

# ANÁLISIS DE LA ESTRUCTURA VARISCA Y ALPINA EN LA TRANSVERSAL SALLENT-BIESCAS (PIRINEOS CENTRALES, HUESCA)



Memoria presentada por:  
**LIDIA RODRÍGUEZ MÉNDEZ**  
para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas

Leioa, Junio 2011







Departamento de Geodinámica  
Facultad de Ciencia y Tecnología



# ANÁLISIS DE LA ESTRUCTURA VARISCA Y ALPINA EN LA TRANSVERSAL SALLENT-BIESCAS (PIRINEOS CENTRALES, HUESCA)

Memoria presentada por:

**LIDIA RODRÍGUEZ MÉNDEZ**

para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas

Leioa, Junio 2011



## AGRADECIMIENTOS

En primer lugar me gustaría darles las gracias a mis directores de tesis Julia Cuevas y José María Tubía. Julia, gracias por todo; durante estos cuatro años has estado ahí siempre que te he necesitado, tu apoyo y dedicación ha sido inestimable para mí; todavía hoy me sorprende de todo lo que he aprendido a tu lado casi, sin darme cuenta. Txema, tengo infinitas cosas que agradecerte pero sobre todo gracias por las campañas de campo que hemos compartido, han sido increíbles.

Mis agradecimientos más sinceros a mis compañero de grupo de investigación José Julián Esteban y Néstor Vegas. Jota, además de por la multitud de veces que te he molestado durante estos años con preguntas de todo tipo, gracias por los sabios consejos que me diste cuando empecé la tesis. Néstor, siempre has atendido mis dudas con una paciencia enorme, gracias; ahh y conseguiste enseñarme a dibujar, me parecía algo imposible... no se me olvida.

Gracias a mis compañeros y amigos por todos los buenos momentos que hemos compartido durante estos años; Ruth, Saioa, Blanca, Aratz, Ana... Ruth, me faltan palabras para agradecerte tantos años de amistad, tantos cafés a deshora en estos últimos tiempos...; además, me acompañaste a una de mis primeras campañas de campo e hiciste de chofer en aquel Renault 21 que tenía más años que nosotras huyendo de las tormentas... tu apoyo fue muy importante para mí, gracias. No me olvido de mis compañeros de sección Pablo, Miren, Itsasne, Maite, Miriam, Bárbara, Ane, Jesus... gracias por las palabras de ánimo. Ane, mi compañera de despacho durante estos últimos meses tan malos, gracias por tu paciencia.

A Koldo Martínez Torres, por tu preocupación, consejos y apoyo en la elaboración del mapa, gracias.

Deseo agradecer a los ayuntamientos de Panticosa, Sallent de Gállego, Tramacastilla de Tena, Piedrafita de Jaca y Biescas las facilidades que me han proporcionado para trabajar en la zona. Gracias también a la gente de la estación de esquí Aramon Formigal por facilitarme el

acceso a las pistas.

No me puedo olvidar de la gente del Hotel Valle de Tena, me habéis hecho sentir como en casa todos estos años.

Gracias a mi familia y amigos por su constante interés.

Papá, sin ti nada de esto habría sido posible; creíste en mi desde el principio, gracias.

Carlos, gracias por todo; por tu apoyo y por tu amistad; por acompañarme al campo y repetir; pero sobre todo, gracias por tu paciencia estos últimos meses.

Este trabajo ha sido financiado con los proyectos CGL-2004-00701/BTE, CGL-2007-60039/BTE, CGL2010-14869/BTE del MEC y con el proyecto IT364-10 del Gobierno Vasco de Grupos Consolidados de investigación y de alto rendimiento, además he sido beneficiaria de una beca del MEC de Formación de Profesorado Universitario de referencia AP2006-00648.

