
**Capítulo 3 ESTRUCTURA DE LA LAMINA
CABALGANTE DE BOIXOLS EN ORGANYA**

3.1 VISION GENERAL

La cuenca de Organyà se localiza en la lámina cabalgante de Bóixols, que representa la unidad estructural superior y más septentrional de los Mantos Superiores en el Pirineo central (Muñoz *et. al.*, 1986) o de la Unidad Central Surpirenaica (Séguret, 1972). Su límite inferior corresponde con el cabalgamiento de Bóixols que aflora en el extremo meridional de la lámina. Este cabalgamiento y sus estructuras asociadas pueden seguirse 64 kilómetros en dirección E-O desde el manto superior del Pedraforca hasta las proximidades del río Noguera Pallaresa donde el cabalgamiento queda fosilizado por los sedimentos sincompresivos del Cretácico superior. En este sector, su zona de contorno representa el límite occidental poco definido de la lámina de Bóixols que incluye a la cuenca de Organyà. Hacia el norte, la lámina de Bóixols está limitada por cabalgamientos y retrocabalgamientos que separan los materiales mesozoicos que la constituyen de las rocas de edad paleozoica y triásica de la lámina cabalgante de las Nogueras.

La estructura interna de la lámina de Bóixols está dominada por el sinclinal de Santa Fe (Fig. 3.1). Su flanco norte es más largo que el sur y está determinado por la adaptación de la lámina cabalgante al flanco meridional del apilamiento antiformal de unidades de basamento de la Zona Axial. El flanco sur enlaza con un anticlinal de traza axial escalonada, el anticlinal de San Corneli, asociado a la rampa de bloque superior del cabalgamiento de Bóixols, formando la “estructura frontal” de la lámina cabalgante. La longitud de onda y la amplitud de los pliegues se incrementan de este a oeste, proporcionalmente al engrosamiento de la serie cretácica. Paralelamente a este engrosamiento existe una inmersión hacia el oeste del cabalgamiento inferior de la lámina, que llega a aflorar a más de 1500 metros de altura en el manto superior del Pedraforca y se sitúa a unos 6000 metros de profundidad en el corte ECORS. Esta inmersión permite seguir de forma continua en la cartografía geológica desde los niveles estructurales más bajos, con afloramiento de rocas pre y sinextensivas, a los niveles estructurales más altos con afloramiento de sedimentos sinorogénicos del Cretácico superior que fosilizan la lámina cabalgante.

No existe por el momento un estudio estructural detallado. Los aspectos más investigados son los relacionados con la sedimentación durante la etapa compresiva fincretácica: Garrido-Megías y Ríos (1972), Garrido-Megías (1973), Simó (1985) y durante la sedimentación de los conglomerados de la Poble de Segur: Rosell y Riba (1966), Mellère (1992). Más recientemente la descripción se ha centrado en cortes geológicos profundos que muestran la relación con las láminas cabalgantes de las Nogueras y del Montsec (Muñoz, 1992; Vergés, 1993) y en la estructura extensiva y de inversión (Berástegui *et al.*, 1990, Bond y McClay, 1995). Las estructuras más evidentes en superficie son las compresivas e históricamente han sido las primeras en reconocerse, pero al prolongarse las capas en profundidad aparecen problemas de espacio que requieren soluciones de estructura extensiva. Esto es especialmente evidente en las transversales norte-sur, donde la terminación de los sedimentos del Cretácico inferior contra la “línea paleogeográfica de Canelles-Coll de Nargó- anticlinal de San Corneli”, se conoce desde Ríos (1951) sin que hasta esta última década se haya podido explicar satisfactoriamente. Los trabajos de Berástegui *et al.* (1990), Muñoz (1992), Vergés (1993) y Bond y McClay (1995) indican que la estructura de la lámina de Bóixols resulta de la superposición de un sistema de cabalgamientos y estructuras asociadas de edad santoniense superior-oligocena a un conjunto de estructuras extensivas de edad cretácica inferior. En la descripción de la zona se hará especial énfasis en las estructuras interpretadas como el resultado de la tectónica extensiva y su influencia en la formación de la discordancia situada a la base de las calizas del Cenomaniense superior y en el sistema de pliegues y cabalgamientos pirenaico. Para entender la superposición de estas estructuras se han realizado 9 cortes transversales y un corte longitudinal (Fig. 3.1), que se usan como referencia para la descripción desde el este hacia el oeste.

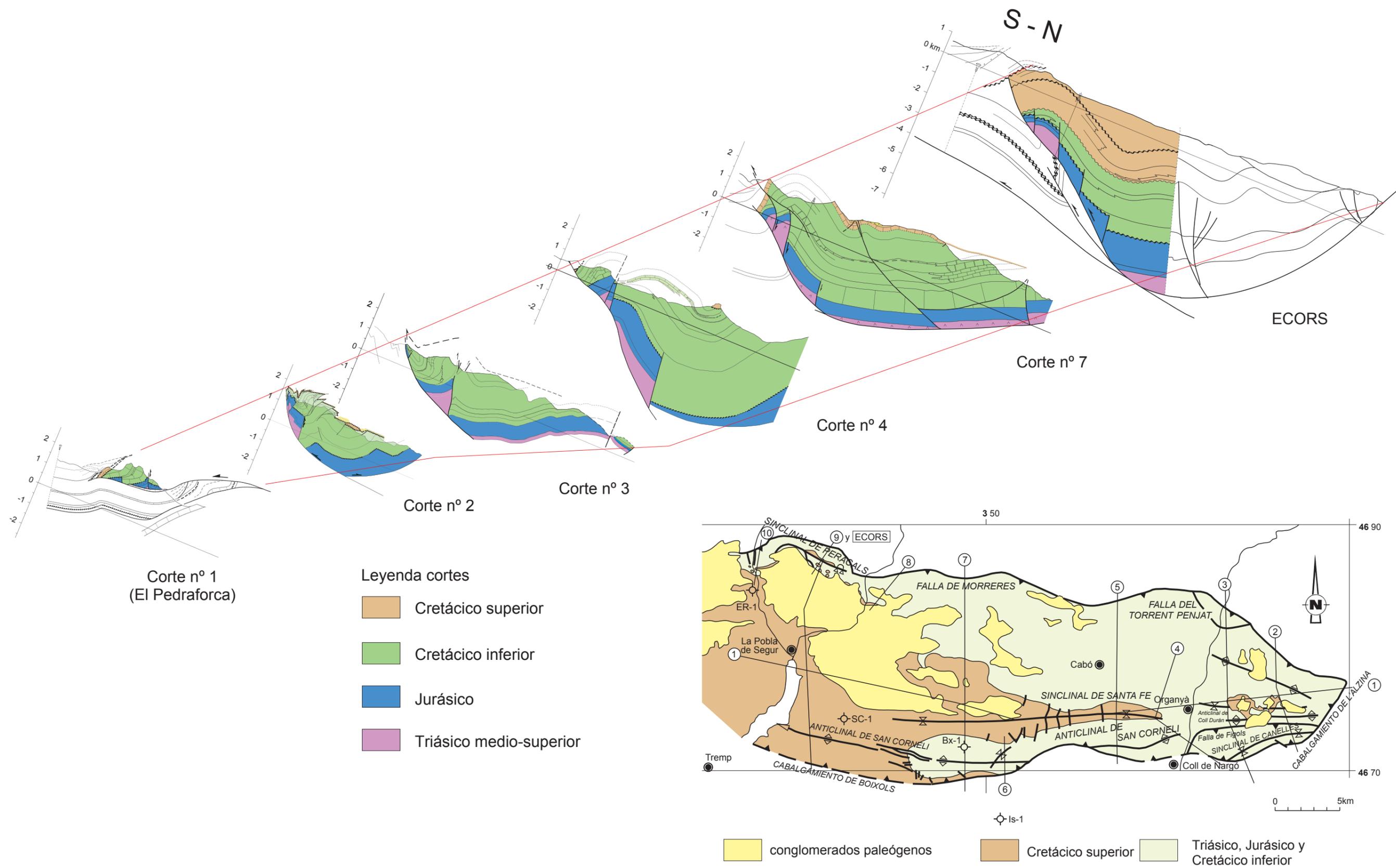


Fig. 3.1. Cortes geológicos seriados a través de la lámina de Bóixols mostrando la variación espacial de los elementos estructurales.

3.2 EL MANTO DEL PEDRAFORCA SUPERIOR

El manto del Pedraforca superior constituye la prolongación oriental de la lámina cabalgante de Bóixols, de la que está separado por el manto del Port del Compte, como demuestra Vergés (1993, pag. 70) en su mapa de líneas de entroncamiento. Su estructura geológica presenta elementos estructurales comunes con la lámina cabalgante de Bóixols al este del río Segre y contiene asimismo un Cretácico inferior potente y completo, similar en facies y espesores al existente en la cuenca de Organyà (Guérin-Desjardins y Latreille, 1961; Peybernès, 1976; Ullastre *et al.*, 1987, Vergés, 1993).

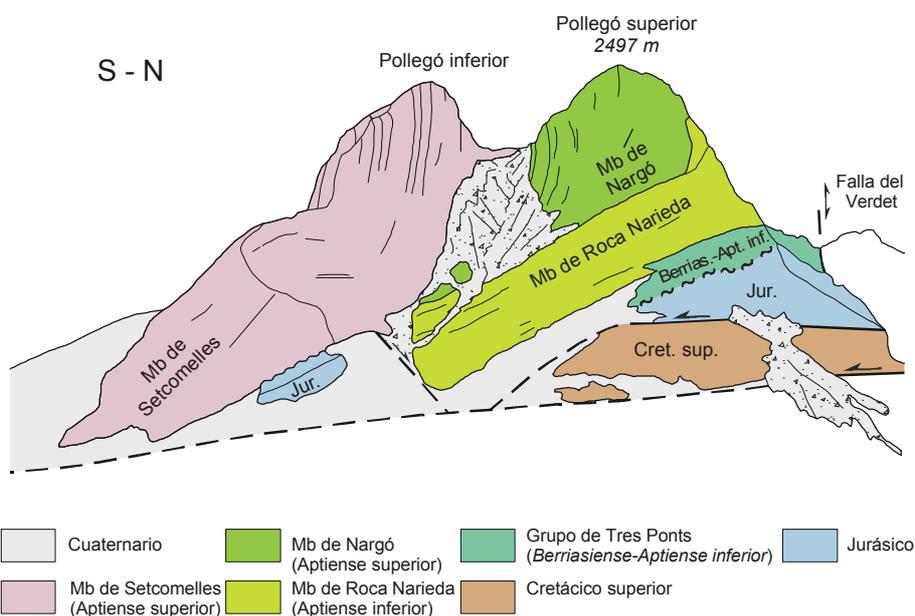
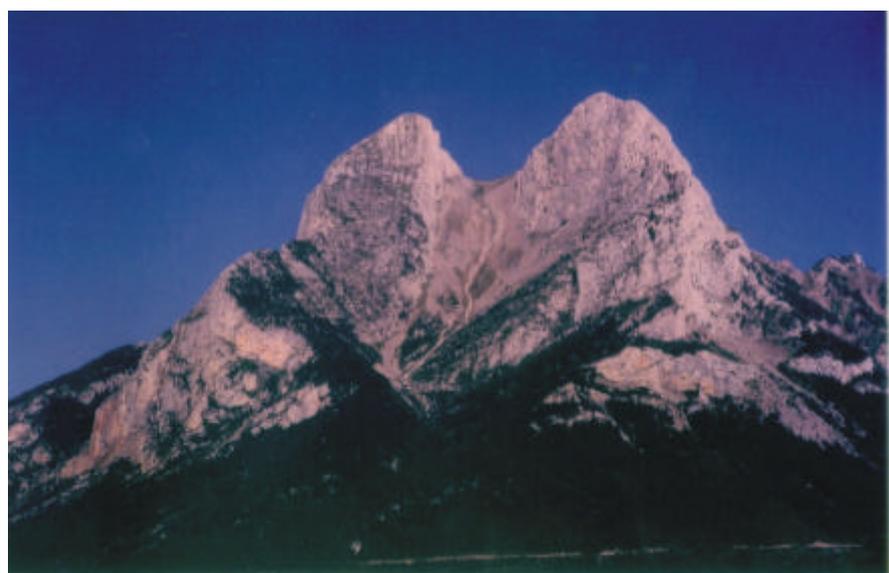


Fig. 3.2. Interpretación de la geología de la montaña del Pedraforca como bancos de carbonatos del Cretácico inferior sobre bloques jurásicos escalonados por fallas normales. Una falla normal desplaza el Jurásico, limita en su bloque superior al Neocomiense-Aptiense inferior y a la Caliza de Roca Narieda y es fosilizada por la Caliza de Setcomelles. La Caliza de Nargó termina por acuñaamiento sobre la Caliza de Roca Narieda.

El manto del Pedraforca superior se sitúa estructural y topográficamente elevado sobre las láminas cabalgantes del Pedraforca inferior y Cadí (Séguret 1972, Vergés y Martínez, 1988). Como consecuencia el cabalgamiento inferior del manto está expuesto en las laderas de la montaña del Pedraforca con un buzamiento suave hacia el sur (Figs. 3.2 y 3.3). En su bloque superior se observan rocas del Triásico, Jurásico, Cretácico inferior y Cretácico superior. Estas últimas tienen un espesor reducido y yacen en discordancia sobre las calizas del Cretácico inferior. Es de destacar en el paisaje la disposición subvertical de las calizas aptienses que forman el Pollegó inferior y el Pollegó superior de la montaña del Pedraforca (Fig. 3.2). Estas capas describen un sinclinal por encima del cabalgamiento inferior y a pesar de su elevado buzamiento, prácticamente no definen una rampa de boque superior, dado que las capas del Cretácico inferior se acuñan sobre las dolomías jurásicas. La discordancia entre ambos materiales se halla desplazada por una falla extensiva menor, que a su vez está fosilizada por las calizas del Miembro de Setcomelles del Pollegó inferior (Fig. 3.2).

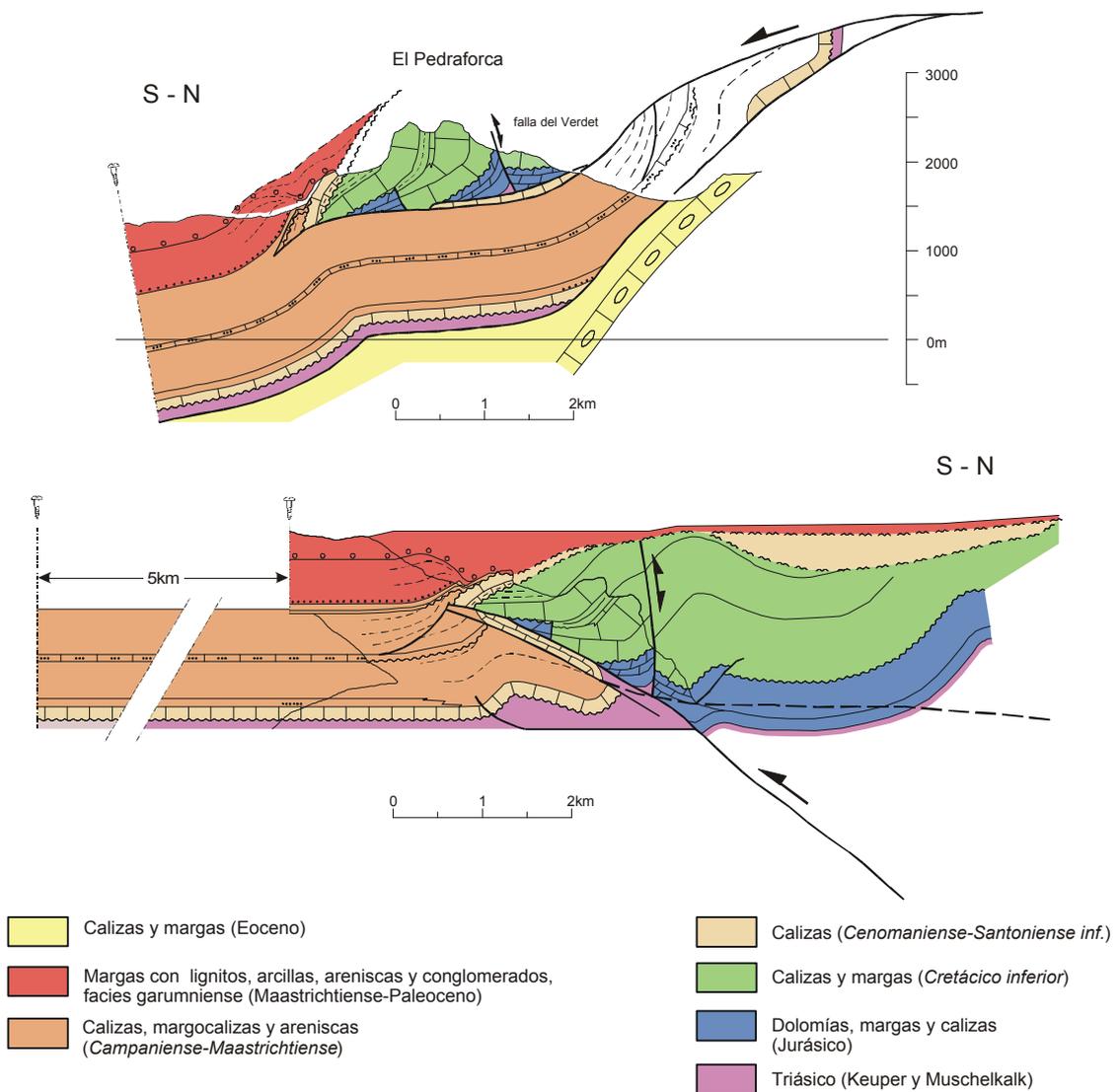


Fig. 3.3. (a) Corte geológico a través de la montaña del Pedraforca; (b) corte restituído a techo de la facies garumniense que incorpora proyectada la estructura de la montaña del Clotarons situada al noroeste.

