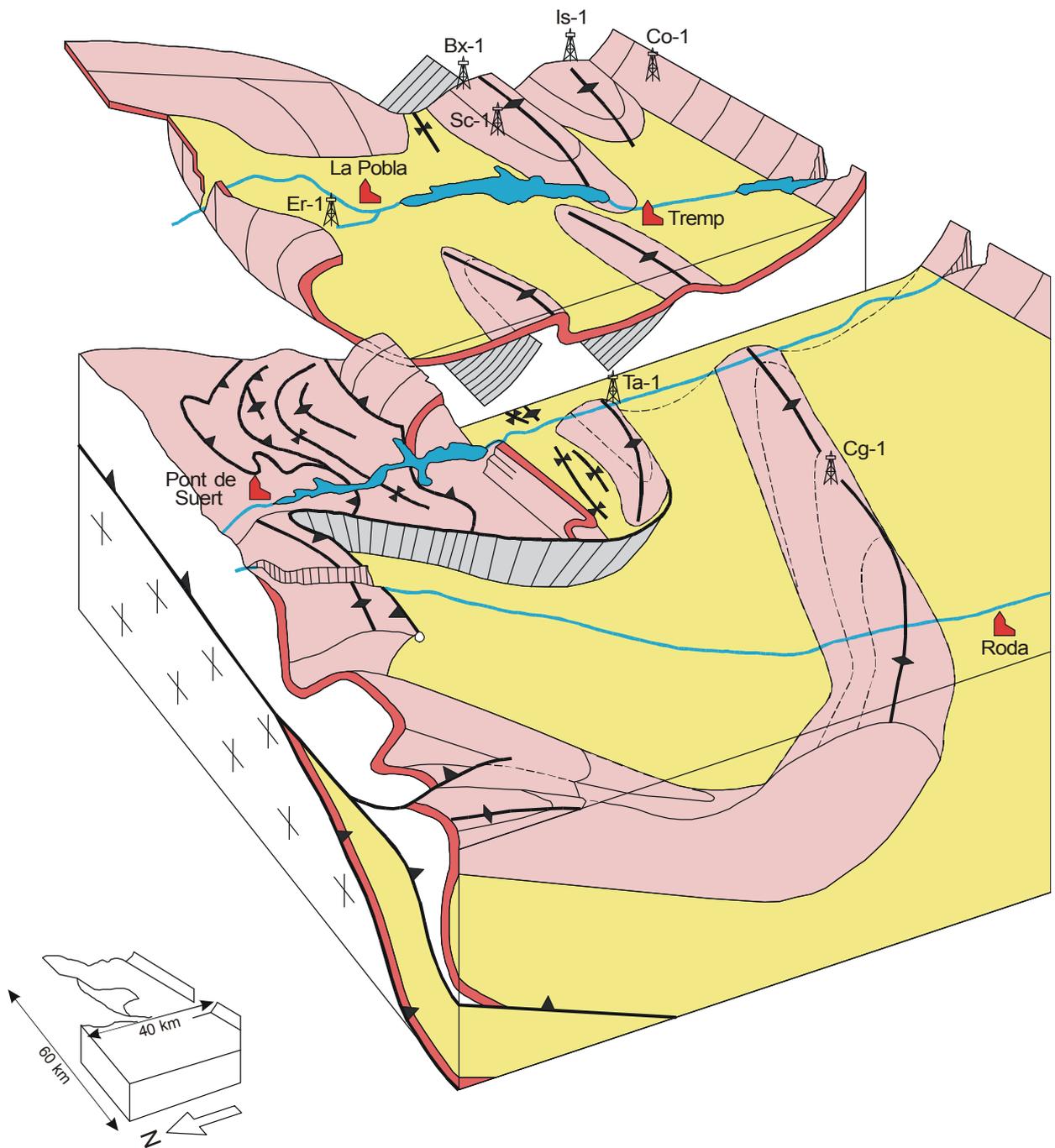


Capítulo 5 ESTRUCTURA GEOLOGICA DE LA LAMINA CABALGANTE DE BOIXOLS EN PONT DE SUERT



5.1 VISION GENERAL

La extremidad occidental del área de Organyà entre los ríos Pallaresa y Flamisell coincide con un desplazamiento hacia el noroeste del relieve topográfico y estructural determinado por los estratos del Cretácico inferior. El examen sobre el terreno y de los mapas geológicos muestra que las principales estructuras que definen la lámina cabalgante de Bóixols desde el Pedraforca hasta Organyà, se sumergen hacia el oeste. El anticlinal de San Corneli muestra una terminación periclinal y en consecuencia también desaparece su flanco norte compartido con el sinclinal de Santa Fe. Sólo tienen continuidad cartográfica los estratos del Cretácico inferior de la parte caudal de la lámina, elevados sobre el apilamiento de unidades de basamento en el área de Pont de Suert. Otros cambios significativos son una reducción de espesor del Cretácico inferior y un aumento concomitante de las series sincompresivas del Cretácico superior (Fig. 5.1a).

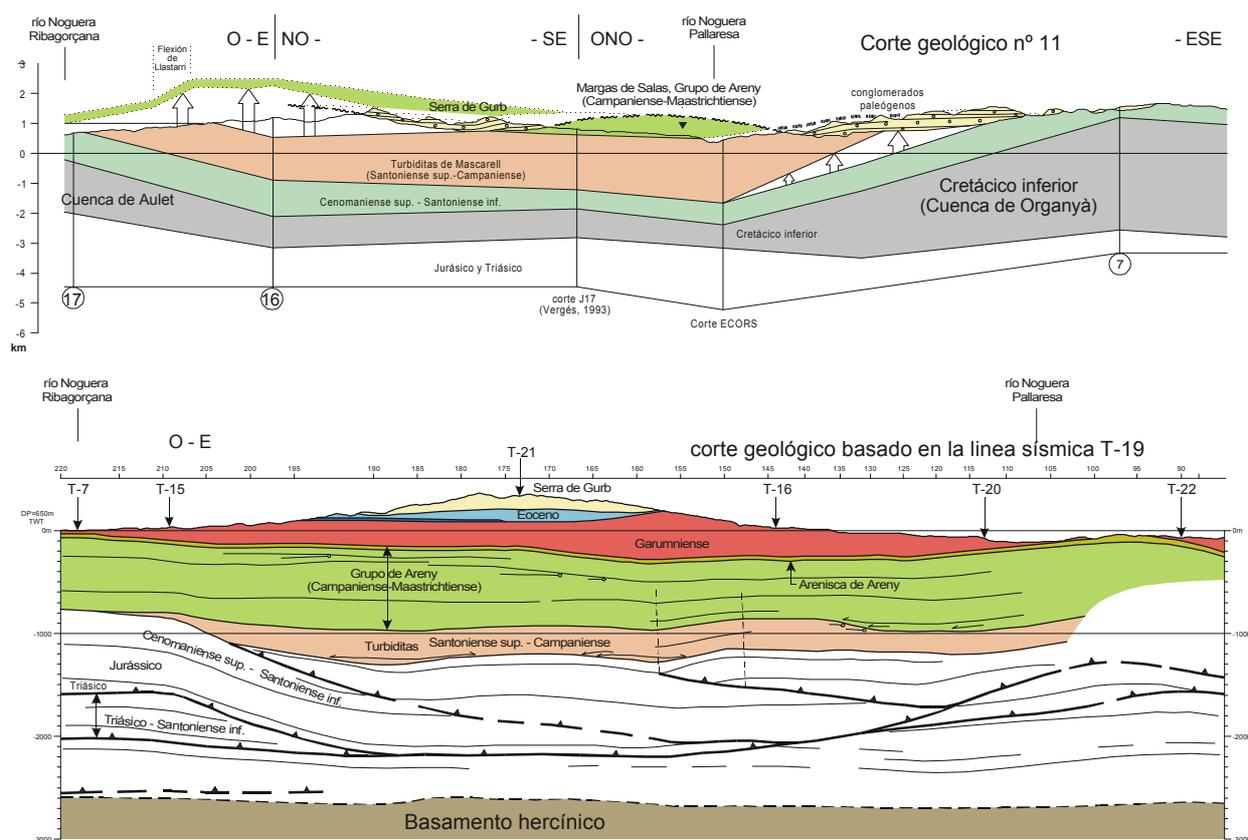


Fig. 5.1. a- Corte geológico longitudinal de la lámina cabalgante de Bóixols mostrando un área con Cretácico inferior reducido entre la cuenca de Organyà y la cuenca de Aulet. El cabalgamiento de Bóixols se sitúa en rellano en la base de la lámina cabalgante; b.- corte geológico longitudinal de la lámina cabalgante de Bóixols situado al sur del anterior, trazado con la ayuda de la línea sísmica T19 (Muñoz *et al.*, 2000). Se aprecia un imbricado de cabalgamientos dirigidas hacia el oeste sincrónicas con la sedimentación de las turbiditas y margas del Senoniense. Este corte prueba la continuidad del cabalgamiento de Bóixols hacia el oeste, fuera de la cuenca de Organyà.

La terminación cartográfica del cabalgamiento de Bóixols ha planteado el debate de su continuidad en el subsuelo hacia el oeste. Entre las inevitables posibilidades geométricas está la disminución progresiva de su desplazamiento (Vergés, 1993), la transferencia de desplazamiento hacia el norte por una rampa lateral o su continuidad como un cabalgamiento enterrado bajo los sedimentos sincompresivos del Cretácico superior. Una reciente interpretación de líneas sísmicas (Muñoz *et al.*, 2000) de las que forma parte la figura 5.1b demuestra que la línea de interrupción frontal del techo del Cretácico superior pre-compresivo del bloque superior del cabalgamiento de Bóixols se halla enterrada con una trayectoria lineal hasta el macizo del Cotiella.

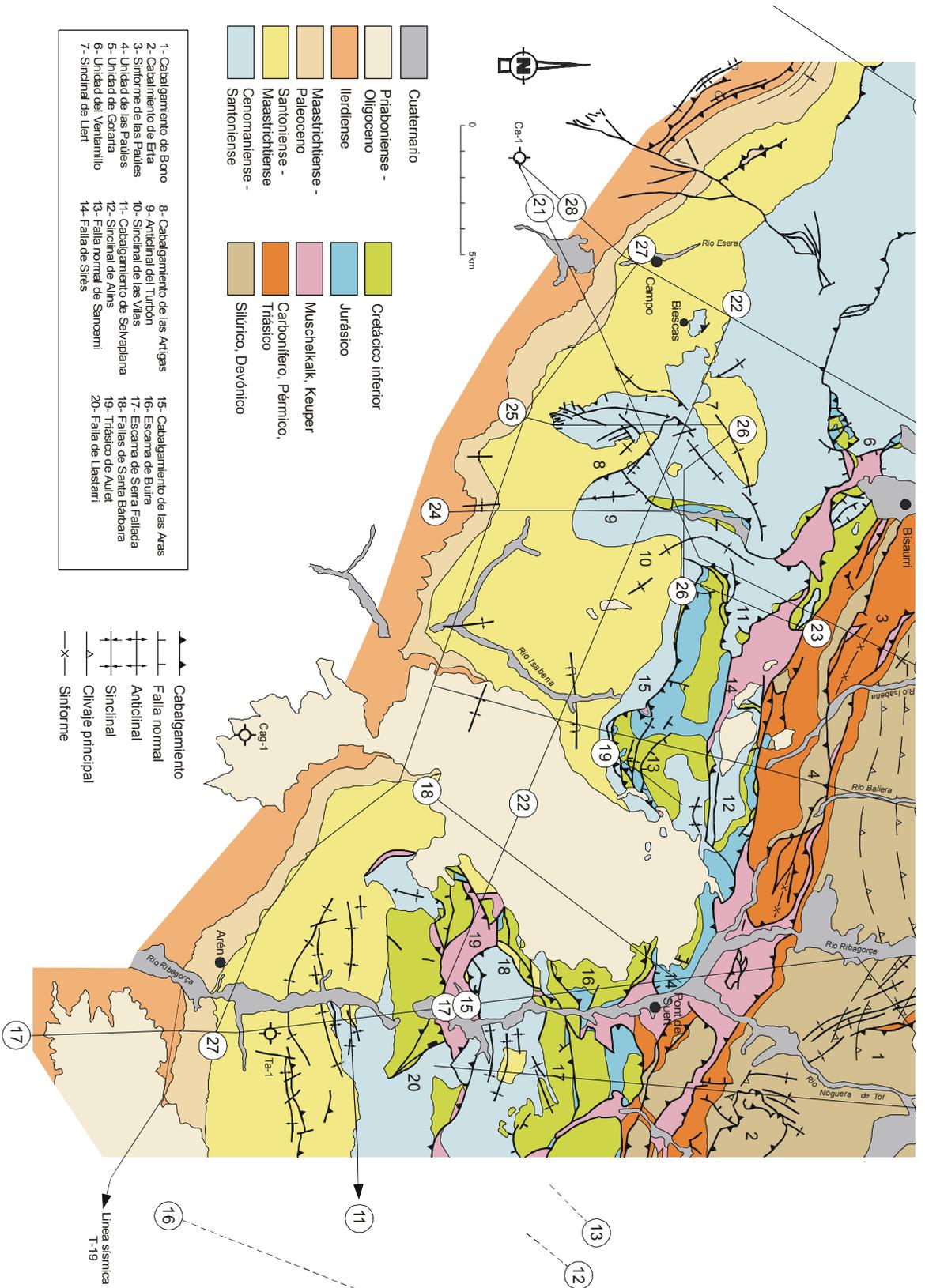


Fig. 5.2. Mapa geològic entre els rius Noguera Ribagorçana y Esera con la nomenclatura de los principales elementos estructurales y situación de cortes geològicos.

Varias cartografías geológicas a escalas 1:50.000 y 1:25.000 cubren el territorio de Pont de Suert: Wenckers (1968), Mey (1968); Garrido-Megías (1969), Papon (1969) y los mapas geológicos estatales del IGME no publicados de Pont de Suert, Arén y Campo, de los que la figura 5.2 constituye una síntesis. A pesar de esta información básica, la estructura de la zona permanece todavía mal comprendida, incluyendo el desplazamiento de las fallas principales, los cambios de orientación de los elementos estructurales y su continuación bajo los conglomerados discordantes de la Sierra de Sis. Muchos de estos problemas derivan de que las series estratigráficas no son tabulares durante el proceso de contracción y conciernen al estudio de la inversión de estructuras extensivas de edad Cretácico inferior y de edad Coniaciense-Santonense (García-Senz *et al.*, 2000). Una complicación adicional es la existencia probada por datos paleomagnéticos de rotaciones sobre un eje vertical en sectores de la lámina cabalgante limitados por rampas oblicuas (Dinarés *et al.*, 1992).

El sistema de cabalgamientos de Pont de Suert presenta un espaciado denso que contrasta con el espaciado amplio existente en Organyà. De norte a sur se distinguen cuatro unidades estructurales que serán descritas a continuación (Fig. 5.3): (1) La unidad de Las Aras, (2) la Unidad de Serra Faiada, (3) la Unidad de San Gervàs y (4) el área entre el cabalgamiento de Tamurcia y el cabalgamiento de Bóixols. Las tres primeras contienen estratos de edad Cretácico inferior, la cuarta no. La ausencia de las unidades (2) y (3) al oeste de la Serra de Sis se relaciona con la existencia de estructuras oblicuas. La descripción se realiza desde el este hacia el oeste tomando como referencia 16 cortes geológicos seriados transversales a las estructuras y 2 cortes longitudinales.

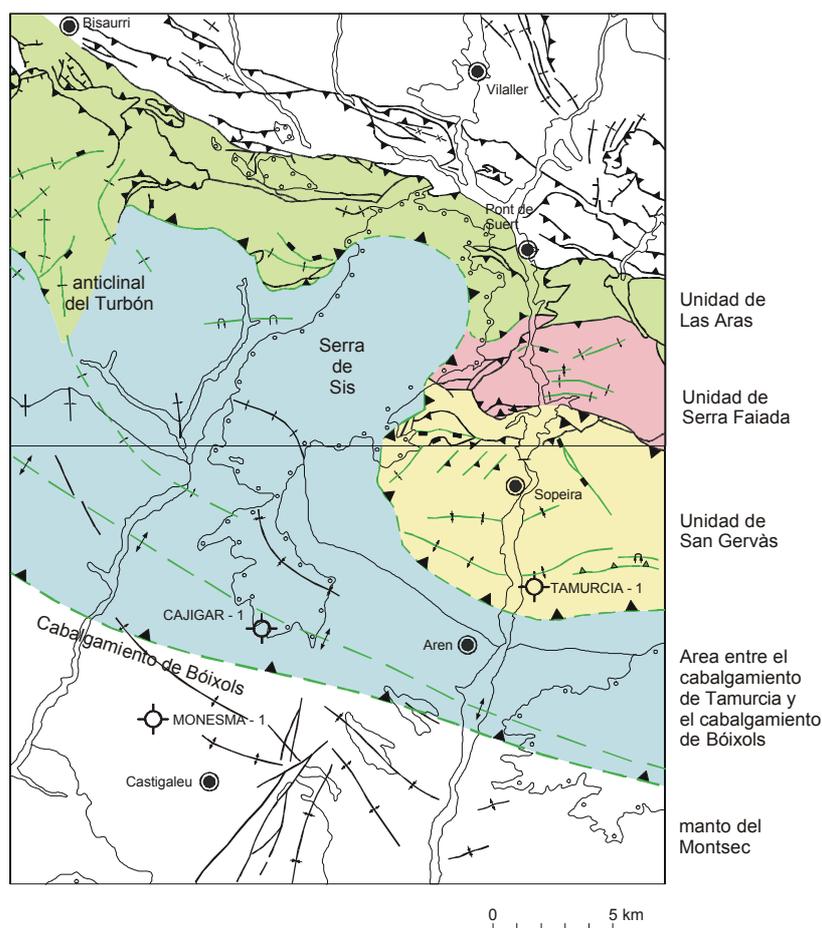


Fig. 5.3. Variación lateral de las cuatro unidades estructurales que componen la lámina cabalgante de Bóixols en Pont de Suert. La trayectoria en zig-zag del frente del cabalgamiento que limita las tres unidades septentrionales que contienen Cretácico inferior contrasta con el trazado rectilíneo del cabalgamiento de Bóixols que corta una sección estratigráfica exclusivamente con Cretácico superior. En verde se han representado las estructuras de edad Cretácica y en negro las estructuras de edad terciaria.

5.2 LA SECCION DEL RIO NOGUERA RIBAGORÇANA

El valle del río Noguera Ribagorçana expone un afloramiento de Mesozoico con un estructura de pliegues y cabalgamientos de forma cartográfica arqueada y orientaciones dominantes NE-SO, E-O y NO-SE. Estas fallas se entroncan en un cabalgamiento inferior subparalelo a la estratificación, situado en las evaporitas y lutitas del Keuper, que se halla plegado e inclinado hacia el sur sobre láminas de basamento. El espesor de Mesozoico se incrementa hacia el sur correlativamente con la inmersión de la lámina cabalgante, desde menos de 500 m en la Unidad de Las Aras a 6750 metros en las unidades más meridionales.

Unidad de Las Aras

Contiene un Mesozoico delgado, erosionado por debajo de los conglomerados paleógenos y con el cabalgamiento inferior próximo o expuesto en la superficie. El plegamiento es suave y por tanto difícil de caracterizar. La dirección NNO-SSE se hace evidente porque dobla al cabalgamiento inferior de la lámina y engrosa la unidad de Muschelkalk y Keuper infrayacente produciendo afloramientos alargados de yesos y arcillas. Dos ejemplos son el afloramiento paralelo al barranco de Viu de Llevata y el entrante de Keuper en el fondo del valle del río Noguera Ribagorçana junto a la población de Pont de Suert.