A mi madre y a mi padre



# ÍNDICE

## CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN

	Página
1.- INTRODUCCIÓN	
1.1.- Localización geográfica y geológica	13
1.2.- Antecedentes	18
1.3.- Objetivos y metodología	22

## CAPÍTULO 2 GEOLOGÍA REGIONAL

2.- GEOLOGÍA REGIONAL	
2.1.- Introducción	27
2.2.- Materiales de la Zona Axial	31
2.2.1.- El Silúrico	32
2.2.2.- El Devónico	32
2.2.3.- El tránsito entre el Devónico y el Carbonífero	38
2.2.4.- El Carbonífero	38
2.2.5.- El Pérmico	40
2.3.- Materiales de la Zona Surpirenaica	44
2.3.1.- Materiales del Cretácico superior al Paleoceno	45
2.3.2.- Materiales del Paleoceno-Eoceno	47
2.4.- Rocas ígneas	49
2.4.1.- El Batolito Cauterets-Panticosa	49
2.4.1.1.- La aureola de metamorfismo de contacto	51
2.4.2.- Conjunto filoniano	52
2.5.- Depósitos Cuaternarios	53

## CAPÍTULO 3 TECTÓNICA

3.- TECTÓNICA	
3.1.- Introducción	57
3.1.1.- La Orogenia Varisca	57
3.3.2.- La Orogenia Alpina	64

3.2.- La deformación en la Zona Surpirenaica	68
3.2.1.- Los Cabalgamientos	68
3.2.2.- Características geométricas del plegamiento	77
3.2.3.- La Foliación	82
3.2.4.- Estructuras menores	85
3.2.5.- Las Fallas Normales	90
3.2.6.- Recapitulación y cronología de las estructuras	90
3.3 ESTRUCTURAS EN LA ZONA AXIAL	
3.3.1.- Introducción	92
3.3.2.- La deformación de la serie pérmica	94
3.3.2.1.- El contacto con los materiales infrayacentes	94
3.3.2.2.- Pliegues y estructuras relacionadas	100
3.3.3.- Estructuras de fase 2 en la sucesión infrapérmica	101
3.3.3.1.- El plegamiento P2	103
3.3.3.2.- La foliación S2	113
3.3.3.3.- Cabalgamientos	119
3.3.4.- Estructuras de fase 1	120
3.3.4.1.- El plegamiento P1	121
3.3.4.2.- Figuras de interferencia entre los pliegues P1 y P2	133
3.3.4.3.- La foliación S1	137
3.3.5.- Otras estructuras	139
3.3.6.- Cronología de las estructuras de fase 1 y de fase 2	143
3.3.6.1.- La edad del Batolito de Caunterets-Panticosa	143
3.3.6.2.- Relación geométrica entre los pliegues P1 y P2	144
3.3.6.3.- Los datos de cronología absoluta de la S2	145

## **CAPÍTULO 4**

### **RECAPITULACIÓN**

4.- RECAPITULACIÓN	
4.1.- Número y edad de las principales fases de deformación en la Zona Axial	153
4.2.- Los P2 en la Zona Axial y las figuras de interferencia generadas	157
4.3.- Geometría y tamaño de los P1 en el Devónico y Carbonífero de la región	158
4.4.- Evolución tectónica general	162

<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	169
<b>ANEXO I</b>	179
<b>ANEXO II</b>	185