Al norte del Pollegó superior, una falla de mayor entidad, la falla del Verdet, separa los sedimentos más antiguos del Cretácico inferior de la montaña del Pedraforca (Formación del Barranc de Fontanella, Berriasiense) de los sedimentos de la unidad del Clotarons, caracterizados por una serie potente del Grupo de Tres Ponts (Berriasiense-Aptiense inferior). Estas relaciones demuestran que la falla del Verdet constituye el límite sur de la cuenca del Berriasiense-Aptiense inferior. El hecho de que la discordancia de la base del Cretácico se encuentre a una altura similar a ambos lados de la falla a pesar de las diferencias estratigráficas demuestra la inversión tectónica completa de la cuenca extensiva, tema que se desarrollará en el capítulo 7.

El manto superior del Pedraforca cabalga a los sedimentos del Campaniense-Maastrichtiense de la unidad del Pedraforca inferior cortados en rampa de bloque inferior (Vergés, 1993). Entre ambas unidades existe una delgada lámina de calizas del Cretácico superior que Ullastre *et al.* (1987) interpretan en posición invertida. Los sedimentos garumnienses muestran una secuencia de crecimiento en el frente de cabalgamiento (Ullastre *et al.*, 1987; Vergés, 1993), cubriendo los estratos más altos a ambos bloques de la falla.

El acortamiento mínimo estimado a partir de la restitución completa del corte de la figura 3.3b es de 5 kilómetros. Vergés (1993) obtiene para la misma transversal una cifra de 11 kilómetros.

3.3 ESTRUCTURA DE LA LAMINA DE BOIXOLS AL ESTE DEL RIO SEGRE

Vista en planta, la terminación oriental de lámina de Bóixols tiene forma de trapecio, con los límites formados por la falla NO-SE de Morreres de edad terciaria, el cabalgamiento ENE-OSO de Bóixols de edad cretácica y el cabalgamiento NE-SO terciario de l'Alzina, (Figs. 3.4). Vista en perfil longitudinal es una cuña que se estrecha y adelgaza hacia el este coincidiendo con la zona de culminación estructural del Port del Compte. Un corte E-O a través de este sector (Fig. 3.5) muestra las capas del Cretácico superior subhorizontales mientras que los sedimentos bajo la discordancia cenomaniense, incluyendo el Cretácico inferior, el Jurásico y el Triásico, mantienen un buzamiento aparente de 17 grados hacia el oeste. Por tanto

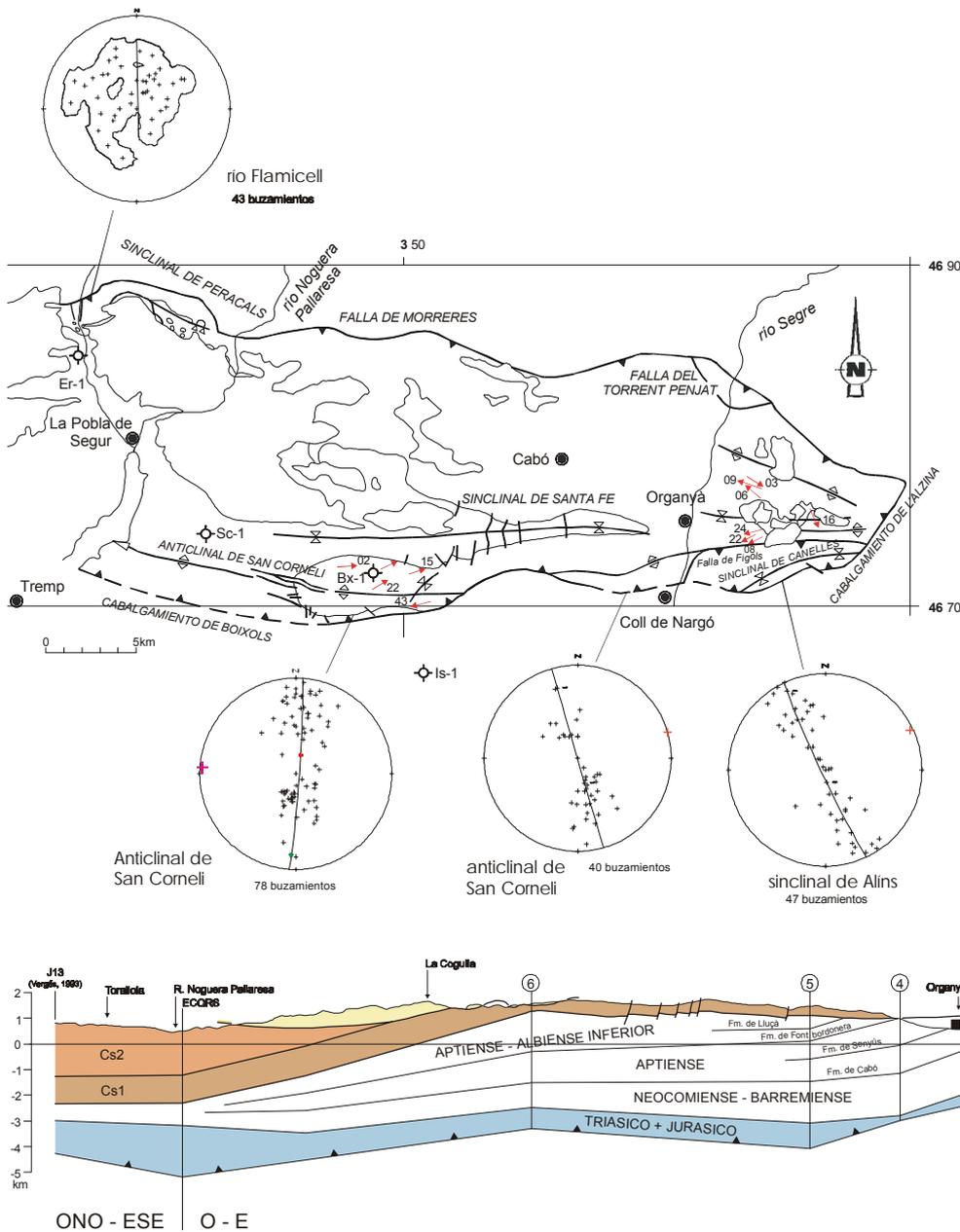


Fig. 3.4. Elementos estructurales de la lámina cabalgante de Bóixols en el área de Organyà.

Fig. 3.5. Corte geológico longitudinal nº 1 de la lámina cabalgante de Bóixols. Las líneas numeradas corresponden a las intersecciones de los cortes transversales. Ver situación en las figuras 3.1 y 3.6. Cs-1 y Cs-2 son respectivamente los estratos pre y sincompresivos del Cretácico superior. En amarillo se han representado los conglomerados paleógenos.

este perfil ilustra que la forma biselada de la terminación oriental de la lámina es una consecuencia directa de la discordancia cenomaniense. También es de destacar la existencia de afloramientos de conglomerados paleógenos que demuestran la preservación de la superficie de erosión paleógena posterior al plegamiento.

Sinclinal de Santa Fe-anticlinal de Coll Durau

La parte norte de la lámina de Bóixols entre las fallas de Morreres y Fígols se caracteriza por pliegues de perfil suave a abierto desarrollados en un gran espesor de calizas del Grupo de Tres Ponts con una cobertera delgada de margas aptienses y calizas del Cretácico superior. Parches de conglomerados paleógenos se sitúan discordantes (Figs. 3.6, 3.7, 3.8). En el centro de estas estructuras se halla el sinclinal E-O de Santa Fe cuyo flanco norte enlaza con un anticlinal de traza axial NO-SE (Fig. 3.4). Su orientación oblicua es consecuencia de la deformación de los estratos del Cretácico inferior previamente inclinados hacia el suroeste bajo la discordancia cenomaniense (Fig. 2.52). El flanco sur del sinclinal de Santa Fe enlaza con el anticlinal E-O de Coll Durau, paralelo a la falla de Fígols. Se interpreta como producido por la contracción longitudinal de la mitad inferior de la serie mesozoica contra la falla extensiva que limita por el sur los sedimentos del Grupo de Tres Ponts y que actúa de contrafuerte (Fig. 3.7 y 3.8).

Las lineaciones de intersección So/S y los pliegues de segundo orden medidos en ambos flancos del sinclinal de Santa Fe son aproximadamente paralelos a la orientación de los pliegues de primer orden (Fig. 3.4). Buenos afloramientos de pliegues de segundo orden se encuentran en el flanco norte del sinclinal de Santa Fe en las Formaciones del Barranc de Fontanella (Fig. 3.9) y de Prada. Tienen forma asimétrica con charnelas angulosas y flancos rectos formados sobre superficies de cizalla de ángulo bajo con la estratificación dirigidas hacia el norte.

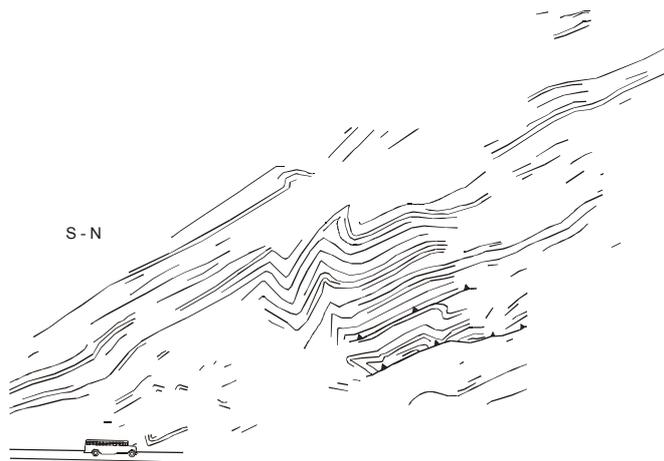


Fig. 3.9. Pliegues de segundo orden tipo *chevron* y *kink* en las calizas de la Fm del Barranc de Fontanella situadas en la sección del Congost de Tres Ponts (río Segre, autobús de escala). Su posición estructural en el flanco norte del sinclinal de Santa Fe se ha proyectado en el corte geológico de la figura 3.8.

Pequeñas fallas normales e inversas (Fig. 3.10) afectan a terrenos situados sobre y bajo la discordancia cenomaniense. Algunas fallas inversas se relacionan con la adaptación de la cobertera de calizas del Cretácico superior al acortamiento de la superficie de discordancia durante el plegamiento. En el límite norte de la lámina existen retrocabalgamientos tardíos interpretados según las relaciones de corte substractivas en los materiales triásicos del bloque inferior (Vergés, 1993). En el valle del río Segre estos retrocabalgamientos limitan el Turó de la Ciutat, caracterizado por un Jurásico truncado y un Berriasiense reducido. La falla del Torrent Penjat, que limita por el sur el Turó de la Ciutat, presenta una separación estratigráfica variable según el horizonte que corta; prácticamente nula en las margas del Liásico y alza 800 metros el techo del Berriasiense del bloque sur. A partir de la restitución en etapas del corte geológico nº 3 (Fig. 3.8) se deducen dos episodios de desplazamiento: 1.- desplazamiento relativo hacia arriba del bloque norte de la falla unos 800 metros. De esta cantidad 550 metros se consumen en superficie produciendo una profunda erosión del Jurásico y el resto de movimiento ocurre durante el depósito del Berriasiense-Valanginiense como se deduce de la diferencia de espesores entre las secciones [1] y [2]; 2.- movimiento como falla inversa que alza el bloque sur 800 metros compensando el desplazamiento previo.

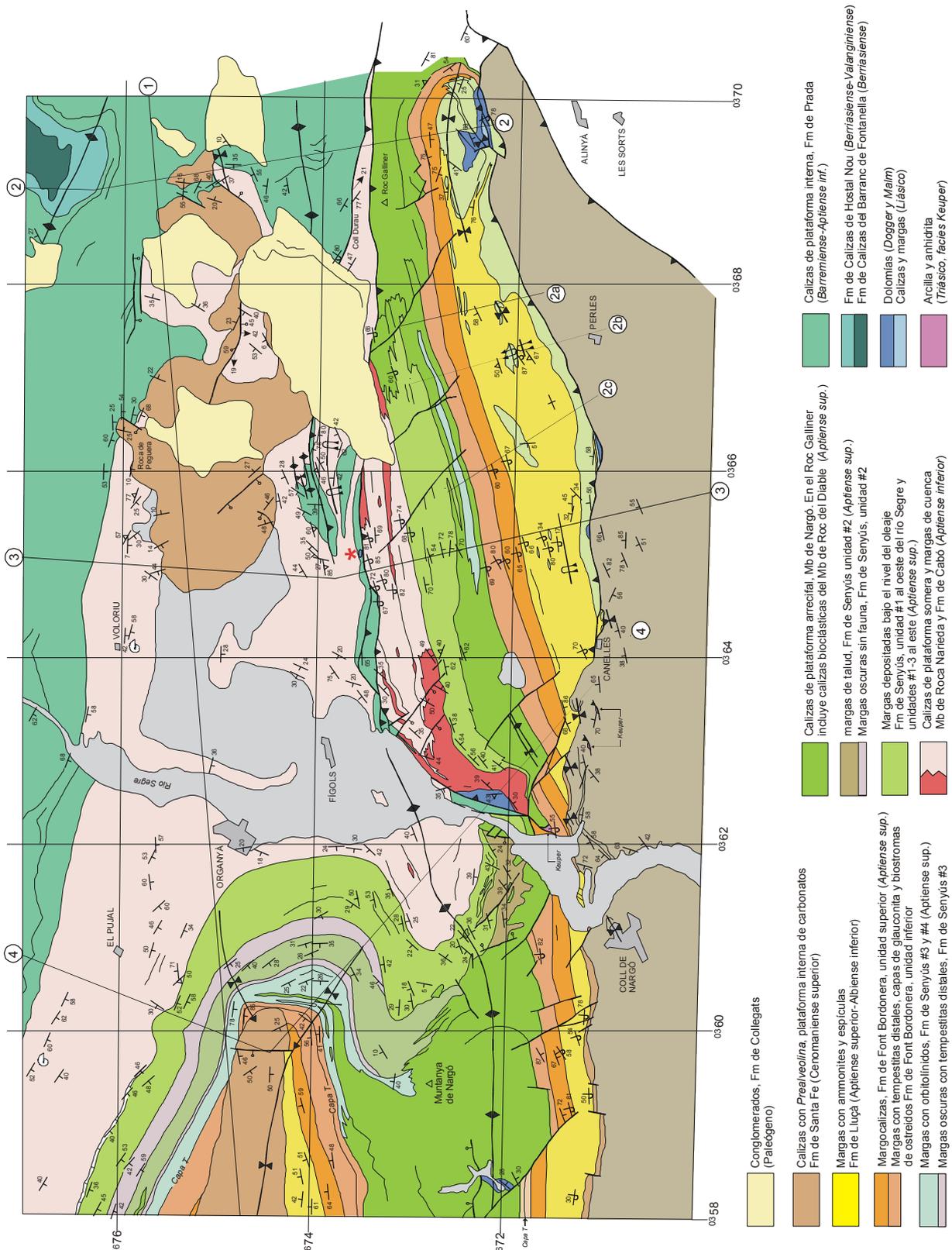


Fig. 3.6. Mapa geológico detallado de la lámina cabalgante de Boixols al este del río Segre y posición de los cortes geológicos.

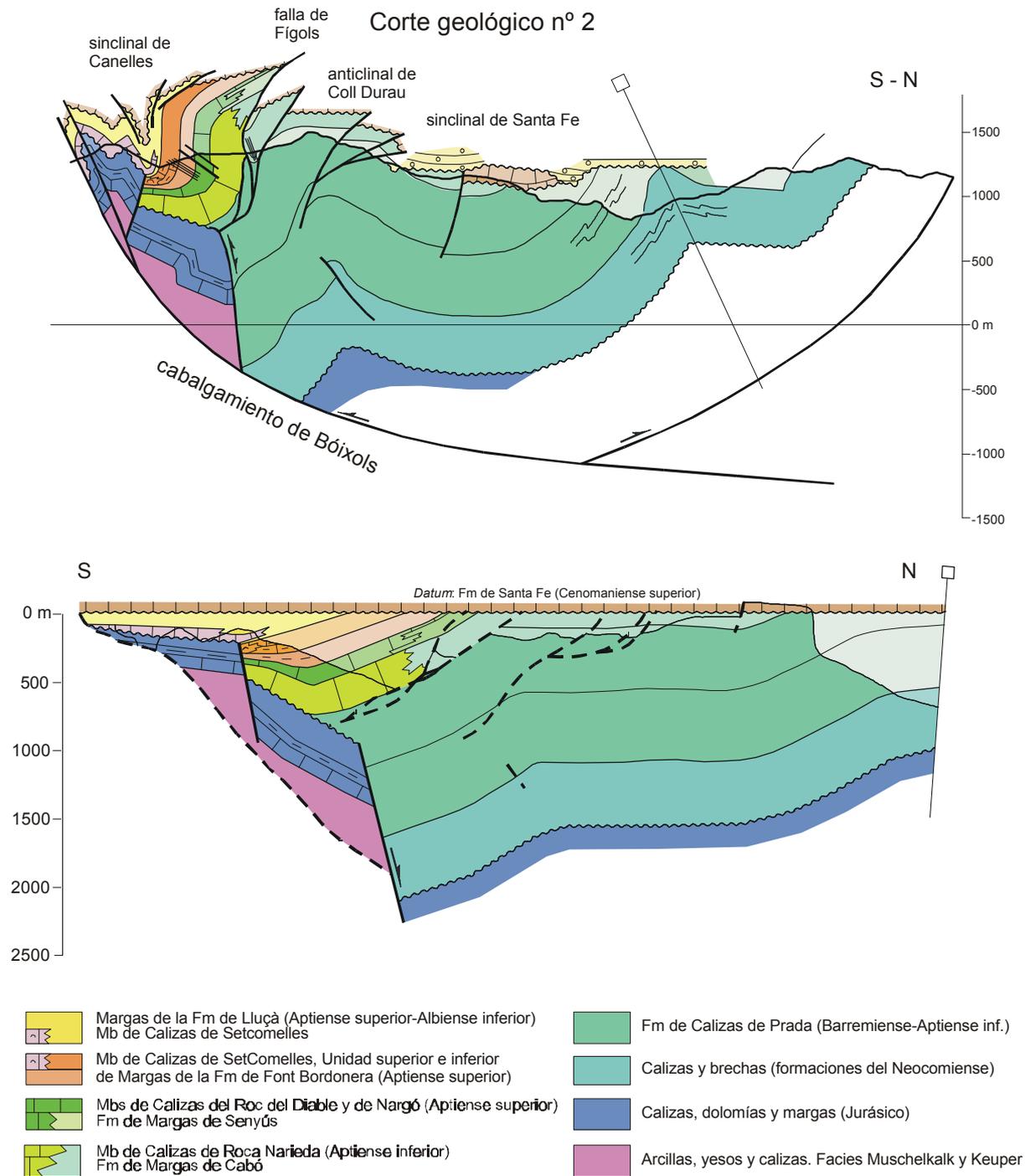


Fig. 3.7. Corte geológico compensado nº 2 en el extremo oriental de la lámina de Bóixols y restitución mostrando la estructura extensiva modificada por plegamiento bajo la discordancia cenomaniense.