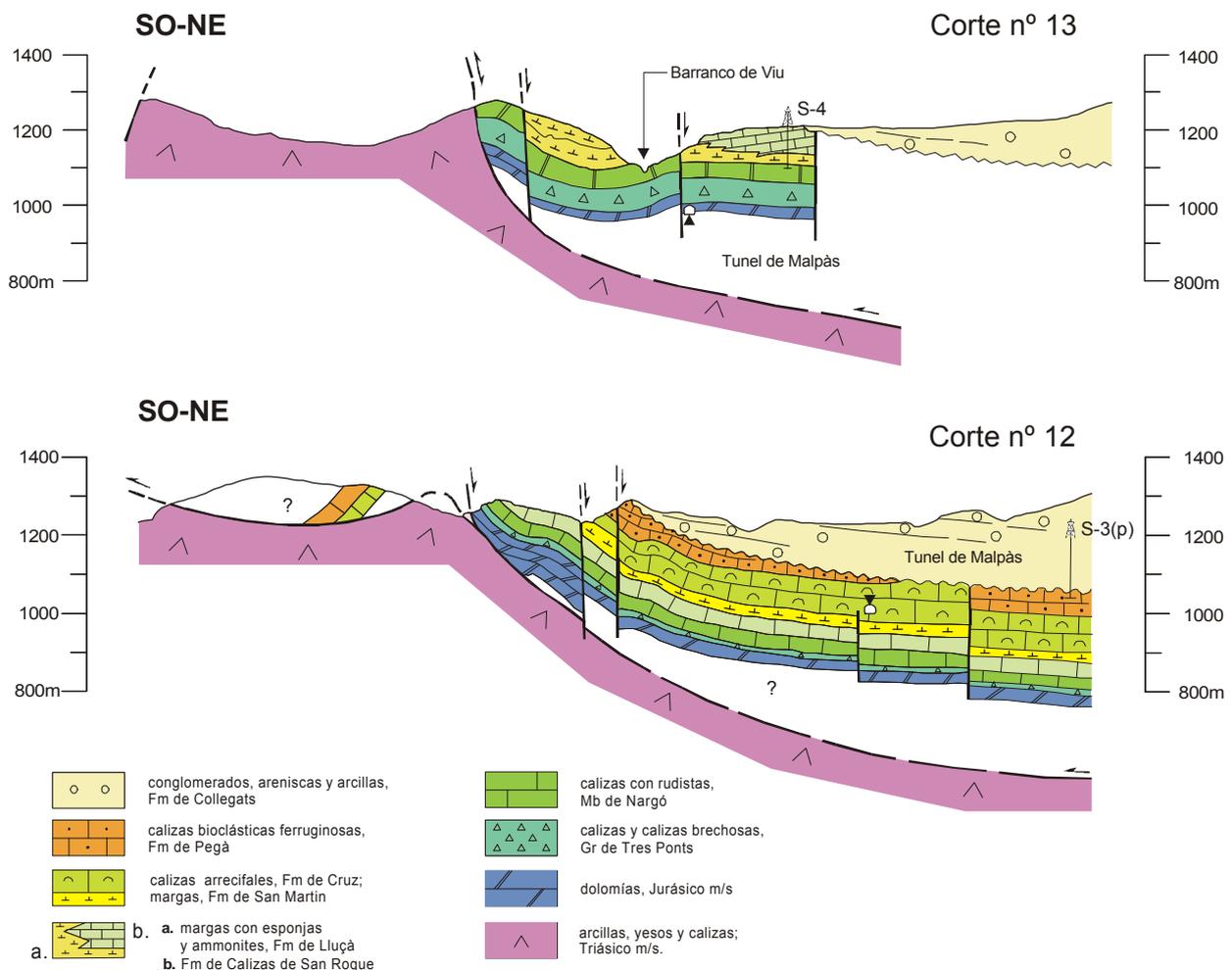


Fig. 5.4. Cortes geológicos de la Unidad de Las Aras en Viu de Llevata (situación detallada en Fig. 4.8). El Jurásico y Cretácico inferior forman una lámina delgada inclinada regionalmente hacia el noreste y truncada bajo los conglomerados del Paleógeno, también con una inclinación suave hacia el este. El basculamiento resulta del plegamiento del cabalgamiento inferior de la lámina.

Los cortes geológicos 11 y 12 en Viu de Llevata (Fig. 5.4) detallan la estructura del lado noreste de la citada franja de Keuper. Los estratos del Jurásico y Cretácico inferior se hallan suavemente plegados y desplazados por fallas normales pertenecientes mayoritariamente al sistema ortogonal de edad Albiense descrito en el apartado de estratigrafía (Figs. 4.8 y 4.12).

El valle del río Noguera Ribagorçana expone en superficie niveles más profundos de la estructura, permitiendo examinar la relación entre fallas verticales, domos de Keuper y cabalgamientos. Para entender la secuencia de deformación se ha restituido en etapas la parte norte del corte geológico nº 14 a través de la falla de Sirès (Fig. 5.5b). La superficie pulida de esta falla está expuesta en el barranc de Sirès con un buzamiento de 233/85 y una lineación de fibras de calcita (*pitch* 85 SE) que indica un desplazamiento principal siguiendo la pendiente de la falla. La falla de Sirès corta al cabalgamiento inferior de la lámina, subiendo el bloque sur unos 350 metros. Su historia de actividad es sin embargo más compleja como se deduce de las diferentes series estratigráficas que exhiben ambos bloques. El bloque norte de la falla de Sirès contiene un Jurásico muy completo cubierto por las Calizas de San Roque, con el cabalgamiento inferior próximo a la base del Lías. El bloque sur consiste en *horses* delgados de Albiense cabalgando sobre el Keuper, que a su vez se hallan cabalgados hacia el norte por el Jurásico, Barremiense y Aptiense-Albiense de la unidad meridional (Fig. 5.5). El cabalgamiento inferior de la Unidad de Las Aras al sur de la falla de Sirès se denomina localmente cabalgamiento de Buira. Este cabalgamiento muestra una rampa de bloque superior que desciende en la sección estratigráfica paralelamente a la dirección de transporte. Hacia el sur el cabalgamiento asciende de nuevo en la serie del bloque superior. La rampa del cabalgamiento de Buira corta en su bloque inferior al flanco inverso de un anticlinal volcado hacia el sur caracterizado por un Jurásico reducido y por la ausencia de Barremiense y Aptiense.

La restitución de la superficie del cabalgamiento inferior de la lámina de Las Aras deshaciendo el desplazamiento inverso de la falla de Sirès (Fig. 5.5b2) y la reconstrucción de la geometría inicial de la cuenca sedimentaria del Cretácico inferior situando a la horizontal la base de la Formación del Turbón (Fig. 5.5b3) permiten deducir la siguiente secuencia de acontecimientos: 1.- Formación de un semigraben de edad pre-Albiense superior sobre una falla extensiva de polaridad norte, dividido en dos por una extrusión de sal; 2.- contracción del semigraben y de la extrusión salina con inversión del desplazamiento de las fallas; 3.- propagación del cabalgamiento inferior de la lámina de Bóixols a través de la sección plegada; y 4.- reactivación de la falla de Sirès como un retrocabalgamiento de edad paleógena que deforma a los conglomerados de Sis.

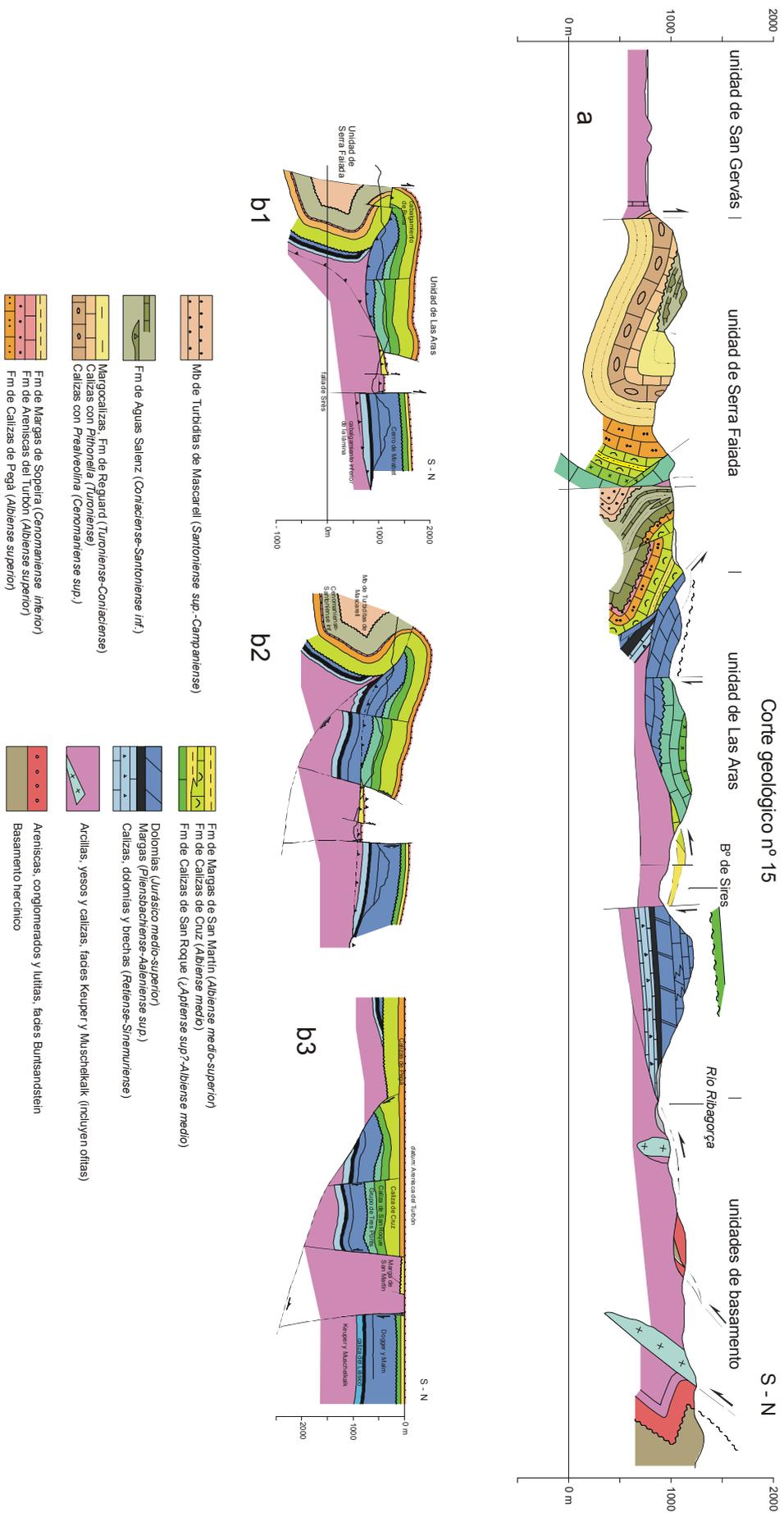


Fig. 5.5. a. Corte geológico paralelo a la margen occidental del río Noguera Ribagorçana; b1.- detalle del corte anterior que muestra cómo el cabalgamiento asciende y desciende en la sección estratigráfica y se halla plegado y desplazado por fallas inversas de alto ángulo; b2.- restitución de la superficie del cabalgamiento y trazado en profundidad de los estratos más antiguos del Jurásico que han sido omitidos. Se interpreta que el cabalgamiento corta a una estructura de plegamiento previa; b3.- restitución de la estructura extensiva poniendo a la horizontal la Fm del Turbon. El Cretácico inferior queda confinado en una cuenca formada sobre una falla normal inclinada hacia el norte. La cuenca se halla dividida en dos por un domo de sal del Keuper.

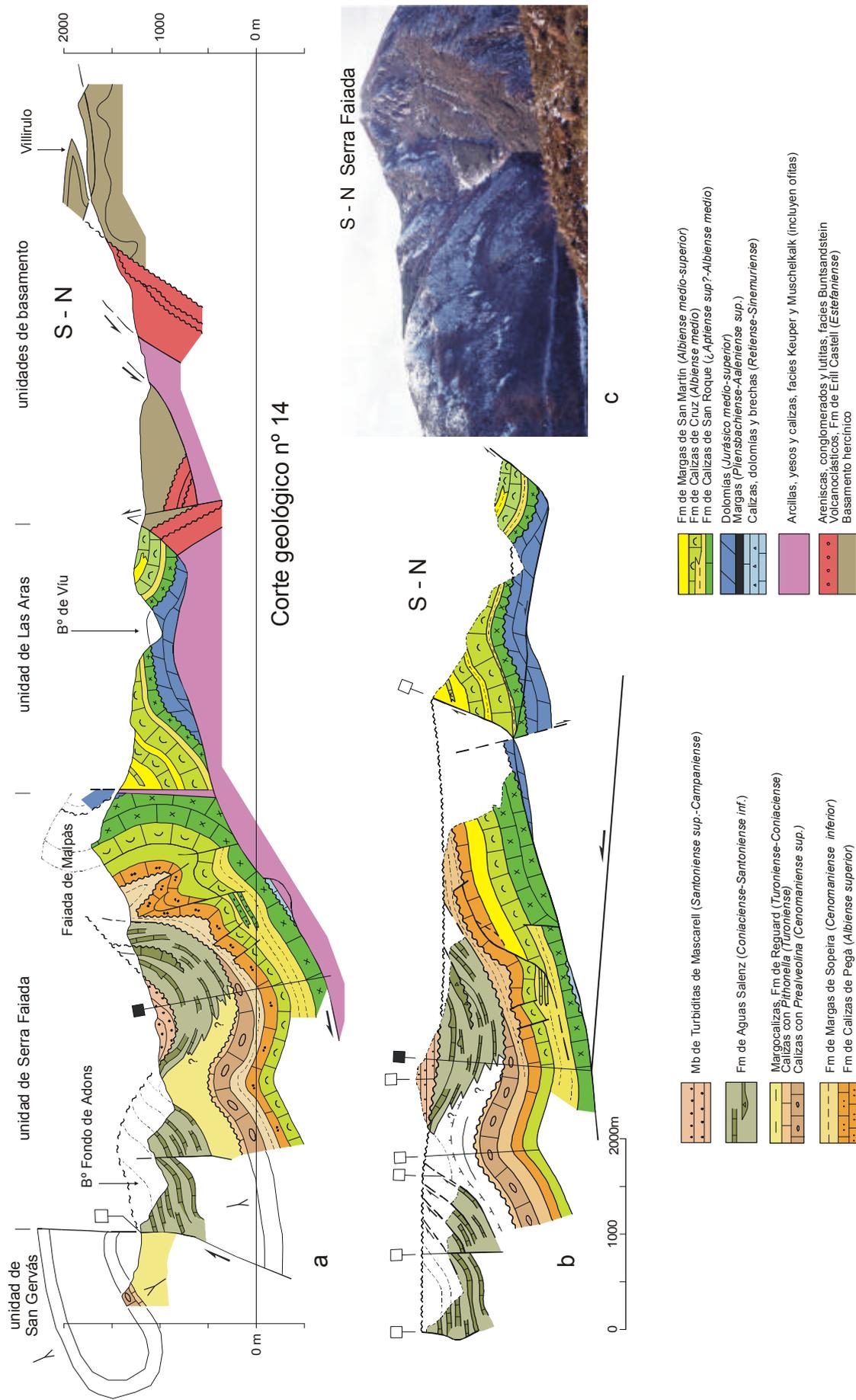


Fig. 5.6. a.- corte geológico paralelo a la margen oriental del río Noguera Ribagorçana que detalla la estructura de la unidad de Serra Faiada. Su línea de charnela está inclinada hacia el NE; **b.-** restitución del corte poniendo a la horizontal la discordancia de la base de las turbiditas sincompresivas de Vallcarga; **c.-** panorámica de la ladera NE del sinclinal volcado que forma el relieve principal de la Serra Faiada.

Unidad de Serra Faiada

La unidad de Serra Faiada es un sinclinorio con un flanco septentrional verticalizado o invertido. Aflora entre los conglomerados terciarios de la Serra de Sis situados al oeste y el antiforme NO-SE de Viu de Llevata con núcleo de rocas triásicas situado al este. Al norte está limitada por el cabalgamiento de Buira (flanco fuertemente invertido) o por un sistema de retrocabalgamientos (capas verticalizadas en su bloque superior). La unidad de Serra Faiada queda interrumpida al sur por la banda de afloramiento E-O de rocas triásicas de Aulet (Figs. 5.2 y 5.3).

El núcleo del sinclinorio de Serra Faiada está ocupado por las turbiditas del Grupo de Vallcarga (Fig. 5.2) dispuestas en *onlap* sobre una superficie de discordancia también plegada que trunca los flancos del sinclinorio (Fig. 5.6a). Estas relaciones geométricas demuestran la sincronía entre el crecimiento del pliegue y la sedimentación de las turbiditas y por tanto la edad Santoniense superior-Campaniense del plegamiento principal de la unidad de Serra Faiada. En detalle, la estructura interna del sinclinorio de Serra Faiada está complicada por discordancias y fallas extensivas que modifican el plegamiento concéntrico de las capas (Fig. 5.6). La sección del Jurásico y del Cretácico inferior de la Serra Faiada presenta pliegues de forma cerrada desarrollados por contracción de los bloques de fallas extensivas de edad Cenomaniense que no afectan a las capas externas situadas sobre la discordancia Coniaciense (como se expresa en la figura 4.34). La primera formación sobre esta discordancia, la Caliza de Aguas Salenz contiene *slumps*, brechas y otras estructuras sedimentarias indicativas de un deslizamiento gravitacional sugiriendo que existe un despegue extensivo en la base de esta formación. Más adelante en la descripción de la sección del río Esera (Cap. 5.6) se proporcionan pruebas firmes de que la tectónica de gravedad es el mecanismo de deformación dominante durante la sedimentación de la Caliza de Aguas Salenz.

El límite meridional del sinclinorio de Serra Faiada es una banda de fallas que limitan *horses* de Keuper y Muschelkalk, prolongación del cabalgamiento dirigido hacia el norte de Morrerres. En los afloramientos de la carretera N230 se observa que el Triásico de la Unidad de San Gervàs cabalga hacia el norte sobre una superficie subvertical a las Calizas de Aguas Salenz y a las turbiditas de Vallcarga de la Unidad de Serra Faiada, calculándose a partir de la separación estratigráfica un desplazamiento mínimo de 2 kilómetros (Fig. 5.5a).

Unidad de San Gervàs

La Unidad de San Gervàs es la más estudiada de las cuatro que componen la lámina cabalgante de Bóixols. Ha sido descrita en mapa y cortes geológicos por Garrido-Megías (1969, 1973), Simó (1985), Specht et. al. (1991) y López Olmedo et. al. (en prensa). Al norte está limitada por el retrocabalgamiento de Morreres y al sur y oeste por la falla ciega de Tamurcia, que describe una rampa oblicua intersectando la superficie topográfica en la zona de culminación del barranco del Riu (Fig. 5.7). El plegamiento E-O está compartimentalizado por la falla transversa NO-SE de Llastarri, que separa perfiles de plegamiento distintos. El lado oriental de la falla es un gran sinclinal volcado hacia el sur, con el flanco inverso tendido (Fig. 5.8a). El lado occidental es un monoclinal inclinado hacia el sur que incorpora la cuenca albiense de Aulet (Fig. 5.8b). Ambos pliegues se han desarrollado simultánea e independientemente ya que están fosilizados por las mismas series de turbiditas y margas del Cretácico superior. Este hecho implica que una cantidad discreta de movimiento en dirección ha ocurrido en la superficie de la falla de Llastarri, que como se expuso en el capítulo de estratigrafía es una falla mayor extensiva de edad Albiense superior-Cenomaniense.

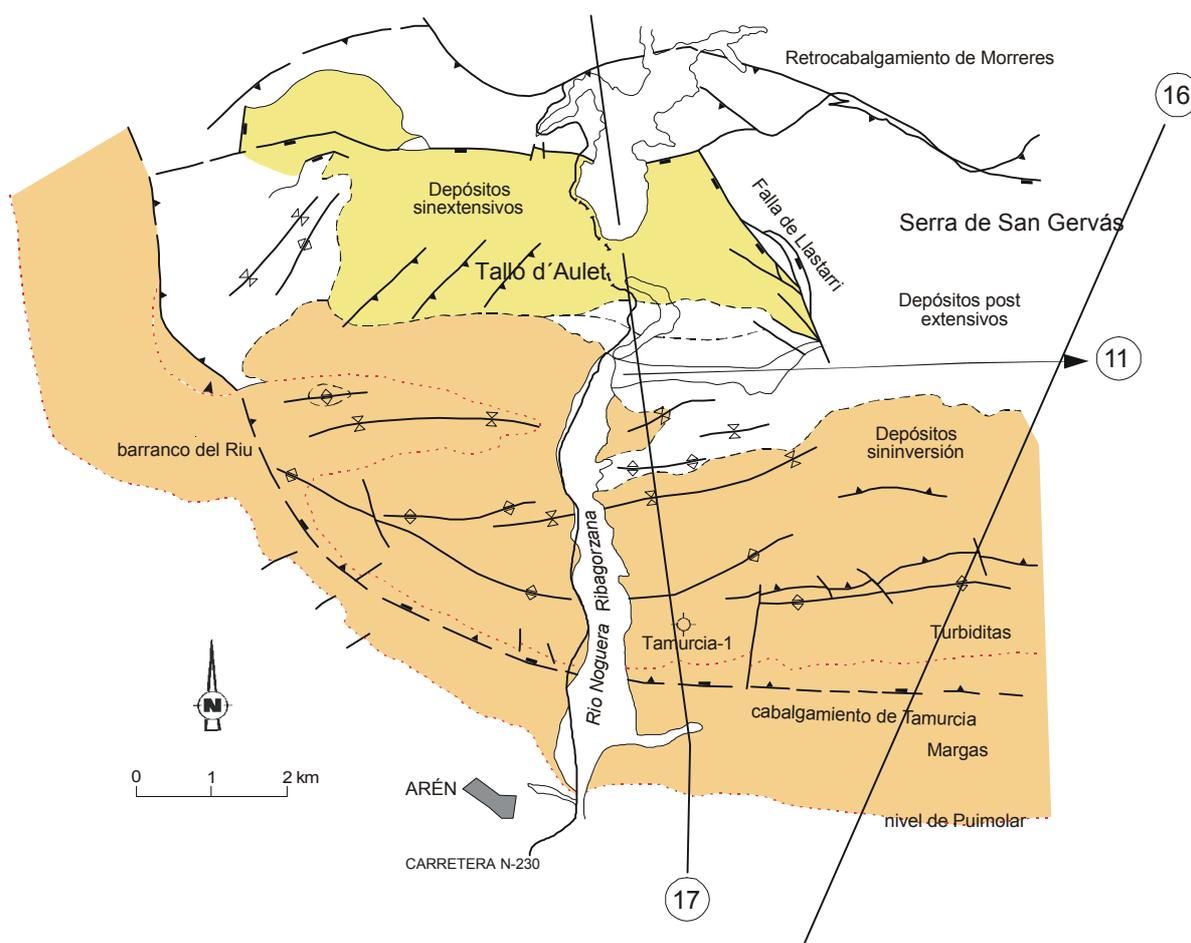


Fig. 5.7. Mapa geológico simplificado del sinclinal de San Gervàs con situación de los cortes geológicos de la figura 5.8.

