		P1	P2	P3	P3	RP2	RS2	P3	P4	E1	E1	E3	C1	C2	M2	M3	P4	RS1	S1	RP3	S2	S3	RP3	A	E3	P4	M1								
Mesozoico	Cretácico	K ⁻¹					0.5					5.3	2.0		0.7			5.4	0.7	1.4											6.5	3.8	2.1		
		K ⁻²	3.1	14.2		4.4	1.7				0.4				0.7	0.6			4.1		0.3										1.8	1.6		2.2	
		K ⁻³				0.4									1.1																				
		K ⁻⁴			0.4														0.3	1.5	0.3													1.6	
		K ⁻⁵										0.3																							
		K ^{-ind}																																	
		K ⁻¹	0.6	6.8	9.1	19.8	13.4																												
		K ⁻²	3.6					1.2		9.7		0.7	20.9	2.3	2.8	10.4	0.7	16.3	23.4		3.1														
		K ⁻³						0.9							0.4																				
		K ⁻⁴						0.6					8.1	6.1	16.2	35.6	19.3	0.7	30.2		2.8														
	K ^{-ind}	17.9	23.7	73.7	44.0	36.4		1.5	0.9									0.7																	
	K ^{-ind}	79.0	58.0	19.5	46.5	75.3	48.4	6.9	1.7	1.2		65.0	77.1	63.1	87.5	48.2	60.9	86.9	60.1	60.6	13.8	0.3	10.2	28.5	2.2	9.8	9.3	22.1							
	J ^p						2.9	2.6	0.8						0.7	0.3			0.3	2.9	1.0														
	J ^r						0.5	0.9								0.3			0.3	1.1															
	Triásico	T ^k															7.8	2.8				2.0	0.4												
T ^M																					0.7														
T ^{B1}																																			
Paleozoico	T ^{B2}																																		
	M ^{ind}																																		
	Cp ^{sl}																																		
	Cp ^{B2}																																		
	Cp ^v																																		
	C ^{cl}						0.3																												
	C ^{c2}						9.3																												
	D ^c						29.4	30.4	47.6	41.2	49.4																								
	D ^{ss}							8.8	0.4	8.6																									
	Carbonífero																																		
Devónico																																			
Ordovícico																																			
																																	</		

Tabla I. Valores promedio, en %, de las 4 réplicas para cada una de las estaciones de conteo de conglomerados. Véase descripción de las clases litológicas en el apartado 4.3. del texto.

Las Figs. 48 a 51 constituyen una síntesis, tanto de la composición litológica de las diferentes unidades estructurales que pudieron actuar como área fuente, como de los resultados obtenidos en cuanto a la composición litológica de las facies conglomeráticas para los diferentes perfiles. Estos últimos resultados se disponen en forma de diagramas circulares, representados en los paneles de correlación realizados en el apartado 3.3 de este trabajo.

Perfil estratigráfico Boumort (BO)

El perfil estratigráfico BO, que comprende las aloformaciones P1, P2 y P3, está compuesto únicamente por clastos cuyas litologías han sido atribuidas al Cretácico (Fig. 48). En general, se han reconocido clastos del Cretácico Superior, Inferior e indiferenciado sin mayores precisiones debido a que las litologías observadas no han podido ser atribuidas a una determinada Formación. Únicamente para algunas estaciones de conteo, se han podido reconocer clastos pertenecientes a las Formaciones Congost, Montagut y Aramunt (K^{+2} a K^{+4} , respectivamente), del Cretácico Superior y al Grupo Tres Ponts (K^{-1}), del Cretácico Inferior (Tabla I).

En la Fig. 48. se pueden observar las variaciones verticales en las proporciones relativas de los clastos pertenecientes al Cretácico Superior, Inferior e indiferenciado para este perfil. Nótese que las tendencias verticales de los clastos del Cretácico Superior e Inferior son ligeramente inversas, excepto para la base del perfil, correspondiente a la aloformación P1 (estaciones BO-01 y BO-02), donde la proporción de ambos tipos de clastos tiende a aumentar hacia techo en detrimento de los clastos de Cretácico indiferenciado.

Perfil estratigráfico Pesonada (PE)

El perfil PE incluye parte del registro de las aloformaciones P3, P4' y E1', aunque en él sólo se ha establecido una estación de conteo (PE-01), que registra la composición de los clastos de la aloformación P4' (Fig. 48). Los clastos reconocidos en dicha estación de conteo pertenecen mayormente al Cretácico, aunque no se descartan menores proporciones de clastos procedentes del Jurásico, no reconocidos, éstos, en el perfil Boumort. Alrededor del 50% de la totalidad de clastos reconocidos lo constituyen calizas del Grupo Tres Ponts (K^{-1}) y Miembro Roc del Diable (K^{-3}), mientras que los clastos procedentes de las calizas de la Formación Sta. Fe y Congost (K^{+1} y K^{+2} , respectivamente) y de la Formación Bonansa (J^D), sólo representan aproximadamente el 5 y 2%, respectivamente, de la totalidad de los clastos (Tabla I). Sin embargo, existe un elevado grado de incertidumbre en estos valores, ya que el total de clastos de calizas atribuibles al Cretácico, pero que no han podido ser determinadas como pertenecientes al Cretácico Superior o Inferior, representan alrededor del 34% (Tabla I).

Perfil estratigráfico Roc de Santa (RS)

Se han llevado a cabo 3 estaciones de conteo de clastos a lo largo del perfil estratigráfico RS (Figs. 48, 49.). La estación RS-01, que registra la composición de la aloformación P4', está compuesta mayormente por clastos del Cretácico Inferior (calizas del Grupo Tres Ponts, K^{-1} , y Miembros Roc del Diable, K^{-3} , y Nargó, K^{-4}) (Tabla I.). Entorno al 10% de la totalidad lo constituyen clastos del Cretácico Superior, correspondientes con las Formaciones Sta. Fe, Congost y Aramunt (K^{+1} , K^{+2} y K^{+4} , respectivamente) mientras que los clastos de la Formación Bonansa (J^D) únicamente representan el 0.7%. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que los clastos del Cretácico indiferenciado constituyen aproximadamente el 28% de la totalidad.

Las estaciones RS-02 y RS-03, ambas en la aloformación RS1, registran un cambio importante en la composición de los conglomerados (Figs. 48, 49 y Tabla I.). Así, los clastos del Cretácico y Jurásico reconocidos en la estación RS-01 pasan a ser minoritarios, observándose proporciones muy elevadas de clastos del Triásico en facies Buntsandstein (T^{B1} y T^{B2}) y del Devónico en subfacies Compte (D^C). También se observan porcentajes elevados de clastos del Pérmico-Carbonífero vulcano-sedimentario (CP^{S1} , CP^{S2} y CP^V) y Carbonífero en facies Culm (C^{C1} y C^{C2}). En menor proporción (Tabla I) también se observan clastos del Devónico en subfacies Sierra Negra (D^{SN}) y del Cambro-Ordovícico (CO^1 y CO^2).

Perfiles estratigráficos Coll de la Creu (CC1; CC2 y CC3)

A lo largo de los perfiles estratigráfico del Coll de la Creu se han establecido 4 estaciones de conteo de clastos (CC-01 a CC-04), todas ellas pertenecientes a la aloformación RS2 (Fig. 49). Las litologías reconocidas en estas estaciones son muy variadas (Tabla I.) e incluyen calizas del Grupo Tres Ponts (K^{-1}) y de la Formación Senyús (K^{-2}), del Cretácico Inferior; calizas de las Formaciones Sta. Fe (K^{+1}) y Aramunt (K^{+4}), del Cretácico Superior; calizas jurásicas de la Formación Bonansa (J^D y J^L); cantos de conglomerados y areniscas triásicas de la Formación Bunter (T^{B1} y T^{B2}); clastos del Carbonífero en facies Culm (C^{C1} y C^{C2}); calizas del Devónico en subfacies Compte (D^C) y escasos clastos de esquistos del Devónico en subfacies Sierra Negra (D^{SN}) y de pizarras del Cambro-Ordovícico (CO^2).

La composición de los conglomerados de la aloformación RS2 varía significativamente a lo largo de los perfiles CC (Fig. 49). Los porcentajes de clastos procedentes del Cretácico, Jurásico y Triásico tienden, en líneas generales, a decrecer hacia el techo de la serie, mientras que los procedentes del Devónico en subfacies Compte y Carbonífero en facies Culm tienden a aumentar.

Perfil estratigráfico Ortoneda (OR)

En el perfil estratigráfico OR únicamente se ha realizado 1 estación de conteo (OR-01) en la aloformación E3' (Fig. 49). Los conglomerados analizados en dicha estación (Tabla I) muestran una composición de clastos procedentes casi exclusivamente del Cretácico, especialmente del Inferior (calizas del Grupo Tres Ponts, K^{-1} , y del Miembro Roc del Diable, K^{-3}), aunque también se han reconocido clastos procedentes del Cretácico Superior (calizas de las Formaciones Sta. Fe, K^{+1} , y Congost, K^{+2}), y del Jurásico (J^D).

Perfil estratigráfico Claverol (CL)

A lo largo del perfil estratigráfico CL se han establecido 3 estaciones de conteo, CL-01 a CL-03, que representan a las aloformaciones P3, P4 y E1, respectivamente (Fig. 49). El perfil únicamente registra la presencia de clastos procedentes del Cretácico, tanto Inferior como Superior. Se han reconocido principalmente clastos de calizas de las Formaciones Congost (K^{+2}) y Aramunt (K^{+4}), del Cretácico Superior, mientras que del Cretácico Inferior se han reconocido clastos de micritas y calizas del Grupo Tres Ponts (K^{-1}), en la estación CL-01, y de los Miembros Roc del Diable (K^{-3}) y Nargó (K^{-4}), en la estación CL-03 (Tabla I.). Hay que remarcar que el perfil contiene proporciones elevadas de clastos atribuibles al Cretácico indiferenciado (K^{ind}).

Perfiles estratigráficos de la Carretera de Sort (CS1 y CS2)

En estos perfiles se han establecido 10 estaciones de conteo (CS-01 a CS-10) que registra la composición de las aloformaciones E1, E3, C1, C2, M2 y M3 (Fig. 50).

Las variaciones composicionales de los conglomerados en los perfiles CS1 y CS2 presentan pautas bien definidas. En el perfil CS1 y en la mitad inferior del perfil CS2, correspondientes con las aloformaciones E1, E3, C1 y C2, la composición de los clastos revela una procedencia de rocas cretácicas y jurásicas que se corresponden con las siguientes litologías (Tabla I.): Formaciones Sta. Fe, Congost, Montagut, Aramunt y Miembro Mascarell (K^{+1} a K^{+5} , respectivamente) del Cretácico Superior; micritas del Grupo Tres Ponts y calizas de la

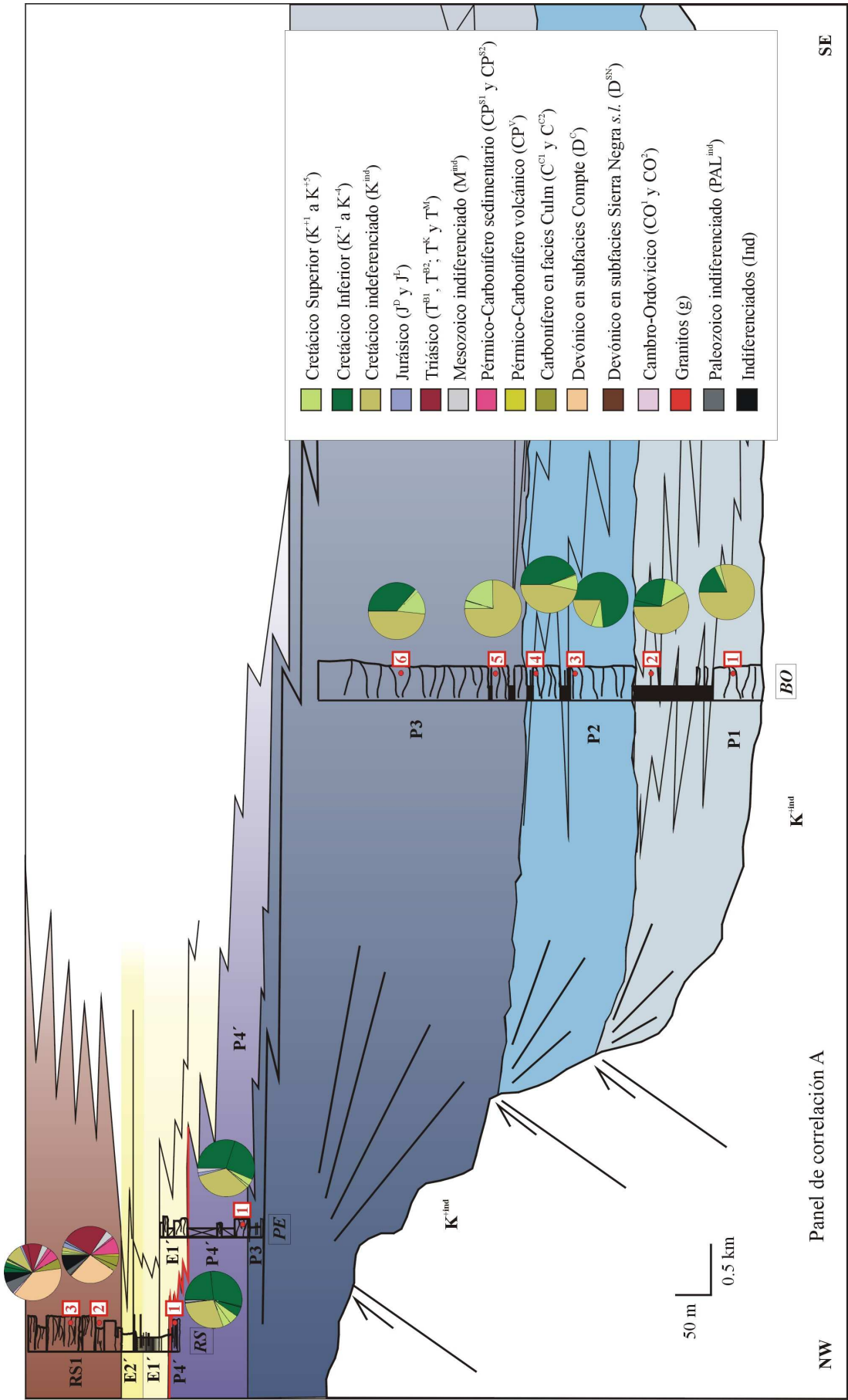


Fig. 48. Diagramas circulares de composición de los elastos de conglomerados para las estaciones de conteaje pertenecientes al panel de correlación A (ver Fig. 39)

Formación Senyús y Miembro Roc del Diable (K^{-1} a K^{-3} , respectivamente), del Cretácico Inferior y dolomías masivas jurásicas de la Formación Bonansa (J^D). En la mitad superior del perfil CS2, correspondiente a las aloformaciones M2 y M3, los clastos procedentes del Cretácico y Jurásico están presentes en proporciones significativamente menores, incrementándose la proporción de clastos de litologías triásicas y paleozoicas, algunas de ellas en proporciones muy elevadas, de las que cabe destacar la presencia de clastos de (Tabla I.): conglomerados y areniscas del Triásico (T^{B1} y T^{B2}), clastos del Devónico en subfacies Compte (D^C), cuyas proporciones tienden a decrecer hacia techo de la serie CS2, y clastos de conglomerados y areniscas del Carbonífero en facies Culm (C^{C1} y C^{C2}), cuyo porcentaje aumenta hacia techo de la serie. Otras clases litológicas presentes en menor proporción son: ofitas del Triásico (T^K), basaltos del Permo-Carbonífero (CP^V), esquistos del Devónico en subfacies Sierra Negra (D^{SN}), esquistos y pizarras del Cambro-Ordovícico (CO^1 y CO^2) y, localmente, clastos de granito (g).

Perfiles estratigráficos Montsor (MS1 y MS2)

Se han establecido 3 estaciones de conteo a lo largo de los perfiles MS1 y MS2, de las cuales, la estación MS-01 caracteriza a la aloformación RP3 y las estaciones MS-02 y MS-03, al Alogrupo Antist (Fig. 50).

Los clastos reconocidos en ambos perfiles están constituidos principalmente por: conglomerados y areniscas del Triásico en facies Buntsandstein (T^{B1} y T^{B2}), especialmente en las estaciones pertenecientes al Alogrupo Antist, conglomerados y areniscas del Carbonífero en facies Culm (C^{C1} y C^{C2}) y calizas del Devónico en subfacies Compte (D^C), éstas dos últimas en proporciones elevadas en la aloformación RP3 (Tabla I). En el Alogrupo Antist también han sido reconocidas proporciones menores de clastos de areniscas (CP^{S2}) y de ignimbritas (CP^V) del Permo-Carbonífero. No se descarta la presencia de clastos procedentes de rocas cretácicas, jurásicas o triásicas si se tiene en cuenta que el porcentaje de clastos considerados como procedentes del Mesozoico indiferenciado varía entre el 1,2 y el 4% (Tabla I).

Perfil estratigráfico Masia de Peracalç (CA)

En el perfil estratigráfico CA sólo se ha establecido 1 estación de conteo, CA-01, que representa a la aloformación RP2 (Fig. 50).

La composición de los conglomerados de la aloformación RP2 es similar a la descrita para RP3 en los perfiles estratigráficos de Montsor (Tabla I y Fig. 50). Los clastos están constituidos principalmente por conglomerados y areniscas del Triásico en facies Buntsandstein (T^{B1} y T^{B2}), calizas del Devónico en subfacies Compte (D^C) y conglomerados y areniscas del Carbonífero en facies Culm (C^{C1} y C^{C2}). También se reconocen proporciones menores de clastos procedentes del Grupo Tres Ponts (K^{-1}), Formación Senyús (K^{-2}) y del Miembro Roc del Diable (K^{-3}), del Cretácico Inferior, así como areniscas del Permo-Carbonífero sedimentario (CP^{S2}). Al igual que para la aloformación RP3, no se descarta la posible presencia de clastos de calizas procedentes del Cretácico, Jurásico o Triásico si se considera que el porcentaje de clastos considerados como del Mesozoico indiferenciado alcanza el 14,7% (Tabla I).

Perfil estratigráfico Lo Tossal (LT)

Se han establecido 2 estaciones de conteo (LT-01 y LT-02) en el perfil estratigráfico LT, correspondiendo ambas a la aloformación RP3 (Fig. 50). Los conglomerados están compuestos principalmente por clastos procedentes del Cretácico Inferior (Grupo Tres Ponts (K^{-1}) y Miembro Roc del Diable (K^{-3})) y del Jurásico, así como conglomerados y areniscas (localmente ofitas) triásicas de la Formación Bunter (T^{B1} , T^{B2} y T^K). Aunque en proporciones bajas, también se han reconocido clastos de granito (Tabla I).

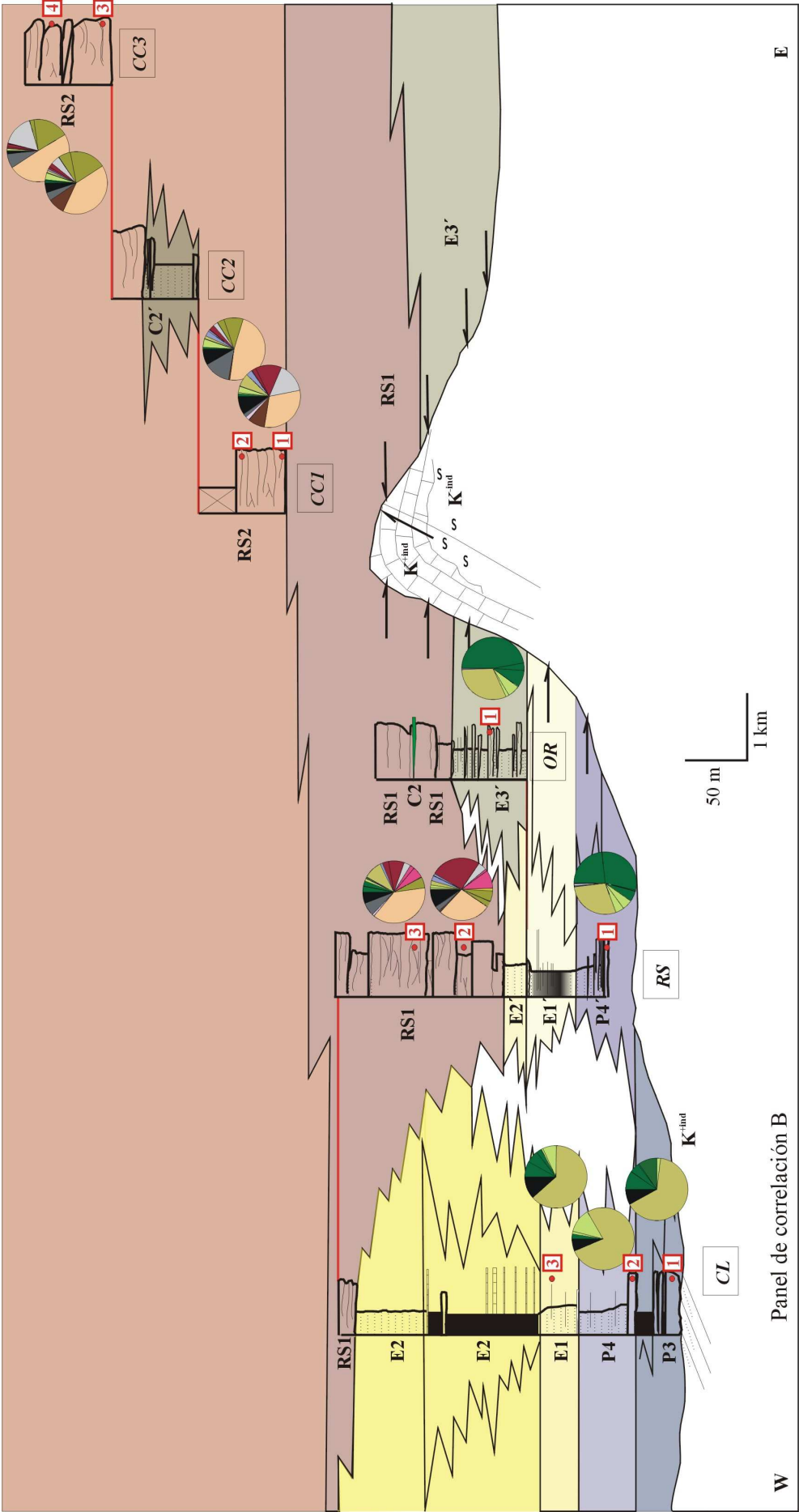


Fig. 49. Diagramas circulares de composición de los clastos de conglomerados para las estaciones de conteaje pertenecientes al panel de correlación B (ver Fig. 40). Leyenda como en Fig. 48.

Perfil estratigráfico Reguard (RE)

En el perfil de Reguard se han establecido 2 estaciones de contaje (RE-01 y RE-02) que caracterizan la aloformación M1 (Fig. 51). Los clastos reconocidos en ambas estaciones (Tabla I) se corresponden con micritas del Grupo Tres Ponts (K^{-1}) y calizas del Miembro Roc del Diable (K^{-3}), ambas del Cretácico Inferior; calizas de las Formaciones Sta. Fe (K^{+1}), Congost (K^{+2}) y Aramunt (K^{+4}), del Cretácico Superior; dolomías masivas jurásicas de la Formación Bonansa (J^D); conglomerados y areniscas del Triásico en facies Buntsandstein (T^{B1} y T^{B2}) y calizas del Devónico en subfacies Compte (D^C). También se han reconocido proporciones menores de clastos de conglomerados del Carbonífero en facies Culm (C^C) y de ignimbritas del Permo-Carbonífero volcánico (CP^V).

En general, los conglomerados de la estación RE-01 presentan proporciones menores de clastos procedentes de rocas cretácicas que los de la estación RE-02, mientras que con los clastos de origen paleozoico sucede a la inversa (Fig. 51).

Perfiles estratigráficos La Pobleta de Bellvé (LP1 y LP2)

En el perfil LP2 se ha establecido 1 estación de contaje (LP-01), que caracteriza a la aloformación S1 (Fig. 51).

Los clastos de conglomerados de la aloformación S1 proceden principalmente de los conglomerados y areniscas del Triásico en facies Buntsandstein (T^{B1} y T^{B2}) y de las calizas del Devónico en subfacies Compte (D^C) (Tabla I.). También se han reconocido, en dichos perfiles, proporciones menores de clastos de ofitas y calizas del Triásico (T^K y T^M , respectivamente).

Perfil Montcortés (MC)

En el perfil estratigráfico Moncortés (MC) se ha establecido 3 estaciones (MC-01 a MC-03). Las estaciones MC-01 y MC-02 caracterizan a la aloformación S2, mientras que la estación MC-03 representa a la aloformación S3 (Fig. 51).

Los conglomerados de la aloformación S3 presentan una composición muy similar a la descrita en la aloformación S1. Los clastos proceden principalmente de conglomerados y areniscas del Triásico en facies Buntsandstein (T^{B1} y T^{B2}) y de calizas del Devónico en subfacies Compte (D^C) (Tabla I.). También se observan menores proporciones de clastos de ofitas (T^K) y calizas del Triásico (T^M). Los clastos procedentes del Devónico en subfacies Compte (D^C) son especialmente elevados en la aloformación S2, además de presentar, ésta, proporciones elevadas de clastos de areniscas del Permo-Carbonífero (CP^{S2}) y escasos clastos de granitos (g) (Tabla I).

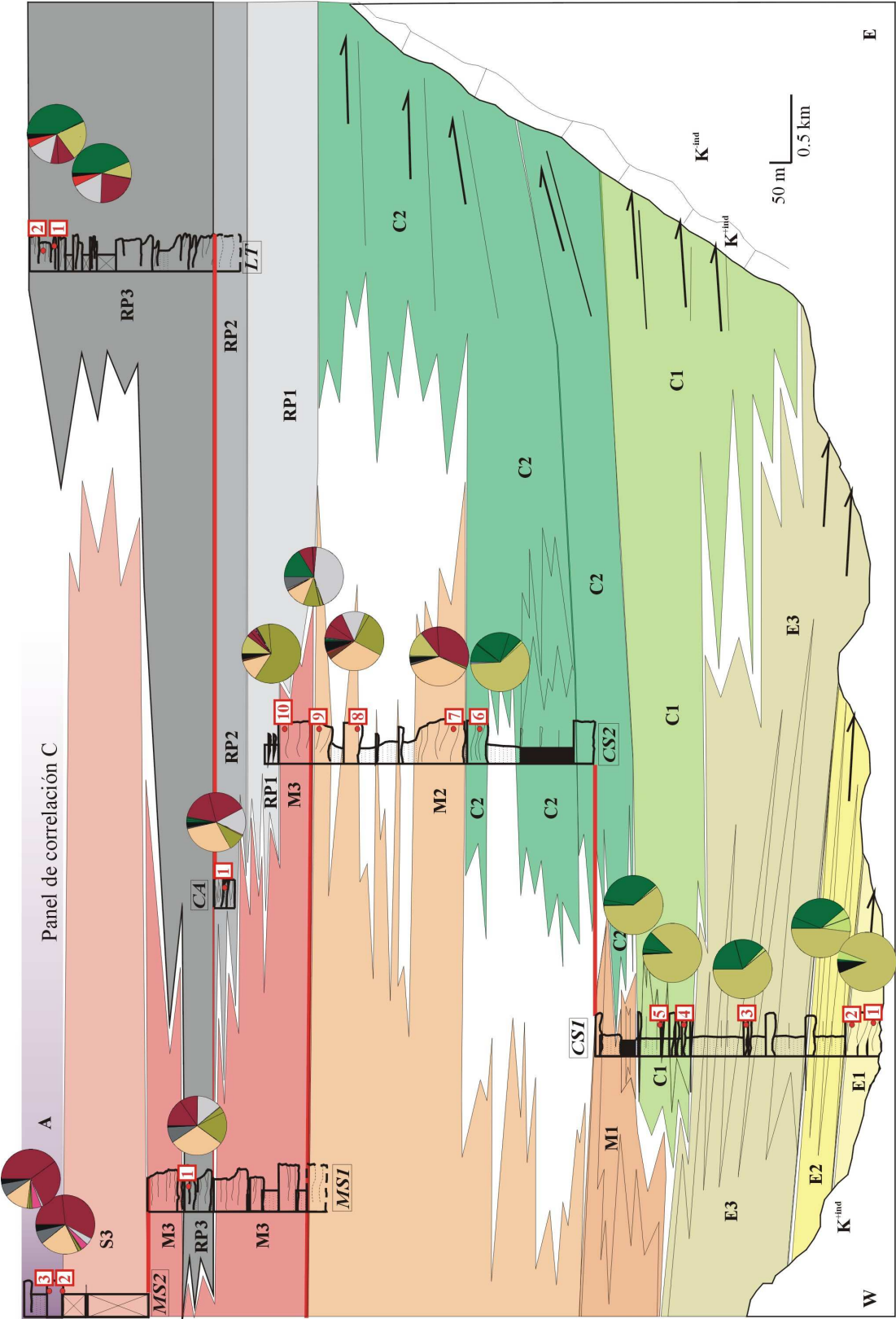


Fig. 50. Diagramas circulares de composición de los clastos de conglomerados para las estaciones de conteaje pertenecientes al panel de correlación C (ver Fig. 41). Leyenda como en Fig. 48.

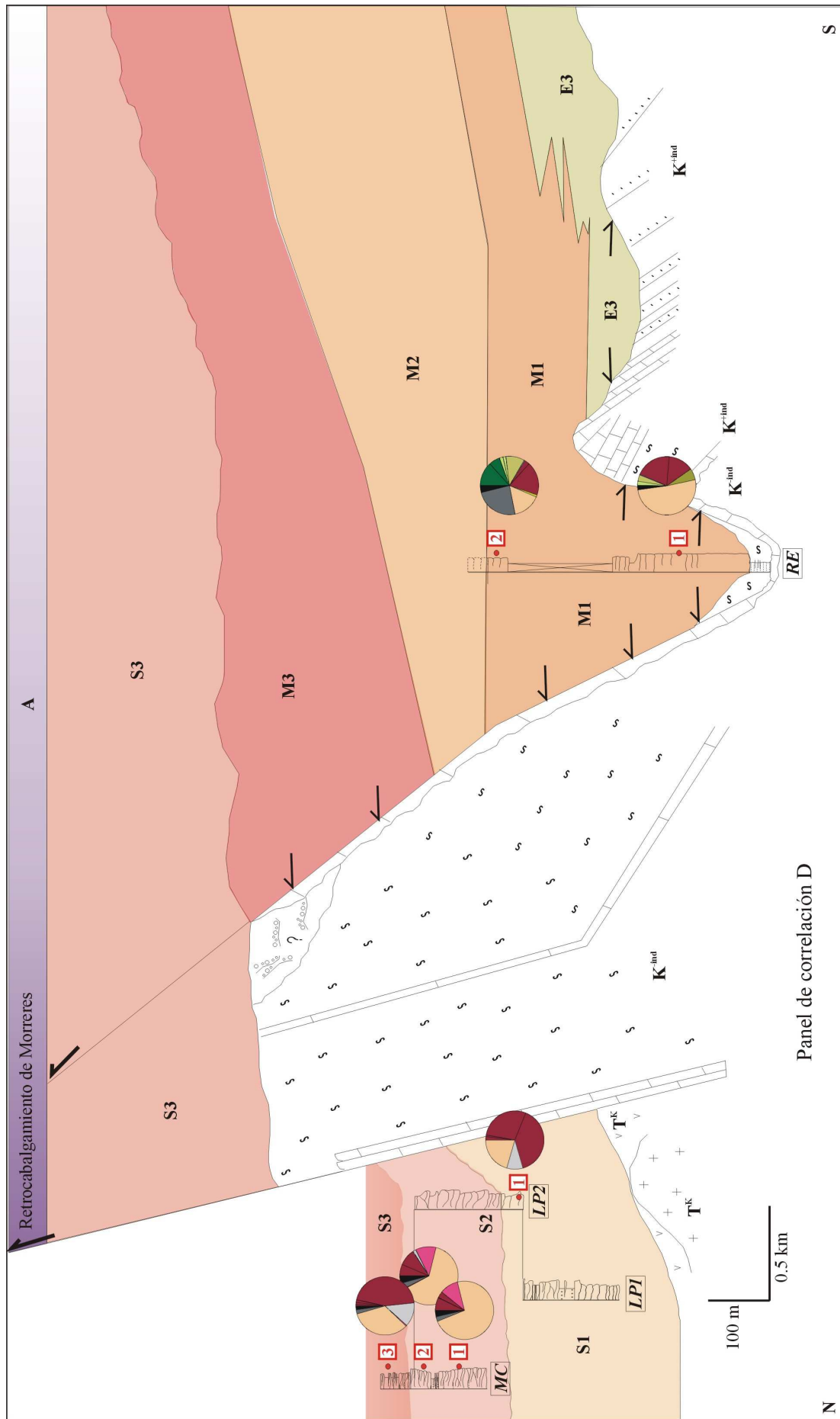


Fig. 51. Diagramas circulares de composición de los clastos para las estaciones de conteaje pertenecientes al panel de correlación D (ver Fig. 42). Leyenda como en Fig. 48.

4.4. ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LA COMPOSICIÓN DE LOS CLASTOS EN LAS RUDITAS

La observación de la presencia o ausencia de determinadas litologías diagnósticas del área fuente en la composición de los clastos en las ruditas es un método ampliamente usado en el análisis cualitativo de la procedencia. Sin embargo, la mayor aplicabilidad del conteo de clastos de conglomerados es la determinación cuantitativa de las proporciones relativas entre dichas litologías diagnósticas, los cambios en dichas proporciones y la comparación de las asociaciones de clastos entre diferentes muestras. Este aspecto más cuantitativo del análisis de la procedencia requiere un análisis estadístico de los resultados de la composición de los clastos en las ruditas (Howard, 1993).

En este apartado se llevarán a cabo el análisis de los errores asociados al conteo de clastos y el análisis factorial mediante componentes principales.

4.4.1. Cálculo de errores

Según Howard (1993), cada uno de los valores que obtenemos en el conteo de clastos tiene un rango de errores que será la suma del error humano, el error estadístico y el error de muestreo.

El error humano o del operador es el más difícil de evaluar. Depende básicamente de la experiencia de la persona que realiza el conteo, del conocimiento que tiene de la geología regional así como del contraste o diferencias entre las diferentes litologías (por ejemplo, es más fácil discriminar entre calizas y granitos que entre diferentes tipos de calizas). Este error no será cuantificado en este análisis.

El error estadístico (E_1) es el error inherente al tamaño de la muestra. Si de una población N tomamos una muestra de n elementos de tal manera que $N \gg n$, y en ella existen x elementos que presentan una determinada característica, la probabilidad (p) de que un elemento de la muestra contenga dicha característica es:

$$p = \frac{x}{n}$$

El error estadístico (E_1) es consecuencia de que el número de elementos de la muestra (n) es menor que el de la población (N). Este error es función del valor de n (tamaño de la muestra) y de p (probabilidad) y se calcula según la fórmula:

$$E_1 = \pm t \cdot \sigma$$

siendo σ la desviación estándar y t el valor tabulado de la distribución de Student para $n-1$ grados de libertad. Para $n > 30$ y una confianza del 95%, el valor de la distribución de Student (t) es próximo a 2 y el valor de la desviación estándar (σ) vale:

$$\sigma = \sqrt{\frac{p \cdot (1-p)}{n}}$$

siendo la $\sigma_{máx}$ para $p = 0.5$

El error de muestreo (E_2) es el error inherente a la distribución aleatoria o no de los elementos. Para que una muestra sea representativa es necesario que tanto la distribución de la litología del área fuente como la de los clastos sean aleatorias. Pero sabemos que en geología esto no es así ya que ni la muestra estará distribuida aleatoriamente (existirán tramos cubiertos,

inaccesibles, que no se podrán muestrear) ni la distribución de los clastos tampoco es aleatoria porque existen selecciones por tamaño de grano, litologías, etc.

Con el fin de reducir este error, se realizan un número k de réplicas del conteo, normalmente 4. Esta medida de corrección puede reducir el error de muestreo (E_2) en un 50%. Cada una de estas réplicas tendrá un valor de p y σ . Siendo s el valor promedio de las desviaciones estándar de cada réplica, el error de muestreo (E_2) se establece como:

$$E_2 = \pm t \cdot \left(\frac{s}{\sqrt{k}} \right)$$

Finalmente, el rango de errores o error total (E_t) se obtendrá mediante la fórmula siguiente:

$$E_t = \sqrt{E_1^2 + E_2^2}$$

En la Tabla II se muestran, para cada una de las clases litológicas, los valores obtenidos del porcentaje promedio (X) de las cuatro réplicas de cada una de las estaciones de conteo, así como los valores calculados del promedio de sus desviaciones estándar (S), los errores estadísticos (E_1), de muestreo (E_2) y total (E_t) y el coeficiente de variación (CV), definido éste último parámetro como el cociente entre el error total (E_t) y la media (X) ($CV = E_t / X$).

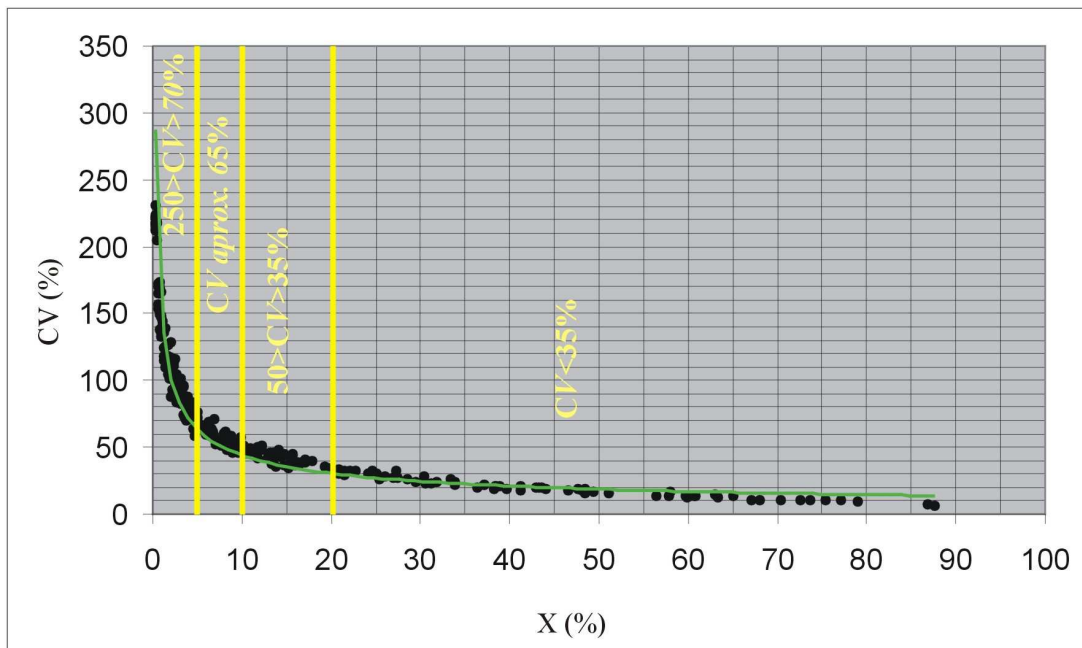


Fig. 52. Relación existente entre el porcentaje promedio de las diferentes clases litológicas (X) y el coeficiente de variación (CV). Nótese que la relación es exponencial, y que para porcentajes inferiores al 5%, el coeficiente de variación puede superar el 70%.

El coeficiente de variación (CV) de las diferentes clases litológicas guarda una relación exponencial con los porcentajes en que dichas clases litológicas están presentes en la muestra. La Fig. 52 muestra los resultados de dicha relación obtenida para cada una de las clases litológicas en la totalidad de las estaciones de conteo. En ella se observa como para valores promedios superiores al 20%, el coeficiente de variación (CV) es inferior al 35%; para valores promedios de N comprendidos entre el 10 y el 20%, el coeficiente de variación (CV) se halla entre el 35 y el 50%; para valores promedios de entre 5 y 10%, el coeficiente de variación está

entorno al 65% mientras que para medias inferiores al 5%, el coeficiente de variación puede variar entre el 70 y el 250%. Es decir, que para promedios entre el 5 y el 10%, y aplicándoles los errores correspondientes, el porcentaje obtenido puede llegar a ser, como mínimo, más del doble o menos de la mitad del valor inicial. Así pues, dichos porcentajes representan un umbral a tener en cuenta a la hora de comparar variaciones verticales de composición de clastos.

4.4.2. Análisis factorial: extracción de los componentes principales

En este apartado se llevará a cabo el análisis factorial de las estaciones de contaje en base a su composición (proporciones de las diferentes clases litológicas) mediante el método de extracción factorial de los componentes principales. Los resultados han sido obtenidos mediante la aplicación SPSS v. 14.

El análisis factorial se suele utilizar en la reducción de la dimensionalidad de los datos multivariantes a partir de las relaciones existentes entre ellos (Jöreskog et al., 1976; Reymont y Jöreskog, 1993) mediante la identificación de un número de factores que explique la mayoría de la varianza observada en las muestras.

El análisis factorial creará, a partir de las variables iniciales, un número de nuevas variables que presentan una relación lineal con las primeras. Así, el análisis factorial crea 2 matrices: la matriz de correlación y la matriz de componentes principales. La primera mostrará las relaciones positivas o negativas entre las muestras, mientras que la segunda mostrará la agrupación de éstas a los diferentes factores obtenidos, en este caso los componentes principales. Posteriormente, la matriz de componentes principales es rotada según el método *varimax* (recálculo a unos nuevos ejes), con el fin de eliminar las muestras no significativas y forzar las correlaciones entre éstas a los componentes más extremos. Como resultado se obtiene una tercera matriz, denominada matriz de componentes principales rotada. Cabe destacar que los componentes principales a los que son reducidas las variables explican, como mínimo, el 95% de la varianza total de la muestra.

La matriz de componentes principales y de componentes principales rotados, se muestran en las figuras 53 y 54 respectivamente.

Los resultados de la matriz de componentes principales de la Fig. 54 son representados gráficamente en la Fig. 55. En ambas figuras se puede observar como las muestras pertenecientes a los Alogrupos Pesonada, Ermita, Sistema Collegats y la aloformación RP3 (Sistema Roca del Pesó) se agrupan entorno a la componente principal 1. Las muestras de los Sistemas Montsor, Roc de Santa y las aloformaciones RP2 y S2 se agrupan entorno a la componente principal 2, mientras que las pertenecientes a las aloformaciones S1, S3 y Antist lo hacen entorno a la 3.

Las muestras agrupadas entorno a la componente principal 1 presentarían, casi en su totalidad, una composición de clastos de rocas cretácicas (K^+ , K^- y K^{ind}) y jurásicas (J) procedentes de la Unidad Central Surpirenaica (Fig. 10). La componente 3, en cambio, agrupa muestras con el porcentaje más alto de clastos del Triásico (T) y, de forma secundaria, de clastos del Devónico en subfacies Compte (D^C), ambas litologías correspondientes a los Mantos Inferiores (Fig. 10), y en ningún caso presentan clastos de rocas cretácicas ni jurásicas, litologías que caracterizan la UCSP. Finalmente, las muestras entorno a la componente principal 2 presentan las proporciones más elevadas de clastos procedentes del Devónico en subfacies Compte (D^C), y de forma secundaria, aunque también alta, de clastos del Triásico, Jurásico y

Cretácico.

Matriz de componentes principales^a

	Reescalada		
	Componente		
	1	2	3
PIBO01	,995	,090	,040
PIBO02	,995	,090	,040
P2BO03	,995	,090	,040
P2BO04	,995	,090	,040
P3BO05	,995	,090	,040
P3BO06	,995	,090	,040
RP2CA01	-,385	,791	-,324
RS2CC01	-,193	,944	-,216
RS2CC02	-,176	,973	-,110
RS2CC03	-,266	,963	,027
RS2CC04	-,333	,921	-,133
P3CL01	,995	,066	,018
P4CL02	,996	,072	,024
E1CL03	,992	,051	,005
E1CS01	,996	,072	,024
E1CS02	,995	,090	,040
E3CS03	,995	,090	,040
C1CS04	,995	,087	,037
C1CS05	,995	,090	,040
C2CS06	,995	,090	,040
M2CS07	-,112	,990	-,052
M2CS08	-,327	,932	-,078
M2CS09	-,020	,463	-,267
M3CS10	-,181	,981	-,039
P4'RS01	,995	,088	,037
RS1RS02	-,390	,701	-,110
RS1RS03	,027	,973	-,036
S1LP01	-,340	,027	,933
RP3LT01	,905	-,127	-,246
RP3LT02	,979	-,035	-,120
S2MC01	-,364	,903	,222
S2MC02	-,402	,848	,341
S3MC03	-,452	,329	,811
RP3MS01	-,454	,789	,370
AMS02	-,359	,094	,928
AMS03	-,295	-,052	,951
E3'OR01	,995	,090	,040
P4'PE01	,996	,083	,032
MIRE01	-,227	,972	-,049
MIRE02	,515	,852	-,009

Método de extracción: Análisis de componentes principales.

a. 3 componentes extraídos

Fig. 53. Matriz de componentes principales para las estaciones de conteo en función de las diferentes clases litológicas.

Matriz de componentes principales rotados^a

	Reescalada		
	Componente		
	1	2	3
PIBO01	,993	-,067	-,093
PIBO02	,993	-,067	-,093
P2BO03	,993	-,067	-,093
P2BO04	,993	-,067	-,093
P3BO05	,993	-,067	-,093
P3BO06	,993	-,067	-,093
RP2CA01	-,287	,870	-,202
RS2CC01	-,061	,979	-,110
RS2CC02	-,027	,994	-,005
RS2CC03	-,098	,984	,142
RS2CC04	-,192	,969	-,011
P3CL01	,987	-,089	-,117
P4CL02	,989	-,083	-,110
E1CL03	,980	-,101	-,130
E1CS01	,989	-,083	-,110
E1CS02	,993	-,067	-,093
E3CS03	,993	-,067	-,093
C1CS04	,993	-,069	-,096
C1CS05	,993	-,067	-,093
C2CS06	,993	-,067	-,093
M2CS07	,046	,995	,044
M2CS08	-,176	,974	,044
M2CS09	,023	,485	-,224
M3CS10	-,021	,996	,066
P4'RS01	,993	-,069	-,096
RS1RS02	-,280	,760	,003
RS1RS03	,181	,956	,039
S1LP01	-,212	-,017	,970
RP3LT01	,833	-,237	-,380
RP3LT02	,937	-,171	-,258
S2MC01	-,180	,920	,343
S2MC02	-,211	,860	,461
S3MC03	-,287	,310	,890
RP3MS01	-,268	,807	,492
AMS02	-,220	,053	,973
AMS03	-,178	-,104	,976
E3'OR01	,993	-,067	-,093
P4'PE01	,992	-,073	-,102
MIRE01	-,068	,995	,062
MIRE02	,643	,760	-,012

Método de extracción: Análisis de componentes principales.

Método de rotación: Normalización Varimax con Kaiser.

a. La rotación ha convergido en 4 iteraciones.

Fig. 54. Matriz de componentes principales rotados para las estaciones de conteo en función de las diferentes clases litológicas. Véase en negrita las agrupaciones de las muestras entorno a cada una de las tres componentes principales.

La agrupación de las estaciones de conteo en función de los clastos con procedencia de la UCSP y/o de los Mantos Inferiores (ver Fig. 10) se muestra en el gráfico de la Fig. 56. Véase como los clastos de los Alogrupos Pesonada, Ermita y el Sistema Collegats (Alogrupo Pallaresa), que constituyen la base del relleno sedimentario, indican procedencia exclusivamente de la UCSP. En el extremo contrario, los Alogrupos Senterada y Antist, correspondientes al techo del relleno sedimentario, contienen clastos procedentes únicamente de los Mantos Inferiores. Finalmente, los Sistemas Montsor, Roc de Santa y Roca del Pesó, todos ellos del

Alogrupo Pallaresa, contienen proporciones variables de clastos procedentes tanto de la UCSP como de los Mantos Inferiores.

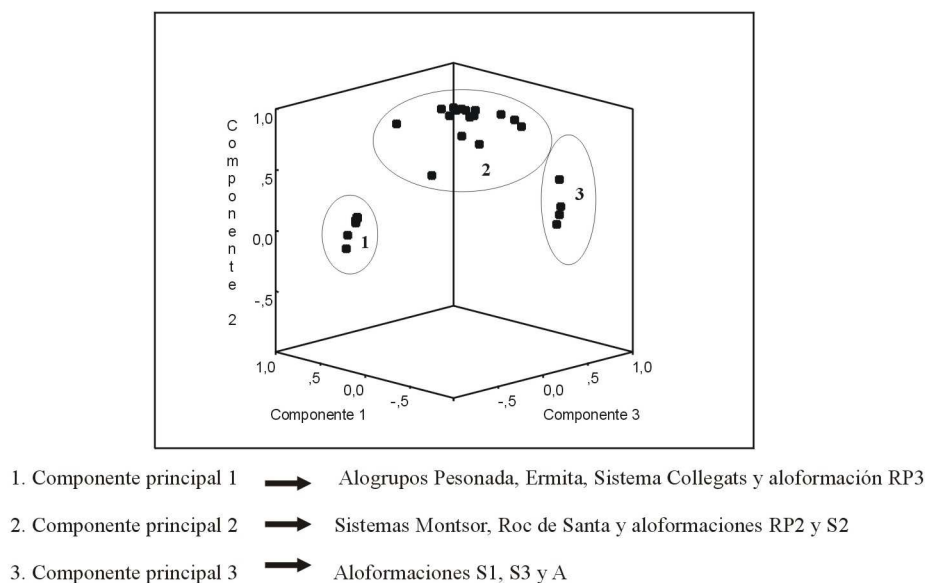


Fig. 55. Gráfico de componentes en el espacio rotado para matriz de covarianza. Las estaciones de contaje se agrupan en función de 3 componentes principales. Véase discusión en el texto.

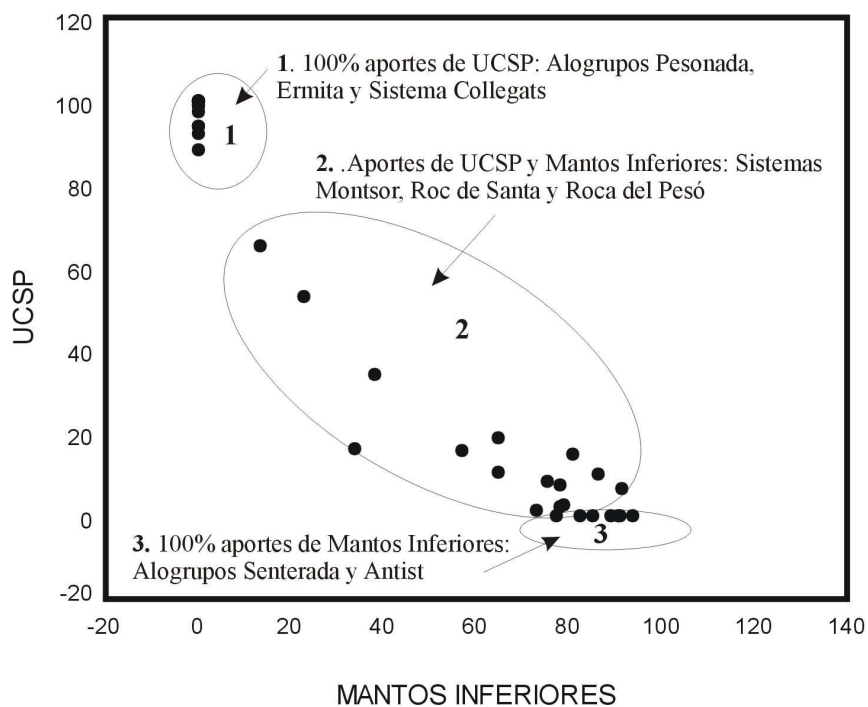


Fig. 56. Gráfico biplot representando las aportaciones al relleno sedimentario por parte de la UCSP y/o los Mantos Inferiores registradas en las diferentes estaciones de contajes de clastos. Los clastos de las muestras pertenecientes a los Alogrupos Pesonada, Ermita y el Sistema Collegats proceden únicamente de la UCSP, mientras que los conglomerados de los Alogrupos Senterada y Antist contienen clastos procedentes exclusivamente de los Mantos Inferiores. Los Sistemas Montsor, Roc de Santa y Roca del Pesó presentan clastos con aportes mixtos de la UCSP y de los Mantos Inferiores.

4.5. DISCUSIÓN

Tal y como se desprende de las matrices de componentes principales y de componentes principales rotados, y de acuerdo con lo representado mediante el gráfico *biplot* de la Fig. 56, se puede establecer la existencia de tres tipos de sistemas aluviales en función de la localización de sus áreas fuente en la Unidad Central Surpirenaica (UCSP), en los Mantos Inferiores o en ambas unidades estructurales (Barsó y Ramos, 2006).

Sistemas aluviales con aportes procedentes exclusivamente de la Unidad Central SurPirenaica (UCSP) o Provincia de conglomerados I

Las aloformaciones pertenecientes a los Alogrupos Pesonada, Ermita y el Sistema Collegats (Alogrupo Pallaresa) están constituidas exclusivamente por clastos de conglomerados procedentes de la UCSP (Fig. 56).

Las aloformaciones que constituyen el Alogrupo Pesonada (P1 a P4 y P4') muestran paleocorrientes relativamente constantes procedentes del N, variando del NW al NE en función de la aloformación considerada y de su localización (Figs. 48 y 49).

El Alogrupo Pesonada está constituido únicamente por clastos reconocidos como del Cretácico Superior e Inferior y únicamente para la aloformación P4' se han reconocido clastos del Jurásico. Las proporciones en que los clastos cretácicos aparecen en las aloformaciones P1 a P4 son variables, pero no muestran ninguna tendencia vertical ni horizontal.

El Alogrupo Ermita está constituido por las aloformaciones E1 a E3 y E1' a E3', todas ellas con paleocorrientes generalmente procedentes del NNE (Figs. 49 y 50). Las aloformaciones E1 a E3, en los perfiles CL y CS, muestran proporciones variables de clastos procedentes del Cretácico Superior e Inferior, mientras que la aloformación E3', en el perfil OR, contiene mayores proporciones de clastos del Cretácico Inferior y también presenta clastos jurásicos.

Las aloformaciones C1 y C2, ambas del Sistema Collegats (Alogrupo Pallaresa), contienen clastos procedentes principalmente del Cretácico Inferior y, para el caso de C2, también del Jurásico. Las paleocorrientes de dichas aloformaciones, medidas en la serie CS (Fig. 50), indican una procedencia del NNE.

Por tanto, los conglomerados de la base del relleno sedimentario de la cuenca de La Pobla de Segur, con paleocorrientes procedentes básicamente del NW-NE, contienen clastos procedentes únicamente desde la UCSP. Las proporciones relativas entre las diferentes clases litológicas procedentes desde la UCSP son un reflejo de la estructuración progresiva del basamento cretácico y jurásico sobre el cual se dispone la cuenca.

Los Alogrupos basales Pesonada y Ermita presentan proporciones variables de clastos cretácicos, mientras que en el Sistema Collegats, el aumento en las proporciones relativas de clastos del Cretácico Inferior y la aparición de clastos jurásicos indica un cambio en la tendencia vertical. Esta tendencia también se observa en las aloformaciones P4' y E3'.

Sistemas aluviales con aportes mixtos procedentes de la Unidad Central SurPirenaica (UCSP) y de los Mantos Inferiores o Provincia de conglomerados II

La Fig. 56 muestra como las aloformaciones correspondientes a los Sistemas Montsor, Roc de Santa y Roca del Pesó, todas ellas del Alogrupo Pallaresa, están constituidas por clastos cuyas litologías proceden tanto desde la UCSP como desde los Mantos Inferiores.

El Sistema Montsor, perteneciente al Alogrupo Pallaresa, está formado por las aloformaciones M1, M2 y M3.

Las paleocorrientes de la aloformación M1 (Fig. 51) indican una procedencia predominantemente del NNW. Sus conglomerados están compuestos principalmente por clastos del Devónico en subfacies Compte y del Triásico en facies Buntsandstein, indicando un aporte importante desde el Manto del Nogueres Superior (Fig. 10).

Las aloformaciones M2 y M3 presentan paleocorrientes procedentes del NNW (Fig. 50). Ambas aloformaciones presentan porcentajes elevados de clastos procedentes Triásico en facies Buntsandstein, Devónico en subfacies Compte y Carbonífero en facies Culm, indicando, así, un aporte importante desde el Manto del Nogueres Superior. Los porcentajes más elevados de las dos primeras clases litológicas se presentan en la aloformación M2, mientras que la proporción más alta de la tercera de ellas se observa en la aloformación M3.

En todo el Sistema Montsor se observan proporciones menores de clastos del Permo-Carbonífero y de rocas cretácicas y jurásicas, no descartando, así, aportes tanto del Manto del Nogueres Inferior como de la UCSP. Para las aloformaciones M2 y M3 no se descartan tampoco puntuales aportes desde la Zona Axial, ya que las muestras pertenecientes a ambas aloformaciones presentan clastos de rocas del Devónico en subfacies Sierra Negra, granitos y filitas cambro-ordovícicas (Fig. 10).

El Sistema Roc de Santa, perteneciente también al Alogrupo Pallaresa, está formado por las aloformaciones RS1 y RS2. Sus paleocorrientes son principalmente procedentes del WNW y NNW. Los conglomerados de la aloformación RS1 (Figs. 48 y 49), están compuestos principalmente por clastos del Devónico en subfacies Compte, del Triásico en facies Buntsandstein y Carbonífero en facies Culm, indicando así, un aporte importante desde el Manto del Nogueres Superior. El aporte desde el Manto Nogueres Inferior parece ser más importante que para el Sistema Montsor si se observan los porcentajes en que los clastos procedentes del Permo-Carbonífero aparecen en las muestras. No se descartan aportes desde la Zona Axial en la aloformación RS1 por la presencia de clastos del Devónico en subfacies Sierra Negra y del Cambro-Ordovícico (Fig. 10).

La aloformación RS2 (Fig. 49) está constituida por conglomerados con paleocorrientes procedentes NNE y sus componentes pertenecen al Triásico, Carbonífero en facies Culm y Devónico en subfacies Compte, indicando una procedencia principalmente desde el Manto del Nogueres Superior. Las proporciones, aunque muy bajas, de clastos del Devónico en subfacies Sierra Negra y del Cambro-Ordovícico indican un aporte minoritario desde la Zona Axial (Fig. 10).

En todo el Sistema Roc de Santa, la presencia, aunque no muy abundantes, de clastos de rocas cretácicas y jurásicas indica aportes constantes procedentes desde la UCSP.

El Sistema Roca del Pesó (Alogrupo Pallaresa) está constituido por las aloformaciones RP1, RP2 y RP3, que presentan paleocorrientes procedentes del N-NNW (Fig. 50).

Las aloformaciones RP2 y RP3 presentan composiciones muy diferentes entre sí. Los conglomerados de la primera están constituidos principalmente por clastos del Triásico, Devónico en facies Compte y Carbonífero en facies Culm, indicando un aporte importante desde el Manto del Nogueres Superior, mientras que la aloformación RP3 está compuesta principalmente por clastos del Cretácico y Jurásico, además de clastos del Triásico, por lo que la composición de la aloformación RP3 se asemeja más a la de los Alogrupos Pesonada, Ermita y Sistema Collegats (Fig. 55).

Ambas aloformaciones presentan porcentajes bajos de clastos del Permo-Carbonífero, por consiguiente, aportes desde el Manto del Nogueres Inferior. Para RP3 la presencia de clastos de granito también indica aportes desde la Zona Axial. Finalmente, la presencia de clastos cretácicos, especialmente del Cretácico Inferior, indica al mismo tiempo aportes desde la UCSP.

Por tanto, para la parte media del relleno sedimentario de la cuenca de La Pobra de Segur, correspondiente a los Sistemas Montsor, Roc de Santa y Roca del Pesó (Alogrupo Pallaresa), los aportes sedimentarios procedentes del NW-NE, son principalmente del Manto del Nogueres Superior, aunque también se detectan contribuciones desde el Manto del Nogueres Inferior, la Zona Axial y la UCSP, ésta última especialmente importante en la aloformación RP3.

Sistemas aluviales con aportes procedentes exclusivamente de los Mantos Inferiores o Provincia de conglomerados III

Los Alogrupos Senterada y Antist están constituidos únicamente por clastos procedentes de los Mantos Inferiores (Fig. 56).

El Alogrupo Senterada está constituido por las aloformaciones S1, S2 y S3, todas ellas con paleocorrientes procedentes del NNW-NNE (Fig. 51).

Todas las aloformaciones presentan elevados porcentajes de clastos procedentes del Devónico en subfacies Compte y del Triásico, indicando, este último, un aporte principalmente desde el Manto del Nogueres Superior. Para las aloformaciones S2 y S3 también se observan clastos del Permo-Carbonífero, con porcentajes elevados especialmente en la aloformación S2, no descartando, así, también aportes desde el Manto del Nogueres Inferior para esta aloformación (Fig. 10). La presencia de clastos de granito en S2 indica aportes menores procedentes de la Zona Axial. En cualquier caso, en el Alogrupo Senterada no se registran aportes procedentes de la UCSP.