# **CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN**

---

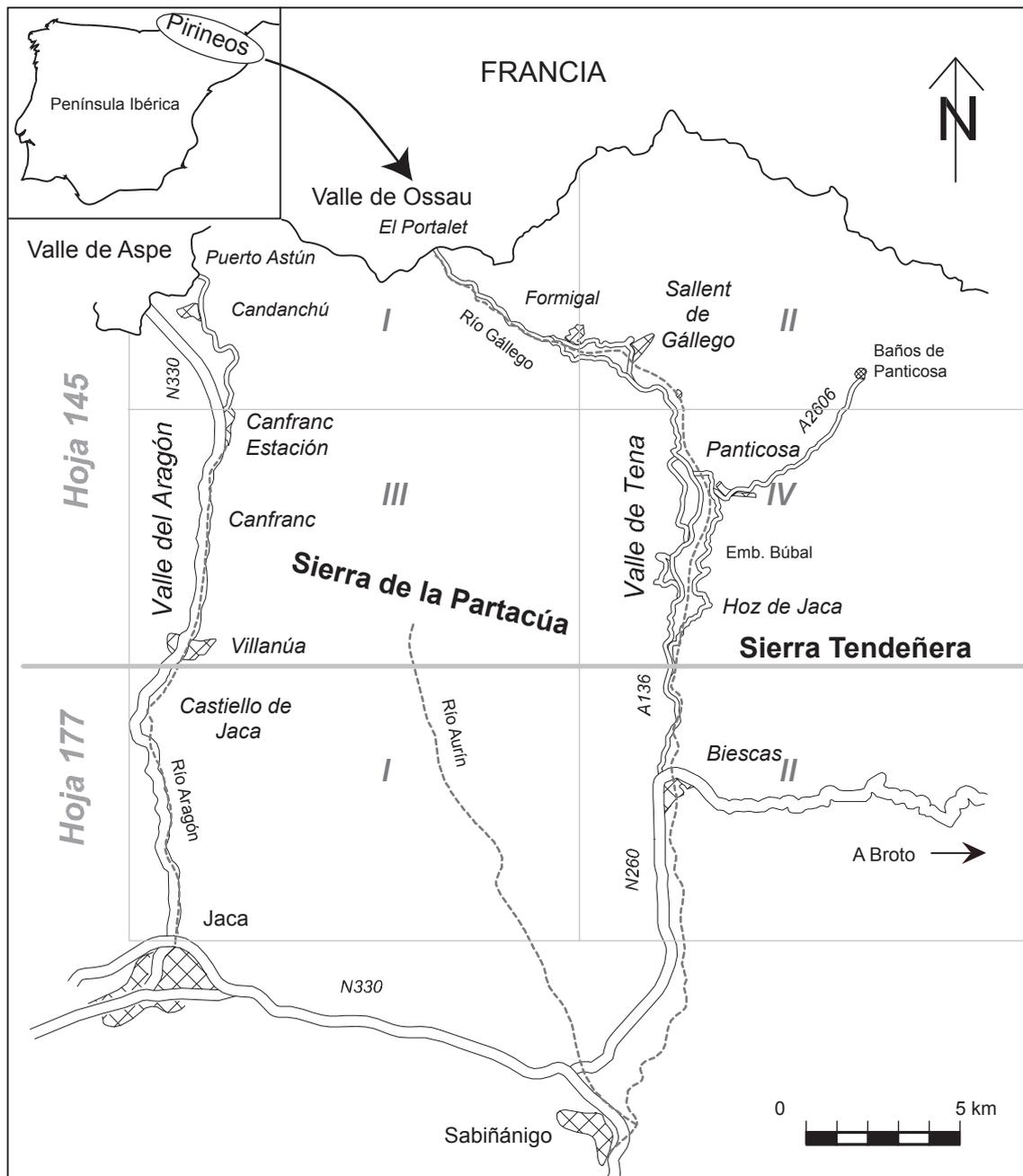


## 1.- INTRODUCCIÓN

### 1.1.- LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

La zona de estudio se localiza en el norte de la Península Ibérica, en la provincia de Huesca (Fig. 1). Geográficamente, se sitúa en el sector central de los Pirineos y comprende un área de unos 15 km de ancho y 20 km de largo en la parte alta de los valles del río Gállego (valle de Tena) y del Aragón (Fig. 1). Es fronteriza, en su parte septentrional, con los valles franceses de Ossau y Aspe y en su zona oriental, con el valle de Broto. Los límites meridional y occidental los constituyen la localidad de Biescas y el río Aragón respectivamente. El sector estudiado se encuadra en la hojas número 145 (I, II, III y IV) y 177 (I y II) del mapa topográfico nacional a escala 1:25.000. Las principales vías de acceso en el valle de Tena son la carretera comarcal A-136, que discurre paralela al curso del río Gállego, y la A-2606 que parte de la anterior y llega hasta el Balneario de Panticosa; además de carreteras de índole menor que comunican la carretera principal con los pueblos del valle. Al valle del Aragón se accede por la carretera N330, que une Jaca con la frontera francesa.