La realización del corte geológico nº 17 a través de la cuenca de Aulet facilita la interpretación del mapa geológico y de las variaciones de las capas en el subsuelo reveladas por el sondeo de Tamurcia-1 y por las líneas sísmicas existentes (Fig. 5.8). Este corte geológico se ha restituido en dos etapas intermedias a fin de estudiar las modificaciones geométricas de la estructura extensiva inicial durante el Cenomaniense y el el Santoniense superior-Eoceno (Fig. 5.8c, d). La sección estratigráfica del Albiense superior-Turoniense tiene un buzamiento monoclinal que decrece hacia el sur desde 90 a 50 grados, anunciando la presencia de una amplia charnela sinclinal que nunca se observa en superficie ya que este monoclinal enlaza con un tren de pliegues E-O de menores dimensiones, abiertos e inclinados hacia el oeste. El más meridional de éstos es el

anticlinal de Tamurcia, cuyo flanco sur es una serie monoclinial de 4000 metros de espesor que se extiende sin interrupción por el Terciario del manto del Montsec. Las Calizas de Aguas Salenz que forman el mencionado tren E-O de pliegues están truncadas por una superficie de erosión a su vez plegada y cubierta por las turbiditas de Vallcarga tal como se detalla en la figura 5.9. El sentido de curvatura y las superficies axiales de los pliegues situados por encima y por debajo de la superficie de discordancia no siempre coinciden. Este hecho se explica por el control que ejercen los pliegues previos sobre el plegamiento de la discordancia.

El sondeo Tamurcia-1, emplazado sobre el flanco sur del anticlinal de Tamurcia, muestra la omisión de 2500 metros de Cretácico inferior y Cenomaniense inferior expuestos en superficie sólo 6 km hacia el norte. Caus *et al.* (1997) interpretan que el sondeo atraviesa el bloque inferior de una falla extensiva lítrica somera de polaridad norte que corta en rampa al Jurásico y se horizontaliza en profundidad en las evaporitas del Triásico. Sin embargo, la potente y completa serie jurásica cortada por el sondeo favorece su localización en el bloque superior de una falla extensiva de edad Cretácico inferior (comparar con el corte del congosto de Obarra, Fig. 5.12). La truncación de la serie del Cretácico inferior observada en el sondeo puede deberse al desplazamiento de la falla extensiva antitética que limitaba al norte la cuenca de Aulet o a una inversión tectónica de la falla sintética durante el Cenomaniense. Ambas hipótesis determinan dos soluciones geométricas distintas en profundidad para la terminación meridional de la Formación de Aulet (*onlap* o truncación respectivamente). Esta cuestión será nuevamente tratada en el capítulo 7 centrado en la inversión tectónica.

Otra cuestión importante que se plantea al trazar la parte no aflorante del corte geológico es si el plegamiento de las Calizas de Aguas Salenz y las turbiditas de Vallcarga detallado en la figura 5.9 afecta también al Cretácico inferior y el Jurásico. La interpretación en el corte es que no, debido a que estos pliegues tienen longitudes de onda demasiado pequeñas para que el plegamiento paralelo se mantenga en profundidad en una serie tan potente. La acomodación del plegamiento requiere la existencia de un despegue sobre la discordancia cenomaniense. Este despegue se interpreta como dirigido hacia el norte por delaminación tectónica asociada al cabalgamiento de Tamurcia situado en el flanco sur del anticlinal de Tamurcia.

El cabalgamiento de Tamurcia aflora por un corto espacio en el Barranc del Riu superponiendo Keuper sobre una serie delgada de turbiditas del Cretácico superior (Garrido-Megías, 1969, 1973, López Olmedo *et al.* en prensa). En el resto de su extensión es un cabalgamiento ciego fosilizado por la Formación de Vallcarga. Su trayectoria es no obstante predecible puesto que su extremidad frontal queda expresada en la cartografía como el límite entre el dominio plegado de turbiditas y la serie homoclinal inclinada hacia el sur que comprende al resto del Cretácico superior y Terciario (Figs. 5.2, 5.7). La construcción profunda de los cortes geológicos indica que el cabalgamiento tiene movimiento inverso discreto en niveles estratigráficos altos y normal en niveles bajos (Fig. 5.8b). Esta geometría se interpreta como producida por la reactivación en compresión de la falla normal de alto ángulo que limita por el sur la cuenca de Aulet.

Unidad sin Cretácico inferior entre el cabalgamiento de Tamurcia y el cabalgamiento de Bóixols

Los afloramientos de superficie consisten en sedimentos del Santoniense superior-Terciario inclinados con una pendiente que disminuye progresivamente hacia el sur. Los datos de sismica y el sondeo de Caxigar-1 indican que el resto del Cretácico superior junto al Jurásico y Triásico se hallan en el subsuelo duplicados por el cabalgamiento de Bóixols (Ardévol *et al.*, 2000; Muñoz *et al.*, 2000). El Cretácico inferior es ausente o reducido a escasos metros. Las turbiditas del Santoniense superior-Campaniense terminan hacia el sur por acuñamiento sobre el relieve estructural producido por el cabalgamiento, mientras que las margas del Campaniense-Maastrichtiense lo fosilizan (Fig. 5.8). Esta geometría es similar a la que se observa en superficie en la zona de pliegues oblicuos del Turbón (Cap. 5.5).

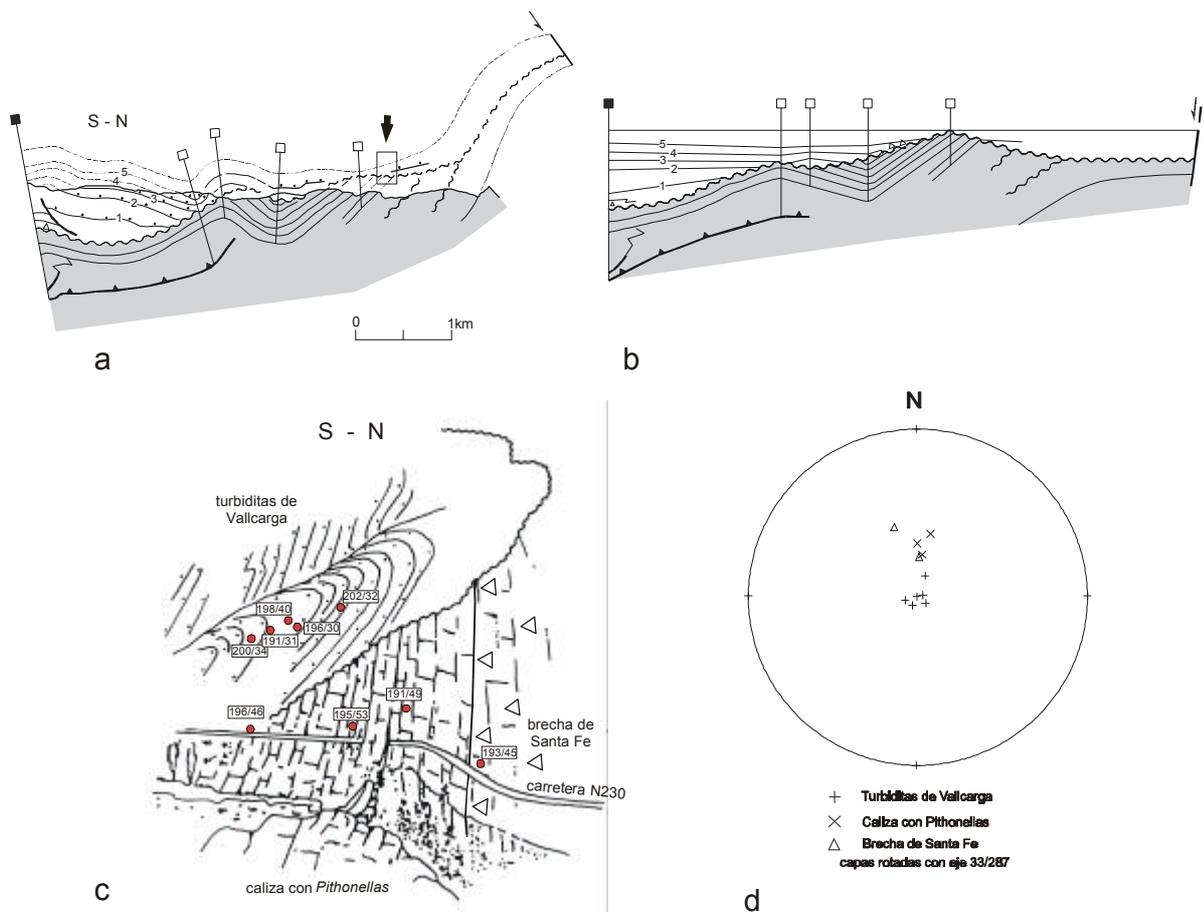


Fig. 5.9. a.- Detalle de los pliegues de crecimiento en el bloque superior del cabalgamiento de Tamurcia; b.- restitución parcial. La deformación progresiva produce una discordancia con paleorelieve que trunca los primeros pliegues, cuya forma condiciona el plegamiento sobre la superficie de discordancia; c.- clásico afloramiento de la discordancia Santiense en la presa de Sopena (modificado de Garrido-Megias y Ríos, 1972). Las turbiditas de Vallcarga se acuñan sobre la superficie que trunca a las calizas del Turoniense. Su posición se indica en la figura a por una flecha y un recuadro; d.- estereograma construido con los datos de la figura c, que demuestra que tras restituir a la horizontal las turbiditas, las calizas del Turoniense buzan todavía hacia el sur mientras que la superficie de truncación se inclina hacia el norte. Este dato es coherente con la geometría obtenida en la restitución de la figura b.

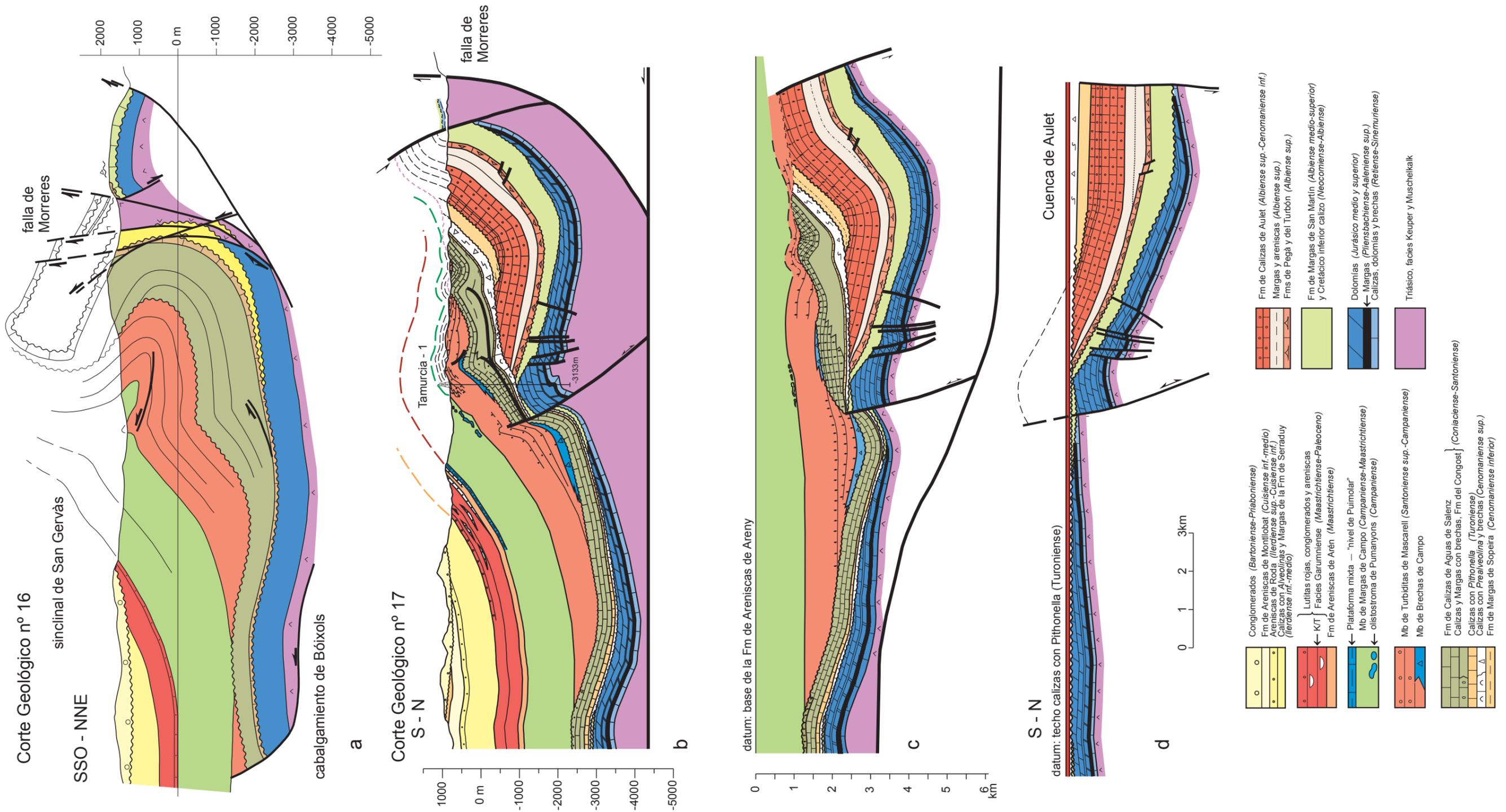


Fig. 5.8. a.- Corte geológico del sinclinal de San Gervàs al este de la falla de Llastarri (modificado de Garrido-Megias, 1973). El flanco norte inverso es compartido con un anticlinal de flancos isoclinales y núcleo salino, cortado por un imbricado de cabalgamientos dirigidos principalmente hacia el norte. Las capas externas del sinclinal de San Gervàs, formadas por el Mb de Margas de Campo (Grupo de Areny) no reproducen el plegamiento apretado de las capas internas y se hallan simplemente inclinadas hacia el sur. Es de preveer una discordancia angular entre las margas y las turbiditas infrayacentes; b.- corte geológico del sinclinal de San Gervàs al oeste de la falla oblicua de Llastarri. Las diferencias más notables con el corte situado al este son el gran espesor de Cretácico inferior y la ausencia de un flanco inverso. El Cretácico

inferior se halla profundamente truncado bajo el Cenomaniense superior en el bloque superior del cabalgamiento de Tamurcia, dirigido hacia el sur. Parte del movimiento se disipa en un retrocabalgamiento que delamina las capas sobre la discordancia produciendo un tren de pliegues y una secuencia de crecimiento en las turbiditas de Vallcarga y margas del Grupo de Arén; c.- restitución de la estructura compresiva de edad Santoniense-Maastrichtiense; d.- Interpretación de la discordancia cenomaniense como resultado de la inversión moderada del movimiento de la falla de Tamurcia que se interpreta limita por el sur la cuenca de Aulet.

5.3 ESTRUCTURA DE LA SERRA DE SIS

La Serra de Sis está formada por conglomerados paleógenos discordantes sobre las estructuras descritas. Presentan no obstante un plegamiento debido a que el paleorelieve que recubren está reactivado en compresión. El interés de su estudio es doble, por un lado documentan la deformación más reciente de la lámina de Bóixols y por otro aportan indicios sobre la continuación de las estructuras definidas en Pont de Suert hacia la región del Turbón bajo la superficie de discordancia. Tal correlación no es obvia como se ha visto en en la figura 5.3 debido a que los contactos geológicos a ambos lados de la sierra no están alineados y las estructuras tienen distintas orientaciones. A gran escala la superficie de discordancia se superpone a una estructura sinformal como demuestra el patrón cartográfico de la Arenisca de Arén y de las turbiditas y calizas cretácicas. La figura más apropiada para representar la forma de la superficie de discordancia es un mapa de *subcrop* con contornos estructurales (Fig. 5.10a).

A grandes rasgos, la parte inferior de la sucesión de conglomerados consiste en brechas de procedencia local (calizas y turbiditas cretácicas), mientras que en la parte superior dominan rocas permotriásicas, rocas paleozoicas y granitos. Son depósitos de abanicos aluviales que coalescen, rellenando un área deprimida entre las regiones elevadas del Turbón y de Pont de Suert, que constituyen los límites deposicionales. Testigos de la terminación de los conglomerados de la Sierra de Sis hacia el NO son las brechas de ladera preservadas en el valle del río Isábena entre 1600 y 1800 metros y la superficie de erosión de la montaña del Turbón entre 2220-2340 metros (Figs. 5.16b y 5.10).

El alto topográfico de Las Aras, al norte de la Sierra de Sis (Fig 5.10) soporta una delgada cobertera de conglomerados plegada suavemente en sinclinal de eje NO-SE. Su sustrato es el relieve del bloque superior del cabalgamiento de Las Aras, compuesto de carbonatos que forman una terraza resistente. Un paleovalle excavado sobre el Keuper del barranco de Sirès corta esta terraza. Está relleno por 350 metros de brechas formando un prisma que se abre hacia el sur. Al sur del alto de Las Aras, las líneas de contorno de la superficie de discordancia descienden bruscamente varios cientos de metros en coincidencia con el cambio litológico de calizas a turbiditas. Este descenso se asocia sin ambigüedad al paleorelieve del borde frontal del cabalgamiento de Las Aras. Paralelamente, el espesor de conglomerados se incrementa hasta 850 metros en sección vertical, determinando la principal cuenca sedimentaria de la sierra. La característica más intrigante es el patrón concéntrico del contorno de la superficie de discordancia, que confiere una forma de bañera a la cuenca. Por este motivo, secciones con distintas orientaciones muestran perfiles sinclinales. Este patrón resulta del basculamiento hacia el centro de la cuenca de la superficie de discordancia, junto a las series inferiores de conglomerados. La causa es la reactivación de estructuras oblicuas en el sustrato. En el lado occidental de la sierra se han reactivado la rampa NE-SO del cabalgamiento de Las Aras y un anticlinal SSE que pliega a la Formación de Areniscas de Arén; en el lado oriental de la sierra las estructuras reactivadas son el anticlinal NE-SO del Riu y la zona de rampas oblicuas del Pilaret de Santa Bárbara.

En contraste con lo que se acaba de expresar, los conglomerados situados en el eje longitudinal de la cubeta, lejos de los márgenes reactivados, y los términos medios-altos de los conglomerados presentan un basculamiento hacia el NE y una relación de *downlap* sobre la superficie del paleorelieve. Sólo los cortes longitudinales son sensibles de mostrar esta geometría así como el retroceso de los abanicos de área fuente local, que son de edad más reciente hacia el noreste. Esto define una secuencia de deformación de tipo *break-back* (Fig. 5.10b).

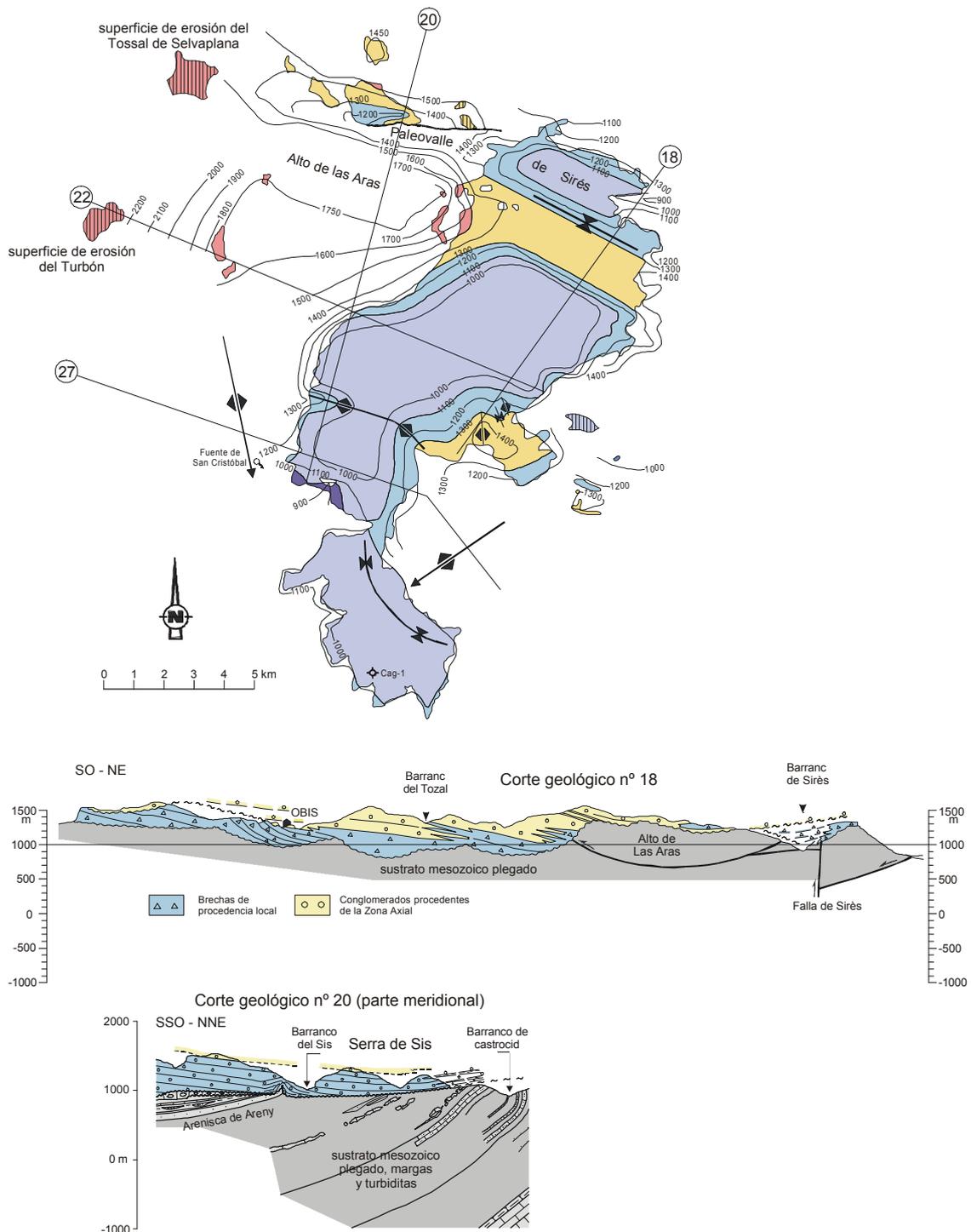


Fig. 5.10. a.- Contornos estructurales (cotas sobre el nivel del mar) de la superficie de discordancia de los conglomerados de la Serra de Sis y su relación con las superficies de erosión preservadas en los márgenes de la cuenca de los conglomerados. Se indica también la trayectoria de los cortes geológicos que atraviesan la sierra y los ejes de las principales estructuras plegamiento del sustrato y de los conglomerados; b.- corte geológico nº 18 longitudinal a la sierra que muestra el basculamiento hacia el norte y la retrogradación de los conglomerados de área fuente calcárea local, lo que una secuencia de propagación hacia el norte de la deformación. El paleorelieve irregular de la superficie de discordancia está modelado en rocas de diferente resistencia limitadas por rampas de cabalgamiento oblicuas paralelas al corte geológico. El buzamiento elevado de los conglomerados junto al pueblo de Obis se debe a la reactivación tardía de las citadas estructuras oblicuas; c.- corte geológico longitudinal a través del borde occidental de la Serra de Sis. El sustrato de los conglomerados está formado por margas y turbiditas inclinadas hacia el sur, con un término litológico competente de areniscas y calizas a techo. La superficie de discordancia bajo los conglomerados es un paleorelieve suave plegado en sinclinal, que también dobla a los conglomerados. Estos últimos buzanan más que la superficie y en consecuencia se acuan hacia el norte. Destaca en el barranco del Sis un anticlinal asociado a la compresión de los conglomerados contra el paleorelieve de la arenisca de Areny. Este anticlinal se detalla en la figura 5.11.