El Alogrupo Antist está constituido por una sola aloformación, la Aloformación Antist (Fig. 50), que presenta paleocorrientes procedentes del NNW. Sus clastos contienen litologías mayormente del Triásico y del Devónico en subfacies Compte, por tanto, aportes principalmente desde el Manto del Nogueres Superior (Fig. 10), y en menor medida del Permo-Carbonífero y del Carbonífero en facies Culm. Las elevadas proporciones de clastos del Triásico y del Devónico en subfacies Compte indican una composición similar a la de las aloformaciones S1 y S3 del Alogrupo Senterada. Es por este motivo que todas ellas se agrupan entorno a una misma componente en el análisis de los componentes principales (Fig. 55). La presencia de clastos del Permo-Carbonífero indica también aportes desde el Manto del Nogueres Inferior, no existiendo, en cualquier caso, aportes desde la UCSP.

Así, los Alogrupos Senterada y Antist registran aportes principalmente desde el Manto del Nogueres Superior. La presencia de clastos del Permo-Carbonífero en la aloformación S2 indica un cierto aporte desde el Manto del Nogueres Inferior. En ningún caso se observan, en dichos Alogrupos, aportes desde la UCSP.

4.6 RESUMEN

El análisis de la composición de los conglomerados que constituyen el relleno sedimentario de la cuenca de La Poblá de Segur es usado, en este trabajo, para determinar su procedencia, con el fin de establecer la evolución tectónica de las rocas que constituyeron su área fuente.

Los clastos de conglomerados son fácilmente atribuibles a las rocas de las cuales proceden. Para ello se ha llevado a cabo un reconocimiento previo y exhaustivo de las litologías que pudieron contribuir a la producción de sedimento. Se han establecido 31 posibles clases litológicas.

La presencia o ausencia de una determinada litología diagnóstica del área fuente y las variaciones verticales en la composición de los clastos de conglomerados permite estudiar la evolución del relleno sedimentario en relación a la evolución tectónica del área fuente. Para ello es imprescindible llevar a cabo el tratamiento estadístico de los resultados obtenidos.

En este trabajo, se ha realizado el conteo de un total de 40 estaciones según el método propuesto por Howard (1993) para el conteo de conglomerados. Estas 40 estaciones cubren la totalidad de aloformaciones y alogrupos que constituye el relleno sedimentario de la cuenca de La Poblá.

El tratamiento estadístico de los resultados obtenidos consta de dos partes: el cálculo de errores y el análisis factorial mediante extracción de los componentes principales.

Con el cálculo de los errores en los promedios de las diferentes clases litológicas se concluye que el análisis de las variaciones verticales en la composición de los conglomerados sólo debe realizarse para aquellas clases litológicas cuyos porcentajes sean superiores al 10%. Sin embargo, para aquellas clases litológicas que no superen dicho porcentaje, la presencia o ausencia de una determinada litología también puede ser diagnóstica de su procedencia, y por lo tanto constituye un dato que también debe ser considerado.

El análisis factorial mediante la extracción de los componentes principales permite agrupar las muestras en función de sus componentes extremos. Mediante la realización de las matrices de componentes principales y de componentes principales rotados, las muestras del relleno sedimentario se agrupan entorno a 3 componentes principales.

Los Alogrupos Pesonada, Ermita, el Sistema Collegats y la aloformación RP3 presentan, casi en su totalidad, clastos de rocas cretácicas y jurásicas de la Unidad Central Surpirenaica (componente principal 1).

Los Sistemas Montsor, Roc de Santa y las aloformaciones RP2 y S2 presentan clastos principalmente del Devónico en subfacies Compte, Triásico, ambas litologías correspondientes a los Mantos Inferiores y, en menor proporción, del Cretácico y Jurásico, de la UCSP (componente principal 2).

Las aloformaciones S1, S3 y A presentan proporciones elevadas de clastos del Triásico y, en menor proporción, del Devónico en subfacies Compte, no registrándose clastos procedentes del Cretácico ni Jurásico (componente principal 3).

En función de los porcentajes de las clases litológicas pertenecientes a la Unidad Central Surpirenaica (UCSP) y las pertenecientes a los Mantos Inferiores, presentes en las muestras, se puede concluir que la UCSP (*Provincia de conglomerados I*) contribuyó al relleno sedimentario de la cuenca en su parte basal, correspondiente con los Alogrupos Pesonada, Ermita y Sistema Collegats (Alogrupo Pallaresa). La parte media del relleno sedimentario, esto es, los Sistemas Montsor, Roc de Santa y Roca del Pesó (todos ellos del Alogrupo Pallaresa), registran contribuciones tanto de la UCSP como de los Mantos Inferiores (*Provincia de conglomerados II*). Finalmente, con referencia al techo del relleno de la cuenca, los Alogrupos Senterada y

CAPÍTULO 4. ESTUDIO DE LAS RUDITAS

Antist muestran contribuciones procedentes únicamente de los Mantos Inferiores (*Provincia de conglomeradosIII*).

CAPÍTULO 4. ESTUDIO DE LAS RUDITAS

	BO-01						BO-02					
	X	S	E1	E2	Et	CV	X	S	E1	E2	Et	CV
K ⁻	17,9	2,6	5,0	4,9	7,0	39,4	27,2	3,4	6,7	5,7	8,8	32,3
K ⁺	3,1	1,2	2,3	1,5	2,7	87,3	14,8	2,7	5,4	4,0	6,7	45,3
K ^{ind}	79,0	2,7	5,3	5,3	7,5	9,5	58,0	3,8	7,4	6,2	9,7	16,7
	BO-03						BO-04					
	X	S	E1	E2	Et	CV	X	S	E1	E2	Et	CV
K ⁻	73,7	2,8	5,4	5,1	7,5	10,2	44,0	3,0	5,9	5,6	8,1	18,5
K ⁺	6,8	1,6	3,1	2,8	4,2	61,6	9,5	1,8	3,5	3,4	4,8	51,0
K ^{ind}	19,5	2,5	4,9	4,7	6,8	34,8	46,5	3,0	5,9	5,8	8,3	17,8
	BO-05						BO-06					
	X	S	E1	E2	Et	CV	X	S	E1	E2	Et	CV
K ⁻							36,4	2,6	5,1	5,0	7,1	19,5
K ⁺	24,7	2,9	5,6	5,5	7,9	31,9	15,2	1,9	3,8	3,6	5,2	34,6
K ^{ind}	75,3	2,9	5,6	5,5	7,9	10,4	48,4	2,7	5,3	5,3	7,5	15,4
	CC-01						CC-02					
	X	S	E1	E2	Et	CV	X	S	E1	E2	Et	CV
K ⁻	1,5	0,8	1,7	0,8	1,8	125,5	0,9	0,6	1,2	0,8	1,4	165,9
K ⁺	3,9	1,4	2,7	2,2	3,4	87,5	4,4	1,4	2,6	2,5	3,6	83,2
K ^{ind}	6,9	1,8	3,5	3,5	4,9	71,5	1,7	0,9	1,7	1,4	2,2	125,9
J	3,4	1,3	2,5	2,1	3,3	94,8	3,5	1,2	2,4	2,4	3,4	96,6
T	15,7	2,5	5,0	4,7	6,8	43,5	3,1	1,1	2,2	2,2	3,1	101,6
M ^{ind}	15,7	2,5	5,0	4,9	7,0	44,7	2,6	1,1	2,1	1,6	2,6	100,8
C ^C							13,5	2,3	4,4	4,4	6,2	46,1
D ^C	30,4	3,2	6,3	5,6	8,5	27,8	47,6	3,3	6,5	6,2	9,0	18,9
D ^{SN}	8,8	2,0	3,9	3,4	5,2	58,7	0,4	0,4	0,9	0,4	1,0	218,6
CO	2,0	1,0	1,9	1,3	2,3	116,8						
PAL ^{ind}	2,0	1,0	1,9	1,6	2,5	128,4	14,0	2,3	4,5	4,6	6,4	46,0
Ind	9,8	2,1	4,1	3,9	5,6	57,2	8,3	1,8	3,6	3,3	4,9	59,0
	CC-03						CC-04					
	X	S	E1	E2	Et	CV	X	S	E1	E2	Et	CV
K ⁻	1,6	0,8	1,6	1,1	1,9	117,6						
K ⁺	3,7	1,2	2,4	2,0	3,1	83,8	1,2	0,7	1,4	0,9	1,6	135,3
K ^{ind}	1,2	0,7	1,4	0,7	1,5	124,4						
J	0,8	0,6	1,1		1,1	138,0						
T	3,3	1,1	2,2	2,2	3,2	96,0	2,8	1,0	2,1	1,4	2,5	88,7
M ^{ind}	4,9	1,4	2,7	2,6	3,8	76,5	16,5	2,4	4,6	4,2	6,2	37,7
C ^C	25,1	2,8	5,5	5,4	7,7	30,6	20,9	2,6	5,0	4,8	7,0	33,5
D ^C	41,2	3,2	6,2	6,1	8,7	21,1	49,4	3,2	6,2	5,6	8,4	16,9
D ^{SN}	8,6	1,8	3,5	3,2	4,8	55,5						
PAL ^{ind}	4,5	1,3	2,6	2,4	3,6	79,0	7,6	1,7	3,3	2,1	3,9	51,6
Ind	4,9	1,4	2,7	2,3	3,5	71,8	1,6	0,8	1,6	1,1	1,9	117,9
	CL-01						CL-02					
	X	S	E1	E2	Et	CV	X	S	E1	E2	Et	CV
K ⁻	14,8	2,3	4,5	4,6	6,5	43,8	2,4	1,1	2,1	1,9	2,8	116,1
K ⁺	12,2	2,1	4,2	4,1	5,8	47,7	14,1	2,4	4,8	4,8	6,8	48,0
K ^{ind}	65,0	3,1	6,1	6,2	8,7	13,3	77,1	2,9	5,8	5,7	8,1	
Ind	8,0	1,8	3,5	3,4	4,8	60,3	6,3	1,7	3,3	2,9	4,4	69,2
	CL-03						CS-01					
	X	S	E1	E2	Et	CV	X	S	E1	E2	Et	CV
K ⁻	17,1	2,5	5,0	4,9	7,0	40,7	1,7	0,8	1,5	1,0	1,8	104,4
K ⁺	8,1	1,8	3,6	3,4	5,0	61,3	4,5	1,2	2,4	1,6	2,9	63,9
K ^{ind}	63,1	3,2	6,3	6,3	9,0	14,2	87,5	1,9	3,8	3,7	5,3	6,1
Ind	11,7	2,2	4,2	4,1	5,9	50,4	6,2	1,4	2,8	2,6	3,8	61,2

Tabla II

CAPÍTULO 4. ESTUDIO DE LAS RUDITAS

	CS-02						CS-03					
	X	S	E1	E2	Et	CV	X	S	E1	E2	Et	CV
K ⁻	38,9	3,1	6,1	5,2	8,0	20,5	37,2	3,0	6,0	5,8	8,3	22,3
K ⁺	13,0	2,1	4,2	4,1	5,8	45,0	2,0	0,9	1,7	1,2	2,1	106,2
K ^{ind}	48,2	3,2	6,2	5,7	8,5	17,5	60,9	3,1	6,0	5,8	8,3	13,7
	CS-04						CS-05					
	X	S	E1	E2	Et	CV	X	S	E1	E2	Et	CV
K ⁻	12,2	2,2	4,4	4,4	6,2	51,0	38,4	2,9	5,7	5,7	8,1	21,0
K ⁺							1,1	0,6	1,2	0,9	1,5	141,6
K ^{ind}	86,9	2,3	4,5	4,5	6,4	7,4	60,1	2,9	5,7	5,8	8,1	13,5
Ind	0,9	0,7	1,3	0,8	1,5	159,5	0,4	0,4	0,7	0,5	0,8	235,5
	CS-06						CS-07					
	X	S	E1	E2	Et	CV	X	S	E1	E2	Et	CV
K ⁻	37,2	2,9	5,8	5,7	8,1	21,9						
K ⁺	1,5	0,7	1,4	1,5	2,1	138,6	0,6	0,4	0,8	0,5	1,0	165,6
K ^{ind}	60,6	3,0	5,8	5,8	8,2	13,6	13,8	1,9	3,7	3,3	4,9	35,6
J	0,7	0,5	1,0	0,4	1,1	149,6	0,3	0,3	0,6	0,3	0,7	222,0
T							41,2	2,7	5,2	5,2	7,4	17,9
C ^C							1,2	0,6	1,1	0,8	1,4	118,0
D ^C							38,2	2,6	5,2	5,2	7,3	19,1
D ^{SN}							0,3	0,3	0,6	0,3	0,6	217,6
PAL ^{ind}							0,9	0,5	1,0	0,8	1,3	147,8
Ind							3,5	1,0	2,0	1,6	2,6	72,6
	CS-08						CS-09					
	X	S	E1	E2	Et	CV	X	S	E1	E2	Et	CV
K ⁻	1,4	0,7	1,3	0,7	1,5	110,0	16,3	2,3	4,5	4,5	6,4	39,1
K ^{ind}	0,3	0,3	0,7	0,4	0,8	222,0						
J	0,3	0,3	0,7	0,3	0,8	218,7						
T	15,9	2,2	4,2	3,9	5,8	36,2	10,1	1,9	3,7	3,7	5,2	51,4
M ^{ind}	12,8	2,0	3,9	3,8	5,4	42,2	43,2	3,1	6,1	6,0	8,5	19,8
CP ^S							0,4	0,4	0,8	0,3	0,8	211,8
C ^C	27,0	2,6	5,1	5,1	7,2	26,7	10,9	1,9	3,8	3,7	5,3	48,7
D ^C	31,8	2,7	5,4	5,4	7,6	23,8	10,9	1,9	3,8	3,8	5,4	49,2
D ^{SN}	3,5	1,1	2,1	2,0	2,9	84,6	0,8	0,5	1,1	0,8	1,4	173,5
CO							0,8	0,5	1,1	0,7	1,3	165,3
g	0,7	0,5	1,0	0,5	1,1	156,5						
PAL ^{ind}	0,3	0,3	0,7	0,4	0,8	222,0	6,6	1,6	3,0	2,9	4,2	64,0
Ind	5,9	1,4	2,7	2,7	3,8	65,2						
	CS-10						CA-01					
	X	S	E1	E2	Et	CV	X	S	E1	E2	Et	CV
K ⁻							2,7	0,9	1,7	1,4	2,2	83,2
K ^{ind}	10,2	1,7	3,3	3,1	4,6	44,6						
T	6,2	1,3	2,6	2,6	3,7	59,5	39,6	2,7	5,3	5,2	7,4	18,7
M ^{ind}	0,3	0,3	0,6	0,3	0,7	217,8	14,7	1,9	3,8	3,8	5,4	36,6
CP ^S	0,3	0,3	0,6	0,3	0,7	223,9	0,3	0,3	0,6	0,3	0,6	215,9
C ^C	67,1	2,6	5,1	5,1	7,3	10,8	9,6	1,6	3,2	3,1	4,4	45,9
D ^C	11,8	1,8	3,5	3,5	5,0	42,2	29,4	2,5	4,9	4,9	6,9	23,5
D ^{SN}	0,9	0,5	1,0	0,7	1,3	136,0						
PAL ^{ind}							0,6	0,4	0,8	0,6	1,0	172,4
Ind	3,1	1,0	1,9	1,7	2,6	82,7	3,0	0,9	1,8	1,8	2,6	85,4

Tabla II

CAPÍTULO 4. ESTUDIO DE LAS RUDITAS

	RS-01						RS-02					
	<i>X</i>	<i>S</i>	<i>E1</i>	<i>E2</i>	<i>Et</i>	<i>CV</i>	<i>X</i>	<i>S</i>	<i>E1</i>	<i>E2</i>	<i>Et</i>	<i>CV</i>
K ⁻	59,7	2,9	5,6	5,6	7,9	13,3						
K ⁺	9,8	1,7	3,4	3,3	4,7	47,9	2,2	0,9	1,7	1,5	2,3	103,8
K ^{ind}	28,5	2,6	5,1	5,2	7,3	25,6	2,2	0,9	1,7	1,5	2,3	104,2
J	0,7	0,5	0,9	0,7	1,2	170,7	4,0	1,2	2,3	2,3	3,3	81,2
T							26,0	2,7	5,2	5,2	7,3	28,2
M ^{ind}	1,0	0,6	1,1	0,7	1,3	132,7	4,4	1,2	2,4	2,3	3,3	75,9
CP ^S							10,6	1,9	3,7	3,4	5,0	47,3
CP ^V							1,5	0,7	1,4	1,0	1,7	118,9
C ^C							8,4	1,7	3,3	2,9	4,4	52,5
D ^C							27,5	2,7	5,3	5,2	7,4	26,9
D ^{SN}							0,7	0,5	1,0	0,7	1,2	169,4
CO							0,4	0,4	0,7	0,3	0,8	215,8
PAL ^{ind}							2,6	1,0	1,9	1,4	2,4	92,3
Ind	0,3	0,3	0,7	0,3	0,7	216,2	9,5	1,8	3,5	3,5	4,9	51,5
	RS-03						LP-01					
	<i>X</i>	<i>S</i>	<i>E1</i>	<i>E2</i>	<i>Et</i>	<i>CV</i>	<i>X</i>	<i>S</i>	<i>E1</i>	<i>E2</i>	<i>Et</i>	<i>CV</i>
K ⁻	5,92	1,39	2,73	2,66	3,81	64,38						
K ⁺	2,09	0,84	1,66	1,36	2,14	102,49						
K ^{ind}	9,76	1,75	3,43	3,33	4,78	49,00						
J	1,05	0,60	1,18	0,83	1,44	137,68						
T	11,50	1,88	3,69	3,60	5,15	44,83	70,4	2,6	5,2	5,1	7,3	10,3
M ^{ind}	3,48	1,08	2,12	1,46	2,58	73,91	9,0	1,6	3,2	2,5	4,1	45,8
CP ^S	8,01	1,60	3,14	3,03	4,36	54,44						
C ^C	5,92	1,39	2,73	2,19	3,50	59,10						
D ^C	38,33	2,87	5,62	5,47	7,85	20,48	20,6	2,3	4,6	4,6	6,5	31,4
CO	1,05	0,60	1,18	0,80	1,42	136,04						
PAL ^{ind}	6,97	1,50	2,95	2,86	4,11	58,95						
Ind	5,92	1,39	2,73	2,58	3,76	63,49						
	LT-01						LT-02					
	<i>X</i>	<i>S</i>	<i>E1</i>	<i>E2</i>	<i>Et</i>	<i>CV</i>	<i>X</i>	<i>S</i>	<i>E1</i>	<i>E2</i>	<i>Et</i>	<i>CV</i>
K ⁻	43,5	3,2	6,2	6,2	8,8	20,1	43,0	3,1	6,0	5,9	8,4	19,6
K ^{ind}	9,3	1,9	3,6	3,4	5,0	53,3	22,1	2,6	5,1	5,0	7,1	32,2
T	22,8	2,7	5,2	5,3	7,5	32,7	13,2	2,1	4,1	3,7	5,5	42,1
M ^{ind}	17,1	2,4	4,7	4,7	6,6	38,8	14,3	2,2	4,3	4,4	6,1	42,9
g	5,3	1,4	2,8	2,2	3,5	67,1	4,7	1,3	2,6	0,9	2,7	58,4
Ind	2,0	0,9	1,8	1,2	2,2	106,1	2,7	1,0	2,0	2,0	2,8	104,4
	OR-01						PE-01					
	<i>X</i>	<i>S</i>	<i>E1</i>	<i>E2</i>	<i>Et</i>	<i>CV</i>	<i>X</i>	<i>S</i>	<i>E1</i>	<i>E2</i>	<i>Et</i>	<i>CV</i>
K ⁻	59,9	2,7	5,2	5,3	7,4	12,4	56,4	2,8	5,4	5,4	7,7	13,6
K ⁺	8,3	1,5	2,9	2,7	4,0	48,5	5,3	1,3	2,5	2,4	3,4	64,2
K ^{ind}	31,3	2,5	4,9	5,0	7,1	22,6	33,9	2,6	5,2	5,1	7,3	21,5
J	0,6	0,4	0,8	0,4	0,9	153,8	1,9	0,8	1,5	1,5	2,1	111,0
M ^{ind}							2,5	0,9	1,7	1,7	2,4	95,8

Tabla II

CAPÍTULO 4. ESTUDIO DE LAS RUDITAS

	RE-01						RE-02					
	X	S	E1	E2	Et	CV	X	S	E1	E2	Et	CV
K ⁻	0,4	0,4	0,7	0,4	0,8	221,9	19,4	2,9	5,7	3,8	6,8	35,2
K ⁺	2,1	0,9	1,7	0,8	1,9	87,9	3,8	1,4	2,7	1,7	3,2	85,2
K ^{ind}	3,6	1,1	2,2	1,3	2,6	71,6	10,2	2,2	4,4	2,3	4,9	48,2
J	0,4	0,4	0,7	0,3	0,8	213,4	0,5	0,5	1,1	0,3	1,1	205,1
CP ^S	33,9	2,8	5,5	5,9	8,1	23,9	21,5	3,0	5,9	3,9	7,1	32,8
CP ^V							1,1	0,8	1,5	0,5	1,6	144,5
C ^C	6,4	1,5	2,9	2,4	3,7	58,2						
D ^C	51,1	3,0	5,9	5,4	8,0	15,6	15,6	2,7	5,2	3,4	6,2	39,9
PAL ^{ind}							24,2	3,1	6,2	4,1	7,4	30,5
Ind	2,1	0,9	1,7	1,0	2,0	92,8	3,8	1,4	2,7	1,1	2,9	78,2
	MC-01						MC-02					
	X	S	E1	E2	Et	CV	X	S	E1	E2	Et	CV
T	10,8	1,9	3,8	3,7	5,3	48,7	15,8	2,2	4,2	4,2	6,0	37,7
M ^{ind}							1,8	0,8	1,5	1,3	2,0	114,7
CP ^S	10,4	1,9	3,7	3,5	5,1	49,3	11,3	1,9	3,7	3,7	5,2	46,1
D ^C	72,6	2,8	5,4	5,4	7,6	10,5	63,4	2,9	5,6	5,6	7,9	12,5
g							0,4	0,4	0,7	0,3	0,8	216,8
PAL ^{ind}	2,7	1,0	2,0	1,2	2,3	85,9	3,2	1,0	2,0	1,7	2,6	83,4
Ind	3,5	1,1	2,2	2,1	3,1	88,9	4,2	1,2	2,3	2,3	3,3	77,6
	MC-03						MS-01					
	X	S	E1	E2	Et	CV	X	S	E1	E2	Et	CV
T	48,4	3,4	6,6	6,6	9,3	19,2	25,4	2,4	4,7	4,7	6,6	26,1
M ^{ind}	13,2	2,3	4,5	4,1	6,1	45,9	13,5	1,9	3,7	3,6	5,2	38,6
CP ^S	0,5	0,5	0,9	0,4	1,0	217,4	0,3	0,3	0,6	0,3	0,7	222,0
C ^C							20,8	2,2	4,4	4,4	6,2	29,9
D ^C	33,3	3,2	6,2	6,2	8,8	26,4	30,6	2,5	5,0	5,0	7,0	23,0
PAL ^{ind}	2,3	1,0	2,0	1,6	2,5	110,4	8,6	1,5	3,0	2,9	4,2	49,3
Ind	2,3	1,0	2,0	1,7	2,6	112,8	0,9	0,5	1,0	0,9	1,4	147,5
	MS-02						MS-03					
	X	S	E1	E2	Et	CV	X	S	E1	E2	Et	CV
T	57,8	2,8	5,4	5,3	7,6	13,1	68,0	2,5	5,0	4,9	7,0	10,3
M ^{ind}	4,0	1,1	2,1	1,9	2,9	71,2	1,2	0,6	1,2	0,7	1,4	115,0
CP ^S	3,7	1,1	2,1	1,6	2,6	69,6	5,0	1,2	2,3	2,2	3,2	64,3
CP ^V	0,3	0,3	0,6	0,4	0,7	230,8	0,6	0,4	0,8	0,4	0,9	156,3
C ^C	1,9	0,8	1,5	1,2	1,9	100,9	2,1	0,8	1,5	1,0	1,8	87,9
D ^C	21,4	2,3	4,5	4,5	6,3	29,6	13,4	1,9	3,6	3,5	5,0	37,7
PAL ^{ind}	7,1	1,4	2,8	2,8	4,0	55,6	7,1	1,4	2,7	2,6	3,8	52,7
Ind	3,7	1,1	2,1	2,1	3,0	79,3	2,7	0,9	1,7	1,6	2,4	88,4

Tabla II. Valores obtenidos para cada estación de conteo a partir de las cuatro réplicas. X= porcentaje promedio para cada clase litológica. S= desviación estandar promedio. E1= error estadístico. E2= error de muestreo. Et= error total. CV= coeficiente de variación. Ver explicación en el texto.

Capítulo 5
ANÁLISIS DE LOS MINERALES
PESADOS

5.1 INTRODUCCIÓN

El análisis de minerales pesados y de sus asociaciones presentes en sedimentos detríticos es una técnica utilizada desde antiguo (Brammal, 1928; Groves, 1931; Hubert, 1962, 1971; Suttner, 1974) ya que permite restringir la naturaleza mineralógica del área o áreas fuente que contribuyeron al relleno de la cuenca. Esto es especialmente útil en la determinación de la procedencia del sedimento y, juntamente con los datos de paleocorrientes, en el trazado de la trayectoria del transporte del sedimento y su dispersión (Haughton et al., 1991; Mange y Maurer, 1992; Morton y Hallsworth, 1994; von Eynatten y Gaupp, 1999; Wozazek y Krawinkel, 2002) y en las reconstrucciones paleogeográficas (Morton, 1985a; Dill, 1995), objetivo de este trabajo.

La determinación del área fuente y la dirección de transporte del sedimento resulta también una herramienta útil en la evaluación y caracterización de reservorios de hidrocarburos (Hurst y Morton, 1988; Morton y Berge, 1995; Morton et al., 2003). El análisis de minerales pesados ha sido también utilizado ampliamente en la identificación y correlación litoestratigráfica de areniscas continentales (Morton et al., 1989; Morton y Hallsworth, 1994; Mange, 1995; Morton y Hurst, 1995; Ratcliffe et al., 2004).

Análisis radiométricos de determinadas especies minerales detríticas presentes en un sedimento también permite su datación y con ello la obtención de las tasas de exhumación y denudación de las áreas fuente de las cuales proceden. Nos referimos con ello a las dataciones mediante trazas de fisión en circón y apatito (Cerveny et al., 1988; Grist et al., 1992; Li et al., 1995; Carter, 1999; Carter y Moss, 1999; Carter y Bristol, 2000; Gunnell, 2000; Spiegel et al., 2000, 2001, 2004; Maurel, 2003; Trautwein, 2003), a la geocronología mediante U-Pb en circón (McNicoll et al., 1995; Mustard et al., 1995; Morton et al., 1996; Bruguier et al., 1997; Carter y Moss, 1999; Carter y Bristol, 2000; Maurel, 2003; Maurel et al., 2003; Wan et al., 2003; Ruiz et al., 2004), la termocronología mediante (U-Th)/He en apatito, circón y titanita (Reiners y Farley, 1999; Farley y Stockli, 2002; Reiners et al., 2002, 2004; Ehlers y Farley, 2003; Maurel, 2003; Maurel et al., 2003; Reiners, 2005) y al análisis radioisotópico de Nd-Sr en epidota (Spiegel et al., 2002, 2004; Henry et al., 1997), y de ^{40}Ar - ^{39}Ar , ^{40}K - ^{40}Ar y Pb-Pb en mica, feldespato y anfíbol horblenda (Hemming et al., 1996, 1998, 2000a, b, 2002; Dallmeyer y Takasu, 1992; Dallmeyer et al., 1997; Aalto et al., 1998; von Eynatten et al., 1999; Clift et al., 2001; Stuart et al., 2001; Stuart, 2002; Hemming y Hajdas, 2003; Maurel, 2003; Maurel et al., 2003; Haines et al., 2004).

Desde el punto de vista del análisis de su procedencia, el estudio de los minerales pesados contenidos en un sedimento debe considerar una serie de factores que pueden haber actuado desde que la roca aflora en el área fuente hasta que el sedimento detrítico es depositado en la cuenca de sedimentación.

Estos factores han sido estudiados por autores precedentes (Morton 1985a, b, 1991; Morton et al., 1989; Mange y Maurer, 1992; Morton y Johnsson, 1993; Morton y Hallsworth, 1994, 1999; Hallsworth et al. 1996, 2000) entre otros. Según estos autores, los factores que controlan las proporciones relativas de los minerales pesados presentes en un sedimento son, además de la paragénesis mineral original en el área fuente, los siguientes:

- 1.- Meteorización en el área fuente: El grado en que las asociaciones de minerales pesados son modificadas por meteorización en el área fuente depende de la litología dominante, el relieve y el clima. Morton y Hallsworth (1999) consideran que la meteorización no afecta significativamente a la diversidad de minerales pesados, sino que da lugar a un enriquecimiento relativo en minerales ultraestables.

- 2.- Abrasión mecánica y selección física durante el transporte: La abrasión mecánica que tiene lugar durante el proceso de transporte produce fracturación, redondeamiento y disminución del tamaño de los granos minerales, pero en general, no produce la pérdida de

especies minerales (Morton y Johnsson, 1993). En cambio, la acción hidrodinámica del fluido que transporta las partículas de sedimento produce una selección física que sí controla las abundancias absolutas y relativas de determinadas especies de minerales pesados. Esto es debido al diferente comportamiento hidráulico que pueden presentar las diferentes mineralogías (Mange y Maurer, 1992; Morton y Hallsworth, 1994).

3.- **Diagénesis:** Este factor está considerado, por la mayoría de autores, como el más influyente en la composición final del sedimento, juntamente con la selección física de los minerales pesados durante el transporte. Así, una vez sedimentados en la cuenca, los minerales pesados se verán selectivamente disueltos, de forma parcial o incluso total, por la circulación de soluciones post-deposicionales relacionadas con la diagénesis somera o profunda (Pettijohn, 1941, 1975; Morton, 1979, 1984; 1985a, b, 1986; 1987; Morton y Humphreys, 1983; Mange y Maurer, 1992; Morton y Hallsworth, 1999).

Dichos factores pueden alterar las proporciones relativas entre los minerales que finalmente se encuentran presentes en el sedimento, de manera que dichas asociaciones no siempre son un reflejo directo de la litología de las rocas de las cuales proceden.

Los estudios varietales consisten en la identificación y cuantificación de una serie de parámetros, aplicados a un mineral o grupo de minerales, que mantengan su identidad a través del ciclo sedimentario sin ser modificados, o mínimamente, por los factores anteriormente descritos, especialmente en referencia a la diferenciación hidráulica (selección física) durante el transporte y la diagénesis (Morton 1985a, b; Morton y Hallsworth, 1994; Hallsworth et al., 1996). Estos parámetros permiten establecer comparaciones directas entre la litología del área fuente y la composición mineralógica del sedimento detrítico de la cuenca (Morton y Hallsworth, 1994), y consisten en:

a) Parámetros morfológicos y otras características físicas como el color, hábito, tamaño o presencia de zonaciones en determinados minerales como la turmalina, el circón o el apatito. Existe numerosa bibliografía sobre la utilización de elementos morfológicos para estos minerales (ver trabajos de Vitanage, 1957; Saxena, 1966; Pupin, 1980; Allen y Mange, 1992; Mange, 1995; Lithou y Mange, 1996; Schäfer y Dörr, 1997; Hoskin y Black, 2000; Sturm, 2004) o sobre el color (Krynine, 1946; Deer et al., 1982; Pettijohn et al., 1987; Morton et al., 1989; Henry y Dutrow, 1992; Lithou y Mange, 1996). Las conclusiones que se obtienen a partir de este método suelen ser muy subjetivas, por lo que aunque en este trabajo el color y morfología de los minerales pesados han sido registrados, estas características no han sido consideradas en la obtención de información sobre la procedencia del sedimento de la cuenca.

b) Abundancias relativas de los diferentes minerales pesados (Hallsworth et al., 1996).

c) Y, especialmente, las relaciones entre minerales con estabilidad mecánica y química y comportamiento hidráulico (densidad) similares. Estas relaciones son conocidas como *Provenance-sensitive index values* (Morton et al., 1989, 2003; Humphreys et al., 1991; Morton y Hallsworth, 1994, 1999; Morton y Grant, 1998; Hallsworth et al., 2000). Los *Provenance-sensitive index values* utilizados en este trabajo son:

índice granate/circón (GZ)

índice apatito/turmalina (AT)

índice rutilo/circón (RuZ)

índice (anatasa+broquita+rutilo)/circón (RZ)

Todos ellos son minerales con una estabilidad mecánica y química relativamente elevada, y la diferencia de densidades entre los pares de minerales indicados es de menos del 12%.

No obstante, hay que tener en cuenta que el granate se disuelve en condiciones de enterramiento profundo, mientras que el apatito lo hace mediante la circulación de aguas meteóricas ácidas en condiciones someras (Morton, 1985b, 1986; Morton y Hallsworth, 1999; Hallsworth et al., 2000). Para el caso del apatito, la disolución de éste en climas tropicales puede ser importante. Por el contrario, para sedimentos marinos o terrestres en climas áridos o semiáridos, los cambios en los valores en el índice AT reflejan cambios en la procedencia (Morton y Johnsson, 1993; Morton y Hallsworth, 1994). Así, mientras el índice GZ se utiliza en aquellas zonas donde no se observa una disolución avanzada del granate, el índice AT habrá que evaluarlo en comparación con otros índices (Morton y Hallsworth, 1999). En cualquier caso, los sedimentos generados en zonas con predominio de la denudación, donde los procesos de transporte son más eficientes que los procesos de meteorización, la meteorización química ejerce una influencia casi nula en la composición final del sedimento (Morton y Johnsson, 1993; Morton y Hallsworth, 1994).

d) Los datos y valores anteriormente citados se complementan con la caracterización geoquímica de algunos de los minerales pesados presentes en las muestras. Dicha caracterización se ha realizado mediante microsonda electrónica (Morton, 1991) y se desarrolla en el capítulo 6.

5.2. METODOLOGÍA

La metodología utilizada en el estudio de los minerales pesados sigue el desarrollo que se muestra en el cuadro de la Fig. 57, cuyos principales pasos son: muestreo, separación de la fracción pesada, montaje de *frottis*, conteo de los minerales pesados y tratamiento estadístico de los resultados.

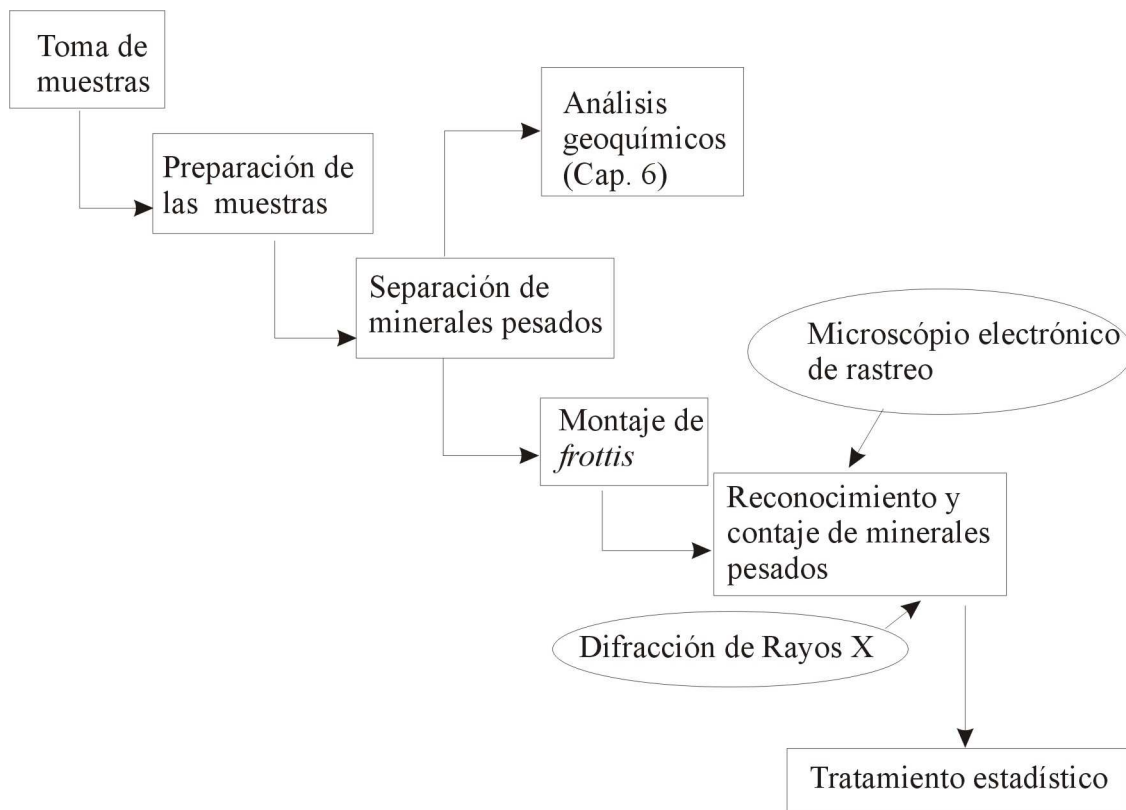


Fig.57. Diagrama de flujo sobre la metodología utilizada para el tratamiento y el análisis de los minerales pesados

Muestreo

Se han estudiado un total de 148 muestras de sedimentos detríticos que incluyen desde lutitas arenosas hasta areniscas gruesas. Las muestras son de roca fresca con peso comprendido entre 1 y 4 kilogramos. El muestreo se ha realizado de forma sistemática (Howard, 1993) a lo largo de la totalidad de los perfiles estratigráficos con distancias entre muestras de 10 a 15 metros. La posición de las muestras queda reflejada en los propios perfiles (Figs. 61 a 64). De ellas, 23 muestras pertenecen al perfil estratigráfico BO; 4, al CA; 11, al RS; 7, al CC; 14, al CL; 6, al LT; 34, al CS; 9, al MS; 6, al OR; 4, al PE; 6, al RE; 13, al LP y 11 al MC.

Preparación de las muestras

El primer paso en el tratamiento de las muestras ha consistido en separar las muestras cementadas de aquellas poco consolidadas. Las primeras han sido trituradas mediante una trituradora de mandíbulas. Posteriormente, ambos tipos de muestras han sido sometidas a inmersión en un baño de ultrasonidos (*Branson 8510E-MT ultrasonic cleaner*) hasta su disgregación. Posteriormente, las muestras han sido tratadas con pirofosfato sódico ($\text{Na}_4\text{O}_7\text{P}_2 \times 10\text{H}_2\text{O}$) con el fin de dispersar las arcillas adheridas sobre o entre los granos. A continuación, el sedimento disgregado ha sido atacado con ditionito sódico ($\text{Na}_2\text{O}_4\text{S}_2$) en un sonificador (*Branson sonifier 450*). Con este ataque, y comprobando siempre que éste no destruya ni total ni parcialmente los minerales químicamente menos estables se eliminan las

pátinas de óxido de hierro de las paredes de los granos minerales y facilita el posterior reconocimiento de los granos minerales al microscopio petrográfico.

Seguidamente, las muestras han sido tamizadas y separadas, en mojado, en fracciones de granulometrías equivalentes a gravas ($>2000\mu\text{m}$), arenas muy gruesas (2000 a $1000\mu\text{m}$), gruesas (1000 a $500\mu\text{m}$), medias (500 a $250\mu\text{m}$), finas (250 a $125\mu\text{m}$) y muy finas (125 a $63\mu\text{m}$) y lutitas ($<63\mu\text{m}$), mediante tamices con pasos de malla de 2000 , 1600 , 1000 , 500 , 250 , 125 y $63\mu\text{m}$. La fracción comprendida entre 125 y $63\mu\text{m}$ ha sido seleccionada para llevar a cabo el análisis de minerales pesados, pues en esta fracción se considera que el rango de variación de las densidades de los minerales, con relación a la selección de tamaño de grano por efecto hidráulico, es relativamente pequeño (Morton, 1985a; Morton y Hallsworth, 1994).

Separación de minerales pesados

Una vez obtenida la fracción entre 125 y $63\mu\text{m}$, ésta ha sido secada en una estufa a 50°C . Posteriormente, se ha procedido, de forma sistemática, a separar los minerales pesados (fracción pesada) de los ligeros (fracción ligera). Esta separación se ha realizado mediante la utilización de líquidos densos (diiodometano), con densidad rebajada a 2.84g/ml , sometiendo la muestra a centrifugado mediante un equipo *Overflow centrifuge LOC50* siguiendo el procedimiento propuesto por Ijlst (1973). El resultado final de este proceso es la obtención, para cada muestra, de una fracción pesada con densidad mayor de 2.84g/ml y tamaño comprendido entre 125 y $63\mu\text{m}$. Esta fracción pesada fue posteriormente lavada, secada en estufa a 50°C y pesada.

Tanto el proceso de preparación como de separación mineralógica de las muestras se han llevado a cabo en el *Laboratorio de Sedimentología* del Departamento de Estratigrafía, Paleontología y Geociencias Marinas, el *Servicio de Lámina Delgada*, ambos de la Facultad de Geología de la Universidad de Barcelona y los Laboratorios de *Sediment Analyse* y de *Mineral Separation* del *Department of Isotope Geochemistry* de la *Faculteit der Aardwetenschappen* de la *Vrije Universiteit* en Amsterdam.

Montaje de frottis

Mediante cuarteamiento de la fracción pesada obtenida en el paso anterior, se selecciona una cantidad adecuada con la que se procede al montaje de los granos minerales o *frottis*. Para ello, los granos de minerales pesados, colocados sobre un portaobjetos, son recubiertos con Bálsamo de Canadá, cuyo índice de refracción es de 1.54 (Parfenoff et al., 1970) y posteriormente cubiertos con un cubreobjetos. Los minerales pesados así montados pueden ser estudiados directamente al microscopio petrográfico.

Reconocimiento y conteo de minerales pesados

Cada uno de los *frottis* ha sido estudiado mediante la utilización de un microscopio petrográfico *Zeiss Axioplan-2*. El estudio ha consistido no sólo en determinar y contabilizar la especie mineral a la que pertenece cada grano sino también en la observación de algunas características como son la forma, redondeamiento, color, presencia o no de inclusiones, entre otras (Milner, 1962; Pérez, 1965; Parfenoff et al., 1970; Mange y Maurer, 1992).

Para poder realizar un tratamiento estadístico fiable y poder detectar la presencia de minerales raros, se han caracterizado y contabilizado entre 200 y 300 granos minerales translúcidos en cada muestra, según, lo propuesto por Morton (1985a) y Mange y Maurer (1992). El conteo de granos ha sido realizado mediante el método de líneas descrito por estos últimos autores.

Como instrumento auxiliar a la simple identificación microscópica, las características morfológicas y superficiales de los minerales pesados también han sido observadas mediante microscopía electrónica de barrido mediante un equipo *Jeol JSM-840*, en los Servicios Científicotécnicos de la Universidad de Barcelona. Como complemento a la identificación

mineral al microscopio petrográfico, también se lleva a cabo, en el mismo centro, la difracción de polvo de rayos X de algunas mineralogías, como por ejemplo los granos de piroxeno, anfíbol, apatito y los fragmentos de carbonatos y sulfatos.

Tratamiento estadístico de los resultados

Mediante el paso anterior se obtiene un listado de las especies de minerales pesados presentes en cada muestra y sus abundancias relativas en %. Estos datos deben ser tratados estadísticamente con posterioridad. El tratamiento estadístico efectuado incluye tanto el cálculo de los errores asociados al cálculo de las proporciones relativas de cada especie mineral, como el análisis factorial *Q-mode*. Este último método permite reducir los datos multivariantes y obtener una clasificación objetiva de las muestras.

5.3. RESULTADOS

El estudio bajo microscopio petrográfico de los *frottis* ha permitido reconocer la presencia de 19 especies de minerales pesados transparentes. Los minerales reconocidos son: Olivina, circón, titanita, granate, estaurolita, zoisita, clinozoisita, epidota, turmalina, enstatita, augita, hornblenda, moscovita, biotita, clorita, rutilo, anatasa, broquita y apatito además de otras mineralogías como carbonatos y sulfatos.

Los resultados se muestran en la Tabla III donde, para cada una de las muestras estudiadas, se indica su contenido en los diferentes minerales pesados, además de la aloformación a la que pertenece.

Las características principales de los minerales pesados observados son las siguientes:

Olivina

Se presenta en granos irregulares redondeados o angulosos, normalmente fracturados y con numerosas impurezas opacas en su interior.

No se han observado granos de olivina en las aloformaciones P1, P2 y P4 (Alogrupo Pesonada), C1 y RP1 (Alogrupo Pallaresa). En el resto de aloformaciones sí está presente, aunque siempre de forma muy escasa, con porcentajes que, en general, no superan el 1% (Tabla III).

Circón

Los granos pueden presentar dos morfologías: granos idiomórficos con hábito prismático-bipiramidal (Fig. 58 A, B, C2) o redondeados (Fig. 58 C1). En general son incoloros aunque en algunas muestras presentan coloración. Las inclusiones, cuando están presentes, son mayormente gaseosas. La zonación (Fig. 58 D) y la fragmentación (Fig. 58 C2) son esporádicas.

Ambos tipos de circones están presentes en todas las aloformaciones (Tabla III). El circón idiomórfico, de forma muy escasa, con porcentajes que, en general, no superan el 1%. El circón redondeado, en cambio, muestra porcentajes muy variables, desde abundantes (entorno al 15%) a muy abundantes (hasta el 45%), según la aloformación considerada.

Titanita

Se reconocen granos de titanita con morfologías subangulares y subredondeadas. En general se presentan con una coloración ligeramente amarilla y sólo cuando existe un claro pleocroísmo, éstas pueden presentarse incoloras. En algunos casos es patente la exfoliación y la presencia de inclusiones.

Este mineral está presente en todas las aloformaciones, excepto en P1, P2, P3, P4' (Alogrupo Pesonada), E1', E2' (Alogrupo Ermita) y RP1 (Alogrupo Pallaresa). La titanita es un mineral escaso, con porcentajes que no superan el 2% (Tabla III).

Granate

En general se presenta en granos con morfologías angulosas a redondeadas (Fig. 58 E. y F.) Normalmente son incoloros aunque también son frecuentes los de color verdoso y rosado.

El granate es un mineral presente en todas las aloformaciones (Tabla III). Los porcentajes de granate son muy variables, siendo, en general poco abundante, con porcentajes entre 2 y 14%, aunque, puntualmente, para algunas muestras se observan porcentajes entorno al 25% e incluso del 52% (aloformación RP1).

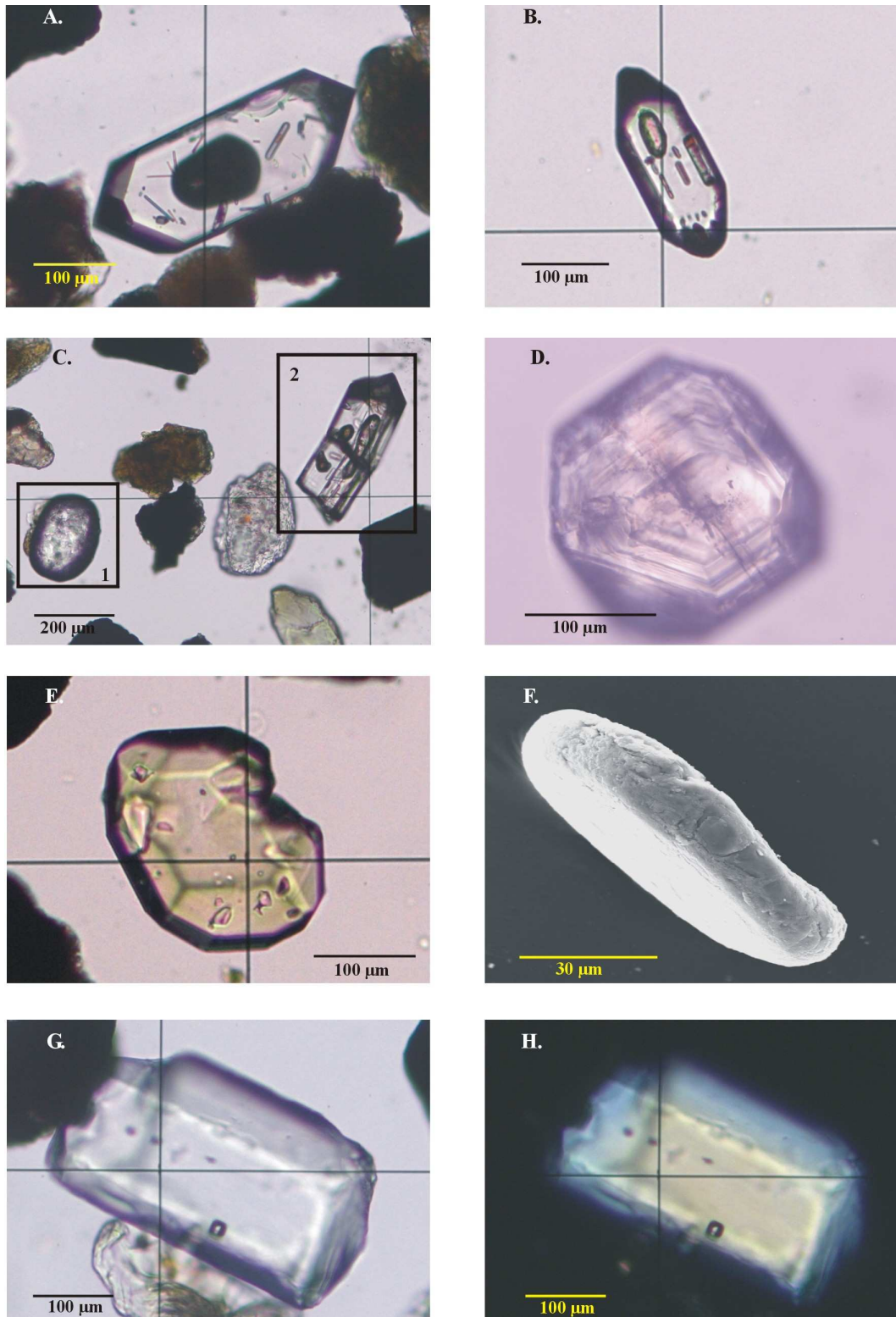


Fig. 58. Imágenes de microscopio óptico y SEM de algunos de los minerales pesados reconocidos. A, B= Granos idiomórficos de circón con apuntamientos bipiramidales. C= Granos de circón redondeado (1) y fracturado (2). D= Sección de circón con zonaciones. E= Grano redondeado de granate verdoso localmente disuelto. F= Grano detritico de granate redondeado. G, H= Grano de zoisita con hábito prismático sin apuntamiento. (A= muestra CC-06; B= muestra OR-04; C= muestra RS-06; D= muestra BO-09; E= muestra RS-03; F= muestra CA-03; G, H= muestra CS-15). (A a E y G= Imágenes con luz paralela; H= Imagen con luz polarizada; F= Imagen de SEM).

Estauroлита

Los granos de estauroлита, de color ámbar y con presencia de inclusiones carbonosas, muestran una morfología angulosa.

Este mineral es muy escaso, presentándose únicamente y en las aloformaciones E2 y E2', con porcentajes entre 0,1 y 0,5% (Tabla III).

Zoisita y clinozoisita

Ambos se presentan en las muestras como granos con hábito prismático sin apuntamiento (Fig. 58 G y H.) o bien redondeados-subredondeados (Fig. 59 A y B). En general son incoloros, aunque en alguna muestra también se han observado granos de clinozoisita amarillenta. Así también, algunos granos de zoisita y clinozoisita presentan disoluciones e inclusiones fluidas. Ambas mineralogías se han diferenciado al microscopio aunque, para simplificar, en la Tabla III se han contabilizado conjuntamente.

La zoisita y clinozoisita están presentes en todas las aloformaciones. Como para el caso de los granates, los porcentajes de ambas mineralogías son variables, siendo, en general, poco abundantes, con porcentajes entre 1 y 12%. Puntualmente, los porcentajes se hallan entorno al 25% e incluso el 44% (aloformación M1) (Tabla III).

Epidota

En general se presenta en forma de granos irregulares de angulosos a redondeados, de color amarillo verdoso y débilmente pleocroicos. En algunos casos se han observado granos de epidota con hábitos prismáticos, normalmente con los prismas truncados (Fig. 59 C y D). En este caso, es frecuente observar claramente la exfoliación paralela al alargamiento del grano y fracturación irregular a lo largo de éste. Las inclusiones en la epidota sólo se han observado, de forma esporádica, en algunas muestras.

La epidota está presente, en mayor o menor proporción, en todas las aloformaciones excepto para la C1 (Alogrupo Pallaresa). En general, la epidota es poco abundante, con porcentajes entre el 1 y el 10%. Puntualmente, algunas aloformaciones pueden presentar porcentajes de epidota entorno al 20%. Cabe destacar que para algunas muestras pertenecientes al Alogrupo Pallaresa (aloformaciones RS1, M1, M2 y RP2), la epidota es muy abundante, con porcentajes comprendidos entre el 60 y el 85% (Tabla III).

Turmalina

La turmalina se puede presentar como granos idiomórficos prismáticos (Fig. 59 E a H) o como granos redondeados. Su color y pleocroísmo es variable, siendo frecuentes los colores pardos y amarillos, y menos frecuentes los azules, verdes, rosados e incoloros. En la turmalina pueden existir, aunque no frecuentemente, inclusiones y disolución.

Los granos de turmalina redondeada se presentan en porcentajes muy variables. Es de abundante a muy abundante en los Alogrupos Pesonada, Ermita y la aloformación C2 (Alogrupo Pallaresa), con valores comprendidos entre el 20 y el 70%. Para el resto de aloformaciones, la turmalina redondeada es poco abundante o escasa, con porcentajes entorno al 10 y el 1%, respectivamente.

Los granos de turmalina idiomórfica, aunque presentes en todas las aloformaciones, se presentan de forma escasa a poco abundante, con porcentajes, en general, entre el 1 y el 7% (Tabla III).

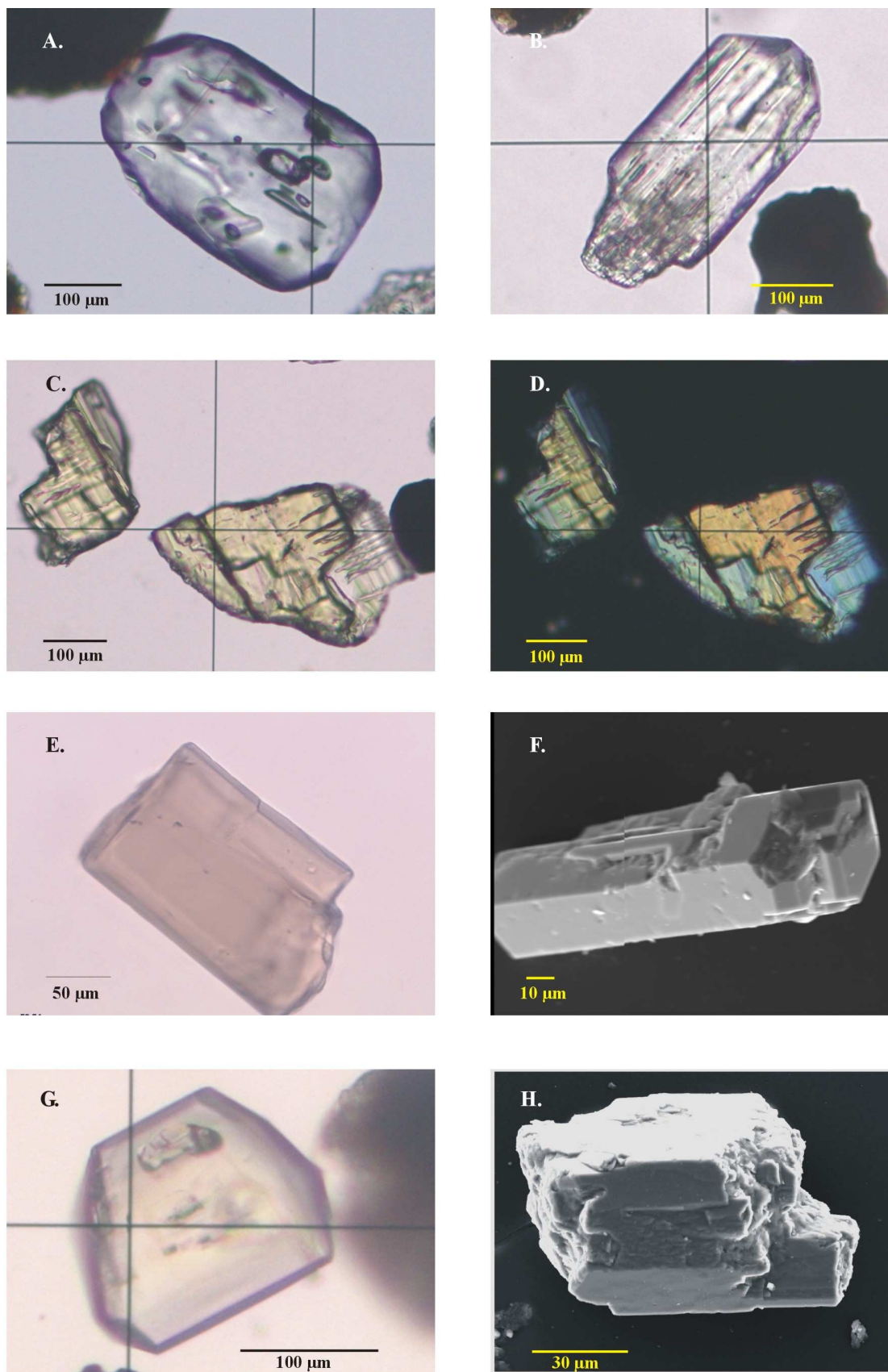


Fig. 59. A= Grano redondeado de zoisita. B= Grano subredondeado de clinzoisita. C, D= Granos de epidota con hábito prismático truncados. E a H= Granos idiomórficos de turmalina: con hábito prismático alargado (E y F) o en fragmentos de prisma (G y H). (A= muestra CS-15; B= muestra RE-05; C, D= muestra CA-02; E, F= muestra BO.08; G= muestra BO-01; H= OR-02). (A a C, E y G= Imágenes con luz paralela; D= Imagen con luz polarizada; F, H= Imagen de SEM).

Piroxenos: enstatita y augita

Los principales granos de piroxeno reconocidos en algunas de las muestras son enstatita y augita. Ambas mineralogías se presentan como granos con hábitos prismáticos o morfologías irregulares y coloraciones variables incoloros-verdosos para la enstatita o verdes-marronosos para la augita. Las inclusiones son frecuentes en ambas mineralogías.

Los piroxenos aparecen, de forma escasa, en algunas muestras, con porcentajes que no superan, en general, el 2% (Tabla III).

Anfíbol hornblenda

La hornblenda se puede presentar con diferentes morfologías, desde granos alargados con hábito prismático, a fibrosos, masivos, lamelares o aciculares. Su coloración es principalmente verdosa, puntualmente incolora, en este caso con pleocroísmo acusado. No es frecuente observar inclusiones en los anfíboles estudiados.

La hornblenda es un mineral muy escaso, reconocido sólo en algunas aloformaciones y con porcentajes que no superan el 1%. Únicamente cabe destacar de manera excepcional que en una muestra de la aloformación RP3 el contenido en hornblenda se halla entorno al 30% (Tabla III).

Micas

Consisten principalmente en biotita y proporciones menores de moscovita. Ambas se presentan generalmente en granos de morfología laminar aunque, en alguna ocasión, también se han observado biotitas muy redondeadas. Frecuentemente contienen inclusiones.

En general, la moscovita es de escasa a poco abundante, con porcentajes entre el 1 y el 10%. Más abundante es la biotita, con porcentajes, en general, entre el 10 y el 30%, aunque, en algunas aloformaciones, la biotita puede llegar a ser muy abundante, con porcentajes entre el 60 y el 78% (Tabla III).

Clorita

Como en el caso de las micas, la clorita se puede presentar en granos con morfología laminar o fuertemente redondeados.

La clorita aparece en casi todas las aloformaciones, en general de forma escasa a poco abundante, con porcentajes entre el 1 y el 15%. Puntualmente, se puede presentar en proporciones muy abundantes en las aloformaciones E1', E2' y E2, con porcentajes entre el 20 y el 47% (Tabla III).

Óxidos de Titanio

En este grupo se han considerado el rutilo, la anatasa y la broquita. El rutilo es el mineral relativamente más abundante. Se presenta en granos generalmente de color rojizo, con morfologías subredondeadas (Fig. 60 A) a redondeadas (Fig. 60 B) y muy esporádicamente en granos prismáticos con terminaciones piramidales. Es frecuente observar la estriación longitudinal y oblicua a la dirección del eje principal en los granos de rutilo. Pueden presentar inclusiones, normalmente ferruginosas.

La anatasa es menos abundante que el rutilo. Se presenta en granos de color amarillento, principalmente con morfologías irregulares.