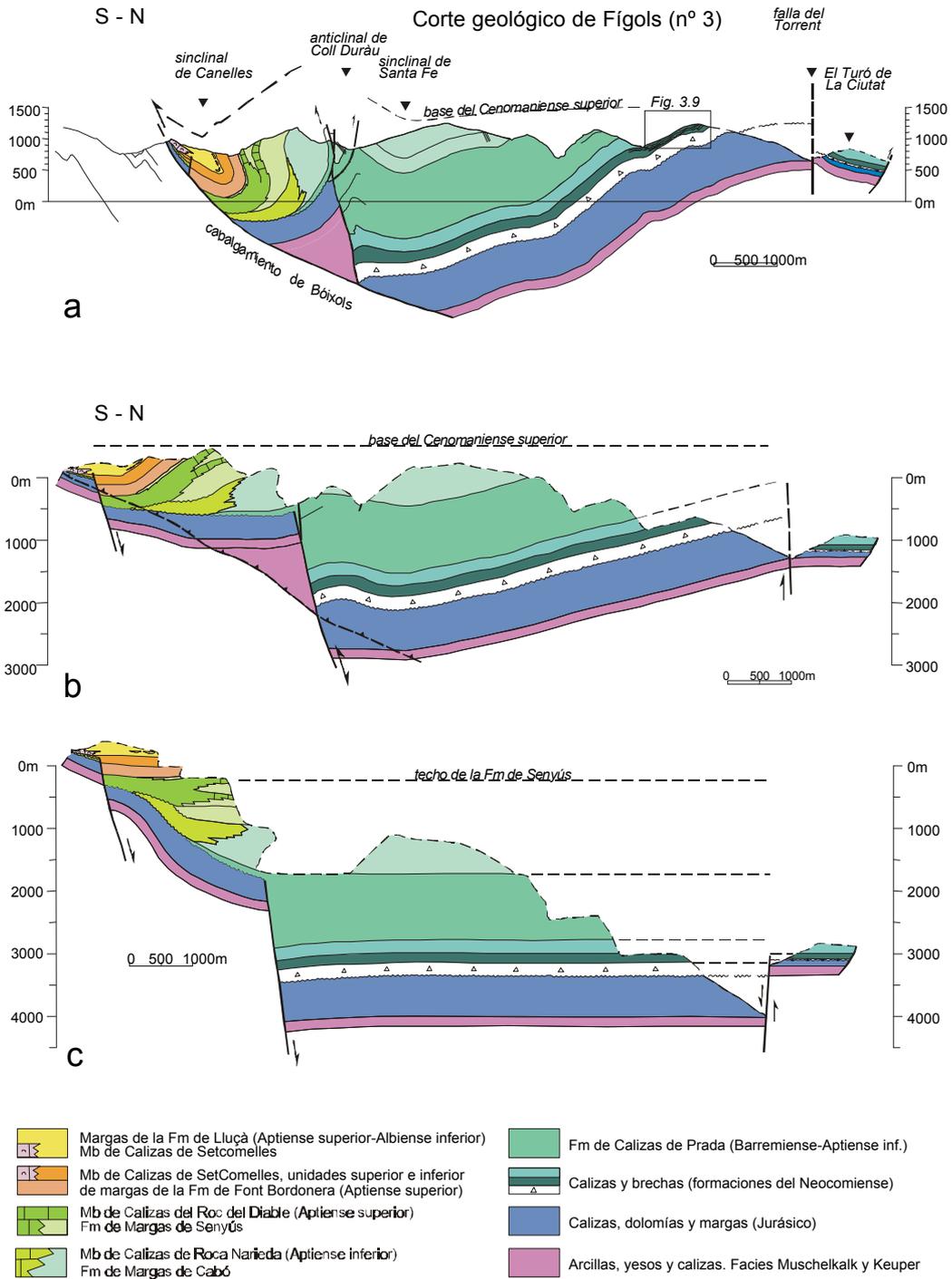


Fig. 3.8. a.- Corte geológico por el pueblo de Fígols; b.- restitución mostrando la estructura extensiva modificada por plegamiento bajo la discordancia cenomaniense; c.- restitución mostrando la estructura extensiva.

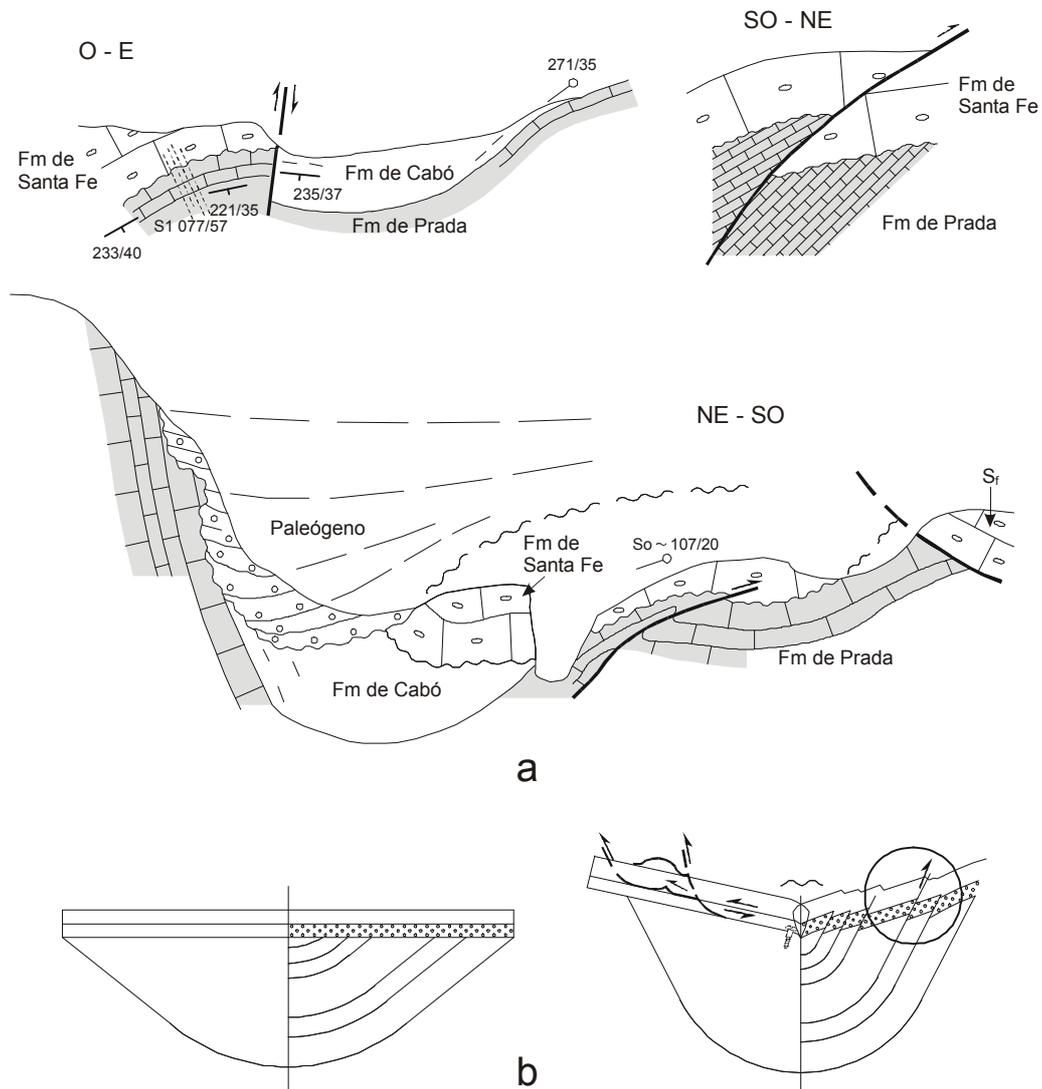


Fig. 3.10. a.- Estructuras que tipifican la deformación del flanco norte del sinclinal de Santa Fe al este del río Segre (sin escala, localización en la figura 3.6 inmediatamente al sur de la intersección de los cortes geológicos 1 y 2) Las fallas inversas y pliegues secundarios resultan de la contracción de la estructura de plegamiento del Cretácico inferior bajo la discordancia cenomaniense y del Cretácico en conjunto bajo la discordancia con paleorelieve de los conglomerados paleógenos. El estilo de deformación presenta claras analogías con el observado en el Congost de Collegats (Cap. 3.5); b.-mecanismo de formación por acomodación de una cobertera delgada discordante a la contracción de una lámina gruesa plegada en sinclinal (dibujo conceptual tomado de Alonso, 1989).

La falla de Fígols

Ha sido siempre una estructura enigmática. De orientación aproximada N080 y traza cartográfica rectilínea, cambia bruscamente su dirección a N020 en las proximidades del río Segre donde se entronca con el cabalgamiento de Bóixols (Fig. 3.6). La evidencia estratigráfica es que 1744 m de calizas del Grupo de Tres Ponts presentes en el sinclinal de Santa Fe tienen su borde deposicional alineado con esta falla mientras que las formaciones aptienses de Cabó y de Senyús pierden espesor y experimentan cambios de facies de cuenca a plataforma. La estructura que aflora en superficie es de hecho un sistema imbricado de cabalgamientos que producen duplicaciones delgadas de la parte superior de las Calizas de Prada. Las escamas de calizas y las fallas que las limitan están plegadas llegando a invertirse (Fig. 3.11) pero mantienen una inclinación general hacia el sur, evidenciando que se trata de un sistema de retrocabalgamientos (Figs. 2.21, 2.22, 3.7, 3.8).



Fig. 3.11. Brechas dolomíticas del Jurásico medio-superior sobre la parte alta de las Calizas de Prada. Afloramiento invertido en el bloque inferior del retrocabalgamiento de Fígols (localización como un asterisco cerca del centro de la figura 3.6). Martillo de escala.

La correcta interpretación de la falla de Fígols radica en entender las relaciones geométricas entre la falla normal que se supone existe en el subsuelo limitando por el sur el Grupo de Tres Ponts y el sistema de retrocabalgamientos que aflora en superficie. Así, por ejemplo, los primeros cortes geológicos ignoraban o minimizaban el desplazamiento de fallas extensivas que acomodasen la sedimentación del Cretácico (Garrido-Megías, 1973; García Senz, 1987, Berástegui *et al.*, 1990). Posteriormente Vergés (1993) interpreta la falla de Fígols como una falla extensiva maestra de desplazamiento kilométrico, ligeramente reactivada en compresión. Los cortes geológicos presentados en este trabajo (Figs. 3.7 y 3.8) favorecen la interpretación de un retrocabalgamiento pasivo que delamina el flanco sur del anticlinal de Coll Durau y se entronca en profundidad con la terminación frontal de la falla normal que limita por el sur las formaciones del Berriasiense-Aptiense inferior.

El segmento transversal N020 de la falla de Fígols separa en superficie diferentes estructuras de plegamiento, produciendo por ejemplo una separación dextra de varios cientos de metros en la formación de Font Bordonera (Fig. 3.6). Garrido-Megías y Ríos (1972) ya reconocieron este hecho y la interpretaron como una falla direccional fosilizada por el garumniense. El análisis estructural de las superficies con estrías y fibras expuestas junto al Pont de l'Espia (Gazel y Klein, 1997) revela un movimiento en dirección sinistro, aunque también hay indicadores de un movimiento dextro (Fig. 3.12). La diferente estructura de plegamiento en ambos bloques de esta falla direccional produce a lo largo de su trayectoria diferentes separaciones medidas según la pendiente de la falla. Por ejemplo, en el corte geológico 4 (Fig. 3.14) la estructura determinada por las fallas de Fígols y Bóixols se asemeja a un *pop-up* pero el desplazamiento no ha ocurrido según la pendiente de la falla.

El sinclinal de Canelles

Limitado al norte por la falla de Fígols y al sur por el cabalgamiento de Bóixols, es un sinclinal de perfil cerrado vergente al sur, con el flanco norte verticalizado o invertido, su superficie axial inclinada unos 58 grados hacia el NNO y el eje orientado 065/04 (Figs. 3.4, 3.13). Cerca del pueblo de Canelles su zona de cresta queda cortada por el cabalgamiento de Bóixols.

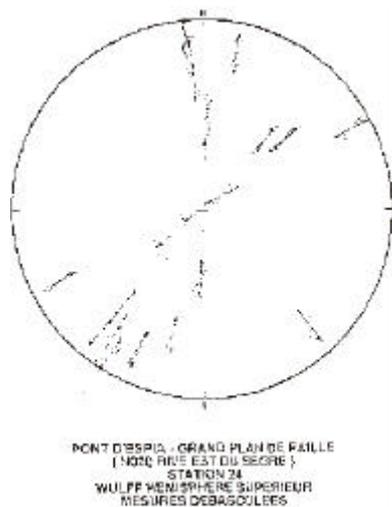


Fig. 3.12. Indicadores cinemáticos de un movimiento en dirección predominantemente sinistral del segmento N020 de la falla de Fígols en el Pont del Espia (Gazel y Klein, 1997).

La secuencia sedimentaria difiere en ambos flancos. En el flanco norte comprende el jurásico dolomítico y 1760 metros de margas y calizas pertenecientes a todas las formaciones del Aptiense. En el flanco sur las dolomías jurásicas están parcialmente truncadas y cubiertas por una serie reducida (< 375 m) perteneciente a las unidades más altas del Aptiense. Cabe plantearse cómo se produce una reducción tan importante de espesor en tan corto espacio. La panorámica de la montaña de Roca Narieda en el río Segre (Figs. 2.4.6, 2.4.7) sugiere que la reducción se produce por una combinación de acuñamiento interno en los sedimentos aptienses con cambio brusco de facies de cuenca a plataforma y *onlap* sobre el sustrato jurásico. Sin embargo esta combinación no explica satisfactoriamente todo el acuñamiento. Así la reducción de espesor que experimentan la parte alta de las formaciones de Senyús y Font Bordonera es imposible de acomodar en el corte geológico sin una falla normal. Esta falla, denominada del Coll de Perles, se ha trazado en el flanco sur del sinclinal paralela a la traza axial y fosilizada por las Margas de Lluçà.

El flanco meridional más tendido del sinclinal de Canelles enlaza con una charnela anticlinal asociada a la rampa del cabalgamiento de Bóixols que se halla preservada únicamente en el extremo más oriental de la lámina (Figs. 3.7 y 3.13).

El modelo de plegamiento que se deriva de los cortes geológicos indica que el flanco septentrional del sinclinal de Canelles se ha formado por verticalización de las capas en el bloque superior del retrocabalgamiento pasivo de Fígols. El plegamiento de las calizas masivas de Roca Narieda y Nargó se ha ajustado por procesos de deslizamiento capa sobre capa concentrados en una zona de cizalla situada en el horizonte margoso que existe entre ambos miembros (p. ej. en el corte 4, Fig. 3.14).