Un ejemplo excepcional de paleorelieve reactivado por compresión es el plegamiento anticlinal de los conglomerados que fosilizan el *hogback* de la Arenisca de Arén y las calizas del Eoceno inferior (Fig. 5.11). La Arenisca de Arén se comporta mecánicamente como una capa competente sobre las margas del Maastrichtiense, reactivada por cizallas paralelas a la estratificación dirigidas hacia el norte. Los conglomerados, depositados sobre la cuesta y el frente del *hogback* forman un anticlinal con la cresta truncada por una discordancia angular. Las nuevas unidades de conglomerados que cubren la discordancia muestran una secuencia de crecimiento a su vez plegada como un anticlinal vergente al norte.

Es interesante reseñar que la forma concéntrica del plegamiento y la composición caliza de los clastos de los conglomerados confieren a la Serra de Sis características de acuífero kárstico sobre el nivel impermeable de las turbiditas de Vallcarga. El drenaje se realiza en la base de la Arenisca de Arén por la fuente de San Cristóbal, situada a 820 metros de altitud a nivel del río Isábena. La estructura geológica posibilita la transferencia de aguas desde el acuífero en los conglomerados hacia la Arenisca de Arén, a lo largo de la intersección de la superficie de discordancia.

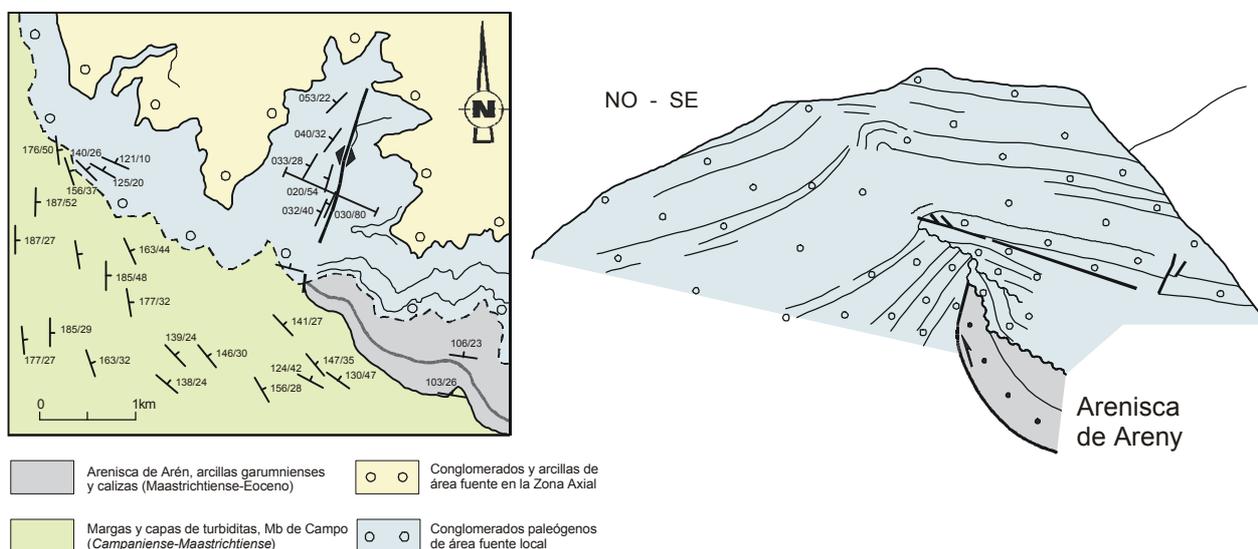


Fig. 5.11. Izquierda.- Mapa geológico alrededor del barranco del Sis con situación del corte geológico adjunto; derecha.- corte geológico del anticlinal de conglomerados (sin escala) con la zona de charnela truncada en las capas internas y fallas inversas vergentes al oeste en las capas externas.

5.4 LA SECCION DEL RIO ISABENA

El río Isábena atraviesa la Unidad de Las Aras en el Congosto de Obarra con un desnivel topográfico superior a 600 metros, suficiente para exponer toda la sección de Mesozoico transportada hacia el sur sobre un cabalgamiento actualmente plegado e inclinado hacia el antepaís (Fig. 5.12a). El límite con los *duplex* de basamento de Los Nogueras es una falla inversa dirigida hacia el norte que corta fuera de secuencia al cabalgamiento inferior de la lámina y a porciones delgadas de Paleozoico y de Buntsandstein por lo que se interpreta como una estructura tardía. El límite sur es el cabalgamiento de Las Aras de vergencia sur y de edad cretácica (Figs. 5.3 y 5.12).

Sinclinal de Alíns

Es la estructura más septentrional de la sección. Tiene forma disimétrica, con el flanco sur más corto y verticalizado que el flanco norte. Todo el Jurásico y una parte del Cretácico inferior expuestos en su flanco norte están omitidos en el flanco sur. Esta geometría se interpreta como un cabalgamiento que corta al bloque superior de una falla normal no reactivada (Fig. 5.12b). El sinclinal de Alíns termina en cartografía hacia el oeste (Fig. 5.2) debido a que su cresta se sitúa sobre la superficie topográfica. Varias causas se combinan: a.- terminación hacia el oeste del Jurásico y del Cretácico inferior previo a la Marga de San Martín; b.- condensación de las calizas del Cenomaniense desde 225 metros a sólo 1 metro (afloramiento del Barranco de La Paul); y c.- plegamiento suave del cabalgamiento inferior de la lámina y subsecuente erosión de los domos por los conglomerados paleógenos. Estos últimos muestran una secuencia de crecimiento que indica que al menos una parte de la rotación del flanco sur del sinclinal ocurrió durante el depósito de los conglomerados. Esta rotación está acomodada por una falla inversa vertical que corta a la charnela del pliegue.

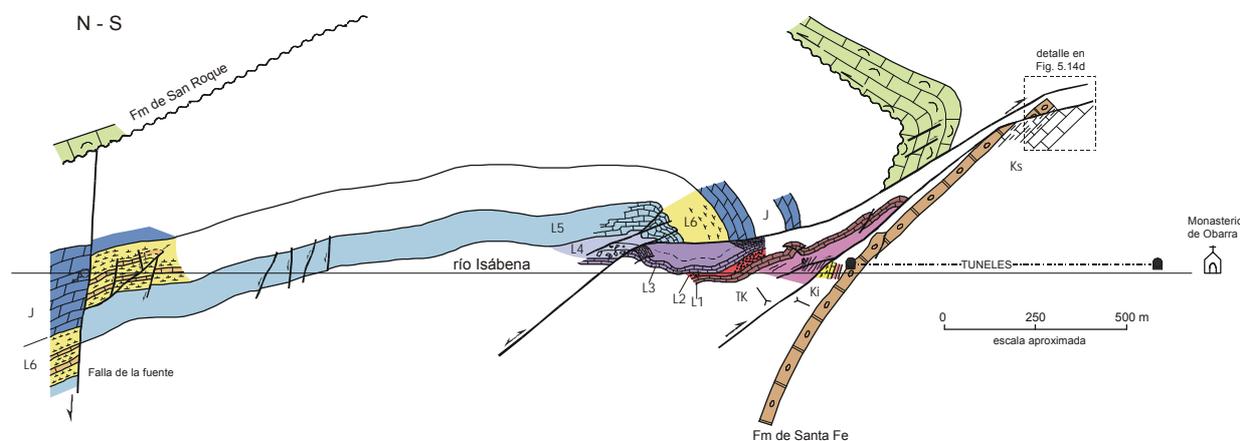
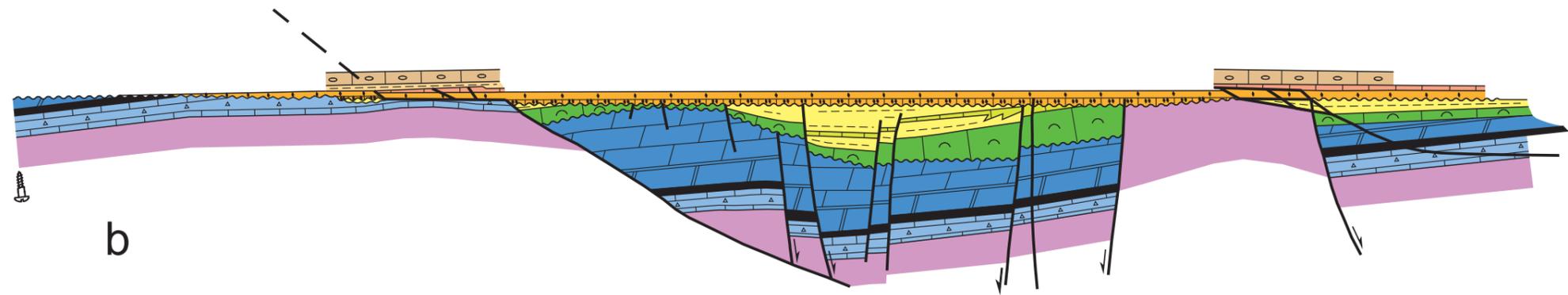
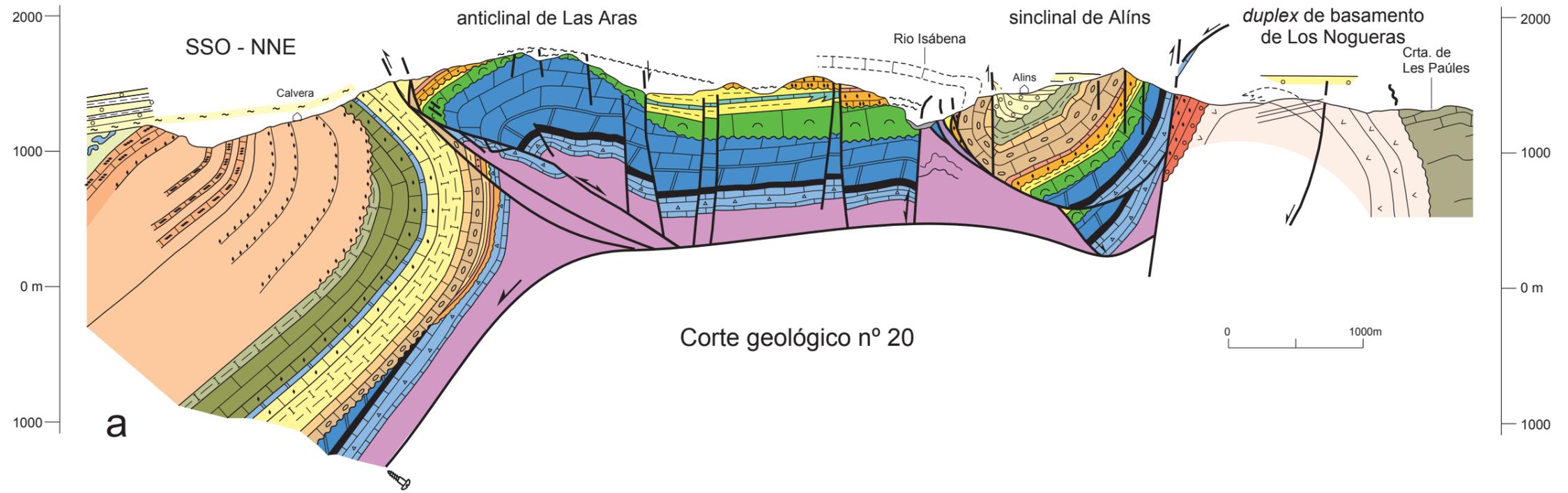


Fig. 5.13. Detalle del cabalgamiento de Las Aras en la carretera del congosto de Obarra (río Isábena), explicación en el texto. Sección en el bloque superior: TK: Keuper; L1: calizas inferiores (*¿Noriense?-Retiense*); L2: brecha ferruginosa (*Hettangiense*); L3: calizas con ostrácodos (*Hettangiense*); L4: brecha dolomítica (*Hettangiense*); L5: calizas y dolomías listadas (*Hettangiense terminal-Sinemuriense*); L6: margas y calizas bioclásticas (*Pliensbachiense-Aalenense*); J: *Aalenense sup.-Titónico*; Fm de Calizas de San Roque (*¿Aptiense?-Albiense medio*). Sección invertida en el bloque inferior: Ki: (Fms de San Martín, Pegà, Turbón y Sopeira (*Albiense medio-Cenomaniense inf.*)); Fm de Santa Fe (*Cenomaniense sup.*); Ks: calizas indiferenciadas (*Turonense-Santonense inf.*).

Anticlinal de Las Aras

Inmediatamente al sur del sinclinal de Alíns se halla el anticlinal de Las Aras, descrito por primera vez por Misch (1934) y posteriormente detallado por Papon (1969a,b) y Garrido-Megías (1973). Es un anticlinal volcado hacia el sur limitado por un sistema conjugado de fallas inversas. La falla del borde norte, considerada en este trabajo como la continuación de la falla de Sirès descrita en el corte de la Ribagorçana, produce una interrupción en la continuidad de los estratos del Jurásico y del Cretácico inferior y un pliegue forzado en el Cretácico superior que forma el flanco sur del sinclinal de Alíns. Se interpreta como una falla normal con una acumulación de Keuper en el bloque inferior ligeramente reactivada en compresión (Fig. 5.12c). La falla del borde sur es el cabalgamiento de Las Aras, con un desplazamiento próximo a 2000 metros. De orientación frontal ONO-ESE, cambia a NE-SO en la margen izquierda del río Isábena. Hacia el oeste pierde progresivamente desplazamiento y termina en una falla de desgarre que sirve de enlace con el anticlinal N-S del Turbón. El cabalgamiento de Las Aras se compone de dos fallas principales con una pendiente de 25-30 grados. La inferior corta en su bloque inferior astillas invertidas de Cretácico inferior y de Cenomaniense y en su bloque superior arcillas del Keuper y calizas del Líasico (Fig. 5.13). La falla superior corta las calizas liásicas como un rellano de bloque inferior en tanto que la sucesión del bloque superior, compuesta de calizas liásicas, dolomías jurásicas y calizas del Cretácico inferior, está cortada como una rampa y verticalizada contra la falla. La naturaleza sustractiva de este contacto (rocas modernas cabalgando rocas antiguas) indica que el cabalgamiento de Las Aras reactiva una falla extensiva previa.

El anticlinal de bloque superior asociado al cabalgamiento de Las Aras (Figs. 4.14 y 5.14) se ha formado sobre la citada falla normal previa, posiblemente acentuando el pliegue de *rollover*. Tiene el flanco frontal verticalizado y cortado por un imbricado menor con el mismo sentido de cizalla que el cabalgamiento principal. Su superficie axial es asimismo paralela a la falla. El bloque inferior del cabalgamiento es un gran flanco inverso con una serie estratigráfica caracterizada por un Cretácico inferior y un Jurásico reducidos y por un Cretácico superior de espesor superior a 2500 metros, mayoritariamente formado por turbiditas. Esta unidad de turbiditas es discordante y forma una secuencia de crecimiento en el flanco norte del anticlinal, indicando que este pliegue es de edad Cretácico superior. Las turbiditas se hallan erosionadas por los conglomerados paleógenos en el bloque superior del cabalgamiento de Las Aras.



- | | | | |
|--|--|--|--|
| | Conglomerados, areniscas y arcillas (Paleógeno) | | Fm de Margas de Sopeira (Cenomaniense inferior) |
| | Mb de Margas de Campo (Campaniense-Maastrichtiense) | | Fm de Margas de San Martín (Albiense medio-superior) |
| | Mb de Turbiditas de Mascarell turbiditas siliciclásticas y calcareníticas (Santoniense sup.-Campaniense) | | Fm de Calizas de San Roque (¿Altiense sup.? -Albiense medio) |
| | Fm de Margas de Anserola (Santoniense inferior) | | Dolomías (Jurásico medio y superior) |
| | Fm de Calizas de Aguas de Salenz (Coniaciense-Santoniense) | | Margas (Pliensbachiense-Aalenense sup.) |
| | Calizas con bioclastos y oolitos (Coniaciense) | | Calizas, dolomías y brechas (Retiense-Sinemuriense) |
| | Calizas con rudistas y corales (Coniaciense) | | Arcillas, yesos y calizas, facies Keuper y Muschelkalk |
| | Margocalizas (Turonense-Coniaciense) | | Areniscas, conglomerados y lutitas, facies Bunts |
| | Calizas con Pithonella (Turonense) | | Volcanoclásticos, Fm de Erill Castell (Estefaniense) |
| | Calizas con Prealveolina (Cenomaniense sup.) | | Basamento hercínico |

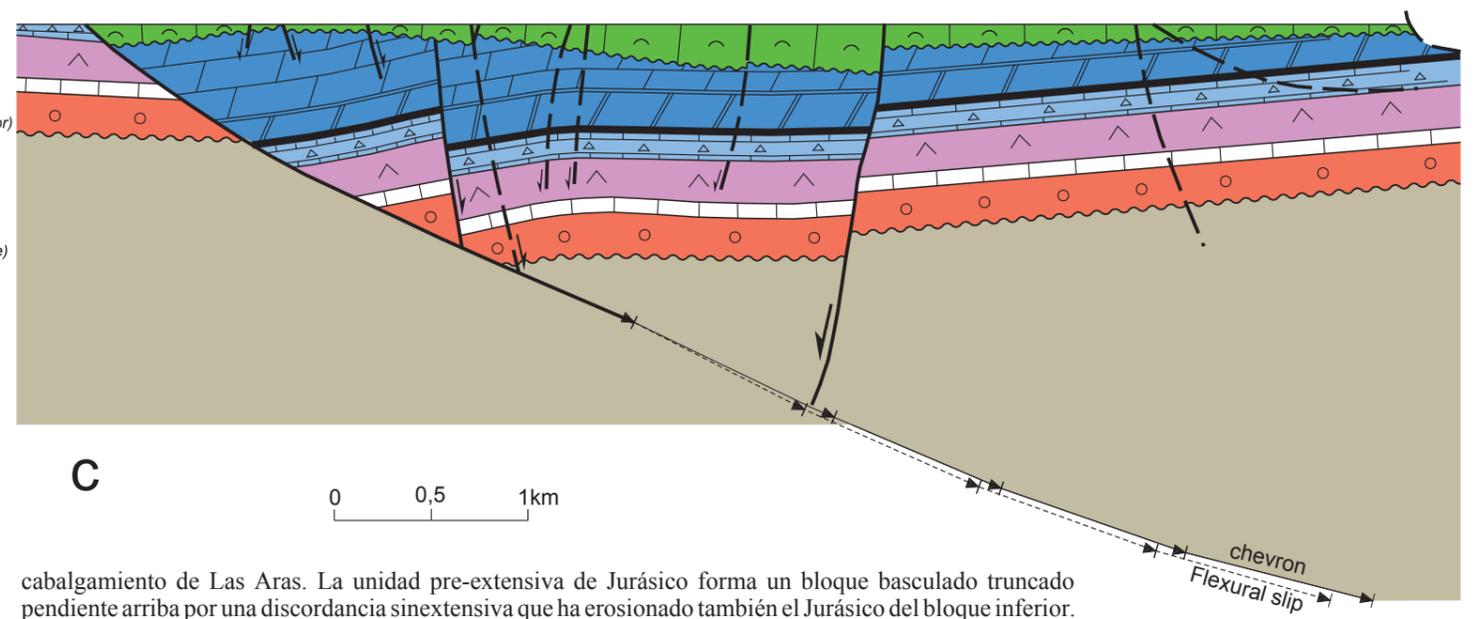


Fig. 5.12 a.- Corte geológico nº 20 a través del congosto de Obarra en el valle del río Isábena. Los pliegues y fallas de vergencia opuesta resultan de la inversión del desplazamiento de fallas normales antitéticas y sintéticas que limitan una cuenca extensiva de edad Albiense preservada con poca deformación en el bloque superior del cabalgamiento de Las Aras. Las turbiditas de la Fm de Vallcarga muestran una secuencia de crecimiento en bloque inferior del cabalgamiento; b.- Restitución que muestra las modificaciones de la forma de la cuenca extensiva bajo la discordancia del Albiense superior. Se interpreta que el bloque superior de la falla de Las Aras se ha deformado por contracción incrementando la amplitud de los pliegues extensivos previos. La erosión subsecuente de las áreas de cresta produce la discordancia del Albiense superior; c.- Sección restituida que muestra la cuenca extensiva Albiense en el bloque superior del

cabalgamiento de Las Aras. La unidad pre-extensiva de Jurásico forma un bloque basculado truncado pendiente arriba por una discordancia sinextensiva que ha erosionado también el Jurásico del bloque inferior. Esta superficie se halla asimismo plegada en un anticlinal de *roll-over* y un semigraben desarrollado sobre las fallas normales. El crecimiento sinextensivo de estas fallas se deduce de la acomodación de la plataforma de carbonatos de San Roque.