La broquita es el óxido de titanio menos abundante. Se presenta en granos irregulares angulosos a subangulosos (Fig. 60 C y D), de color amarillento. Es frecuente observar las estriaciones paralelas al alargamiento del cristal de broquita, y en general, no se han observado inclusiones.

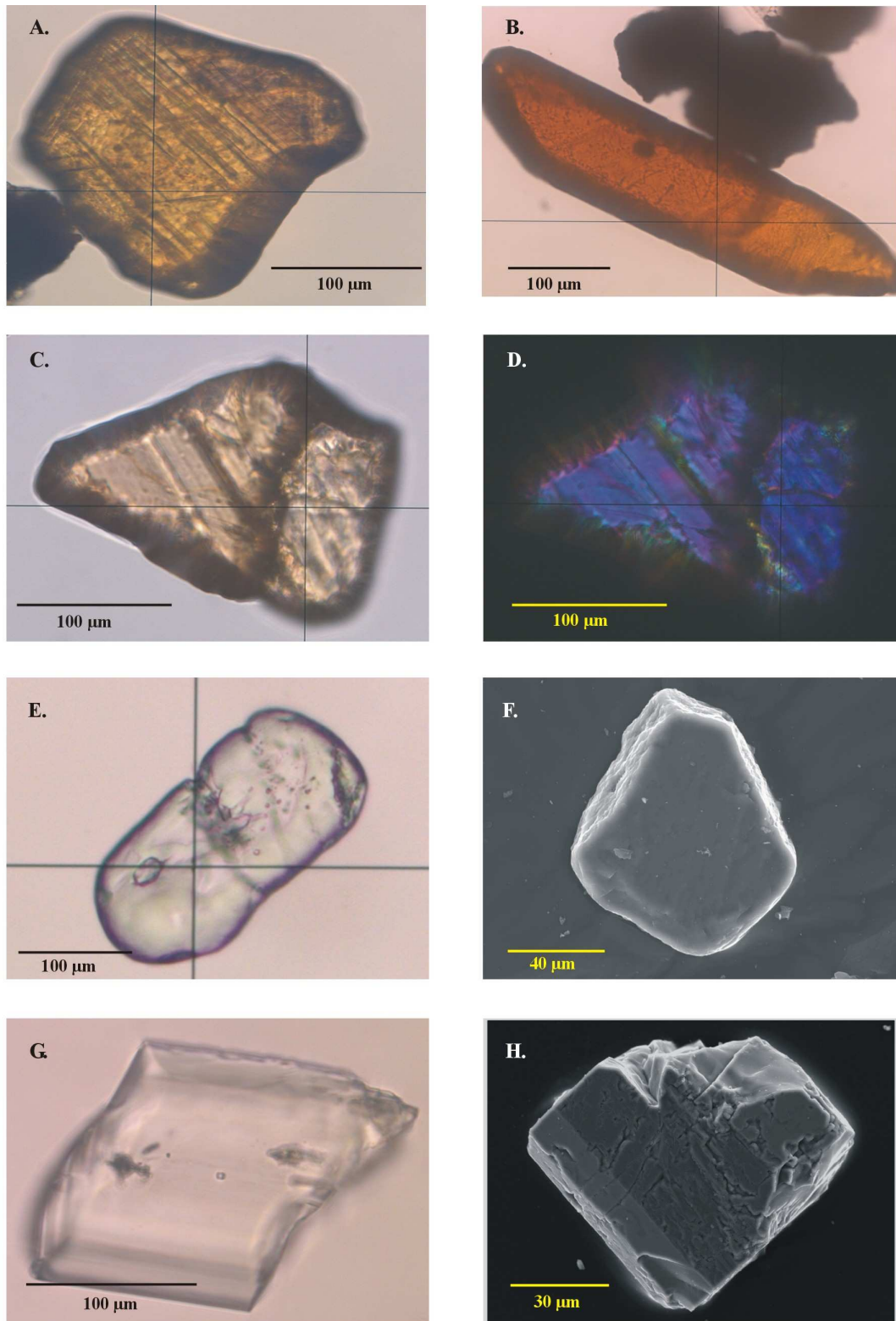


Fig. 60. A= Grano subredondeado de rutilo. B= Grano redondeado de rutilo. Nótese las inclusiones ferruginosas. C, D= Grano irregular de broquita. E, F= Granos redondeados de apatito. G, H= Granos de apatito con hábito prismático corto. (A= muestra CS-09; B= muestra BO-01; C, D= muestra BO-14; E= muestra BO-09; F= muestra CL-07; G, H= muestra BO-06). (A a C, E y G= Imágenes con luz paralela; D= Imagen con luz polarizada; F, H= Imagen de SEM).

El rutilo es un mineral siempre presente pero poco abundante en todas las aloformaciones, con valores entorno al 3-5%. La anatasa, también presente en la mayoría de aloformaciones, es un mineral de muy escaso a escaso, con proporciones que, en general, no superan el 4%. La

broquita es, en general, muy escasa, con porcentajes inferiores al 1% y no se observa en la totalidad de aloformaciones (Tabla III).

Apatito

El apatito se presenta tanto en forma de granos idiomórficos como de granos subredondeados o redondeados (Fig. 60 E y F). Los granos idiomórficos pueden formar prismas cortos y anchos (Fig. 60 G y H) o largos y estrechos, con más o menos desarrollo de las pirámides en los extremos. Localmente se observan estriaciones a lo largo de los granos. Frecuentemente contienen inclusiones, que pueden ser líquidas, sólidas y/o gaseosas. En general, los granos de apatito no muestran evidencias de alteración, aunque puntualmente se han observado signos de corrosión. La difracción de polvo de rayos X indica una mineralogía principalmente de fluoro y cloroapatitos.

Ambas morfologías para los granos de apatito, las idiomórficas y las redondeadas, se presentan de forma muy escasa, en proporciones que, en general, no sobrepasan el 1% (Tabla III).

Otros minerales

De todas las mineralogías carbonatadas reconocidas en las muestras, la calcita es la más corriente, aunque no se descarta la presencia ocasional de dolomita, ankerita y siderita. El contenido en carbonatos es extremadamente alto en algunas muestras pertenecientes a los Alogrupos Pesonada, Ermita y el Sistema Roca del Pesó (Alogrupo Pallaresa), con porcentajes de carbonatos que superan el 75%, sin descartar los porcentajes muy altos, entre el 30 y el 45%, en algunas muestras del Sistema Montsor y Collegats. Para el resto de aloformaciones, los carbonatos son poco abundantes, con porcentajes entorno al 5%. También, de forma puntual, se observa azurita y malaquita en proporciones muy escasas en algunas aloformaciones del Alogrupo Pesonada y del Sistema Montsor (Alogrupo Pallaresa).

Los sulfatos reconocidos en algunas muestras se corresponden principalmente con baritina y baritocelstina. No se reconocen en todas las aloformaciones y, cuando están presentes, lo hacen con porcentajes que no llegan a superar el 1%.

La variación vertical de las proporciones relativas de los distintos minerales pesados a lo largo de los perfiles estratigráficos ha sido representada de manera gráfica a partir de los datos de la Tabla III.

A partir de los valores de dicha tabla también han sido obtenidos los diferentes *Provenance sensitive indexes* o índices AT, GZ, RuZ y RZ, cuya evolución vertical también se representa gráficamente.

Los perfiles estudiados son:

Perfil Boumort (BO en Fig. 61)

La evolución vertical del perfil estratigráfico de Boumort se muestra en la Fig. 61. De manera general, los minerales pesados observados en las aloformaciones (P1 a P3) que aparecen, en general, con proporciones inferiores al 10% son: Zoisita-clinozoisita, piroxenos, anfíboles, moscovita, anatasa, broquita, apatito, circón, granate, biotita rutilo y epidota. Únicamente la turmalina redondeada es muy abundante, con porcentajes entorno al 50%.

En la Fig. 61 se observa que las proporciones relativas entre los distintos minerales pesados no presentan una tendencia vertical clara. Solamente se puede remarcar una cierta tendencia inversa entre la epidota y el granate y los piroxenos.

En referencia a los *provenance-sensitive indexes* se puede observar como los índices RuZ y RZ, aunque muy variables a lo largo del perfil BO, muestran tendencias verticales muy

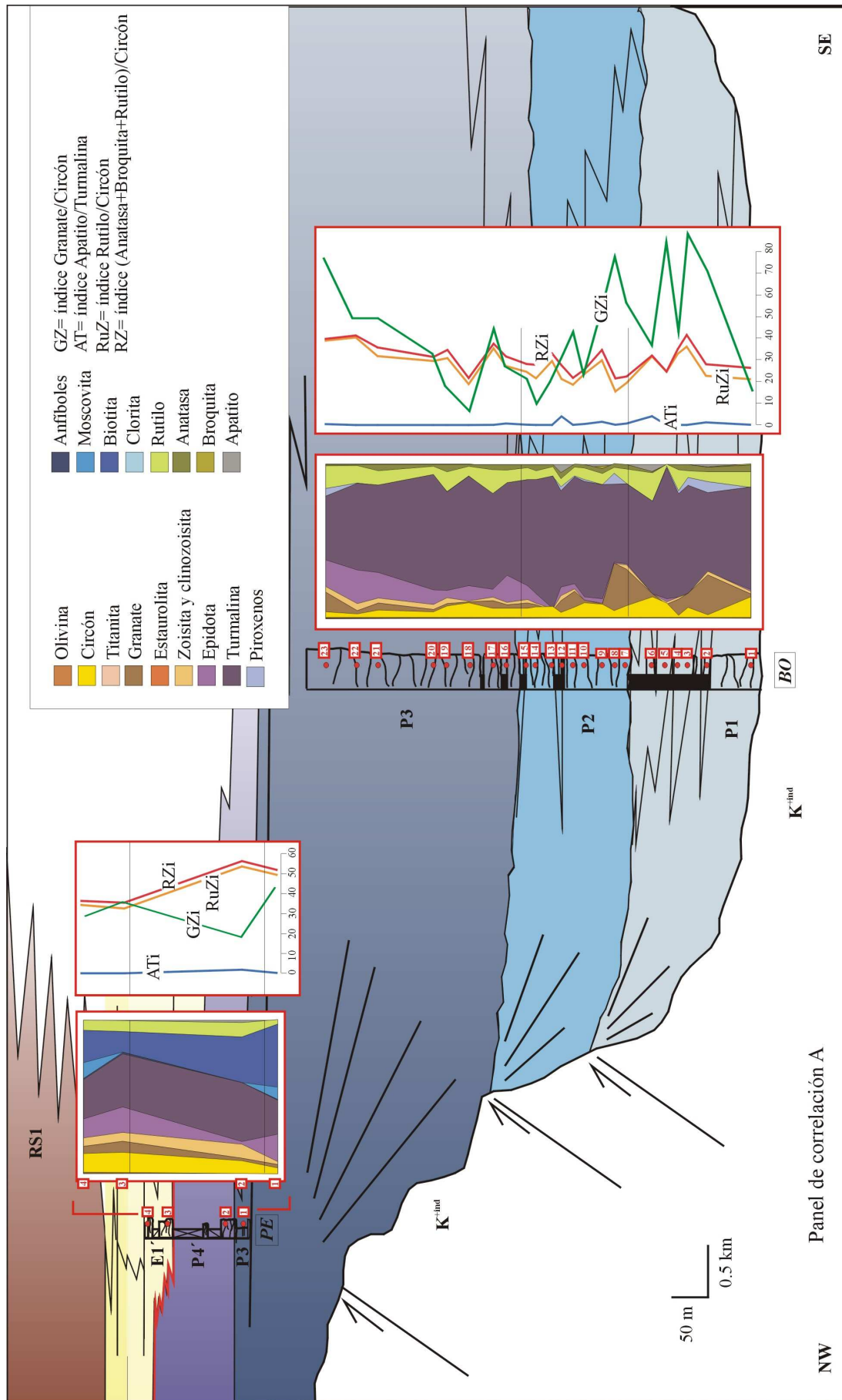


Fig. 61. Diagramas de evolución vertical de los porcentajes de los minerales pesados reconocidos en las muestras de los diferentes perfiles estratigráficos, representados en el panel de correlación A

similares. El índice GZ también se muestra muy variable a lo largo del perfil, con los valores más elevados en la base de las aloformaciones P1, P2 y techo de P3. El rango de variación de los valores del índice AT no es tan grande como para el resto de índices.

Perfil Pesonada (PE en Fig. 61)

Para la totalidad del perfil estratigráfico de Pesonada (Fig. 61), los minerales pesados presentes con porcentajes inferiores al 10% son: Olivina, granate, zoisita-clinozoisita, piroxenos, anfíboles, clorita, rutilo, anatasa y broquita. Las muestras de la aloformación E1' presentan porcentajes de circón, epidota y moscovita superiores al 10%. La epidota también está presente con porcentajes superiores al 10% en algunas muestras de la aloformación P3. La turmalina y la biotita están presentes en todo el perfil con porcentajes entre el 15 y el 40%.

En la Fig. 61 se observa como la turmalina y el circón muestran tendencias verticales similares a lo largo del perfil. La epidota muestra también pautas evolutivas similares, excepto para la aloformación P3, donde la epidota muestra una tendencia inversa a la de aquellos.

El índice AT es el índice que muestra los valores más bajos en el perfil PE (Fig. 61). Los valores más altos, en cambio, se corresponden con los índices RuZ y RZ. Véase como la evolución vertical de los valores de éstos dos últimos es similar e inversa a la del índice GZ. El valor máximo y mínimo de éste último se observa en la aloformación P3 y P4', respectivamente.

Perfil Roc de Santa (RS en Fig. 62)

Las variaciones verticales en los porcentajes de minerales pesados y los *Provenance sensitive indexes* a lo largo del perfil estratigráfico de Roc de Santa se muestran en la Fig. 62.

Los minerales pesados presentes con porcentajes inferiores al 10% son: Olivina, titanita, granate, estauroilita, anfíboles, moscovita, anatasa, broquita y apatito. En general no se observan mineralogías cuyos porcentajes sean superiores al 10% a lo largo de todo el perfil, aunque puntualmente, algunos minerales como circón, zoisita-clinozoisita, epidota, turmalina, biotita, clorita y rutilo pueden presentar porcentajes superiores al 10% para algunas muestras.

A lo largo del perfil (Fig. 62), las tendencias verticales del circón, granate, zoisita-clinozoisita, epidota y turmalina son similares, e inversas a la del rutilo. Véase como las aloformaciones RS1 y P4' presentan los porcentajes más elevados del primer conjunto de minerales pesados, mientras que las mineralogías dominantes para las aloformaciones E1' y E2' se corresponden con biotita y clorita.

En referencia a los *Provenance-sensitive indexes*, los valores más bajos se corresponden con el índice AT (Fig. 62). Los índices RuZ y RZ, con evoluciones verticales similares, presentan valores muy variables a lo largo del perfil, correspondiendo los más altos a las aloformaciones P4' y E1'. Los valores más altos del índice GZ se corresponden con las aloformaciones E1' y E2'. Este índice es poco variable a lo largo de las aloformaciones P4' y RS1.

Perfil Coll de la Creu (CC en Fig. 62)

Los porcentajes de los minerales pesados y de sus *Provenance-sensitive indexes* y su evolución vertical a lo largo del perfil estratigráfico del Coll de la Creu se representa en la Fig. 62.

De manera general, ninguno de los minerales pesados presentes supera el 10%, excepto la turmalina, la clorita y la biotita. Algunas muestras de la aloformación C2' contienen porcentajes de turmalina comprendidos entre el 10 y el 15%. Las muestras de la aloformación C2' y alguna de la RS2 contienen porcentajes de clorita comprendidos entre el 12 y el 17%. La biotita, en

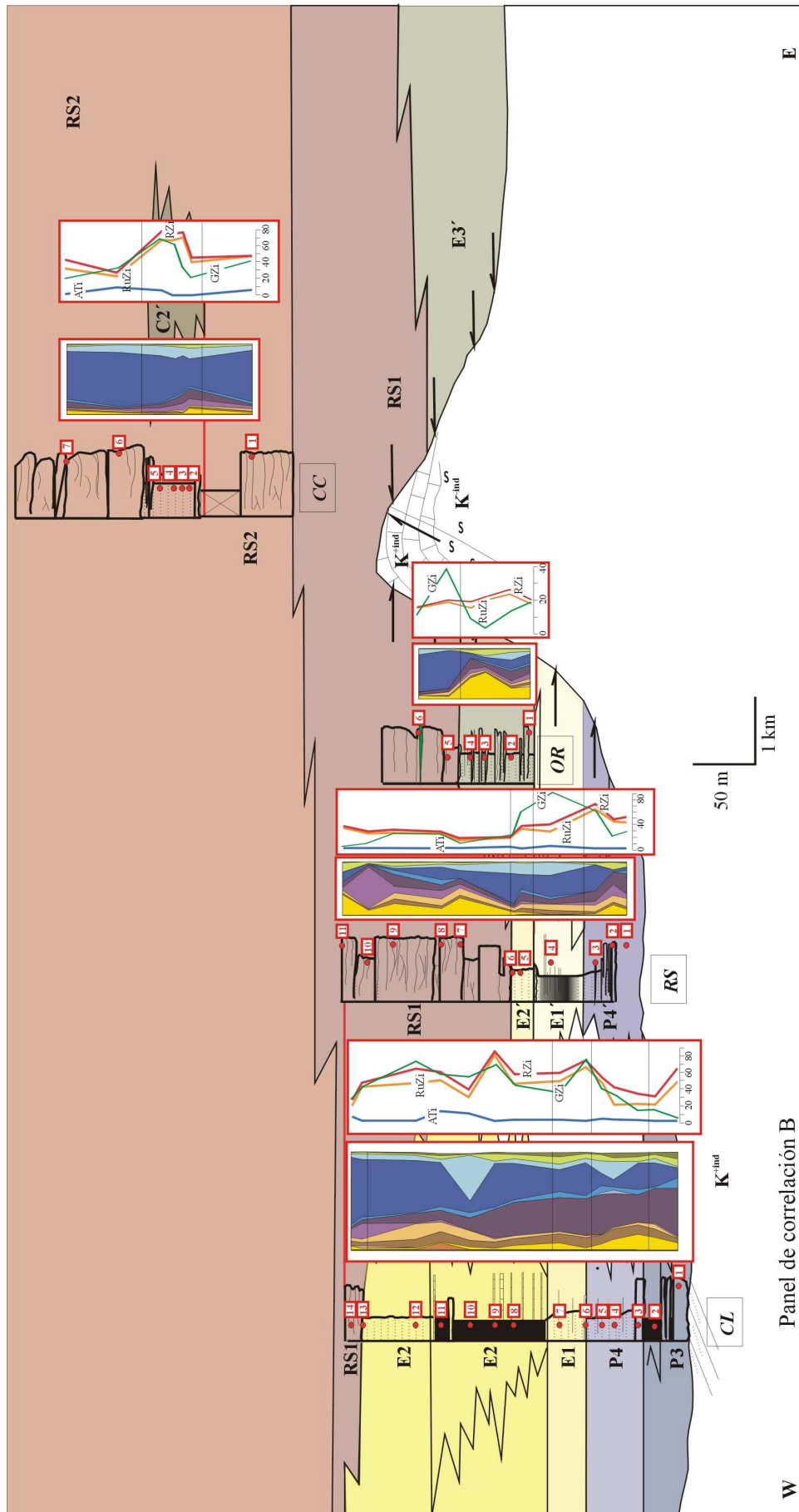


Fig. 62. Diagramas de evolución vertical de los minerales pesados reconocidos en las muestras de los diferentes perfiles estratigráficos, representados en el panel de correlación B. Leyenda como en Fig. 61

cambio, se presenta con porcentajes elevados a lo largo de todo el perfil, con valores que oscilan entre el 39.4 y el 77.1%.

En general, el circón, granate, zoisita-clinozoisita, epidota y moscovita presentan tendencias verticales similares y contrarias a la del rutilo (Fig. 62). Únicamente se observa un ligero aumento de los primeros, no superando el 10%, en la base de la aloformación C2'.

Los índices GZ, RuZ y RZ siguen una evolución vertical similar, con valores muy variables a lo largo del perfil (Fig. 62). Los valores más elevados de estos índices se observan en la aloformación C2'. El índice con valor más bajo se corresponde con el índice AT.

Perfil Ortoneda (OR en Fig. 62)

Las proporciones relativas de los diferentes minerales pesados a lo largo del perfil estratigráfico de Ortopeda, así como su evolución vertical y la de los *Provenance-sensitive indexes* se representa en la Fig. 62.

Los minerales presentes con un porcentaje inferior al 10% son: Olivina, titanita, granate, zoisita-clinozoisita, piroxenos, moscovita, anatasa y broquita. Algunas muestras presentan porcentajes superiores al 10% de circón, epidota, turmalina, biotita, clorita y rutilo.

De la Fig. 62 se desprende una evidente diferenciación en la composición mineralógica de las dos unidades estratigráficas muestreadas (E3' y RS1). La aloformación E3', que constituye la base de la serie, presenta proporciones más elevadas de circón, epidota, turmalina y rutilo, mientras que para la aloformación RS1, que constituye la parte superior de la serie, ningún mineral pesado está presente en proporciones iguales o superiores al 10%, excepto la biotita, que alcanza valores entorno al 75%.

Los índices GZ, RuZ y RZ muestran valores muy variables, sin una tendencia vertical definida. La evolución vertical de los dos últimos índices es idéntica e inversa a la del índice GZ. El índice AT no ha sido representado en la Fig. 62, pues los valores de dicho índice son nulos para la totalidad de las muestras estudiadas.

Perfil Claverol (CL en Fig. 62)

Los porcentajes con que los diferentes minerales pesados y los *Provenance-sensitive indexes* aparecen a lo largo del perfil estratigráfico de Claverol y sus evoluciones verticales se representan en la Fig. 62.

Los minerales pesados presentes con proporciones inferiores al 10% son: Olivina, titanita, granate, estauroilita, piroxenos, anfíboles, rutilo, anatasa, broquita y apatito. La biotita está presente en todo el perfil con porcentajes crecientes del 8 al 70,9%, mientras que el circón, zoisita-clinozoisita, epidota, turmalina, moscovita y clorita aparecen sólo en alguna de las muestras de la serie, con porcentajes superiores al 10%.

El contenido en circón, tumalina y rutilo tiende a decrecer a lo largo del perfil, contrariamente al de la zoisita-clinozoisita, epidota y biotita, mostrando en general, éstos últimos, los porcentajes más elevados a techo de la aloformación E2 y en la aloformación RS1.

Los valores del índice AT son muy bajos a lo largo de todo el perfil (Fig. 62). Los índices con valores más variables y más altos son GZ, RuZ y RZ. Estos dos últimos índices muestran evoluciones verticales similares entre sí y, en general, similares también a la del índice GZ.

Perfiles Carretera de Sort (CS1 y CS2 en Fig. 63)

Los porcentajes de los minerales pesados reconocidos en los perfiles así como su evolución vertical y la de los *Provenance-sensitive indexes* se muestran en la Fig. 63.

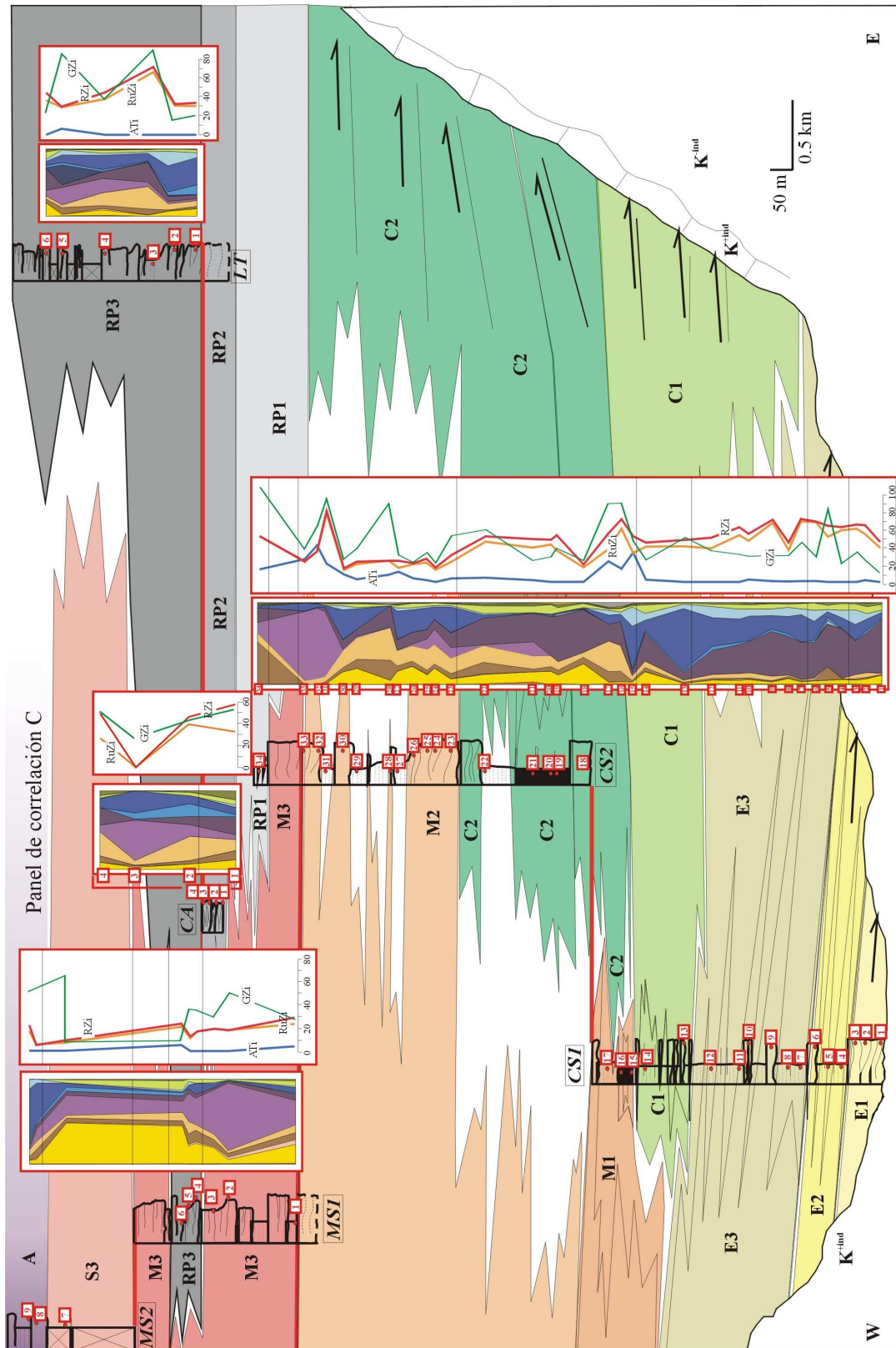


Fig. 63. Diagramas de evolución vertical de los porcentajes de los minerales pesados reconocidos en las muestras de los diferentes perfiles estratigráficos, representados en el panel de correlación C. Leyenda como en Fig. 61

Los minerales pesados presentes con porcentajes inferiores o iguales al 10% son: Olivina, titanita, piroxenos, moscovita, rutilo, anatasa, broquita y apatito. Los minerales pesados que aparecen con porcentajes superiores al 10%, al menos para alguna de las muestras de los perfiles son: Circón, turmalina, biotita (con porcentajes entre el 15 y el 30%, hasta un máximo del 74% en la aloformación RP1), clorita, granate (hasta un máximo del 52% en la aloformación RP1); zoisita-clinozoisita (entre un 15 y un 40% en algunas muestras de las aloformaciones C2, M1 y M2) y epidota (entorno al 80% a techo de la aloformación M2).

Se evidencia (Fig. 63) una diferencia composicional entre las aloformaciones que constituyen la base y el techo de la serie. Así, en las aloformaciones E1 a E3 y C1 predominan la turmalina o la biotita, mientras que para las aloformaciones C2, M1 y M2 existe un aumento importante en los porcentajes de circón, zoisita-clinozoisita, turmalina, epidota (especialmente a techo de la aloformación M2) y granate (muy abundante en la aloformación RP1).

En general los valores del índice GZ son poco variables en la parte baja de los perfiles. A partir de la aloformación C2, los valores de los índices AT y GZ aumentan y presentan evoluciones más o menos similares. Los índices RuZ y RZ, en cambio, presentan los valores más altos en las aloformaciones pertenecientes al Alogrupo Ermita y, aunque sus valores varían a lo largo de los perfiles, ambos índices muestran una tendencia general decreciente hacia techo, coincidiendo con las aloformaciones del Alogrupo Pallaresa.

Perfiles Montsor (MS1 y MS2 en Fig. 63)

Las proporciones de los diferentes minerales pesados y sus variaciones verticales, así como las de los *Provenance-sensitive indexes*, a lo largo de los perfiles estratigráficos de Montsor se representan en la Fig. 63.

Los minerales pesados presentes con proporciones inferiores o igual al 10% son: Olivina, titanita, turmalina, moscovita, clorita, rutilo, anatasa, broquita y apatito. Para algunas de las muestras de la serie, los minerales pesados que presentan porcentajes superiores al 10% son: Circón, granate, zoisita-clinozoisita, epidota y biotita (ésta última aparece en proporciones muy elevadas en el Alogrupo Antist).

La epidota es el mineral dominante en la parte inferior de la serie, correspondiente con la aloformación M3, con porcentajes máximos de hasta el 81%, mientras que en la parte superior de dicha aloformación y en la totalidad de S3, predomina el circón, con proporciones entorno al 45%. Las muestras pertenecientes al Alogrupo Antist contienen proporciones muy elevadas de biotita, con porcentajes comprendidos entre el 46 y el 62%.

A lo largo de los perfiles de Montsor, los valores de los índices AT, RuZ y RZ son bajos y poco variables. Únicamente el índice GZ muestra variaciones relativamente importantes en sus valores (Fig. 63).

Perfil Masia de Peracalç (CA en Fig. 63)

Las proporciones y variaciones verticales de los minerales pesados presentes en el perfil estratigráfico de la Masia de Peracalç, así como sus *Provenance-sensitive indexes* se muestran en la Fig. 63.

Los minerales pesados presentes con porcentajes inferiores al 10% son: Titanita, clorita, rutilo, anatasa y broquita. Algunas de las muestras del perfil contienen circón, granate, zoisita-clinozoisita, epidota, turmalina, moscovita y biotita en proporciones superiores al 10%.

Ningún mineral muestra una tendencia vertical clara. Solamente se puede remarcar una cierta tendencia inversa en el comportamiento de la epidota frente al circón, granate, zoisita-clinozoisita, turmalina y rutilo.

Los valores del índice AT son nulos a lo largo del perfil. Los índices GZ, RuZ y RZ no muestran una tendencia vertical definida, aunque sí se puede observar como su evolución vertical es muy similar (Fig. 63).

Perfil Lo Tossal (LT en Fig. 63)

La evolución vertical de los minerales pesados y los *Provenance-sensitive indexes* del perfil estratigráfico de Lo Tossal se muestran en la Fig. 63.

Los minerales pesados presentes con porcentajes inferiores o iguales al 10% son: Olivina, titanita, granate, piroxenos, rutilo, anatasa, broquita y apatito. Ningún mineral está presente con porcentajes superiores al 10% en la totalidad de las muestras. Solamente para algunas de ellas, el circón, zoisita-clinozoisita, epidota, turmalina, anfíboles, moscovita, biotita y clorita superan dicho porcentaje.

Los granos de turmalina, circón y rutilo son especialmente abundantes en la parte superior de la serie, a techo de la aloformación RP3. Los porcentajes más elevados de epidota, anfíboles y zoisita-clinozoisita se registran en la zona intermedia, mientras que en la base del perfil predominan la biotita y la moscovita.

A lo largo del perfil LT, el índice AT muestra poca variación en sus valores (Fig. 63). Los índices GZ, RuZ y RZ, en cambio, muestran variaciones verticales importantes, aunque sin una tendencia vertical definida. La evolución de los índices RuZ y RZ es similar a la del índice GZ en la parte inferior de la aloformación RP3 e inversa hacia la parte superior.

Perfil Reguard (RE en Fig. 64)

Las proporciones relativas en que están presentes los diferentes minerales pesados a lo largo del perfil estratigráfico de Reguard, así como su evolución vertical y la de los *Provenance-sensitive indexes* se muestra en la Fig. 64.

Los minerales pesados presentes con porcentajes siempre inferiores al 10% son: Titanita, piroxenos, moscovita, clorita, rutilo, anatasa, broquita y apatito. Los minerales que aparecen con porcentajes superiores al 10% en alguna de las muestras son: Circón, granate, zoisita-clinozoisita, turmalina, epidota y biotita, localmente con porcentajes muy elevados para estas dos últimas mineralogías.

Las proporciones de circón, granate, zoisita-clinozoisita, epidota y turmalina muestran, en general, una evolución vertical similar entre sí, e inversa a la de la biotita y el rutilo (Fig. 64).

El índice que presenta los valores más bajos es el AT. Los índices RuZ y RZ, con valores superiores a los del índice AT, no muestran importantes variaciones verticales. El índice GZ, que muestra los valores más elevados, sí se presenta, en cambio, muy variable a lo largo del perfil, aunque sin una tendencia vertical definida (Fig. 64).

Perfiles la Pobleta de Bellvé (LP1 y LP2 en Fig. 64)

La evolución vertical de los minerales pesados y los *Provenance-sensitive indexes* de los perfiles estratigráficos de la Pobleta de Bellvé se muestran en la Fig. 64.

Los minerales pesados presentes con porcentajes inferiores al 10% son: Olivina, titanita, piroxenos, anatasa, broquita y apatito. Para algunas de las muestras, los minerales pesados con porcentajes superiores al 10% son: Circón, granate, zoisita-clinozoisita, epidota, turmalina, moscovita, biotita, clorita y rutilo.

No se evidencia una clara tendencia vertical para los minerales pesados (Fig. 64), aunque las tendencias del circón, granate, zoisita-clinozoisita, epidota y turmalina son similares e inversas a la del rutilo.

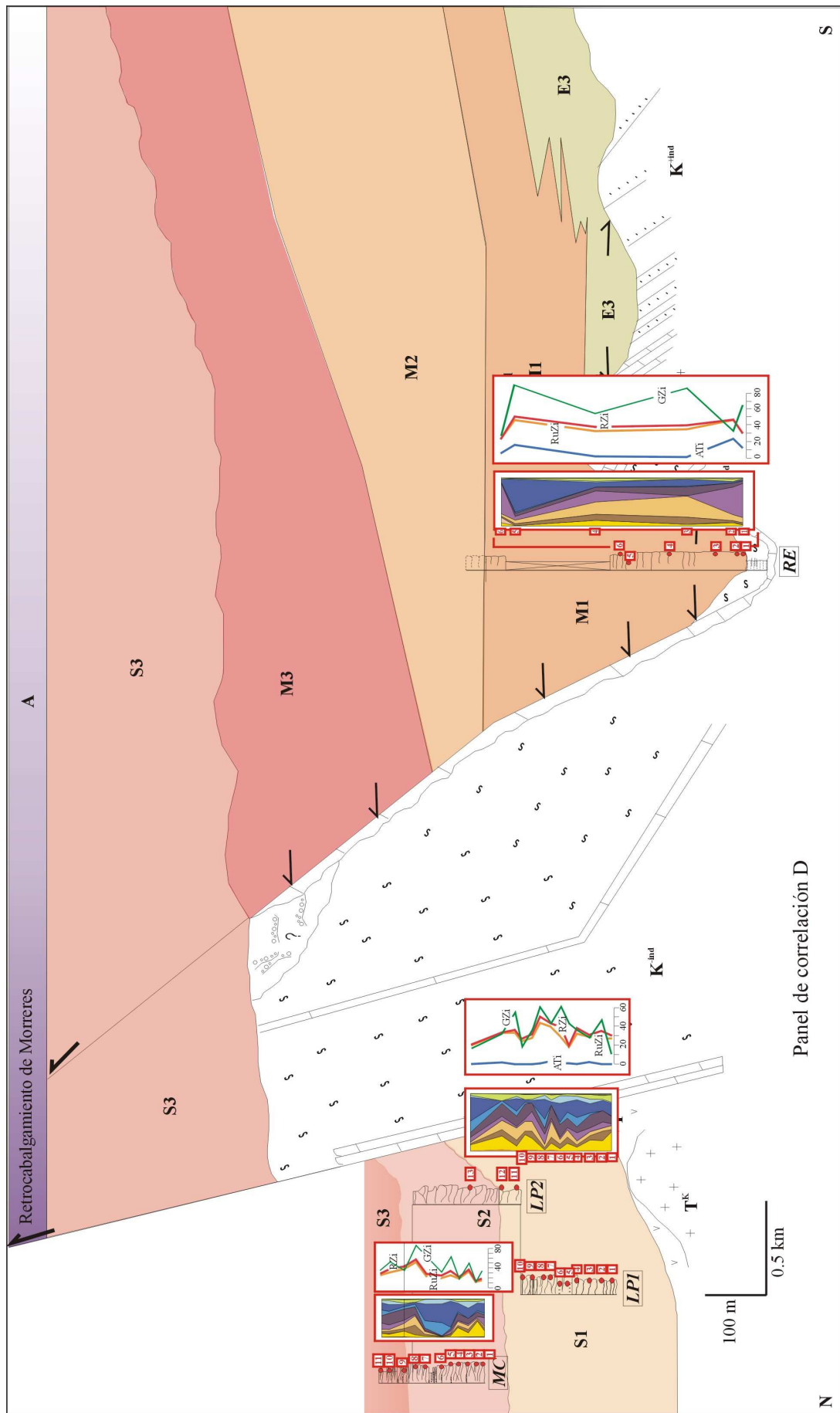


Fig. 64. Diagramas de evolución vertical de los porcentajes de los minerales pesados reconocidos en las muestras de los diferentes perfiles estratigráficos, representados en el panel de correlación D. Leyenda como en Fig. 61

El índice AT se presenta muy poco variable. Los índices GZ, RuZ y RZ, en cambio, presentan valores muy variables a lo largo de los perfiles, sin mostrar una clara tendencia vertical. Sí se puede observar que la evolución vertical de los índices GZ, RuZ y RZ es similar a lo largo de los perfiles, a excepción de la base de la aloformación S1, donde la tendencia vertical del índice GZ es ligeramente diferente a la de los índices RuZ y RZ (Fig. 64).

Perfil Montcortés (MC en Fig. 64)

Las proporciones y variaciones verticales de los minerales pesados, así como sus *Provenance-sensitive indexes*, presentes en el perfil estratigráfico de Montcortés, se muestran en la Fig. 64.

Los minerales pesados con porcentajes inferiores al 10% son: Olivina, titanita, rutilo, anatasa y broquita. Para algunas de las muestras, los minerales pesados con porcentajes superiores al 10% son: Circón, granate, zoisita-clino-zoisita, epidota, turmalina, moscovita, biotita y clorita.

Al igual que para los minerales pesados presentes en los perfiles de la Pobleja de Bellvé, los porcentajes con que aparecen estos minerales son muy variables a lo largo del perfil (Fig. 64) y las tendencias del circón, granate, zoisita-clinozoisita, epidota y turmalina son similares e inversas a la del rutilo.

Las tendencias verticales de los índices GZ, RuZ y RZ son muy similares entre ellas, aunque éstos índices presentan valores muy variables a lo largo del perfil (Fig. 64).

5.4. ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LOS MINERALES PESADOS

Como en el caso del estudio de la composición de los clastos en las ruditas, en los minerales pesados el tratamiento estadístico se desarrolla en dos partes. En la primera, se lleva a cabo el cálculo de errores en los porcentajes para cada una de las especies de minerales pesados descritas. En una segunda parte, se realiza el análisis factorial *Q-mode* mediante el método de extracción factorial de los componentes principales, con el fin de poner de manifiesto la existencia de posibles asociaciones de minerales pesados. Como ejemplos de análisis multivariante para minerales pesados, como el que se lleva a cabo en este trabajo, citaremos los trabajos de Knebel y Creager (1974); Stattegger (1987); Mezzadri y Sacan (1989); Hussain et al. (2004).

5.4.1. Cálculo de errores

Según Kelley (1971), la principal finalidad del conteo de puntos (en este caso, de minerales pesados) es la de estimar las proporciones de elementos en diferentes categorías de la población a partir de las frecuencias de las mismas categorías en la muestra. Para que esto sea posible se requiere que las frecuencias observadas en la muestra sean realmente representativas de las proporciones en la población y que el proceso de muestreo y conteo escoja las muestras al azar.

Se asume que el error asociado al segundo de los requerimientos es nulo ya que el muestreo se ha llevado a cabo por la técnica de muestreo probabilístico sistemático (Howard, 1993) y el conteo de puntos, por el método de líneas (Mange, 1992). Para la primera de las premisas, Kelley (1971) calcula los límites inferior y superior del rango de error (E) en que la proporción de una determinada categoría en la muestra (p_m) contenga, con un 95% de probabilidad, la proporción real de esta categoría en la población, a partir de la fórmula siguiente:

$$p_m \pm \left(X_{k-1, \alpha}^2 \right)^{1/2} \cdot \left(\frac{p_m(1-p_m)}{N} \right)^{1/2}$$

donde $X_{k-1, \alpha}^2$ es el valor t tabulado de la distribución de Student para $k-1$ grados de libertad (k = número de categorías) y un intervalo de confianza α del 95%. Según Howard (1993), t es igual a 1,96 para conteos de entre 100 y 200 puntos. En la fórmula, $\left(\frac{p_m(1-p)}{N} \right)$ se refiere a la desviación estándar σ (siendo N la suma total de porcentajes de todas las categorías).

Como para el caso del análisis estadístico de los clastos de conglomerados, se han calculado los errores asociados a los porcentajes de las diferentes especies de minerales pesados. Los porcentajes (promedio) de cada mineral pesado presente en los diferentes perfiles estratigráficos (X), así como su desviación estándar (σ), el error asociado (E) y el coeficiente de variación (CV), que es el cociente entre el error y el porcentaje de la especie mineral, se muestran en la Tabla IV.

Como en el caso de los clastos de conglomerados, los minerales pesados cuyos porcentajes son inferiores al 10% carecen de valor interpretativo en el análisis composicional del sedimento ya que el coeficiente de variación puede superar el 65%. La Fig. 65 muestra el valor del coeficiente de variación (en %) en función del porcentaje promedio (X) y el número N de especies minerales totales contabilizadas. Véase que la medida en que el error sobrepasa la media (coeficiente de variación) disminuye progresivamente a medida que aumentan el valor N y el porcentaje. El valor crítico del porcentaje, tal y como muestra la figura, está entorno al 10%. Aquellas muestras con un total de granos contabilizados $N < 100$ y con porcentajes

inferiores al 10%, el error asociado a una determinada especie mineral sobrepasa en más de un 50% el valor del porcentaje promedio. Hasta valores de aproximadamente $N=239$, los minerales con porcentajes inferiores al 10% carecerán de valor interpretativo, pero si N sobrepasa dicho valor, los porcentajes entre el 5 y el 10% sí pueden ser utilizados como elemento interpretativo del área fuente.

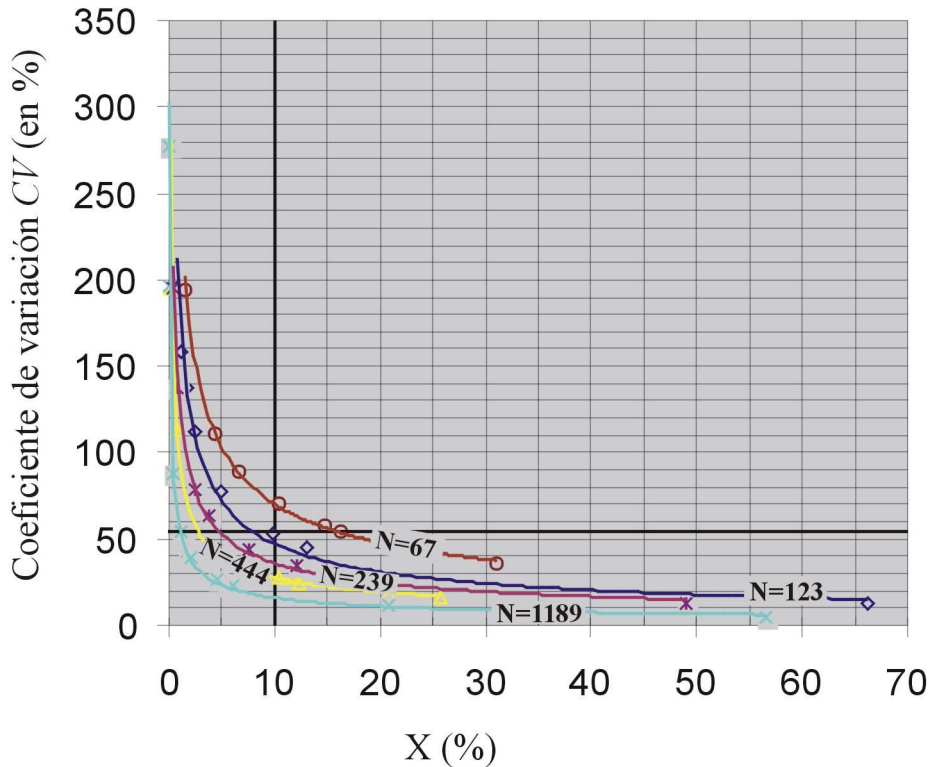


Fig. 65. Relación entre el coeficiente de variación (CV) y el valor promedio del porcentaje para una determinada especie mineral en función del número N de especies minerales totales contabilizadas.

5.4.2. Análisis factorial: extracción de los componentes principales

En este apartado se lleva a cabo el análisis factorial *Q-mode* de las muestras de minerales pesados mediante el método de extracción de los componentes principales mediante la utilización de la aplicación informática *SPSS v.14*.

El análisis factorial se estructura en dos partes. En la primera, se analizarán las relaciones existentes entre muestras en base a la totalidad de minerales pesados presentes. En una segunda parte, el análisis factorial de las muestras se realiza en base a los valores de los *Provenance-sensitive indexes*. Para cada una de las partes se mostrará la matriz de componentes principales y la matriz de componentes principales rotada según el método *varimax*.

Con respecto a la totalidad de minerales pesados, las matrices de componentes principales sin rotar y rotada se muestran en las Figs. 66 y 67, respectivamente. La matriz de componentes principales rotada (Fig. 67) pone en evidencia como las muestras pertenecientes al Alogrupo Pesonada, Ermita y el Sistema Collegats se agrupan entorno a la componente principal 1, caracterizada por los porcentajes más altos de turmalina (ver también Fig. 68). Únicamente las muestras pertenecientes a la aloformación E3' lo hacen entorno a la componente principal 2, caracterizada por los porcentajes más altos de circón. Para el resto de aloformaciones, las muestras presentan una gran dispersión, agrupándose indistintamente alrededor de las componentes 1 o 2. Véase en la Fig. 68 como, además, estas últimas aloformaciones también

CAPÍTULO 5. ANÁLISIS DE LOS MINERALES PESADOS

Matriz de componentes			Matriz de componentes			Matriz de componentes		
	Componente			Componente			Componente	
	1	2		1	2		1	2
P1BO01	,992	,129	E3CS11	,999	,054	M2CS28	,517	-,856
P1BO02	,951	-,309	E3CS12	,998	,055	M2CS29	-,716	,699
P1BO03	,980	-,199	E1'PE03	,987	,160	M2CS30	,062	,998
P1BO04	1,000	-,006	E1'PE04	,948	,319	M2CS31	,644	-,765
P1BO05	,995	-,100	E1'RS03	,995	-,098	M2CS32	,475	-,880
P1BO06	,999	,036	E1'RS04	,582	-,813	M2CS33	-,737	,676
P2BO07	,990	-,140	E2'RS05	,971	-,240	M3MS01	-,509	,861
P2BO08	,872	-,490	E2'RS06	,284	,959	M3MS05	-,818	,575
P2BO09	,999	-,038	E3'OR01	,171	,985	M3MS06	-,433	,901
P2BO10	,999	,047	E3'OR02	,459	,888	RP1CS34	-,227	-,974
P2BO11	1,000	,004	E3'OR03	-,377	,926	RP2MS02	-1,000	-,012
P2BO12	1,000	,027	E3'OR04	-,016	1,000	RP2MS03	-,745	,667
P2BO13	1,000	,000	RS1RS07	-,298	,954	RP2MS04	-,839	,544
P2BO14	,998	,057	RS1RS08	,331	,944	RP2CA01	,999	,042
P2BO15	,999	,045	RS1RS09	,493	,870	RP2CA02	,935	,354
P3BO16	,999	,032	RS1RS10	-,298	,955	RP2CA03	-,265	,964
P3BO17	1,000	-,012	RS1RS11	-,270	,963	RP2CA04	,999	,041
P3BO18	,996	,089	RS1OR05	,908	,418	RP3LT01	-,170	,985
P3BO19	,998	,057	RS1OR06	,248	,969	RP3LT02	,573	,820
P3BO20	1,000	-,006	RS1CL13	,970	,242	RP3LT03	,960	-,280
P3BO21	1,000	-,028	RS1CL14	-,223	,975	RP3LT04	,750	,661
P3BO22	1,000	-,028	RS2CC01	,304	,953	RP3LT05	-,367	-,930
P3BO23	,960	-,279	RS2CC06	,191	,982	RP3LT06	,859	,512
P3PE01	1,000	-,006	RS2CC07	,830	,557	S1LP01	-,217	,976
P3CL01	,992	,125	C1CS13	1,000	-,004	S1LP02	,720	,694
P3CL02	,926	,378	C1CS14	,944	,330	S1LP03	,645	,764
P4CL03	,792	,610	C2CS18	,928	,372	S1LP04	,900	,436
P4CL04	,981	,195	C2CS19	,998	,060	S1LP05	,756	,655
P4CL05	1,000	,028	C2CS20	,978	,207	S1LP06	,984	-,181
P4'PE02	,992	,123	C2CS21	,969	,249	S1LP07	,971	,239
P4'RS01	,990	,141	C2CS22	,985	-,170	S1LP08	,977	-,211
P4'RS02	,709	,705	C2'CC02	,906	,424	S1LP09	-,256	,967
E1CL06	,987	-,158	C2'CC03	,999	,042	S1LP10	,439	,899
E1CL07	,996	,092	C2'CC04	,995	-,101	S1LP11	,979	-,206
E1CS01	,993	,118	C2'CC05	,985	-,171	S1LP12	,429	,903
E1CS02	,997	,071	M1RE01	,862	-,507	S2LP13	,213	,977
E1CS03	,999	,034	M1RE02	,796	,605	S2MC01	-,455	,890
E1CS04	,999	,041	M1RE03	,654	-,757	S2MC02	-,310	,951
E1CS05	,960	-,279	M1RE04	-,996	-,084	S2MC03	,978	,208
E2CL08	1,000	,000	M1RE05	,804	-,595	S2MC04	,209	,978
E2CL09	,994	-,109	M1RE06	-,361	,933	S2MC05	,883	-,469
E2CL10	,995	-,103	M1CS15	,854	,521	S2MC06	,143	,990
E2CL11	,955	-,296	M1CS16	,892	-,453	S2MC07	,806	-,593
E2CL12	,852	-,524	M1CS17	,781	-,625	S2MC08	,179	-,984
E2CS06	,999	,033	M2CS23	1,000	-,028	S2MC09	,956	,294
E3CS07	1,000	-,012	M2CS24	-,143	,990	S3MS07	-,475	,880
E3CS08	,998	,061	M2CS25	,407	,913	S3MC10	1,000	-,017
E3CS09	1,000	,004	M2CS26	,006	1,000	S3MC11	,958	,286
E3CS10	,998	,063	M2CS27	,096	,995	AMS08	-,477	-,879
						AMS09	,988	-,154

Método de extracción: Análisis de componentes principales.

2 componentes extraídos

Fig. 66. Matriz de componentes principales para las muestras, en función de los porcentajes de las diferentes especies minerales reconocidas.

CAPÍTULO 5. ANÁLISIS DE LOS MINERALES PESADOS

Matriz de componentes rotados			Matriz de componentes rotados			Matriz de componentes rotados		
	Componente			Componente			Componente	
	1	2		1	2		1	2
P1BO01	,996	,089	E3CS11	1,000	,014	M2CS28	,482	-,876
P1BO02	,938	-,347	E3CS12	1,000	,015	M2CS29	-,687	,727
P1BO03	,971	-,238	E1'PE03	,993	,120	M2CS30	,102	,995
P1BO04	,999	-,047	E1'PE04	,960	,281	M2CS31	,613	-,790
P1BO05	,990	-,139	E1'RS03	,990	-,138	M2CS32	,440	-,898
P1BO06	1,000	-,004	E1'RS04	,549	-,836	M2CS33	-,709	,705
P2BO07	,984	-,179	E2'RS05	,960	-,279	M3MS01	-,474	,881
P2BO08	,852	-,524	E2'RS06	,322	,947	M3MS05	-,794	,608
P2BO09	,997	-,078	E3'OR01	,210	,978	M3MS06	-,396	,918
P2BO10	1,000	,007	E3'OR02	,494	,869	RP1CS34	-,266	-,964
P2BO11	,999	-,036	E3'OR03	-,340	,941	RP2MS02	-1,000	,028
P2BO12	1,000	-,013	E3'OR04	,024	1,000	RP2MS03	-,718	,697
P2BO13	,999	-,040	RS1RS07	-,260	,966	RP2MS04	-,817	,577
P2BO14	1,000	,017	RS1RS08	,369	,930	RP2CA01	1,000	,002
P2BO15	1,000	,004	RS1RS09	,527	,850	RP2CA02	,949	,316
P3BO16	1,000	-,008	RS1RS10	-,260	,966	RP2CA03	-,226	,974
P3BO17	,999	-,052	RS1RS11	-,231	,973	RP2CA04	1,000	,001
P3BO18	,999	,049	RS1OR05	,925	,381	RP3LT01	-,130	,991
P3BO19	1,000	,017	RS1OR06	,287	,958	RP3LT02	,605	,796
P3BO20	,999	-,046	RS1CL13	,979	,203	RP3LT03	,948	-,318
P3BO21	,998	-,068	RS1CL14	-,184	,983	RP3LT04	,776	,630
P3BO22	,998	-,068	RS2CC01	,342	,940	RP3LT05	-,404	-,915
P3BO23	,948	-,317	RS2CC06	,230	,973	RP3LT06	,879	,477
P3PE01	,999	-,046	RS2CC07	,852	,524	S1LP01	-,177	,984
P3CL01	,996	,086	C1CS13	,999	-,044	S1LP02	,747	,665
P3CL02	,940	,341	C1CS14	,956	,292	S1LP03	,675	,738
P4CL03	,816	,578	C2CS18	,942	,335	S1LP04	,917	,399
P4CL04	,988	,156	C2CS19	1,000	,020	S1LP05	,782	,624
P4CL05	1,000	-,012	C2CS20	,986	,167	S1LP06	,976	-,220
P4'PE02	,997	,083	C2CS21	,978	,209	S1LP07	,980	,200
P4'RS01	,995	,101	C2CS22	,978	-,210	S1LP08	,968	-,250
P4'RS02	,737	,676	C2'CC02	,922	,387	S1LP09	-,217	,976
E1CL06	,980	-,198	C2'CC03	1,000	,002	S1LP10	,475	,880
E1CL07	,999	,052	C2'CC04	,990	-,140	S1LP11	,970	-,245
E1CS01	,997	,078	C2'CC05	,978	-,210	S1LP12	,465	,885
E1CS02	1,000	,031	M1RE01	,841	-,541	S2LP13	,252	,968
E1CS03	1,000	-,006	M1RE02	,820	,572	S2MC01	-,419	,908
E1CS04	1,000	,001	M1RE03	,623	-,782	S2MC02	-,272	,962
E1CS05	,948	-,317	M1RE04	-,999	-,044	S2MC03	,986	,168
E2CL08	,999	-,040	M1RE05	,779	-,627	S2MC04	,248	,969
E2CL09	,989	-,149	M1RE06	-,323	,946	S2MC05	,864	-,504
E2CL10	,990	-,142	M1CS15	,874	,486	S2MC06	,182	,983
E2CL11	,942	-,334	M1CS16	,873	-,488	S2MC07	,781	-,624
E2CL12	,830	-,558	M1CS17	,755	-,656	S2MC08	,139	-,990
E2CS06	1,000	-,007	M2CS23	,998	-,068	S2MC09	,967	,255
E3CS07	,999	-,052	M2CS24	-,103	,995	S3MS07	-,440	,898
E3CS08	1,000	,021	M2CS25	,444	,896	S3MC10	,998	-,057
E3CS09	,999	-,036	M2CS26	,046	,999	S3MC11	,969	,247
E3CS10	1,000	,022	M2CS27	,136	,991	AMS08	-,512	-,859
						AMS09	,981	-,193

Método de extracción: Análisis de componentes principales.

Método de rotación: Normalización Varimax con Kaiser.

La rotación ha convergido en 3 iteraciones.

Fig. 67. Matriz de componentes principales rotados para las muestras, en función de los porcentajes de las diferentes especies minerales reconocidas. Véase en negrita las agrupaciones de las muestras entorno a 2 componentes principales

presentan los porcentajes más altos de granate, zoisita-clinozoisita y epidota, por una parte, o de biotita y clorita, por otra parte.

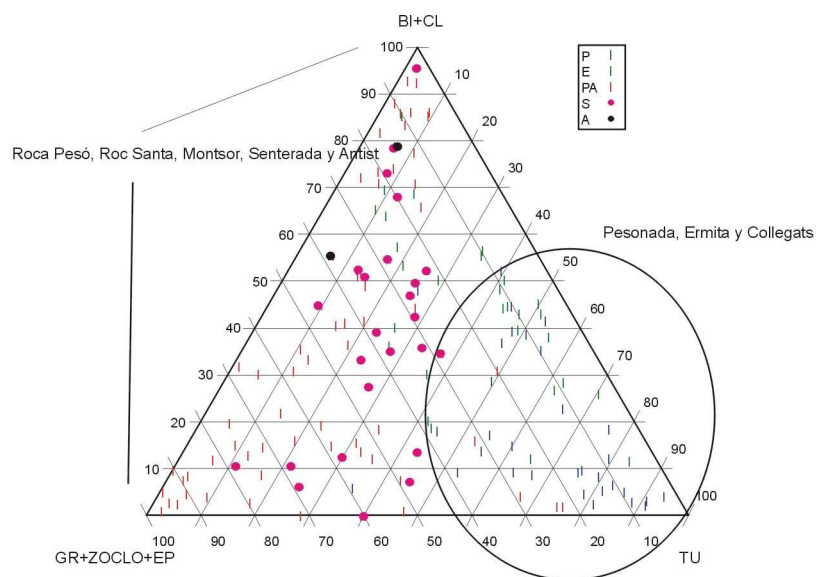


Fig. 68. Diagrama triangular de las mineralogías más abundantes en las muestras. Las muestras pertenecientes a los Alogrupos Pesonada, Ermita y el Sistema Collegats presentan, en general, los valores más altos de turmalina. Para el resto de aloformaciones, las muestras presentan, indistintamente, elevados porcentajes de granate, zoisita-clinozoisita y epidota o biotita y clorita. Leyenda: P= Alogrupo Pesonada; E= Alogrupo Ermita; PA= Alogrupo Pallaresa; S= Alogrupo Senterada y A= Alogrupo Antist.

Con respecto a los *Provenance-sensitive indexes*, se han calculado los índices AT, GZ y RZ, cuyos valores se muestran en la Tabla V. La matriz de componentes principales sin rotar para la totalidad de las muestras se representa en la Fig. 69, y la matriz de componentes principales rotada, en la Fig. 70. El índice RZ no ha sido representado puesto que la evolución vertical de dicho índice en la totalidad del relleno sedimentario es idéntica a la del índice RuZ. Véase en la Fig. 70 como, en general, las muestras pertenecientes a los alogrupos Pesonada y Ermita y la aloformación C2' se agrupan principalmente entorno a la componente principal 2, caracterizada por los valores más altos del índice RuZ, aunque, puntualmente, algunas de las muestras se asocian a la componente principal 2, caracterizada por valores más altos del índice GZ (ver también Fig. 71). El resto de aloformaciones se agrupan indistintamente entorno a las componentes 1 o 2, mostrando una gran dispersión (Fig. 71). Únicamente algunas de las muestras pertenecientes al Sistema Montsor presentan los valores más elevados del índice AT, a diferencia del resto de muestras, donde dicho índice es muy bajo o nulo.