El cabalgamiento de Bóixols

Aflora a lo largo de la vertiente septentrional del río Perles con una dirección ENE-OSO. Hacia el este queda cortado por el cabalgamiento NE-SO de l'Alzina, de edad oligocena, que trunca también a la lámina del Montsec y sitúa a la lámina cabalgante de Bóixols sobre unidades pertenecientes al manto de las Sierras Marginales (Caus *et al.*, 1988, Vergés, 1993). Cuando el cabalgamiento de Bóixols está expuesto en superficie superpone dolomías del Jurásico medio-superior o calizas aptienses sobre areniscas y margas maastrichtienses pertenecientes a la lámina cabalgante del Montsec. Basándose en la citada separación

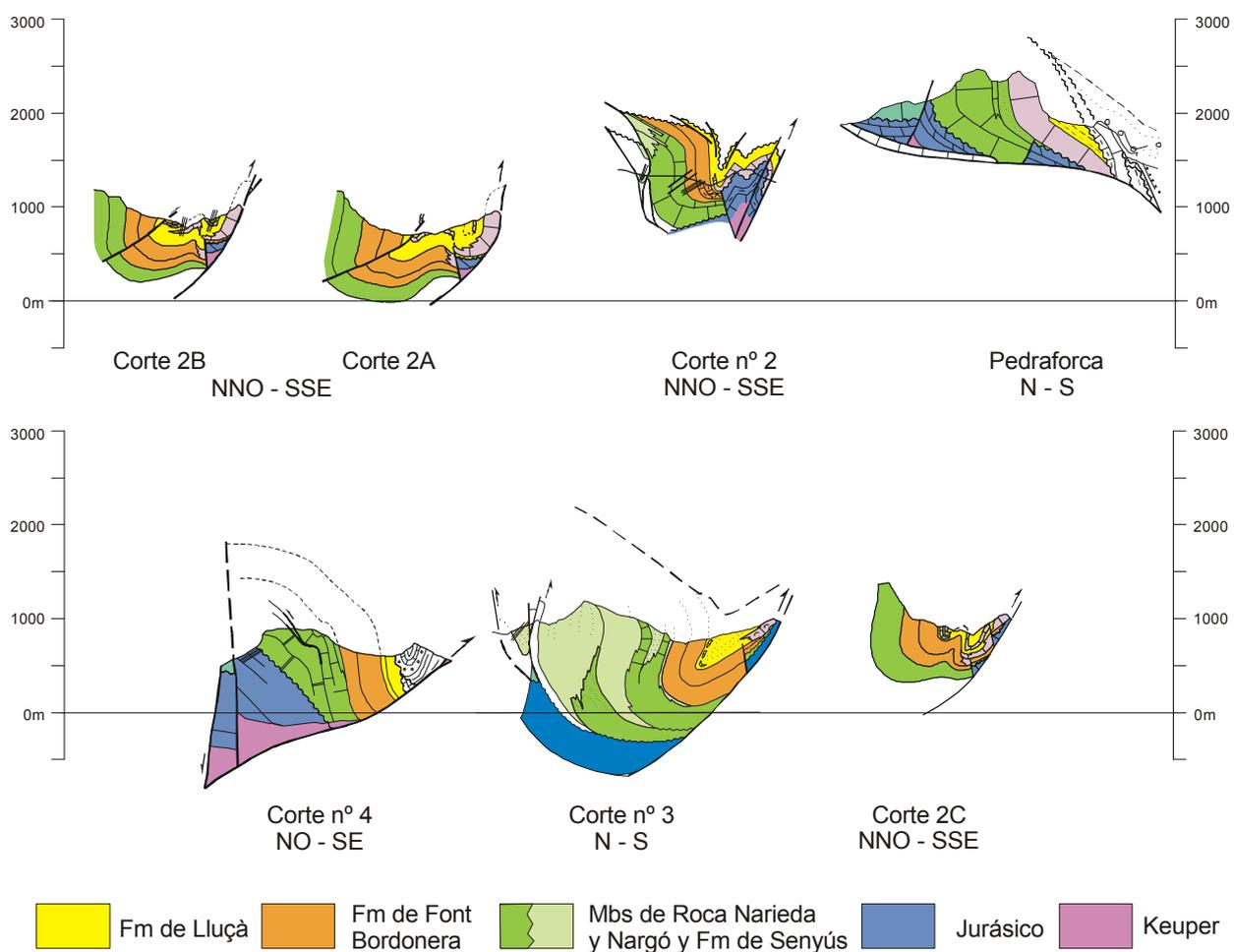
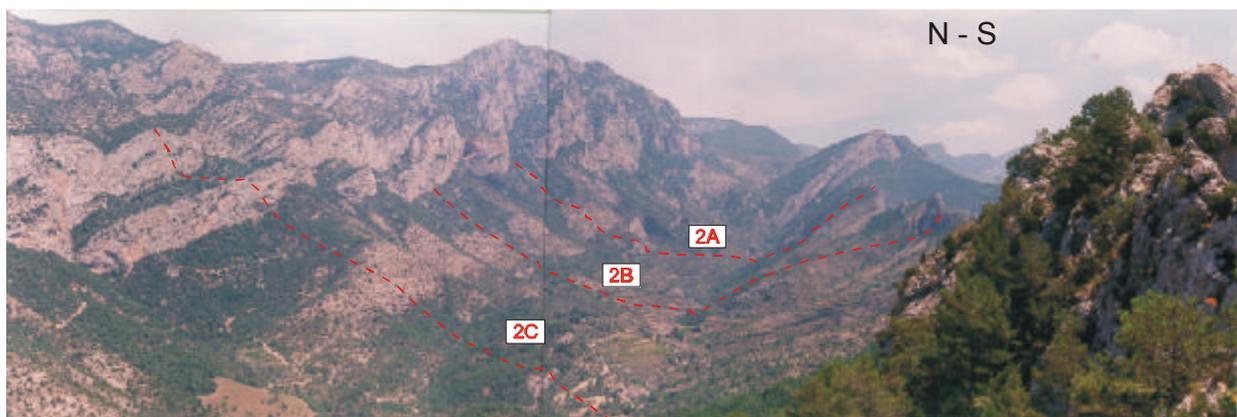


Fig. 3.13. Panorámica y cortes seriados a través del sinclinal de Canelles y su continuación en la montaña del Pedraforca, mostrando su deformación interna por pliegues secundarios y fallas normales e inversas. En el Pedraforca y en el corte nº 4 su zona de cresta está cortada por el cabalgamiento de Bóixols (ver situación de los cortes en la figura 3.6).



Corte geológico nº 4

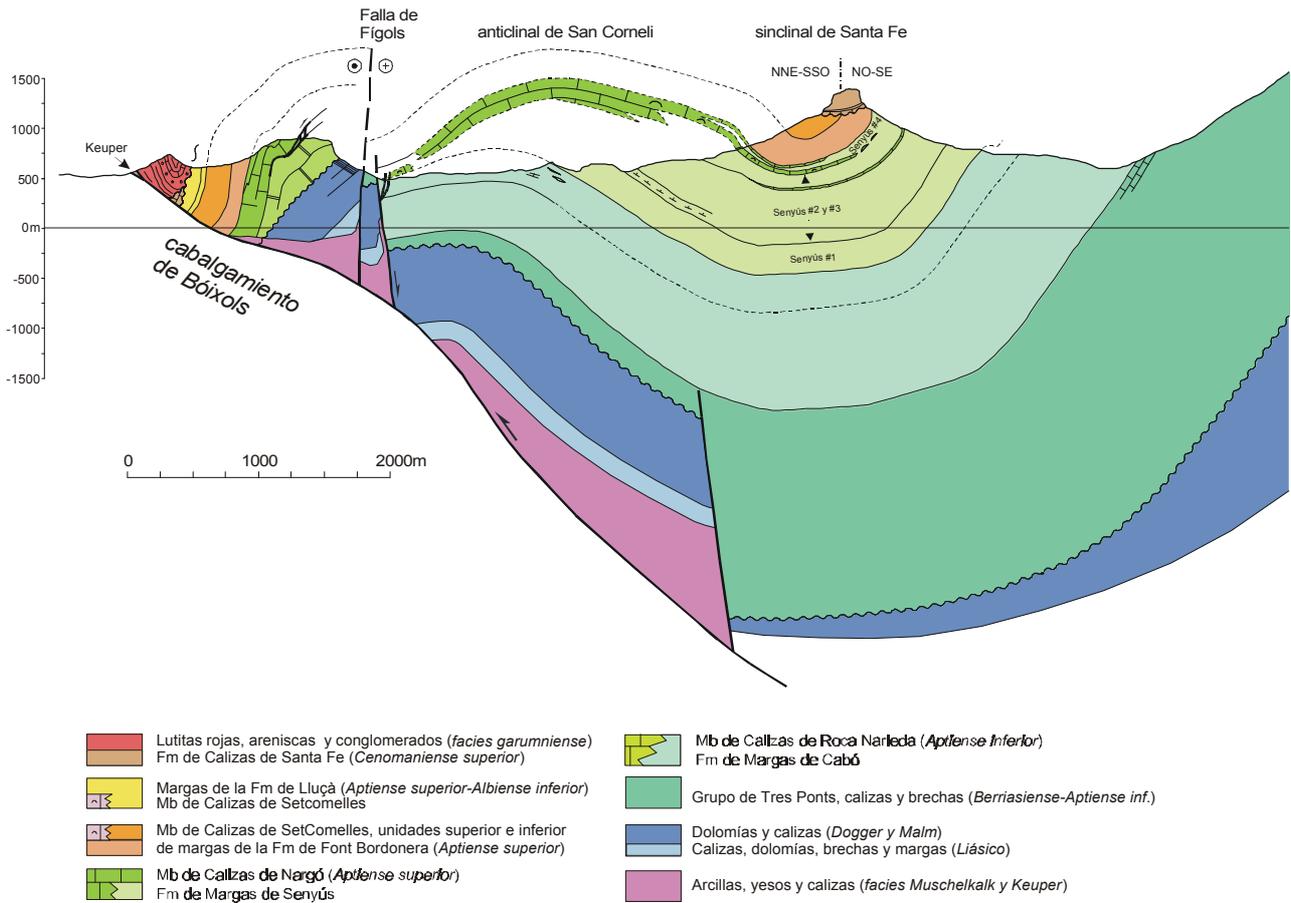


Fig. 3.14. Foto panorámica y corte geológico nº 4 a través del segmento N020 de la falla de Figols a través del cual ha ocurrido un movimiento en dirección (ver situación en las figuras 3.4 y 3.6).

estratigráfica, Garrido-Megías y Ríos (1972) calculan un desplazamiento mínimo de 1500 metros. El corte geológico 3 (Fig. 3.8) subparalelo a la dirección de transporte N-S indica un desplazamiento neto mínimo de 2500 metros. La rampa inferior del cabalgamiento es localmente una zona dual de falla que aísla lentejas de calizas santonienses del bloque inferior, comparables a las descritas en la montaña del Pedraforca.

Desde el pueblo de Canelles hacia el oeste, las capas rojas y calizas lacustres del Garumniense que cubren las areniscas y margas marinas maastrichtienses en el bloque inferior del cabalgamiento se encuentran discordantes sobre las calizas del Cenomaniense o las Margas de Lluçà del bloque superior. Con frecuencia las rocas sobre y bajo la superficie de discordancia están cizalladas y presentan un clivaje sigmoidal. Aunque estas estructuras nunca se han estudiado en detalle, su desplazamiento deducido a partir de la separación estratigráfica es siempre mucho menor al calculado tomando como referencia estratos mesozoicos más antiguos. En base a estos mismos argumentos, Garrido-Megías y Ríos (1972) concluyen que el cabalgamiento de Bóixols está fosilizado por los sedimentos garumnienses.

Plegamiento previo a la discordancia cenomaniense

La restitución de los cortes geológicos poniendo la discordancia cenomaniense horizontal (Figs. 3.7-b y 3.8-b) revela que los estratos del Cretácico inferior se hallan inclinados hacia el sur formando pliegues de gran longitud de onda y baja amplitud. Esta disposición explica porqué todas las formaciones del Aptiense se hallan preservadas en el sinclinal de Canelles y se hallan parcial o totalmente truncadas en el sinclinal de Santa Fe.

3.4 ESTRUCTURA ENTRE EL RIO SEGRE Y EL RIO NOGUERA PALLARESA

A lo largo del río Segre y paralelamente a la terminación lateral de la falla de Fígols existe una estructura de transferencia de las estructuras de plegamiento (Fig. 3.15). El sinclinal de Santa Fe muestra un decalaje sinistro de aproximadamente 2 km y aumenta su amplitud hacia el oeste. El anticlinal de Coll Durau termina y no tiene continuidad al oeste del Segre, al igual que el sinclinal de Canelles situado en el bloque inferior de la falla de Fígols. La posición estructural de éste último es ocupada por el anticlinal de San Corneli (Fig. 3.15).

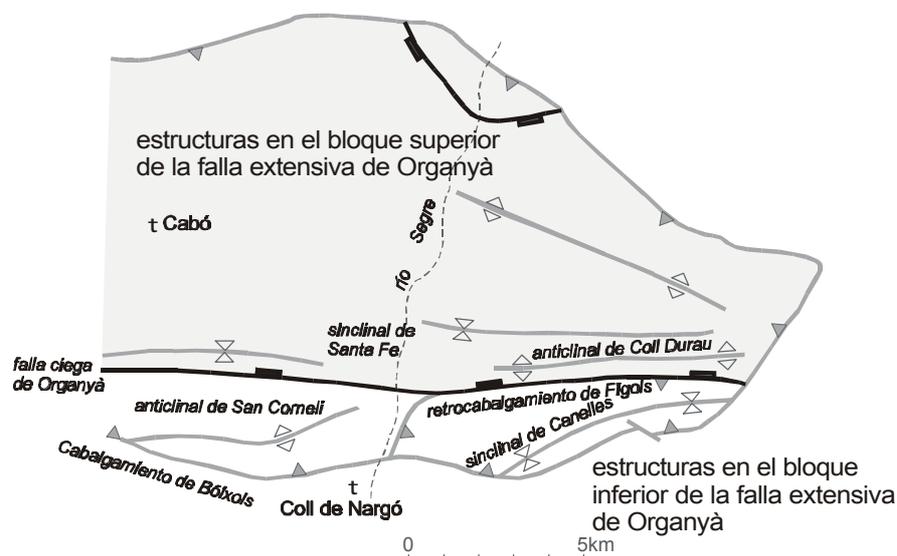


Fig. 3.15. Relevo de elementos estructurales en la lámina cabalgante de Bóixols en la zona de transferencia del río Segre coincidiendo con la terminación lateral del retrocabalgamiento de Fígols. A pesar de su alineación, los anticlinales de Coll Durau y de Nargó son estructuras diferentes, situadas en distintos bloques de la falla extensiva ciega de Organyà.

El sinclinal de Santa Fe

Es un pliegue de perfil abierto y disimétrico, con el flanco norte más largo que el sur. En el valle del río Segre contiene una serie potente del Jurásico-Cretácico inferior, un Cretácico superior delgado y parches de conglomerados paleógenos discordantes. En el valle del río Noguera Pallaresa expone turbiditas y margas del Cretácico superior y afloramientos extensos de conglomerados paleógenos. Aunque es un pliegue simple en las capas externas, las capas internas son discontinuas como evidencia la terminación brusca de casi 3500 metros de Cretácico inferior entre las secciones estratigráficas de Cabó y de Montanisell (Fig. 2.18). El modelo estructural a partir de cortes geológicos indica que la falla extensiva que limita la cuenca de Organyà existe ciega en el subsuelo con una línea de contorno paralela a la línea de charnela del sinclinal.

En la margen occidental del río Segre el proceso de plegamiento paralelo ha sido modificado por la discordancia cenomaniense. Los estratos del Cretácico inferior están plegados con forma de caja, con dos superficies axiales que no coinciden con la superficie axial del sinclinal que pliega al Cretácico superior (Figs. 3.6, 3.14, 3.16). Este hecho es característico del plegamiento de superficies que se intersectan entre sí (Ramsay, 1977). El eje calculado en los estratos del Cretácico inferior está también determinado por el rumbo de las capas previamente inclinadas bajo la discordancia, rotando progresivamente desde 287/18 cerca del río Segre a 280/07 en una localidad intermedia y a 277/01 en Montanisell, donde la discordancia no es apreciable. El sinclinal continua sin inmersión hasta el meridiano de Abella de la Conca donde su línea de charnela se sumerge hacia el oeste produciendo un relieve estructural de casi 3 km que es ocupado por turbiditas y margas del Senoniense (Fig. 3.5).

El sinclinal de Santa Fe está cortado por una familia de fallas normales transversas N-S que hunden sistemáticamente el bloque occidental (Fig. 3.5). Son especialmente evidentes cuando cortan a las calizas del Cretácico superior, mostrando geometrías lítricas y en dominó (Fig. 2.26).

El anticlinal de San Corneli y el cabalgamiento de Bóixols

El anticlinal de San Corneli se inicia en el río Segre y continua hasta cerca del meridiano del pueblo de Sallent donde su traza axial es cortada por el cabalgamiento de Bóixols (Fig. 3.1). Este segmento se ha denominado anticlinal de Nargó en algunos trabajos (Rosell, 1967; Willems, 1985; Berástegui *et al.*, 1990; Bond y McClay, 1995). Otro punto de intersección de la traza axial se halla cerca del pueblo de Bóixols, a partir del cual la línea de charnela se inclina hacia el oeste exponiendo rocas más recientes del Cretácico superior, hasta que su elevada inclinación define una terminación periclinal en el río Noguera Pallaresa. Varios cambios de geometría ocurren a lo largo de su dirección, concomitantes con los cambios estratigráficos de las rocas del Cretácico inferior que han sido deformadas. Estos cambios son descritos a continuación en 5 cortes geológicos representativos que detallan únicamente el bloque superior del cabalgamiento. El bloque inferior contiene una secuencia de crecimiento de edad Campaniense superior-Maastrichtiense (Grupo de Arén) documentada por Ríos (1954), Rosell (1967), Souquet (1967), Garrido-Megías y Ríos-Aragües (1972), Garrido-Megías (1973), Liebau (1973), Willems (1985), Simó *et al.* (1985); Simó (1985), Mutti y Sgavetti (1987), Ullastre *et al.* (1987), Krauss, (1990), Bond y McClay (1995), Arbúes *et al.* (1996) y Ardévol *et al.* (2000).