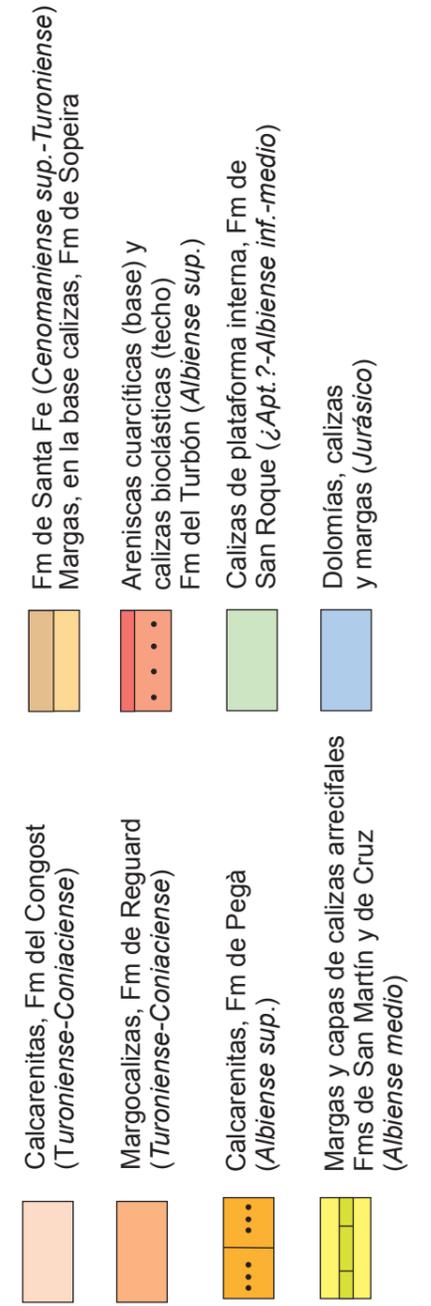
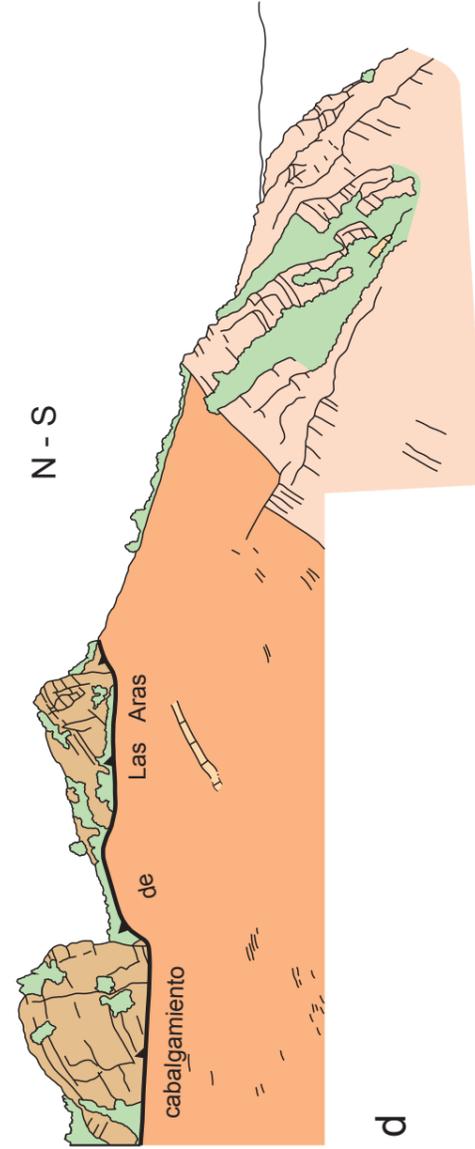
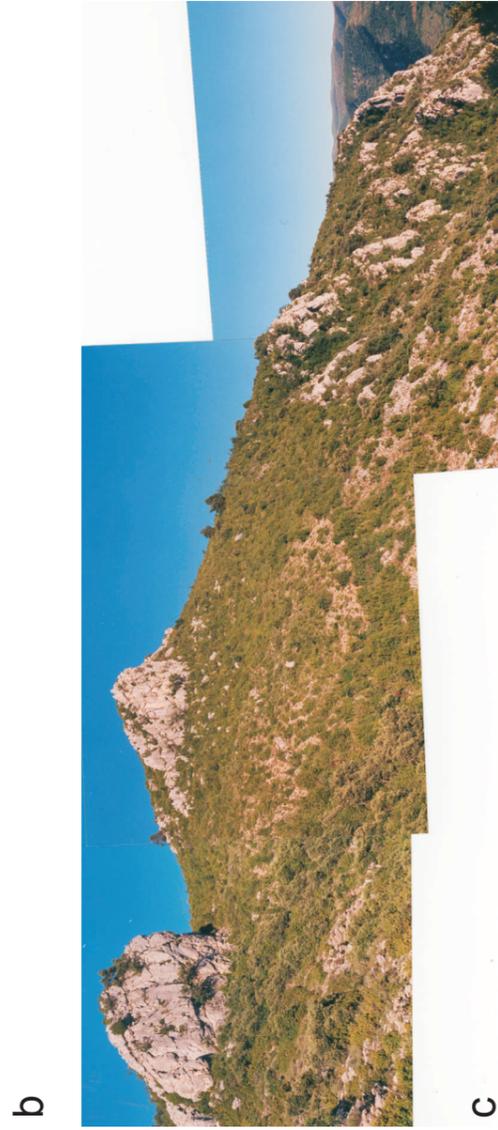
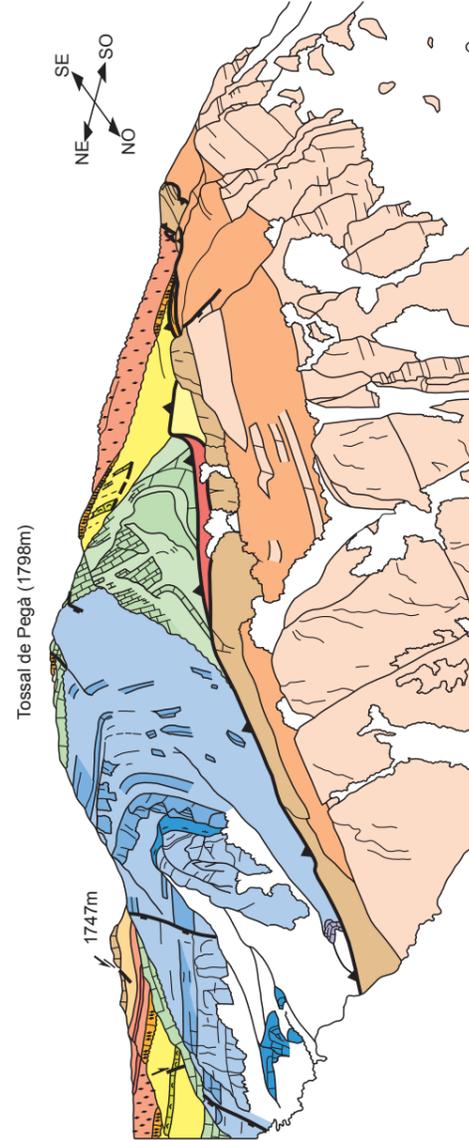


Fig. 5.14. a.- Vista longitudinal del cabalgamiento de Las Aras junto al congosto de Obarra (río Isábena). Las calizas del Cretácico superior previas a la sucesión de turbiditas se hallan invertidas en el bloque inferior del cabalgamiento formando una ladera escarpada. El anticlinal de rampa del bloque superior se compone de un Jurásico potente y completo cubierto en discordancia por la plataforma de carbonatos de la Formación de San Roque que se acuña en dirección a la cresta del anticlinal bajo el Tossal de Pegà. El centro

sedimentario de la cuenca albiense se adivina bajo el pico de la cota 1747 m. Un recuadro sitúa la discordancia del Albiense superior detallada en la figura 4.29; b.- Panorámica e interpretación de un cabalgamiento secundario que corta el flanco inverso del cabalgamiento de Las Aras (ver también la figura 5.13).

5.5 LA ZONA DE PLIEGUES OBLICUOS DEL TURBON

El cabalgamiento de Las Aras enlaza hacia el oeste con la zona de pliegues oblicuos del Turbón caracterizada por una estructura tridimensional compleja (Fig. 5.15) y por una secuencia espectacular de estratos de crecimiento en las turbiditas y margas de Vallcarga (Papon, 1969a,b, van Hoorn, 1970; Garrido-Megías, 1973; Simó, 1985; Fondecave-Wallez *et. al.*, 1989; Robador y Zamorano, en prensa; García Senz, en prensa). El anticlinal del Turbón junto al anticlinal de San Corneli son ejemplos clásicos que documentan la deformación de la lámina cabalgante de Boixols en el Santoniense-Maastrichtiense.

La descripción de las estructuras de primer orden se presenta de este a oeste en base a dos cortes geológicos profundos perpendiculares a los ejes de plegamiento (Fig. 5.16) acompañados de varios cortes de detalle.

El cabalgamiento de Selvapiana

La rampa frontal E-O del cabalgamiento de Selvapiana limita por el sur una lámina delgada de Cretácico que ocupa una posición estructural comparable al sinclinal de Alíns. Esta unidad tiene forma de cubeta sinclinal resultado de la interferencia de dos direcciones ortogonales de plegamiento (Fig. 5.15). El plegamiento más importante es de eje N-S, con el flanco oriental largo y de inclinación moderada y el flanco occidental verticalizado. Ambos están separados por una falla vertical similar a la falla que corta la charnela del sinclinal de Alíns. En dirección E-O la forma sinclinal es menos marcada, con el flanco norte doblado por el plegamiento del cabalgamiento inferior de la lámina y el flanco sur doblado en la rampa frontal (Fig. 5.17a). La base de la lámina cabalgante contiene pequeñas duplicaciones de Cretácico inferior con el cabalgamiento inferior de los duplex situado en la superficie discordancia entre la Marga de San Martín y el Keuper y el cabalgamiento del techo en la base de la Caliza de Santa Fe. Las duplicaciones más importantes se localizan en la rampa frontal, cabalgando al Jurásico y al Cretácico inferior del anticlinal de Las Aras. La aparición brusca de Jurásico y de una sección más completa de Cretácico inferior en el bloque inferior del cabalgamiento de Selvapiana evidencian que el cabalgamiento corta el bloque superior de la falla normal de Sirès (Fig. 5.17b,c).

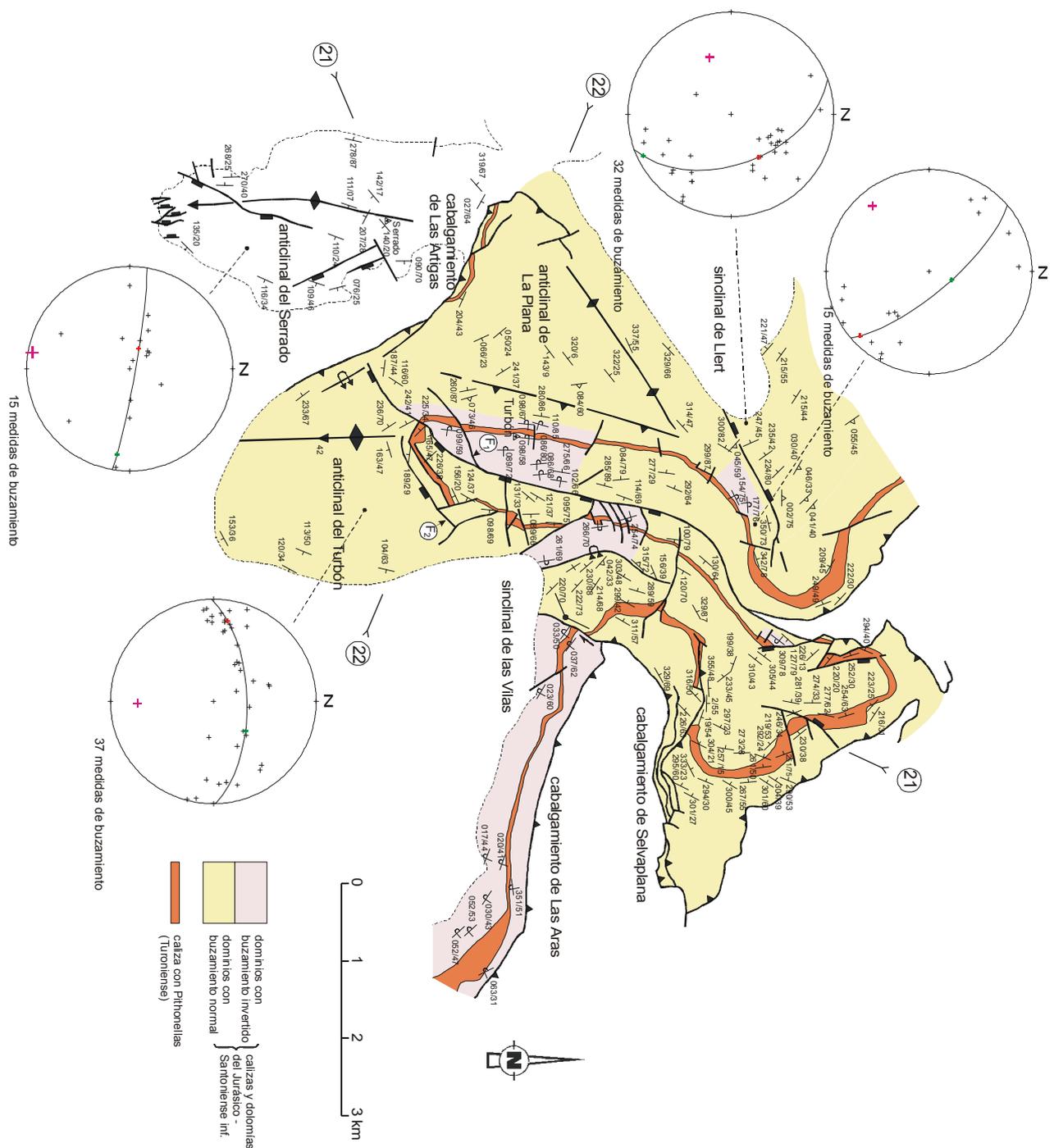


Fig. 5.15. Mapa geológico simplificado de la zona de pliegues oblicuos del Turbón con la orientación de los principales elementos estructurales y situación de cortes geológicos. Los dominios con buzamiento normal e invertido están separados por fallas transversas lo que indica una componente de movimiento en dirección de estas fallas.

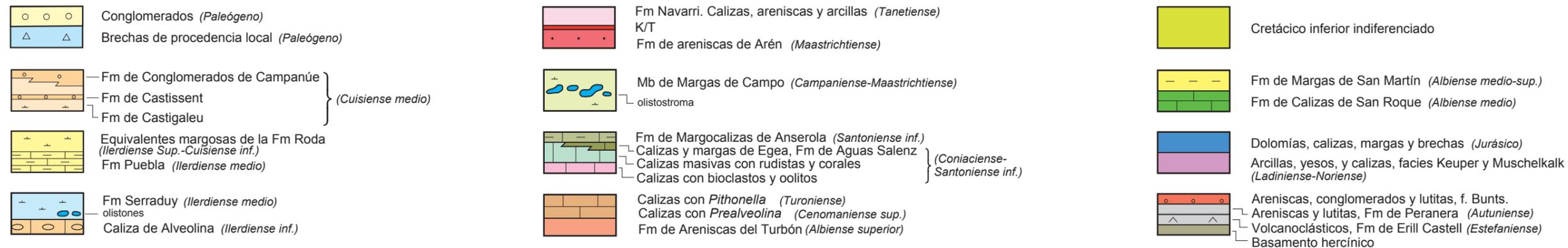
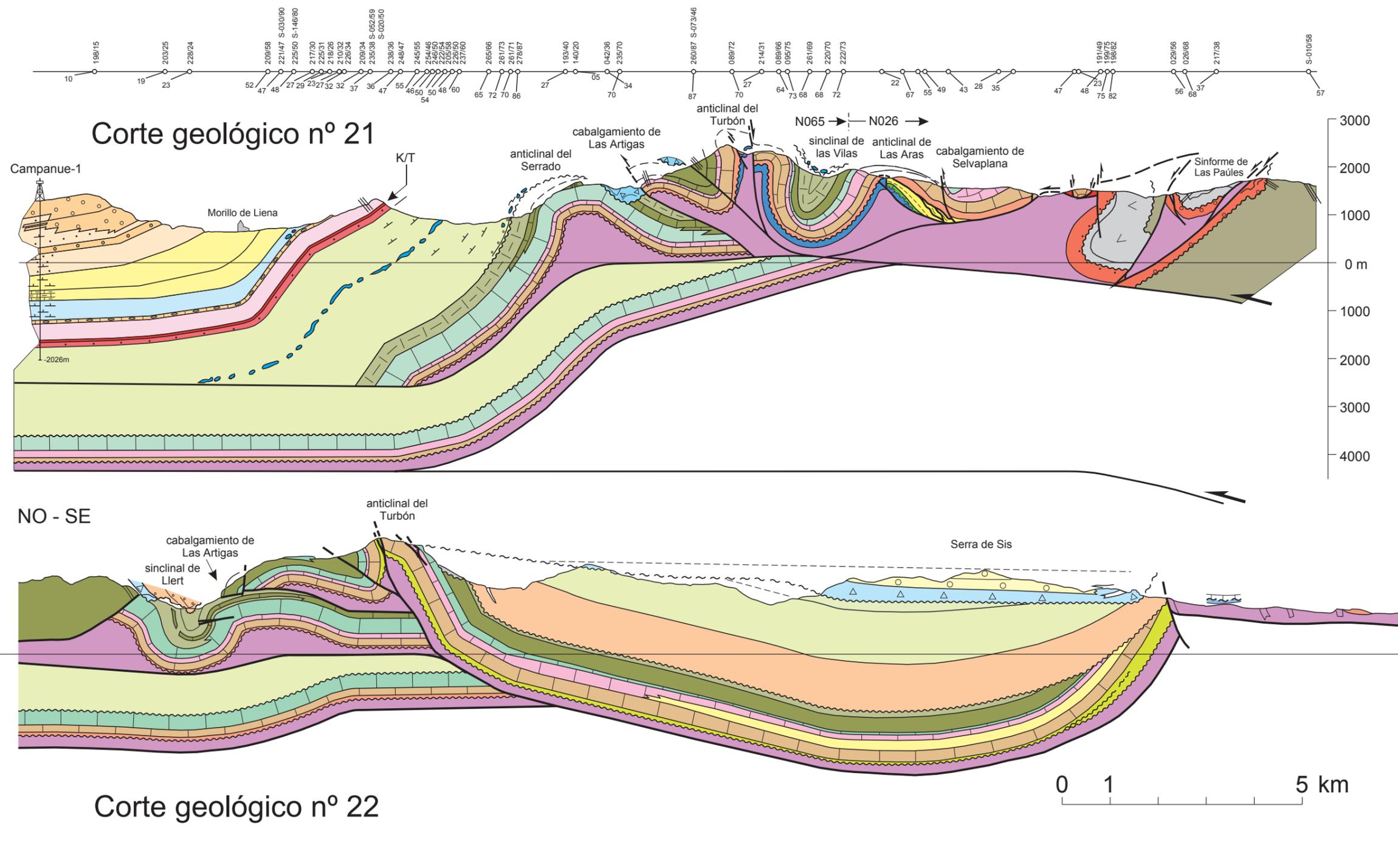