CAPÍTULO 5. ANÁLISIS DE LOS MINERALES PESADOS

Matriz de componentes			Matriz de componentes			Matriz de componentes		
	Componente			Componente			Componente	
	1	2		1	2		1	2
P1BO01	,704	,710	E3CS11	,866	,501	M2CS28	,742	-,671
P1BO02	,967	-,257	E3CS12	,985	,172	M2CS29	,913	-,408
P1BO03	,998	-,065	E1'PE03	1,000	,029	M2CS30	,795	-,607
P1BO04	,894	,448	E1'PE04	,964	,265	M2CS31	,999	-,050
P1BO05	,951	-,308	E1'RS03	,993	,115	M2CS32	,385	-,923
P1BO06	,815	,580	E1'RS04	,780	-,626	M2CS33	,436	-,900
P2BO07	,978	-,208	E2'RS05	,924	-,381	M3MS01	,995	-,098
P2BO08	,867	-,499	E2'RS06	,974	-,227	M3MS05	,797	-,604
P2BO09	,977	,212	E3'OR01	,999	,052	M3MS06	,671	,742
P2BO10	,789	,614	E3'OR02	,856	,518	RP1CS34	,882	-,471
P2BO11	1,000	,001	E3'OR03	,548	,837	RP2MS02	,828	-,561
P2BO12	,927	,374	E3'OR04	,884	,468	RP2MS03	,960	-,281
P2BO13	,676	,737	RS1RS07	,978	,207	RP2MS04	,892	-,452
P2BO14	,588	,809	RS1RS08	1,000	,015	RP2CA01	,982	-,189
P2BO15	,751	,660	RS1RS09	,998	,063	RP2CA02	,993	,115
P3BO16	,788	,615	RS1RS10	,777	,629	RP2CA03	,596	-,803
P3BO17	,881	,473	RS1RS11	,562	,827	RP2CA04	,952	-,306
P3BO18	,538	,843	RS1OR05	,909	-,416	RP3LT01	,898	,440
P3BO19	,641	,768	RS1OR06	,938	,346	RP3LT02	,795	,607
P3BO20	,839	,544	RS1CL13	,998	,061	RP3LT03	,994	-,112
P3BO21	,947	,322	RS1CL14	,949	-,314	RP3LT04	,989	,145
P3BO22	,872	,489	RS2CC01	,973	,230	RP3LT05	,807	-,591
P3BO23	,992	,124	RS2CC06	,951	-,309	RP3LT06	,880	,475
P3PE01	,977	,215	RS2CC07	,873	,488	S1LP01	,717	,697
P3CL01	,501	,865	C1CS13	,998	-,062	S1LP02	,949	-,317
P3CL02	,951	,310	C1CS14	,886	,464	S1LP03	,991	,134
P4CL03	,930	,366	C2CS18	,969	-,246	S1LP04	1,000	,018
P4CL04	,950	-,311	C2CS19	,998	,057	S1LP05	,875	-,484
P4CL05	,978	,209	C2CS20	,914	,406	S1LP06	,899	-,438
P4'PE02	,667	,745	C2CS21	,888	,459	S1LP07	,999	,038
P4'RS01	,931	,365	C2CS22	,995	-,101	S1LP08	,986	-,168
P4'RS02	,825	,565	C2'CC02	,832	,555	S1LP09	,992	-,124
E1CL06	1,000	-,017	C2'CC03	,798	,603	S1LP10	,946	,324
E1CL07	,937	,349	C2'CC04	,984	,176	S1LP11	,960	-,280
E1CS01	,674	,739	C2'CC05	,996	,089	S1LP12	,989	,145
E1CS02	,773	,634	M1RE01	,848	-,530	S2LP13	,966	,259
E1CS03	,849	,528	M1RE02	,718	,696	S2MC01	,905	-,425
E1CS04	,714	,700	M1RE03	,882	-,472	S2MC02	,990	,143
E1CS05	,972	-,233	M1RE04	,965	-,263	S2MC03	,986	-,167
E2CL08	,993	,115	M1RE05	,891	-,454	S2MC04	,978	,208
E2CL09	,973	,230	M1RE06	1,000	-,011	S2MC05	,891	-,454
E2CL10	,884	-,468	M1CS15	,585	-,811	S2MC06	,978	-,209
E2CL11	,997	-,071	M1CS16	,971	-,237	S2MC07	,861	-,509
E2CL12	,965	-,261	M1CS17	,759	-,651	S2MC08	,973	-,230
E2CS06	,751	,661	M2CS23	,869	-,495	S2MC09	,976	,218
E3CS07	,887	,462	M2CS24	,959	-,282	S3MS07	1,000	-,014
E3CS08	,966	,259	M2CS25	,966	-,257	S3MC10	,971	-,239
E3CS09	,770	,638	M2CS26	,997	-,077	S3MC11	,995	-,101
E3CS10	,879	,477	M2CS27	,763	-,646	AMS08	,650	-,760
						AMS09	,818	-,575

Método de extracción: Análisis de componentes principales.

2 componentes extraídos

Fig. 69. Matriz de componentes principales para las muestras, en función de los *Provenance-sensitive indexes*

CAPÍTULO 5. ANÁLISIS DE LOS MINERALES PESADOS

Matriz de componentes rotados			Matriz de componentes rotados			Matriz de componentes rotados		
	Componente			Componente			Componente	
	1	2		1	2		1	2
P1BO01	,077	,997	E3CS11	,336	,942	M2CS28	1,000	-,031
P1BO02	,903	,430	E3CS12	,639	,769	M2CS29	,960	,280
P1BO03	,802	,597	E1'PE03	,743	,669	M2CS30	,999	,052
P1BO04	,391	,920	E1'PE04	,563	,827	M2CS31	,794	,608
P1BO05	,924	,382	E1'RS03	,683	,731	M2CS32	,891	-,454
P1BO06	,245	,969	E1'RS04	1,000	,028	M2CS33	,915	-,404
P2BO07	,880	,475	E2'RS05	,951	,308	M3MS01	,822	,569
P2BO08	,983	,181	E2'RS06	,889	,458	M3MS05	,998	,056
P2BO09	,607	,795	E3'OR01	,728	,686	M3MS06	,031	1,000
P2BO10	,203	,979	E3'OR02	,317	,948	RP1CS34	,977	,212
P2BO11	,762	,648	E3'OR03	-,124	,992	RP2MS02	,994	,109
P2BO12	,465	,886	E3'OR04	,370	,929	RP2MS03	,913	,407
P2BO13	,038	,999	RS1RS07	,611	,791	RP2MS04	,973	,233
P2BO14	-,076	,997	RS1RS08	,752	,659	RP2CA01	,871	,492
P2BO15	,145	,989	RS1RS09	,720	,694	RP2CA02	,683	,731
P3BO16	,202	,979	RS1RS10	,185	,983	RP2CA03	,974	-,226
P3BO17	,365	,931	RS1RS11	-,107	,994	RP2CA04	,924	,383
P3BO18	-,136	,991	RS1OR05	,962	,272	RP3LT01	,399	,917
P3BO19	-,008	1,000	RS1OR06	,491	,871	RP3LT02	,213	,977
P3BO20	,287	,958	RS1CL13	,721	,693	RP3LT03	,830	,558
P3BO21	,513	,859	RS1CL14	,927	,375	RP3LT04	,660	,751
P3BO22	,348	,937	RS2CC01	,592	,806	RP3LT05	,997	,072
P3BO23	,676	,737	RS2CC06	,925	,381	RP3LT06	,363	,932
P3PE01	,605	,796	RS2CC07	,349	,937	S1LP01	,096	,995
P3CL01	-,178	,984	C1CS13	,801	,599	S1LP02	,928	,373
P3CL02	,524	,852	C1CS14	,375	,927	S1LP03	,668	,744
P4CL03	,472	,882	C2CS18	,898	,440	S1LP04	,750	,661
P4CL04	,926	,379	C2CS19	,724	,690	S1LP05	,980	,198
P4CL05	,610	,792	C2CS20	,434	,901	S1LP06	,969	,249
P4'PE02	,026	1,000	C2CS21	,379	,925	S1LP07	,737	,676
P4'RS01	,473	,881	C2CS22	,823	,567	S1LP08	,860	,510
P4'RS02	,262	,965	C2'CC02	,275	,962	S1LP09	,836	,548
E1CL06	,773	,634	C2'CC03	,218	,976	S1LP10	,511	,860
E1CL07	,488	,873	C2'CC04	,636	,772	S1LP11	,913	,408
E1CS01	,035	,999	C2'CC05	,702	,713	S1LP12	,660	,751
E1CS02	,178	,984	M1RE01	,989	,145	S2LP13	,568	,823
E1CS03	,305	,952	M1RE02	,096	,995	S2MC01	,965	,262
E1CS04	,091	,996	M1RE03	,977	,212	S2MC02	,662	,750
E1CS05	,892	,452	M1RE04	,905	,425	S2MC03	,859	,511
E2CL08	,683	,731	M1RE05	,973	,231	S2MC04	,611	,792
E2CL09	,592	,806	M1RE06	,769	,639	S2MC05	,973	,231
E2CL10	,977	,215	M1CS15	,971	-,240	S2MC06	,880	,474
E2CL11	,806	,592	M1CS16	,894	,448	S2MC07	,986	,169
E2CL12	,905	,426	M1CS17	1,000	-,005	S2MC08	,890	,455
E2CS06	,144	,990	M2CS23	,983	,185	S2MC09	,603	,798
E3CS07	,377	,926	M2CS24	,914	,406	S3MS07	,771	,636
E3CS08	,568	,823	M2CS25	,903	,429	S3MC10	,895	,447
E3CS09	,174	,985	M2CS26	,810	,587	S3MC11	,824	,567
E3CS10	,361	,932	M2CS27	1,000	,002	AMS08	,987	-,158
						AMS09	,996	,091

Método de extracción: Análisis de componentes principales.

Método de rotación: Normalización Varimax con Kaiser.

La rotación ha convergido en 3 iteraciones.

Fig. 70. Matriz de componentes principales rotados para las muestras, en función de los *Provenance-sensitive indexes*. *V* Véase en negrita las agrupaciones de las muestras entorno a 2 componentes principales.

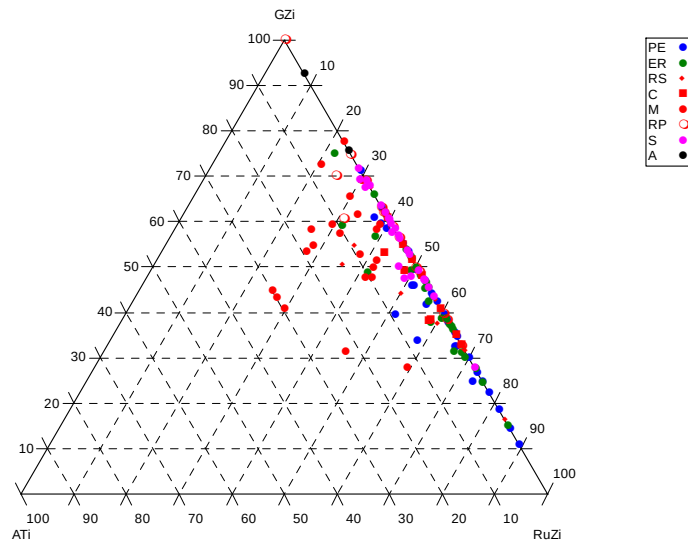


Fig. 71. Diagrama triangular de los índices GZ, AT y RuZ. Las muestras pertenecientes a los Alogrupos Pesonada, Ermita y el Sistema Collegats presentan, en general, los valores más altos del índice RuZ, mientras que el resto de aloformaciones presentan elevados valores del índice GZ. El índice AT es especialmente alto en algunas de las muestras del Sistema Montsor. Leyenda como en Fig. 68

5.5. DISCUSIÓN

El análisis factorial *Q-mode* aplicado a la totalidad de minerales pesados permite diferenciar dos grupos de muestras. Por una parte, las muestras pertenecientes a los Alogrupos Pesonada, Ermita y el Sistema Collegats, caracterizadas por los porcentajes más altos de turmalina. Por otra parte, los Sistemas Monsor, Roca del Pesó, Roc de Santa y los Alogrupos Senterada y Antist, que, en este caso, presentan las proporciones más elevadas de epidota, zoisita-clinozoisita y granate, por una parte, o de biotita y clorita, por otra.

El análisis factorial *Q-mode* aplicado a los *Provenance-sensitive indexes* no agrupa las muestras estrictamente de la misma manera. Una de las componentes principales, caracterizada por los valores más altos del índice RuZ, engloba los Alogrupos Pesonada, Ermita y la mayoría de las muestras pertenecientes al Sistema Collegats. El resto de aloformaciones se agrupan indistintamente entorno a dicha componente y a una segunda componente caracterizada por los valores más altos del índice GZ y, localmente, de AT.

Estas pequeñas diferencias en la manera de agruparse las muestras pueden explicarse de dos maneras: Por un lado, porque los errores asociados a los índices son muy elevados puesto que para sus cálculos se parte de porcentajes que en la mayoría de las ocasiones son inferiores al 10%. Otro motivo por el cual las muestras no se agrupan de la misma manera puede ser que los *Provenance-sensitive indexes* se vean alterados por otros factores que no sean estrictamente relacionados con la procedencia, como podría ser el caso de los procesos diagenéticos (Pettijohn, 1941, 1975; Morton, 1979, 1985a, b, 1986, 1987; Morton y Humphreys, 1983; Mange y Maurer, 1992; Morton y Hallsworth, 1999). A este respecto, el índice RZ puede haber quedado afectado por la tendencia de la anatasa y broquita a poseer un origen autigénico (Morton y Hallsworth, 1994). Como el rutilo es menos susceptible a desarrollarse durante la diagénesis, una opción es trabajar directamente con el índice RuZ, tal y como se realiza en este trabajo. En cualquier caso, como las tendencias verticales de ambos índices son similares, aunque la evolución vertical se hubiera establecido en función del índice RZ, variaciones en el valor de dicho índice deberían considerarse como variaciones en el área fuente. Con respecto al índice AT, Morton y Hallsworth (1994) sostienen que dicho índice potencialmente refleja la magnitud con que el sedimento ha estado expuesto a meteorización. Sin embargo, a lo largo de los perfiles estratigráficos se ha podido observar variaciones en los índices AT que no se correlacionan con variaciones en las facies, incluso en aquellos tramos de los perfiles con desarrollo de paleosuelos. Finalmente, variaciones importantes en el índice GZ pueden indicar condiciones de enterramiento cambiantes (Morton y Hallsworth, 1994). A este respecto, se ha observado como los Alogrupos estratigráficamente por encima no siempre presentan los valores más altos del índice GZi. Así se puede concluir que los valores de los *Provenance-sensitive indexes* no se ven, o al menos mínimamente, alterados por los procesos diagenéticos, de manera que sus variaciones verticales a lo largo de los perfiles estratigráficos deberían reflejar variaciones en el área de aporte en relación con la evolución de las redes de drenaje.

A partir de las composiciones mineralógicas, se establecen 3 *provincias de minerales pesados*. Las muestras pertenecientes a los Alogrupos Pesonada, Ermita y el Sistema Collegats proceden de una misma área fuente, que denominaremos *Provincia de minerales pesados 1* (Fig. 72), con elevados porcentajes de turmalina y de los valores del índice RuZ, mineralogías muy estables, que indican un alto grado de madurez del sedimento (Mange y Maurer, 1992).

Las aloformaciones que constituyen el Sistema Montsor, en cambio, se caracterizan, en su mayoría, por un elevado porcentaje de granos de epidota, granate y zoisita-clinozoisita y, muy localmente, de biotita y clorita, además de un elevado valor de los índices AT y GZ, en relación con el índice RuZ. Los valores del índice RuZ no dejan de ser localmente elevados, puesto que para las aloformaciones M1 y algunas muestras de M2 los valores de dicho índice son similares a los de los Alogrupos Pesonada, Ermita y Sistema Collegats. Los valores del índice AT, en cambio, son los más elevados de todo el relleno sedimentario. Por su composición mineralógica, diferente de los Alogrupos Pesonada, Ermita y Sistema Collegats, se considera que las muestras

Alogrupo	Sistema	Prov. 1	Prov. 2	Prov. 3
Antist		×	×	×
Senterada		×	×	×
Pallaresa	Roc de Santa	×	×	×
	Roca del Pesó	×	×	×
	Montsor	×	×	
	Collegats	×		
Ermita		×		
Pesonada		×		

Fig. 72. Procedencia de los sedimentos del relleno de la cuenca de La Poble de Segur. El sedimento procede de una o varias de las tres provincias de minerales pesados obtenidos en este trabajo. La Provincia 1 se caracteriza por los elevados valores del índice RuZ y de los porcentajes de turmalina. La Provincia 2 presenta valores elevados de los índices AT y GZ respecto a RuZ, además de porcentajes elevados de granate, epidota y zoisita-clinozoisita. La provincia 3 muestra valores muy altos del índice GZ con respecto a los índices AT y RuZ y proporciones elevadas de granate, epidota, zoisita-clinozoisita, biotita y clorita.

del Sistema Montsor proceden de un área fuente diferente, a la que denominaremos *Provincia de minerales pesados 2*. Para aquellas aloformaciones cuyos índices RuZ son ligeramente superiores se deduce una mezcla de sedimentos procedentes de las Provincias 1 y 2 (Fig.72).

Las muestras del Sistema Roca del Pesó y de los Alogrupos Senterada y Antist se caracterizan por porcentajes elevados de granate, zoisita-clinozoisita, epidota, biotita y clorita, además de valores elevados del índice GZ (especialmente en las aloformaciones RP1 y RP2) en relación con el índice AT. Los valores del índice RuZ son similares a los de la Provincia 2 aunque, en algunos casos, como en las aloformaciones RP1 y RP3, pueden llegar a ser similares a los de la Provincia 1. Así, las muestras pertenecientes al Sistema Roca del Pesó y a los Alogrupos Senterada y Antist, caracterizados por elevados valores del índice GZ respecto a los índices AT y RuZ, se consideran procedentes de una misma área fuente, a la que denominaremos *Provincia de minerales pesados 3*, aunque localmente no se descartan mezcla de sedimentos procedentes de la Provincia 1 (por los elevados valores del índice RuZ en las aloformaciones RP1 y RP3) y de la Provincia 2 (valores similares del índice GZ, especialmente en los Alogrupos Senterada y Antist) (Fig.72).

Finalmente, el Sistema Roc de Santa presenta una composición mineralógica similar al Sistema Roca del Pesó y a los Alogrupos Senterada y Antist, además de presentar valores altos de los índices AT, GZ y RuZ, estos últimos similares a las Provincias *de minerales pesados 1, 2 y 3*. Por consiguiente, la composición mineralógica del Sistema Roc de Santa resultaría de una mezcla de las 3 provincias (Fig.72).

En la Fig.72 se observa como de base a techo del relleno sedimentario, es decir, del Alogrupo Pesonada al Antist, las *provincias de minerales pesados* que aportan sedimento a la cuenca se suceden en el tiempo. La evolución tectónica discontinua y diferenciada espacialmente, como resultado de tasas de exhumación y de denudación variables, explicaría variaciones en el contenido en minerales pesados, sus evoluciones verticales y variaciones en los valores de los *Provenance-sensitive indexes*.

Aunque el análisis estadístico del contenido en minerales pesados del sedimento permite establecer 3 *provincias principales de minerales pesados*, la naturaleza de las áreas fuente de las cuales proceden presenta una gran variabilidad, desde rocas metamórficas a ígneas ácidas y básicas. El análisis geoquímico de algunas de las especies de minerales pesados, que se lleva a cabo en el capítulo siguiente, permitirá acotar con mayor precisión las litologías de las rocas que constituyen las áreas fuente.

5.6 RESUMEN

El análisis de minerales pesados y de sus asociaciones es una herramienta muy útil en la caracterización de las rocas que constituyen el área fuente de donde procede un sedimento. Son varios los factores que controlan la composición mineralógica final del sedimento por lo que no siempre el contenido en minerales pesados es un reflejo directo del área fuente.

El análisis de minerales pesados se ha llevado a cabo en un total de 148 muestras de lutitas arenosas a areniscas gruesas en su fracción comprendida entre 125 y 63 micras. Estas muestras cubren la totalidad de aloformaciones y Alogrupos definidos en el relleno sedimentario de la cuenca de La Pobra de Segur. Para cada uno de los perfiles estratigráficos realizados en este trabajo se analizan los porcentajes de los diferentes minerales pesados presentes en las muestras y sus evoluciones verticales, así como el cálculo de los errores asociados a los promedios de los porcentajes de cada especie mineral. Con el fin de minimizar el efecto que algunos factores tienen en la composición final del sedimento, se lleva a cabo, en este trabajo, el análisis de los *Provenance-sensitive indexes*. Estos índices consisten en ratios de minerales con estabilidad mecánica y física y comportamiento hidráulico similares.

Los valores obtenidos han sido tratados estadísticamente. El análisis estadístico ha consistido en el cálculo de los errores y el análisis factorial *Q-mode* mediante el método de extracción de los componentes principales. El análisis factorial *Q-mode* aplicado tanto a la totalidad de minerales pesados como a los *Provenance sensitive indexes* ha permitido establecer la existencia de 3 *Provincias de minerales pesados*.

Los Alogrupos Pesonada y Ermita y el Sistema Collegats (Alogrupo Pallaresa) se caracterizan por contener minerales procedentes de la *Provincia de minerales pesados 1*. Las muestras presentan los porcentajes más elevados de turmalina y de los valores del índice RuZ, mostrando, así, una importante madurez mineralógica. Las muestras pertenecientes al Sistema Montsor (Alogrupo Pallaresa) proceden de la *Provincia de minerales pesados 2*, con un elevado porcentaje de epidota, granate y zoisita-clinozoisita y, muy localmente, de biotita y clorita, además de un elevado valor de los índices AT y GZ. No se descartan aportes de la provincia de minerales pesados 1 para algunas muestras del Sistema Montsor. El Sistema Roca del Pesó (Alogrupo Pallaresa) y los Alogrupos Senterada y Antist registran aportes procedentes de la *Provincia de minerales pesados 3*, con predominio de granate, zoisita-clinozoisita, epidota, biotita y clorita, además de valores elevados del índice GZ, aunque no se descartan aportes menores procedentes de las provincias 1 y 2. Finalmente, las muestras pertenecientes al Sistema Roc de Santa (Alogrupo Pallaresa) registran mezcla de mineralogías procedentes de las 3 *Provincias de minerales pesados* anteriormente citadas.

Aunque el análisis estadístico permite determinar subconjuntos de muestras en función de sus composiciones mineralógicas, los minerales pesados presentes en las muestras pueden proceder de una gran variedad de rocas. El análisis geoquímico de algunos de los minerales pesados observados, que se llevará a cabo en el capítulo siguiente, permitirá acotar las posibles litologías de las áreas fuente de las cuales proceden.

CAPÍTULO 5. ANÁLISIS DE LOS MINERALES PESADOS

perfil estratigráfico Número de muestra Aloformación	BO										PE				RS										CA																		
	P1					P2					P3					1	2	3	4	P4	E1	E2	RS1				RP2																
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	1	2	3	4					
minerales pesados																																											
Olivina	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,6	0,0	0,2	0,7	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0				
Circón redondeado	13,1	6,2	1,0	6,2	0,6	6,5	11,3	6,2	3,4	7,5	6,7	3,7	3,4	7,2	7,1	4,9	5,4	8,8	6,1	3,4	3,5	2,0	3,2	2,5	7,1	13,0	11,9	9,7	16,3	1,7	0,9	4,4	5,0	31,5	12,4	21,1	9,1	34,4	6,2	5,9	1,7	8,0	
Circón idiomórfico	0,0	0,0	0,5	0,5	0,6	0,0	0,7	0,5	0,7	0,6	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	0,3	0,3	0,8	0,0	0,9	0,0	0,0	0,3	0,6	0,0	0,5	0,9	2,7	0,8	0,1	0,8	0,5	1,4	0,6	1,2	0,6	4,5	6,2	0,7	0,9	1,1	
Titanita	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	1,7	0,0			
Granate	2,4	15,9	13,1	5,2	7,5	3,9	16,2	24,7	4,8	2,5	5,6	1,8	0,9	0,8	1,9	2,1	4,7	0,6	1,5	1,7	4,4	2,0	11,6	2,3	1,8	7,6	5,2	4,4	5,4	3,8	8,0	7,5	1,8	4,2	4,5	7,8	1,2	2,6	11,5	4,4	0,9	8,0	
Estaurolita	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0		
Zoisita-clinozoisita	1,2	0,9	0,0	1,0	1,2	0,0	2,1	0,5	0,0	0,6	1,1	1,8	0,9	0,8	2,6	1,0	2,0	0,3	3,4	2,6	2,7	3,9	2,6	1,4	8,9	6,5	5,6	15,0	12,5	12,1	11,4	7,8	6,0	14,2	13,0	11,4	1,8	5,8	14,2	31,1	6,1	30,9	
Epidota	0,8	0,4	0,0	0,0	1,2	0,0	0,7	0,0	2,1	1,2	2,2	2,8	0,0	5,6	8,4	16,1	5,4	9,4	3,8	8,6	14,2	17,6	14,8	18,1	1,8	15,8	11,7	7,9	20,7	7,5	0,1	5,7	1,3	7,3	15,1	12,0	78,4	2,6	6,2	14,8	51,5	8,6	
Turmalina redondeada	57,1	34,4	60,3	53,9	69,6	36,4	38,7	37,1	54,8	59,0	46,9	25,8	62,1	57,4	61,7	47,6	52,5	57,2	53,6	61,2	41,6	35,1	25,7	19,2	30,4	30,4	21,2	32,6	19,0	16,3	6,9	14,1	3,6	8,4	9,4	16,3	1,8	9,1	17,7	7,4	0,9	13,7	
Turmalina idiomórfica	9,0	5,3	5,0	11,4	11,2	3,9	7,7	8,2	12,3	10,6	4,5	6,5	15,5	11,2	4,5	6,3	5,4	10,1	5,4	6,9	8,0	11,7	9,6	3,4	7,7	4,3	4,5	6,2	4,3	2,9	2,2	1,5	0,8	1,7	1,7	5,4	1,2	1,9	5,3	3,0	0,4	8,6	
Piroxenos	0,0	5,3	4,0	1,0	0,6	0,0	0,0	6,2	0,0	0,6	0,0	0,9	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	4,5	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0		
Anfiboles	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,7	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0		
Moscovita	0,0	0,0	0,0	2,1	0,0	2,6	0,0	0,0	0,0	5,6	8,9	6,5	6,9	4,0	2,6	3,5	2,7	1,9	3,1	0,9	6,2	2,9	0,6	8,2	0,3	0,3	10,4	6,2	0,0	0,0	4,6	5,6	2,1	0,1	9,2	7,2	0,6	1,3	2,7	16,3	7,9	0,0	
Biotita	1,6	22,9	8,0	2,1	6,2	31,2	11,3	11,3	10,3	2,5	17,9	41,5	3,4	4,0	1,9	7,0	3,4	4,4	6,1	8,6	7,1	14,6	14,1	41,0	29,2	14,7	20,7	6,2	3,8	49,0	40,0	27,9	56,5	14,8	24,1	3,6	1,8	16,2	8,8	10,4	27,9	11,4	
Clorita	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,3	0,3	0,1	0,4	0,0	0,0	24,6	20,9	20,8	10,0	5,5	3,6	0,6	1,3	3,5	0,0	0,0	0,6	
Rutilo	9,8	5,3	4,0	13,5	1,2	11,7	7,7	3,1	6,2	7,5	4,5	2,8	5,2	5,6	7,1	7,0	14,8	5,7	11,5	5,2	8,0	8,8	12,2	2,8	9,5	6,5	6,8	7,0	13,6	3,8	0,4	2,3	1,1	4,7	3,8	7,2	2,9	18,2	6,2	4,4	0,0	3,4	
Anatasa	4,9	2,6	4,0	3,1	0,0	0,0	2,1	2,1	2,7	1,2	1,1	1,8	1,7	3,2	1,9	2,8	3,4	1,3	4,6	0,9	3,5	1,0	0,6	0,3	0,6	0,5	0,2	2,6	1,1	0,8	0,1	0,3	0,0	0,8	0,2	1,8	0,3	1,9	10,6	1,5	0,0	5,1	
Broquita	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,5	0,8	0,1	0,2	0,0	0,8	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6		
Apatito redondeado	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
Apatito idiomórfico	0,0	0,9	0,0	0,0	0,0	3,9	0,7	0,0	2,1	0,6	0,0	2,8	0,0	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Tabla III

perfil estratigráfico Número de muestra		CS																												OR																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
		E1							E3							C1							M1							C2							M2						RP1						E3						RS1																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																			
Aloformación		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																							

Tabla III

perfil estratigráfico															
Número de muestra															
Aloformación															
minerales pesados															
Olivina															
Circón redondeado															
Circón idiomórfico															
Titanita															
Granate															
Eslauroilita															
Zoisita-clinozoisita															
Epidota															
Turmalina redondeada															
Turmalina idiomórfica															
Piroxenos															
Anfiboles															
Moscovita															
Biotita															
Clorita															
Rutilo															
Anatasa															
Broquita															
Apatito redondeado															
Apatito idiomórfico															

Tabla III

perfil estratigráfico		LP													MC												
Número de muestra		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11		
Aloformación		S1													S2											S3	
minerales pesados																											
Olivina		0,3	0,3	0,5	0,4	0,0	0,0	1,6	0,3	1,8	1,5	0,5	2,2	0,4	1,7	1,7	1,4	0,7	0,4	0,1	0,4	0,0	1,5	1,1	0,6		
Circón redondeado		31,1	15,6	17,7	6,7	13,4	4,8	12,0	2,7	16,5	24,2	6,8	19,8	10,6	13,2	37,8	8,3	20,6	2,8	1,0	3,1	6,4	13,5	5,9	9,2		
Circón idiomórfico		2,6	2,9	1,9	0,2	1,0	0,2	1,3	0,0	4,1	3,5	1,5	4,0	0,5	1,5	2,2	1,8	3,9	0,3	0,3	0,0	0,0	0,7	0,9	0,2		
Titanita		0,0	0,5	0,0	0,6	0,2	0,2	0,0	0,0	0,9	0,1	1,2	0,9	0,4	0,2	0,2	0,2	0,5	0,1	0,0	0,2	0,0	0,0	1,1	0,4		
Granate		4,0	16,1	7,5	3,9	10,8	7,8	10,0	4,1	12,1	6,2	10,0	11,1	2,2	7,1	5,3	8,8	5,1	4,3	0,5	4,7	25,5	7,1	6,6	4,7		
Estaurrolita		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0		
Zoisita-clinozoisita		6,9	5,5	6,8	6,5	12,0	8,0	27,9	5,8	16,5	16,5	20,8	15,8	2,1	5,4	2,9	9,7	10,4	1,3	0,2	7,2	23,9	13,5	4,3	5,7		
Epidola		2,9	10,1	6,4	13,8	3,8	3,2	4,5	16,9	16,8	4,1	2,6	6,5	8,3	21,9	3,9	4,5	2,9	7,7	0,9	2,4	4,1	8,1	12,1	16,0		
Turmalina redondeada		8,2	15,6	15,8	7,5	10,8	16,9	18,8	7,7	10,6	18,9	12,7	16,7	5,4	5,6	9,9	10,6	14,3	3,9	0,5	3,9	13,4	21,2	23,1	13,3		
Turmalina idiomórfica		4,2	3,6	6,1	2,9	5,2	5,2	3,2	2,2	3,5	6,5	4,6	5,6	2,7	1,7	1,9	3,4	3,6	1,9	0,5	2,0	6,1	7,9	6,9	6,1		
Piroxenos		0,0	0,5	0,0	0,2	0,1	0,0	0,3	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0		
Anfiboles		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0		
Moscovita		1,8	0,0	4,0	16,5	11,0	5,0	0,2	16,9	0,1	4,1	9,3	5,3	20,4	4,2	3,9	0,1	3,9	4,2	34,4	19,4	7,0	6,2	5,3	14,7		
Biotita		21,6	17,7	16,0	30,1	18,0	32,1	6,2	33,6	5,6	4,1	21,5	0,0	40,8	25,3	19,9	27,1	23,2	67,4	48,7	43,4	4,8	6,2	17,6	18,8		
Clorita		1,8	1,8	8,0	6,3	10,0	13,1	3,2	6,9	1,8	0,1	3,9	0,0	3,4	8,4	3,9	18,0	3,9	4,2	12,4	12,1	0,3	3,2	10,5	6,3		
Rutilo		12,7	6,8	7,8	3,3	3,2	2,0	8,8	2,0	8,0	8,6	4,2	11,8	2,7	2,7	5,6	5,0	5,8	1,1	0,3	1,0	7,0	8,6	3,2	3,3		
Anatasa		1,6	2,3	0,7	0,4	0,2	0,8	1,3	0,6	0,9	0,6	0,2	0,0	0,1	0,6	0,5	0,9	0,5	0,3	0,0	0,2	1,0	1,5	0,7	0,2		
Broquita		0,3	0,8	0,2	0,6	0,1	0,4	0,0	0,0	0,6	0,9	0,2	0,0	0,0	0,2	0,5	0,0	0,7	0,3	0,0	0,1	0,6	0,7	0,5	0,4		
Apatito redondeado		0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0		
Apatito idiomórfico		0,0	0,0	0,5	0,0	0,1	0,0	0,3	0,1	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0		

Tabla III. Valores del porcentaje de las especies de minerales pesados transparentes reconocidas en las muestras de los diferentes perfiles estratigráficos

Capítulo 6
GEOQUÍMICA MINERAL

6.1 INTRODUCCIÓN

Los minerales pesados de un sedimento son los mejores indicadores de la naturaleza del área fuente de la cual proceden y, por este motivo, son usados en los estudios de procedencia (Morton, 1985b). Sin embargo, la determinación de la procedencia del sedimento de una cuenca a partir de las asociaciones de minerales pesados está siempre limitada por los factores que controlan las proporciones de las diferentes especies minerales, especialmente la diagénesis (ver capítulo 5). En estudios recientes, las técnicas clásicas de análisis de minerales pesados a partir del microscopio petrográfico se ven reforzadas por otras técnicas que permiten una mejor caracterización de los diferentes minerales detríticos. Estas técnicas son, entre otras, catodoluminiscencia, difracción de polvo de rayos X, microscopia electrónica de barrido y microsonda electrónica. El análisis de los resultados obtenidos por dichas técnicas proporciona información directa y objetiva sobre la litología del área fuente y el posible reciclaje del sedimento (Humphreys et al., 1991; Morton, 1991; Mange y Maurer, 1992).

En este trabajo se ha llevado a cabo el análisis de las variaciones composicionales de algunos de los minerales pesados reconocidos a partir de su microanálisis con la microsonda electrónica. Esta técnica puede ser aplicada a diferentes minerales detríticos (Morton, 1985a, b; 1991), de entre los cuales se han analizado granos de rutilo y circón, así como de minerales del grupo de la turmalina, de la epidota y del granate.

Circón

El circón, al igual que la turmalina y el rutilo, es un mineral muy estable desde el punto de vista físico y químico. Además, puede proceder de un amplio abanico de rocas, desde ígneas a metamórficas, que se relacionan con composiciones geoquímicas variables (Hoskin y Black, 2000; Hoskin y Ireland, 2000; Belousova et al., 2002; Pupin, 2002; Rubatto, 2002; Hoskin y Schaltegger, 2003). Es, por este motivo, que se considera la geoquímica del circón como un buen indicador de la procedencia.

La geoquímica del circón es relativamente sencilla. Por lo general, aproximadamente el 99% del mineral lo componen ZrO_2 , HfO_2 y SiO_2 , mientras que el resto se divide entre Y, REE, Th y U. El contenido en Hf y las proporciones Zr/Hf y Th/U son variables en función de la roca de la cual proceden (Butler y Thompson, 1965; Brooks, 1970; Owen, 1987). Para granos de circón procedentes de rocas ígneas, Ahrens et al. (1967) distinguen entre diferentes tipos (ácidas y básicas) en base a la relación Th/U. Heaman et al. (1990) reconocen, en función del contenido Th/U versus Hf, entre diferentes tipos de rocas ígneas volcánicas y plutónicas máficas, félsicas, kimberlitas y carbonatitas. Por otra parte, en base a las proporciones de (Zr/Hf) versus Hf, Wang et al. (2000) discriminan entre granos de circón procedentes de granitos y de pegmatitas. Finalmente, Ennes de Barros et al. (2005) diferencian entre circón de procedencia metamórfica, granítica, máfica y kimberlítica, a partir de los gráficos (Th/U) versus UO_2 .

Grupo de la turmalina

La turmalina es un indicador muy útil de la procedencia de un sedimento, dada su resistencia mecánica y su gran variedad composicional en relación con la roca de la cual procede (Krynine, 1946; Henry y Guidotti, 1985; O'Connor, 1989). Sin embargo, la existencia de zonaciones en dicho mineral limita la técnica (Morton, 1985a, b). En este trabajo se analizan las composiciones geoquímicas en los núcleos de los cristales de turmalina con el fin de conocer la roca de la cual proceden, aún teniendo en cuenta que las variaciones composicionales en las zonaciones y sobrecrecimientos permiten estudiar la posible historia de reemplazamiento, diagenética y/o de metamorfismo (Henry y Guidotti, 1985; Henry y Dutrow, 1990a, b, 1992, 1994; Henry et al., 1994, 2002; Henry, 2003).

La turmalina es un borosilicato con estructura general $\text{XY}_3\text{Z}_6(\text{BO}_3)\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$, donde X= Na, Ca, K; Y= Mg, Fe, Mn, Li, Al; Z=Al (Fe^{2+} , Fe^{3+} , Ti, Mg, Cr, V^{3+}). Se halla presente en un

amplio espectro de rocas metamórficas, granitoides, aplitas, pegmatitas y aureolas hidrotermales (Henry y Guidotti, 1985; Morton, 1991). Las relaciones entre Al, Fe(total) y Mg, por un lado, y Ca, Fe(total) y Mg, por el otro, de los cristales de turmalina permiten discernir sobre el tipo de rocas de las cuales proceden (Henry y Guidotti, 1985; O'Connor, 1989; Henry y Dutrow, 1992; Wright et al., 2002; Augustsson, 2003; Viator, 2003). Las relaciones entre Ca y Mg/(Mg+Fe), por un lado, y de Ca versus vacantes en X, por otro, permiten discriminar el tipo y grado de metamorfismo de las rocas de las cuales proceden los granos de turmalina (Henry y Dutrow, 1996). En cambio, las relaciones entre Fe, (K+Na) y Mg, así como Fe, (K+Na) y Ti permiten discriminar, dentro de los granitoides, granos de turmalina de origen granítico, de aplitas o de pegmatitas graníticas (Neiva, 1974).

Rutilo

Además de la utilización del rutilo detrítico como herramienta de estudio de los procesos en las zonas de subducción (Zack, 1999; Zack et al., 2002), como geotermómetro en rocas metamórficas (Zack et al. 2002, 2004a, b) y en la correlación de areniscas (Preston et al., 1998), este mineral ha sido ampliamente usado en los estudios de procedencia. A diferencia del circón y la turmalina, el rutilo no es estable en condiciones de metamorfismo de bajo grado, siendo en cambio muy abundante en rocas de metamorfismo de grado medio y alto. Estas últimas son consideradas las principales fuentes de rutilo detrítico (Force, 1980; Frost, 1991; Zack, 1999; Preston et al., 2002; Zack et al., 2002, 2004a). Otras fuentes de rutilo, de menor importancia, son los filones de cuarzo y ciertos tipos de depósitos minerales de origen hidrotermal. Las rocas ígneas, en cambio, aportan proporciones escasas o nulas de rutilo, exceptuando aquellas que han sido alteradas por meteorización o hidrotermalismo, y las rocas ígneas alcalinas (anortositas y kimberlitas) (Force, 1980; Frost y Lindsley, 1991; Preston et al., 2002).

Con una composición relativamente sencilla (TiO_2), el rutilo puede incorporar cantidades significativas de elementos traza, tales como Zr, Cr, Nb, Mo, Sn, Sb, Hf, Ta y W. Según Zack et al. (2001, 2002, 2004a), el análisis del contenido en Nb y Cr en rutilo determina la litología del área fuente.

Grupo del Granate

La geoquímica de los granos de granate es la técnica más usada en la configuración de la paleogeografía, procedencia y dispersión del sedimento, por su gran variedad composicional y su relativa estabilidad (Morton, 1985a, b; Morton y Hallsworth, 1999; Sabeen et al., 2002). El granate detrítico es relativamente estable durante el enterramiento profundo, siendo mínimos los efectos que producen el control hidráulico y la diagénesis en él (Morton, 1987). Con respecto a la diagénesis, Morton (1985b) y Haughton y Farrow (1989) consideran que la circulación de aguas meteóricas ácidas podría modificar ligeramente el contenido en granate, mientras que Morton (1987, 1991) considera que, durante el enterramiento, la circulación de aguas cálidas podría influir en las proporciones relativas del granate cálcico.

El granate es común en una gran variedad de rocas, tales como rocas metamórficas de grado bajo a alto, granitos, pegmatitas, rocas volcánicas, kimberlitas y rocas metasomáticas (Deer et al., 1982). Sin embargo, su composición química varía en función de las litologías de las rocas de las que procede (Wright, 1938; Morton, 1985b, 1991; Hurst y Morton, 1988; Haughton y Farow, 1989; Asiedu et al., 2000; Takeuchi, 1994; Nanayama, 1997; Sabeen et al., 2002; Morton et al., 2003; Salata, 2004; Oszcypko y Salata, 2005).

Los elementos principalmente analizados en el granate son: Al, Si, Mg, Fe, Mn, Ca, Ti, Cr, aunque también se suelen analizar V, Y, Zr, La, Zn, Cd, Ga, Ge, Sn, As, Mo, B y Sc (Deer et al., 1997). Para el análisis de su procedencia, el granate se representa en función de sus términos finales (*end-members*) piropo-almandino-espesartina o bien piropo-(almandino+espesartina)-(grosularia+andradita) o bien piropo-almandino-(grosularia+andradita) (Morton, 1985a, b;

1991; Hurst y Morton, 1988; Morton et al., 1989, 2003; Morton y Hallsworth, 1994; Morton y Hurst, 1995; Hallsworth et al., 1996, 2000; Nanayama, 1997).

Grupo de la Epidota

La estabilidad de los minerales del grupo de la epidota durante la meteorización y el enterramiento es de moderada a baja (Morton, 1984; 1985a; b). Los principales elementos analizados en los minerales del grupo de la epidota son: Al, Fe, Mn, Ca, Si, Li, Be, F, Na, Mg, P, Cl, K, Sc, Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Sn, Ba, Hf, Ta, W, Pb, Th, U y REE (Franz y Liebscher, 2004; Frei et al., 2004). La medida en que estos elementos aparecerán en la epidota dependerá de la litología del área fuente, según ésta contenga rocas con metamorfismo regional, de contacto o rocas ígneas (ácidas y básicas) o volcánicas (Deer et al., 1986; Mange y Maurer, 1992; Grapes y Hoskin, 2004; Schmidt y Poli, 2004)

6.2. METODOLOGÍA

Con el fin de caracterizar geoquímicamente algunos de los minerales pesados observados en el capítulo 5, se ha seleccionado una muestra para cada una de las aloformaciones que constituyen el relleno sedimentario.

Se han llevado a cabo un total de 192 análisis geoquímicos de minerales detríticos. De la totalidad de granos analizados, 43 se corresponden a circón, 75 a turmalina, 40 a rutilo, 15 a granate y 19 a minerales del grupo de la epidota.

Sobre lámina delgada se seleccionaron las zonas más adecuadas de cada mineral para su análisis, mediante microscopía óptica de luz transmitida y reflejada. Se tomó en cuenta para la selección de los puntos de análisis el grado de pulido y otros criterios (zonación, ausencia de alteración o inclusiones, etc.).

Los análisis químicos con microsonda electrónica se realizaron en los Serveis Científico-Tècnics de la Universitat de Barcelona (analista, Xavier Llovet). Una vez estuvieron las muestras introducidas en la microsonda electrónica, se ubicó los puntos de análisis utilizando simultáneamente las imágenes de microscopio óptico acoplado y las imágenes de microscopio electrónico en modo de electrones retrodispersados. Asimismo se utilizó un detector de energías de rayos X LINUX para la obtención de análisis cualitativos. El equipo utilizado fue una microsonda electrónica *Cameca SX-50*, dotada con cuatro espectrómetros WDS y un EDS.

Las condiciones de análisis fueron las siguientes: aceleración, 20 keV, corriente de sonda, 15 nA, ángulo de despegue, 40°; las líneas, cristales y patrones utilizadas fueron los siguientes: albita (Na, TAP, $K\alpha$), periclasa (Mg, TAP, $K\alpha$), ortoclasa (Al, TAP, $K\alpha$), ortoclasa (Si, TAP, $K\alpha$), ortoclasa (K, PET, $K\alpha$), wollastonita (Ca, PET, $K\alpha$), rutilo (Ti, PET, $K\alpha$), Cr_2O_3 (Cr, PET, $K\alpha$), rodonita (Mn, LIF, $K\alpha$), hematites (Fe, LIF, $K\alpha$), celestina (Sr, TAP, $L\alpha$), niobio (Nb, PET, $L\alpha$), tántalo (Ta, LIF, $L\alpha$); el oxígeno se calculó por estequiometría.

Los resultados obtenidos del análisis geoquímico de los granos minerales se exponen en el apartado 6.3.

6.3. RESULTADOS

Se han analizado un total de 192 granos de minerales pesados detríticos pertenecientes a 17 muestras. De la totalidad de granos analizados, 43 se corresponden a circón, 75 a turmalina, 40 a rutilo, 15 a granate y 19 a minerales del grupo de la epidota. Del conjunto de muestras estudiadas, para el Alogrupo Pesonada se han seleccionado las muestras BO-03 (P1), BO-12 (P2), BO-17 (P3) y CL-05 (P4). Para el Alogrupo Ermita, las muestras CS-05 (E1), CL-11 (E2) y RS-05 (E2'). Para el Pallaresa, CS-22 (C2), CC-03 (C2'), CS-15 (M1), CS-31(M2), CC-01 (RS2), CS-34 (RP1) y LT-03 (RP3). El Alogrupo Senterada queda representado por las muestras MC-01 (S2) y MC-11 (S3), mientras que el Antist, por la muestra MS-08.

Circón

De los 43 granos detríticos de circón analizados, 15 pertenecen al Alogrupo Pesonada; 10 al Ermita; 13 al Pallaresa (5 del Sistema Collegats; 3 del Montsor; 3 del Roc de Santa y 2 del Roca del Pesó); 3 al Senterada y 2 al Antist.

Se han analizado los contenidos en Th, U, Zr, Hf y UO_2 para elaborar los diagramas de discriminación entre los distintos tipos de rocas propuestos por Ahrens et al. (1967); Heaman et al. (1990); Wang et al. (2000) y Ennes de Barros et al. (2005). Los resultados obtenidos quedan reflejados en la Tabla IV.

El diagrama propuesto por Ennes de Barros et al. (2005) relaciona (Fig. 73) el ratio (Th/U) con el porcentaje en UO_2 , y permite discriminar la procedencia de los diversos granos detríticos de circón. Como se aprecia en la Fig. 73, la mayoría de cristales de circón pertenecen al campo donde las composiciones correspondientes a rocas graníticas y máficas se solapan, siendo muy escasos los granos de origen metamórfico e inexistentes los que proceden de kimberlitas. Ejemplos únicos y claros de su procedencia son algunos cristales pertenecientes al Alogrupo Ermita (de origen granítico) y de Pesonada (de origen claramente máfico). Por otra parte, algunos granos de circón de los Alogrupos Ermita y Pallaresa parecen corresponder a fuentes metamórficas.

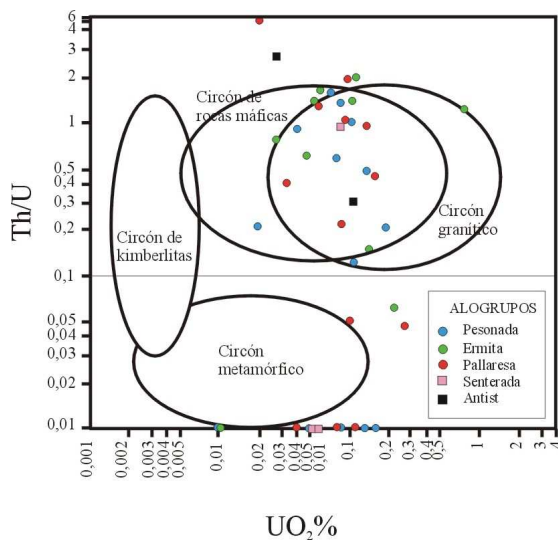


Fig. 73. Diagrama Th/U versus UO_2 (%) para los granos de circón analizados. Adaptado de Ennes de Barros et al.(2005)

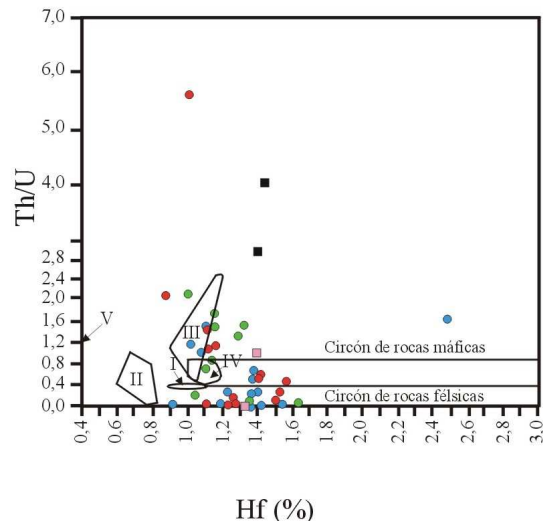


Fig. 74. Diagrama Th/U versus %Hf para los granos de circón analizados. Véase la heterogeneidad de rocas fuente, con predominio de granos de circón procedentes de rocas félsicas. Adaptado de Heaman et al. (1990).

Leyenda como en Fig. 73.

En el gráfico de Heaman et al. (1990), que relaciona el ratio (Th/U) con el contenido en Hf (Fig. 74), se han representado los valores de todos los granos de circón, a excepción de aquellos que en la Fig. 73 han sido reconocidos como procedentes de rocas metamórficas. El gráfico de la Fig. 74 permite discriminar entre granos de circón procedentes de rocas félsicas y máficas, descartando, así, una procedencia de kimberlitas (campo I en la figura), de carbonatitas y sienitas nefelínicas (campo II) y de basaltos (campo V en la figura) (Heaman et al., 1990). También cabe destacar una muestra del Alogrupo Pallaresa con valores de Th/U superiores a 5 (extremadamente máfico), las muestras del Alogrupo Antist, con valores de Th/U superiores a 2.8 y una muestra del Alogrupo Pesonada, con contenidos en Hf muy superiores al resto de granos de circón (cerca del 2.5%).

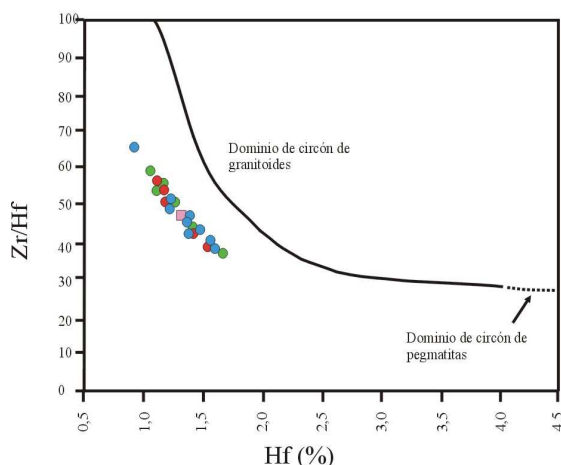


Fig. 75. Diagrama Zr/Hf versus % Hf para los granos de circón analizados. Véase como todas las composiciones pertenecen al campo de los granitoides. Adaptado de Wang et al. (2000). Leyenda como en Fig. 73.

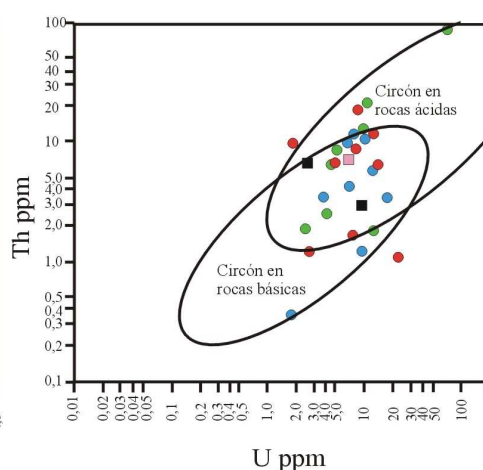


Fig. 76. Diagrama Th-U (ppm) para los granos de circón analizados. Se observa la coexistencia de granos de circón procedentes tanto de rocas ígneas ácidas como básicas. Adaptado de Ahrens et al. (1967). Leyenda como en Fig. 73.

El gráfico propuesto por Wang et al. (2000) relaciona el ratio (Zr/Hf) con el contenido en Hf (Fig. 75), y permite discriminar aquellos granos de circón procedentes de granitoides. En él se han proyectado sólo los valores de los cristales cuya procedencia ha sido atribuida a áreas fuente en rocas félsicas mediante el gráfico de Heaman et al. (1990) (Fig. 74). La totalidad de granos de circón procedentes de rocas félsicas corresponden al campo de los granitoides, no habiéndose reconocido, en cambio, una procedencia de pegmatitas evolucionadas.

El gráfico propuesto por Ahrens et al. (1967) relaciona el contenido en Th con el U (Fig. 76), y permite la discriminación de áreas fuente dentro de los diferentes tipos de rocas ígneas. Nuevamente se observa como existen algunas muestras con granos de circón claramente procedentes de rocas ácidas y de rocas básicas, aunque la mayoría de las muestras caen en el campo común de ambos tipos de rocas ígneas. Cabe destacar la presencia de una muestra de la aloformación E2' con valores extremos de Th y U, indicando una composición extremadamente ácida de la roca fuente.

La Tabla V resume las diferentes procedencias de los granos de circón analizados obtenidas mediante la utilización de los distintos gráficos.

CAPÍTULO 6. GEOQUÍMICA MINERAL

Alogrupo alform. muestra	P1					P2					P3					P4					E1					E2					ERMITA				
	BO-03-1	BO-03-2	BO-03-3	BO-03-4	P2	BO-17-1	BO-17-2	BO-17-3	BO-17-4	BO-17-5	CL-05-1	CL-05-2	CL-05-3	CL-05-4	CL-05-5	CL-05-6	CS-05-1	CS-05-2	CS-05-3	CL-01-1	CL-01-2	CL-01-3	RS-05-1	RS-05-2	RS-05-3	RS-05-4	RS-05-5								
P ₂ O ₅	0.0359	0.065	0.083	0.097	0.273	0.132	0.044	0.282	0.078	0.037	0.098	0.097	0.085	0.125	0.104	0.079	0.058	0.106	0.079	0.115	0.072	0.029	0.203	0.182	0.614	0.049									
SiO ₂	32.8164	32.744	32.686	32.596	32.144	32.118	32.245	31.991	32.172	32.305	32.196	32.322	31.951	31.884	32.020	32.130	31.968	32.055	31.884	32.608	32.302	33.172	31.814	32.392	31.446	30.611									
TiO ₂	0.0616	0.026	0.024	0.061	0.018	0.005	0.004	0.059	0.034	0.000	0.009	0.038	0.021	0.046	0.021	0.009	0.020	0.034	0.021	0.017	0.010	0.074	0.080	0.057	0.046										
ZrO ₂	63.7992	64.254	64.413	65.157	64.899	65.489	63.785	64.151	65.092	63.548	66.016	65.672	64.247	65.701	65.896	65.354	66.000	66.505	66.433	63.868	64.962	63.602	63.891	62.467	64.381	60.565									
HfO ₂	1.3123	1.447	1.209	1.648	1.882	1.649	1.637	1.830	1.671	1.090	1.604	1.422	2.936	1.614	1.295	1.351	1.372	1.342	1.554	1.189	1.235	1.302	1.928	1.599	1.370	1.524									
ThO ₂	0.1263	0.004	0.118	0.068	0.094	0.040	0.048	0.000	0.000	0.000	0.014	0.000	0.113	0.000	0.040	0.038	0.075	0.021	0.147	0.227	0.021	0.030	0.000	0.014	0.099	0.959									
Al ₂ O ₃	0.0000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.005	0.098	0.000	0.000	0.000	0.155									
Cr ₂ O ₃	0.0350	0.000	0.034	0.037	0.004	0.025	0.003	0.014	0.043	0.064	0.014	0.047	0.041	0.027	0.026	0.034	0.016	0.053	0.033	0.027	0.036	0.044	0.055	0.045	0.006	0.038									
Y ₂ O ₃	0.0000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.067	0.000	0.000	0.154	0.038									
La ₂ O ₃	0.0641	0.087	0.067	0.000	0.059	0.059	0.076	0.094	0.047	0.087	0.019	0.002	0.091	0.022	0.029	0.050	0.000	0.049	0.065	0.084	0.070	0.091	0.049	0.096	0.048	0.026									
Ce ₂ O ₃	0.2382	0.047	0.059	0.069	0.024	0.056	0.066	0.050	0.000	0.041	0.022	0.094	0.077	0.061	0.022	0.000	0.051	0.028	0.036	0.000	0.015	0.035	0.034	0.087	0.053	0.095									
UO ₂	0.0891	0.019	0.108	0.136	0.000	0.189	0.076	0.036	0.013	0.086	0.109	0.177	0.071	0.138	0.042	0.000	0.052	0.027	0.103	0.112	0.136	0.047	0.008	0.214	0.060	0.744									
MgO	0.0062	0.014	0.001	0.017	0.000	0.000	0.017	0.031	0.007	0.016	0.009	0.012	0.015	0.008	0.010	0.018	0.023	0.006	0.034	0.019	0.025	0.030	0.015	0.000	0.010	0.011									
CaO	0.0000	0.019	0.000	0.026	0.000	0.035	0.029	0.024	0.006	0.008	0.006	0.000	0.000	0.003	0.019	0.003	0.000	0.133	0.000	0.020	0.021	0.127	0.006	0.049	0.000	0.254									
MnO	0.0194	0.000	0.000	0.004	0.063	0.045	0.000	0.044	0.009	0.000	0.000	0.000	0.045	0.000	0.056	0.000	0.024	0.012	0.000	0.010	0.037	0.001	0.016	0.000	0.000	0.061									
FeO	0.2271	0.352	0.553	0.169	0.221	0.211	0.201	0.192	0.169	0.134	0.138	0.181	0.069	0.174	0.085	0.131	0.114	0.099	0.000	0.126	0.127	0.138	0.158	0.082	0.020	0.823									
total	98.6208	99.079	99.353	100.083	99.681	100.053	98.232	98.797	99.338	97.414	100.254	100.068	99.762	99.802	99.665	99.196	99.832	100.471	100.389	98.431	99.081	98.821	98.250	97.307	98.318	95.998									
Cation. en base a 4																																			
Origenes																																			
P ²⁺	0.001	0.002	0.002	0.003	0.007	0.004	0.001	0.007	0.002	0.001	0.003	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002	0.002	0.003	0.002	0.003	0.002	0.001	0.005	0.005	0.016	0.001									
Si ⁴⁺	1.016	1.011	1.008	1.000	0.992	0.990	1.007	0.995	0.996	1.013	0.990	0.994	0.992	0.986	0.989	0.995	0.987	0.983	0.982	1.012	1.000	1.022	0.995	1.016	0.982	0.992									
Ti ⁴⁺	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001									
Zr ⁴⁺	0.963	0.967	0.968	0.975	0.977	0.984	0.971	0.973	0.982	0.971	0.990	0.985	0.973	0.991	0.992	0.987	0.995	0.995	0.998	0.967	0.981	0.955	0.975	0.956	0.980	0.957									
Hf ⁴⁺	0.012	0.013	0.011	0.014	0.017	0.015	0.015	0.016	0.015	0.010	0.014	0.013	0.026	0.014	0.011	0.012	0.012	0.012	0.014	0.011	0.011	0.011	0.017	0.014	0.012	0.014									
Th ⁴⁺	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.007									
Al ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.006									
Cr ³⁺	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001									
Y ³⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001									
La ³⁺	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000									
Ce ³⁺	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001									
U ⁴⁺	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001									
Mg ²⁺	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001									
Ca ²⁺	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.004	0.000	0.002	0.000	0.009									
Mn ²⁺	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000									
Fe ²⁺	0.006	0.009	0.014	0.004	0.006	0.005	0.005	0.005	0.004	0.004	0.004	0.005	0.002	0.005	0.002	0.003	0.003	0.003	0.000	0.003	0.003	0.004	0.004	0.002	0.001	0.022									
total	2.004	2.005	2.007	2.003	2.002	2.004	2.004	2.003	2.002	2.003	2.002	2.003	2.002	2.002	2.002	2.002	2.002	2.004	2.001	2.002	2.002	2.006	2.002	2.002	2.002	1.998	2.020								

Tabla IV.