- El corte geológico 4 próximo al río Segre (Fig. 3.14) ilustra una sección plegada caracterizada por un espesor importante de margas de las formaciones de Cabó y de Senyús. El anticlinal de San Corneli tiene un ángulo entre flancos suave, vergencia poco definida y un eje orientado 074/00 (Fig. 3.4).
- Cuatro kilómetros al oeste (Fig. 3.16) las Margas de Cabó y de Senyús están ausentes y las rocas del Triásico y Jurásico afloran en su núcleo. El Jurásico medio-superior está reducido a 90 metros por erosión bajo la discordancia de la base del Cretácico. El anticlinal adopta un perfil cerrado con la superficie axial inclinada al norte y el flanco sur invertido. Este cambio de forma está acomodado por fallas NO-SE con separación dextra que cortan a ambos flancos del pliegue (Ríos, 1951).

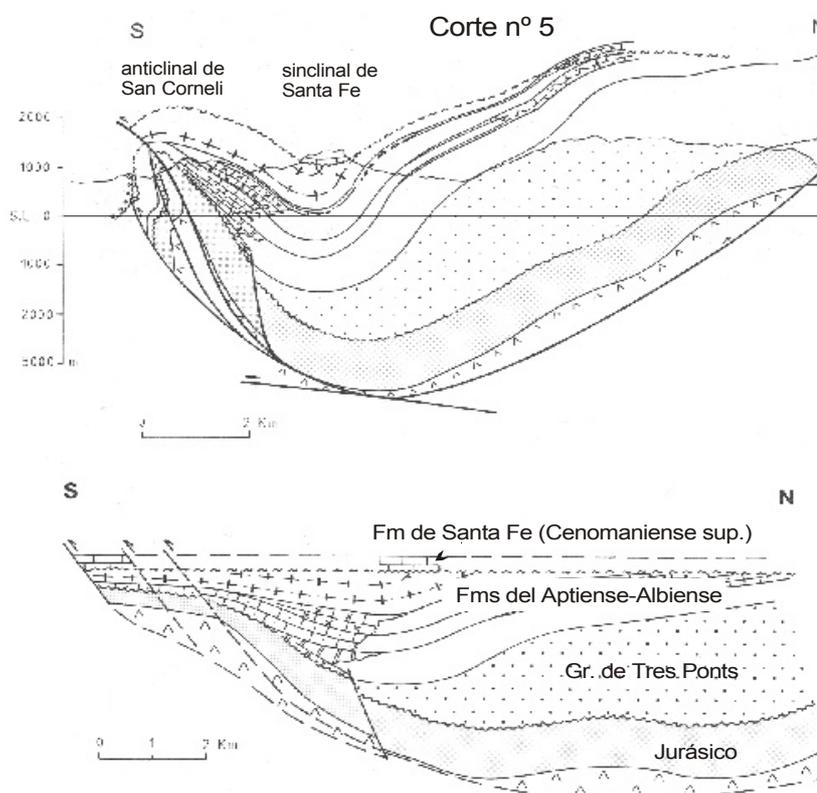


Fig. 3.16. Corte geológico nº 5 y corte restituído poniendo a la horizontal la base de la Fm de Santa Fe (Berástegui *et al.*, 1990), para situación ver la figura 3.1. También se aprecia la discordancia cenomaniense truncando estratos más antiguos hacia el norte. En esta interpretación el desplazamiento de las fallas extensivas enterradas es mínimo.

- El corte por el pueblo de Bóixols (Fig. 3.17) muestra un anticlinal vergente al sur de perfil abierto con una disminución brusca del espesor de las Margas de Lluçà entre ambos flancos. Esta reducción se produce por erosión del techo de las margas bajo la discordancia cenomaniense y por terminación de los estratos hacia el sur contra fallas normales contemporáneas con la sedimentación de la Formación de Lluçà. Una de estas fallas aflora junto al pueblo de Bóixols y ha sido descrita por Berástegui *et al.* (1990). Su bloque inferior se compone de una serie reducida de dolomías del Jurásico, Calizas de Setcomelles y Margas de Lluçà plegada en un anticlinal apretado con terminación periclinal hacia el oeste. El bloque superior de la falla expone una serie potente de Margas de Lluçà buzando hacia el sur que terminan contra la superficie vertical de la falla. Presentan un clivaje inclinado hacia el norte deformado por cizallas paralelas a la estratificación (Fig. 3.17c,d).

- El corte por el sondeo de Bóixols-1 (Fig. 3.18) muestra un pliegue vergente hacia el sur de charnela redondeada. El eje calculado para esta región se orienta 274/03 (Fig. 3.4). Un cabalgamiento menor cartografiado en detalle por E. Vicens (Fig. 3.19) aflora junto al pueblo de Abella de la Conca cortando perpendicularmente a las capas verticales del flanco sur, que desplaza unos 150 metros. Garrido-Megías y Ríos-Aragües (1972) interpretan esta falla como la misma superficie de cabalgamiento atravesada en el sondeo Bóixols-1 que repite parte de la sección del Aptiense-Albiense. Sin embargo la pequeña cantidad de desplazamiento en superficie contrasta con los casi 1500 metros calculados en el subsuelo, haciendo el corte no restituible. La figura 3.18a compensa este problema interpretando el cabalgamiento de Abella de la Conca como una imbricación menor en el bloque

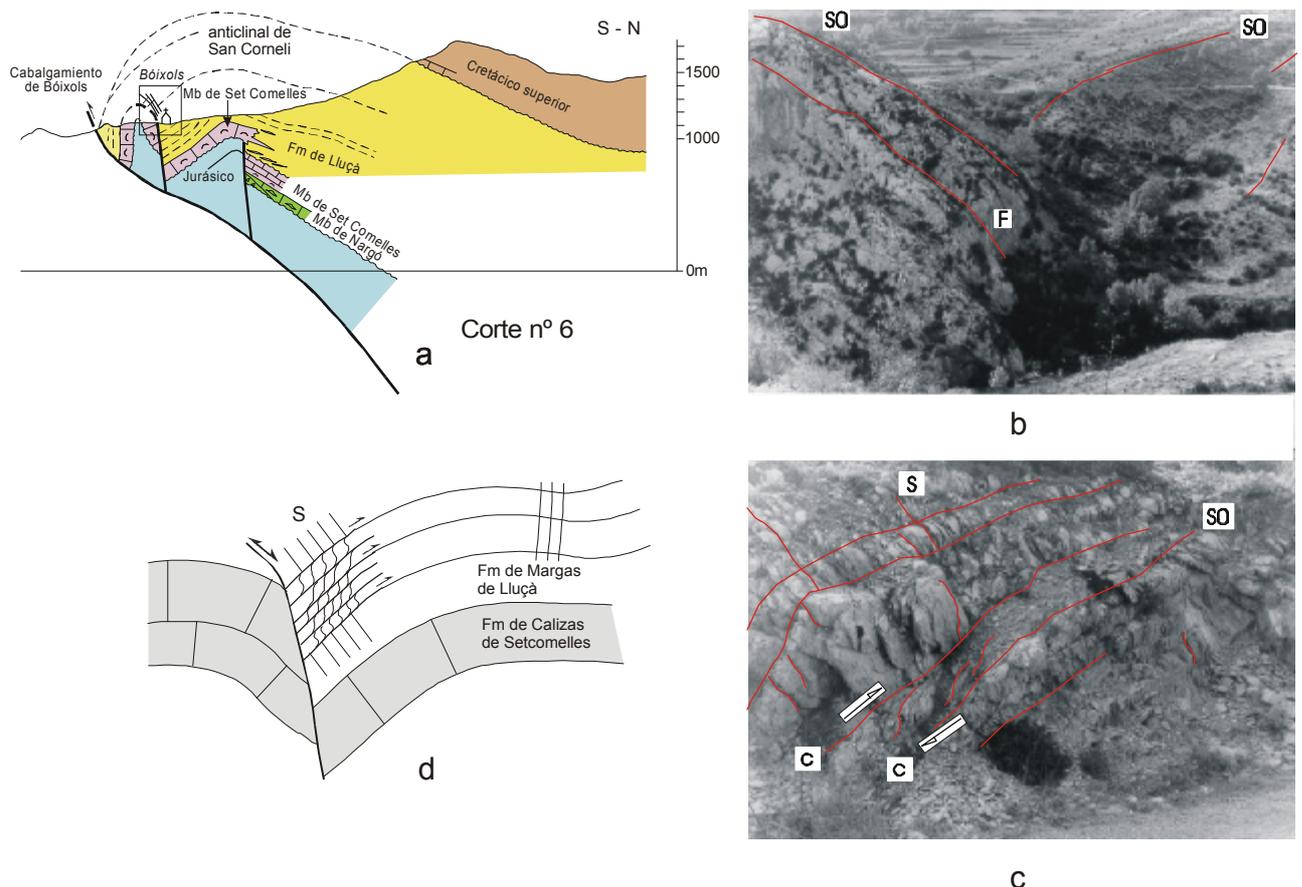


Fig. 3.17. a.- Corte geológico nº 6 a través del anticlinal de San Corneli y el pueblo de Bóixols (situación en las figuras 2.46 y 3.1). Se aprecia la estructura extensiva que limita hacia el sur la cuenca de las Margas de Lluçà ; b.- detalle de la falla normal (F) del pueblo de Bóixols; c.- clivaje deformado por cizallas paralelas a la estratificación de las Margas de Lluçà desarrollado en el bloque superior de la falla del pueblo de Bóixols (situación en el recuadro); d.- modelo de deformación.

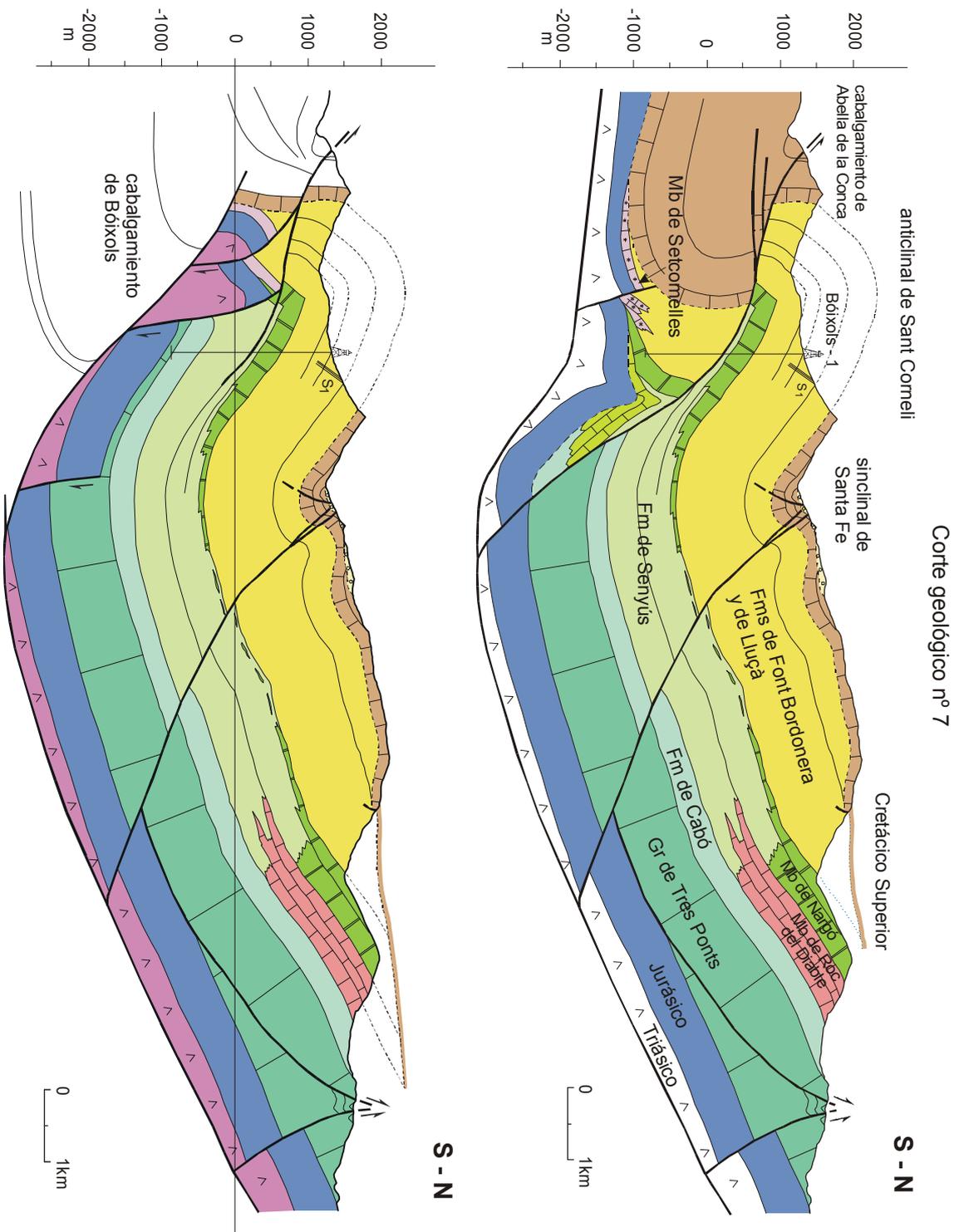


Fig. 3.18. Corte geològic n° 7 a través del sondeu Bòixols-1. a.- versió ortodoxa que considera una repetició de la seqüència estratigràfica del Aptiense-Albiense tallada per el pou; b.- versió alternativa que considera que el cabalgament tallat en el pou no repeteix sèrie significativa. Ver situació en les figures 2.46 y 3.1.

superior del cabalgamiento principal que no aflora en superficie. No obstante esta solución, persisten serios problemas para compensar el corte, principalmente derivados de la geometría de rampa-rellano-rampa de la superficie de cabalgamiento. Además hay una complicación adicional dado que las fallas normales que limitan la cuenca de la Marga de Lluçà en la transversal del pueblo de Bóixols se proyectan necesariamente en este corte en el bloque inferior del cabalgamiento y en consecuencia el cabalgamiento de Bóixols cortaría oblicuamente a las transiciones de facies del margen de la cuenca de Organyà (Fig. 3.20).

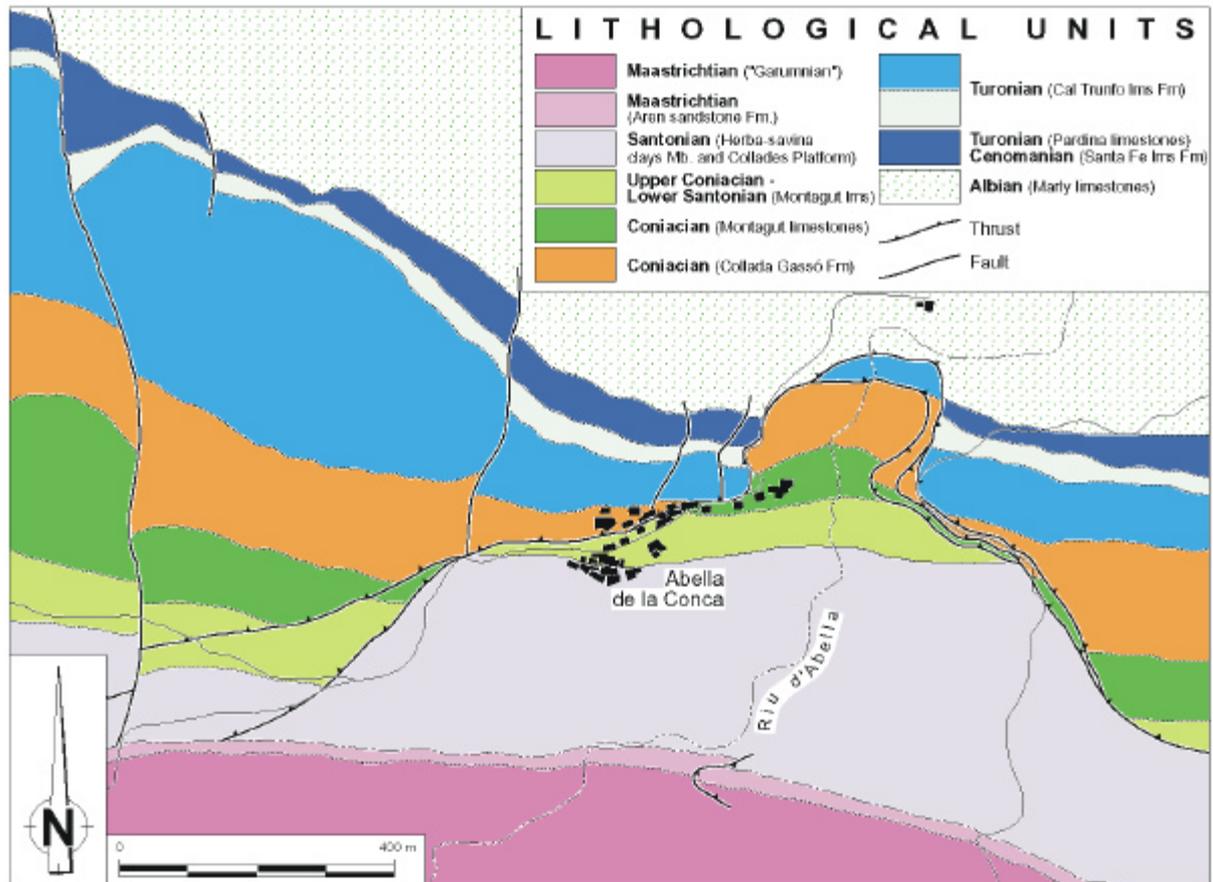


Fig. 3.19. Cartografía detallada de Enric Vicens del cabalgamiento de Abella de La Conca (no publicada, reproducida con permiso del autor).