Toda la zona se caracteriza por fuertes contrastes de relieve relacionados tanto con la diversidad litológica como con la complejidad estructural presente en la zona; así las zonas con afloramientos de pizarras presentan relieves suaves y abiertos mientras que las zonas donde dominan los afloramientos de calizas se caracterizan por presentar relieves más escarpados (Fig. 2 A). Las mayores altitudes se alcanzan en el sector nororiental de la zona estudiada, es decir, en el complejo granítico de Cauterets/Panticosa o en su aureola metamórfica (Pico del Infierno, 3.072 m, Fig. 2 B; Balaitus 3.151 m). En el sector meridional se encuentran las Sierras Interiores, una alineación montañosa principalmente calcárea, que se encuentra dividida en dos por el curso del río Gállego, dando lugar al paso de Santa Elena y dejando la Sierra de la Partacúa al oeste (Fig. 2 C y D) y la Sierra de Tendeñera al este. Las Sierras Interiores también albergan cotas importantes como el Pico Tendeñera, 2.847 m, Peña Sabocos, 2.755 m, Collarada, 2.883 m y Peña Telera, 2.672 m. Las Sierras Interiores ac-



**Figura 1.-** Localización geográfica de la zona de estudio en la que se puede observar la situación de los valles de Tena y del Aragón respecto a una de las ciudades principales del Pirineo, Jaca. Se ha superpuesto en un tono más claro la cuadrícula de las hojas del mapa topográfico nacional a escala 1:25.000.

túan además como una barrera de varios tipos, en primer lugar hidrológico ya que la mayor parte de los ríos y arroyos tributarios del Gállego y Aragón tienen su origen en la vertiente sur de las sierras. Son un límite geológico y morfoestructural, ya que separan materiales de edad principalmente paleozoica con un relieve condicionado por el modelado glaciar en el sector septentrional, de materiales de edad mesozoica y cenozoica en el sector meridional, que presentan un relieve fuertemente condicionado por la litología y estructura de los materiales. Por último, las Sierras Interiores constituyen también una barrera geográfica, diferenciando la comarca del valle de Tena en la zona norte, de la tierra de Biescas al sur.

La vegetación se distribuye según un modelo alpino, en el que se diferencian tres pisos en función de la altitud: en las zonas bajas crecen bosques de pinos, abetos, robles y hayas; entre los 1.500 y los 2.200 m de altitud, abundan los pinos negros y el abedul, y a partir de los 2.200 m encontramos principalmente zonas de praderas. Las zonas de praderas proporcionan en general pocos afloramientos quedando éstos restringidos, en cotas altas, a los barrancos excavados por los ríos o torrentes y a las laderas escarpadas. Los lagos de origen glaciar (ibones), muchos de ellos represados de manera artificial, son frecuentes en las zonas elevadas.

De manera clásica, atendiendo a la doble vergencia de la cadena, los Pirineos se han dividido en tres zonas (Mattauer, 1968) (Fig. 3) que de norte a sur son:

**La Zona Norpirenaica**, formada por el afloramiento de bloques alóctonos de basamento varisco, conocidos como Macizos Norpirenaicos, y por una sucesión sedimentaria de edad Mesozoica y Paleógena. En ambos casos se encuentran deformados por pliegues y cabalgamientos vergentes hacia el norte. El límite entre la Zona Norpirenaica y la Zona Axial es la Falla Norpirenaica, accidente geológico de primer orden en la cadena que está jalonado por rocas de procedencia mantélica (Iherzolitas) y por rocas con metamorfismo de baja presión y alta temperatura.