Alogrupo alorim. muestra	C2												PALLARES A				SENERADA				ANTIST																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																	
	C2						M1						RP1				RP3		S2		S3	MS-08-1	MS-08-2																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
	CS-22.1	CS-22.2	CC-03.1	CC-03.2	CC-03.3	CC-03.4	CS-15.1	CS-15.2	CS-15.3	CS-15.4	CC-01.1	RS2	CC-01.3	CS-34.1	CS-34.2	LT-03.1	LT-03.2	MC-01.1	MC-01.2	MC-01.1	MC-01.2																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																	
P ₂ O ₅	0.107	0.068	0.077	0.065	0.037	0.072	0.110	0.093	0.140	0.331	0.217	0.077	0.000	0.000	0.075	0.107	0.168	0.093	0.036	0.000	0.000	0.086	0.115																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																															
SiO ₂	32.369	32.531	32.001	32.146	32.053	32.038	32.120	32.126	31.666	35.031	31.843	31.517	32.172	30.707	32.657	31.129	31.281	31.111	32.441	31.426	32.539	32.434																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
TiO ₂	0.020	0.000	0.048	0.043	0.000	0.026	0.000	0.015	0.038	0.060	0.014	0.013	0.043	0.024	0.002	0.100	0.067	0.000	0.022	0.052	0.004	0.042																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
ZrO ₂	66.123	65.503	65.792	65.719	65.996	66.633	65.052	63.996	63.171	65.235	65.216	66.518	65.289	66.339	66.140	65.544	65.291	65.897	65.229	64.924	65.364	65.226																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
HfO ₂	1.484	1.311	1.441	1.653	1.309	1.202	1.313	1.410	1.800	1.654	1.034	1.481	1.864	1.588	1.370	1.478	1.778	1.570	1.486	1.646	1.504	1.651																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
ThO ₂	0.000	0.000	0.000	0.000	0.078	0.113	0.135	0.020	0.020	0.073	0.203	0.006	0.013	0.000	0.101	0.089	0.013	0.000	0.000	0.080	0.034	0.076																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
Al ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
Cr ₂ O ₃	0.070	0.035	0.025	0.036	0.026	0.050	0.031	0.027	0.001	0.032	0.017	0.025	0.031	0.013	0.018	0.014	0.005	0.049	0.000	0.033	0.018	0.031																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
Y ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
La ₂ O ₃	0.000	0.033	0.084	0.043	0.039	0.009	0.049	0.057	0.038	0.015	0.081	0.077	0.018	0.077	0.035	0.021	0.034	0.002	0.002	0.000	0.082	0.051																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
Ce ₂ O ₃	0.024	0.000	0.055	0.022	0.030	0.067	0.015	0.087	0.014	0.047	0.036	0.020	0.048	0.059	0.044	0.006	0.000	0.056	0.078	0.032	0.047	0.000																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
UO ₂	0.031	0.105	0.074	0.000	0.057	0.020	0.135	0.000	0.088	0.152	0.101	0.100	0.032	0.000	0.093	0.000	0.256	0.051	0.058	0.082	0.109	0.027																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
MgO	0.025	0.015	0.018	0.020	0.010	0.007	0.013	0.006	0.020	0.051	0.022	0.021	0.009	0.007	0.042	0.000	0.000	0.022	0.010	0.000	0.010	0.038																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
CaO	0.026	0.017	0.002	0.000	0.022	0.013	0.000	0.019	0.015	0.055	0.000	0.001	0.012	0.026	0.000	0.000	0.043	0.016	0.015	0.000	0.004	0.020																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
MnO	0.044	0.008	0.015	0.000	0.032	0.008	0.033	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	0.000	0.000	0.078	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
FeO	0.073	0.246	0.318	0.189	0.058	0.056	0.206	0.212	0.210	0.295	0.059	0.036	0.031	0.094	0.109	0.156	0.228	0.052	0.248	0.065	0.074	0.029																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
Total	100.395	99.871	99.948	99.937	99.745	100.312	99.211	98.068	97.220	103.036	98.842	99.892	99.577	98.932	100.686	98.642	99.241	98.919	99.633	98.347	99.874	99.739																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
Cation, en base a 4																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																						</

Tabla IV. Composiciones geoquímicas de los granos de circón analizados. Parte superior de la tabla, cálculo en % en peso. Parte inferior, fórmula estructural calculada en base a 4 oxígenos.

CAPÍTULO 6. GEOQUÍMICA MINERAL

Pesonada					Pallaresa					Ermita				

Tabla V. Resumen de las principales procedencias para los granos de circón analizados.

Minerales del grupo de la turmalina

De los 75 granos de turmalina detrítica analizados, 27 pertenecen al Alogrupo Pesonada; 16 al Ermita; 21 al Pallaresa (7 del Sistema Collegats; 6 del Montsor; 3 del Roc de Santa y 5 del Roca del Pesó); 6 al Senterada y 5 al Antist.

Se han analizado los contenidos en Fe, Al, Mg, Ca, Na y K para proyectarlos en los diagramas propuestos por Henry y Guidotti (1985) y Henry y Dutrow (1996) para la discriminación de distintos tipos de rocas fuente. Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla VI.

El diagrama triangular propuesto por Henry y Guidotti (1985), que relaciona el contenido en Fe (total) frente al Al y Mg (Fig. 77), permite discriminar granos de turmalina procedentes de diversos tipos de rocas, desde granitoides hasta rocas metamórficas. La mayor parte de granos de turmalina analizados presentan una variación composicional que las sitúa principalmente dentro de la serie Chorlo-Buergerita-Foitita-Dravita-Uvita. No se han hallado turmalinas con composiciones de Elbaíta, típicas de magmas muy evolucionados.

Las composiciones de los granos de turmalina pertenecientes a los Alogrupos Pesonada y Ermita (Fig. 77) presentan composiciones similares, repartidas en su mayoría, entre los campos 2 a 6 del diagrama; esto es, de granitoides pobres en Li y de rocas metamórficas. Únicamente una muestra de la aloformación P4 y alguna de E2' se hallan en el campo de los metacarbonatos y metapiroxenitas (campo 8), e incluso en el de rocas metaultramáficas pobres en Ca y/o metasedimentos ricos en Cr y V (campo 7), en el caso de E2'.

Los Alogrupos Pallaresa, Senterada y Antist (Fig. 77), en cambio, muestran composiciones más homogéneas que las descritas para los Alogrupos precedentes, repartidos entre los campos 4 a 6, es decir, de rocas metamórficas. Únicamente algunas muestras de las aloformaciones C2,

Atogrupo información muestra	PESONADA																							
	P1									P2					P3						P4			
	BO-03-1	BO-03-2	BO-03-3	BO-03-4	BO-03-5	BO-03-6	BO-03-7	BO-03-8	BO-03-9	BO-12-1	BO-12-2	BO-12-3	BO-12-4	BO-17-1	BO-17-2	BO-17-3	BO-17-4	BO-17-5	BO-17-6	CL-05-1	CL-05-2	CL-05-3	CL-05-4	
P ₂ O ₅	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.026	0.039	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.047	0.040	0.014	0.053	0.034	0.000	0.047	
SiO ₂	36,793	35.841	36,693	35,160	36,279	36,892	36,327	36,530	36,858	36,557	37,370	36,129	35,712	36,230	37,350	36,023	37,573	36,959	37,106	35,574	37,237	36,133	36,643	
TiO ₂	0.842	0.721	0.175	0.463	0.503	1.200	1.079	0.607	0.353	1.127	0.763	0.270	0.938	0.375	0.874	0.605	0.377	0.741	0.791	0.705	1.039	0.953	0.095	
Al ₂ O ₃	35.829	35.362	33,739	35,721	34,610	33,701	34,547	31,889	34,979	32,823	33,957	32,431	33,529	30,503	34,530	34,031	32,851	29,006	32,169	32,771	33,472	34,127	34,085	
Fe ₂ O ₃	2.950	2.590	3,309	0,286	4,511	7,165	1,925	7,504	8,701	8,530	0,006	16,039	5,860	15,383	0,415	10,205	9,840	13,692	9,124	12,072	0,290	9,416	12,769	
FeO	3.280	8.082	6,266	10,791	2,534	0,016	5,560	0,637	0,034	0,023	5,711	0,440	4,940	0,249	5,636	0,063	0,014	0,025	0,050	1,708	4,879	0,012	0,028	
MgO	6.532	3.512	5,695	3,425	6,475	7,275	6,231	8,164	5,364	6,260	6,693	1,799	4,309	2,899	5,739	3,903	5,573	5,157	6,022	2,452	7,221	4,290	2,906	
MnO	0.073	0.125	0.000	0,159	0,066	0,088	0,037	0,046	0.000	0.012	0.000	0,030	0,059	0.000	0,064	0,100	0.000	0,049	0,001	0,136	0,218	0,141	0,044	
CaO	0.288	0.276	0.161	0,339	0,794	0,467	0,875	0,739	0,058	0,548	0,621	0,137	0,407	0,280	0,465	0,264	0,296	0,150	0,679	0,317	1,086	0,262	0,125	
Na ₂ O	2.033	1,736	2,009	2,096	1,967	2,121	1,985	2,342	2,200	2,141	1,959	1,960	2,044	2,460	1,800	1,943	1,811	2,851	2,053	1,976	2,017	1,923	2,050	
K ₂ O	0.025	0.051	0.000	0,046	0,002	0,011	0,042	0,019	0,031	0,040	0,025	0,026	0,030	0,041	0,051	0,048	0,012	0.000	0.000	0,057	0,073	0,026	0,027	
H ₂ O	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	1,778	2,954	2,954	2,954	
B ₂ O ₃	10.657	10.381	10,628	10,184	10,508	10,686	10,522	10,581	10,676	10,595	10,834	10,465	10,344	10,494	10,818	10,434	10,895	10,715	10,751	10,317	10,794	10,466	10,625	
total	102,256	101,630	101,628	101,625	101,203	102,574	102,083	102,010	102,209	101,635	100,932	102,677	101,126	101,867	100,695	100,572	102,242	102,339	101,715	99,915	101,312	100,701	102,398	
Cation. en base a 29																								
Oxígenos																								
P	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.006	0.002	0.008	0.005	0.000	0.006	
Si	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	5.996	5.995	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	5.994	5.994	5.998	5.992	5.995	6.000	5.994	
Ti	0.103	0.091	0.022	0.059	0.063	0.147	0.134	0.075	0.043	0.139	0.092	0.034	0.119	0.047	0.106	0.076	0.045	0.090	0.096	0.089	0.126	0.119	0.012	
Al	6.887	6.978	6.503	7.185	6.747	6.460	6.726	6.174	6.712	6.346	6.421	6.348	6.640	5.954	6.538	6.681	6.177	5.545	6.129	6.507	6.352	6.680	6.571	
Fe ³⁺	0.362	0.326	0.407	0.037	0.561	0.877	0.239	0.927	1.066	1.053	0.001	2.004	0.741	1.917	0.050	1.279	1.181	1.671	1.110	1.530	0.035	1.177	1.572	
Fe ²⁺	0.809	1.458	1.264	1.577	0.912	0.879	1.007	1.015	1.071	1.056	0.767	2.066	1.435	1.952	0.807	1.288	1.183	1.675	1.117	1.771	0.692	1.178	1.576	
Mg	1.588	0.877	1.389	0.872	1.597	1.764	1.534	1.999	1.302	1.531	1.601	0.445	1.080	0.716	1.375	0.969	1.326	1.247	1.452	0.616	1.733	1.062	0.709	
Mn	0.010	0.018	0.000	0.023	0.009	0.012	0.005	0.006	0.000	0.002	0.000	0.004	0.008	0.000	0.009	0.014	0.000	0.007	0.000	0.019	0.030	0.020	0.006	
Ca	0.050	0.049	0.028	0.062	0.141	0.081	0.155	0.130	0.010	0.096	0.107	0.024	0.073	0.050	0.080	0.047	0.051	0.026	0.118	0.057	0.187	0.047	0.022	
Na	0.643	0.563	0.637	0.694	0.631	0.669	0.636	0.746	0.695	0.681	0.609	0.631	0.666	0.790	0.561	0.628	0.560	0.897	0.644	0.645	0.630	0.619	0.650	
K	0.005	0.011	0.000	0.010	0.001	0.002	0.009	0.004	0.006	0.008	0.005	0.005	0.006	0.009	0.010	0.010	0.002	0.000	0.000	0.012	0.015	0.005	0.006	
H	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	
B	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	

Tabla VI

Agrupación información muestra	PESONADA				ERMITA												E2												PALLARÉS					
	P4				E1						FRMITA						E2						C2											
CL-05-5	CL-05-6	CL-05-7	CL-05-8	CS-05-1	CS-05-2	CS-05-3	CS-05-4	CS-05-5	CS-05-6	CL-11-1	CL-11-2	CL-11-3	CL-11-4	CL-11-5	RS-05-1	RS-05-2	RS-05-3	RS-05-4	RS-05-5	CS-22-1	CS-22-2	CS-22-3	CS-03-1	CC-03-2	CC-03-3									
P ₂ O ₅	0,000	0,014	0,000	0,041	0,026	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,046	0,000	0,076	0,000	0,096	0,000	0,000	0,000	0,052	0,039	0,039									
SiO ₂	36,882	37,082	37,902	38,487	36,705	37,012	36,792	36,342	36,578	35,200	35,819	36,271	35,272	35,871	37,058	36,336	36,226	38,452	36,836	39,127	35,539	35,702	35,420	36,174	37,501	36,562								
TiO ₂	1,456	0,796	0,051	0,879	0,959	0,355	0,839	0,803	0,407	0,136	0,658	1,116	0,528	0,459	0,702	2,298	0,485	0,481	0,770	0,198	0,078	1,277	0,521	0,493	0,723	0,626								
Al ₂ O ₃	30,602	33,990	29,852	29,543	33,027	32,196	32,199	31,997	33,618	35,604	34,566	34,260	36,835	35,991	33,445	27,190	33,552	29,793	33,394	34,168	35,748	35,267	36,967	32,158	33,356	29,342								
Fe ₂ O ₃	10,156	7,262	5,336	0,077	9,879	7,985	9,692	11,353	9,898	0,016	9,323	5,822	9,911	12,723	4,633	14,532	11,674	0,036	0,022	0,662	5,121	0,076	0,058	10,647	7,209	12,389								
FeO	0,051	0,023	0,047	0,362	0,013	0,049	0,452	0,203	0,019	11,110	0,042	0,018	0,040	0,009	0,035	0,255	0,052	0,061	6,150	0,059	0,663	8,984	11,387	0,007	0,010	0,055								
MgO	6,203	6,133	10,658	13,335	4,876	7,148	5,012	4,945	4,946	2,177	5,332	7,505	3,664	2,203	9,132	5,252	3,952	13,165	6,310	10,507	0,378	5,370	2,822	5,900	6,556	6,165								
MnO	0,000	0,065	0,003	0,000	0,006	0,075	0,043	0,072	0,001	0,125	0,046	0,069	0,084	0,199	0,016	0,046	0,165	0,016	0,015	0,010	0,292	0,096	0,132	0,139	0,006	0,061								
CaO	0,164	0,542	0,000	2,546	0,294	0,760	0,236	0,800	0,429	0,173	0,520	0,940	0,229	0,126	0,736	0,455	0,519	0,052	0,408	0,017	0,087	0,860	0,179	0,434	0,183	0,364								
Na ₂ O	2,509	1,859	2,600	1,638	2,093	2,155	2,497	1,862	1,375	1,620	2,110	2,061	1,875	1,820	1,957	2,342	2,069	2,959	1,868	2,759	1,896	1,973	1,819	2,295	2,107	2,519								
K ₂ O	0,004	0,017	0,024	0,008	0,027	0,035	0,038	0,000	0,003	0,042	0,036	0,044	0,050	0,019	0,016	0,026	0,053	0,013	0,017	0,010	0,058	0,050	0,032	0,046	0,027	0,014								
H ₂ O	2,954	2,954	2,954	2,954	2,954	2,954	2,954	2,954	2,954	2,954	2,954	2,954	2,954	2,954	2,954	2,954	2,954	2,954	2,954	2,954	2,954	2,954	2,954	2,954	2,954	2,954								
B ₂ O ₃	10,683	10,744	10,978	11,158	10,638	10,720	10,657	10,526	10,595	10,197	10,375	10,506	10,216	10,390	10,734	10,536	10,493	11,156	10,669	11,357	10,294	10,341	10,259	10,490	10,872	10,600								
total	101,664	101,482	100,406	101,026	101,496	101,445	101,408	101,855	100,823	99,358	101,780	101,564	101,657	102,762	101,418	102,268	102,192	99,214	99,412	101,923	102,108	102,949	102,549	101,788	101,540	101,689								
Cation, en base a 28																																		
Origenes																																		
P	0,000	0,002	0,000	0,005	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,010	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,007	0,005	0,005								
Si	6,000	5,998	6,000	5,995	5,996	6,000	6,000	6,000	6,000	5,999	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	5,994	6,000	5,990	6,000	5,988	6,000	6,000	6,000	5,993	5,995	5,995								
Ti	0,178	0,097	0,006	0,103	0,118	0,043	0,103	0,100	0,050	0,017	0,083	0,139	0,068	0,058	0,086	0,285	0,060	0,056	0,094	0,023	0,010	0,161	0,066	0,061	0,087	0,077								
Al	5,868	6,481	5,570	5,424	6,360	6,152	6,189	6,227	6,500	7,152	6,825	6,680	7,386	7,096	6,383	5,286	6,550	5,471	6,411	6,163	7,114	6,986	7,381	6,279	6,285	5,671								
Fe ³⁺	1,243	0,884	0,636	0,009	1,215	0,974	1,189	1,411	1,222	0,002	1,175	0,725	1,269	1,601	0,564	1,804	1,455	0,004	0,003	0,076	0,651	0,010	0,007	1,327	0,867	1,529								
Fe ²⁺	1,250	0,887	0,642	0,056	1,216	0,981	1,251	1,438	1,224	1,586	1,181	0,727	1,274	1,603	0,569	1,839	1,462	0,012	0,840	0,084	2,015	1,272	1,621	1,328	0,869	1,536								
Mg	1,505	1,479	2,516	3,097	1,188	1,728	1,219	1,217	1,210	0,553	1,332	1,851	0,929	0,549	2,202	1,292	0,976	3,058	1,532	2,398	0,095	1,346	0,713	1,457	1,563	1,507								
Mn	0,000	0,009	0,000	0,000	0,001	0,010	0,006	0,010	0,000	0,018	0,006	0,010	0,012	0,028	0,002	0,006	0,023	0,002	0,002	0,001	0,042	0,014	0,019	0,020	0,001	0,009								
Ca	0,029	0,094	0,000	0,425	0,051	0,132	0,041	0,142	0,075	0,032	0,093	0,167	0,042	0,023	0,128	0,080	0,092	0,009	0,071	0,003	0,016	0,155	0,032	0,077	0,031	0,064								
Na	0,791	0,583	0,798	0,495	0,663	0,678	0,789	0,596	0,437	0,535	0,685	0,661	0,619	0,590	0,614	0,749	0,665	0,894	0,590	0,819	0,621	0,643	0,598	0,737	0,653	0,801								
K	0,001	0,004	0,005	0,002	0,006	0,007	0,008	0,000	0,001	0,009	0,008	0,009	0,011	0,004	0,003	0,005	0,011	0,003	0,004	0,002	0,012	0,011	0,007	0,010	0,005	0,003								
H	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000								
B	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000								

Tabla VI

Alegropo abofornación muestra	PALLARESA												SENERADA										ANTIST				
	C2'			M1			M2			RS2			RP1			RP3			S2			S3			A		
	CC-03.4	CS-15.1	CS-15.2	CS-15.3	CS-15.4	CS-31.1	CS-31.2	CC-01.1	CC-01.2	CC-01.3	CS-34.1	CS-34.2	IT-03.1	IT-03.2	IT-03.3	MC-01.1	MC-01.1	MC-01.1	MC-01.1	MC-01.1	MC-01.1	MC-01.1	MC-01.1	MC-01.1	MC-01.1	MC-01.1	MC-01.1
P ₂ O ₅	0.065	0.034	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000	0.014	0.000	0.077	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
SiO ₂	38.005	37.342	37.729	36.917	36.861	36.338	35.269	37.145	35.946	37.000	37.196	35.602	36.449	34.415	36.442	37.192	37.147	36.247	35.930	36.488	36.545	37.272	36.736	36.892	35.801	36.377	36.377
TiO ₂	0.163	0.387	0.315	1.206	1.506	0.450	0.767	0.725	1.027	0.933	0.128	0.384	0.865	0.826	0.644	1.815	0.335	0.315	0.490	0.657	0.659	0.314	0.199	0.897	0.029	1.088	1.088
Al ₂ O ₃	33.872	31.959	32.033	30.402	29.950	37.050	34.709	33.104	33.167	29.338	34.806	28.250	36.176	38.745	37.036	31.623	37.577	36.392	34.954	35.279	37.006	38.100	33.706	33.601	36.675	35.128	35.128
Fe ₂ O ₃	7.833	10.211	8.499	11.911	10.813	0.076	0.017	6.233	0.080	11.043	4.187	11.965	0.950	0.047	6.107	5.732	5.052	4.429	3.967	2.417	0.077	4.161	10.168	7.896	4.544	0.073	0.073
FeO	0.061	0.066	0.056	0.063	0.028	7.319	6.877	0.056	7.742	0.009	0.021	0.917	8.363	6.421	0.071	0.023	8.984	6.616	2.850	9.317	6.305	3.713	0.732	0.017	9.886	6.794	6.794
MgO	6.076	5.802	6.717	5.187	6.373	5.098	6.729	7.203	5.674	6.983	9.110	7.547	4.432	5.125	6.645	8.984	6.616	2.850	9.317	6.305	5.557	6.137	4.363	5.492	6.832	6.487	6.487
MnO	0.013	0.308	0.352	0.407	0.554	0.379	0.853	0.730	0.822	0.569	0.077	2.215	0.379	1.400	0.649	1.530	0.655	0.146	0.208	0.365	0.607	0.173	0.103	0.950	0.033	0.689	0.689
CaO	0.014	0.308	0.352	0.407	0.554	0.379	0.853	0.730	0.822	0.569	0.077	2.215	0.379	1.400	0.649	1.530	0.655	0.146	0.208	0.365	0.607	0.173	0.103	0.950	0.033	0.689	0.689
Na ₂ O	1.612	2.315	2.304	2.279	2.372	1.999	1.962	2.185	1.836	2.220	1.517	1.696	1.647	1.421	1.876	1.894	1.890	1.827	2.182	2.012	2.020	1.505	2.449	1.968	1.469	1.972	1.972
K ₂ O	0.005	0.005	0.011	0.009	0.018	0.047	0.013	0.005	0.033	0.032	0.001	0.038	0.039	0.056	0.040	0.017	0.029	0.043	0.051	0.043	0.041	0.038	0.000	0.009	0.036	0.021	0.021
H ₂ O	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954	2.954
B ₂ O ₃	11.024	10.824	10.933	10.693	10.677	10.525	10.216	10.762	10.412	10.736	10.774	10.312	10.557	9.968	10.555	10.772	10.760	10.499	10.407	10.560	10.585	10.796	10.641	10.686	10.370	10.537	10.537
total	101.696	102.205	101.923	102.043	102.152	102.307	100.399	101.115	99.752	101.912	100.771	101.894	102.863	101.378	103.019	102.625	103.047	102.316	102.958	102.620	102.719	103.449	103.179	102.761	102.496	102.160	102.160
Cation, en base a 29																											
Orígenos																											
P	0.009	0.005	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Si	5.991	5.995	5.997	6.000	6.000	6.000	6.000	5.998	6.000	5.989	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Ti	0.019	0.047	0.038	0.147	0.184	0.056	0.098	0.088	0.129	0.114	0.016	0.049	0.107	0.108	0.080	0.220	0.041	0.039	0.062	0.081	0.081	0.038	0.024	0.110	0.004	0.135	0.135
Al	6.294	6.048	6.002	5.824	5.746	7.211	6.960	6.301	6.525	5.602	6.618	5.612	7.019	7.962	7.188	6.013	7.154	7.101	6.880	6.843	7.161	7.229	6.489	6.441	7.245	6.829	6.829
Fe ³⁺	0.929	1.234	1.017	1.457	1.325	0.009	0.002	0.757	0.010	1.345	0.508	1.517	0.118	0.006	0.757	0.696	0.000	0.552	0.499	0.299	0.010	0.504	1.250	0.966	0.573	0.009	0.009
Fe ²⁺	0.937	1.243	1.024	1.465	1.328	1.020	0.981	0.765	1.091	1.346	0.511	1.647	1.269	0.942	0.767	0.699	0.683	1.433	1.800	1.167	0.836	1.004	1.350	0.969	1.959	0.946	0.946
Mg	1.428	1.389	1.592	1.257	1.547	1.255	1.707	1.734	1.412	1.685	2.191	1.896	1.088	1.332	1.631	2.161	1.593	0.703	0.599	1.364	1.502	1.047	1.337	1.657	0.075	1.595	1.595
Mn	0.002	0.000	0.000	0.002	0.007	0.010	0.005	0.000	0.009	0.000	0.000	0.002	0.008	0.000	0.000	0.000	0.004	0.035	0.013	0.002	0.010	0.008	0.000	0.008	0.057	0.006	0.006
Ca	0.002	0.053	0.060	0.071	0.097	0.067	0.155	0.126	0.147	0.099	0.013	0.460	0.067	0.261	0.114	0.265	0.113	0.026	0.037	0.064	0.107	0.030	0.018	0.166	0.006	0.122	0.122
Na	0.493	0.721	0.710	0.718	0.749	0.640	0.647	0.684	0.594	0.697	0.475	0.554	0.526	0.481	0.599	0.621	0.592	0.586	0.706	0.642	0.643	0.470	0.776	0.621	0.477	0.631	0.631
K	0.001	0.001	0.002	0.002	0.004	0.010	0.003	0.001	0.007	0.007	0.000	0.008	0.008	0.013	0.008	0.003	0.006	0.009	0.011	0.009	0.009	0.008	0.000	0.002	0.008	0.004	0.004
H	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
B	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000

Tabla VI. Composiciones geoquímicas de los granos de turmalina analizados. Parte superior de la tabla, cálculo en % en peso. Parte inferior, fórmula estructural calculada en base a 29 (O, OH, F) El B y el H₂O han sido calculados por estequiometría.

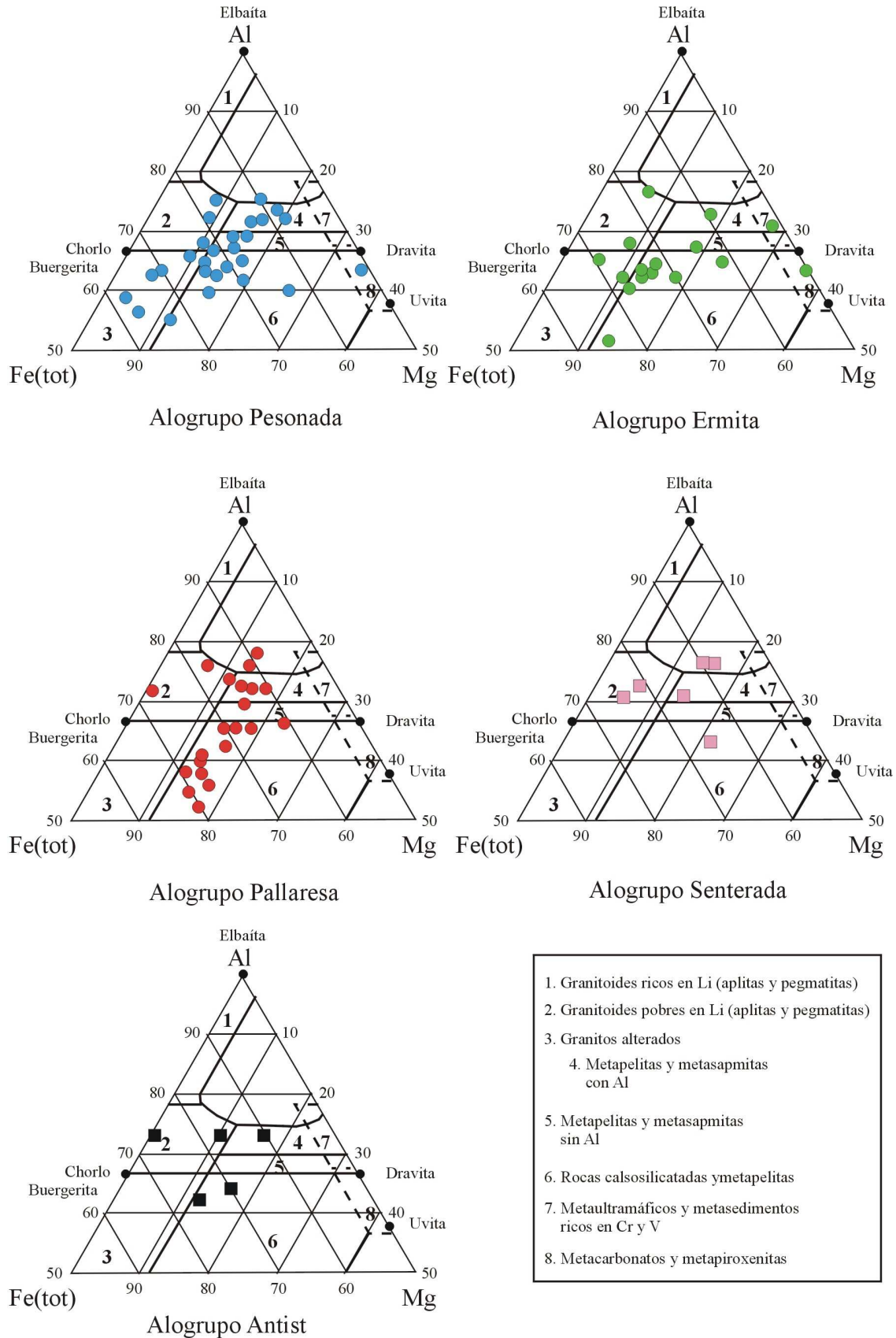


Fig. 77. Diagramas Al-Fe(total)-Mg, en proporciones atómicas, para los granos de turmalina analizados en los diferentes Alogrupos. Adaptado de Henry y Guidotti (1985).

RP3, S3 y Antist presentan composiciones procedentes de granitoides pobres en Li, aplitas y pegmatitas (campo 2).

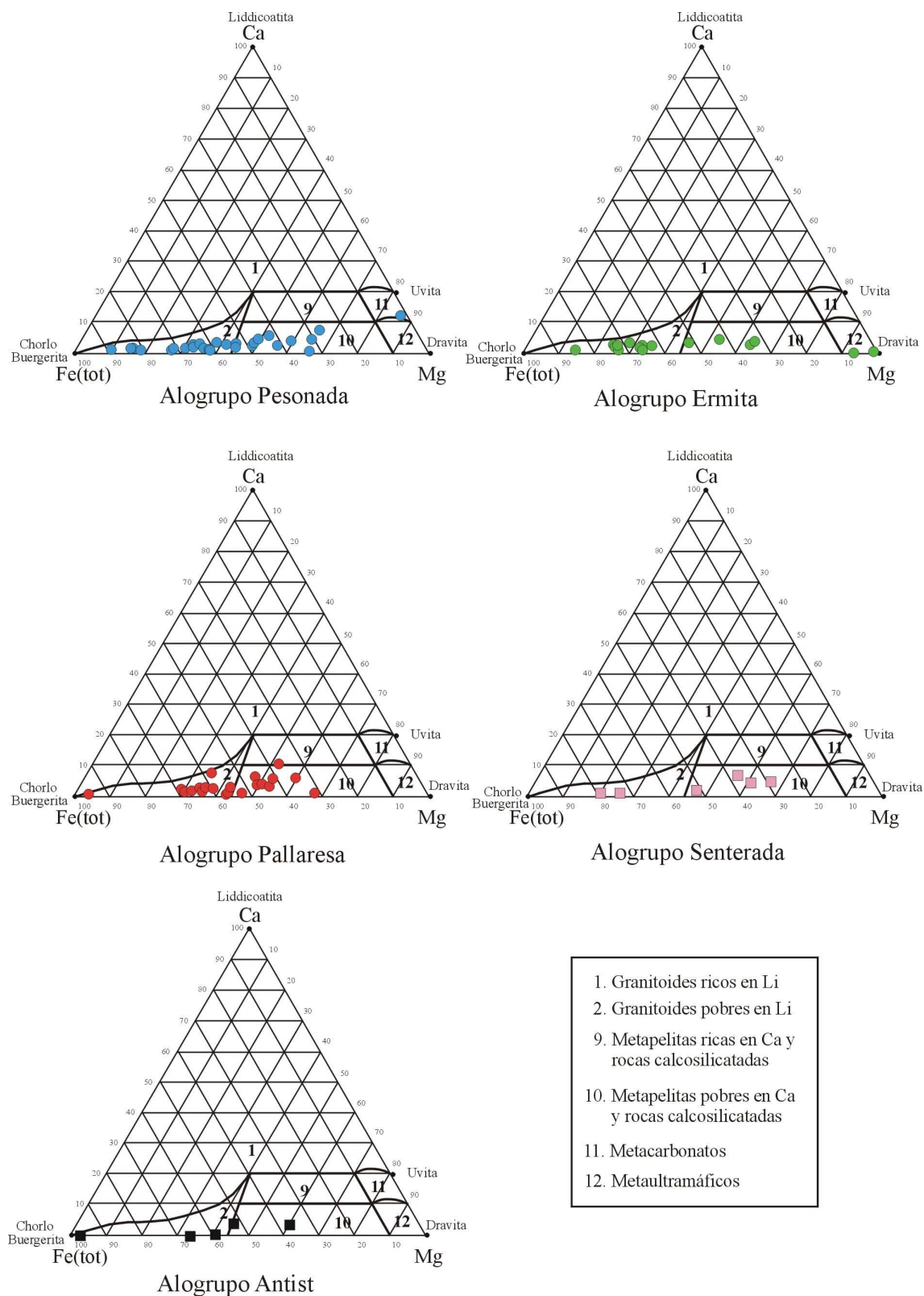


Fig. 78. Diagramas Ca-Fe(total)-Mg, en proporciones atómicas, para los granos de turmalina analizados en los diferentes Alogrupos. Adaptado de Henry y Guidotti (1985).

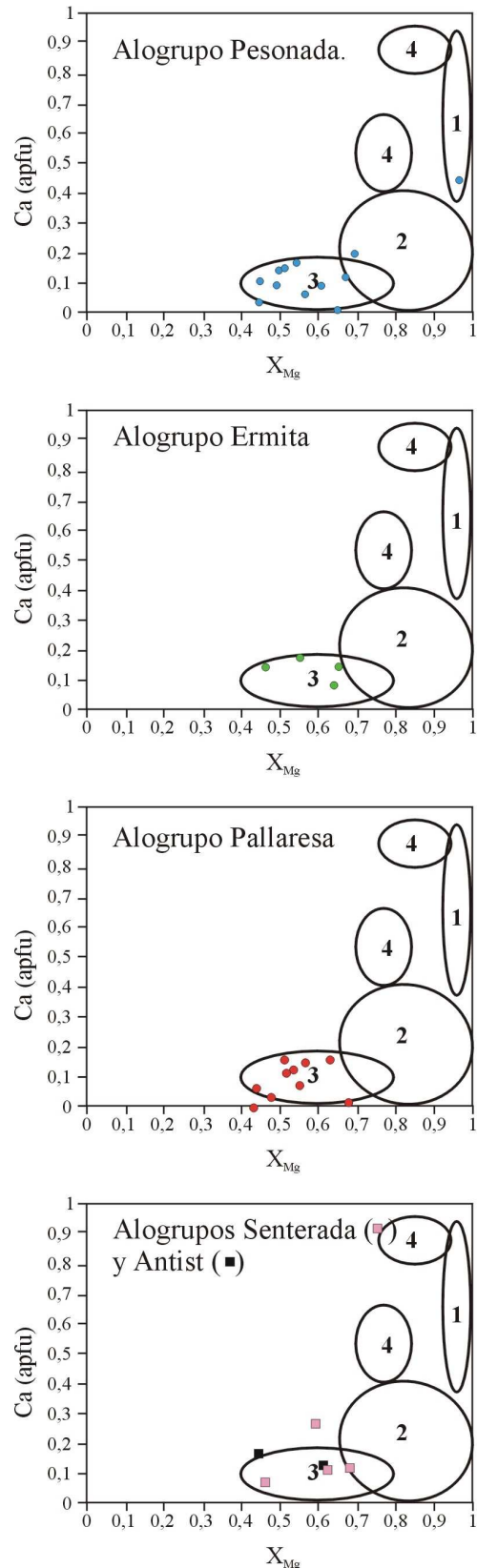
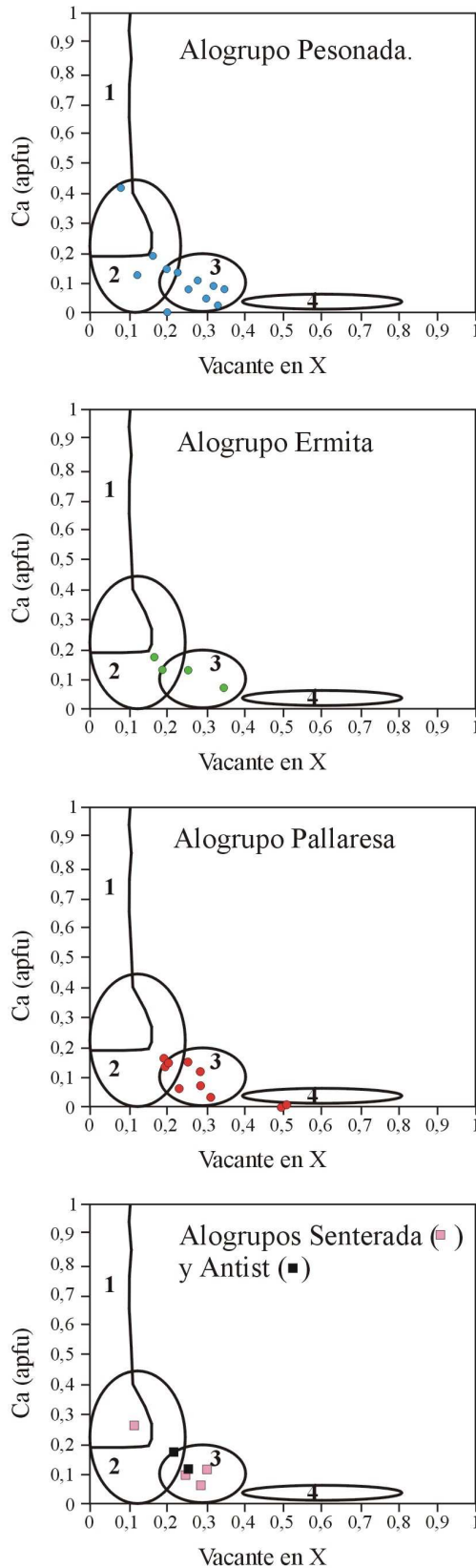


Fig. 79. Diagrama Ca (en proporciones atómicas) versus vacante en X (1-(Na+Ca+K)) (en proporciones atómicas), para los granos de turmalina analizados en los diferentes Alogrupos. Adaptado de Henry y Dutrow (1996). 1= Metacarbonatos; 2= Metapelitas de grado alto; 3= Metapelitas y/o rocas calcosilicatadas de grado medio y bajo; 4= Turmalina diagenética

Fig. 80. Diagrama Ca (en proporciones atómicas) versus X_{Mg} (Mg/(Mg+Fe)), para los granos de turmalina analizados en los diferentes Alogrupos. Adaptado de Henry y Dutrow (1996). 1= Mármoles; 2= Metapelitas de grado alto; 3= Metapelitas de grado medio y bajo; 4= Rocas calcosilicatadas

El diagrama triangular propuesto por Henry y Guidotti (1985), que relaciona el contenido en Fe (total) frente al Ca y Mg (Fig. 78), también permite discriminar entre turmalina procedente de diversos tipos de rocas. La mayoría de granos de turmalina de los diferentes Alogrupos se hallan en los campos 2 y 10, es decir, procedentes de granitoides pobres en Li y de metapelitas y rocas calcosilicatadas pobres en Ca, respectivamente. Sin embargo, algunas muestras de la aloformación E2', contienen granos de turmalina procedentes de la alteración de rocas ultramáficas (campo 12), y la aloformación RP3, además de las rocas anteriormente mencionadas, también contiene algún grano de turmalina procedente de metapelitas ricas en Ca, metapsamitas o rocas calcosilicatadas (campo 9). Sólo para una muestra de la aloformación P4, la procedencia de los granos de turmalina es de metacarbonatos.

El diagrama de Henry y Dutrow (1996), que relaciona el contenido en Ca (en proporciones atómicas) versus los vacantes en X se representa en la Fig. 79 para los diferentes Alogrupos. Los vacantes en X se obtienen mediante la fórmula $1-(\text{Na}+\text{Ca}+\text{K})$, donde Na, Ca y K están en proporciones atómicas. En los diagramas han sido representadas únicamente las muestras cuyos granos de turmalina proceden de rocas metamórficas, excluyendo así, los procedentes de otros tipos de rocas. La mayoría de Alogrupos presentan granos de turmalina en el campo de las metapelitas y/o rocas calcosilicatadas de grado medio y bajo (campo 3 de la Fig. 79), aunque puntualmente se reconocen, en todos los Alogrupos, algunos granos procedentes de metapelitas de grado alto (campo 2). Algunas muestras de los Sistemas Collegats y Roca del Pesó presentan granos de turmalina diagenética (Fig. 79). Únicamente aparece una muestra de P4 cuyo origen puede atribuirse a un área fuente de metacarbonatos (Fig. 79). Además, los porcentajes en MgO y CaO para dicha muestra (Tabla VI) son similares a los metacarbonatos descritos por Povondra y Novák (1986), con contenidos en MgO entre 12.84 y 14.92 y de CaO entre 2.41 y 6.92%.

En la Fig. 80 se muestran los diagramas Ca (en proporciones atómicas) versus fracción molar de Mg (X_{Mg} en la figura) propuestos por Henry y Dutrow (1996), para los diferentes Alogrupos. El valor de X_{Mg} se obtiene mediante la fórmula $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$, donde Mg y Fe están en proporciones atómicas. Se aprecia que, nuevamente, los granos de turmalina pueden ser atribuidos a procedencias de metapelitas de grado medio y bajo y, puntualmente, de metapelitas de grado alto. No obstante, hay una muestra de la aloformación P4 cuyo origen se relacionaría con un mármol (Fig. 80).

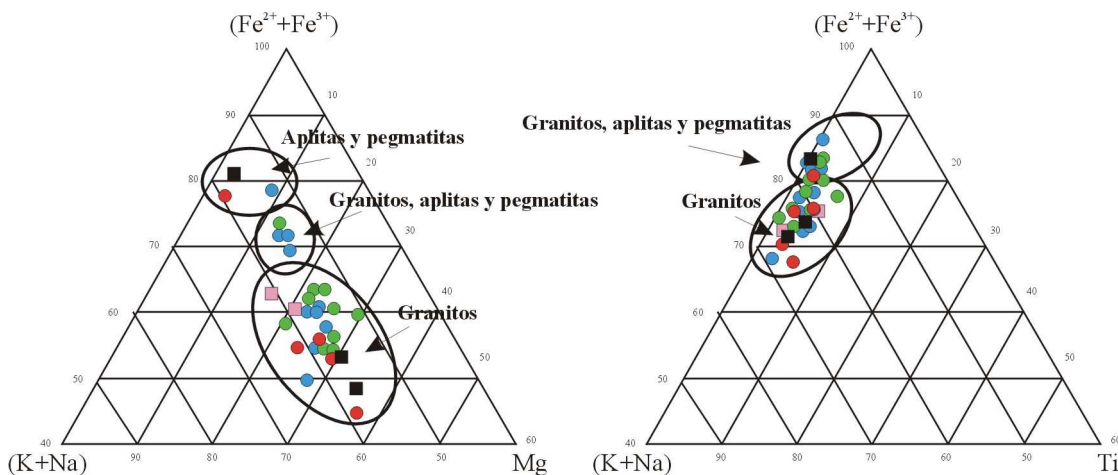


Fig. 81. Diagramas triangulares $(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})$ -(K+Na)-Mg y $(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})$ -(K+Na)-Ti para los granos de turmalina analizados en los diferentes Alogrupos. Adaptado de Neiva (1974). Leyenda como en Figs. 73 a 75.

Los diagramas triangulares propuestos por Neiva (1974), que relacionan Fe(total) con (K+Na) y Mg, así como Fe(total) con (K+Na) y Ti, permiten discriminar procedencias entre los granitoides, diferenciándose entre granos de turmalina procedentes de granitos, de aplitas o de pegmatitas graníticas (Fig. 81). La mayoría de granos de turmalina analizados proceden de

granitos (Fig. 81), aunque también se han reconocido granos procedentes de aplitas y de pegmatitas graníticas.

La Tabla VII constituye un resumen de las diferentes procedencias de los granos de turmalina analizados, obtenidas mediante la utilización de los distintos gráficos.

Pesonada	P1	BO-03-1 BO-03-2 BO-03-3 BO-03-4 BO-03-5 BO-03-6 BO-03-7 BO-03-8 BO-03-9	Metapelitas con Al Granitoides pobres en Li Metapelitas sin Al Granitoides pobres en Li Metapelitas sin Al Rocas calcosilicatadas y metapelitas Metapelitas con Al Rocas calcosilicatadas y metapelitas Rocas calcosilicatadas y metapelitas	Metapelitas y rocas calcosilicatadas Granitoides pobres en Li Metapelitas y rocas calcosilicatadas Granitoides pobres en Li Metapelitas y rocas calcosilicatadas Metapelitas y rocas calcosilicatadas Metapelitas y rocas calcosilicatadas Granitoides pobres en Li	Metapelitas con Al de grado medio Metapelitas de grado medio Metapelitas de grado medio Metapelitas y rocas calcosilicatadas de grado medio Metapelitas con Al de grado medio Metapelitas y rocas calcosilicatadas con Al de grado medio	Grado medio Grado medio Grado medio Grado medio Grado medio Grado medio
	P2	BO-12-1 BO-12-2 BO-12-3 BO-12-4	Rocas calcosilicatadas y metapelitas Metapelitas con Al Granitos alterados ?	Granitoide pobre en Li Metapelitas y rocas calcosilicatadas Granitoides pobres en Li Granitoides pobres en Li	Metapelitas de grado medio	Grado medio
	P3	BO-17-1 BO-17-2 BO-17-3 BO-17-4 BO-17-5 BO-17-6	Granitos alterados Metapelitas con Al Granitos alterados Rocas calcosilicatadas y metapelitas campo 3-6 Rocas calcosilicatadas y metapelitas	Granitoides pobres en Li Metapelitas y rocas calcosilicatadas Granitoides pobres en Li Granitoides pobres en Li Granitoides pobres en Li Granitoides pobres en Li	Metapelitas con Al de grado bajo	Grado medio-bajo
	P4	CL-05-1 CL-05-2 CL-05-3 CL-05-4 CL-05-5 CL-05-6 CL-05-7 CL-05-8	Granitos alterados Metapelitas con Al ? Granitos alterados Rocas calcosilicatadas y metapelitas Rocas calcosilicatadas y metapelitas Rocas calcosilicatadas y metapelitas Metacarbonatos	Granitoides pobres en Li Metapelitas y rocas calcosilicatadas Granitoides pobres en Li Granitoides pobres en Li Granitoides pobres en Li Metapelitas y rocas calcosilicatadas Metapelitas y rocas calcosilicatadas Metacarbonatos	Metapelitas con Al de grado alto Metapelitas con Al de grado medio Metapelitas con Al de grado medio Metacarbonatos	Grado alto Grado medio Grado medio Mármoles
	E1	CS-05-1 CS-05-2 CS-05-3 CS-05-4 CS-05-5 CS-05-6	campo 3-6 Rocas calcosilicatadas y metapelitas campo 3-6 campo 3-6 campo 3-6 Granitoides pobres en Li	Granitoides pobres en Li Metapelitas y rocas calcosilicatadas Granitoides pobres en Li Granitoides pobres en Li Granitoides pobres en Li	Metapelitas y rocas calcosilicatadas de grado medio	Grado medio-bajo
Ermita	E2	CL-11-1 CL-11-2 CL-11-3 CL-11-4 CL-11-5	campo 3-6 Metapelitas sin Al Granitoides pobres en Li Granitos alterados Rocas calcosilicatadas y metapelitas	Granitoides pobres en Li Metapelitas y rocas calcosilicatadas Granitoides pobres en Li Granitoides pobres en Li Metapelitas y rocas calcosilicatadas	Metapelitas de grado medio Metapelitas y rocas calcosilicatadas con Al de grado medio	Grado medio-bajo Grado medio-bajo

Tabla VII

		Al-Fe(tot)-Mg	Ca-Fe(tot)-Mg	Ca(apfu)-Vacante en X	Ca(apfu)-X ₈₆
Ermita	E2'	RS-05-1 RS-05-2 RS-05-3 RS-05-4 RS-05-5	campo 3-6 Granitos alterados Metacarbonatos-metaproxenitas Metapelitas con Al Metaultramáficos	Granitoides pobres en Li Granitoides pobres en Li Metaultramáficos Metapelitas y rocas calcosilicatadas Metaultramáficos	Metapelitas con Al de grado bajo Grado medio-bajo
		CS-22-1 CS-22-2 CS-22-3	Granitoides pobres en Li Metapelitas con Al Granitoides pobres en Li	Granitoides pobres en Li Metapelitas y rocas calcosilicatadas Granitoides pobres en Li	Grado alto
		CC-03-1 CC-03-2 CC-03-3 CC-03-4	Rocas calcosilicatadas y metapelitas campo 5-6 Rocas calcosilicatadas y metapelitas campo 5-6	Granitoides pobres en Li Metapelitas y rocas calcosilicatadas Granitoides pobres en Li campo 2-10	Grado medio Metapelita diagenéticas
		CS-15-1 CS-15-2 CS-15-3 CS-15-4	Rocas calcosilicatadas y metapelitas Rocas calcosilicatadas y metapelitas Rocas calcosilicatadas y metapelitas Rocas calcosilicatadas y metapelitas	Granitoides pobres en Li campo 2-10 Granitoides pobres en Li Granitoides pobres en Li	Grado medio
		CS-31-1 CS-31-2	Metapelitas con Al Metapelitas con Al	Metapelitas y rocas calcosilicatadas Metapelitas y rocas calcosilicatadas	Grado medio Grado alto
Pallaresa	M2	CC-01-1 CC-01-2 CC-01-3	campo 5-6 Metapelitas con Al Rocas calcosilicatadas y metapelitas	Metapelitas y rocas calcosilicatadas Metapelitas y rocas calcosilicatadas Granitoides pobres en Li	Grado alto Grado alto
		CS-34-1 CS-34-2	Metapelitas sin Al Rocas calcosilicatadas y metapelitas	Metapelitas y roca calcosilicatadas Granitoides pobres en Li	Metapelitas diagenéticas
		LT-03-1 LT-03-2 LT-03-3	campo 2-4 ? campo 4-5	campo 2-10 Metapelitas y roca calcosilicatadas	Grado alto
		MC-01-1	Rocas calcosilicatadas y metapelitas	Metapelitas y roca calcosilicatadas	Grado alto
		MC-11-1 MC-11-2 MC-11-3 MC-11-4 MC-11-5	? Granitoides pobres en Li Granitoides pobres en Li campo 4-5 ?	Metapelitas y roca calcosilicatadas Granitoides pobres en Li Granitoides pobres en Li Metapelitas y roca calcosilicatadas Metapelitas y roca calcosilicatadas	Grado medio Grado medio Grado medio
Antist	A	MS-08-1 MS-08-2 MS-08-3 MS-08-4 MS-08-5	Granitoides pobres en Li campo 3-6 Rocas calcosilicatadas y metapelitas Granitoides pobres en Li Metapelitas con Al	Granitoides pobres en Li Granitoides pobres en Li Metapelitas y roca calcosilicatadas Granitoides pobres en Li Metapelitas y roca calcosilicatadas con Al de grado medio Metapelitas con Al de grado medio	Grado medio Grado medio

Tabla VII. Resumen de las principales procedencias para los granos de turmalina analizados.

Rutilo

Se han analizado un total de 40 granos de rutilo, de los cuales 13 pertenecen al Alogrupo Pesonada; 9 al Ermita; 9 al Pallaresa (3 del Montsor y 6 del Roca del Pesó); 4 al Senterada y 5 al Antist.

Agrupación de muestra	PESONADA										ERMITA					PALLARESA									
	P1		P3							E1		E2			E2		M1		M2						
	BO-03-1	BO-03-2	BO-03-3	BO-17-1	BO-17-2	BO-17-3	BO-17-4	BO-17-5	BO-17-6	BO-17-7	BO-17-8	BO-17-9	BO-17-10	CS-05-1	CS-05-2	CL-H-1	CL-H-2	CL-H-3	CL-H-4	CL-H-5	RS-05-1	RS-05-2	CS-31-1	CS-31-2	
Ta ₂ O ₅	0.230	0.170	0.130	0.000	0.167	0.000	0.000	0.200	0.120	0.000	0.200	0.000	0.000	0.000	0.120	0.300	0.000	0.070	0.320	0.080	0.081	0.063	0.032	0.120	0.280
SiO ₂	0.060	0.140	1.430	0.038	0.035	0.016	0.026	0.040	0.020	0.010	0.010	0.010	0.010	0.000	0.010	0.020	0.000	0.010	0.000	0.030	0.134	0.109	0.011	0.090	0.360
TiO ₂	98.600	98.920	93.110	98.221	98.665	98.864	98.864	97.380	97.450	98.750	98.140	98.100	98.670	98.190	99.770	97.740	98.690	98.260	97.260	97.340	95.395	96.587	98.346	98.640	98.800
Al ₂ O ₃	0.060	0.120	0.550	0.116	0.141	0.108	0.070	0.030	0.040	0.020	0.060	0.070	0.040	0.040	0.050	0.120	0.010	0.060	0.060	0.160	0.314	0.253	0.111	0.200	0.150
Cr ₂ O ₃	0.300	0.090	0.240	0.162	0.226	0.131	0.148	0.070	0.330	0.370	0.370	0.470	0.130	0.220	0.070	0.120	0.100	0.650	0.150	0.290	0.149	0.203	0.053	0.070	0.030
Nb ₂ O ₅	0.050	0.100	1.000	0.407	0.060	0.276	0.045	0.880	0.100	0.010	0.140	0.680	0.310	0.050	0.000	0.460	0.130	0.490	0.800	0.770	0.076	0.086	0.171	0.220	0.180
MgO	0.000	0.000	0.860	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	0.000	0.000	0.000	0.080	0.053	0.174	0.087	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.138	0.078	0.017	0.000	0.000
MnO	0.020	0.000	0.010	0.000	0.000	0.004	0.040	0.020	0.000	0.000	0.000	0.040	0.030	0.010	0.000	0.020	0.020	0.010	0.000	0.000	0.014	0.072	0.000	0.050	0.050
FeO	0.430	0.820	1.340	0.446	0.417	0.291	0.356	1.140	0.470	0.340	0.380	0.480	0.420	0.190	0.150	0.680	0.510	0.130	0.720	0.560	2.069	1.205	0.696	0.180	0.180
total	99,770	100,360	98,660	99,469	99,764	99,863	99,905	99,760	98,520	99,490	99,300	99,850	99,620	98,710	100,180	99,460	99,470	99,690	99,310	99,230	98,371	98,656	99,436	99,570	100,030
Calcón. en base a 2 Oxígenos																									
Ta	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Si	0.001	0.002	0.019	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.001	0.005
Ti	0.991	0.988	0.945	0.992	0.992	0.993	0.995	0.982	0.992	0.994	0.991	0.986	0.993	0.996	0.997	0.987	0.994	0.989	0.985	0.985	0.980	0.985	0.993	0.992	0.989
Al	0.001	0.002	0.009	0.002	0.002	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.000	0.001	0.001	0.003	0.005	0.004	0.002	0.003	0.002
Cr	0.003	0.001	0.003	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.004	0.004	0.004	0.005	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.007	0.002	0.003	0.002	0.002	0.001	0.001	0.000
Nb	0.000	0.001	0.006	0.003	0.000	0.002	0.000	0.005	0.001	0.000	0.001	0.004	0.002	0.000	0.000	0.003	0.001	0.003	0.005	0.005	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Mg	0.000	0.000	0.017	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.004	0.008	0.014	0.005	0.005	0.003	0.004	0.012	0.005	0.003	0.004	0.005	0.004	0.002	0.002	0.007	0.005	0.001	0.007	0.006	0.024	0.014	0.008	0.002	0.002
total	1.002	1.002	1.013	10.047	10.038	10.041	10.036	1.002	1.002	1.002	1.002	1.002	1.001	1.001	1.001	1.002	1.002	1.002	1.001	1.002	1.015	1.009	1.005	1.001	1.001

Tabla VIII

Alogrupo deformación muestra	PALLARESA				SENTERADA				ANTISTI							
	M2	RP1			RP3	S2			A							
	CS-31-3	CS-34-1	CS-34-2	CS-34-3	CS-34-4	CS-34-5	LP-03-1	MC-01-1	MC-01-2	MC-01-3	MC-01-4	MS-08-1	MS-08-2	MS-08-3	MS-08-4	MS-08-5
Ta ₂ O ₅	0,050	0,060	0,090	0,120	0,120	0,140	0,000	0,150	0,230	0,100	0,180	0,250	0,250	0,000	0,120	0,100
SiO ₂	0,000	0,000	0,020	0,010	0,040	0,070	0,000	0,000	0,010	0,000	0,020	0,050	0,600	0,330	0,060	0,000
TiO ₂	100,120	98,070	98,060	99,330	99,420	98,400	98,403	99,750	98,900	99,380	99,700	98,870	95,880	97,340	93,990	97,900
Al ₂ O ₃	0,090	0,050	0,050	0,060	0,090	0,220	0,068	0,060	0,050	0,030	0,080	0,040	0,060	0,120	0,050	0,040
Cr ₂ O ₃	0,060	0,340	0,090	0,070	0,010	0,040	0,126	0,090	0,080	0,020	0,110	0,660	0,090	0,030	0,020	0,030
Nb ₂ O ₃	0,000	0,000	0,150	0,140	0,620	0,000	0,219	0,000	0,330	0,240	0,080	0,260	0,220	0,270	2,350	0,490
MgO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020	0,000	0,000
CaO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MnO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,040	0,000	0,040	0,000	0,040	0,020	0,000	0,000	0,000	0,030	0,000	0,000
FeO	0,500	0,540	0,530	0,360	0,290	0,950	0,599	0,310	0,350	0,230	0,230	0,130	0,430	0,380	2,210	0,620
total	100,820	99,050	98,990	100,080	100,620	99,820	994,666	100,360	100,010	100,020	100,410	100,260	97,530	98,530	98,810	99,190
Cation, en base a 2																
Oxígenos																
Ta	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
Si	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,008	0,004	0,001	0,000
Ti	0,994	0,992	0,993	0,994	0,991	0,988	0,993	0,996	0,992	0,995	0,995	0,990	0,984	0,988	0,963	0,990
Al	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,003	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,002	0,001	0,001
Cr	0,001	0,004	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,007	0,001	0,000	0,000	0,000
Nb	0,000	0,000	0,001	0,001	0,004	0,000	0,002	0,000	0,002	0,001	0,000	0,002	0,001	0,002	0,014	0,003
Mg	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,005	0,005	0,005	0,004	0,003	0,010	0,007	0,003	0,004	0,002	0,002	0,001	0,004	0,004	0,023	0,006
total	1,002	1,002	1,001	1,001	1,000	1,003	10,046	1,001	1,001	1,000	1,001	1,002	1,001	1,001	1,002	1,001

Tabla VIII. Composiciones geoquímicas de los granos de rutilo analizados. Parte superior de la tabla, cálculo en % en peso. Parte inferior, fórmula estructural calculada en base a 2 oxígenos.

Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla VIII. En este trabajo se ha utilizado el diagrama propuesto por Zack (1999) y Zack et al. (2002; 2004a) para la discriminación de distintos tipos de rocas fuente en función de los contenidos en Cr y Nb del rutilo.

Este gráfico permite discriminar entre rutilo procedente de rocas gabroicas, máficas y metapelitas, y ha sido representado en la Fig. 82. Véase como las muestras pertenecientes a los Alogrupos Pesonada y Ermita presentan mezcla de granos de rutilo procedentes de rocas máficas y metapelitas. Para las muestras del Alogrupo Pallaresa, en cambio, predominan los granos de rutilo procedentes de áreas fuente metapelíticas. Para los Alogrupos Senterada y Antist, los granos de rutilo analizados muestran mezcla de procedencia de rocas máficas y metapelíticas, para el primero, y de metapelitas y rocas gabroicas, para el segundo.

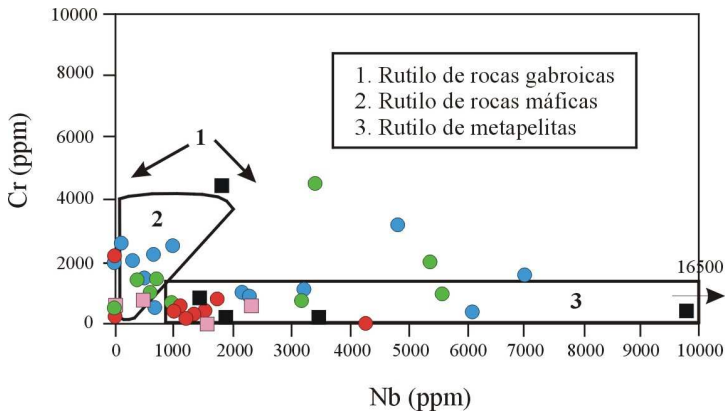


Fig. 82. Diagrama Cr-Nb (en ppm) para los granos de rutilo analizados en los diferentes Alogrupos. Adaptado de Zack (1999) y Zack et al. (2002 y 2004a). Leyenda como en Fig. 73.

La Tabla IX muestra de manera resumida las diferentes procedencias de los granos de rutilo analizados.