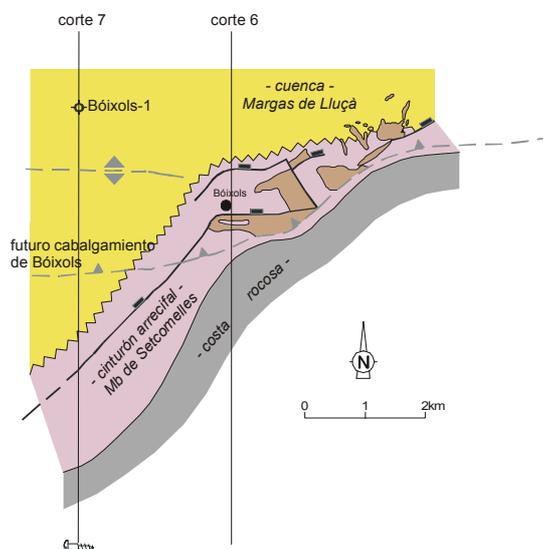
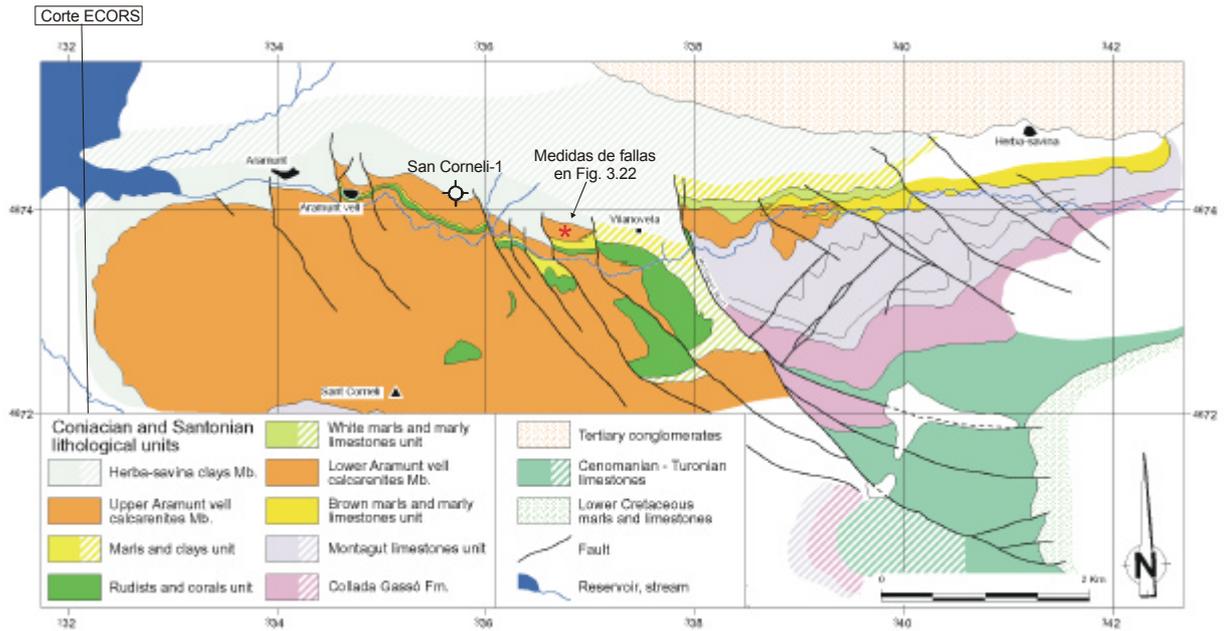


Fig. 3.20. Restitución del desplazamiento del cabalgamiento cortado hipotéticamente por el sondeo Bóixols-1 según el corte geológico de la figura 3.18a. Una consecuencia de esta interpretación es que el cabalgamiento de Bóixols cortaría oblicuamente a las transiciones de facies del margen de la cuenca de Organyà.



- Leyenda cortes geológicos**
- Margas, areniscas y conglomerados (Campaniense-Maastrichtiense)
 - Margas y turbiditas (Santonienne superior-Campaniense)
 - a Calizas; b margas (Cenomaniense-Santonienne inferior)
 - Fm de Margas de Lluçà (Aptiense sup.-Albiense inf.)
Mb de Calizas de Setcomelles
 - Mb de Calizas de Nargó (Aptiense sup.)
Fms de Margas de Cabó y de Senyús (Aptiense inf. y sup.)
 - Grupo de Tres Ponts, calizas y brechas (Berriasiense-Aptiense inf.)
 - Dolomías y calizas (Dogger y Malm)
 - Calizas, dolomías, brechas y margas (Liásico)
 - Arcillas, yesos y calizas (facies *Muschelkalk* y *Keuper*)

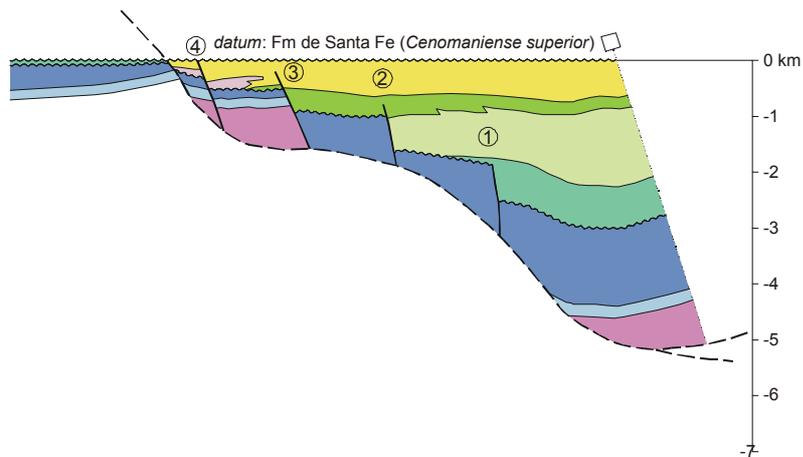
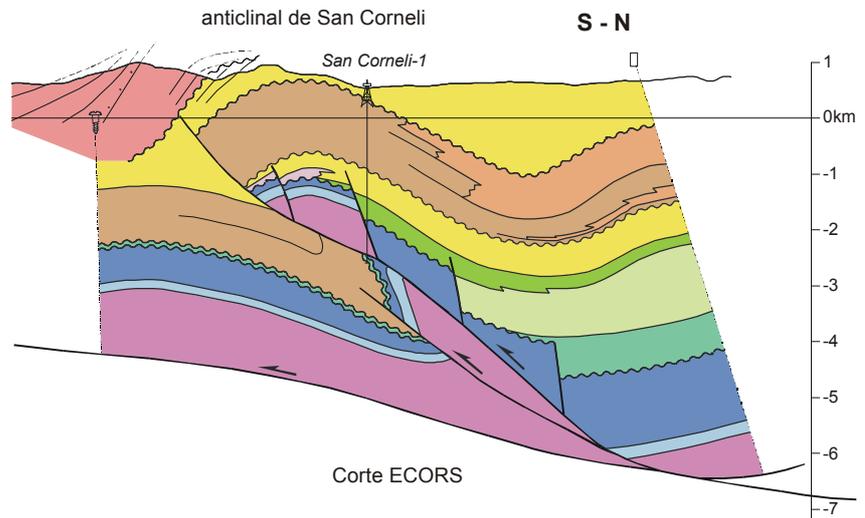


Fig. 3.21. a.- Mapa geológico detallado del flanco norte del anticlinal de San Corneli junto al río Noguera Pallaresa (Vicens *et al.*, 1998), se aprecia el sistema de fallas transversas que cortan a la charnela y el flanco; b.- corte ECORS a través del anticlinal de San Corneli (modificado de Berástegui *et al.*, 1993); c.- restitución mediante el programa 2DMOVE del cabalgamiento de Bóixols y del margen sur de la cuenca de Organyà poniendo a la horizontal la Fm de Santa Fe (Cenomaniense superior).

En este trabajo se propone una solución alternativa (Fig. 3.18b) que parte de la premisa de que *no existe* una repetición tectónica de la sección estratigráfica en el sondeo de Bóixols-1. Ciertamente, en el informe del sondeo (F.Castillo, 1971, informe interno ENPASA) no hay criterios biostratigráficos a favor o en contra de la repetición del Aptiense-Albiense. Las margas oscuras y margocalizas atravesadas por el sondeo bajo las calizas aptienses pueden pertenecer a las formaciones de Senyús y Cabó, conformando una sección estratigráfica completa idéntica al corte nº 4 (Fig. 3.14). El cabalgamiento de Abella de la Conca se interpreta como un cabalgamiento menor que no se entronca con el cabalgamiento de Bóixols y que no repite significativamente sección estratigráfica. Se habría formado en el último estadio de plegamiento del anticlinal de San Corneli. El cabalgamiento de Bóixols *sensu stricto*, con un desplazamiento mínimo de dos kilómetros y responsable de la formación del anticlinal, yace fosilizado en el subsuelo cortando en su bloque superior estratos del Jurásico y Triásico con una estructura extensiva.

- La transversal del corte ECORS (Fig. 3.21) corta la terminación periclinal del anticlinal de San Corneli en el río Noguera Pallaresa. En esta área su flanco norte y zona de charnela quedan bien definidos por la superficie estructural de las calizas del Coniaciense. En las citadas calizas el pliegue presenta un perfil abierto de vergencia sur, con la charnela y flancos redondeados cortados por fallas transversas con separación normal en sistemas conjugados orientados NE-SO y NNO-SSE. Un estudio preliminar de la cinemática de estas fallas indica que la separación normal observada resulta de un desplazamiento oblicuo por cizalla (Fig. 3.22a), así que posiblemente la mayoría de las fracturas se formaron al inicio del plegamiento (Fig. 3.22b). La curvatura del flanco frontal del anticlinal es progresivamente suavizada por la secuencia de crecimiento del Grupo de Arén que fosiliza el pliegue.

El sondeo de petróleo de San Corneli-1 situado en el flanco norte aporta algunas pistas sobre la estructura

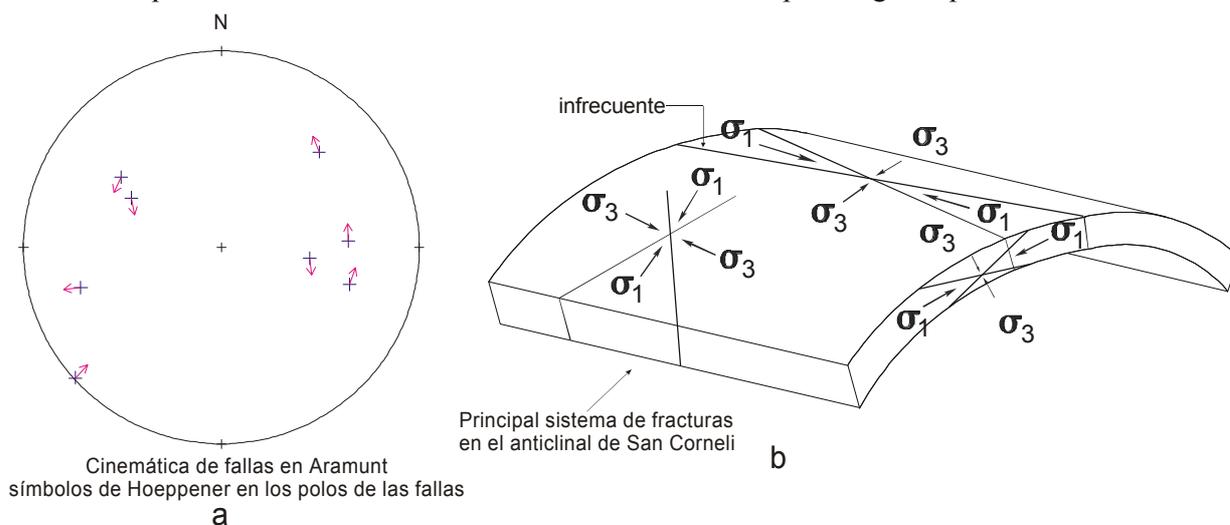


Fig. 3.22. a) Cinemática de las fallas con separación normal en el flanco norte del anticlinal de San Corneli (situación en figura 3.21a) representada por los vectores de desplazamiento en los planos de las fallas; b) asociación ideal de fallas y fracturas en un pliegue y sistemas de esfuerzos (Crossgrove y Ameen, 1999).

interna del anticlinal. El sondeo atraviesa un espesor moderado de margas y calizas del Aptiense-Albiense sobre un Jurásico superior en contacto por falla con el Keuper. Esta falla omite parte del Dogger-Malm y todo el Liásico y ha sido interpretada como una falla extensiva de edad Aptiense-Albiense (Berástegui *et al.* 1993). Bajo la superficie del cabalgamiento sólo existen 24 metros de Cretácico inferior, indicando que el flanco sur del anticlinal de San Corneli coincide con la terminación meridional de la cuenca de Organyà, la misma conclusión obtenida en la transversal del sondeo Bóixols-1. El corte que aquí se presenta difiere de las versiones precedentes en la interpretación del cabalgamiento de Bóixols como una zona dual de falla y en el ángulo de corte entre la rampa del cabalgamiento de Bóixols y las fallas extensivas de edad Cretácico inferior que en versiones previas es más reducido. El corte ECORS calibrado con el sondeo San Corneli-1 es muy

apropiado para calcular el desplazamiento neto del cabalgamiento de Bóixols a partir de la interrupción de la Formación de Santa Fe. El mínimo estimado es de 2650 metros, 3580 metros si admitimos la existencia de una falla secundaria limitando el flanco inverso (Fig. 3.21).

El corte longitudinal de la figura 3.5 demuestra que existe una relación directa entre el relieve estructural de la lámina de Bóixols y el espesor de los estratos del Cretácico inferior en la cuenca de Organyà. Esta geometría es, como se verá en el capítulo 7, función del grado de inversión tectónica que experimenta una cuenca extensiva. Antes de abordar el análisis estructural con este enfoque cabe preguntarse si la inmersión hacia el oeste del anticlinal de San Corneli es simplemente consecuencia de la inclinación de la línea de charnela o consecuencia de la terminación del cabalgamiento y del pliegue de propagación asociado. Vergés (1993) aboga por la segunda posibilidad al no encontrar un anticlinal de amplitud significativa en líneas sísmicas al oeste del río Noguera Pallaresa. Sin embargo considerando que los valores del desplazamiento neto del cabalgamiento obtenidos en los cortes geológicos desde el Pedraforca hasta el río Noguera Pallaresa se mantienen entre 5 y 3.6 km (Fig. 3.23), una disminución de 3.6 km a cero en sólo 10 km de distancia que además conlleva la práctica desaparición del anticlinal no parece realística. Recientemente la interpretación de una línea sísmica longitudinal (Fig. 5.1b) demuestra la existencia de un imbricado de cabalgamientos dirigidos hacia el suroeste bajo la Conca de Tremp y por tanto la continuidad de la lámina cabalgante de Bóixols hacia el oeste.

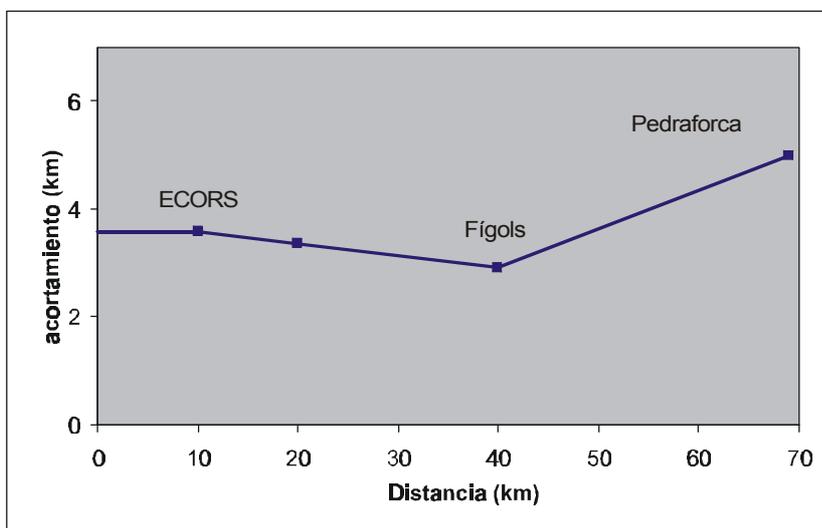
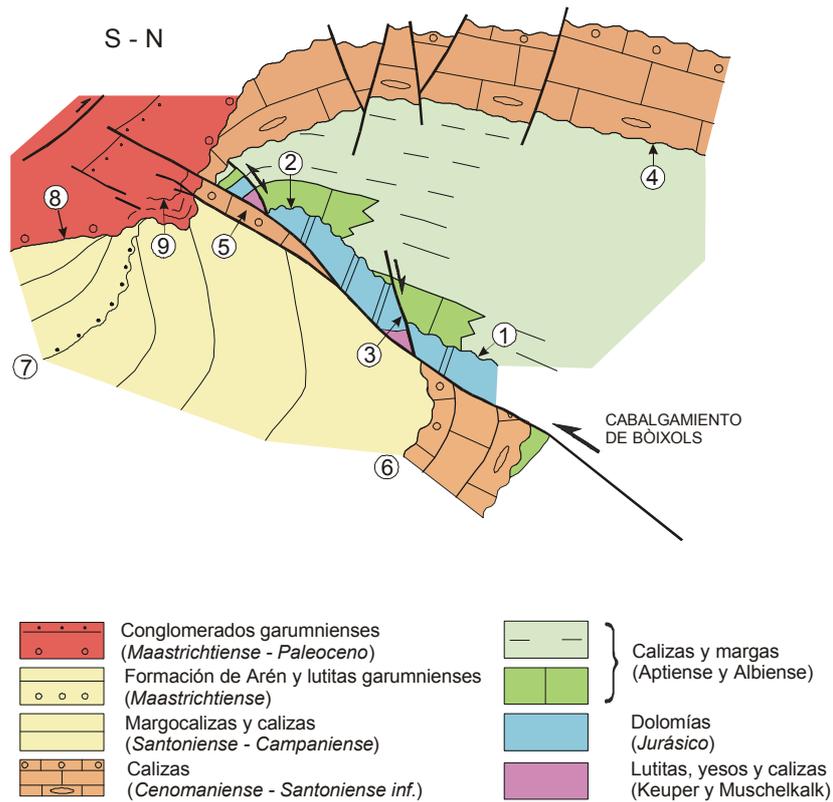


Fig. 3.23. Diagrama que muestra la variación del desplazamiento del cabalgamiento de Bóixols a lo largo de su dirección.