Fig. 5.16. a- Corte geológico NE-SO de la zona de pliegues oblicuos del Turbón elevada sobre una culminación de anticlinales de rampa de bloque superior. La edad Santoniense superior-Campaniense de los pliegues y cabalgamientos que forman la lámina de Bóixols se deduce por diferentes depósitos de brechas y coladas submarinas de bloques; b.- corte geológico NO-SE ortogonal al anterior que muestra el amplio sinclinal de las Vilas relleno de turbiditas y margas de

la Fm de Vallacarga limitado al este por la rampa de cabalgamiento oblicua de la Serra de Sis. En el extremo oeste del corte se aprecia la extremidad de la falla extensiva que limita la cuenca de las Calizas de Aguas Salenz. La superficie de erosión de la montaña del Turbón se relaciona con claridad con los conglomerados de la Serra de Sis. (Ver figura 5.2 para la situación de los cortes)

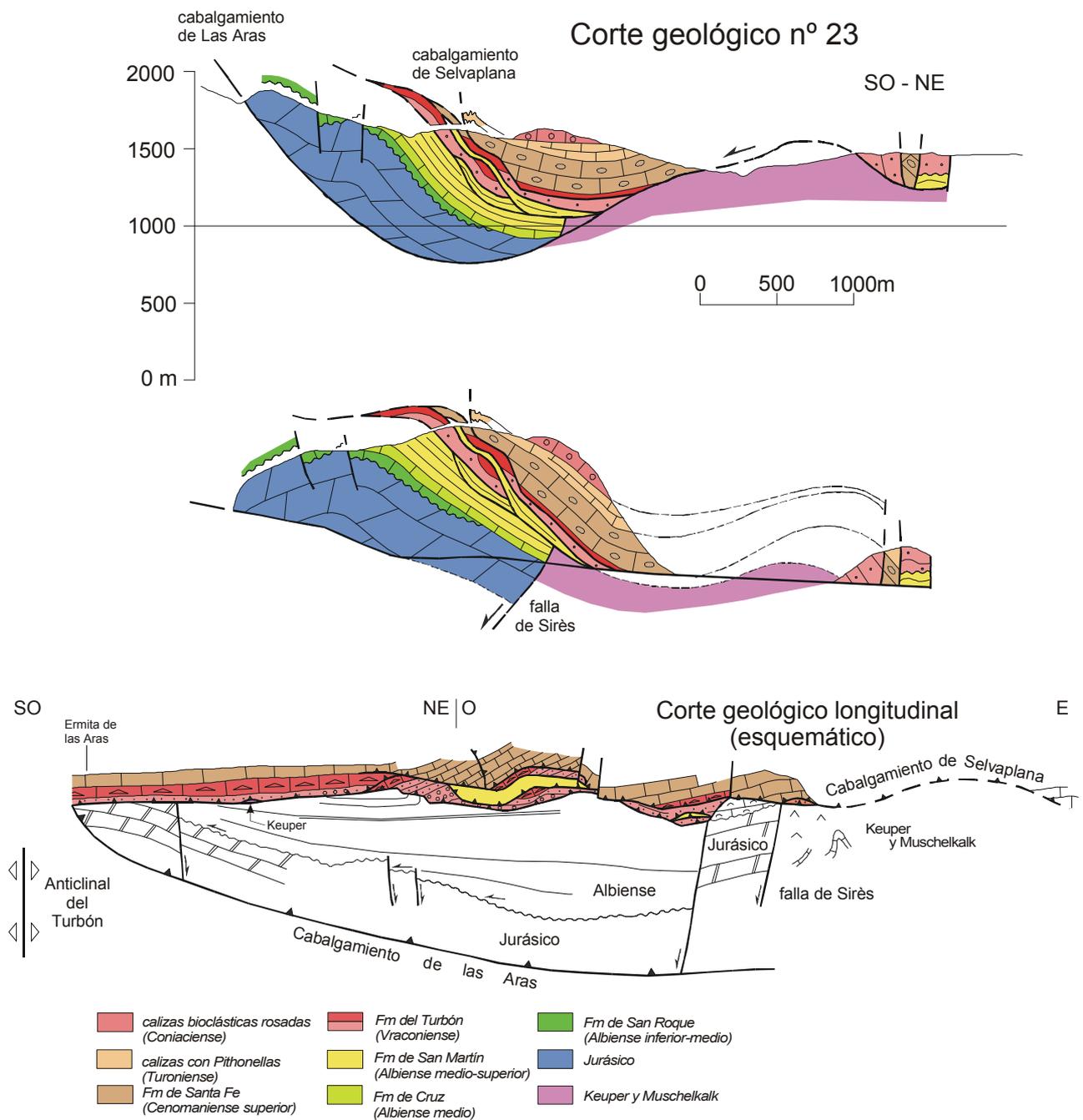


Fig. 5.17. a.- Corte geológico de la unidad de las Aras al norte de la montaña del Turbón. Se detalla la estructura del cabalgamiento de Selvapiana formado por un *duplex* de Margas de San Martín y Areniscas del Turbón.; b.- restitución a la horizontal por cizalla vertical del cabalgamiento plegado de Las Aras. La diferente sección estratigráfica en ambos bloques del cabalgamiento de Selvapiana se explica por la truncación tectónica de la falla normal de Sirès, que limita por el sur una cuenca con Jurásico y Cretácico inferior. En el bloque inferior la Marga de San Martín yace directamente sobre el Keuper; c.- corte geológico longitudinal del bloque superior del cabalgamiento de Selvapiana formado por rocas inclinadas hacia el oeste con estructura de *duplex* delgados.

La terminación occidental del cabalgamiento de Las Aras

El cabalgamiento de Las Aras se une en su extremidad occidental con el cabalgamiento de Selvapiana según una línea de entronque frontal. Se une también con una falla vertical SO-NE que corta perpendicularmente a su bloque inferior separando al Turoniense en sentido lateral dextro unos 175 metros (Fig. 5.15). La serie estratigráfica en el bloque oriental de la citada falla está invertida mientras que la polaridad es normal en el bloque occidental. Se interpreta como una falla de desgarre contemporánea con el movimiento del cabalgamiento de Las Aras, cuyo desplazamiento se transfiere a esta falla. Aunque el cabalgamiento de Las Aras termina en esta localidad, el anticlinal de bloque superior asociado a su rampa continua hacia el oeste, aunque con un perfil suave, y pliega al eje del sinclinal de Las Vilas y al anticlinal del Turbón (Figs. 5.15 y 5.16).

El sinclinal de Las Vilas

Es una estructura situada entre el anticlinal ONO-ESE de Las Aras y el anticlinal N-S del Turbón. Tiene vergencia hacia el este, con un perfil apretado en las calizas del Cretácico superior (Figs. 5.16) y abierto en la secuencia de crecimiento de las turbiditas de Vallcarga. Su superficie axial está plegada en arco.

El anticlinal del Turbón

Es un pliegue en caja de perfil isoclinal vergente al oeste y con fuerte inmersión hacia el sur (Figs. 5.15, 5.16, 5.20). Su superficie axial está plegada paralelamente al sinclinal de Las Vilas. Para un dominio septentrional de esta área plegada se ha calculado un eje orientado 17/230 y para un dominio meridional 27/179. La inmersión regular de unos 27 grados se incrementa a 40-50 grados en la nariz del pliegue.

El núcleo del anticlinal está formado por arcillas y yesos del Keuper que permiten el apretamiento isoclinal de los flancos. La serie competente previa a la secuencia de crecimiento es carbonática del orden de 1000 metros de espesor, con variaciones que siguen un patrón complejo. Se ha constatado que el espesor del Jurásico varía por truncación bajo la discordancia del Albiense superior (Cap. 4.6) y que la sucesión del Albiense superior-Coniaciense tomada como conjunto es relativamente isópaca (Papón, 1969a,b). En contraste las calizas del Coniaciense-Santonense inferior varían considerablemente de espesor, con máximos en la parte sur del flanco oeste y mínimos en la parte norte del flanco oriental. El espesor de la Caliza de Aguas Salenz varía por condensación (nivel de glauconita a techo en la zona de máxima condensación) y la Marga de Anserola por truncación bajo las turbiditas que forman la secuencia de crecimiento.

Un sistema de fallas de cresta y otro de fallas transversas cortan la zona de charnela y los flancos del anticlinal del Turbón, modificando la estructura de plegamiento. La falla denominada F1 en la figura 5.15 corta longitudinalmente la charnela del anticlinal deprimiendo el bloque oriental unos 500 metros con una separación dextra en la cartografía. La deformación de los flancos del anticlinal difiere en ambos bloques de esta falla, mientras que el flanco occidental es continuo, el oriental se halla cortado por multitud de fallas transversas. Las más importantes limitan segmentos de flanco con serie normal de segmentos con serie invertida. Tienen por tanto una componente oblicua de movimiento que acomoda el acortamiento de los flancos cuando estos ya se hallan muy verticalizados. Por esta razón se interpretan como contemporáneas con un estadio tardío del plegamiento.

Otra familia diferente de fallas (F2, Figs. 5.15, 5.18, 5.20) es subparalela a la estratificación de las calizas y margas del Turoniense y Coniaciense, mostrando una separación normal y una geometría de rampa-rellano y *roll-over* en el bloque superior. El *roll-over* dobla a un clivaje previo perpendicular a la estratificación. Estas fallas están plegadas en la charnela del anticlinal y por tanto preceden al plegamiento.

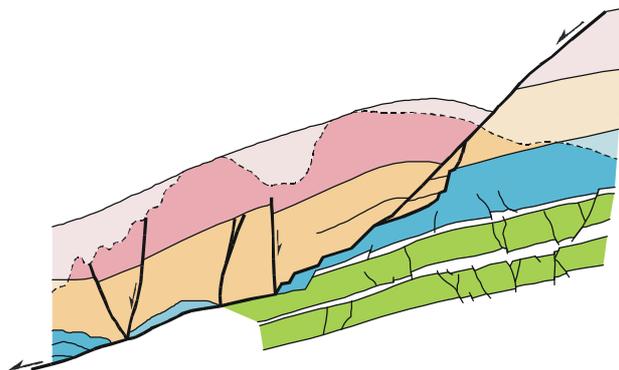
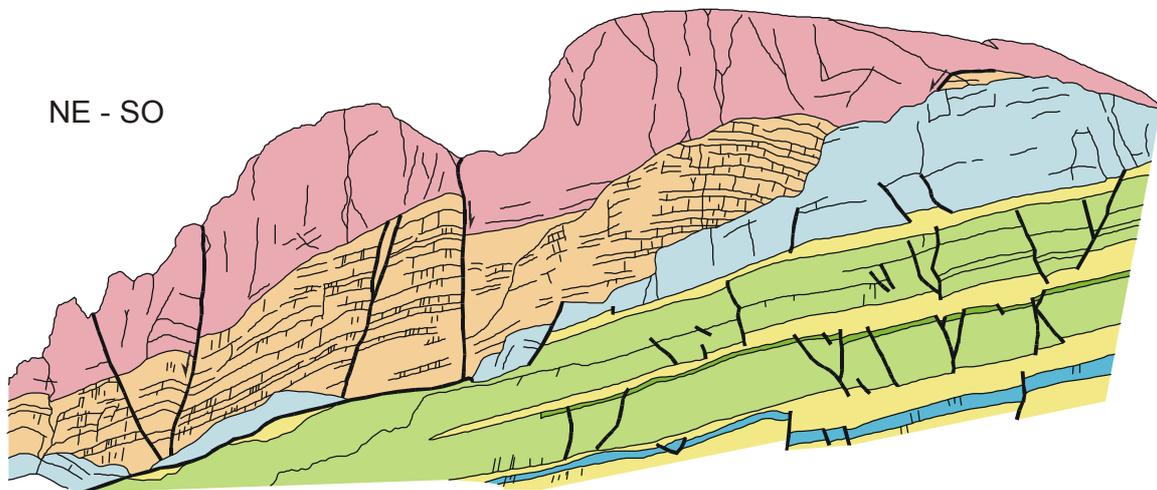


Fig. 5.18. Falla normal F2 de bajo ángulo con la estratificación de las calizas del Coniaciense-Santoniense inferior. La falla se halla plegada en el flanco oriental del anticlinal del Turbón (situación en Figs. 5.15 y 5.20b).

El anticlinal de La Plana y el cabalgamiento de Las Artigas

El anticlinal de La Plana es una estructura compleja de forma trapezoidal en planta y forma prismática en tres dimensiones (Figs. 5.15, 5.19). El lado oeste del trapecoide está cabalgado por el anticlinal del Turbón y plegado en sinclinal de bloque inferior (Fig. 5.16b). No obstante, las estructuras dominantes son una charnela anticlinal NE-SO vergente al oeste, que enlaza con el sinclinal de Lleret y un anticlinal volcado ESE-ONO sobre la rampa del cabalgamiento de Las Artigas (Fig. 5.16a). Entre ambas hay una cresta amplia de perfil suave que forma las llanuras de La Plana y que se estrecha hacia el oeste debido a la convergencia de las líneas de charnela.

El bloque inferior del cabalgamiento de Las Artigas es el anticlinal del Serrado, que pliega la rampa de la falla. El desplazamiento mínimo calculado a partir de la separación estratigráfica es de 1 km. Su traza cartográfica se pierde hacia el SE, interpretándose que está fosilizado por la Formación de Margas de Campo de edad Campaniense-Maastrichtiense. Hacia el NO la superficie del cabalgamiento se horizontaliza y corta en rampa las calizas verticales de la Formación de Aguas Salenz que forman el flanco noroccidental del anticlinal de La Plana. Su traza se pierde bajo los derrubios que cubren las laderas del valle de Lleret.

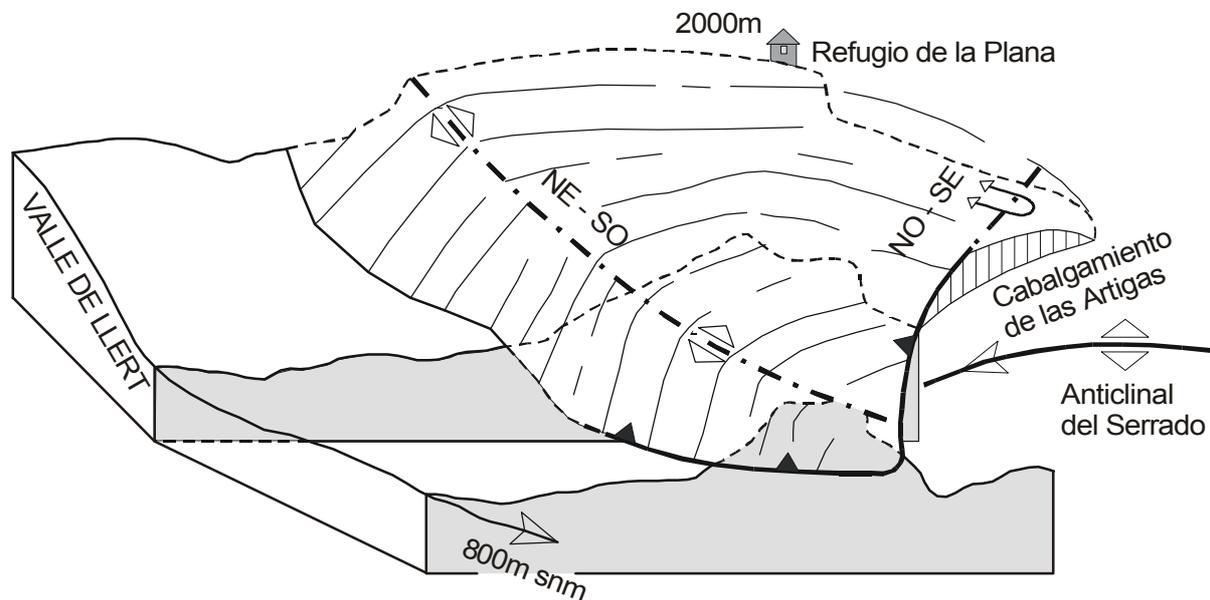


Fig. 5.19. Dibujo esquemático 3D del anticlinal de La Plana. Se aprecia su forma de prisma con dos líneas de charnela orientadas a 90 grados

El anticlinal del Serrado

Es un pliegue N-S con doble inmersión, brusca hacia el norte (29 grados de media y localmente más de 60 grados) y suave hacia el sur (13 grados), que forma una pronunciada nariz en la topografía (Fig. 5.20). El trazado del anticlinal en el subsuelo indica que la inmersión se incrementa a 28 grados. El ángulo interflanco varía entre abierto y cerrado y es vergente al oeste, con dos superficies axiales, una coincidente con la cresta redondeada del pliegue y otra en una charnela más aguda situada al oeste. Varios sistemas de fallas normales (N020, N285, N155) cortan los flancos y la cresta.

La Formación de Margas de Anserola forma las capas más externas del anticlinal previas a la secuencia de crecimiento. Esta formación y parte de las calizas de Egea infrayacentes de edad Santoniense inferior están erosionadas en la nariz del anticlinal, quedando preservados retazos en pequeñas fosas de extensión en la cresta (Papon, 1969). La presencia de superficies de abrasión ferruginizadas en las calizas de Egea indican

que la cresta anticlinal formaba una costa rocosa al nivel del oleaje.

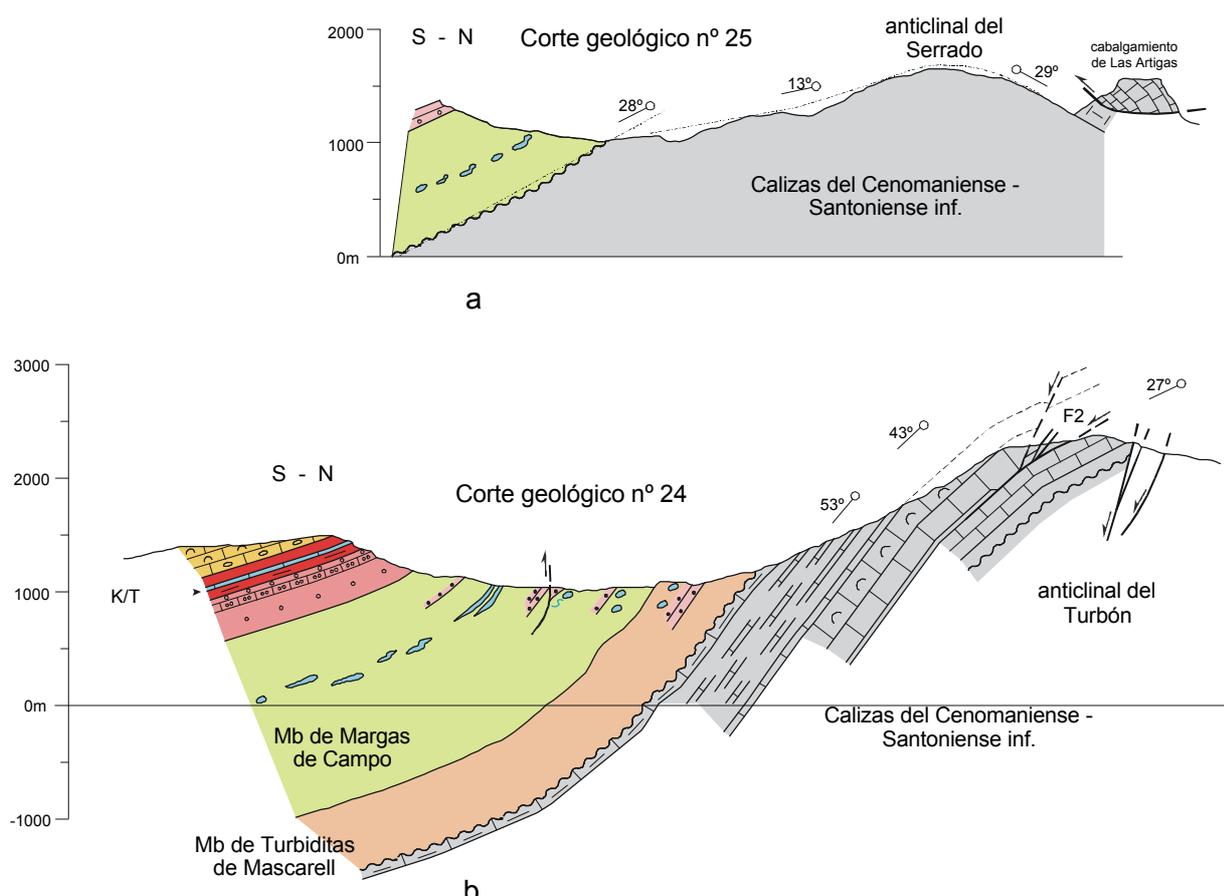


Fig. 5.20. a- Corte geológico a lo largo de la línea de cresta del anticlinal de Serrado que revela una doble inmersión; b.- corte geológico a lo largo de la línea de cresta del anticlinal del Turbón. Se aprecia que la importante inmersión hacia el sur comienza a partir del extremo norte del corte (situación en las figuras 5.2 y 5.23).

El sinclinal de Lleret

Es un pliegue derecho, orientado OSO-ESE que sirve de enlace entre la zona de pliegues oblicuos del Turbón y la serie monoclinas que forma la unidad estructural del Cotiella. La cresta sinclinal se sitúa en una cota más baja que el anticlinal del Turbón y el sinclinal de Las Vilas situados en una culminación (Fig. 5.21a). El sinclinal de Lleret tiene forma de cubeta con doble inmersión, 41/250 en el extremo noreste y de unos 40 grados en el extremo suroeste. En esta última área la inmersión expone en superficie relaciones angulares sincompresivas de las turbiditas de Vallcarga sobre la Formación de Anserola. Las Margas de Anserola verticalizadas están truncadas por una superficie de erosión sobre la que yacen en *downlap* la Brecha de Campo y las turbiditas de Vallcarga (Fig. 5.21b). Tanto la superficie de erosión como su cobertera de turbiditas presentan pliegues de segundo orden orientados 36/035 de media. Las paleocorrientes medidas por van Hoorn (1970) y por el autor en canales rellenos por brechas y turbiditas tienen una dirección NE-SO paralela al eje del sinclinal de Lleret, lo que sugiere un confinamiento de las corrientes de turbidez en el surco sinclinal.