Pesonada	P1	BO-03-1 BO-03-2 BO-03-3	Rocas máficas Rocas máficas-Metapelitas ?
	P3	BO-17-1 BO-17-2 BO-17-3 BO-17-4 BO-17-5 BO-17-6 BO-17-7 BO-17-8 BO-17-9 BO-17-10	Metapelitas Rocas máficas Metapelitas Rocas máficas Metapelitas Rocas máficas Rocas máficas Rocas máficas ? Rocas máficas
Ermita	E1	CS-05-1 CS-05-2	Rocas máficas Rocas máficas
	E2	CL-11-1 CL-11-2 CL-11-3 CL-11-4 CL-11-5	Metapelitas Rocas máficas-Metapelitas ? Metapelitas ?
	E2'	RS-05-1 RS-05-2	Rocas máficas Rocas máficas
Pallaresa	M1	CS-15-1	Metapelitas
	M2	CS-31-2 CS-31-3	Metapelitas Rocas máficas
	RP1	CS-34-1 CS-34-2 CS-34-3 CS-34-4 CS-34-5	Rocas máficas Rocas máficas-Metapelitas Rocas máficas-Metapelitas Metapelitas Rocas máficas
	RP3	LT-03-1	Metapelitas
Senterada	S2	MC-01-1 MC-01-2 MC-01-3 MC-01-4	Rocas máficas Metapelitas Metapelitas Rocas máficas
Antist	A	MS-08-1 MS-08-2 MS-08-3 MS-08-4 MS-08-5	Rocas gabroicas Metapelitas Metapelitas Metapelitas Metapelitas

Tabla IX. Resumen de las principales procedencias para los granos de rutilo analizados.

Minerales del grupo del granate

Se han analizado un total de 15 granos detríticos de granate, de los cuales 4 pertenecen al Alogrupo Pesonada; 4 al Ermita; 3 al Pallaresa (2 al Sistema Collegats y 1 al Sistema Montsor); 2 al Senterada y 2 al Antist.

CAPÍTULO 6. GEOQUÍMICA MINERAL

Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla X.

Alogrupo aloformación	PESONADA				ERMITA				PALLARESA			SENTERADA		ANTIST	
	P1		P2		E2				C2		M1	S2		A	
	BO-03-1	BO-03-2	BO-12-1	BO-12-2	CL-11-1	CL-11-2	CL-11-3	CL-11-4	CC-03-1	CC-03-2	CS-15-01	MC-01-1	MC-01-2	MS-08-1	MS-08-2
SiO ₂	39,870	38,690	38,830	38,050	38,260	36,730	36,980	36,620	38,390	39,890	37,070	38,260	38,110	37,760	37,230
TiO ₂	0,980	0,420	0,040	0,040	0,100	0,130	0,170	0,210	0,060	0,090	0,220	1,670	0,040	0,480	0,890
Al ₂ O ₃	20,220	18,630	21,860	21,920	22,610	21,940	21,440	20,950	21,370	22,310	20,820	19,550	23,300	15,010	11,220
Cr ₂ O ₃	0,040	0,010	0,120	0,040	0,060	0,010	0,070	0,050	0,060	0,050	0,040	0,090	0,000	0,040	0,030
Fe ₂ O ₃	2,410	6,490	0,120	0,000	0,000	0,000	1,380	1,390	0,550	0,310	0,100	3,380	0,000	11,090	15,080
MgO	0,360	0,230	7,920	5,450	6,490	1,220	1,520	1,000	6,320	8,240	2,170	0,310	0,000	0,200	0,290
CaO	35,970	36,340	2,340	0,930	4,650	8,210	6,640	1,710	1,590	9,350	4,760	36,050	23,240	33,670	35,180
MnO	0,240	0,190	0,880	0,740	1,000	6,390	6,580	13,410	0,410	0,480	1,450	0,640	0,130	0,570	0,200
FeO	1,590	0,000	28,780	34,250	27,470	25,380	26,490	26,430	32,530	20,690	33,230	0,000	12,870	1,520	0,000
Total	101,670	101,010	100,890	101,420	100,630	100,010	101,280	101,760	101,280	101,410	99,860	99,960	97,680	100,340	100,120
Cation. en base a 24															
Oxígenos															
Si	5,968	5,886	5,982	5,955	5,917	5,888	5,882	5,898	5,982	5,992	5,980	5,844	5,968	5,906	5,918
Ti	0,110	0,048	0,005	0,004	0,012	0,015	0,020	0,026	0,006	0,001	0,027	0,192	0,006	0,056	0,106
Al	3,568	3,342	3,970	4,043	4,122	4,146	4,020	3,978	3,924	3,950	3,958	3,518	4,300	2,766	2,100
Cr	0,004	0,002	0,014	0,005	0,001	0,001	0,010	0,006	0,008	0,005	0,005	0,012	0,000	0,004	0,004
Fe ³⁺	0,272	0,744	0,014	0,000	0,000	0,000	0,166	0,168	0,065	0,035	0,012	0,388	0,000	1,306	1,804
Mg	0,080	0,054	1,819	1,272	1,495	0,291	0,362	0,240	1,469	1,845	0,522	0,070	0,002	0,046	0,068
Ca	5,768	5,924	0,386	0,156	0,771	1,411	1,132	0,296	0,265	1,505	0,823	5,898	3,900	5,642	5,992
Mn	0,030	0,024	0,114	0,098	0,131	0,868	0,886	1,830	0,054	0,061	0,198	0,084	0,016	0,076	0,026
Fe ²⁺	0,198	0,000	3,708	4,483	3,552	3,403	3,524	3,560	4,240	2,600	4,483	0,000	1,686	0,198	0,000

Tabla X. Composiciones geoquímicas de los granos de granate analizados. Parte superior de la tabla, cálculo en % en peso. Parte inferior, fórmula estructural calculada en base a 24 oxígenos.

Como se apreciará, todas las muestras presentan, en general, valores elevados de almandino ($\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), con valores entre 43.3 hasta 79,41% molecular de este componente, a excepción de las muestras de la base del Alogrupo Pesonada (P1), y las de los Alogrupos Senterada y Antist, donde los porcentajes de almandino no superan el 3,33%. En estas últimas muestras, en cambio, los porcentajes de grosularia ($\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) y/o andradita ($\text{Ca}_3(\text{Fe}^{3+}, \text{Ti})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) son muy elevados, entre el 62,18 y el 87,88%. El componente piropo ($\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) y el de espesartina ($\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), se encuentran, en general, alrededor del 1%, aunque puntualmente pueden llegar a alcanzar porcentajes entre el 14,56 y el 30,87% (correspondientes con las aloformaciones P2, P4, C2' y alguna muestra de E2). Finalmente, el componente uvarovita ($\text{Ca}_3\text{Cr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) es muy escaso, con porcentajes siempre inferiores al 0,35%.

Los gráficos propuestos por Nanayama (1997) y Morton et al. (2003) permiten discriminar el origen ígneo o metamórfico (incluyendo el grado de metamorfismo) de los granos detríticos de granate. En la Fig. 83 A y C se representan los diagramas triangulares piropo-almandino-espesartina y piropo-almandino-(grosularia+andradita) propuestos por Nanayama (1997), mientras que la Fig. 83 B representa el gráfico piropo-(almandino+espesartina)-(grosularia+andradita) propuesto por Morton et al. (2003). Véase en la figura como los granos de granate pertenecientes al Alogrupo Pesonada proceden principalmente de dos áreas fuentes diferentes: de skarns, correspondiente a la aloformación P1, y de rocas metamórficas en facies granulita, correspondiente a la aloformación P2. Los granos de granate de las muestras pertenecientes a los Alogrupos Ermita y Pallaresa, en cambio, proceden principalmente de pegmatitas y rocas metamórficas de grado bajo, aunque no se descartan áreas fuente en rocas metamórficas en facies granulita para alguna muestra del Alogrupo Pallaresa. Finalmente, los granos de granate de las muestras pertenecientes a los Alogrupos Senterada y Antist proceden únicamente de skarns.

La Tabla XI resume las principales procedencias de los granos de granate analizados, obtenidas mediante la utilización de los gráficos anteriormente expuestos.

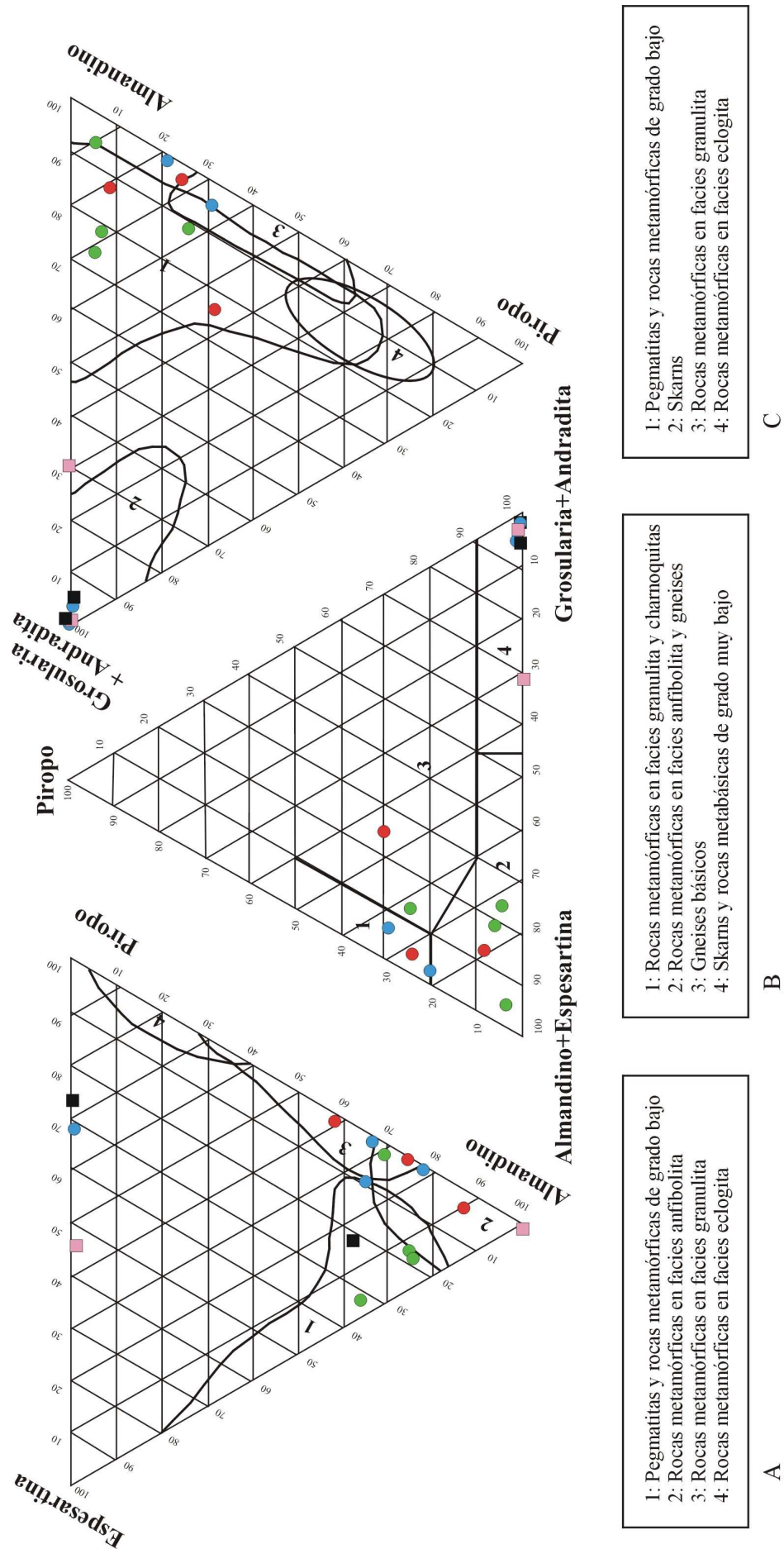


Fig. 83. Diagramas composicionales de los granos de granate. A) Diagrama triangular piropero-almandino-espesartina. Según Nanayama (1997). B) Diagrama triangular piropero-(almandino+espesartina)-(grosularia+andradita). Según Morton et al. (2003). C) Diagrama triangular piropero-almandino-(grosularia+andradita). Según Nanayama (1997). Leyenda como en Fig. 73.

Piropo-almandino-espesartina			Piropo-(almandino+espesartina)-(grosularia+andradita)	Piropo-almandino-(grosularia+andradita)	
Pesonada	P1	BO-03-1 BO-03-2	campos (1), (2) y (3) ?	Skarns y rocas metabásicas de grado muy bajo Skarns y rocas metabásicas de grado muy bajo	Skarns Skarns
	P2	BO-12-1 BO-12-2	Metamorfismo en facies granulita Metamorfismo en facies anfibolita	Metamorfismo en facies granulita Metamorfismo en facies anfibolita-granulita	Metamorfismo en facies granulita Metamorfismo en facies granulita
Ermita	E2	CL-11-1 CL-11-2 CL-11-3 CL-11-4	Metamorfismo en facies anfibolita-granulita Pegmatitas y rocas metamórficas de grado bajo Pegmatitas y rocas metamórficas de grado bajo Pegmatitas y rocas metamórficas de grado bajo	Gneises básicos Metamorfismo en facies anfibolita y gneises Metamorfismo en facies anfibolita y gneises Metamorfismo en facies anfibolita y gneises	Pegmatitas y rocas metamórficas de grado bajo Pegmatitas y rocas metamórficas de grado bajo Pegmatitas y rocas metamórficas de grado bajo Pegmatitas y rocas metamórficas de grado bajo
	C2	CC-03-1 CC-03-2	Metamorfismo en facies anfibolita-granulita Metamorfismo en facies granulita	Metamorfismo en facies granulita Gneises básicos	Metamorfismo en facies granulita Pegmatitas y rocas metamórficas de grado bajo
Pallaresa	M1	CS-15-1	Metamorfismo en facies anfibolita	Metamorfismo en facies anfibolita y gneises	Pegmatitas y rocas metamórficas de grado bajo
	S2	MC-01-1 MC-01-2	? Metamorfismo en facies anfibolita	Skarns y rocas metabásicas de grado muy bajo Skarns y rocas metabásicas de grado muy bajo	Skarns Skarns
Antist	A	MS-08-1 MS-08-2	Pegmatitas y rocas metamórficas de grado bajo ?	Skarns y rocas metabásicas de grado muy bajo Skarns y rocas metabásicas de grado muy bajo	Skarns Skarns

Tabla XI. Resumen de las principales procedencias para los granos de granate analizados.

Minerales del grupo de la epidota

Se han analizado un total de 19 granos de minerales del grupo de la epidota, cuya mineralogía se conoce previamente mediante la observación microscópica. De la totalidad de muestras analizadas, 13 pertenecen al Alogrupo Pallaresa (10 del Sistema Montsor y 3 del Roca del Pesó); 5 al Alogrupo Senterada y 1 al Antist.

Alogrupo aloformación muestra	PALLARESA										SENTERADA								ANTIST A
	M2										RP1				S2				
	CS31-1	CS31-2	CS31-3	CS31-4	CS31-5	CS31-6	CS31-7	CS31-8	CS31-9	CS31-10	CS34-1	CS34-2	CS34-3	MC01-1	MC01-2	MC01-3	MC01-4	MC01-5	
SiO ₂	39,480	39,210	38,940	37,990	37,060	38,130	37,380	37,210	37,310	37,790	38,020	38,190	37,600	37,760	37,830	38,160	37,560	37,590	MS08-1 37,860
TiO ₂	0,090	0,000	0,070	0,070	0,010	0,020	0,040	0,000	0,040	0,070	0,030	0,000	0,030	0,050	0,070	0,100	0,060	0,000	0,280
Al ₂ O ₃	29,620	24,510	29,310	25,820	26,680	25,650	24,030	22,830	24,320	25,880	23,830	27,320	24,280	23,550	24,830	25,280	24,770	21,670	24,130
Cr ₂ O ₃	0,050	0,010	0,020	0,010	0,000	0,010	0,100	0,000	0,020	0,040	0,070	0,030	0,080	0,040	0,030	0,030	0,080	0,030	0,030
Fe ₂ O ₃	6,010	12,840	7,410	10,320	9,290	11,030	13,160	14,920	12,640	10,140	14,650	9,200	13,130	14,280	12,180	11,390	12,490	15,990	12,230
Mn ₂ O ₃	0,150	0,050	0,100	0,120	0,010	0,080	0,010	0,540	0,070	0,380	0,470	0,080	0,100	0,140	0,140	0,170	0,160	0,120	0,100
MgO	0,010	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,010	0,010	0,000	0,000	0,010	0,080
CaO	24,360	23,640	24,370	23,760	24,350	23,600	23,580	21,970	23,960	23,470	22,900	24,020	23,840	23,260	23,890	23,490	23,370	23,190	23,630
H ₂ O	1,970	1,940	1,970	1,910	1,890	1,910	1,890	1,870	1,890	1,900	1,920	1,930	1,900	1,900	1,910	1,910	1,900	1,880	1,900
total	101,760	102,200	102,170	99,990	99,310	100,430	100,200	99,340	100,240	99,670	101,890	100,780	100,960	100,990	100,890	100,530	100,400	100,470	100,220
Cation, en base a 26 Oxígenos y OH																			
Si	2,998	3,032	2,961	2,987	2,934	2,989	2,966	2,986	2,957	2,980	2,972	2,967	2,961	2,978	2,970	2,992	2,964	3,001	2,992
Ti	0,005	0,000	0,004	0,004	0,000	0,001	0,002	0,000	0,002	0,004	0,002	0,000	0,002	0,003	0,004	0,006	0,004	0,000	0,016
Al/AlIV	0,002	0,000	0,039	0,013	0,066	0,011	0,034	0,014	0,043	0,020	0,028	0,033	0,039	0,022	0,030	0,008	0,036	0,000	0,008
Al VI	2,649	2,234	2,587	2,380	2,423	2,358	2,212	2,145	2,229	2,385	2,167	2,467	2,214	2,167	2,267	2,328	2,267	2,039	2,239
Cr	0,003	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,007	0,000	0,001	0,002	0,004	0,002	0,005	0,002	0,002	0,002	0,005	0,002	0,002
Fe ³⁺	0,344	0,747	0,424	0,610	0,553	0,651	0,786	0,901	0,754	0,602	0,862	0,538	0,778	0,848	0,720	0,672	0,742	0,960	0,727
Mn ³⁺	0,009	0,003	0,006	0,007	0,001	0,005	0,001	0,033	0,004	0,023	0,028	0,005	0,006	0,008	0,008	0,010	0,010	0,007	0,006
Mg	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,009
Ca	1,982	1,958	1,985	2,002	2,065	1,982	2,005	1,889	2,035	1,983	1,918	1,999	2,011	1,965	2,009	1,974	1,975	1,983	2,001
OH	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
total	8,993	8,975	9,007	9,004	9,044	8,998	9,012	8,968	9,025	9,000	8,982	9,011	9,016	8,995	9,012	8,992	9,003	8,994	9,001

Tabla XII. Composiciones geoquímicas de los minerales del grupo de la epidota analizados. Parte superior de la tabla, cálculo en % en peso. Parte inferior, fórmula estructural en base a 26 oxígenos y OH.

CAPÍTULO 6. GEOQUÍMICA MINERAL

La Tabla XII muestra los resultados de los análisis geoquímicos de los granos de epidota, zoisita y clinozoisita llevados a cabo.

El diagrama propuesto por Grapes y Hoskin (2004), que relaciona el contenido en Al con el de Fe^{3+} y Mn^{3+} , permite determinar la especie mineral de que se trata dentro del grupo de la epidota (Fig. 84). La mayoría de granos analizados se hallan en el campo de la epidota-clinozoisita.

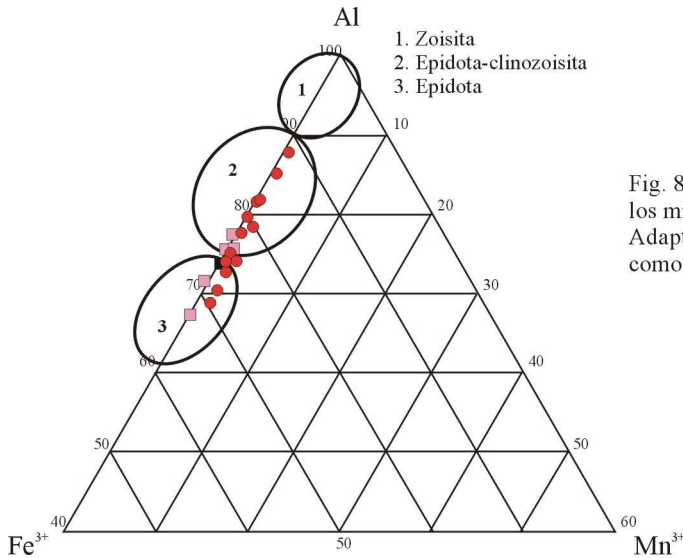


Fig. 84. Diagrama composicional Al- Fe^{3+} - Mn^{3+} para los minerales del grupo de la epidota analizados. Adaptado de Grapes y Hoskin (2004). Leyenda como en Fig. 73.

La Tabla XIII muestra de manera resumida las principales especies de epidota reconocidas en los diferentes Alogrupos.

Pallaresa	M2	CS-31-1	Epidota-clinozoisita
		CS-31-2	Epidota
		CS-31-3	Epidota-clinozoisita
		CS-31-4	Epidota-clinozoisita
		CS-31-5	Epidota-clinozoisita
		CS-31-6	Epidota-clinozoisita
		CS-31-7	Epidota
		CS-31-8	Epidota
		CS-31-9	Epidota
		CS-31-10	Epidota-clinozoisita
	RP1	CS-34-1	Epidota
		CS-34-2	Epidota-clinozoisita
		CS-34-3	Epidota
Senterada	S2	MC-01-1	Epidota
		MC-01-2	Epidota-clinozoisita
		MC-01-3	Epidota-clinozoisita
		MC-01-4	Epidota-clinozoisita
		MC-01-5	Epidota
Antist	A	MS-08-1	Epidota-clinozoisita

Tabla XIII. Resumen de los principales minerales del grupo de la epidota analizados pertenecientes a los Alogrupos Pallaresa, Senterada y Antist.

6.4. DISCUSIÓN

La composición de los granos de circón analizados indica la existencia de cristales de procedencia granítica y de rocas máficas en la totalidad de Alogrupos. Únicamente algunas muestras de la aloformación E2' (Alogrupo Ermita) y de las aloformaciones RS2 y RP3 (Alogrupo Pallaresa) contienen granos de circón que probablemente procedan también de rocas metamórficas.

Para el caso de la turmalina, la geoquímica mineral nos muestra alguna diferencia en la composición de los granos pertenecientes a los Alogrupos Pesonada y Ermita, más heterogénea, y los pertenecientes a los Alogrupos Pallaresa, Senterada y Antist, más homogénea. Así, mientras que en las muestras pertenecientes a los Alogrupos Pesonada y Ermita se han reconocido granos de turmalina procedentes de rocas metamórficas e ígneas, para las muestras del resto de Alogrupos predominan los granos de turmalina procedentes de rocas metamórficas. En ambos casos, los granos de turmalina procedentes de rocas ígneas hacen referencia principalmente a granitoides pobres en Li y en menor medida a aplitas y pegmatitas. Las rocas metamórficas consisten en metapelitas y rocas calcosilicatadas pobres en Ca, en general con metamorfismo de grado medio aunque, puntualmente, también pudieron estar presentes de grado alto y bajo. Para algunas muestras pertenecientes al Alogrupo Pallaresa también se han reconocido granos de turmalina de origen diagenético. Únicamente alguna muestra de los Alogrupos Pesonada y Ermita presentan granos de turmalina procedentes de metacarbonatos y/o rocas ultramáficas.

Para los Alogrupos Pesonada y Ermita, la geoquímica del rutilo indica una procedencia mixta desde rocas máficas y metapelitas. Para los Alogrupos Pallaresa, Senterada y Antist, en cambio, parece predominar un área fuente para los granos de rutilo localizada en metapelitas, aunque no se descartan aportes menores desde rocas máficas o gabroicas.

La variación composicional de los granos de granate analizados indica una gran variabilidad de litologías en las áreas fuente. Las variaciones en el contenido de granate cálcico se pueden explicar por la circulación de fluidos diagenéticos entre la porosidad del sedimento. Según Morton (1987, 1991), el granate rico en Ca es la especie menos estable durante estos procesos. Según este autor, con un enterramiento superior a los 2500 m, el contenido en grosularia y/o andradita decrece significativamente, por lo que porcentajes bajos de granate cálcico no siempre son indicativos de la litología del área fuente. Sin embargo, Morton (1984, 1985b) y Haughton y Farrow (1989), consideran que las proporciones de las diferentes especies de granate no han sido modificadas si en la asociación mineralógica aparece apatito, ya que dicho mineral es diagenéticamente menos estable que el granate. Esta evidencia, entre otras, permite considerar que las variaciones composicionales del granate detectadas en este trabajo son el reflejo de variaciones en su procedencia. Partiendo de esta premisa, se puede considerar que las muestras pertenecientes al Alogrupo Pesonada presentarían aportes mixtos desde rocas metamórficas de grado alto, en facies granulita, con granate tipo almandino-piropo, y de skarn, con predominio de grosularia. Las muestras pertenecientes a los Alogrupos Ermita y Pallaresa mostrarían procedencias principalmente desde pegmatitas y rocas metamórficas de grado medio (gneises y rocas metamórficas en facies anfibolita), localmente alto (rocas metamórficas en facies granulita), con granate de tipo almandino-espesartina y almandino-piropo, respectivamente. Para los Alogrupos Senterada y Antist, la procedencia de los granos detríticos de granate es exclusivamente a partir de de skarns.

Para el caso de los minerales del grupo de la epidota analizados, la mayoría de muestras pertenecientes a las aloformaciones M2 y RP1 (Alogrupo Pallaresa), S2 (Alogrupo Senterada) y el Alogrupo Antist contienen minerales del grupo de la epidota que caen en el campo de la epidota-clinozoisita. A excepción del Alogrupo Antist, las anteriores aloformaciones pueden presentar, puntualmente, minerales tipo epidota, sin términos clinozoisíticos. La epidota, junto a la clinozoisita, es característica de rocas metamórficas de grado bajo a medio. La epidota

	Circón	Turmalina	Rutilo	Granate	Epidota
ALOGRUPO PESONADA	- rocas máficas - granitoides	- granitoides - rocas metamórficas de grado medio - raros metacarbonatos y rocas ultramáficas	- rocas máficas - metapelitas	- skarn - rocas metamórficas en facies granulita	
ALOGRUPO ERMITA	- rocas máficas - menores granitoides - raras rocas metamórficas			- rocas metamórficas en facies anfibolita - gneises	
ALOGRUPO PALLARESA	- rocas máficas - granitoides - raras rocas metamórficas			- rocas metamórficas en facies anfibolita - rocas metamórficas en facies granulita	- rocas metamórficas de grado medio - rocas metamórficas de grado alto
ALOGRUPO SENTERADA	- rocas máficas - granitoides	- rocas metamórficas de grado medio - menores granitoides	- metapelitas - menores rocas máficas y/o gabroicas	- skarn	
ALOGRUPO ANTIST	- granitoides - rocas máficas?				- rocas metamórficas de grado medio (alto?)

Tabla XIV. Resumen de las principales litologías de las áreas fuente de los diferentes Alogrupos, obtenidas a partir del análisis geoquímico del circón, rutilo y de los minerales del grupo de la urmalina, granate y epidota.

también es característica de procesos hidrotermales de alteración de rocas ígneas básicas y, en menor medida, de granitos. La zoisita, en cambio, es característica de rocas metamórficas de grado medio.

Las características litológicas de las posibles áreas fuente para los diferentes Alogrupos, obtenidas a partir de la geoquímica del conjunto de minerales analizados se resume en la Tabla XIV y en la Fig. 85. Debe hacerse notar que, considerando todos los minerales pesados estudiados (Tabla XIV), se establece un gran abanico de posibles áreas fuente para un mismo Alogrupo, desde rocas ígneas félsicas y máficas a diferentes tipos de rocas metamórficas. Sin embargo, véase en la Fig. 85 como determinadas litologías caracterizan uno o varios Alogrupos. Así, por ejemplo, la procedencia de skarns queda registrada únicamente en los Alogrupos Pesonada, Senterada y Antist, mientras que procedencias desde metacarbonatos sólo se registran en los Alogrupos Pesonada y Ermita.

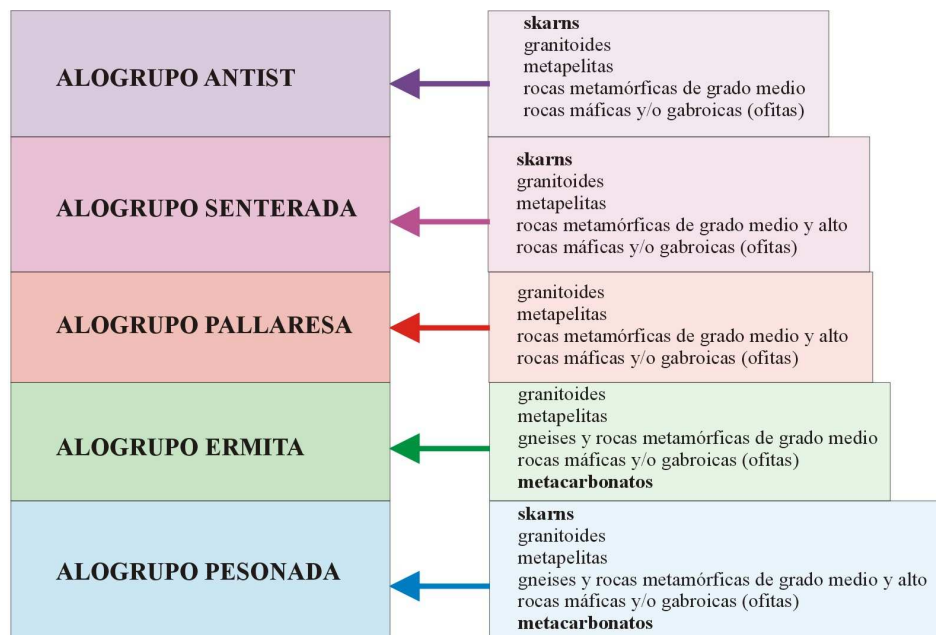


Fig. 85. Cuadro-resumen de las litologías de las áreas fuente de los diferentes alogrupos que constituyen el relleno sedimentario

6.5. RESUMEN

Con la finalidad de conocer mejor la procedencia de los minerales pesados y de sus asociaciones, se ha llevado a cabo el análisis de la composición elemental mediante microsonda electrónica en un total de 192 granos minerales de circón, turmalina, rutilo, granate y epidota.

La información obtenida mediante los tres primeros es directamente aplicable al área fuente, puesto que circón, turmalina y rutilo son minerales ultraestables durante el transporte y la sedimentación.

Los granos de granate y epidota, en cambio, pueden variar sus porcentajes relativos durante la diagénesis, ya sea ésta temprana o de enterramiento.

El contenido en elementos menores varía en función del ambiente en el que cristaliza. Es el caso de Hf, Zr, Th y U en circón; Al, Fe, Mg, Ca, K, Na y Ti en turmalina; Nb y Cr en rutilo. Dentro de un grupo mineral, las proporciones moleculares de los términos extremos del mismo pueden depender de las condiciones de formación del mineral, como es el caso del granate (piropo, almandino, espesartina, grosularia y andradita) y el de la epidota (epidota, clinozoisita, zoisita).

Por consiguiente, los análisis geoquímicos sobre minerales indicadores, llevados a cabo en este trabajo, permiten reconocer la procedencia de la fracción fina (arenas) que constituye las diferentes aloformaciones y Alogrupos.

Los resultados obtenidos permiten establecer las siguientes pautas de sedimentación:

El aporte sedimentario correspondiente a los Alogrupos Pesonada y Ermita es muy heterogéneo, con mezcla de aportes desde rocas graníticas, máficas, metamórficas de grado medio y puntuales metacarbonatos. Para el Alogrupo Pesonada, hay que añadir aportes menores desde rocas metamórficas de grado alto y skarns.

Durante la sedimentación del Alogrupo Pallaresa, en cambio, predominan los aportes desde rocas metamórficas de grado medio, localmente de grado alto.

Nuevamente, la composición geoquímica de los minerales de las muestras pertenecientes a los Alogrupos Senterada y Antist indica mezcla de procedencia desde rocas máficas, metamórficas de grado medio (localmente de grado alto), granitoides y aportes menores procedentes de skarns.

Capítulo 7
DISCUSIÓN Y SÍNTESIS

7.1. PROCEDENCIA DEL RELLENO SEDIMENTARIO DE LA CUENCA SINOROGÉNICA DE LA POBLA DE SEGUR

El análisis de la procedencia de los conglomerados sinorogénicos de La Poblá de Segur, de edades comprendidas entre el Eoceno Medio y el Oligoceno (Beaumont et al., 2003; 2006), constituye la mejor aproximación al análisis de la evolución tectónica de la zona centro-meridional del Pirineo durante este período de tiempo. La relativamente baja tasa de erosión reconocida en el sector estudiado (Mellere, 1992; 1993), ha permitido la preservación de las relaciones existentes entre el relleno sedimentario y el basamento tectónicamente activo. La continua estructuración tectónica de éste último controló la composición de las secuencias sedimentarias reconocidas en las cuencas de La Poblá y de Senterada.

En este apartado se lleva a cabo una integración de los resultados procedentes del estudio de los clastos de los conglomerados, de las asociaciones de minerales pesados y su geoquímica mineral en las areniscas, así como toda la información sedimentológica y estratigráfica.

7.1.1. Alogrupos Pesonada, Ermita y Sistema Collegats. Provincia de conglomerados I.

Las aloformaciones pertenecientes a los Alogrupos Pesonada y Ermita y Sistema Collegats del Alogrupo Pallaresa, han sido estudiadas a lo largo de los perfiles BO, PE, CL, RS, CS, OR y CC (Fig.5). Estas unidades presentan paleocorrientes bastante uniformes, procedentes en general del NNW-NNE, excepto para la aloformación E3', cuyas paleocorrientes proceden principalmente del E-SE. Las facies reconocidas a lo largo de los perfiles permiten interpretar que se corresponden con depósitos aluviales distales, barras fluviales y depósitos de llanura aluvial. Localmente, en las aloformaciones E2, E2' y C2, también están presentes depósitos lacustres y de barras de desembocadura.

El estudio de los minerales pesados, mediante análisis factorial *Q-mode* aplicado a los *Provenance-sensitive indexes* indica que las muestras pertenecientes a los Alogrupos Pesonada y Ermita y al Sistema Collegats (Alogrupo Pallaresa) quedaban agrupadas entorno a la componente principal 1 (Provincia de minerales pesados 1), caracterizada por un elevado valor del índice rutilo-circón (RuZ) con respecto a los índices apatito-turmalina (AT) y granate-circón (GZ), estos dos últimos con valores más elevados en el resto de aloformaciones (Fig. 86). El análisis factorial *Q-mode* aplicado a la totalidad de minerales pesados en estas unidades mostraba, en general, una misma agrupación, entorno a una única componente principal, caracterizada por proporciones elevadas de turmalina, aunque de forma puntual también se observaban incrementos de las otras mineralogías, especialmente circón, zoisita-clinozoisita y epidota.

Por otra parte, la composición geoquímica de los granos de circón, turmalina, rutilo, granate, epidota y zoisita-clinozoisita mostraban composiciones que sugieren una gran heterogeneidad en cuanto a la litología de las posibles áreas fuente. Así, las muestras de los Alogrupos Pesonada y Ermita, indican la existencia de un área fuente constituida por rocas ígneas (granitoides pobres en Li), rocas máficas (probablemente ofitas), metapelitas y rocas metamórficas de grado medio, y en menor medida metacarbonatos. De forma puntual, algunas muestras del Alogrupo Pesonada también sugieren la existencia de skarns en sus áreas fuente.

Con respecto a los clastos de conglomerados, las aloformaciones de los Alogrupos Pesonada, Ermita y del Sistema Collegats presentan proporciones variables de clastos del Cretácico Superior, Inferior y Jurásico, correspondientes a la Provincia de conglomerados I (Fig. 86). Las formaciones del Cretácico Superior que contribuyen al relleno son diferentes en cada unidad. Así, para las aloformaciones del Alogrupo Pesonada, las Formaciones Congost (K^{+2}), Aramunt (K^{+4}) y Montagut (K^{+3}), constituyen el mayor aporte de las rocas del Cretácico Superior, mientras que las del Cretácico Inferior pertenecen al Grupo Tres Ponts (K^{-1}) y a los

Miembros Roc del Diable y Nargó (K^{-3} y K^{-4} , respectivamente). Para las aloformaciones del Alogrupo Ermita y el Sistema Collegats, las principales contribuciones del Cretácico Superior fueron, además de las citadas para el Alogrupo Pesonada, la Formación Sta. Fe (K^{+1}) y el Miembro Mascarell (K^{+5}), mientras que las contribuciones por parte del Cretácico Inferior proceden del desmantelamiento del Miembro Roc del Diable (K^{-3}) y de la Formación Senyús (K^{-2}).

Así pues, del análisis de los minerales pesados y de los clastos de los conglomerados en las aloformaciones pertenecientes a los Alogrupos Pesonada y Ermita y al Sistema Collegats (Alogrupo Pallaresa) se desprenden datos que entran en aparente contradicción.

Por una parte, los clastos de los conglomerados pertenecen exclusivamente al Cretácico y Jurásico. Las clases litológicas reconocidas mantienen una estrecha relación con el basamento sobre el cual se desarrolla el abanico aluvial, lo que suele ser indicativo de áreas fuentes poco extensas. Esta observación es contraria a lo que sugiere el análisis de los minerales pesados, donde la heterogeneidad de las litologías de las áreas fuente apunta hacia una extensión mucho mayor del área de drenaje.

Probablemente, los minerales pesados presentes proceden del reciclado a partir de las rocas sedimentarias cretácicas y jurásicas, de manera que las asociaciones de minerales pesados presentes en estas unidades reflejan la naturaleza de las áreas fuente que contribuyeron a la sedimentación en las cuencas marinas durante el Cretácico y el Jurásico, áreas fuente mucho más extensas y de composición más variada que las correspondientes a las cuencas continentales donde se generaron los conglomerados de La Poblá.

A favor de esta hipótesis del reciclado de las rocas cretácicas y jurásicas apunta también las relaciones entre minerales ultraestables (circón y turmalina) redondeados e idiomórficos, con relaciones de Z_r/Z_i de 10 y de TU_r/TU_i de 5. Este predominio de los minerales ultraestables redondeados frente a los idiomórficos suele ser indicativo de paragénesis heredadas.

En resumen, en este trabajo se interpreta que el área fuente de los abanicos aluviales de los Alogrupos Pesonada y Ermita y el Sistema Collegats se emplazó exclusivamente sobre el Manto de Bòixols, perteneciente a la UCSP, tal y como reflejan las litologías de los clastos de los conglomerados. Las asociaciones de minerales pesados reconocidas deben ser interpretadas como recicladas a partir de rocas cretácicas y jurásicas de origen marino, reflejando, así, la naturaleza y composición del área fuente que suministró sedimento a dichas cuencas marinas.

7.1.2. Sistemas Montsor, Roc de Santa y Roca del Pesó. Provincia de conglomerados II

Las diferentes aloformaciones que constituyen 3 de los 4 Sistemas de abanicos aluviales del Alogrupo Pallaresa, han sido estudiadas a lo largo de los perfiles CS, RE, MS, RS, CC, OR, CL, CA y LT (Fig. 5). El Sistema Montsor presenta paleocorrientes procedentes principalmente del NW, mientras que para los Sistemas Roc de Santa y Roca del Pesó las paleocorrientes proceden principalmente del NE. Las facies reconocidas en estos Sistemas se corresponden principalmente con depósitos de barras fluvio-aluviales y de llanura aluvial. En la aloformación M1 del Sistema Montsor también se han reconocido depósitos de barras de desembocadura, depósitos lacustres y lacustre-palustres.

Respecto a los minerales pesados, el análisis factorial *Q-mode* aplicado a los *Provenance-sensitive indexes* de las muestras correspondientes a los Sistemas Montsor, Roc de Santa y Roca del Pesó indicaba claramente una mezcla en la procedencia ya que las muestras quedaban agrupadas, sin ninguna tendencia vertical y de forma indistinta entorno a la componente 1

			Provincias de conglomerados										Provincias de minerales pesados					
ALOGRUPO	SISTEMA	ALOFORMACIÓN	I	II						III						1	2	3
			UCSP	UCSP	Mantos Inferiores					Mantos Inferiores								
					N.sup.			N.inf.	Z.Axial		N.sup.			N.inf.	Z.Axial			
					T	Dc	Cc	CP	Dsn	g	T	Dc	Cc	CP	Dsn	g		
Antist	Senterada	A																
		S3																
		S2																
		S1																
Pallaresa	Roc de Santa	RS2		• • •		—			—									
		RS1		• • •		—			—									
	Roca del Pesó	RP3			—													
		RP2		• • •		—												
		RP1			• • •		—											
	Montsor	M3		• • •		—				• • •								
		M2		• • •		—				• • •								
		M1			• • •		—				• • •							
		Collegats																
Ermita																		
Pesonada																		

Dominantes

Abundantes

Escasos

Fig. 86. Cuadro resumen de la composición de las diferentes unidades que constituyen el relleno sedimentario de la cuenca de La Pobla de Segur. El relleno sedimentario se agrupa en tres grandes conjuntos: Provincia de conglomerados I y Provincia de minerales pesados 1, que caracteriza a los Alogrupos Pesonada y Ermita y el Sistema Collegats (Alogrupo Pallaresa). Provincia de conglomerados II y Provincia de minerales pesados 2, que caracteriza a los Sistemas Montsor, Roca del Pesó y Roc de Santa (Alogrupo Pallaresa). Provincia de conglomerados III y Provincia de minerales pesados 3, que caracteriza a los Alogrupos Senterada y Antist. Explicación en el texto..

(valores altos del índice RuZ), componente 2 (valores altos del índice AT) y/o componente 3 (valores altos del índice GZ), correspondientes con las Provincias de minerales pesados 1 a 3, respectivamente (Fig. 86). Este hecho también se observa en el análisis factorial *Q-mode* para la totalidad de minerales pesados de las muestras pertenecientes a estos Sistemas, donde determinados minerales tales como zoisita-clinozoisita, epidota, turmalina granate y circón, aparecen en proporciones muy variables dentro de una misma aloformación, no observándose ninguna clase de tendencia. Únicamente para el techo de la aloformación M2 y la aloformación M3, del Sistema Montsor, la epidota es el mineral dominante sobre el resto de mineralogías.

El análisis geoquímico de los minerales pesados en las muestras de los Sistemas Montsor, Roca del Pesó y Roc de Santa, indicaba una procedencia a partir de un área fuente predominantemente constituida por rocas metamórficas de grado medio (metapelitas y rocas calcosilicatadas), y en menor medida por rocas metamórficas de alto grado, rocas máficas y granitoides pobres en Li. Esta diferenciación en el área fuente obtenida a partir de la geoquímica de los minerales pesados también se refleja en la naturaleza de los clastos de los tramos conglomeráticos. Así, mientras en la Provincia de conglomerados I, la presencia exclusiva de clastos carbonatados de edades jurásicas y cretácicas indicaba un aporte exclusivo desde la UCSP, en la Provincia de conglomerados II se detectan aportes tanto desde la UCSP como desde los Mantos Inferiores (Fig. 86). Así, las aloformaciones del Sistema Montsor están constituidas predominantemente por clastos procedentes de rocas triásicas (Manto del Nogueres s.l.) y del Devónico en subfacies Compte (Manto del Nogueres Superior), mientras que los clastos de rocas jurásicas y cretácicas, procedentes de la UCSP, son minoritarios, y sólo

representan entre el 2.0% y el 16.6% de la totalidad de los componentes, excepto para las aloformaciones M1 y techo de la M2, que presentan proporciones anómalamente elevadas de éstos. La aloformación M1 alcanza, en su parte superior, contenidos en clastos procedentes de la UCSP de hasta el 33.9%, con predominio de los clastos del Cretácico Inferior (Grupo Tres Ponts (K^{-1}) y Miembro Roc del Diable (K^{-3}) sobre los del Cretácico Superior. A techo de la aloformación M2, los clastos procedentes de la UCSP pueden llegar a constituir hasta el 59.5%, además de un incremento significativo de los clastos procedentes del Keuper. Hacia techo de la aloformación M2 y especialmente en la M3 se registran porcentajes elevados de clastos procedentes del Carbonífero en facies Culm (Manto del Nogueres Superior). Los clastos cuyas litologías son atribuibles al Manto del Nogueres Inferior, esto es, clastos del Devónico en subfacies Sierra Negra y del Permo-Carbonífero, no llegan a superar el 4% de la totalidad, por lo que la contribución de dicha unidad al Sistema Montsor se considera poco importante.

Las aloformaciones del Sistema Roca del Pesó presentan composiciones muy variables. No se disponen de datos composicionales de la aloformación basal del Sistema (RP1).

Así, la aloformación RP2 se caracteriza por el predominio de los clastos procedentes del Manto del Nogueres *s.l.* (54%) y del Manto del Nogueres Superior (39%), estando presentes de manera muy subordinada los clastos procedentes del Manto del Nogueres Inferior (<1%) y de la UCSP (6%). Entre los componentes procedentes del Manto del Nogueres *s.l.* predominan los clastos de rocas triásicas: conglomerados, microconglomerados y areniscas de la Formación Bunter y dolomías de la Formación Pont de Suert. Las litologías más frecuentes procedentes del Manto del Nogueres Superior pertenecen al Devónico en subfacies Compte y, en menor medida, al Carbonífero en facies Culm.

En cambio, la aloformación RP3 está predominantemente constituida por clastos procedentes de la UCSP (52.8%), con predominio de los del Cretácico Inferior (Grupo Tres Ponts, K^{-1}) y cantidades menores del Jurásico. La aloformación RP3 también contiene contribuciones menores de clastos procedentes del Manto del Nogueres *sl* (22.8%) y de la Zona Axial (5%). Las litologías reconocidas de procedencia Nogueres *s.l.* son exclusivamente de edad triásica: areniscas del Buntsandstein y ofitas del Keuper, mientras que los componentes atribuidos a la Zona Axial son exclusivamente clastos de granito.

Finalmente, en las aloformaciones del Sistema Roc de Santa los porcentajes de clastos cretácicos y jurásicos procedentes de la UCSP son menores que para algunas aloformaciones de los Sistemas Montsor y Roca del Pesó, aumentando en consecuencia la proporción de clastos procedentes del Manto del Nogueres *s.l.* y de los Mantos del Nogueres Superior e Inferior. Las litologías reconocidas de procedencia Nogueres *s.l.* son exclusivamente areniscas del Buntsandstein. Las principales contribuciones desde el Manto del Nogueres Superior se caracterizan por un predominio de clastos procedentes del Devónico en subfacies Compte, especialmente en la aloformación RS1, y del Carbonífero en facies Culm, mayormente en la aloformación RS2. En cambio, las menores contribuciones desde el Manto del Nogueres Inferior se caracterizan por un predominio de clastos procedentes del Permo-Carbonífero para la aloformación RS1 y del Devónico en subfacies Sierra Negra para la aloformación RS2.

En resumen, y a diferencia de lo que sucedía para las aloformaciones pertenecientes a la Provincia de conglomerados I, en este caso se observa una mayor concordancia entre los resultados obtenidos a partir de la geoquímica mineral y de los clastos de conglomerados, sugiriendo, ambos tipos de observaciones, aportes de sedimento terrígeno procedente desde áreas fuente constituidas predominantemente por rocas sedimentarias y rocas metamórficas de grado medio, y en menor medida por rocas metamórficas de alto grado, rocas máficas (probablemente ofitas) y granitoides, caracterizando aportes con proporciones variables tanto desde la UCSP como desde los Mantos Inferiores.

7.1.3. Alogrupos Senterada y Antist. Provincia de conglomerados III

Las aloformaciones pertenecientes al Alogrupo Senterada (S1 a S3) han sido estudiadas a lo largo de los perfiles LP, MC y MS, mientras que el alogrupo Antist (A) ha sido analizado a lo largo del perfil MS (Fig. 5). Las paleocorrientes indican direcciones de aporte desde el NNW-NNE. Ambos Alogrupos están constituidos predominantemente por facies que caracterizan depósitos de barras fluvio-aluviales y de llanura aluvial, más proximales para el caso del Alogrupo Antist.

El análisis factorial *Q-mode* para los *Provenance-sensitive indexes* indicaba que las muestras pertenecientes a los Alogrupos Senterada y Antist procedían de la Provincia de minerales pesados 3, caracterizada por valores del índice granate-circón (GZ) superiores a los de los índices apatito-turmalina y rutilo-circón (AT y RuZ, respectivamente) (Fig. 86), aunque no se descartaba, también, la existencia de una posible mezcla con elementos procedentes de las Provincias 1 y 2. Así también, en el análisis *Q-mode* la mayoría de muestras de los Alogrupos Senterada y Antist se observaba como éstas se disponían indistintamente entorno a la componente principal 1 y 2, lo que explicaría las variaciones en los porcentajes de turmalina, circón, granate, epidota y zoisita-clinozoisita.

La geoquímica de los minerales pesados de las muestras pertenecientes a los Alogrupos Senterada y Antist indica, nuevamente, una composición litológica variable de las áreas fuente de las que proceden, habiéndose reconocido minerales procedentes de rocas ígneas (granitoides pobres en Li), rocas máficas y rocas metamórficas de grado medio (metapelitas y en menor medida rocas calcosilicatadas) y más localmente rocas metamórficas de grado alto y de skarns.

En cuanto a la composición de los clastos de los conglomerados pertenecientes a los Alogrupos Senterada y Antist, éstos muestran procedencias desde la Provincia de conglomerados III; esto es, con áreas fuente desarrolladas exclusivamente sobre los Mantos Inferiores. Sin embargo, las composiciones de las aloformaciones S1, S2, S3 y A son significativamente diferentes entre sí (Fig. 86). Así, los clastos de rocas triásicas, procedentes del Manto del Noguères s.l. son los componentes más abundantes en las aloformaciones S1 (70%), S3 (48%) y A (61%). Estos componentes triásicos consisten principalmente en clastos de conglomerados y areniscas de la Formación Bunter (facies Buntsandstein), y en menor medida en clastos de dolomías del Muschelkalk y algunos clastos de ofitas del Keuper (estas dos últimas litologías no están presentes en la aloformación S2). En la aloformación S2, en cambio, la contribución de clastos del Triásico es relativamente baja, correspondiendo la mayor contribución a los clastos del Devónico en subfacies Compté, que llegan a constituir hasta el 70% del total. Otro elemento característico es que no se registran clastos del Permo-Carbonífero (Manto del Noguères Inferior) en las aloformación S1, siendo éstos relativamente abundantes (entorno al 11%) en la aloformación S2. La presencia de clastos de granito en esta última indica, también, aportes menores procedentes de la Zona Axial. Finalmente, remarcar que la presencia de clastos de rocas del Carbonífero en facies Culm, procedentes del Manto del Noguères Superior, solamente ha sido registrada en el alogrupo Antist, cuya composición es, en general, muy similar a la de las aloformaciones S1 y S3.

En resumen, existe una concordancia en los resultados obtenidos mediante el análisis de los clastos de conglomerados, el análisis de los minerales pesados y la geoquímica mineral. Así, las áreas fuente que contribuyeron a los abanicos aluviales de los Alogrupos Senterada y Antist están constituidas por rocas sedimentarias, máficas (probablemente correspondientes a ofitas), rocas ígneas (granitoides), rocas metamórficas de grado medio (metapelitas y rocas calcosilicatadas) y, en menor medida, rocas metamórficas de grado alto y skarns. Todas estas litologías pertenecen a los Mantos Inferiores, no registrándose en ningún caso aportes procedentes desde la UCSP en los Alogrupos Senterada y Antist.

7.2. LOS ABANICOS ALUVIALES Y SUS ÁREAS DE DRENAJE

Son numerosos los autores que han estudiado y puesto de manifiesto las relaciones existentes entre algunas de las características de los abanicos aluviales y las áreas de drenaje asociadas (Bull, 1964, 1968; Denny, 1967; Hooke, 1968; Harvey, 1990; Lecce, 1990; Blair y McPherson, 1994a; Hovius, 1996; Allen y Hovius, 1998; Allen y Densmore, 2000; Mather et al., 2000, entre otros).

Entre las características fisiográficas que mejor definen a un abanico aluvial y la relación de éste con su área de drenaje destacan las dimensiones (radio, área y altura) y la pendiente del abanico aluvial, mientras que las características que mejor definen el área de drenaje destacan su extensión areal, su altitud promedio y la longitud del colector principal.

Una vez realizada en el apartado precedente (7.1.) la caracterización litológica de las áreas fuente de las distintas aloformaciones, así como las distintas unidades estructurales que constituyen los relieves asociados, se sintetiza, en este apartado, las características principales tanto de los abanicos aluviales como de las áreas de drenaje, para acabar estableciendo una relación entre ellos y su evolución a lo largo del tiempo.

7.2.1. Características fisiográficas de los abanicos aluviales

Aunque en zonas asociadas a frentes tectónicamente activos los abanicos aluviales pueden coalescer lateralmente y llegar a formar, en ocasiones, bajadas y otras formas compuestas, la morfología de un abanico aluvial individual, como los que parecen asociarse a cada una de las aloformaciones en las que han sido subdivididos los Conglomerados de La Pobra, puede idealmente asimilarse a grandes rasgos a un segmento de cono con su vértice localizado sobre el ápex del abanico (Bull, 1964, 1968; Ricci Lucci, 1978; Colombo, 1992). En esta idealización (Fig. 87), el abanico aluvial queda inicialmente definido mediante su radio (r), altura (h) y ángulo de apertura (β). Estos valores, además de la pendiente promedio (α), el área (S) y el volumen (V) han sido calculados para cada uno de los abanicos aluviales de los Conglomerados de La Pobra, y los resultados obtenidos se sintetizan en la Tabla XV.

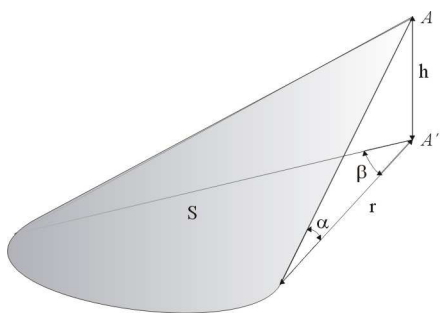


Fig. 87. Esquema morfológico idealizado de un abanico aluvial. A= Ápex. β = Ángulo de apertura. α = Pendiente media. h = Altura. r = Radio.

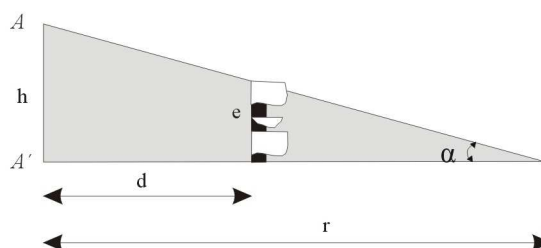


Fig. 88. Relación entre la altura del abanico (h) y el espesor medido (e) en función de los valores de la distancia entre A' y el perfil estratigráfico (d) y el radio estimado del abanico (r).

El primer paso para la caracterización de los abanicos aluviales ha consistido en estimar la posición del ápex (A) de cada uno de ellos. Esta estimación se ha realizado a partir de las pautas de distribución de las facies sedimentarias y de las paleocorrientes, considerando la posición del ápex como coincidente con aquella zona de facies más proximales y con un mayor número de datos de paleocorrientes (Jupp et al., 1987).

La cartografía permite estimar el radio de cada abanico (Figs. 43 a 47), habiendo establecido un valor de radio máximo ($r_{\max}$), mínimo ($r_{\min}$) y estimado (r) en cada caso. Una vez

localizada la posición del ápex (A) y la extensión cartográfica de cada abanico, se ha considerado el valor del $r_{\min}$ como la distancia medida entre la proyección en planta del ápex (A' en Fig. 87) y el afloramiento de materiales atribuibles a dicho abanico que se encuentren en la posición más alejada del punto A'. Los valores de $r_{\max}$ se han obtenido en función de la distancia entre el punto A' y las estructuras tectónicas que delimitaban el espacio disponible para el desarrollo de los abanicos aluviales; por ejemplo: para los abanicos aluviales del Alogrupo Pesonada el relieve generado por el Anticlinal de Sant Corneli constituía una barrera que delimitaba la extensión de los abanicos aluviales hacia el Sur, mientras que las diferentes fallas (F1 a F4, ver Fig. 43) constituían su límite hacia el Norte.

En función de los valores obtenidos de $r_{\max}$ y $r_{\min}$ y considerando además las asociaciones de facies reconocidas en el afloramiento más alejado de A' (el que define el valor de $r_{\min}$) y su tendencia lateral, se ha estimado un valor (r) como el verdadero radio del abanico en cuestión, de tal manera que cumpla:

$$r_{\max} \geq r \geq r_{\min}.$$

Los valores obtenidos del radio estimado (r) para cada abanico aluvial se muestran en la Tabla XV.

Una vez establecido el valor de r para cada abanico, y considerando el espesor (e) de cada unidad, medido a lo largo de los distintos perfiles estratigráficos, así como la distancia (d) entre el punto A' y el punto donde se levantó el perfil estratigráfico, podemos estimar la altura (h) basándonos en la relación indicada en la Fig. 88, siendo en este caso:

$$h = \frac{r \cdot e}{r - d}$$

Cuando una misma aloformación haya sido medida en distintos puntos, con diferentes valores de e para diferentes distancias d , el valor de h considerado es el promedio.

Los valores de h obtenidos para cada abanico aluvial se indican en la Tabla XV.

Una vez obtenidos los valores del radio (r) y altura (h) de cada abanico, resulta inmediato obtener el valor de su pendiente promedio (α). De acuerdo con lo indicado en la Fig. 88, la pendiente promedio vale:

$$\alpha = \arctg \frac{h}{r}$$

Obviamente, el valor de α obtenido es un valor promedio, ya que la pendiente de un abanico es variable a lo largo de su perfil radial, adquiriendo sus máximos valores en la zona proximal, donde la granulometría del sedimento es mayor, y decreciendo con la distalidad, a medida que también decrece el tamaño de grano. En cualquier caso, el valor promedio (α) obtenido para cada abanico aluvial se indica en la Tabla XV.

De manera general, los valores del ángulo de apertura (β en Fig. 87) de los abanicos aluviales suelen variar entre 180° para los abanicos más pequeños, hasta valores de entre 15 a 90° para los de mayores dimensiones (Blair y McPherson, 1994a). En el caso de los abanicos aluviales de los conglomerados de La Pobla se ha considerado, además, la extensión de los afloramientos en la cartografía geológica (Figs. 43 a 47) y la posición del ápex. En base a esto, se han estimado unos valores de β para cada abanico aluvial, que se indican en la Tabla XV.

CAPÍTULO 7. DISCUSIÓN Y SÍNTESIS

Alogrupo	aloformación	Abanicos aluviales						Areas fuente	
		r (km)	h (m)	α (grados)	β (grados)	S (km ²)	V (km ³)	A _d (km ²)	L (km)
Antist	A	8,9	630	4,1	63	43,5	9,1	98,2	21,9
Senterada	S3	8,7	60	0,3	40	26,4	0,5	56,4	12,3
	S2	3,2	390	6,9	82	7,3	0,9	15,7	7,3
	S1	3,2	610	10,8	80	7,15	1,4	13,2	6,6
Pallaresa	RP3	1	360	19,7	70	0,61	0,07	1,4	1,7
	RP2	3,6	670	10,5	86	9,7	2,2	18,5	8
	RP1	2,45	98	2,3	110	5,8	0,19	9,1	5,3
	RS2	4,25	200	2,7	61	9,6	0,64	18,3	8
	RS1	7	310	2,5	32	13,7	1,4	23,7	9,4
	C2	2,75	440	9,2	97	6,4	0,94	10,2	5,6
	C1	3,05	250	4,8	73	5,9	0,5	9,4	5,4
	M3	5,25	400	4,4	120	28,9	3,8	54,6	15,4
	M2	5,6	1200	12,5	120	32,8	13,1	71,7	18,2
	M1	5,95	680	6,5	106	32,7	7,4	71,6	18,1
Ermita	El' y E2'	2,5	300	6,8	100	5,4	0,54	8,4	5
	E3	2,5	170	3,8	80	4,4	0,25	6,8	4,4
	E2	3,5	79	1,3	132	14,1	0,37	24,5	9,5
	E1	3,3	250	4,4	125	11,9	0,99	20,4	8,5
Pesonada	P4	3,7	220	3,4	154	18,4	1,3	33	11,4
	P4	4,5	159	2	120	21,2	1,1	38,6	12,5
	P3	2,4	330	10,7	120	6	0,66	9,5	5,4
	P2	3,3	187,5	3	130	12,3	0,77	21,2	8,7
	P1	2,5	200	4,5	145	7,9	0,53	12,9	6,5

Tabla XV. Valores obtenidos para los diferentes abanicos aluviales y sus correspondientes áreas de drenaje. Explicación en el texto.

Una vez definidas las dimensiones (r, h y β) que definen los segmentos de cono a los que se asimilan los diferentes abanicos aluviales, se pueden calcular los valores del área (S) y volumen (V) para cada uno de ellos.