Una síntesis de las principales características del anticlinal de San Corneli se muestra en la figura 3.24. Las capas externas del anticlinal formadas por calizas del Cretácico superior se hallan cortadas por fallas extensivas en la zona de cresta y fallas transversas con separación normal y se hallan parcialmente erosionadas en el flanco frontal bajo los sedimentos sincompresivos más altos que fosilizan el cabalgamiento. El Cretácico inferior el Jurásico y el Triásico presentan una estructura extensiva de bloques fallados y rotados cortados por el cabalgamiento de Bóixols. De estos estratos sólo el Cretácico inferior experimenta reducciones de espesor y cambios de facies en relación con fallas normales, coincidiendo prácticamente el flanco sur del anticlinal con el límite de la cuenca de Organyà. La formación del anticlinal resulta pues de la inversión positiva de la cuenca del Cretácico inferior, un proceso que se analizará con más detalle en el capítulo 7. El cabalgamiento de Bóixols es en algunas localidades una zona dual de falla que contiene escamas invertidas de Cretácico superior superpuestas a estratos verticalizados o invertidos de Cretácico superior con una secuencia de crecimiento y discordancias angulares internas.



- 1.- Discordancia Jurásico - Cretácico
- 2.- *Onlap* del Cretácico inferior sobre bloques Jurásicos rotados
- 3.- Fallas normales sedimentarias de edad Aptiense - Albiense cortadas por el cabalgamiento de Bòixols
- 4.- Discordancia entre el Cretácico inferior y el Cenomaniense superior.
- 5.- Escama invertida de calizas con *Lacazina*, perteneciente al bloque inferior del cabalgamiento.
- 6.- Discordancia intrasantoniense (inicio de la contracción)
- 7.- Discordancia intracampaniense.
- 8.- Discordancia intramaastrichtiense.
- 9.- Pliegues sedimentarios producidos por la reactivación de la superficie de la discordancia intramaastrichtiense. Contienen discordancias internas.

Fig. 3.24. Esquema sintético de las principales características del anticlinal de San Corneli y el cabalgamiento de Bòixols.

3.5 LA SECCION DEL CONGOST DE COLLEGATS, RIO NOGUERA PALLARESA

El río Noguera Pallaresa disecta profundamente la parte caudal de la lámina cabalgante de Bóixols en el Congost de Collegats dejando al descubierto la estructura de plegamiento de las rocas del Cretácico por debajo de la discordancia de los conglomerados paleógenos (Fig. 3.25).

La base de la lámina está limitada por la falla subvertical E-O de Morreres, que pone en contacto las Brechas del Pont de La Torre en rampa de bajo ángulo con el Keuper de la Unidad de Los Nogueras. En consecuencia la falla omite en superficie al menos 1000 metros de Jurásico que afloran al este en la Serra de Prada y han sido cortados al oeste en el sondeo Erinyà-1 (Fig. 3.26). El Congost de Collegats es la localidad clave donde Muñoz (1988) interpreta Morreres como un retrocabalgamiento hacia el norte que corta pliegues previos. El sentido de desplazamiento está confirmado por cizallas y zonas brechificadas de cataclisis en las rocas adyacentes a la falla.

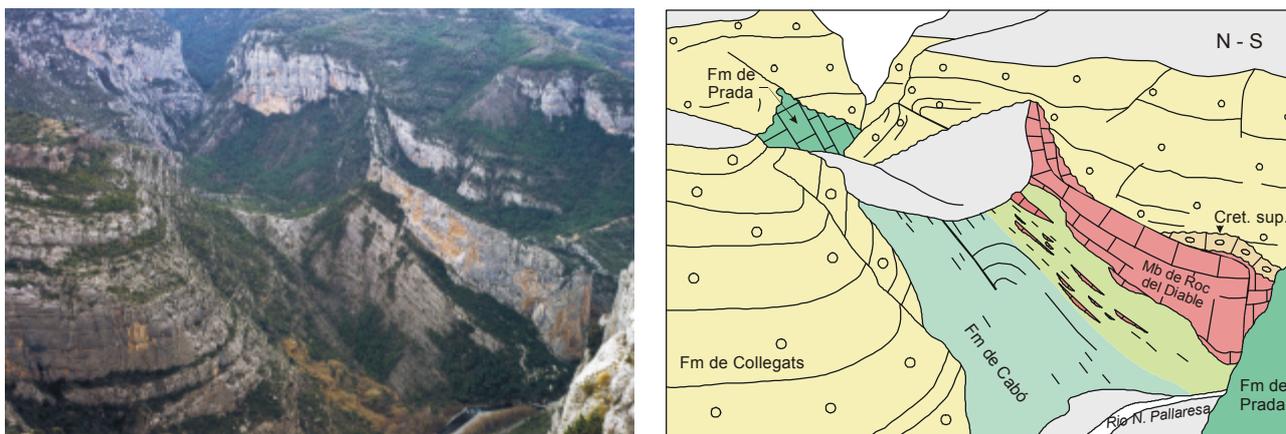


Fig. 3.25. Ladera oriental del Congost de Collegats. La sección del Cretácico buza en general hacia el sur y los conglomerados de la Fm de Collegats tienen estructuras de plegamiento vergentes hacia el norte. Dibujo a partir de una fotografía. Situación en la figura 3.26.

La serie del Cretácico inferior verticalizada por la falla de Morreres tiene un buzamiento elevado hacia el suroeste que decrece progresivamente en los niveles estratigráficos más altos indicando la presencia de un sinclinal fosilizado por los Conglomerados de Collegats (Fig. 3.27). Las Calizas de Prada, esencialmente homoclinales, presentan pliegues de segundo orden de charnela angulosa, como los descritos en el valle del río Segre. La parte alta de la serie, formada por las Margas de Cabó, las Calizas del Roc del Diable, las Calizas de Santa Fe y las Margas de Reguard muestra pliegues y fallas inversas vergentes hacia el norte. Entre estas últimas, la falla más importante es visible en las paredes del Barranc de l'Infern con una rampa dirigida hacia el noreste (Fig. 3.28). A partir de las líneas de interrupción de la Caliza de Santa Fe se deduce una separación de unos 100 metros siguiendo la pendiente de la falla. Asociado a la rampa de bloque superior hay un anticlinal tipo *"fault bend fold"* cuyo relieve está fosilizado por los Conglomerados de Collegats.

La discordancia angular de los conglomerados presenta un relieve topográfico "en cuesta" que asciende de sur a norte sobre el flanco de los estratos del Cretácico inclinados (Rosell y Riba, 1966; Reille, 1971). La superficie del paleorelieve está adicionalmente deformada por cizalla debido a la diferente cantidad de deslizamiento flexural en las capas cretácicas, resultando pequeñas cubetas rellenas por conglomerados (Figs. 2.33b, 3.29). La cantidad acumulada de deslizamiento flexural es máxima entre los horizontes margosos de la Formación de Cabó y mínima en el techo de las Calizas de Prada. Como consecuencia se han producido en los conglomerados pliegues de propagación de falla vergentes hacia el norte con una secuencia de crecimiento de conglomerados en su flanco frontal, que se acuñan contra el paleorelieve no deformado de las Calizas de Prada (Figs. 3.25, 3.27).

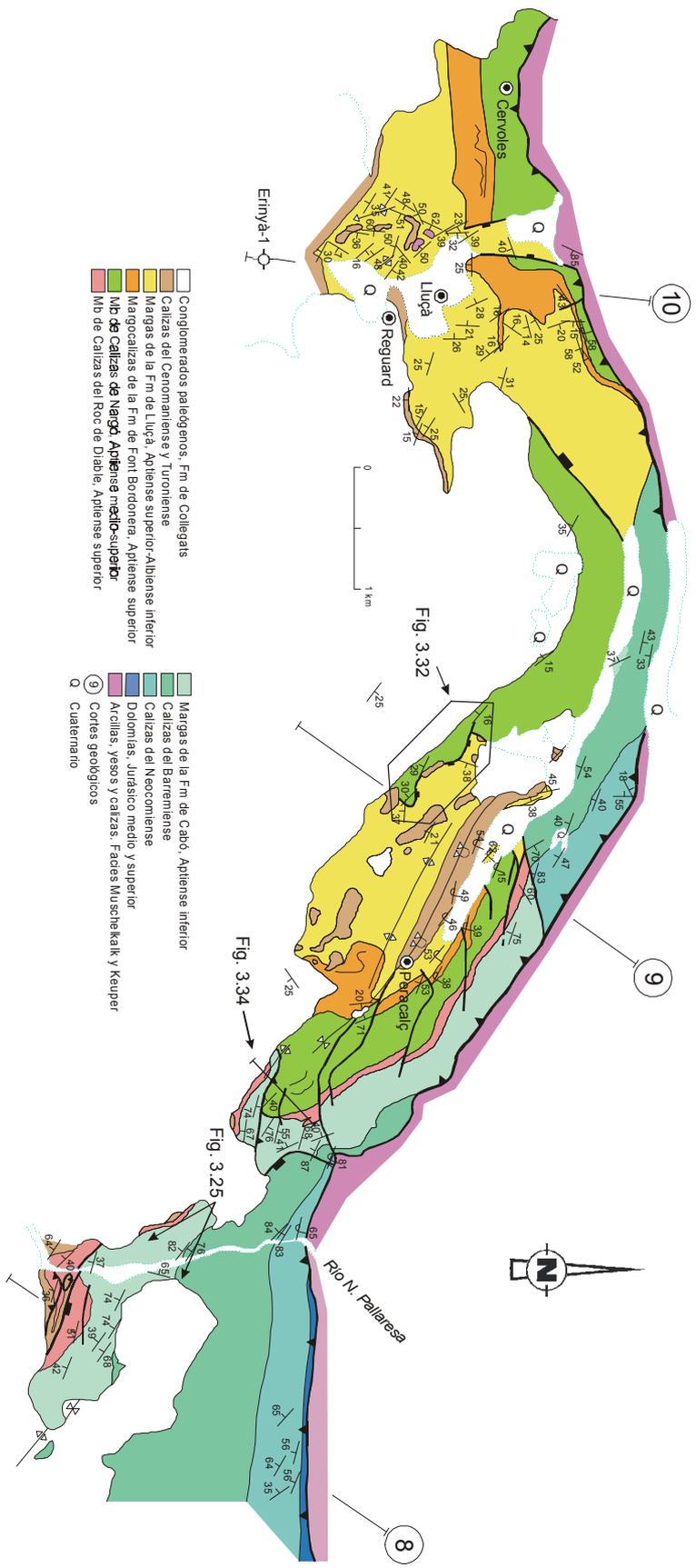


Fig. 3.26. Mapa geológico de la parte septentrional de la lámina de Boixols entre los ríos Noguera Pallaresa y Flanissell.

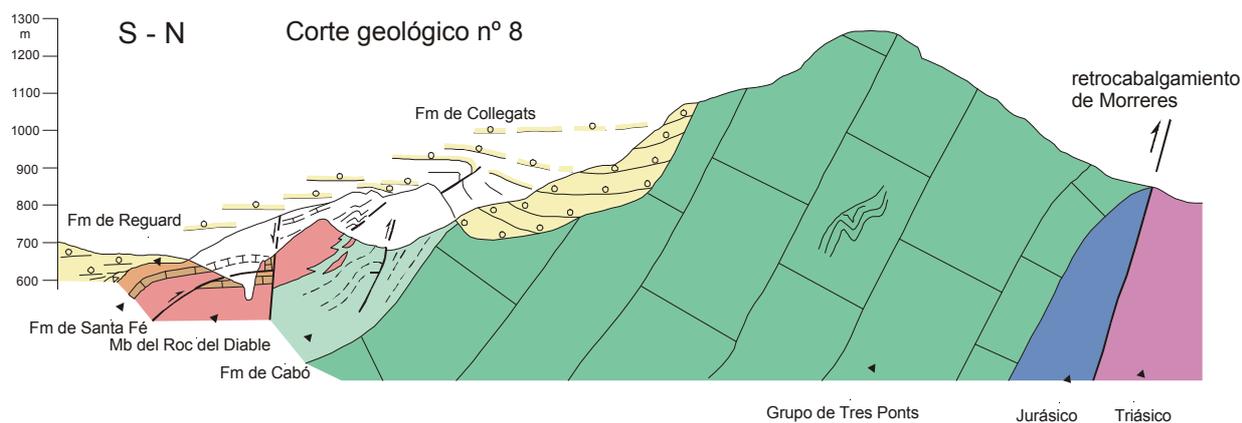


Fig. 3.27. Corte geológico nº 8 a través del Congost de Collegats (situación en Fig. 3.26). La serie del Cretácico inferior forma el flanco norte de un sinclinal cortado por pequeñas fallas inversas dirigidas hacia el norte. Los conglomerados de Collegats terminan sobre un paleorelieve deformado por estructuras más recientes hacia el norte.

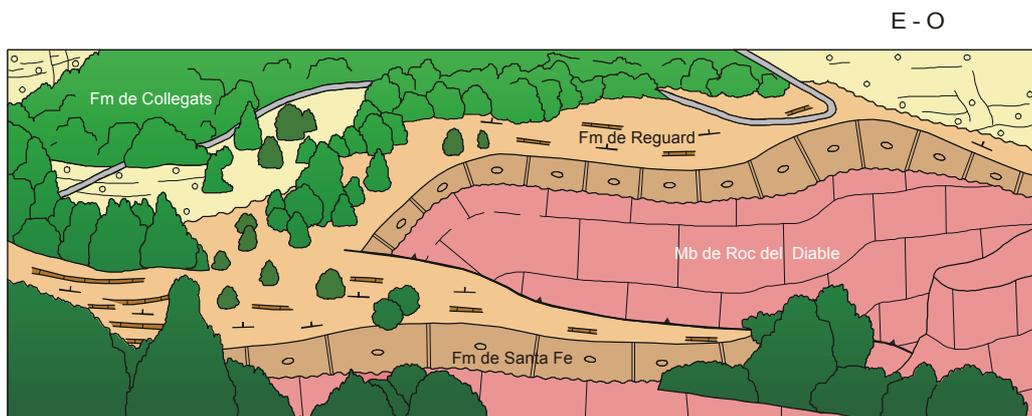


Fig. 3.28. Cabalgamiento dirigido hacia el norte en las paredes del Barranc de l'Infern fosilizado por los conglomerados de Collegats. Es la estructura más meridional del corte geológico nº 8 (Fig. 3.27). Situación en el mapa de la figura 3.26 (dibujo a partir de una fotografía).

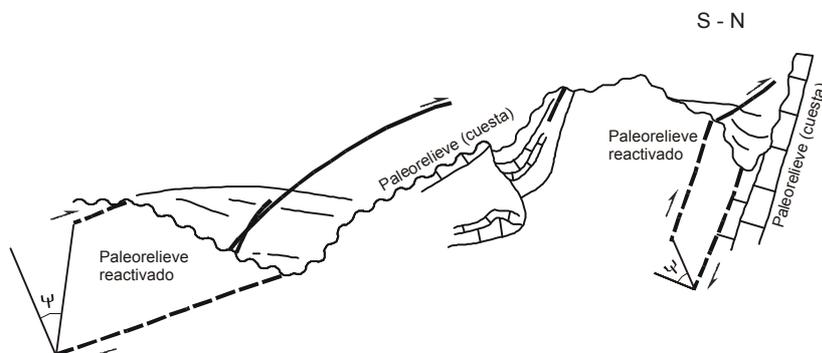


Fig. 3.29. Mecanismo de plegamiento de los Conglomerados de Collegats por cizallas que forman bajo ángulo con la estratificación del Cretácico inferior plegado y deforman el paleorelieve. Vertiente oeste del Congost de Collegats.

3.6 ESTRUCTURA DE LA SERRA DE PERACALÇ

Las rocas del Cretácico inferior de la Serra de Peracalç están situadas al ONO del Congost de Collegats y ocupan una posición estructural ligeramente más septentrional. Su estructura consiste en un sinclinal orientado NO-SE -sinclinal de Peracalç- con el flanco norte invertido o verticalizado y el flanco sur tendido que enlaza con un anticlinal de flancos abiertos (Figs. 3.26, 3.30, 3.31). Varios sistemas de fallas se reconocen:

- Fallas transversas contemporáneas con el plegamiento. El flanco norte del sinclinal de Peracalç está cortado por un sistema de fallas transversas con separación dextra, que limitan segmentos con buzamientos inversos de segmentos con buzamientos normales. Estas fallas no se propagan hasta el núcleo del pliegue formado por las calizas y margas del Cenomaniense-Turonense, con la excepción de una falla situada al sur del pueblo de Peracalç que es paralela al eje sinclinal.