Posiblemente la característica más notoria del sinclinal de Lleret es que el espesor de la Caliza de Aguas Salenz en el flanco septentrional es mucho mayor que en el flanco opuesto compartido con el Turbón. Esta brusca expansión, reconocida por Misch (1934), Souquet (1967), Garrido-Megías (1973), Simó (1985) y Robador y Zamorano (en prensa), plantea una gran incógnita en la configuración de la cuenca cretácica de los

Pirineos centrales. Volveremos a este problema al examinar las evidencias que aportan la sección del Cervín y nuevos datos no publicados sobre el macizo del Cotiella, que resultan en una reinterpretación de la estructura regional.

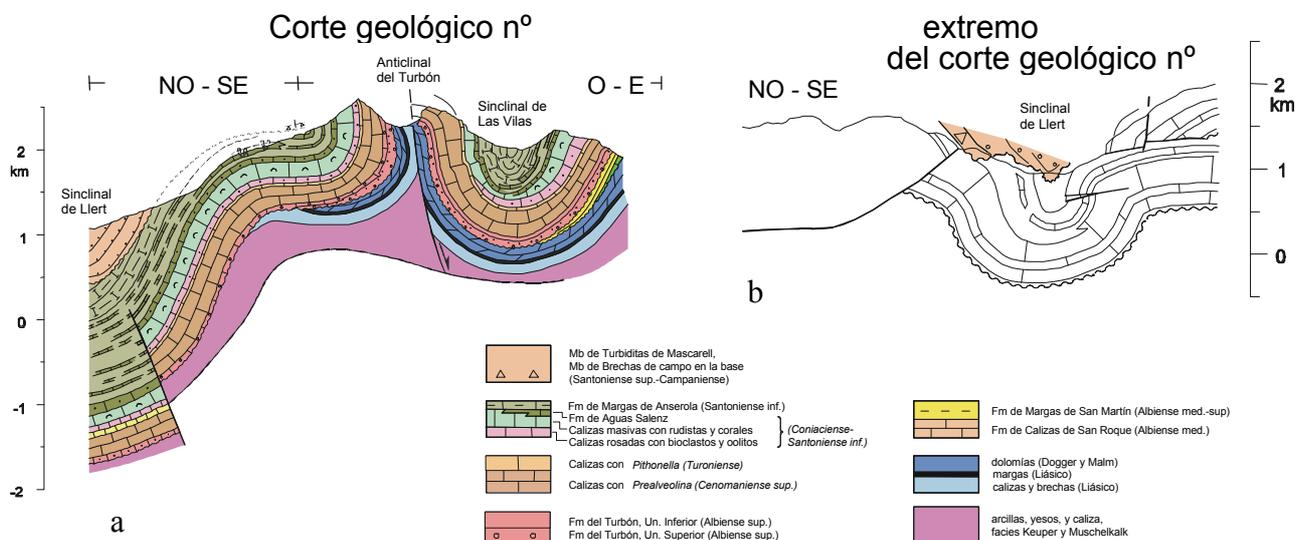


Fig. 5.21. a.- Corte geológico que muestra la relación del flanco que comparten el anticlinal del Turbón y el sinclinal de Lleret con una estructura de basamento que pliega al cabalgamiento inferior de la lámina; b.- Detalle del extremo occidental del corte geológico nº 22 (Fig. 5.16b) por la terminación suroccidental del sinclinal de Lleret. La amplitud del sinclinal es mucho menor que en el corte anterior.

Corte longitudinal ONO-ESE a la cuenca turbidítica del Cretácico superior

Numerosos estudios de superficie y de subsuelo en la región del Turbón demuestran que las turbiditas y margas de la Formación de Vallarga se depositaron sincrónicamente con el crecimiento de estructuras compresivas de edad Cretácico superior (Papon, 1969; van Hoorn, 1970; Garrido-Megías, 1969, 1973; Simó, 1982; Fondcave-Wallez *et al.*, 1989; Ardévol *et al.*, 2000; Muñoz *et al.*, 2000; Robador y Zamorano, en prensa; García Senz, en prensa). Una sección estratigráfica sintética se presenta en la figura 5.22. El potencial como reservorio de petróleo de los anticlinales de edad cretácica fue tentado en las décadas de los 60'-70' con adquisición de una red de líneas sísmicas y perforación de varios sondeos secos. El objetivo del corte longitudinal que presentamos (Fig. 5.23) es mostrar la secuencia de crecimiento de turbiditas que entierra los anticlinales oblicuos del Turbón y del Serrado. Se considera un paso necesario para relacionar la geología de superficie con la información de subsuelo. Esquemas con la misma intención han sido publicados por Garrido-Megías (1973), Simó (1985) y Ardévol *et al.* (2000). Se ha realizado proyectando la información de un mapa geológico que detalla la secuencia de crecimiento. Un primer análisis muestra numerosos engrosamientos y terminaciones *-pinch-outs-* relacionados con pliegues laxos cuyas líneas de charnela no se corresponden en vertical. Los pliegues afectan incluso a capas del Eoceno y a los conglomerados oligocenos. Por estas razones, un corte geológico como el presentado aquí es un paso necesario antes de producir restituciones con niveles de referencia sin deformar.

Los centros de sedimentación de la secuencia de crecimiento se localizan en el sinclinal de Las Vilas y en los alrededores del pueblo de Campo. Están separados por el alto estructural que forma el "par anticlinal" Turbón-Serrado. En el sinclinal de Las Vilas, una primera secuencia de turbiditas siliciclásticas termina contra el flanco oriental del anticlinal del Turbón y una segunda secuencia, que intercala turbiditas calcáreas, cubre su cresta y está colapsada gravitacionalmente en el flanco occidental. Ambas secuencias pueden estar ausentes o presentar un espesor reducido en el centro sedimentario de Campo. La serie de margas que cubre a las turbiditas se divide en dos unidades, separadas por el olistostroma de Puimolar. La Unidad inferior tiene un espesor variable: Reducido en el sinclinal de Las Vilas, se incrementa en el flanco frontal del anticlinal del

Turbón, se reduce nuevamente sobre la cresta del anticlinal del Serrado y se expande a unos 2000 metros en su flanco frontal. En el área que rodea a los relieves anticlinales abundan los depósitos ligados a procesos de inestabilidad gravitatoria. Olistones y turbiditas con *slumps* cubren el flanco oriental del anticlinal de Serrado y coladas fangosas de bloques provenientes de la erosión de la cresta anticlinal se apoyan en su flanco frontal (Papon, 1969).

La Unidad superior de margas mantiene un espesor más regular que la infrayacente, debido a que está menos condicionada por el relieve de las estructuras de plegamiento. Su perfil, tal como muestra el corte geológico es progradacional hacia el oeste. El contacto de base es una superficie de *downlap* sobre el olistostroma de Puimolar, que forma un nivel de condensación. A techo, la Arenisca de Arén corresponde a una superficie de *toplap*. Sin embargo, en detalle el caso es más complicado, ya que parte del *downlap* no es resultado de la progradación de los sistemas deposicionales sino el resultado del plegamiento anticlinal de una superficie de *onlap*. Este plegamiento confiere al relleno del sinclinal de Las Vilas un perfil biconvexo.

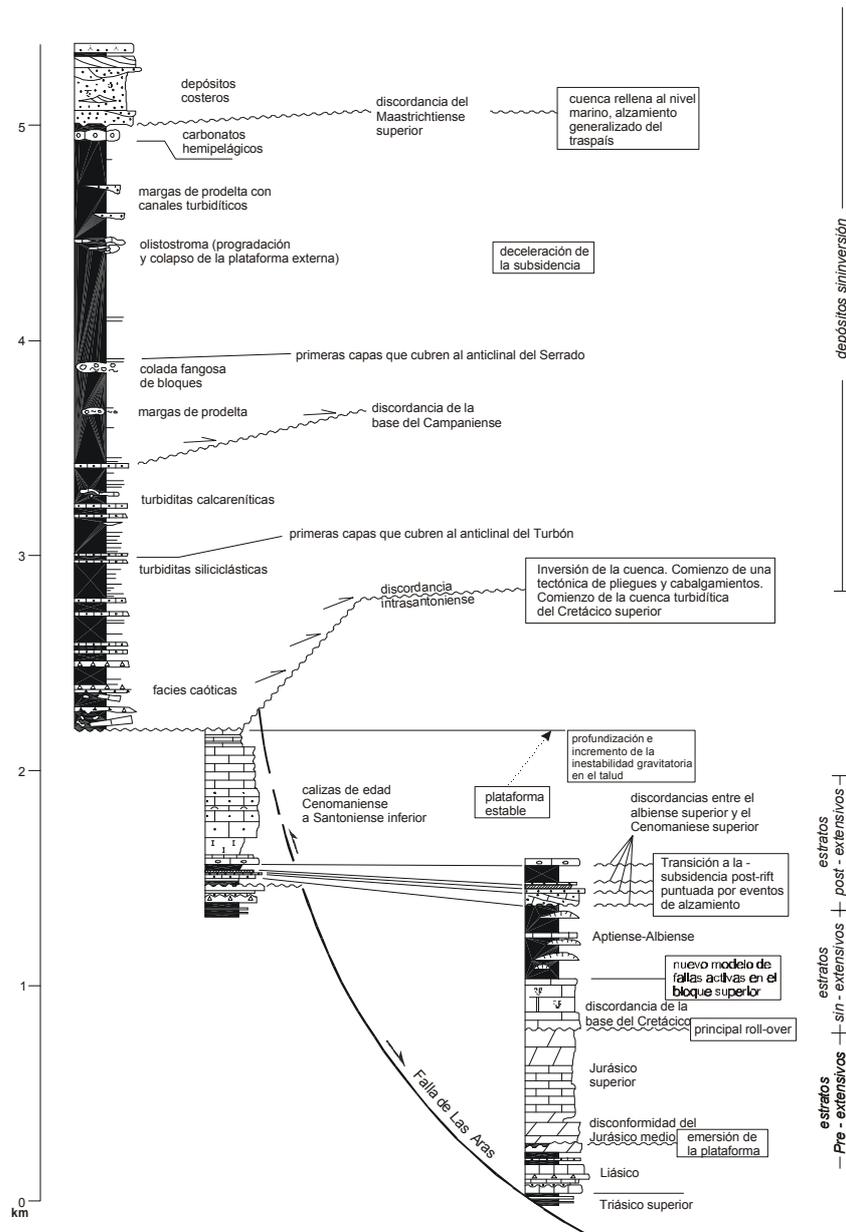
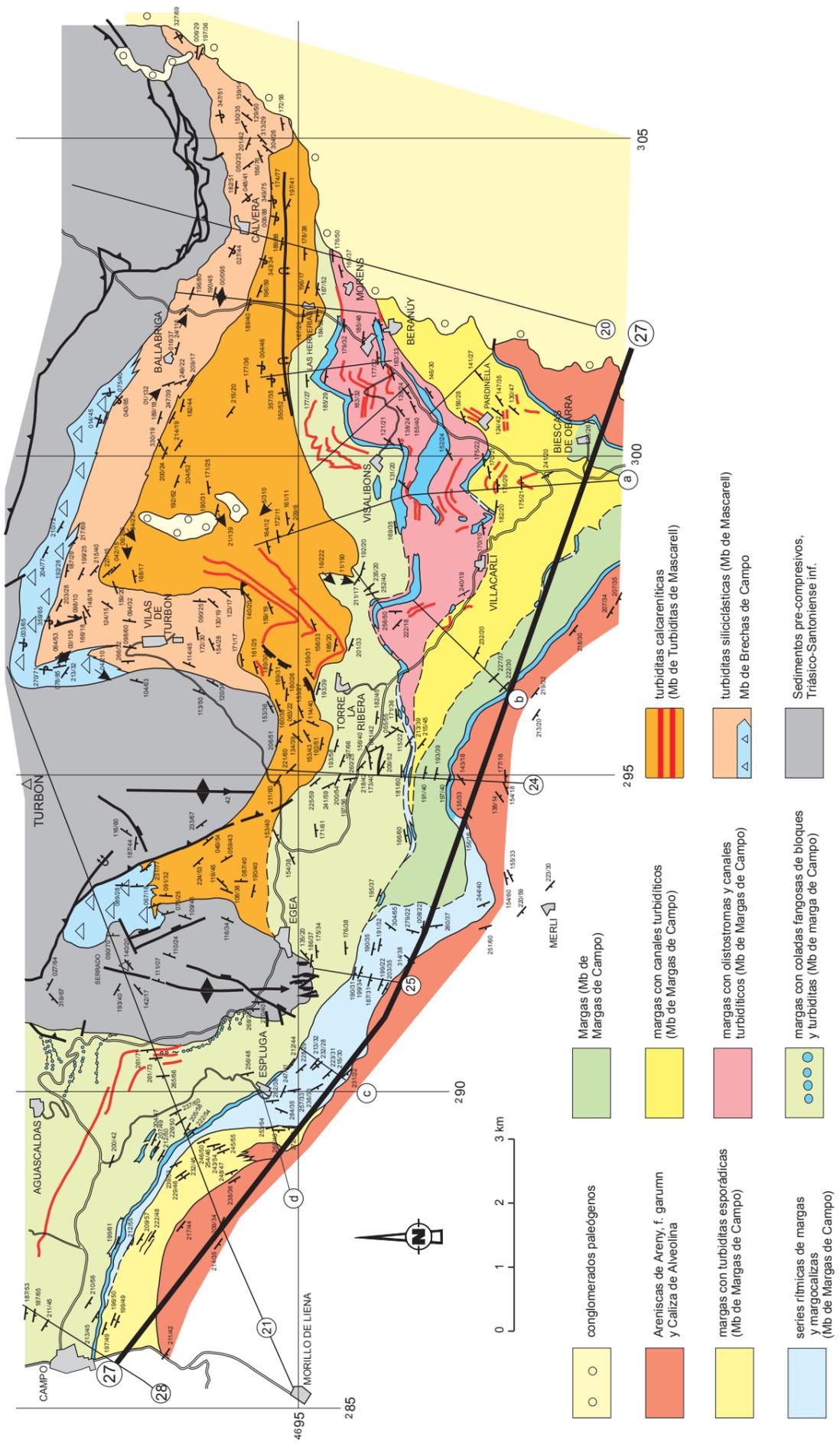


Fig. 5.22. Sección estratigráfica sintética para el área entre el río Isábena y el Turbón que integra el relleno sedimentario con los procesos de formación de cuencas y los principales eventos tectónicos.



Corte geológico nº 27

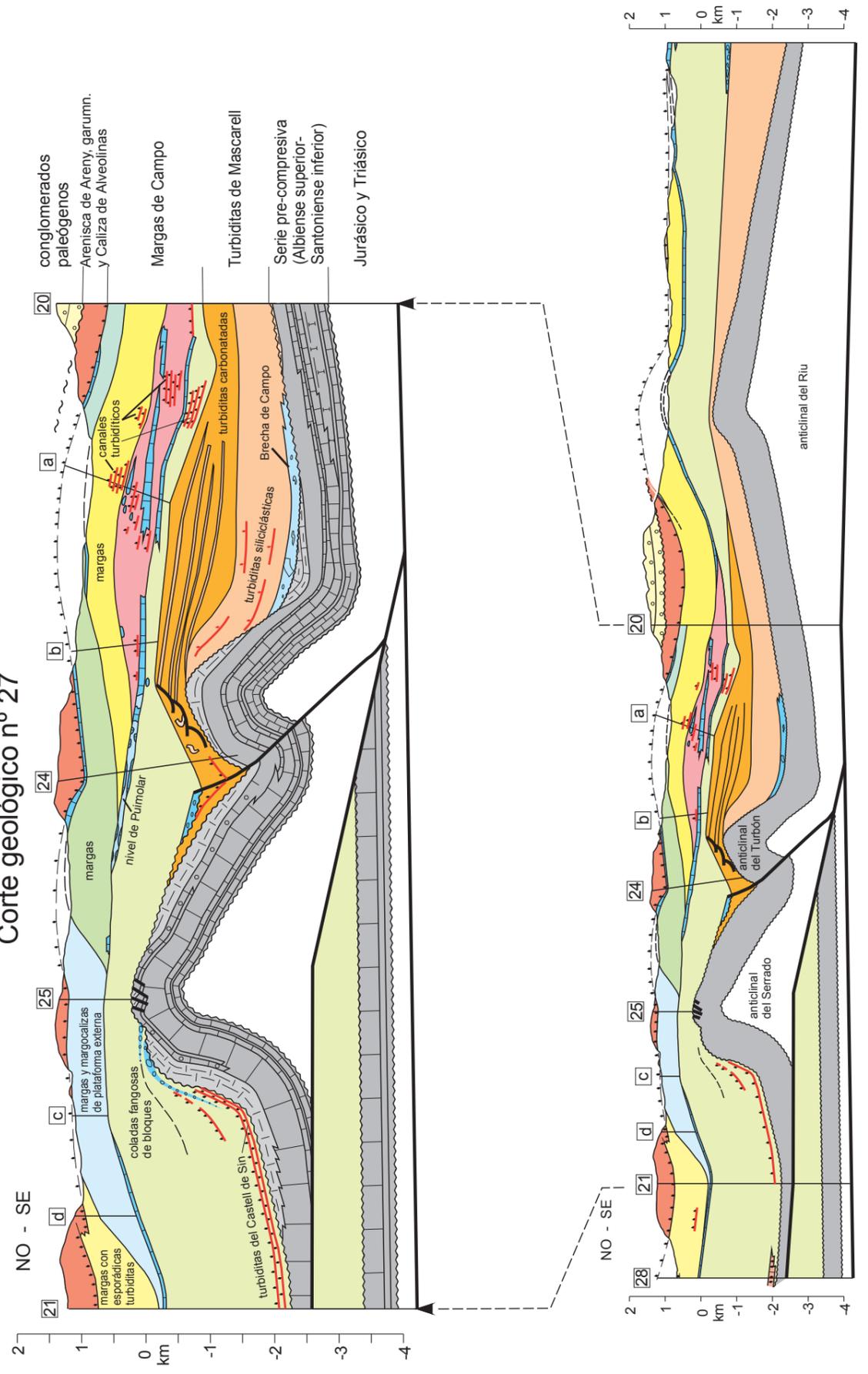


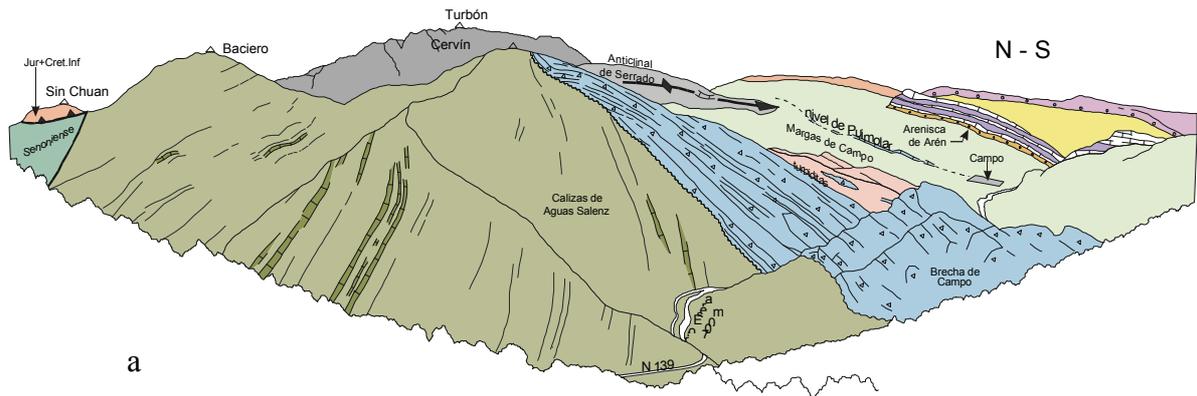
Fig. 5.23. a.- Mapa geológico alrededor del anticlinal del Turbón que detalla la secuencia de crecimiento de las turbiditas y margas de la Formación de Vallcarga (Santonienense sup.-Maastrichtense) en relación con el crecimiento de los anticlinales del Turbón y del Serrado; b.- corte geológico longitudinal entre los ríos Noguera Ribagorçana y Esera construido a partir de cortes y secciones estratigráficas representadas en el mapa adjunto.