El área lateral (S) de un segmento de cono vale:

$$S = \frac{\beta}{360} \cdot \Pi \cdot r^2 \cdot g$$

siendo g la generatriz del cono, que vale:

$$g = \sqrt{(r^2 + h^2)}$$

mientras que el volumen contenido en un segmento de cono vale:

$$V = \frac{\pi \cdot r^2 \cdot h}{3} \cdot \frac{\beta}{360}$$

Los valores de S y V obtenidos para cada abanico aluvial se indican en la Tabla XV.

7.2.2. Caracterización de las áreas de drenaje

Muy probablemente, una de las relaciones mejor conocidas entre los abanicos aluviales y sus áreas de drenaje sea la relación existente entre sus áreas. Esta relación ha sido puesta de manifiesto por numerosos autores (Bull, 1964; Denny, 1965; Hooke, 1968; Beaumont, 1972; Lecce, 1991; Blair y McPherson, 1994a, entre otros). Según estos últimos autores, esta relación obedece a la igualdad:

$$S = c \cdot A_d^n$$

de donde:

$$A_d = \sqrt[n]{S/c}$$

siendo A_d la extensión del área de drenaje y c y n constantes determinadas empíricamente.

La Fig. 89 muestra la representación gráfica de esta relación.

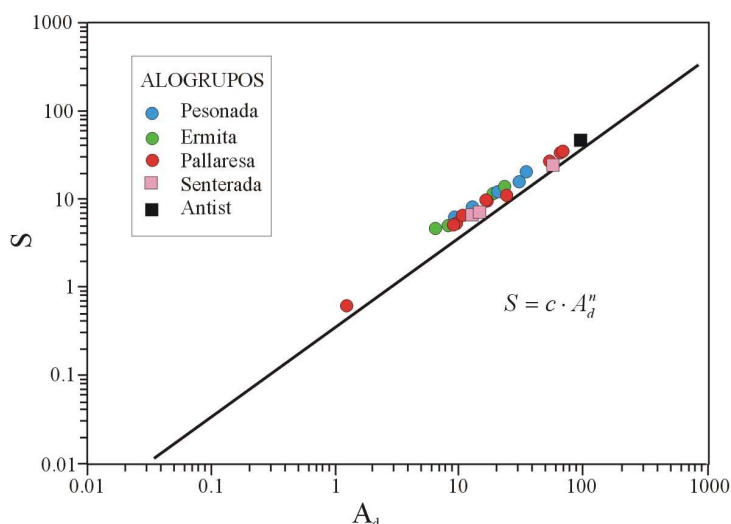


Fig. 89. Diagrama logarítmico de la relación entre las superficies del área de drenaje (A_d) y el área del abanico aluvial (S), ambas en km^2 (c y n son constantes determinadas empíricamente). La proyección de los valores de A_d obtenidos para cada uno de los abanicos aluviales se ajusta perfectamente con la correlación general positiva (según la ecuación $S=c \cdot A_d^n$) propuesta por Blair y McPherson (1994a).

En ésta se observa una tendencia general a crecer el área del abanico (S) con el área de la cuenca de drenaje (A_d). Blair y McPherson (1994a) puntualizan, de todas maneras, que la dispersión de los valores proyectados respecto a la tendencia general es consecuencia de la incidencia de otros factores tales como el relieve, la altura y la litología de la cuenca de drenaje así como la pendiente del abanico. Para Blair y McPherson (1994a), el coeficiente c y el exponente n presentan valores variables en parte relacionados con factores climáticos, litológicos y tectónicos.

El valor de c varía entre 0.1 y 2.2 en función de la relación entre el área de deposición y la de erosión, de la mayor o menor erosividad de las litologías del área fuente y de la historia tectónica de la cuenca (Hooke, 1968; Blair y McPherson, 1994a). Cuando la relación entre el área deposicional y el área erosionada es pequeña, la constante c adquiere valores entre 0.96 y 2.1, mientras que cuando esta relación es grande, el valor de c varía entre 0.15 y 1.05. Para áreas fuente cuyas litologías son fácilmente erosionables (lutitas y pizarras), la constante c puede tener un valor de hasta 2.1, mientras que para áreas fuente constituidas por rocas muy resistentes a la erosión, como cuarcitas, c decrece hasta valores entorno a 0.16. Las litologías con un comportamiento intermedio, como areniscas y dolomías, adquieren valores de c de 0.79 y 0.44, respectivamente (Hooke, 1968). Además, la actividad tectónica del área fuente puede hacer variar el valor de c entre 1.05 y 0.15, según se trate de áreas tectónicamente activas o no, respectivamente.

Por otra parte, el exponente n suele presentar un valor próximo a 0.9, aunque puede variar entre valores extremos de 0.62 y 1.13 (Hooke, 1968; Lecce, 1990; Blair y McPherson, 1994a). Los valores menores de n se dan para las áreas de drenaje más extensas y a la inversa, los mayores valores de n se dan para las áreas de drenaje más reducidas.

Teniendo en consideración todo lo expuesto hasta ahora, especialmente lo que hace referencia al tamaño de los abanicos aluviales, así como lo referente a la tectónica y la litología de las áreas de drenaje, se han seleccionado los valores más adecuados de c y n y se ha estimado la posible extensión (A_d) de cada una de las cuencas de drenaje que alimentaban a los distintos abanicos aluviales. Los valores obtenidos de A_d mediante la ecuación de Blair y McPherson (1994a) se expresan en la Tabla XV y se representan en la Fig. 89.

Otros autores (Hooke, 1968; Harvey, 1987; Lecce, 1991, entre otros) relacionan la extensión de la cuenca de drenaje que alimenta a un abanico (A_d) con la pendiente (α) de éste. Esta relación es compleja y no existe acuerdo entre los diferentes autores. Así, para Harvey (1987) la relación entre el área de la cuenca de drenaje (A_d) y la pendiente (α) del abanico resultante es una relación inversa que obedece a la igualdad:

$$\alpha = 0.066 \cdot A_d^{-0.197}$$

Esta ecuación se representa gráficamente en la Fig. 90, donde se plotean los valores obtenidos de A_d en función de la pendiente promedio (α).

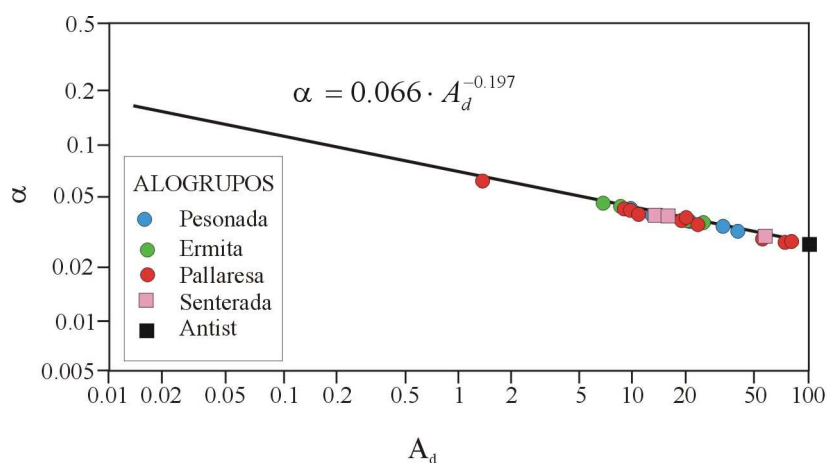


Fig. 90. Relación entre el área de la cuenca de drenaje (A_d , en km²) y la pendiente del abanico aluvial (α) según Harvey (1987). La correlación es inversa, y la dispersión de los puntos proyectados se relaciona principalmente con las características del área de drenaje, como su litología y tamaño.

Sin embargo, para Lecce (1991) esta relación no siempre es inversa, sino que puede ser directa en función de la erosividad de las rocas que constituyen el área fuente (Fig. 91).

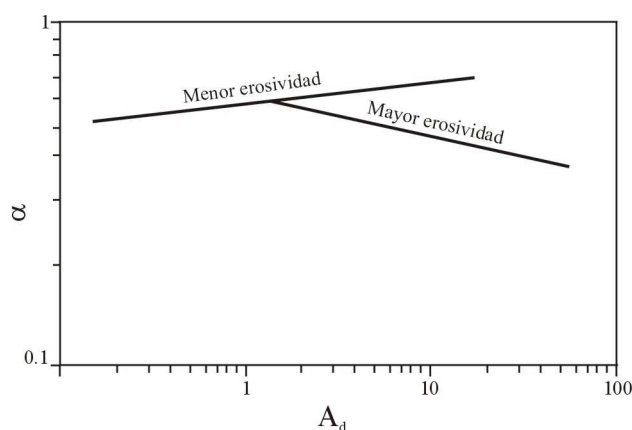


Fig. 91. Relación entre el área de la cuenca de drenaje (A_d , en km^2) y la pendiente del abanico aluvial (α), en función de la mayor o menor erosividad de las rocas que constituyen el área de drenaje. Adaptada de Lecce (1991).

Por otra parte, Leeder (1991) también considera que existe una relación muy estrecha entre el área de la cuenca de drenaje (A_d) y la longitud (L) del colector principal. Según este autor, esta relación obedece a la igualdad:

$$L = 1.4 \cdot A_d^{0.6}$$

Esta ecuación se representa gráficamente en la Fig. 92, donde también han sido representados los valores de L obtenidos para cada abanico aluvial. Éstos últimos valores también se adjuntan en la Tabla XV.

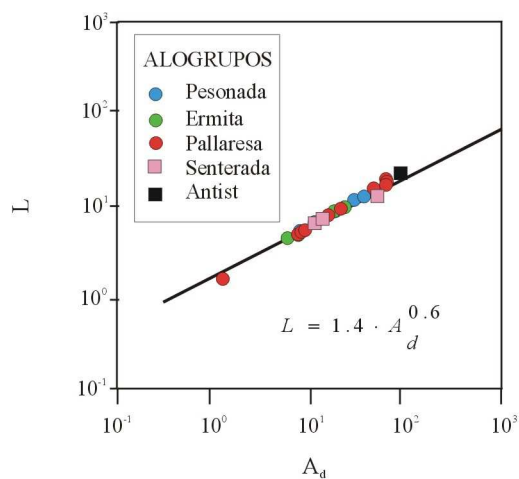


Fig. 92. Gráfico logarítmico de la relación entre el área de la cuenca de drenaje (A_d , en km^2) y la longitud del colector principal (L, en km) para cada uno de los abanicos aluviales estudiados. Adaptado de Leeder (1991).

7.3. TASAS DE ACUMULACIÓN Y DENUDACIÓN PROMEDIO

Un elemento necesario para poder calcular tasas de acumulación y denudación para los sistemas aluviales aquí considerados es una adecuada datación de los lapsos de tiempo implicados.

Las únicas aproximaciones a la cronoestratigrafía de los conglomerados de La Pobra las constituyen las aportaciones bioestratigráficas realizadas por Crusafont et al. (1954, 1956); Casanovas (1975a a d; 1998); Casanovas y Santafé (1980, 1982); Casanovas et al. (1992, 1993, 1998); Agustí y Arcas (1997); López-Martínez (1998); Civis et al. (1998); Peláez (1998); Van Dam (1998); Cuenca (1998) y Cuesta et al. (2006), a partir de los yacimientos de Sossís, Roc de Santa, Claverol y Casa Gramuntill, así como las aportaciones magnetoestratigráficas de Beamud et al. (2003; 2006).

Los yacimientos paleontológicos anteriormente citados se localizan en las intercalaciones lacustres que constituyen las facies distales de los Alogrupos Ermita y Pallaresa (ver localización en Fig. 5), y han proporcionado una abundante fauna de vertebrados e invertebrados. Entre los invertebrados abundan los restos de ostrácodos y gasterópodos sin significación bioestratigráfica. Entre los vertebrados se han citado hasta seis órdenes de mamíferos: Marsupiales, Insectívoros, Roedores, Primates, Artiodáctilos y Perisodáctilos. Las asociaciones de vertebrados presentes han permitido a Casanovas (1975b) atribuir estos depósitos a la biozona de mamíferos MP-17 (Biochrom'97), que se correlaciona con el Ludense (Eoceno Superior).

Los estudios de paleomagnetismo realizados por Beamud et al. (2003; 2006) permiten datar, en cambio, la casi totalidad del relleno sedimentario. Estos autores establecen una edad para la sedimentación en la cuenca de La Pobra entre el Luteciense superior y el Rupeliense Inferior (42.5-33.4 Ma), extendiéndose entre los crones 19 y 13, mientras que la cuenca de Senterada registraría el lapso de tiempo comprendido entre el Rupeliense medio y el Chatiense (32-27.5 Ma), entre los crones 12 y 9, sin descartar una edad Oligoceno Superior-Mioceno Inferior para los últimos 300 metros del relleno sedimentario.

A partir de los datos paleomagnéticos obtenidos por Beamud et al. (2003; 2006), se ha elaborado la Tabla XVI, donde se muestran la edad de los límites y los lapsos de tiempo (T) que comprenden cada uno de los Alogrupos estudiados en este trabajo.

Una vez establecido el lapso de tiempo (T) que representa cada unidad, podemos estimar la tasa de sedimentación promedio (TS) como el resultado de la acumulación de un espesor (E) de sedimento durante un periodo de tiempo (T), siendo el espesor E un espesor teórico resultante de dividir el volumen de sedimento implicado en cada abanico (V) por su superficie (S), de manera que:

$$TS = \frac{E}{T} \quad \text{siendo} \quad E = \frac{V}{S}$$

Los valores obtenidos de E y TS para los distintos periodos de tiempo conocidos o interpolados se indican en la Tabla XVI.

CAPÍTULO 7. DISCUSIÓN Y SÍNTESIS

Alogrupo	Aloformación		Edad (Ma)	T (Ma)	E (m)		TS (km/Ma)		TD (km/Ma)	
Antist	A		26.71							
Senterada	S3			4.98	19	123	0.07	0.06		
	S2									
	S1									
			31.69							
			34.9							
Pallaresa	M3	RP1		0.8	131	33	0.16	0.04	0.08	0.02
	M2	C2		4.43	399	147	0.09	0.03	0.04	0.02
	M1	C1		40.13	0.43	226	85	0.5	0.2	0.24
Ermita	E3		40.56	1.24	57		0.13		0.02	
	E2				26					
	E1				83					
Pesonada	P4		41.8	0.7	52		0.4		0.05	
	P3				110					
	P2				63					
	P1				67					
			42.5							

Tabla XVI. Valores del espesor (E), tasas de sedimentación (TS) y tasas de denudación (TD) a lo largo del tiempo (T) de los diferentes Alogrupos o aloformaciones. La edad de éstos ha sido obtenido a partir de los resultados paleomagnéticos de Beamut et al. (2006).

De manera análoga, conocidas las superficies de las áreas de drenaje (A_d en Tabla XV) y el volumen de sedimento erosionado que, como mínimo, se corresponderá con el volumen del abanico aluvial (V en Tabla XV), se puede estimar la tasa de denudación promedio (TD) mediante la fórmula:

$$TD = \frac{V}{T \cdot A_d}$$

Los valores obtenidos de las tasas de denudación promedio (TD) quedan reflejadas en la Tabla XVI.

A partir de los valores obtenidos de TS y TD se ha elaborado el gráfico de evolución de dichos valores a lo largo del tiempo (Fig. 93). Véase en la figura como los valores de TD oscilan entre 0.02 y 0.24 Km/Ma, mientras que los valores de TS se hallan entre 0.03 y 0.5 km/Ma.

Los valores de TD calculados en este trabajo son similares a las tasas de exhumación obtenidas mediante trazas de fisión en cristales de apatito realizados por Fitzgerald et al. (1999) y Morris et al. (1998) y de cristales de circón por Shoemaker (2000). Estos autores consideran que existe una importante variación en la tasa de exhumación durante la formación de la cadena pirenaica, entre el Eoceno y el Mioceno medio. Según Fitzgerald et al. (1999), esta variación en las tasas de exhumación son el resultado de un cambio en el estilo tectónico durante la formación de la cadena. En primer lugar, la reactivación en forma de cabalgamientos de antiguas fallas extensionales dio lugar a una tasa de exhumación relativamente baja (aproximadamente 173 m/my) durante el Eoceno (50-35 Ma). En segundo lugar, el progresivo desarrollo del apilamiento antiformal de la Zona Axial dio lugar a una tasa de exhumación extremadamente rápida (2-4 km/my) a inicios del Oligoceno (aproximadamente de 35 a 32 Ma). Finalmente en tercer lugar, se observa un drástico descenso en la exhumación en el Oligoceno medio (32 a 30 Ma), como resultado de la finalización de la actividad tectónica principal en los Pirineos centrales.

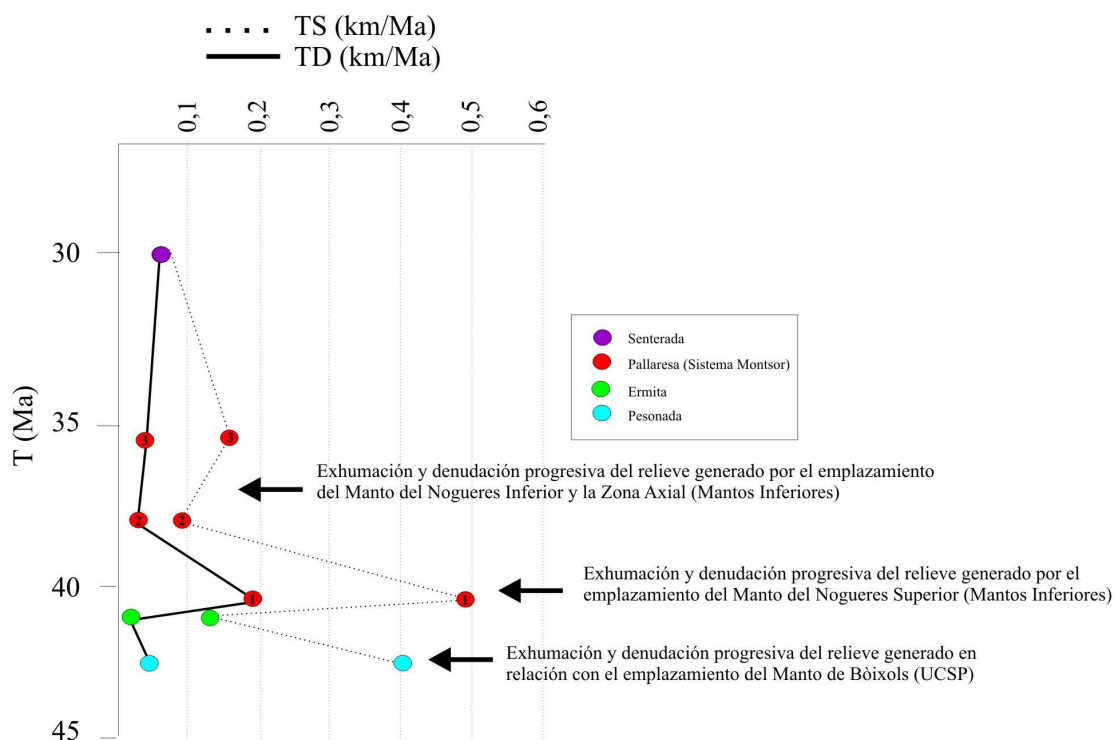


Fig. 93. Gráfico de evolución de las tasas de denudación (TD) y de sedimentación (TS) promedio a lo largo del tiempo (T) para los Alogrupos Pesonada, Ermita, Pallaresa (Sistema Montsor) y Senterada. El gráfico incluye los principales eventos tectónicos causantes de las variaciones en los valores de ambas tasas.

La tendencia evolutiva (en tres periodos) de las tasas de exhumación anteriormente mencionadas queda reflejada en las variaciones a lo largo del tiempo de las tasas de denudación obtenidas en este trabajo y permite establecer tres estadios en la evolución de la cuenca de La Poblá. En un primer estadio, los Alogrupos Pesonada y Ermita registrarían la atenuación de la erosión de un relieve generado por el emplazamiento del Manto de Bòixols y, en menor medida, al apilamiento antiformal de la Zona Axial. Esto daría lugar a las tasas de denudación en general más bajas registradas en el relleno sedimentario, especialmente para el Alogrupo Ermita. En un segundo estadio de máxima actividad tectónica, el emplazamiento de los Mantos del Nogueres Superior e Inferior y de la Zona Axial (apilamiento antiformal de la Zona Axial) daría lugar a la máxima exhumación y denudación, correspondientes a la sedimentación del Alogrupo Pallaresa. Finalmente, en un tercer estadio, los Alogrupos Senterada y Antist registrarían la progresiva denudación de los relieves generados en el estadio precedente, lo que explicaría que la tasa de denudación siga siendo importante.

7.4. EVOLUCIÓN TECTONO-SEDIMENTARIA

Una característica de los depósitos sinorogénicos es que suelen registrar con cierta precisión la evolución tectónica de los relieves a los que se asocian. Además, en el caso de los Pirineos, caracterizados por una baja tasa de erosión generalizada (Mellere, 1992; 1993), las relaciones estructurales entre el sedimento y el basamento se suelen preservar muy bien. Por estos motivos, se considera que el principal factor alocíclico que controló la evolución de los conglomerados de La Pobra fue la evolución tectónica de los Pirineos centrales. Aún así, no se puede descartar un cierto control climático en el desarrollo de las secuencias sedimentarias, sobre todo con referencia a las progradaciones y retrogradaciones aluviales que constituyen las diferentes aloformaciones de los distintos Alogrupos, aunque un desconocimiento de las oscilaciones climáticas en el período representado por los conglomerados de La Pobra, no nos permite evaluarlo. Por otra parte, se descartan las variaciones eustáticas como posible causa de control sobre la secuencialidad, pues ambas subcuencas, la de La Pobra y la de Senterada, fueron cuencas continentales cerradas, sin conexión con el mar. En resumen, en este trabajo se considera que la evolución tectónica de los relieves actuaron como principal factor de control de la secuencialidad reconocida en el relleno de las subcuencas de La Pobra y Senterada.

La sedimentación de las secuencias conglomeráticas de las subcuencas de La Pobra y de Senterada, ambas localizadas en el margen Sur de la Zona Axial, ha estado constantemente controlada por las numerosas estructuras tectónicas reconocidas en el basamento, esto es, cabalgamientos y retrocabalgamientos fuera de secuencia enmarcados en la reactivación, también fuera de secuencia, de la Unidad Central Surpirenaica (Anticlinal de Sant Corneli), en un primer estadio, y posteriormente, en un segundo estadio, a la generación del apilamiento antiformal de la Zona Axial (Mellere, 1992). La combinación de cabalgamientos fuera de secuencia en el margen meridional y de retrocabalgamientos en el septentrional ha determinado la migración de los depocentros sedimentarios inicialmente hacia el Norte (los correspondientes a los Alogrupos Pesonada y Ermita), que resultaron basculados progresivamente hacia el *hinterland*, mientras que los depocentros de los Alogrupos Pallaresa, Senterada y Antist fueron migrando hacia el Sur, progresivamente hacia el *foreland*.

Las secuencias del Alogrupo Pesonada (Fig. 94) se hallan deformadas por un sistema de cabalgamientos con vergencia Sur y con una orientación aproximadamente WNW-ENE. Los diferentes cabalgamientos que constituyen dicho sistema han sido denominados F1 a F4 en la figura 94. La localización progresivamente más hacia el Norte desde F1 a F4 indica una migración de la deformación hacia el margen septentrional de la cuenca según un modelo fuera de secuencia. Hacia el E, en el perfil BO, se observa como los sucesivos planos de cabalgamiento se presentan muy verticalizados. En esta área, las aloformaciones pertenecientes al Alogrupo Pesonada se disponen mediante una discordancia angular progresiva sobre las rocas del Cretácico Superior, de tal manera que las facies proximales presentan un elevado buzamiento, disminuyendo progresivamente hasta disponerse de forma subhorizontal, en las facies más distales. A su vez, cada nueva aloformación erosiona a la subyacente.

Los desplazamientos asociados a los cabalgamientos F1 a F3 son muy limitados. No ocurre así con F4, cabalgamiento relacionado con la génesis de las aloformaciones P4 y P4'. En Ortoneda, localidad donde aflora F4, puede observarse como el desplazamiento asociado al cabalgamiento puede ser del orden métrico a hectométrico. Este cabalgamiento es el causante de la estructuración de la cuenca de dos partes, una meridional, asociada a la sedimentación del Alogrupo Pesonada, y otra septentrional, que controlará la deposición del Alogrupo Ermita (Mellere, 1992).

Lateralmente hacia el W, los cabalgamientos fuera de secuencia F1 a F4 pasan a pliegues antiformes, a los que denominaremos, por su equivalencia, A1 a A4.

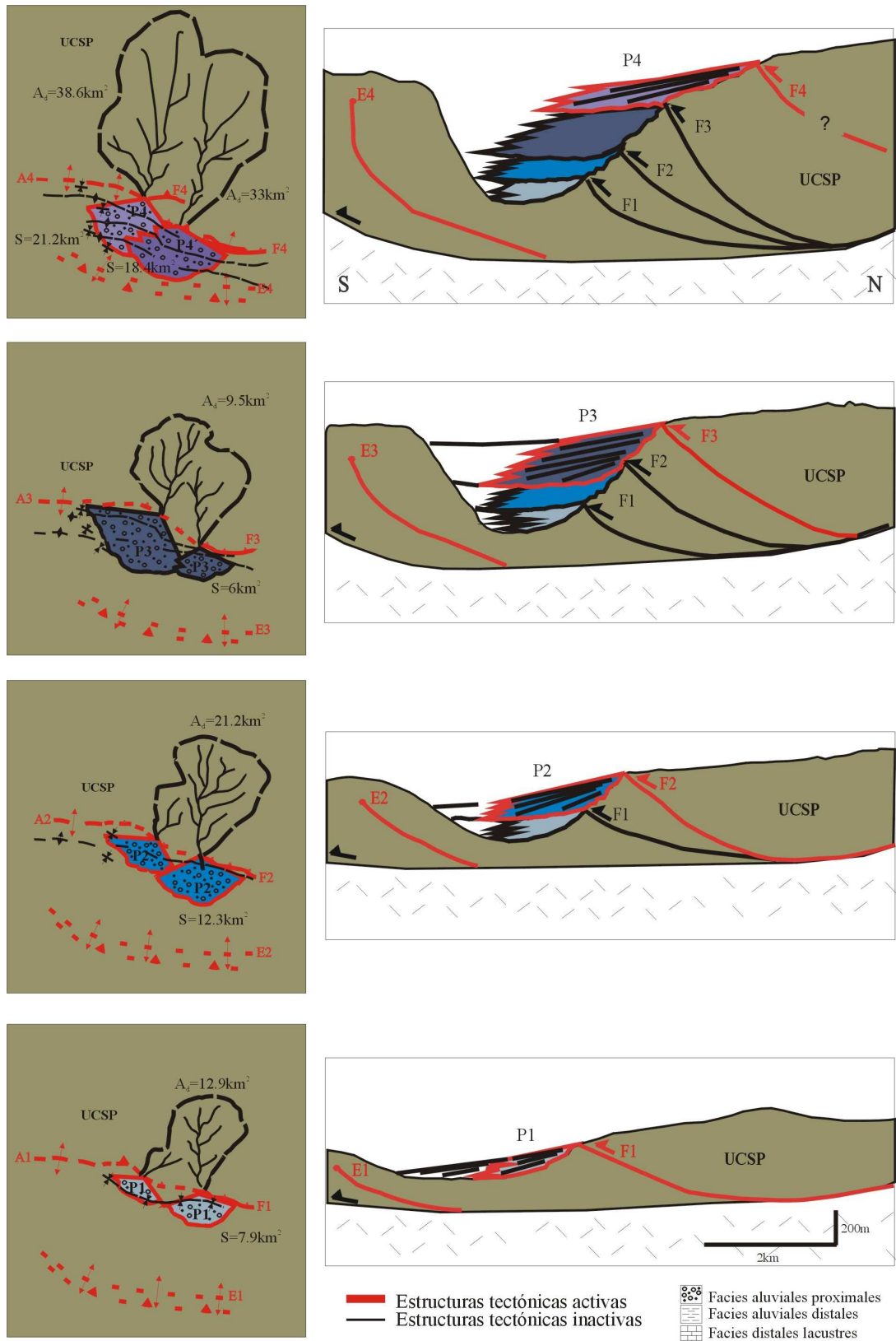


Fig. 94. Diagramas evolutivos en planta y en corte de los abanicos aluviales y sus áreas de drenaje para las aloformaciones P1 a P4 del Alogrupo Pesonada. Ver explicación en texto.

En este trabajo, el Alogrupo Pesonada ha sido estudiado solamente en el margen izquierdo del Noguera Pallaresa, aunque este Alogrupo ha sido también reconocido en el margen derecho, en la Sierra de Gulp por Vincent (1993).

Durante la sedimentación del Alogrupo Ermita (Fig.95) la inversión de fallas distensivas preexistentes, indicadas en la Fig. 95 como F5, estructuraron progresivamente hacia el Norte el basamento cretácico y jurásico.

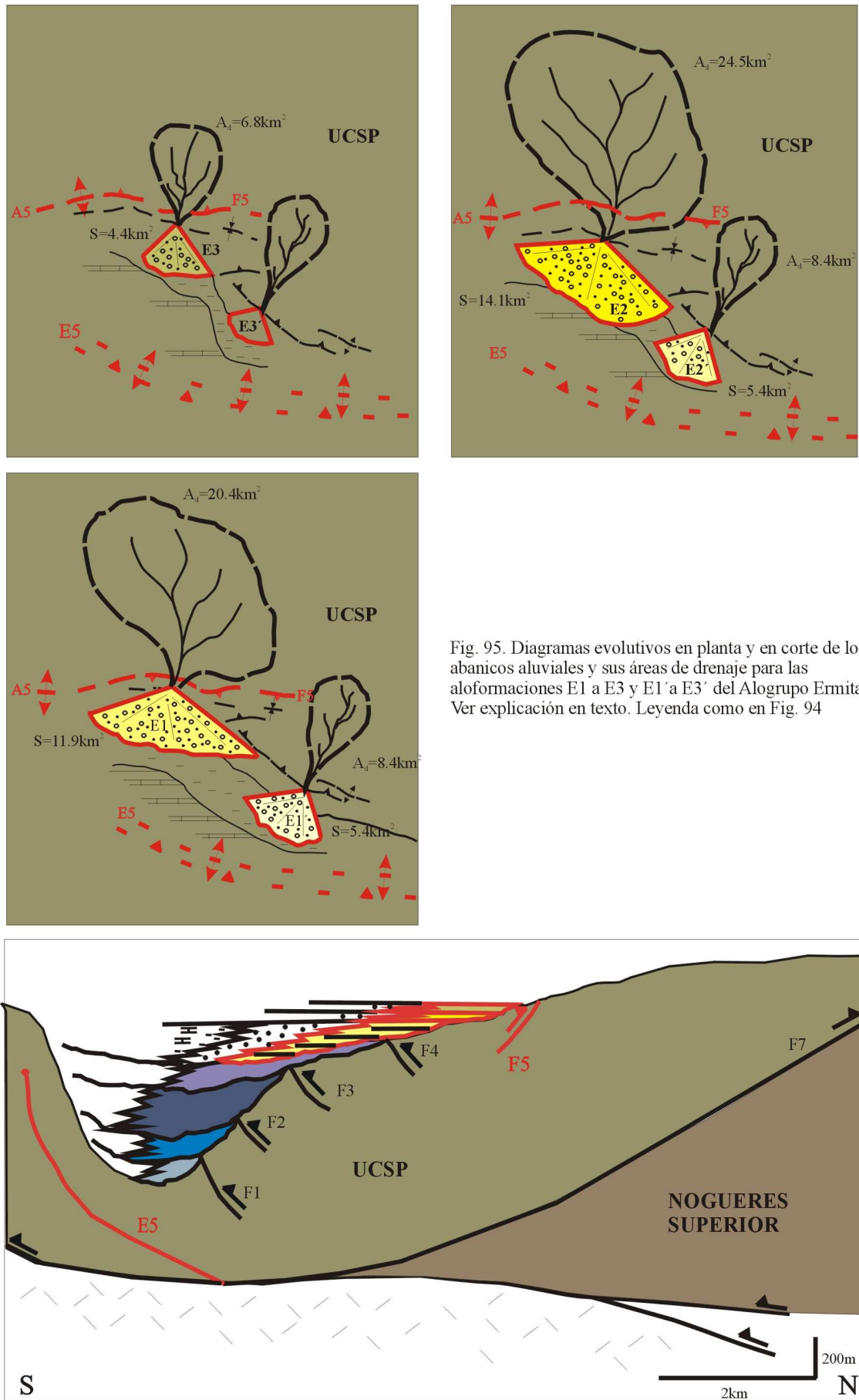
El Alogrupo Ermita se superpone mediante disconformidad o discordancia angular a la aloformación P4 y al basamento cretácico. Durante su sedimentación, el flanco meridional de la cuenca continuó activo, como se desprende del basculamiento del Alogrupo hacia el Norte, onlapando progresivamente el basamento cretácico. Sin embargo, la expansión de las facies lacustres en este Alogrupo es considerada por Mellere (1992) como el momento de mayor subsidencia relativa en la cuenca. Este elevado valor de la subsidencia debe relacionarse no solamente con la actividad tectónica en el margen Sur de la cuenca (anticlinal de Sant Corneli), sino también con la generación de relieve en el margen Norte, asociado al desarrollo del antiformal de la Zona Axial.

El Alogrupo Ermita aflora escasamente en el margen derecho del Río Noguera Pallaresa, donde se interdigita con la base del Sistema Montsor del Alogrupo Pallaresa (Vincent, 1993).

Los abanicos aluviales de los Alogrupos Pesonada y Ermita son relativamente pequeños en relación con los abanicos suprayacentes. Los radios estimados de los abanicos aluviales presentan valores comprendidos entre 2.4 y 4.5 km (Figs. 94 y 95). El valor más alto del radio estimado se corresponde con la aloformación P4' como resultado del mayor salto del cabalgamiento F4 en relación con el resto. Las áreas fuente fueron también pequeñas, con valores comprendidos entre los 4.4 y 21,2 km² y por tanto muy locales, emplazadas justo al Norte del límite septentrional de la cuenca, sobre la UCSP (Figs. 94 y 95), exclusivamente constituida por rocas carbonatadas del Cretácico Superior, Inferior y Jurásico.

Las redes de drenaje que alimentaron el Alogrupo Pesonada fueron extendiéndose progresivamente hacia el NNW. Durante la sedimentación del Alogrupo Ermita, la red de drenaje empezó a dividirse en dos (Fig. 95), la evolución independiente de las cuales dio lugar al Alogrupo Ermita (al NW) y Ermita' (al SE), y que posteriormente dará lugar a los cursos fluviales actuales de los ríos Flamisell y Noguera Pallaresa.

Con referencia al Alogrupo Pallaresa, las aloformaciones basales (Fig. 96) correspondientes a los Sistemas Montsor (M1) y Collegats (C1), onlapan el basamento cretácico fallado (F6 en Fig. 96), indicando así la atenuación de la actividad del retrocabalgamiento de Morrerres (F7 en la Fig. 96). Aún así, no se descarta para la aloformación M1 una tectónica extracuencal activa (F8 en Fig. 96) más allá del retrocabalgamiento de Morrerres, tal y como lo muestran los clastos analizados procedentes no sólo de la UCSP sino también del Manto del Nogueres Superior. El principal cambio en la dinámica tectónica se observa durante la sedimentación de las aloformaciones M2 y M3 (Sistema Montsor), C2 (Sistema Collegats) y los Sistemas Roc de Santa y Roca del Pesó. El cambio en el régimen tectónico no sólo es notable en las relaciones mediante discordancia angular entre el relleno sedimentario y el basamento, sino también en la variación composicional de los clastos de los conglomerados. Así, mientras el análisis composicional de los clastos de M1 indica un aporte principalmente desde la UCSP y el Nogueres Superior, las aloformaciones M2 y M3 (Fig. 96) se caracterizan por contener, además, clastos procedentes principalmente del Manto del Nogueres Inferior, y, para el caso del Sistema Roc de Santa (Fig. 96), las redes de drenaje llegaron incluso a encajarse sobre la Zona Axial, proporcionando clastos de litologías atribuibles al Cambro-Ordovícico. No es así para el caso de los Sistemas Collegats y la mayoría de aloformaciones del Sistema Roca del Pesó (Fig. 96), donde se registran aportes únicos desde la UCSP.



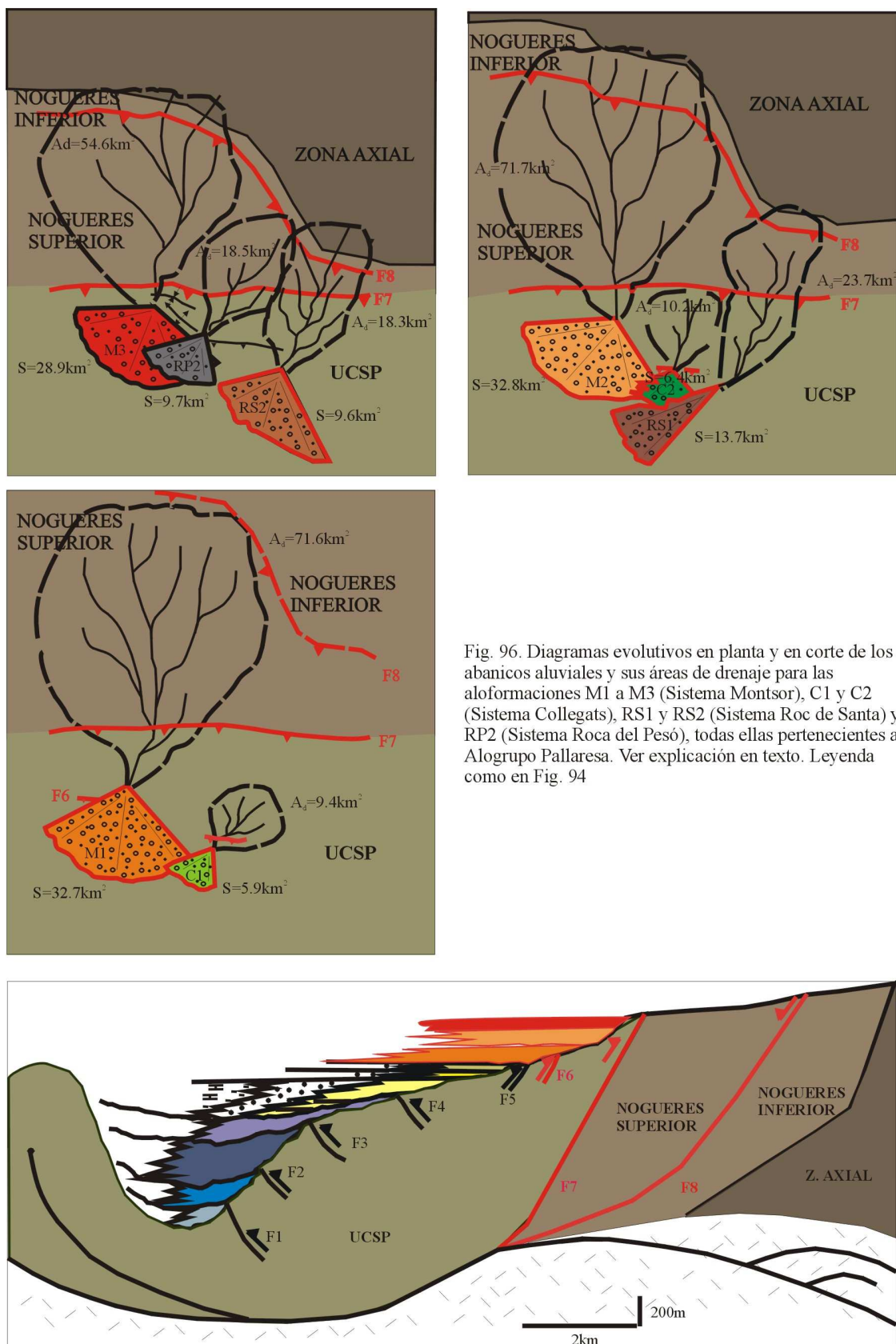


Fig. 96. Diagramas evolutivos en planta y en corte de los abanicos aluviales y sus áreas de drenaje para las aloformaciones M1 a M3 (Sistema Montsor), C1 y C2 (Sistema Collegats), RS1 y RS2 (Sistema Roc de Santa) y RP2 (Sistema Roca del Pesó), todas ellas pertenecientes al Alogrupo Pallaresa. Ver explicación en texto. Leyenda como en Fig. 94

Los abanicos aluviales correspondientes a los Sistemas Collegats y Roca del Pesó presentan gradientes superiores a los de los abanicos precedentes, aunque su extensión areal,

sigue siendo pequeña, entre 5.8 y 9.7 km², si se comparan con los de los Sistemas Montsor y Roc de Santa, que llegan a ocupar hasta 32.8 km². Esta observación encaja con el hecho que el área fuente de los primeros sea mucho más local, con litologías mayoritariamente procedentes de la UCSP (Fig. 96). Hay que puntualizar que para el caso del Sistema Montsor el área del abanico puede llegar a ser más del doble de lo aquí estimado, pues en este trabajo ha sido estudiado el Sistema en el margen izquierdo del Río Flamisell aunque dicho Sistema también se extiende por el margen derecho, en la Sierra de Gulp (Vincent, 1993).

En cualquier caso, para los Sistemas Montsor y Roc de Santa, el área fuente fue también mucho más extensa, entre 54.6 y 71.7 km² para el Sistema Montsor y entre 18.3 y 23.7 km² para el Sistema Roc de Santa. Éstos Sistemas incluyen no sólo litologías pertenecientes a la UCSP sino también a los Mantos del Nogueres Superior e Inferior e incluso a la Zona Axial (clastos del Cambro-Ordovícico pertenecientes al Domo de Orri), como resultado de la importante elevación de la estructura antiforme de la Zona Axial.

Durante la sedimentación del Alogrupo Pallaresa, las redes de drenaje empezaron a adquirir la morfología de las redes actuales. Por una parte, los Sistemas Collegats, Roc de Santa y Roca del Pesó presentan paleocorrientes con una orientación aproximadamente NE-SW, orientación similar a la del actual río Noguera Pallaresa. Por otra parte, los abanicos aluviales del Sistema Montsor se emplazan progresivamente hacia el N y el NW, y sus paleocorrientes muestran una orientación similar a la de los actuales ríos Flamisell y Sarroca, respectivamente. A partir de la sedimentación de los Alogrupos Senterada y Antist, las redes de drenaje irán emplazándose principalmente hacia el NW siguiendo el curso del actual río Sarroca, aunque no hay que descartar la generación de redes fluviales menores encajándose hacia el N e incluso hacia el E.

La sedimentación del Alogrupo Senterada (Fig. 97) estuvo principalmente controlada por la actividad de los retrocabalgamientos de Morreres y Senterada (F7 y F9 respectivamente, en Fig. 97), que crearon un umbral tectónico que no siempre separó las dos subcuencas de La Pobla y Senterada. Según Mellere (1992), no se puede descartar la presencia de la aloformación S3 en paraconformidad con S1 en la subcuenca de La Pobla, excluyendo, en cualquier caso, la presencia de la aloformación S2.

Los abanicos aluviales pertenecientes a las aloformaciones S1 y S3, procedentes del N y ENE, poseen radios de 7 y 8.7 km, respectivamente, mientras que el de S2 es mucho menor, entorno a los 3.2 km. En cualquier caso, ninguno de estos abanicos contiene clastos procedentes de la UCSP, y sí de los Mantos Inferiores, concretamente del Manto del Nogueres Superior, para el correspondiente a la aloformación S1, y del Nogueres Superior e Inferior para los correspondientes a las aloformaciones S2 y S3. Estas composiciones indicarían el desmantelamiento de la Zona de los Nogueres que crearon un relieve importante en la etapa anterior, durante la sedimentación del Alogrupo Pallaresa.

Finalmente, el Alogrupo Antist (Fig. 97), que se dispone en discordancia angular erosiva sobre el Alogrupo Senterada tanto en la subcuenca de La Pobla como en la de Senterada, parece registrar el cese de la actividad tectónica en el área.

Los abanicos aluviales pertenecientes al Alogrupo Antist presenta las superficies mayores tanto del abanico como del área de drenaje, con valores alrededor de 43.5 y 98.2 km² respectivamente. Las litologías de los clastos reconocidos en la subcuenca de La Pobla sugieren un área fuente emplazada únicamente sobre los Mantos Inferiores, con clastos principalmente procedentes del Manto del Nogueres Superior.

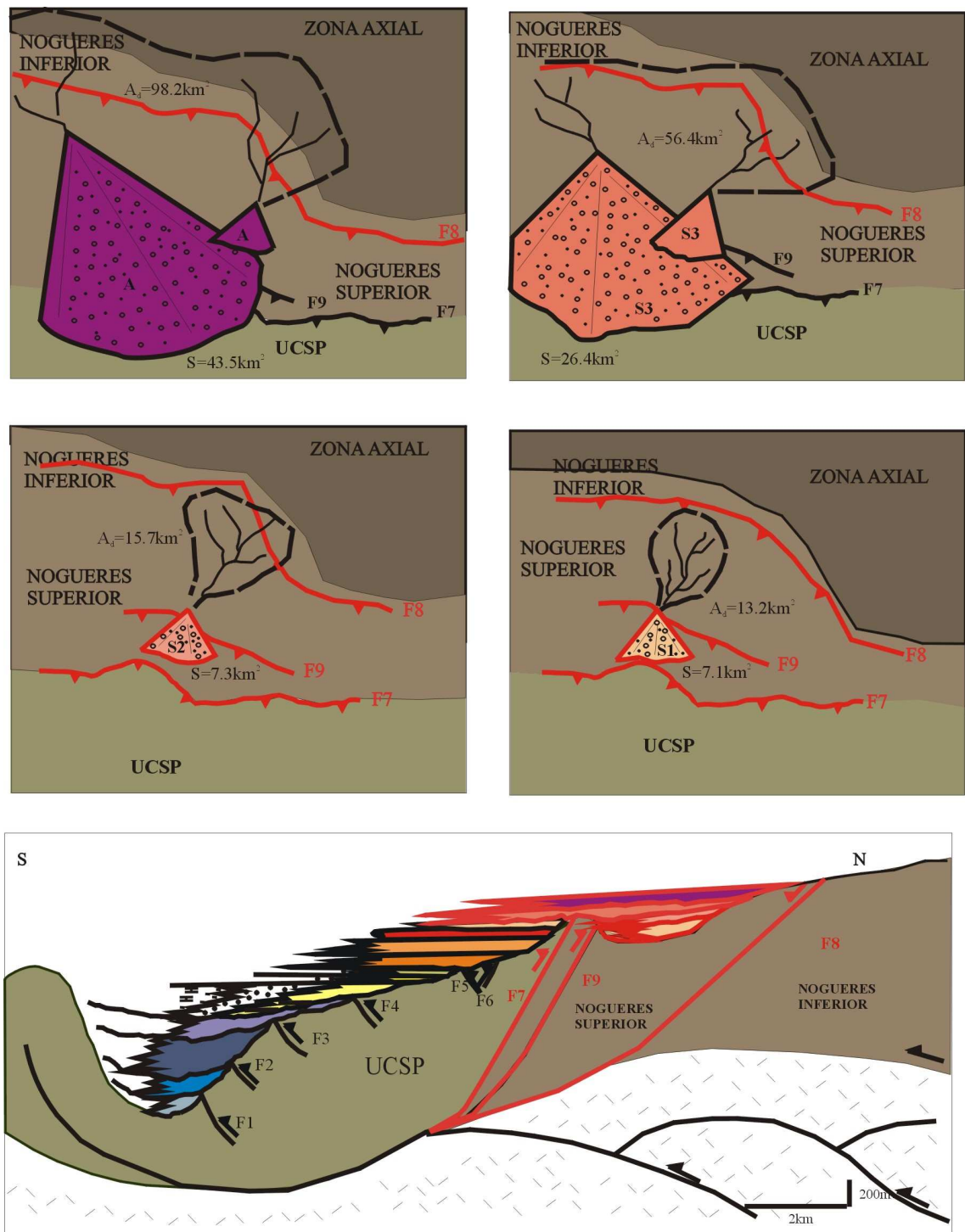


Fig. 97. Diagramas evolutivos en planta y en corte de los abanicos aluviales y sus áreas de drenaje para las aloformaciones S1 a S3 de los Alogrupos Senterada y Antist. Ver explicación en texto. Leyenda como en Fig. 94

Capítulo 8
CONCLUSIONES

CONCLUSIONES

A continuación se exponen las principales conclusiones obtenidas en este trabajo centrado en el análisis de la procedencia de los conglomerados sinorogénicos de La Pobra de Segur y su relación con la evolución tectónica de los Pirineos durante el Eoceno medio-Oligoceno.

Estas conclusiones hacen referencia a diferentes aspectos tratados en este trabajo, entre los cuales merecen especial mención los relativos a:

- 1) La composición de los clastos en las ruditas
- 2) Los contenidos y variaciones verticales de los minerales pesados presentes en la fracción arenosa.
- 3) La composición geoquímica de algunos de los minerales pesados reconocidos
- 4) La caracterización litológica de las áreas fuente
- 5) La caracterización morfológica de los distintos abanicos aluviales y su relación con el área fuente
- 6) Las estimaciones sobre las tasas de sedimentación y de denudación promedio
- 7) La evolución tectono-sedimentaria del área de estudio.

El análisis composicional de los clastos de los conglomerados permite conocer de forma directa la litología de la roca de la cual proceden. En este trabajo, se ha llevado a cabo un total de 40 estaciones de contaje de clastos de conglomerados, con 4 réplicas para cada estación. El tratamiento estadístico ha consistido en el cálculo de errores y el análisis factorial mediante extracción de los componentes principales. El tratamiento estadístico de los porcentajes de las diferentes clases litológicas reconocidas en los clastos ha permitido establecer 3 grandes grupos composicionales. Estos 3 grupos consisten en: clastos procedentes únicamente de la UCSP o Provincia de conglomerados I; clastos procedentes tanto de la UCSP como de los Mantos Inferiores o Provincia de conglomerados II; y clastos procedentes únicamente de los Mantos Inferiores o Provincia de conglomerados III.

El análisis de los minerales pesados y de sus asociaciones también permite caracterizar las rocas que constituyen el área fuente de la cual proceden. El análisis de los minerales pesados ha consistido en el estudio de un total de 148 muestras, que cubren la totalidad del relleno sedimentario, en su fracción comprendida entre 125 y 63 micras. El tratamiento estadístico llevado a cabo está constituido por el cálculo de errores y el análisis factorial mediante extracción de los componentes principales. El tratamiento estadístico aplicado tanto a los *provenance-sensitive indexes* como a la totalidad de minerales pesados reconocidos en las muestras ha permitido establecer 3 grandes grupos: Provincia de minerales pesados 1, caracterizada por valores altos del índice RuZ en relación con los índices AT y GZ además de turmalina como mineralogía dominante; Provincia de minerales pesados 2, con índices AT y GZ superiores al índice RuZ y porcentajes elevados de epidota, granate y zoisita-clinozoisita; y Provincia de minerales pesados 3, con valores del índice GZ superiores a los de los índices AT y RuZ además de porcentajes elevados de epidota, granate, zoisita-clinozoisita, biotita y clorita.

El análisis de las variaciones composicionales en un total de 192 granos de circón, turmalina, rutilo, granate y epidota a partir de su microanálisis con la microsonda electrónica permite acotar las numerosas litologías posibles que se desprenden del análisis de los minerales pesados. La geoquímica mineral permite discriminar entre áreas fuentes graníticas, metamórficas (de metapelitas y rocas calcosilicatadas) de grado medio y alto, máficas, metacarbonatos y skarns.

La integración de los datos composicionales obtenidos mediante los diferentes métodos llevados a cabo, es decir, la composición de los clastos de conglomerados y de los minerales

CAPÍTULO 8. CONCLUSIONES

pesados y su geoquímica mineral, permite caracterizar las áreas fuente de los diferentes sistemas aluviales de la siguiente manera:

- 1) Las áreas de drenaje de los abanicos aluviales pertenecientes a los Alogrupos Pesonada, Ermita y el Sistema Collegats (Alogrupo Pallaresa) se hallan sobre la Provincia de conglomerados I y la Provincia de minerales pesados 1, indicando así, unas áreas fuentes muy locales, emplazadas únicamente sobre la UCSP, si bien la heterogeneidad de litologías fuente obtenidas mediante el análisis geoquímico de algunos minerales pesados sugiere un importante reciclado de las rocas cretácicas y jurásicas que constituyen dicha Unidad.
- 2) Las áreas de drenaje de los abanicos aluviales pertenecientes a los Sistemas Montsor, Roc de Santa y Roca del Pesó (Alogrupo Pallaresa) se hallan sobre la Provincia de conglomerados II y sobre las Provincias de minerales pesados 1 a 3, por lo que se concluye que las áreas fuentes son, en este caso, mucho más extensas que para el grupo precedente, localizadas tanto en la UCSP como en los Mantos Inferiores. En este caso, los resultados obtenidos del análisis de los minerales pesados y de su geoquímica mineral son concordantes, por lo que las litologías que se desprenden de dichos análisis son un reflejo directo de la composición de las áreas fuente.
- 3) Los abanicos aluviales de los Alogrupos Senterada y Antist tienen sus áreas fuentes localizadas en la Provincia de conglomerados III y en la Provincia de minerales pesados 3. Al igual que para el grupo precedente, las áreas fuente de dichos Alogrupos son muy extensas, pero en este caso están emplazadas únicamente sobre los Mantos Inferiores. Los Alogrupos Senterada y Antist presentan una gran diversidad de rocas fuente, tal y como se desprende del análisis de los minerales pesados como de su geoquímica mineral.

Mediante la cartografía geológica y el levantamiento de perfiles estratigráficos se han reconstruido morfológicamente los distintos abanicos que constituyen los diferentes Alogrupos. El tamaño de los abanicos aluviales es muy variable, con radios comprendidos entre 1 y 8.9 km y alturas entre 79 y 1200 m. Los volúmenes de sedimento implicado varían entre 0.07 y 13.1 km³.

Una vez determinados los elementos morfológicos de los abanicos aluviales, y teniendo en cuenta la relación existente entre el tamaño de un abanico aluvial y su área fuente, se caracterizan las áreas de drenaje. Los valores estimados de las dimensiones de las áreas de drenaje también son muy variables, con valores comprendidos entre 1.4 y 98.2 km².

Las características fisiográficas de los abanicos aluviales y de sus áreas de drenaje también permiten estimar las tasas promedio de sedimentación en los abanicos y de denudación en las áreas fuente así como su evolución a lo largo del tiempo. Las edades de los sedimentos que se estudian en este trabajo han sido obtenidas mediante paleomagnetismo por Beamud et al. (2003; 2006). Los valores obtenidos de las tasas de denudación promedio son similares a las tasas de exhumación propuestos por Fitzgerald et al. (1999).

Mediante la integración de todos los datos obtenidos en este trabajo, se establecen tres etapas evolutivas en la cuenca:

1. Los sistemas aluviales pertenecientes a los Alogrupos Pesonada y Ermita, con tasas de denudación relativamente bajas, registrarían la erosión de un relieve generado por la actividad tectónica principalmente del anticlinal de St. Corneli, al S de la cuenca y, en menor proporción, al desarrollo del apilamiento antiformal de la Zona Axial, a N de la cuenca.

CAPÍTULO 8. CONCLUSIONES

2. Los sistemas aluviales del Alogrupo Pallaresa registrarían la etapa de mayor actividad tectónica, especialmente relacionada con el apilamiento antiformal de la Zona Axial, mostrando, así, los valores más altos de las tasas de sedimentación y de denudación.

3-Finalmente, los sistemas aluviales de los Alogrupos Senterada y Antist registrarían la atenuación de la actividad tectónica de la etapa precedente. La alta erosión del relieve generado en la etapa anterior se traduce en tasas de denudación, que si bien son más moderadas, siguen siendo importantes.

Por tanto se concluye que la combinación de datos composicionales obtenidos mediante diferentes técnicas permite determinar con más exactitud la procedencia de un sedimento y la relación de éste con la evolución tectónica general de la cuenca. Por una parte, las clases litológicas observadas en los clastos de conglomerados permiten acotar, de forma muy rápida, la litología de sus áreas fuente. Sin embargo, otra información, aunque no menos importante, se desprende del análisis de los minerales pesados y de su geoquímica, aunque su estudio no sea tan directo como en el caso de los conglomerados.

Bibliografia

BIBLIOGRAFÍA

- Aalto, K.R., Sharp, W.D. y P.R. Renne (1998): Ar-40/Ar-39 dating of detrital micas from Oligocene-Pleistocene sandstones of the Olympic Peninsula, Klamath Mountains, and northern California Coast Ranges: provenance and paleodrainage patterns. *Canadian Journal of Earth Sciences* 35, 735-745.
- Agustí, J. y A. Arcas (1997): Gliridae (Mammalia, Rodentia) from the Late Eocene of Sossís. *Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen* 34, 23-32.
- Ahrens, L.; Cherry, R. y A. Erlank (1967): Observations on the Th-U relationship in zircons from granitic rocks and from kimberlites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 31, 2379-2387.
- Allen, P.A.; Homewood, P. y G.D. Williams (1986): Foreland basins: an introduction. In: Foreland Basins (P.A. Allen y Homewood, eds) *Special Publication International Association Sedimentologists* 8, 3-12.
- Allen, P.A. y M. Mange (1992): Devonian-Carboniferous sedimentary evolution of the Clair area; offshore north-western UK: impact of changing provenance. *Marine and Petroleum Geology* 9, 29-52.
- Allen, P.A. y N. Hovius (1998): Sediment supply from landslide-dominated catchments: implications for basin-margin fans. *Basin Research* 10, 19-35.
- Allen, P.A. y A.L. Densmore (2000): Sediment flux from an uplifting fault block. *Basin Research* 12, 367-380.
- Arribas, J.; Critelli, S.; Le Pera, E. y A. Tortosa (2000): Composition of modern stream sand derived from a mixture of sedimentary and metamorphic source rocks (Henares River, Central Spain). *Sedimentary Geology* 133, 27-48.
- Asiedu, D.; Suzuki, S. y T. Shibata (2000): Provenance of sandstones from the Wakino Subgroup of the Lower Cretaceous Kanmon Group, northern Kyushu, Japan. *The Island Arc* 9, 128-144.
- Augustsson, C. (2003): Provenance of the Late Palaeozoic sediments in the southern Patagonian Andes: age estimates, sources and depositional setting. Tesis Doctoral, 94p.
- Barsó, D.; Cabrera, L.; Marfil, R. y E. Ramos (2003): Catchment evolution of the continental strike-slip As Pontes Basin (Tertiary, NW Spain): constraints from the heavy mineral analysis. *Revista Sociedad Geológica España* 16, 73-89.
- Barsó, D. y E. Ramos (2006): Procedencia de los conglomerados sinorogénicos de La Pobra de Segur, Pirineos centro-meridionales. *Geogaceta* 41, 19-22.
- Basu, A. (2003): A perspective on quantitative provenance analysis. In: Quantitative provenance studies in Italy (Valloni, R. y A. Basu, eds). *Memorie Descrittive della Carta Geologica dell'Italia*, 61, 11-22.
- Beamud, E.; Garcés, M.; Cabrera, L.; J.; Muñoz, J.A. y Y. Almar (2003): A new middle to late Eocene continental chronostratigraphy from the NE Spain. *Earth and Planetary Science Letters* 216, 501-514.
- Beamud, E.; Garcés, M.; J.; Muñoz, J.A. y L. Cabrera (2006): Datación de la secuencia de deformación en la Zona Surpirenaica Central. Magnetoestratigrafía de la Formación Collegats. En: *MAGIBER I: Paleomagnetismo en la Península Ibérica*. (Calvo, M.; Garcés, M.; Gomes, C.; Larrasoana, J.C.; Pueyo, E. y J.J. Villalain, eds) 59-62.
- Beaumont, P. (1972): Alluvial fans along the foothills of the Elburz Mountains, Iran. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 12, 251-273.
- Beaumont, C.; Muñoz, J.A.; Hamilton, J. y P. Fullsack (2000): Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *Journal Geophysical Research* 105, 8121-8145.
- Belousova, E.; Griffin, W.; O'Reilly, S. y N. Fisher (2002): Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions Mineralogy Petrology* 143, 602-622.