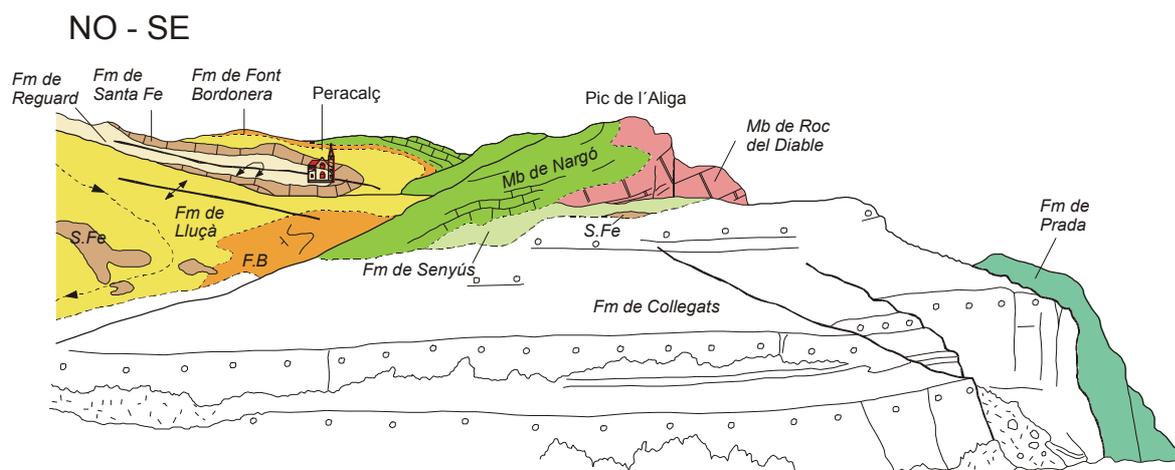


Fig. 3.30. Panorámica de la ladera sur de la Serra de Peracalç (dibujo a partir de una fotografía).

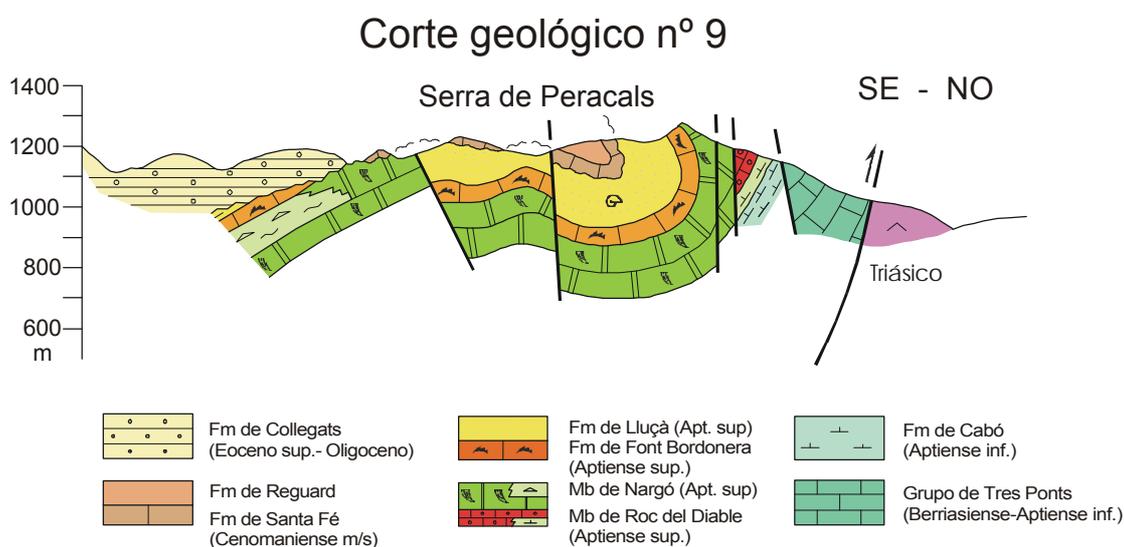


Fig. 3.31. Corte geológico a través de la Serra de Peracalç (situación en Fig. 3.26).

- Fallas normales activas durante la sedimentación de la Formación de Lluçà fosilizadas por las calizas cenomanienses. El anticlinal de flancos abiertos citado anteriormente está cortado por un sistema de fallas normales orientadas mayoritariamente NO-SE (Fig. 3.32) que ponen en contacto las calizas con rudistas del Miembro de Nargó con las margas de la Formación de Lluçà. Se estima que hundien unos 200 metros el bloque norte. Su plano puede estar ferruginizado con estrías, tapizado por corales o bien degradado por perforaciones y brechas intraformacionales, indicando que formaban un escarpe morfológico en el fondo submarino (Berástegui *et al.* 1990).

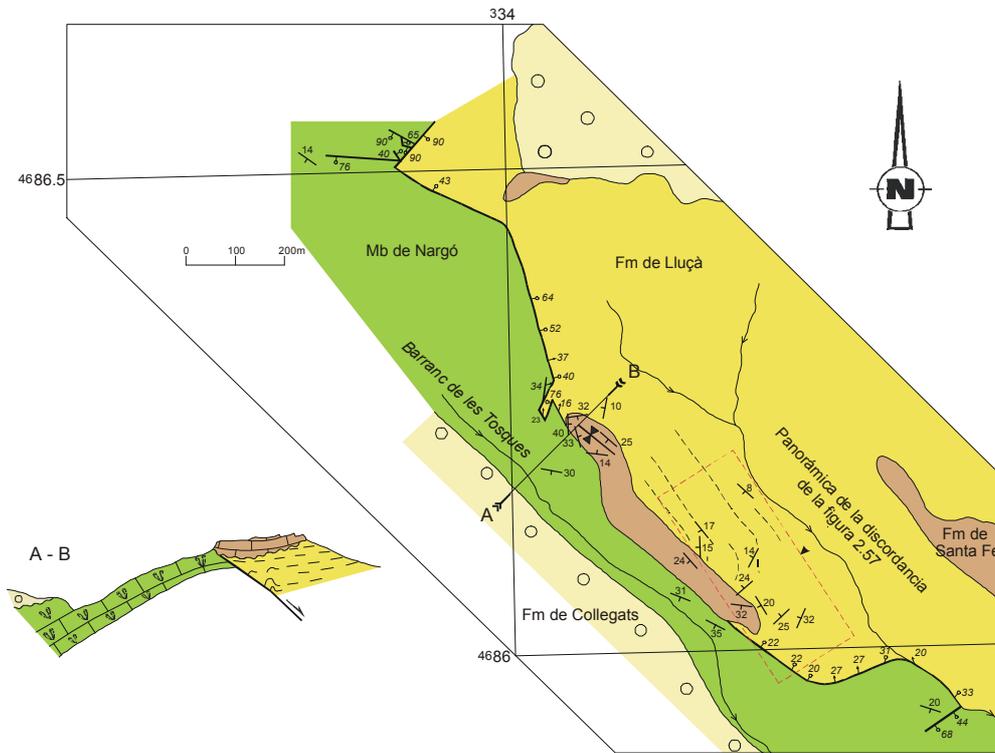


Fig. 3.32. Mapa geológico detallado de las fallas normales de edad Aptiense superior de la Serra de Peracalç activas durante la sedimentación de las Margas de Lluçà y fosilizadas por el Cenomaniense (contexto más general en figura 3.26).

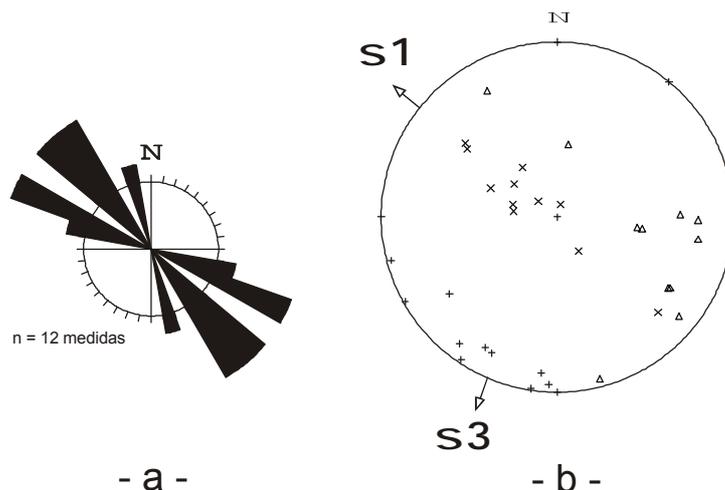


Fig. 3.33. a.- Diagrama de rosa de la orientación de las fallas normales de Peracalç de edad Aptiense superior (medidas desbasculadas); b.- estereograma de las direcciones de máximo, medio y mínimo esfuerzo. Se aprecia que el esfuerzo mínimo es normal a la dirección de capa de las fallas.

Las direcciones principales del campo de esfuerzos local durante el Aptiense superior-Albiense se han calculado usando la orientación de los planos de falla y las lineaciones de desplazamiento obtenidas en estrías: S_1 : 188/03, S_3 : 300/67 y S_2 : 096/22 (Fig. 3.33b).

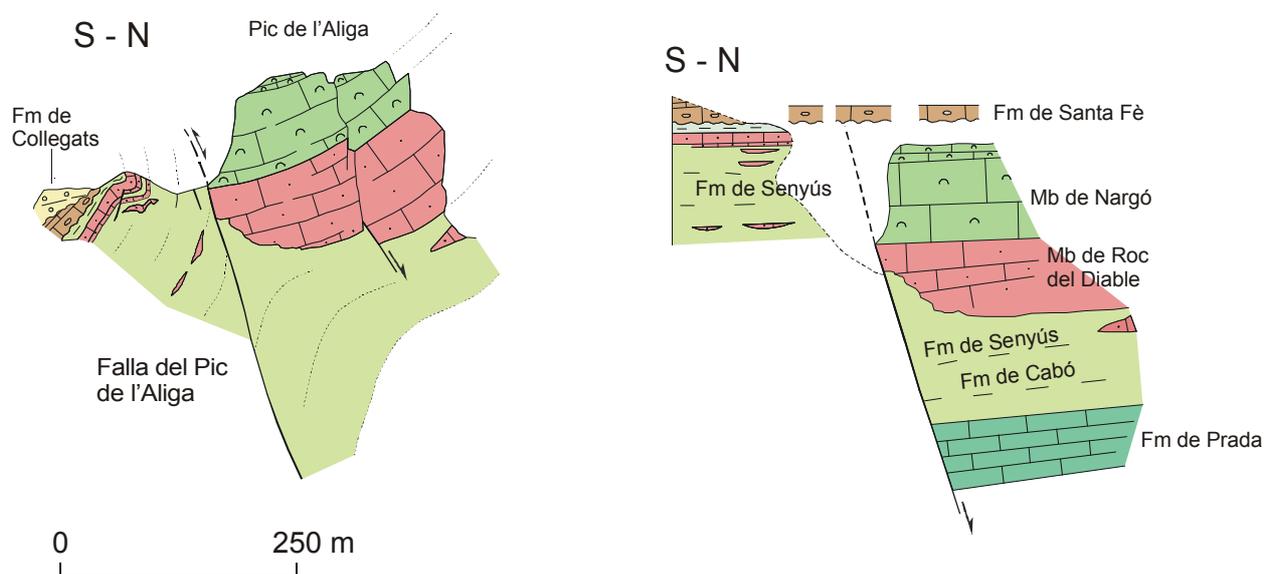


Fig. 3.34. Falla normal invertida del Pic de l'Aliga como evidencia la sección estratigráfica del Aptiense más profundamente truncada bajo la discordancia cenomaniense en el bloque meridional que en el septentrional (situación del corte en la figura 3.26).

- Fallas normales fosilizadas por el cenomaniense posteriormente invertidas. La falla inversa ONO-ESE del Pic de l'Aliga separa dos bloques con diferente estratigrafía del Cretácico inferior bajo las calizas discordantes de Santa Fe (Figs.2.32, 3.34). En el bloque sur la Formación de Santa Fe yace discordante sobre las facies de talud del Miembro Roc del Diable mientras que en el bloque norte la sección del Cretácico inferior incluye al Miembro de Nargó y por tanto es más completa por su techo. La falla del Pic de l'Aliga se interpreta como una falla extensiva de edad Cretácico inferior que deprime el bloque norte, fosilizada por las Calizas de Santa Fe e invertida durante la compresión alpina.

3.7 LA TRANSVERSAL DEL RIO FLAMISELL

El corte del río Flamisell atraviesa el flanco normal del sinclinal de Peracalç (Fig. 3.35a) caracterizado por un buzamiento suave hacia el suroeste de los estratos del Cretácico. La falla de Morreres que limita inferiormente la lámina tiene en este área una orientación NNE-SSO, como consecuencia corta oblicuamente a los estratos basculados poniendo en contacto en superficie las calizas del Miembro de Nargó con el Muschelkalk y el Keuper (Fig. 3.35b). El resto de las formaciones del Cretácico inferior y del Jurásico omitidas por la falla se han cortado 2400 metros hacia el sur en el sondeo de Erinyà-1. El espesor del Jurásico medio-superior atravesado por el sondeo es de unos 1130 metros en este área, el máximo de toda la zona surpirenaica.

Sin embargo la simplicidad del perfil norte-sur es engañosa porque existe una interferencia de pliegues (Fig.3.4) configurando una estructura en cubeta evidenciada por los afloramientos aislados de las Calizas de Santa Fe entre las Margas de Lluçà (Fig. 3.35). La formación de estos pliegues parece relacionarse con la inversión de un sistema de fallas normales N-S y NE-SE, continuación del sistema descrito en Peracalç.

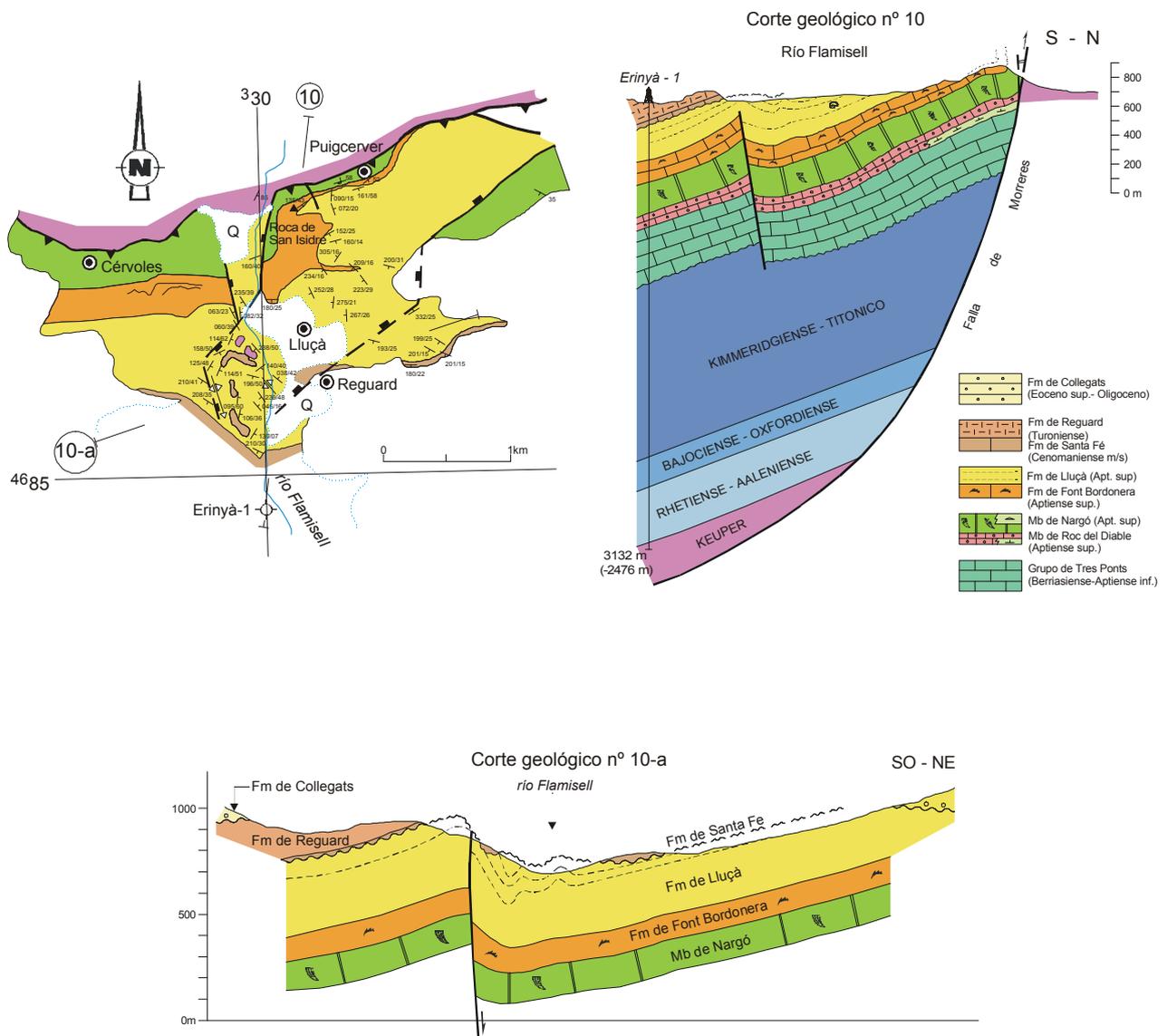


Fig. 3.35. a - Mapa geológico del valle del río Flamisell (contexto más general en figura 3.26); b.- corte geológico N-S por el río Flamisell ; c -corte geológico superficial SO-NE detallando los pliegues secundarios que afectan a las Margas de Lluçà y a las Calizas de Santa Fe. La similitud de ambos cortes es consecuencia de la estructura de plegamiento en cubeta debido a la contracción de la serie del Cretácico inferior previamente deformada en extensión.