5.6 EL CORTE DEL CERVIN (RIO ESERA) Y LA ESTRUCTURA DEL MACIZO DEL COTIELLA

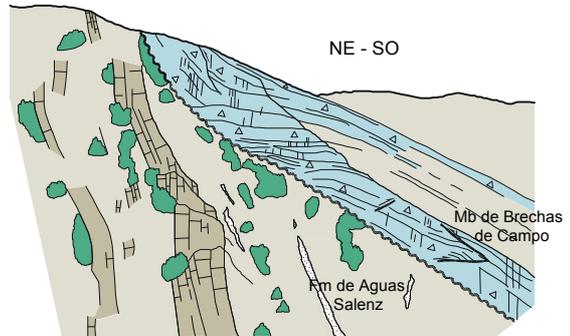
La figura 5.24 es un corte a través de los mantos de cabalgamiento del Cotiella y de Monte Perdido, inclinados hacia el antepaís sobre un apilamiento de láminas de basamento (Séguret, 1972). La lámina de Monte Perdido contiene un Cretácico superior de espesor relativamente reducido formado por calizas, margas y areniscas (Souquet, 1967). Está cortado en rampa de bloque inferior por el *klippe* de la Sierra de Chía y su prolongación en la montaña de Sin Chuan. Estos *klippes*, que pertenecen al manto del Cotiella, constituyen los afloramientos más noroccidentales de Jurásico y de Cretácico inferior de los Pirineos centrales. El borde sur del manto del Cotiella contiene 4.5 kilómetros de capas verticales de calizas que forman las sierras del Cervín y del Baciero. La mayor parte de la sucesión es una ritmita de grano fino con espículas, cuarzo y nódulos de sílex perteneciente a la Formación de Aguas Salenz (Coniaciense-Santoniense inferior), aquí en su localidad tipo (Misch, 1934, Souquet, 1967).

Todos los autores están de acuerdo en que los estratos verticales de la Caliza de Aguas Salenz quedan en el subsuelo cortados en rampa por el cabalgamiento inferior del Cotiella, pero hay diferencias en la interpretación estructural que nos muestran cómo a veces la observación es modificada para ajustarse a los conceptos. Para el mismo corte geológico Soler y Garrido (1970) trazan las capas como un abanico que se abre hacia abajo, con las capas septentrionales invertidas y las capas meridionales con polaridad normal. Garrido-Megías y Ríos-Aragües (1972) y Martínez-Peña (1991) dibujan capas invertidas paralelas, mientras que Séguret (1972) representa las capas con buzamiento normal hacia el sur. Los cortes de Papon (1969a,b) no interpretan las capas en profundidad y -libre de este compromiso-, presenta una geología de superficie más ajustada a la observación. En su corte 4, Papon traza las capas como un abanico que se abre hacia abajo, aunque en su corte 5 fuerza la curvatura de las capas para modelizar un sinclinal isópaco con el flanco norte inverso. Por nuestra parte, una toma detallada de buzamientos permite asegurar que la interpretación inicial de Soler y Garrido (1970) es la correcta. Los estratos más septentrionales están invertidos y en los meridionales dominan buzamientos normales. La geometría que se observa en la panorámica de la margen izquierda de río Esera con un desnivel de 924 metros es concluyente para afirmar que la adaptación de las capas al cambio de curvatura es por cuñas que se abren hacia abajo, configurando un abanico de rotación (Fig. 5.25). Estas cuñas tienen expresión cartográfica siguiendo el rumbo de las capas (Robador y Zamorano, en prensa; García-Senz, en prensa).

Las Calizas de Aguas Salenz verticalizadas están truncadas a techo por el Miembro de Brechas de Campo, que buza hacia el sur una media de 50 grados. El reconocimiento de esta importante discordancia de edad Santoniense se debe a Misch (1934). El espesor de brechas masivas en el río Esera es de 580 metros, reduciéndose siguiendo la dirección de las capas hacia el este y el oeste. En sección transversal forman un prisma que termina en *onlap* sobre la superficie de discordancia y se abre en abanico hacia el sur (Fig. 5.25). Hacia el techo rellenan canales que se indentan entre turbiditas. Los clastos provienen de la erosión del Cretácico, Triásico y Pérmico, indicando que el basamento alcanzó la superficie topográfica. Una descripción más detallada de la composición de la Brecha de Campo y una discusión sobre su proveniencia y origen se encuentra en los trabajos de Souquet (1967), van Hoorn (1970), Garrido-Megías (1973), Lagier (1985) y Simó (1985).



a



b

Fig. 5.25. a.- Panorámica de 900 metros de desnivel e interpretación geológica de las montañas del Cervín y del Baciero, representadas en el corte geológico de la figura 5.24. Unos 4 km de Calizas de Aguas Salenz (Coniaciense-Santonense inf.) muestran una geometría de abanico que se abre hacia abajo resultado de la rotación en extensión sobre una falla lístrica. Están cubiertas en discordancia angular por una sucesión de brechas, turbiditas y margas de edad Santoniense superior-Maastrichtense interpretada como sedimentos sincompresivos; b.- detalle de la estratificación interna de la Brecha de Campo, con capas que se acuñan sobre la superficie de discordancia y una geometría de prisma que se abre hacia el sur.

Corte geológico nº 28

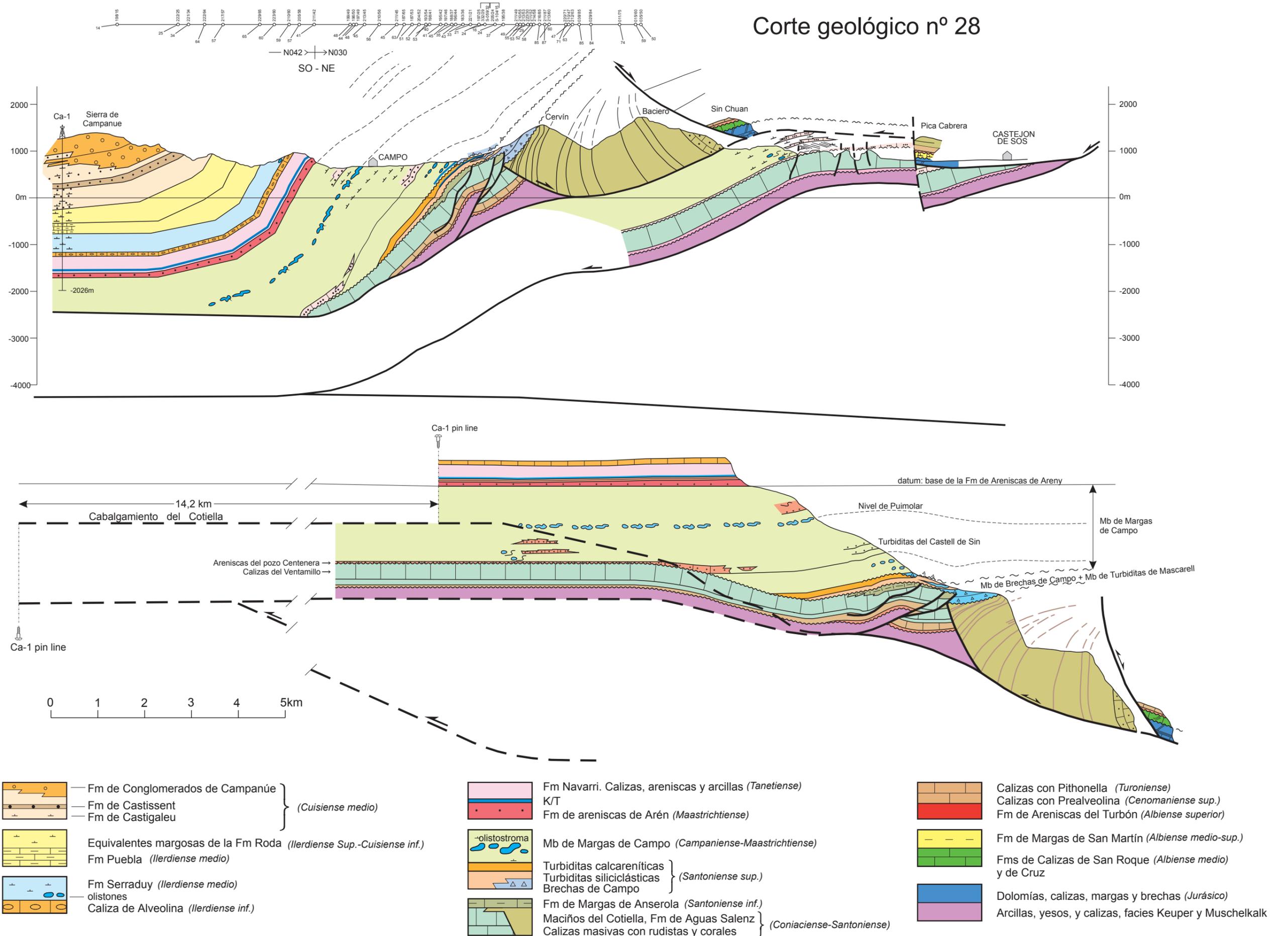


Fig. 5.24. a.- Corte geológico del Cervin (río Esera) que muestra el cabalgamiento con núcleo de basamento de Gavarnie bajo las láminas cabalgantes de cobertura de Monte Perdido y del Cotiella inclinadas hacia el antepaís. La lámina del Cotiella contiene una cuenca extensiva de edad Coniaciense-Santoniense inferior, parte de su plataforma, turbiditas y margas sincompresivas de edad Cretácico superior y

sedimentos de antepaís terciarios transportados hacia el sur sobre un relleno en las margas del Cretácico superior; b.- Restitución que muestra la estructura extensiva de edad Coniaciense-Santoniense inferior ligeramente invertida al final del Cretácico y la posición futura de los cabalgamientos eocenos.

Una observación muy significativa de Papon (1969a,b) es que el sustrato de las brechas cambia de forma brusca a un equivalente lateral, en facies más somera, de la Caliza de Aguas Salenz, formado por calizas masivas con lacazinas y fauna silicificada de rudistas y corales similares a las calizas y margas que forman la capa más externa del anticlinal del Serrado. La clave es un afloramiento de 1 kilómetro de largo situado junto al pueblo de Biescas (Fig. 5.2) donde la Brecha de Campo cubre en *downlap* una superficie de erosión que trunca a las calizas del Serrado y a las Margas de Anserola. Esta superficie está cortada por fallas inversas dirigidas al norte fosilizadas por las brechas. El límite cartográfico meridional es un escarpe morfológico visible de lejos que corresponde a una falla normal de planta y perfil curvado, que hunde el bloque sur. Papon ya intuyó que este afloramiento de calizas de plataforma somera implica la existencia de "una barrera paleogeográfica" en la cuenca de las Calizas de Aguas Salenz. Una interpretación a esta observación es situar en este punto de la transversal la extremidad enterrada de una falla normal que limita la cuenca de las Calizas de Aguas Salenz. La restitución del corte (Fig. 5.24b) indica que es una solución geométricamente posible. Los estratos de las Calizas de Aguas Salenz son divergentes y se engrosan hacia la falla, prueba de que forman una secuencia de crecimiento que se adapta a un desplazamiento rotacional. Coherentemente, la restitución de la superficie del cabalgamiento como un bloque rígido da como resultado una falla de perfil lítrico. La falla se horizontaliza a una profundidad de unos 4 km indicando que el nivel de despegue en la corteza es somero.

De hecho, la existencia de una falla normal limitando por el sur el Cretácico superior del Cotiella fue primero postulada por Reynolds (1987) en base a información geológica en parte equívoca. Para Reynolds el grueso de la secuencia que rellena el espacio creado por la falla normal es la Formación de Vallcarga, que como se ha expresado en los capítulos anteriores se ha sedimentado en compresión. Volveremos a esta cuestión al hablar del cabalgamiento de Collubert en el macizo del Cotiella, donde la evidencia de un gran sistema de fallas extensivas de edad Coniaciense-Santoniense inferior es mucho más clara.

Las calizas del pueblo de Biescas, la Brecha de Campo y las turbiditas de Mascarell están truncadas en discordancia angular por un nuevo conjunto de brechas que hacia el sur se sitúa concordante en la base de las Margas de Campo. Por su posición estratigráfica son más recientes que la Brecha de Campo y se consideran equivalentes a las brechas que cubren el anticlinal del Serrado en el bloque inferior del cabalgamiento de Las Artigas (Figs. 5.16, 5.24). Se diferencian de la Brecha de Campo por su tamaño mayor, con bloques de hasta 5 metros de diámetro, por una estratificación peor definida y por su composición proveniente del afloramiento de Biescas, indicando un transporte mínimo. Las Brechas de Campo por el contrario incluyen litologías que van del Pérmico al Santoniense (van Hoorn, 1970) y en esta transversal contienen clastos decimétricos más cementados rellenando canales amalgamados.

Inmediatamente al sur del pueblo de Biescas, las Margas de Campo ganan inclinación formando un largo flanco monoclinal con un buzamiento medio de 50 grados, que se mantiene en la Arenisca de Arén y parte del Terciario. Entre las Margas de Campo destacan por su continuidad las capas gruesas de turbiditas del Castell de Sin y el olistostroma de Puimolar.

El corte del Cervín es paralelo a la gran rampa oblicua que limita por el oeste la lámina cabalgante del Cotiella-Montsec y a la dirección de transporte tectónico y por tanto es restituible. Su restitución da trayectorias razonables para los cabalgamientos que permiten entender el proceso de inversión tectónica. La cantidad de estiramiento calculada siguiendo la pendiente de la falla es de 5 km. La extensión mínima es muy superior al porcentaje de movimiento inverso.

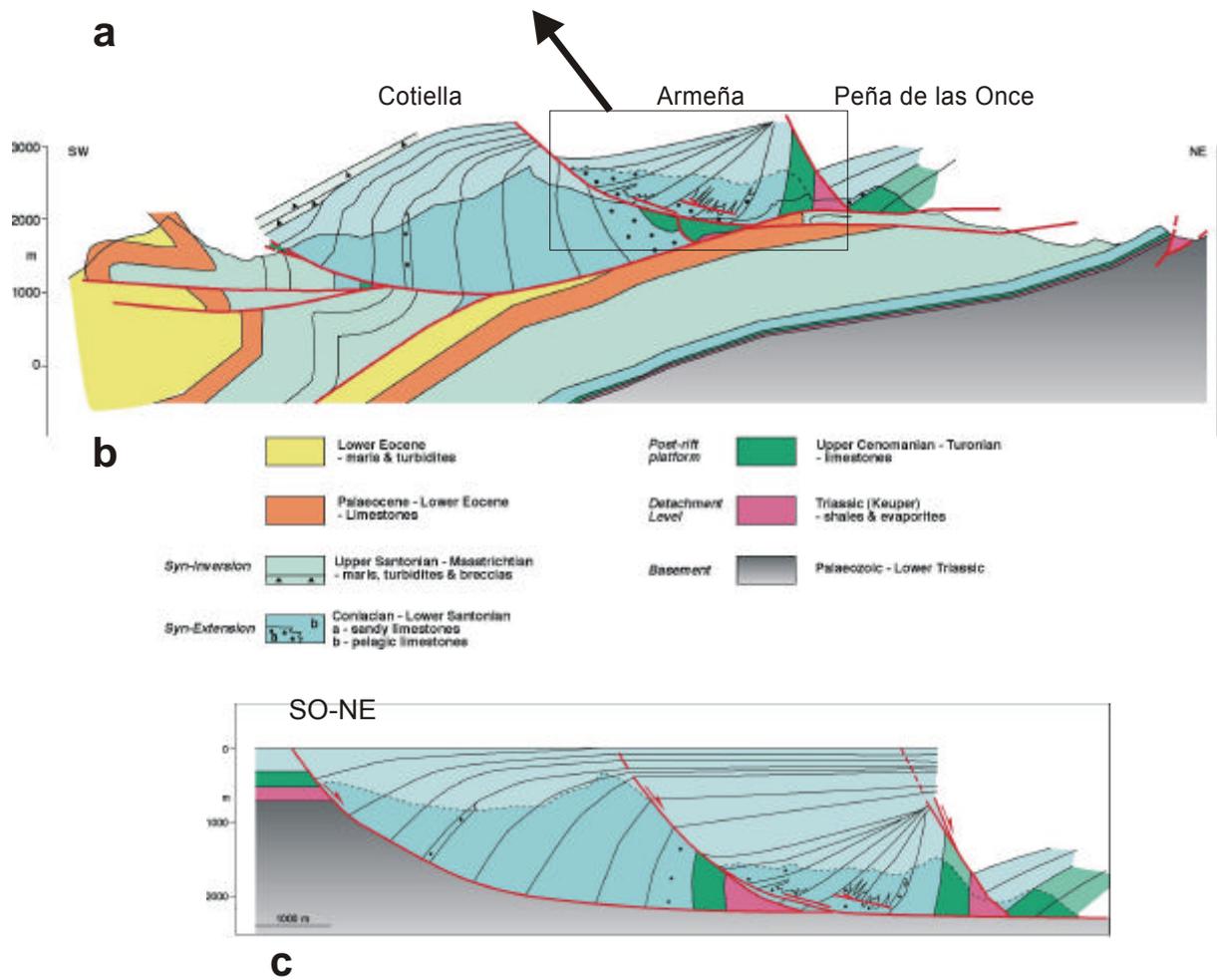
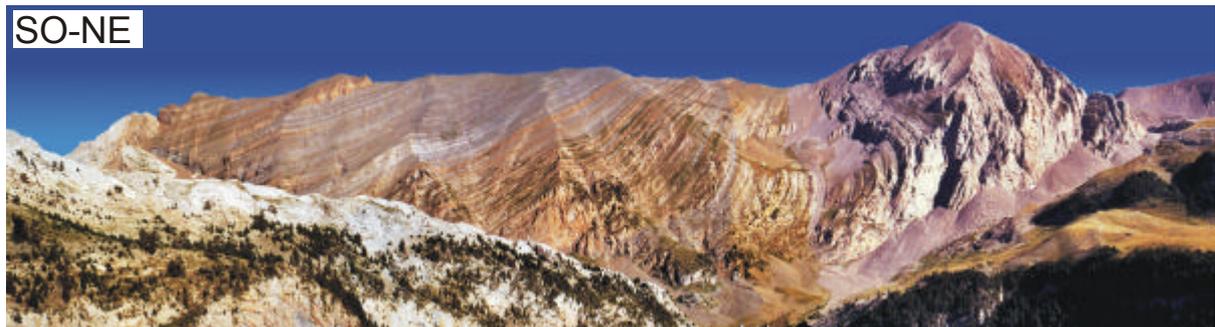


Fig. 5.26. a.- Fotografía de la falla de crecimiento de Armeña; b.- Corte geológico nº 29 a través de la lámina cabalgante del Cotiella que muestra la falla lítrica de crecimiento invertida y el cabalgamiento de Collubert aflorando en la ladera sur del Cotiella; c.- Corte restituído de la lámina cabalgante del Cotiella mostrando la geometría del sistema lítrico antes de su inversión (McClay et. al., en prensa).

El cabalgamiento de Collubert

La interpretación estructural del corte geológico nº 28 del Cervín sugiere fuertemente que una falla extensiva de crecimiento enterrada bajo la Brecha de Campo limita por el sur la Caliza de Aguas Salenz. Resulta evidente sin embargo, que la información de superficie es insuficiente, ya que los sedimentos que afloran en los supuestos lados de la falla, aunque de facies distintas, aparentan una sucesión continua. No hay en esta transversal horizontes cartográficos que muestren contactos sustractivos o evidencien un desplazamiento en extensión. Esta situación por otra parte ocurre en fallas de crecimiento, debido a que la medida del desplazamiento varía según los marcadores que se elijan.

La solución adoptada en la sección del Cervín se ha beneficiado de una localidad situada 12 km al oeste en la cabecera del valle de Viu. En esta localidad el barranco de Los Neis proporciona un corte transversal al cabalgamiento de Collubert, el más septentrional de los cabalgamientos que forman la estructura frontal del Cotiella (Fig. 5.2). Allí Souquet (1967) cita la siguiente sucesión cabalgando a las Margas de Barbaruens: Leditas del Paleozoico, Buntsandstein, Areniscas del Turbón, Calizas con *Prealveolina* de Cenomaniense, calizas con *Pithonella* del Turoniense y calizas del Coniaciense. Casi 40 años han pasado desde el reconocimiento de estas rocas y ninguno de los cortes geológicos existentes a través del Cotiella (Soler y Garrido, 1970; Séguret, 1972; Garrido-Megías y Ríos-Aragües, 1973; Barnolas *et al.* 1991; Martínez-Peña, 1991) incorpora estos datos, sin embargo importantes. Un reconocimiento preliminar de la ladera sur del Cotiella indica que este afloramiento es un *duplex* delgado de gran continuidad en la base del cabalgamiento de Collubert. El cabalgamiento superior del *duplex* muestra una relación de rampa/rellano entre el techo de las Calizas de Aguas Salenz y calizas arenosas ferruginosas con *Lacazina*, denominadas “maciños del Cotiella” por Misch (1934). Estas últimas se hallan deformadas por bandas sigmoidales de cizalla. El cabalgamiento inferior muestra una relación de rellano/rampa entre calizas cenomanienses, eventualmente con presencia de astillas de Buntsandstein y Paleozoico, y las Margas de Barbaruens en posición invertida. Se interpreta como un *short-cut* de bloque inferior que corta la extremidad de una falla normal de crecimiento. Considerando que la línea de interrupción de las calizas cenomanienses del bloque superior se sitúa 5.5 kilómetros hacia el noreste en la extremidad del circo de Armeña, se deduce, al igual que en la sección del Cervín, una separación normal del mismo orden.

Realizada en 1999, la sección del Cervín en el río Esera combinada con la interpretación de la omisión estratigráfica del Cenomaniense entre Collubert y el Circo de Armeña han llevado a la importante conclusión de que la estructura interna del manto del Cotiella es básicamente extensiva. Desde esta fecha se siguen acumulando evidencias de fallas extensivas lítricas activas en el Coniaciense-Santoniense inferior posteriormente invertidas en el Santoniense superior (Fig. 5.26 McClay *et al.*, en prensa). Esta línea de investigación abre un nuevo campo para la reconstrucción de la cuenca del Cretácico y para entender las variaciones espaciales del sistema de cabalgamientos pirenaico.