- Berástegui, X.; García-Senz, J. y M. Losantos (1990): Tecto-sedimentary evolution of the Organyà extensional basin (central south Pyrenean Unit, Spain) during the Lower Cretaceous. *Bulletin Société Géologique France* VI, 251-264.
- BiochroM'97 (1997): Synthèses et tables de correlations. Syntheses and correlation tables. En: Actes du Congrès BiochroM'97 (Aguilar, J.P.; Legendre, S. y J. Michaux, eds). *Mémoires et Travaux de l'Institut de Montpellier* 21, 769-805.
- Blair, T.C. y J.G. McPherson (1994a): Alluvial fan processes and forms. En: *Geomorphology of desert environments* (A.D. Abrahams y A.J. Parsons, eds), Chapman & Hall, London, 354-402.
- Blair, T.C. y J.G. McPherson (1994b): Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal Sedimentary Research* 64, 450-489.
- Boersma, K.TH. (1973): Devonian and Lower Carboniferous conodont biostratigraphy. Spanish Central Pyrenees. *Leidse Geologische Mededelingen* 9, 303-377.
- Brammall, A. (1928): Dartmoor detritals: a study in provenance. *Proceedings Geologists Association* 39, 27-48.
- Brooks, C. (1970): The concentrations of zirconium and hafnium in some igneous and metamorphic rocks and minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34, 411-416.
- Bruguier, O., Lancelot, J.R. y J. Malavieille (1997): U-Pb dating on single detrital zircon grains from the Triassic Songpan-Ganze flysh (Central China): provenance and tectonic correlations. *Earth and Planetary Science Letters* 152, 217-231.
- Bull, W.A. (1964): Geomorphology of segmented alluvial fans in western Fresno County, California. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 352-E, 89-129.
- Bull, W.A. (1968): Alluvial fan, cone. En: *Encyclopedia of Geomorphology*. (R.W. Fairbridge, ed). N.Y., Reinhold Book corporation, 7-10.
- Burbank, D.W. y R.G.H Reynolds (1984): Sequential late Cenozoic structural disruption of the northern Himalayan foredeep. *Nature* 311, 114-118.
- Burbank, D.W. y R.G.H Reynolds (1988): Stratigraphic keys to the timing of thrusting in terrestrial foreland basins: applications to the Northwestern Himalaya. In: *New perspectives in basin analysis*. (Kleinspehn, K.L. y C. Paola, eds). Springer-Verlag, 331-351.
- Butler, J.R. y A.J. Thompson (1965): Zirconium:hafnium ratios in some igneous rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 29, 167-175.
- Calvet, F.; Berástegui, X.; Florensa, R.M.; Losantos, M.; Puig, C.; Márquez, L.; Márquez-Aliga, A.; Solé de Porta, N. y E. Trifonova (1994): El Triásico (Muschelkalk) de la zona de Gerri de la Sal (Les Nogueres, Pirineos catalanes). *III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España*, Cuenca. Resúmenes, 27-28.
- Capote, R; Muñoz, J.A.; Simón, J.L.; Liesa, C.L. y L. E. Arlegui (2002): Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. En: *The geology of Spain* (Gibbons, W. y T. Moreno, eds). *Geological Society London*, 367-400.
- Carter, A. (1999): Present status and future avenues of source region discrimination and characterization using fission track analysis. *Sedimentary Geology* 124, 31-45.
- Carter, A. y S.J. Moss (1999): Combined detrital-zircon fission-track and U-Pb dating: A new approach to understanding hinterland evolution. *Geology* 27, 235-238.
- Carter, A. y C.S. Bristol (2000): Detrital zircon geochronology: enhancing the quality of sedimentary source information through improved methodology and combined U-Pb and fission-track techniques. *Basin Research* 12, 47-57.
- Casanovas, M.L. (1975a): Estratigrafía y Paleontología del nuevo yacimiento ludiense de Roc de Santa (Área del Noguera Pallaresa). Tesis Doctoral, 236p.
- Casanovas, M.L. (1975b): Estratigrafía y paleontología del yacimiento ludiense de Roc de Santa (Área del Noguera Pallaresa). *Paleontología i Evolució* 10, 1-158.

- Casanovas, M.L. (1975c): *Choeropotamus sudrei* nva. Sp. y algunas consideraciones sobre los restantes Artiodáctilos de Roc de Santa (prov. de Lérida). *Acta Geológica Hispánica* X, 138-140.
- Casanovas, M.L. (1975d): Datos sobre los Perisodáctilos del yacimiento de Roc de Santa; la nueva especie *Palaeotherium crusafonti*. *Acta Geológica Hispánica* X, 121-126.
- Casanovas, M.L. y J. Santafé-Llopis (1980): El *Palaeotherium* de talla grande (Palaeotheriidae, Perissodactyla) del yacimiento ludiense de Sossís. *Bull. Institut Paleontològic Sabadell* XII, 21-29.
- Casanovas, M.L. y J. Santafé-Llopis (1982): Los Palaeotheriidae (Perissodactyla Mammalia) de talla media del yacimiento ludiense de Sossís (Tremp, Lérida). *Paleontología i Evolució* XVII, 15-20.
- Casanovas, M.L.; Checa Soler, L. y J. Santafé-Llopis (1992): Éléments du squelette postcrânien du genre *Palaeotherium* (Perissodactyla) du Ludien de Roc de Santa (Province de Lleida, Espagne). *Geobios* 25, 535-552.
- Casanovas, M.L.; Checa Soler, L. y J. Santafé-Llopis (1993): Esqueleto postcraneal de los equoidea de talla media del yacimiento ludiense de Roc de Santa (Área del Noguera-Pallaresa, Lleida, España). *Revista Española de Paleontología* 8, 37-55.
- Casanovas, M.L. (1998): Antecedentes de los estudios paleontológicos en el Eoceno Superior de La Pobra de Segur. En: *Geología y Paleontología del Eoceno de la Pobra de Segur (Lleida)*. (López Martínez, N.; Civis, J.; Casanovas, M.L. y R. Daams, eds.), 41-47.
- Casanovas, M.L.; Checa Soler, L. y J. Santafé-Llopis (1998): Los Perisodáctilos del yacimiento ludiense de Sossís (cuenca prepirenaica, Lleida, España). En: *Geología y Paleontología del Eoceno de la Pobra de Segur (Lleida)*. (López Martínez, N.; Civis, J.; Casanovas, M.L. y R. Daams, eds.), 235-267.
- Charlet, J.M. (1968): Étude préliminaire du massif granitique de la Maladeta (Pyrénées Centrales espagnoles). *Annales Société Géologique du Nord* 88, 65-75.
- Charlet, J.M. (1974): Les grands traits géologiques du massif de la Maladeta (Pyrénées Centrales espagnoles). *VII Congreso Internacional Estudios Pirenaicos II*, Jaca, 57-68.
- Charlet, J.M. y Ch. Dupuis (1974): Observations nouvelles dans le massif de la Maladeta. *VII Congreso Internacional Estudios Pirenaicos II*, Jaca, 69-77.
- Charlet, J.M. (1979): Le massif granitique de la Maladeta (Pyrénées Centrales espagnoles). Synthèse des données géologiques. *Annales Société Géologique Belgique* 102, 313-323.
- Charlet, J.M. (1983): Los granitos intrusivos ligados a la orogenia hercínica. En: *Carbonífero y Pérmico de España. X Congreso Internacional Estratigrafía y geología del Carbonífero*, 315-326.
- Choukroure, P.; Séguet, M. y A. Galdeano (1973): Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées. *Bulletin Société Géologique France* 7, 601-611.
- Choukroure, P. y ECORS Team (1989): The ECORS pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of the orogenic belt. *Tectonics* 8, 23-39.
- Cervený, P.F., Naeser, N.D.; Zeitler, P.K.; Naeser, C.W. y N.M. Johnson (1988): History of uplift and relief of the Himalaya during the past 18 Million Years: Evidence from fission-track ages of detrital zircons from sandstones of the Siwalik Group. En: *New perspectives in basin analysis*. (Kleinspehn, K.L. y C. Paola, eds). Springer-Verlag, 43-61.
- Civis, J.; González-Delgado, A. y M.F. Valle (1998): Invertebrados y palinofloras en el Eoceno del Miembro Sossís (Formación Collegats), en los alrededores de La Pobra de Segur (Lleida). En: *Geología y paleontología del Eoceno de La Pobra de Segur (Lleida)* (López-Martínez, N.; Civis, J., Casanovas, M.L. y R. Daams, eds), 33-40.
- Clift, P.D., Shimizu, N., Layne, G.D. y J. Blusztajn (2001): Tracing patterns of erosion and drainage in the Paleogene Himalaya through ion probe Pb isotope analysis of

- detrital K-feldspars in the Indus Molasse, India. *Earth and Planetary Science Letters* 188, 475-491.
- Colombo, F. (1992): Abanicos aluviales. En: *Sedimentología I*. (A. Arche, coord.). CSIC, 543p.
 - Colombo, F. (1994): Normal and reverse unroofing sequences in syntectonic conglomerates as evidence of progressive basinward deformation. *Geology* 22, 235-238.
 - Collison, J.D. (1996): Alluvial sediments. En: *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. (H.D. Reading, ed). Blackwell Science, 37-82.
 - Coney, P.J.; Muñoz, J.A.; McClay, K.R. y C.A. Evenchick (1996): Syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the southern Pyrenees foreland-thrust belt. *Journal Geological Society London* 153, 9-16.
 - Critelli, S. y R.V. Ingersoll (1994): Sandstone petrology and provenance of the Siwalik Group (Northwestern Pakistan and Ewstern-Southeastern Nepal). *Journal Sedimentary Petrology* 64, 815-823.
 - Critelli, S. y E. Le Pera (1994): Detrital modes and provenance of Miocene sandstones and modern sands of the Southern Apennines thrust-top basins (Italy). *Journal Sedimentary Research* 64, 824-835.
 - Critelli, S. (1995): Sandstone detrital modes in the Paleogene Liguride Complex, accretionary wedge of the southern Apennines (Italy). *Journal Sedimentary Petrology* 63, 464-476.
 - Critelli, S. y R.V. Ingersoll (1995): Interpretation of neovolcanic versus palaeovolcanic sand grains: an example from Miocene deep-marine sandstone of the Topanga Group (Southern California). *Sedimentology* 42, 783-804.
 - Critelli, S. y E. Le Pera (1995): Tectonic evolution of the Southern Apennines thrust-belt (Italy) as reflected in modal compositions of Cenozoic sandstone. *Journal Geology* 103, 95-105.
 - Critelli, S.; Rumelhart, P.E. y R. V. Ingersoll (1995): Petrofacies and provenance on the Puente Formation (Middle to Upper Miocene) Los Angeles Basin, Souhern California: implications for rapid uplift and accumulation rates. *Journal Sedimentary Research* 65, 656-667.
 - Critelli, S. y T.H. Nilsen (1996): Petrology and diagenesis of the Eocene Butano sandstone, La Honda Basin, California. *Journal Geology* 104, 295-315.
 - Critelli, S.; Le Pera, E. y R.V. Ingersoll (1997): The effects of source lithology, transport, deposition and sampling scale on the composition of southern California sand. *Sedimentology* 44, 653-671.
 - Critelli, S. y W. Reed (1999): Provenance and stratigraphy of the Devonian (Old Red Sandstone) and Carboniferous sandstones of Spitsbergen, Svalbard. *European Journal of Mineralogy* 11, 149-166.
 - Crusafont, M.; Villalta, J.F. y J. Truyols (1954): Caractéristiques de l'Eocène continental au bassin de Tremp (Lérida, Espagne). *Comptes Rendus Société Géologique France* 13, 303-304.
 - Crusafont, M.; Villalta, J.F. y J. Truyols (1956): Caracterización del Eoceno continental en la cuenca de Tremp y edad de la orogénesis pirenaica. *Act. II Congres International d'études Pyrénées* 2, 39-52.
 - Cuenca, G. (1998): Los Pseudoesciuridos (Rodentia) del Eoceno Superior de la cuenca lacustre de Sossís (Pirineos). En: *Geología y Paleontología del Eoceno de la Poble de Segur (Lleida)*. (López Martínez, N.; Civis, J.; Casanovas, M.L. y R. Daams, eds), 181-233.
 - Cuesta, M.A.; Checa-Soler, L. y M.L. Casanovas (2006): Artiodáctilos del yacimiento de Sossís (Eoceno Superior, Cuenca Prepirenaica, Península Ibérica). *Revista Española de Paleontología* 21, 123-144.
 - Dallmeyer, R.D. y A. Takasu (1992): Ar-40 Ar-39 Ages of Detrital Muscovite and Whole-Rock Slate Phyllite, Narragansett Basin, Ri-Ma, USA - Implications for

Rejuvenation During Very Low-Grade Metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, 515-527.

- Dallmeyer, R.D., Keppie, J.D. y R.D. Nance (1997): Ar-40/Ar-39 ages of detrital muscovite within Lower Cambrian and Carboniferous clastic sequences in northern Nova Scotia and southern New Brunswick: Implications for provenance regions. *Canadian Journal of Earth Sciences* 34, 156-168.
- DeCelles, P.; Tolson, R.B.; Graham, S.A.; Smith, G.A.; Ingersoll, R.V.; White, J.; Rice, R.; Moxon, I.; Lemke, L.; Handschy, J.W.; Follo, M.F.; Edwards, D.P.; Cavazza, W.; Caldwell, M. y E. Bargar (1987): Laramide thrust-generated alluvial-fan sedimentation, Sphinx Conglomerate, Southwestern Montana. *AAPG Bulletin* 71, 135-155.
- DeCelles, P.G. (1988): Lithologic provenance modelling applied to the Late Cretaceous synorogenic Echo Canyon Conglomerate, Utah: A case of multiple source areas. *Geology* 16, 1039-1043.
- DeCelles, P.G.; Gray, M.B.; Ridgway, K.D.; Cole, R.B.; pivnik, D.A.; Pequera, N. y P. Srivastava (1991): Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology* 38, 567-590.
- DeCelles, P.G. y B.S. Currie (1996): Long-term sediment accumulation in the Middle Jurassic-early Eocene Cordilleran retroarc foreland-basin system. *Geology* 24, 591-594.
- DeCelles, P.G. y K.A. Giles (1996): Foreland basin systems. *Basin Research* 8, 105-123.
- Deer, W.A.; Howie, R.A. y J. Zussman (1982): *Rock-Forming Minerals. 1ª. Orthosilicates*. Longman Group Ltd, London, 2 ed., 919p.
- Deer, W.A.; Howie, R.A. y J. Zussman (1986): Epidote group. En: *Rock forming minerals. V1B: Disilicates and ring silicates*. (Deer, W.A.; Howie, R.A. y J. Zussman, eds), 2-179.
- Deer, W.A.; Howie, R.A. y J. Zussman (1997): *Rock forming minerals. V1A: Orthosilicates* (2nd ed.) The Geological Society of London, 468-698.
- Dégardin, J.M. (1988): Le Silurien des Pyrénées. Biostratigraphie. Páleo géographie. *Société Géologique du Nord* 15, 118-120.
- Denny, C.S. (1965): Alluvial fans in the Death Valley region, California and Nevada. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 466, p.62
- Denny, C.S. (1967): Fans and pediments. *American Journal Science* 265, 81-105.
- Dickinson, W.R. y C.A. Suczek (1979): Plate tectonics and sandstone composition. *AAPG Bulletin* 63, 2164-2182.
- Dickinson, W.R. (1982): Composition of sandstones in Circum-Pacific subduction complexes and fore-arc basins. *AAPG Bulletin* 66, 121-137.
- Dickinson, W.R.; Ingersoll, R.V.; Cowan, D.S.; Helmond, K.P. y C.A. Suczek (1982): Provenance of Franciscan graywackes in coastal California. *GSA Bulletin* 93, 95-107.
- Dickinson, W.R.; Beard, L.S.; Brakenridge, G.R.; Erjavec, J.L.; Feruson, R.C.; Inman, K.F.; Knepp, R.A.; Lindberg, F.A. y P.T. Ryberg (1983): Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *GSA Bulletin* 94, 222-235.
- Dickinson, W.R. (1985): Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. En: *Provenance of arenites*. (G.G. Zuffa, ed.), 333-361.
- Dickinson, W.R. (1988): Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins. En: *New perspectives in basin analysis*. (Kleinspehn, K.L. y C. Paola, eds). Springer-Verlag, 3-25.
- Di Giulio, A.; Tribuzio, R.; Ceriani, A. y M.P. Riccardi (1999): Integrated analyses constraining the provenance of sandstones, a case study: the Section Peak Formation (Beacon Supergroup, Antarctica). *Sedimentary Geology* 124, 169-183.
- Dill, H.G. (1994) Can REE Patterns and U-Th Variations Be Used as a Tool to Determine the Origin of Apatite in Clastic Rocks. *Sedimentary Geology* 92, 175-196.

- Dill, H.G. (1995): Heavy mineral response to the progradation of an alluvial fan: implications concerning unroofing of source area, chemical weathering and palaeo-relief (Upper Cretaceous Parkstein complex, SE Germany). *Sedimentary Geology* 95, 39-56.
- Dill, H.G. (1998): A review of heavy minerals in clastic sediments with case studies from the alluvial-fan through the nearshore-marine environments. *Earth-Science Reviews* 45, 103-132.
- Di Paola, E. y M. González (1995): Minerales pesados: asociaciones terciario-cuaternarias y provincias actuales. Sierra de San Luís, Argentina. *Revista Asociación Argentina Sedimentología* 2, 91-104.
- ECORS Pyrenees Team (1988): The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature* 331, 508-511.
- Ehlers T.A. y K.A. Farley (2003): Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonics and surface processes. *Earth Planetary Science Letters* 206, 1-14.
- Ennes de Barros, C.; Nardi, L. y S. Dillenburg (2005): Geoquímica de Minerais Detríticos em estudos de proveni  ncia: uma revis  o. *Revista Pesquisas em geoci  ncias* 32, 3-15.
- Farley K.A. y D.F. Stockli (2002): (U-Th)/He dating of phosphates: apatite, monazite, and xenotime. *Reviews Mineralogy Geochemistry* 48, 559-577.
- Fitzgerald, P.G.; Muñoz, J.A.; Coney, P.J. y S.L. Baldwin (1999): Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth and Planetary Science Letters* 173, 157-170.
- Force, E.R. (1980): The provenance of rutile. *Journal Sedimentary Petrology* 50, 485-488.
- Fornelli, A. y G. Piccarreta (1997): Mineral and chemical provenance indicators in some early Miocene sandstones of the Southern Apennines (Italy). *European Journal Mineralogy* 9, 433-447.
- Franz, G. y A. Liebscher (2004): Physical and chemical properties of the epidote minerals. An introduction. En: *Reviews in mineralogy and geochemistry* (Liebscher, A. y G. Franz, eds) 56, 1-82.
- Frei, D.; Liebscher, A.; Franz, G. y P.Dulski (2004): Trace element geochemistry of epidote minerals. En: *Reviews in mineralogy and geochemistry* (Liebscher, A. y G. Franz, eds) 56, 553-605.
- Freytet, P. y J.C. Plaziat, (1982): Continental carbonate sedimentation and pedogenesis. Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. In: (B.H. Purser, ed), *Contributions to Sedimentology* 12, 217 p.
- Friend, P.F.; Slater, M.J. y R.C. Williams (1979): Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *Journal Geological Society London* 136, 39-46.
- Frost, B.R. (1991): Stability of oxide minerals in metamorphic rocks. En: *Oxide Minerals: Petrologic and magnetic significance* (D.H. Lindsley, ed). *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy* 25, 469-487.
- Frost, B.R y D.H. Lindsley (1991): Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. En: *Oxide Minerals: Petrologic and magnetic significance* (D.H. Lindsley, ed). *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy* 25, 433-468.
- García Senz, J.; Berástegui, X.; Caus, E. y M. Losantos (1991): La Cuenca de Organyà. Estratigrafía. En: *El Cretácico inferior del Nordeste de Iberia* (Salas, R. y C. Martín-Closas, coord.): *III Coloquio del Cretácico de España*, Morella. Guía de campo.
- García Senz, J. (2002): Cuencas extensivas del Cretácico inferior en los Pirineos Centrales, formación y subsecuente inversión. Tesis doctoral, 310p.
- Garzanti, E.; Critelli, S. y R.V. Ingersoll (1996): Paleogeographic and paleotectonic evolution of the Himalayan Range as reflected by detrital modes of Tertiary sandstone and modern sands (Indus transect, India and Pakistan). *GSA Bulletin* 108, 631-642.
- Garzanti, E.; Sciunnach, D. y M.P. Confalonieri (2003a): Discriminating source rock and environmental control from detrital modes of Permo-Triassic fluvio-deltaic sandstones:

- I. Southern Alps (Lombardy, Italy). En: Quantitative provenance studies in Italy (Valloni, R. y A. Basu, eds). *Memorie Descrittive della Carta Geologica dell'Italia*, 61, 63-82.
- Garzanti, E.; Vezzoli, G.; Senna, P. y F. Berra (2003b): Discriminating source rock and environmental control from detrital modes of Permo-Triassic fluvio-deltaic sandstones: I. Southern Alps (Lombardy, Italy). En: Quantitative provenance studies in Italy (Valloni, R. y A. Basu, eds). *Memorie Descrittive della Carta Geologica dell'Italia*, 61, 85-98.
 - Gisbert, J. (1983): El Pérmico de los Pirineos españoles. En: *Carbonífero y Pérmico de España* (C. Martínez-Díaz, coord) IGME, Madrid, 405-420.
 - Graham, S.A; Tolson, R.B.; DeCelles, P.; Ingersoll, R.V.; Bargar, E.; Caldwell, M.; Cavazza, W.; Edwards, D.P.; Follo, M.F.; Handschy, J.W.; Lemke, L.; Moxon, I.; Rice, R.; Smith, G.A. y J. White (1986): Provenance modelling as a technique for analysing source terrane evolution and controls on foreland sedimentation. En: Foreland Basins (Allen, P.A. y P. Homewood, eds). *Special Publication International Association Sedimentologists* 8, 425-436.
 - Grapes, R.H. y P.W.O. Hoskin (2004): Epidote group minerals in low-medium pressure metamorphic terranes. En: Epidotes. (Liebscher, A. y G. Franz, eds). *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 56, 301-354.
 - Grist, A.M., Reynolds, P.H., Zentilli, M., y C. Beaumont (1992): The Scotian Basin Offshore Nova-Scotia - Thermal History and Provenance of Sandstones from Apatite Fission-Track and Ar-40/Ar-39 Data. *Canadian Journal of Earth Sciences* 29, 909-924.
 - Groves, A.W. (1931): The unroofing of the Dartmoor granite and the distribution of its detritus in the sediments of southern England. *Q. Journal Geological Society London* 87, 62-96.
 - Gunnell, Y. (2000): Apatite fission track thermochronology: an overview of its potential and limitations in geomorphology. *Basin Research* 12, 115-132.
 - Haines, P.W., Turner, S.P., Kelley, S.P., Wartho, J.A. y S.C. Sherlock (2004): Ar-40-Ar-39 dating of detrital muscovite in provenance investigations: a case study from the Adelaide Rift Complex, South Australia. *Earth and Planetary Science Letters* 227, 297-311.
 - Hallsworth, C.R.; Morton, A.C. y G. Dore (1996): Contrasting mineralogy of Upper Jurassic sandstones in the Outer Moray Firth, North Sea: implications for the evolution of sediment dispersal patterns. En: Geology of the Humber Group: Central Graben and Moray Firth, UKCS. (Hurst, A.; Johnson, H.D.; Burley, S.D.; Canham, A.C. y D.S. Mackertich, eds). *Geological Society Special Publication* 114, 131-144.
 - Hallsworth, C.R.; Morton, A.C.; Claoué-Long, J. y C.M. Fanning (2000): Carboniferous sand provenance in the Pennine Basin, UK: constraints from heavy mineral and detrital zircon age data. *Sedimentary Geology* 137, 147-185.
 - Hartevelt, J.J.A. (1970): Geology of the Upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. *Leidse Geologische Mededelingen* 45, 167-235.
 - Harvey, A.M. (1987): Alluvial fan dissection: relationships between morphology and sedimentation. En: Desert sediments: ancient and modern. (Frostick, L y I. Reid, eds). *Geological Society Special Publication* 35, 87-103.
 - Harvey, A.M. (1990): Factors influencing Quaternary fan development in southeast Spain. En: *Alluvial fans, a field approach* (Rachocki, A.H. y M. Church, eds). N.Y.-Wiley, 247-270.
 - Haughton, P.D.W. y C.M. Farrow (1989): Compositional variation in Lower Old Red Sandstone detrital garnets from the Modland Valley of Scotland and the Anglo-Welsh Basin. *Geological Magazine* 126, 373-396.
 - Haughton, P.D.W.; Todd, S.P. y A.C. Morton (1991): Sedimentary provenance studies. En: Developments in Sedimentary Provenance Studies (Morton, A.C. y P.D.W. Haughton, eds). *Geological Society Special Publication* 57, 1-11.

- Heaman, L.; Bowins, R. y J. Crocket (1990): The chemical composition of igneous zircon suites: Implications for geochemical tracer studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 1597-1607.
- Heller, P.L. y C.Paola (1992): The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 2: Application to syntectonic conglomerate. *Basin Research* 4, 91-102.
- Hemming, S.R., McDaniel, D.K., McLennan, S.M. y G.N. Hanson (1996): Pb isotope constraints on the provenance and diagenesis of detrital feldspars from the Sudbury Basin, Canada. *Earth and Planetary Science Letters* 142, 501-512.
- Hemming, S.R., Broecker, W.S., Sharp, W.D., Bond, G.C., Gwiazda, R.H., McManus, J.F., Klas, M. y I.Hajdas (1998): Provenance of Heinrich layers in core V28-82, northeastern Atlantic: Ar-40/Ar-39 ages of ice-rafted hornblende, Pb isotopes in feldspar grains, and Nd-Sr-Pb isotopes in the fine sediment fraction. *Earth and Planetary Science Letters* 164, 317-333.
- Hemming, S.R., Bond, G.C., Broecker, W.S., Sharp, W.D. y M. Klas-Mendelson (2000a): Evidence from Ar-40/Ar-39 ages of individual hornblende grains for varying Laurentide sources of iceberg discharges 22,000 to 10,500 yr BP. *Quaternary Research* 54, 372-383.
- Hemming, S.R., Gwiazda, R.H., Andrews, J.T., Broecker, W.S., Jennings, A.E. y T.C. Onstott (2000b): Ar-40/Ar-39 and Pb-Pb study of individual hornblende and feldspar grains from southeastern Baffin Island glacial sediments: implications for the provenance of the Heinrich layers. *Canadian Journal of Earth Sciences* 37, 879-890.
- Hemming, S.R., Vorren, T.O. y J. Kleman (2002): Provinciality of ice rafting in the North Atlantic: application of Ar-40/Ar-39 dating of individual ice rafted hornblende grains. *Quaternary International* 95, 75-85.
- Hemming, S.R. y I. Hajdas (2003): Ice-rafted detritus evidence from Ar-40/Ar-39 ages of individual hornblende grains for evolution of the eastern margin of the Laurentide ice sheet since 43 C-14 ky. *Quaternary International* 99, 29-43.
- Henry, D.J. y C.V. Guidotti (1985): Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist* 70, 1-15.
- Henry, D.J. y B.L.Dutrow (1990a): Evolution of tourmaline in metapelitic rocks: diagenesis to melting. *Geological Society of America. Abstracts with Program* 22, A125.
- Henry, D.J. y B.L.Dutrow (1990b): Ca substitution in Li-poor aluminous tourmaline. *Canadian Mineralogist* 28, 111-124.
- Henry, D.J. y B.L. Dutrow (1992): Tourmaline in a low grade clastic metasedimentary rock: an example of the petrogenetic potencial of tourmaline. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 112, 203-218.
- Henry, D.J. y B.L.Dutrow (1994): Tourmaline in metamorphic rocks: a monitor of Boron flux. *Geological Society of America. Abstracts with Program* 26, A449.
- Henry, D.J.; Lu, G. y C. McCabe (1994): Epigenetic tourmaline in sedimentary red-beds: an example From the silurian Rose Hill Formation, Virginia. *Canadian Mineralogist* 32, 599-605.
- Henry, D.J. y B.L.Dutrow (1996): Metamorphic tourmaline. En: Boron: Mineralogy, Petrology and Geochemistry. (Grew, E.S. y L.M. Anovitz, eds). *Reviews in Mineralogy* 33, 500-555.
- Henry, P., Deloule, E. y A. Michard (1997): The erosion of the Alps: Nd isotopic and geochemical constraints on the sources of the peri-alpine molasse sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 146, 627-644.
- Henry, D.J.; Dutrow, B.L. y J. Selverstone (2002): Compositional asymmetry in replacement tourmaline- An example from the Tauern Window, Eastern Alps. *Mineralogical Society of America* 4, 1-18.
- Henry, D.J. (2003): Tourmaline as a geochemical tape recorder in metamorphic rocks. *Geological Society of America. Abstracts with Program* 35, 162-8.

- Hooke, R.L. (1968): Steady-state relationships on arid-region alluvial fans in closed basins. *American Journal Science* 266, 609-629.
- Hoskin, P.W.O. y L.P. Black (2000): Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology* 18, 423-439.
- Hoskin, P. y T. Ireland (2000): Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology* 28, 627-630.
- Hoskin, P. y U. Scaltegger (2003): The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. En: Zircon. (Hanchar, J. y P. Hoskin, eds), *Reviews Mineralogy Geochemistry* 53, 27-62.
- Hovius, N. (1996): Regular spacing of drainage outlets from linear mountain belts. *Basin Research* 5, 29-44.
- Howard, J.L. (1993): The statistics of counting clasts in rudites: a review, with examples from the upper Palaeogene of southern California, USA. *Sedimentology* 40, 157-174.
- Hubert, J.F. (1962): A Zircon-Tourmaline-Rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *Journal Sedimentary Petrology* 32, 440-450.
- Hubert, J.F. (1971): Analysis of heavy-mineral assemblages. En: *Procedures in Sedimentary Petrology*. (R.E. Carver, ed). Wiley-Interscience, 453-478.
- Humphreys, B.; Morton, A.C.; Hallsworth, C.R.; Gatliff, R.W. y J.B. Riding (1991): An integrated approach to provenance studies: a case example from the Upper Jurassic of the Central Graben, North Sea. En: *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. (Morton, A.C.; Todd, S.P. y P.D.W. Haughton, eds). *Geological Society Special Publication* 57, 251-262.
- Hurst, A. y A.C. Morton (1988): An application of heavy-mineral analysis to lithostratigraphy and reservoir modelling in the Oseberg Field, Northern North Sea. *Marine and Petroleum Geology* 5, 157-169.
- Hussain, M.; Lamed, O.B. y M.M. Hariri (2004): Heavy minerals in the Wajid Sandstone from Abba-Khamis Mushayt area, southwestern Saudi Arabia: implications on provenance and regional tectonic setting. *GeoArabia* 9, 77-102.
- Ibbeken, H. y R. Schleyer (1991): Source and sediment: A case study of Provenance and Mass Balance at an Active Plate Margin (Calabria, Southern Italy). Springer, Berlin. 286p.
- Ibbeken, H. y R. Schleyer (2003): Relative strenghts of provenance signals discriminating four source areas in Calabria (Italy). En: *Quantitative provenance studies in Italy* (Valloni, R. y A. Basu, eds). *Memorie Descrittive della Carta Geologica dell'Italia*, 61, 101-114.
- Ijlst, L. (1973): A laboratory overflow-centrifuge for heavy liquid mineral separation. *American Mineralogy* 58, 1088-1093.
- Jordan, T.E.; Flemings, P.B. y J.A. Beer (1988): Dating thrust-fault activity by use of foreland-basin strata. En: *New perspectives in basin analysis*. (Kleinspehn, K.L. y C. Paola, eds). Springer-Verlag, 307-330.
- Jordan, T.E.; Allmendinger, R.W.; Damanti, J.F. y R.E. Drake (1993): Chronology of motion in a complete thrust belt: The Precordillera, 30-31°S, Andes Mountains. *Journal of Geology* 101, 135-156.
- Jöreskog, K.G.; Klován, J.E. y R.A. Reymont (1976): *Methods in Geomathematics 1: Geological Factor Analysis*. Elsevier, 178p.
- Jupp, P.E.; Spurr, B.D.; Nichols, G.J. y P.P. Hirst (1987): Statistical estimation of the apex of a sediment distribution system from paleocurrent data. *Mathematical Geology* 19, 319-333.
- Kelley, J.C. (1971): Mathematical analysis of point count data. En: *Procedures in sedimentary Petrology* (R.E. Carver, ed). Wiley interscience, N.Y., 409-425.
- Knebel, H.J. y J.S. Creager (1974): Heavy minerals of the East-central bearing sea continental shelf. *Journal Sedimentary Petrology* 44, 553-561.

- Krynine, P.D. (1946): The tourmaline group in sediments. *Journal of Geology* 54, 65-87.
- Lecce, S.A. (1990): The alluvial fan problem. En: *Alluvial fans, a field approach* (Rachocki, A.H. y M. Church, eds). N.Y.-Wiley, 3-24.
- Lecce, S.A. (1991): Influence of lithologic erodibility on alluvial fan area, western White Mountains, California and Nevada. *Earth Surface Processes and Landforms* 16, 11-18.
- Leeder, M.R. (1991): Denudation, Vertical crustal movements and sedimentary basin infill. *Geologische Rundschau* 80, 441-458.
- Le Pera, E. y S. Critelli (1997): Sourceland controls on the composition of beach and fluvial sand of the northern Tyrrhenian coast of Calabria, Italy: implications for actualistic petrofacies. *Sedimentary Geology* 110, 81-97.
- Le Pera, E.; Arribas, J.; Critelli, S. y A. Tortosa (2001): The effects of source rocks and chemical weathering on the petrogenesis of siliciclastic sand from the Neto River (Calabria, Italy): implications for provenance studies. *Sedimentology* 48, 357-378.
- Li, G., Ravenhurst, C.E., y M. Zentilli (1995): Implications of Apatite Fission-Track Analysis for the Thermal History of the Scotian Basin, Offshore Nova-Scotia, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 43, 127-144.
- Lithou, J.C. y M.A. Mange (1996): Provenance of the Sardona Flysch, eastern Swiss Alps: example of high-resolution heavy mineral analysis applied to an ultastable assemblage. *Sedimentary Geology* 195, 141-157.
- López-Martínez, N (1998): Los yacimientos de Mamíferos eocenos de La Pobla de Segur (Lleida). En: *Geología y paleontología del Eoceno de La Pobla de Segur (Lleida)* (López-Martínez, N.; Civis, J., Casanovas, M.L. y R. Daams, eds), 9-18.
- Lowe, D.R. (1982): Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal Sedimentary Petrology* 52, 279-297.
- Mange, M.A. y H.F.W. Maurer (1992): Heavy minerals in colour. Chapman&Hall, London, 147p.
- Mange, M. (1995): Subdivision and correlation of monotonous sandstone sequences using high-resolution heavy mineral analysis, a case study: the Triassic of the Central Graben. En: *Non-biostratigraphical Methods of Dating and Correlation* (Dunay, R.E. y E.A. Hailwood, eds). *Geological Society Special Publication* 89, 23-30.
- Martí, J.; Claudin, F.; Borrull, J. y J. Lorenzo (1985): Síntesis evolutiva de la cuenca stephano-pérmica de Malpàs-Aguiró (Pirineo de Lérida). *II Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España*, La Seu d'Urgell. Grupo Español del Mesozoico. Resúmenes, 81-82.
- Mather, A.E., Harvey, A.M. y M. Stokes (2000): Quantifying long-term catchment changes of alluvial fan systems. *GSA Bulletin* 112, 1825-1833.
- Maurel, O. (2003): L'exhumation de la Zone Axial des Pyrénées orientales: Une approche thermo-chronologique multi-méthodes du rôle des failles. PhD, Montpellier, 263 p.
- Maurel, O.; Monié, P.; Brunel, M.; Arnaud, N. y R. Pik (2003): Multimethod thermochronology constraints the exhumation of the eastern Pyrenean Axial Zone. *Geophysical Research Abstracts* 5, 12163.
- McNicoll, V.; Harrison, J.; Trettin, H. y R. Thorsteinsson (1995): Provenance of the Devonian clastic wedge of Arctic Canada: Evidence provided by detrital zircon ages. En: *Stratigraphic evolution of Foreland Basins* (Dorobek, S. y G. Ross, eds). *SEPM Special Publication* 52, 77-93.
- Mellere, D. y Marzo, M. (1991): Los conglomerados sinorogénicos de La Pobla de Segur y sus relaciones con las estructuras tectónicas principales. *Comunicaciones del I Congreso del Grupo Español del Terciario*, 221-224.
- Mellere, D. (1992): *I Conglomerati di Pobla de Segur: Stratigrafia fisica e relazioni tettonica-sedimentazione*. Tesi di Dottorato in Scienze della Terra. Padova, 203p.

- Mellere, D. y M. Marzo (1992): Los depósitos aluviales sintectónicos de la Pobl de Segur: alogrupos y su significado tectonoestratigráfico. *Acta Geológica Hispánica* 27, 145-159.
- Mellere, D. (1993): Thrust-generated, back-fill stacking of alluvial fan sequences, south-central Pyrenees, Spain (La Pobl de Segur Conglomerates). *International Association Sedimentologists Special Publication* 20, 259-276.
- Mey, P.H.W. (1967): Evolution of the pyrenean basins during the Late Palaeozoic. *International Symposium Devonian Systems* 2, 1157-1166.
- Mey, P.H.W. (1968): The geology of the Upper Ribagorzana and Baliera valleys, Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen* 41, 153-220.
- Mey, P.H.W.; Nagtegaal, P.J.C.; Roberti, K.J. y J.J.A. Hartevelt (1968): Lithostratigraphic subdivision of post-Hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen* 41, 221-228.
- Mezzadri, G. y E. Sacani, 1989: Heavy mineral distribution in the late Quaternary sediments of the southern Aegean Sea: implications for provenance and sediment dispersal in sedimentary basins at active margins. *Journal Sedimentary Petrology* 59, 412-422.
- Miall, A.D. (1977): A Review of the Braided-River Depositional Environment. *Earth-Science Reviews* 13, 1-62.
- Miall, A.D. (1978): Lithofacies types and vertical profiles models in braided rivers deposits: A summary. En: *Fluvial Sedimentology* (A.D. Miall, ed.). *Canadian Society Petroleum Geologists Memoir* 5, 597-604.
- Milner, H.B. (1962): Sedimentary petrography, principles and applications. V.II, George Allen&Unwin Ltd., 705p.
- Morris, R.G.; Sinclair, H.D. y A.J. Yelland (1998): Exhumation of the Pyrenean orogen: implications for sediment discharge. *Basin Research* 10, 69-85.
- Morton, A.C. (1979): Depth control of intrastratal solutions of heavy minerals from the Palaeocene of the North Sea. *Journal Sedimentary Petrology* 49, 281-286.
- Morton, A.C. y B. Humphreys (1983): The petrology of the middle Jurassic sandstones of the Murchison Field, North Sea. *Journal Petroleum Geology* 5, 245-260.
- Morton, A.C. (1984): Stability of detrital heavy minerals in tertiary sandstone from the North Sea Basin. En: *Patterns of mineral diagenesis on the NW European Shelf and their relations to facies and hydrocarbon accumulations* (Rawson, P.F. y C.V. Jeans, eds). *Clay minerals* 19, 287-308.
- Morton, A.C. (1985a): Heavy minerals in provenance studies. En: *Provenance of arenites*. (G.G. Zuffa, ed), 249-277.
- Morton, A.C. (1985b): A new approach to provenance studies: electron microprobe analysis of detrital garnets from Middle Jurassic sandstones of the northern North Sea. *Sedimentology* 32, 553-566.
- Morton, A.C. (1986): Dissolution of apatite in North Sea Jurassic sandstones: implications for the generation of secondary porosity. *Clay Minerals* 21, 711-733.
- Morton, A.C. (1987): Influences of provenance and diagenesis on detrital garnet suites in the Paleocene Forties sandstones, Central North Sea. *Journal Sedimentary Petrology* 57, 1027-1032.
- Morton, A.C.; Stiberg, J.P.; Hurst, A. y H. Qvale (1989): Use of heavy minerals in lithostratigraphic correlation, with examples from Brent sandstones of the northern North Sea. En: *Correlation in Hydrocarbon Exploration*. (J. Collison, ed). Graham&Trotman, London, 217-230.
- Morton, A.C. (1991): Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research. En: *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. (Morton, A.C.; Todd, S.P. y P.D.W. Haughton, eds). *Geological Society Special Publication* 57, 31-45.
- Morton, A.C. y M.J. Johnsson (1993): Factors influencing the composition of detrital heavy mineral suites in Holocene sands of the Apure River drainage basin,

- Venezuela. En: Processes controlling the composition of clastic sediments. (Johnsson, M.J. y A. Basu, eds). *Geological Society of America Special Paper* 284, 171-185.
- Morton, A. y C. Hallsworth (1994): Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology* 90, 241-256.
 - Morton, A.C. y C. Berge (1995): Heavy-mineral suites in the Statfjord and Cansen Formations of the Brent Field, North Sea: A new tool for reservoir subdivision and correlation. *Petroleum Geoscience* 1, 355-364.
 - Morton, A.C. y A. Hurst (1995): Correlation of sandstones using heavy minerals: an example from the Statfjord Formation of the Snorre Field, northern North Sea. En: Non-biostratigraphical Methods of Dating and Correlation (Dunay, R.E. y E.A. Hailwood, eds). *Geological Society Special Publication* 89, 3-22.
 - Morton, A.C.; Claoué-Long, J. y C. Berge (1996): SHRIMP constraints on sediment provenance and transport history in the Mesozoic Statfjord Formation, North Sea. *Journal Geological Society London* 153, 915-929.
 - Morton, A.C. y S. Grant (1998): Cretaceous depositional systems in the Norwegian Sea: Heavy mineral constraints. *AAPG Bulletin* 82, 274-290.
 - Morton, A. y C. Hallsworth (1999): Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology* 124, 3-29.
 - Morton, A.C.; Allen, M.; Simmons, M.; Spathopoulos, F.; Still, J.; Hinds, D.; Ismael-Zadeh, A. y S. Kroonenberg (2003): Provenance patterns in a neotectonic basin: Pliocene and Quaternary sediment supply to the South Caspian. *Basin Research* 15, 321-337.
 - Muñoz, J.A.; Martínez, A. y J. Vergés (1986): Thrust sequences in the Spanish Pyrenees. *Journal Structural Geology* 8, 399-405.
 - Muñoz, J.A. (1988): Estructura de las unidades surpirenaicas en la transversal del corte ECORS. Guía de campo. Reunión extraordinaria SGF-SGE Ecors-Pirineos, Bousens-Balaguer, 35p.
 - Muñoz, J.A. (1992): Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. En: *Thrust tectonics* (K.R. McClay, ed). Chapman & May, 235-246.
 - Muñoz, J.A.; Coney, P.J.; McClay, K.R. y C.A. Evenchick (1997): Reply to discussion on syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the southern Pyrenees foreland-thrust belt. *Journal Geological Society London* 154, 361-365.
 - Mustard, P., Parrish, R. y V. McNicoll (1995): Provenance of the Upper Cretaceous Nanaimo Group, British Columbia: Evidence from U-Pb analyses of detrital zircons. En: Stratigraphic evolution of Foreland Basins (Dorobek, S. y G. Ross, eds). *SEPM Special Publication* 52, 65-76.
 - Nagtegaal, P.J.C. (1969): Sedimentology, paleoclimatology and diagenesis of Post-Hercynian continental deposits in the South-Central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen* 42, 143-238.
 - Nanayama, 1997: An electron microprobe study of the Amazon Fan. En: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. (Flood, R.D.; Piper D.J.W.; Klaus, A. y L.C. Peterson, eds), 155, 147-168.
 - Neiva, A.M. (1974): Geochemistry of tourmaline (schorlite) from granites, aplites and pegmatites from Northern Portugal. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38, 1307-1317.
 - Nemec, W. y R.J. Steel (1984): Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. En: Sedimentology of Gravels and Conglomerates (Koster, E.H. y R.J. Steel, eds). *Canadian Society Petroleum Geologists Memoir* 10, 1-31.
 - Nemec, W. y G. Postma (1993): Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. *Special Publications International Association Sedimentologists* 17, 235-276.

- O'Connor, J.T. (1989): Tourmaline compositions from Lower Pennsylvanian sandstones in the Appalachian Basin- source terrain implications. *Geological Society of America. Abstracts with Program* 21: A349.
- Oller, E.; Ramos, E.; Sainz-Amor, E. y M. Inglés (1999): Minerales pesados en los sedimentos continentales sintectónicos de las secuencias Bellmunt y Milany (Eoceno, Unidad del Cadí, Pirineos Orientales): Implicaciones sobre su procedencia. *Boletín Geológico y Minero* 110, 25-40.
- Ori, G.G. y P.F.Friend (1984): Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology* 12, 475-478.
- Oszczytko, N. y D. Salata (2005): Provenance analyses of the Late Cretaceous-Palaeocene deposits of the Magura Basin (Polish Western Carpatians)-evidence from a study of the heavy minerals. *Acta Geologica Polonica* 55, 237-267.
- Owen, M.R. (1987): Hafnium content of detrital zircons, a new tool for provenance study. *Journal Sedimentary Petrology* 57, 824-830.
- Paola, C. (1988): Subsidence and gravel transport in alluvial basins. En: *New perspectives in basin analysis*. (Kleinspehn, K.L. y C. Paola, eds). Springer-Verlag, 231-243.
- Paola, C.; Heller, P.L. y C.L. Angevine (1992): The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins, 1: Theory. *Basin Research* 4, 73-90.
- Parfenoff, A.; Pomerol, Ch. y J.Tourenq (1970): Les minéraux en grains. Méthodes d'étude et détermination, Masson et C^{ie} (Eds.), 575p.
- Peláez, P. (1998): Estudio sistemático del género *Theridomys* (Rodentia, Mammalia) del Eoceno Superior de la cuenca prepirenaica (prov. de Lleida). En: *Geología y Paleontología del Eoceno de la Pobl. de Segur (Lleida)*. (López Martínez, N.; Civis, J.; Casanovas, M.L. y R. Daams, eds), 49-129.
- Pettijohn, F.J. (1941): Persistence of heavy minerals and geologic age. *Journal Geology* 49, 610-625.
- Pettijohn, F.J. (1975): Sedimentary rocks. Harper & Row, NY, 483-505.
- Pettijohn, F.J.; Potter, P.E. y R. Siever (1987): Sand and sandstone. Springer-Verlag, Berlin, 2 ed., 553p.
- Poblet, J. (1991): Estructura herciniana i alpina del vessant Sud de la Zona Axial del Pirineu Central. Tesis Doctoral, 604p.
- Povondra, P. y M. Novák (1986): Tourmalines in metamorphosed rocks from western Moravia, Czechoslovakia. *Neues Jahrbuch Mineralogie Monatshefte* 6, 273-282.
- Preston, J.; Hartley, A.; Hole, M.; Buck, S.; Bond, J.; Mange, M. y J. Still (1998): Integrated whole-rock trace element geochemistry and heavy mineral chemistry studies: aids to correlation of continental red-bed reservoir in the Beryl Field, UK North Sea. *Petroleum Geoscience* 4, 7-16.
- Preston, J.; Hartley, A.; Mange-Rajetzky, M.; Hole, M.; May, G.; Buck, S. y L. Vaughan (2002): The provenance of Triassic continental sandstones from the Beryl Field, Northern North Sea: mineralogical, geochemical, and sedimentological constraints. *Journal Sedimentary Research* 72, 18-29.
- Puigdefàbregas, W. Nijman, y J. A. Muñoz (1989): Els sediments al·luvials dels successius estadis en el desenvolupament de la conca d'avantpaís i de la seva relació amb les seqüències d'encavalcament dels Pirineus. En: *4th International Conference on Fluvial Sedimentology* (Marzo, M. y C. Puigdefàbregas, eds), 176 p.
- Puigdefàbregas, C.; Muñoz, J.A. y J. Vergés (1992): Thrusting and foreland basin evolution in the Southern Pyrenees. En: *Thrust tectonics* (K.R. McClay, ed). Chapman&may, 247-254.
- Pupin J.P. (1980): Zircon and Granite Petrology. *Contributions Mineralogy Petrology* 73, 207-220.
- Pupin, J.P. (2002): Granite genesis related to geodynamics from Hf-Y in zircon. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 91, 245-256.
- Ratcliffe, K.T., Wright, A.M., Hallsworth, C., Morton, A., Zaitlin, B.A., Potocki, D., y D.S. Wray (2004): An example of alternative correlation techniques in a low-

- accommodation setting, non-marine hydrocarbon system: The (Lower Cretaceous) Mannville Basal Quartz succession of southern Alberta. *AAPG Bulletin* 88, 1419-1432.
- Reiners, P. (2005): Zircon (U-Th)/He thermochronometry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58, 151-179.
 - Reiners PW y K.A. Farley (1999): He diffusion and (U-Th)/He thermochronometry of titanite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 3845-3859.
 - Reiners P.W., Farley K.A. y H.J. Hickes (2002): He diffusion and (U-Th)/He thermochronometry of zircon: Initial results from Fish Canyon Tuff and Gold Butte. *Tectonophysics* 349, 247-308.
 - Reiners P.W., Spell T.L., Nicolescu S. y K.A. Zanetti (2004): Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 1857-1887.
 - Reyment, R. y K.G. Jöreskog (1993): Applied Factor Analysis in the Natural Sciences. Cambridge Univ. Press, 371p.
 - Ricci Lucchi, F. (1978): Sedimentologia III. Ambienti sedimentari e facies. Bologna. 504p.
 - Robles, S. (1982): Estudio comparativo del sistema aluvial del borde suroccidental de los Catalánides, en la transversal de Prat de Compte (Tarragona) y los abanicos aluviales de Poble de Segur (Prepirineo de Lérida). *Acta Geológica Hispánica* 17, 255-269.
 - Robles, S. (1983): Facies y secuencias de los abanicos aluviales de Poble de Segur (Prepirineo de la provincia de Lérida). *Actas del IX Congreso Nacional de Sedimentología* (Salamanca), 199-228.
 - Robles, S. y L. Ardévol (1983): Modelo de interacción sedimentaria entre un complejo de abanicos aluviales y un sistema lacustre. *Comunicaciones del X Congreso Nacional de Sedimentología* (Menorca), 1.80-1.85
 - Robles, S. (1984): El Complejo sedimentario aluvial y lacustre de edad paleógena, de la Poble de Segur, entre los ríos Noguera Pallaresa y Flamisell (Prepirineo de Lérida). *Ilerda* 24, 119-144.
 - Robles, S. y L. Ardévol (1984): Evolución paleogeográfica y sedimentológica de la cuenca lacustre de Sossís (Eoceno Superior, Prepirineo de Lérida): Ejemplo de influencia de la actividad de abanicos aluviales en el desarrollo de una cuenca lacustre asociada. *Publicaciones de Geología* 20, 233-268.
 - Roest, W.R. y S.P. Srivastava (1991): Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology* 19, 613-616.
 - Rossell, J. y O. Riba (1966): Nota sobre la disposición sedimentaria de los Conglomerados de Poble de Segur (Provincia de Lérida). *Instituto Estudios Pirenaicos*, 1-16.
 - Rossell, J.; Obrador, A. y J.M.Pous (1972): Significación sedimentológica del nivel arcilloso con corales del Senoniense superior de los alrededores de Poble de Segur (prov. de Lérida). *Acta Geológica Hispánica* VII, 7-11.
 - Roure, F.; Choukroure, P.; Berástegui, X.; Muñoz, J.A.; Villien, A.; Matheron, P.; Bareyt, M.; Séguret, M.; Cámara, P. y J. Deramond (1989): ECORS deep seismic data and balanced cross-sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics* 8, 41-50.
 - Rubatto, D. (2002): Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184, 123-138.
 - Ruiz, G., Seward, D. y W. Winkler (2004): Detrital thermochronology- a new perspective on hinterland tectonics, an example from the Andean Amazon Basin, Ecuador. *Basin Research* 16, 413-430.
 - Rust, B.R. (1978): Depositional models for braided alluvium. En: Fluvial Sedimentology (A.D. Miall, ed), *Canadian Society Petroleum Geologists Memoir* 5, 605-625.

- Sabeen, H.M.; Ramanujan, N. y A.C. Morton (2002): The provenance of garnet: constraints provided by studies of coastal sediments from southern India. *Sedimentary Geology* 152, 279-287.
- Salata, D. (2004): Detrital garnets from the Upper Cretaceous-Palaeocene sandstones of the polish part of the Magura nappe and the Pieniny klippen Belt: chemical constraints. *Annales Societatis Geologorum Poloniae* 74, 351-364.
- Salvany, J.M. y J. Bastida (1994): Características litoestratigráficas de las facies Keuper de la zona Surpirenaica entre los ríos Segre y Noguera Ribagorçana (Provincia de Lleida). *III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico de España*, Cuenca. Resúmenes, 111-112.
- Salvany, J.M. y J. Bastida (2004): Análisis litoestratigráfico del Keuper surpirenaico central. *Revista Sociedad Geológica España* 17, 3-26.
- Saxena, S.K. (1966): Evolution of zircons in sedimentary and metamorphic rocks. *Sedimentology* 6, 1-33.
- Schäfer, J. y W. Dörr (1997): Heavy-mineral analysis and typology of detrital zircons: a new approach to provenance study (Saxothuringian Flysch, Germany). *Journal of Sedimentary Research* 67, 451-461.
- Schmidt, M.W. y S. Poli (2004): Magmatic epidote. En: Epidotes. (Liebscher, A. y G. Franz, eds). *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 56, 399-430.
- Shoemaker, S.J. (2000): The exhumation history of the Pyrenees using detrital fission track thermochronology. Union College, Schenectady NY, Unpublished BSc thesis, 103 p
- Simó, A. y C. Puigdefàbregas (1985): Transition from shelf to basin on an active slope, Upper Cretaceous, Tremp Area, Southern Pyrenees. *6th European Regional Meeting*, Lleida (Spain), 63-108.
- Simó, A. (1986): Carbonate platform depositional sequences, Upper Cretaceous, South-Central Pyrenees (Spain). *Tectonophysics* 129, 205-231.
- Skelton, P.W.; Gili, E.; Vicens, E.; Obrador, A. y G. López (2003): Revised lithostratigraphy of the Upper Cretaceous (Santonian) carbonate platform succession on the northern flank of Sant Corneli, southern Central Pyrenees. *Journal of Iberian Geology* 29, 73-87.
- Slater, M.J. (1977): The Oligo-Miocene Fluvial Molasse Sediments of the Northern Ebro Basin, Spain. Tesis Doctoral, University of Cambridge, 199 p.
- Soriano, C. (1992): Estructura de les Unitats de les Nogueres Inferiors entre els rius Flamisell i Noguera Pallaresa. Tesis Llicenciatura. Universitat de Barcelona, 68p.
- Spiegel, C.; Kuhlemann, J., Dunkl, I.; Frisch, W., von Eynatten, H. y B. Kadosa (2000): Erosion history of the Central Alps: evidence from zircon fission track data of the foreland basin sediments. *Terra Nova* 12, 163-170.
- Spiegel, C.; Kuhlemann, J., Dunkl, I. y W. Frisch (2001): Paleogeography and catchment evolution in a mobile orogenic belt: the Central Alps in Oligo-Miocene times. *Tectonophysics* 341, 33-47.
- Spiegel, C.; Siebel, W., Frisch, W. y Z. Berner (2002): Sr and Nd isotopic ratios and trace element geochemistry of detrital epidote as provenance indicators: implications for the reconstruction of the exhumation history of the Central Alps. *Chemical Geology* 189, 231-250.
- Spiegel, C.; Siebel, W., Kuhlemann, J. y W. Frisch (2004): Toward a comprehensive provenance analysis: A multi-method approach and its implication for the evolution of the Central Alps. *Geological Society America Special Paper* 378, 37-50.
- Srivastava, S.P.; Schouten, H.; Roest, W.D.; Klitgord, K.D.; Kovacs, L.C.; Verhoef, J. y R. Macnab (1990): Iberian plate kinematics: a jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature* 344, 756-759.
- Stattegger, K. (1987): Heavy minerals and provenance of sands: modelling of lithological end members from river sands of northern Austria and from sandstones of the

- Austroalpine Gosau Formation (Late Cretaceous). *Journal Sedimentary Petrology* 57, 301-310.
- Steidtmann, J.R. y J.G. Schmitt (1988): Provenance and dispersal of tectogenic sediments in thin-skinned, thrust terrains. En: *New perspectives in basin analysis* (Kleinspehn, K.L. y C. Paola, eds). Springer-Verlag, 353-366.
 - Stuart, F.M., Bluck, B.J. y M.S. Pringle (2001): Detrital muscovite Ar-40/Ar-39 ages from Carboniferous sandstones of the British Isles: Provenance and implications for the uplift history of orogenic belts. *Tectonics* 20, 255-267.
 - Stuart, F.M. (2002): The exhumation history of orogenic belts from Ar-40/Ar-39 ages of detrital micas. *Mineralogical Magazine* 66, 121-135.
 - Sturm, R. (2004). Analysis of magmatic crystal growth by backscattered electron imaging. *Microscopy and Analysis* 18, 25-27.
 - Suttner, L.J. (1974): Sedimentary petrographic provinces: An evaluation. En: *Paleogeographic Provinces and Provinciality*. (C.A. Ross, ed). *SEPM Special Publication* 21, 75-84.
 - Takeuchi, M. (1994): Changes in garnet chemistry show a progressive denudation of the source areas for Permian-Jurassic sandstones, Southern Kitakami Terrane, Japan. *Sedimentary Geology* 93, 85-105.
 - Teixell, A. (1998): Crustal structure and orogenic material budget in the West Central Pyrenees. *Tectonics* 17, 395-406.
 - Trautwein, B. (2003): Accretion versus subduction erosion along the northern margin of the Eastern Alps - evidences from zircon and apatite fission-track geochronology. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen* 230, 331-357.
 - Van Dam, J. (1998): The Gliridae from the Upper Eocene of Sossís, Roc de Santa and Claverol (Lleida, Spain). En: *Geología y Paleontología del Eoceno de la Poblada de Segur (Lleida)*. (López Martínez, N.; Civis, J.; Casanovas, M.L. y R. Daams, eds), 131-180.
 - Vergés, J. y J.A. Muñoz (1990): Thrust sequences in the southern central Pyrenees. *Bulletin Société Géologique France* 8, 265-271.
 - Vezzoli, G. (2004): Erosion in the Western Alps (Dora Baltea Basin): 2. Quantifying sediment yield. *Sedimentary Geology* 171, 247-259.
 - Viator, D.B. (2003): Detrital tourmaline as an indicator of provenance: a chemical and sedimentological study of modern sands from the Black Hills, South Dakota. Tesis Doctoral, 139p.
 - Vicens, V.; López, G. y A. Obrador (1998): Facies succession, biostratigraphy and rudist faunas of Coniacian to Santonina platform deposits in the Sant Corneli Anticline (Southern Central Pyrenees). *Geobios Mémoire special* 22, 403-427.
 - Vincent, S.J. (1993): Fluvial palaeovalleys in mountain belts: an example from the South Central Pyrenees. Tesis Doctoral, University Liverpool. 407p.
 - Vitanage, P.W. (1957): Studies of zircon types in Ceylon Pre-Cambrian Complex. *The Journal of Geology* 65, 117-128.
 - von Eynatten, H. y R. Gaupp (1999): Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones in the Eastern Alps: constraints from framework petrography, heavy mineral analysis, and mineral chemistry. *Sedimentary Geology* 124, 81-111.
 - von Eynatten, H.; Schlunegger, F.; Gaupp, R. y Wijbrans, J.R. (1999): Exhumation of the Central Alps: evidence from ⁴⁰Ar/³⁹Ar laserprobe dating of detrital white micas from the Swiss Molasse Basin. *Terra Nova*, 11, 284-289.
 - Wan, Y.S., Zhang, Q.D., y T.R. Song (2003): SHRIMP ages of detrital zircons from the Changcheng System in the Ming Tombs area, Beijing: Constraints on the protolith nature and maximum depositional age of the Mesoproterozoic cover of the North China Craton. *Chinese Science Bulletin* 48, 2500-2506.
 - Wang, R.; Zhao, G.; Lu, J.; Chen, X.; Xu, S. y D. Wang (2000): Chemistry of Hf-rich zircons from the Laoshan I- and A-type granites, Eastern China. *Mineralogical Magazine* 64, 867-877.

- Weltje, G.J. y H. von Eynatten (2004): Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook. *Sedimentary Geology* 171, 1-11.
- Wozazek, S. y H. Krawinkel (2002): Development of the Côte d'Ivoire Basin: reading provenance, sediment dispersal, and geodynamic implications from heavy minerals. *International Journal Earth Science* 91, 906-921.
- Wright, W. (1938): The composition and occurrence of garnets. *American Mineralogist* 23, 436-449.
- Wright, K.M.; Bouma, A.H. y D.J. Henry (2002): Tourmaline as an indicator for provenance in Arkoma foreland basin deltaic deposits, Arkansas. *Geological Society of America. Abstracts with Program* 34, 190-7
- Zack, T. (1999): Trace element analysis in high pressure metamorphic rocks from Trescolmen, Central Alps. Tesis Doctoral, 97p.
- Zack, T.; Kronz, A.; Foley, S.F. y T.Rivers (2001): The role of rutile as a major carrier for the extended HFSE group (Nb, Ta, W, Sb, Sn and Mo) in high pressure rocks. *Eleventh Annual V.M.Goldschmidt Conference*, 3754.
- Zack, T.; Kronz, A.; Foley, S.F. y T. Rivers (2002): Trace elements abundances in rutiles from eclogites and associated garnet mica schists. *Chemical Geology* 184, 97-122.
- Zack, T.; von Eynatten, H. y A.Kronz (2004a): Rutile geochemistry and its potencial use in quantitative provenance studies. *Sedimentary Geology* 171, 37-58.
- Zack, T.; Moraes, R. y A. Kronz (2004b): Temperature dependence of Zr in rutile: empirical calibration of a rutile thermometer. *Contributions to Mineralogy Petrology* 148, 471-488.