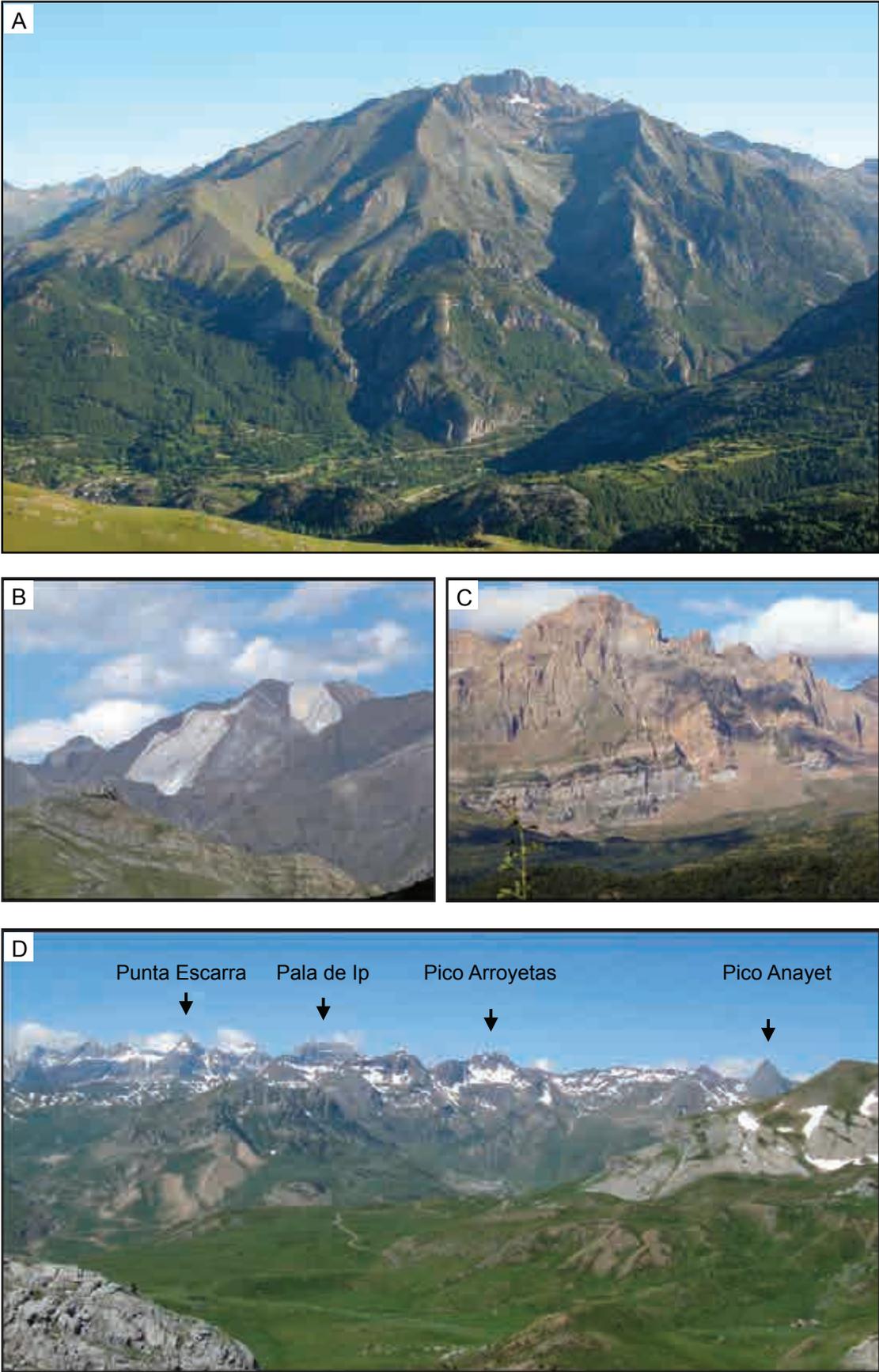


Figura 2

---

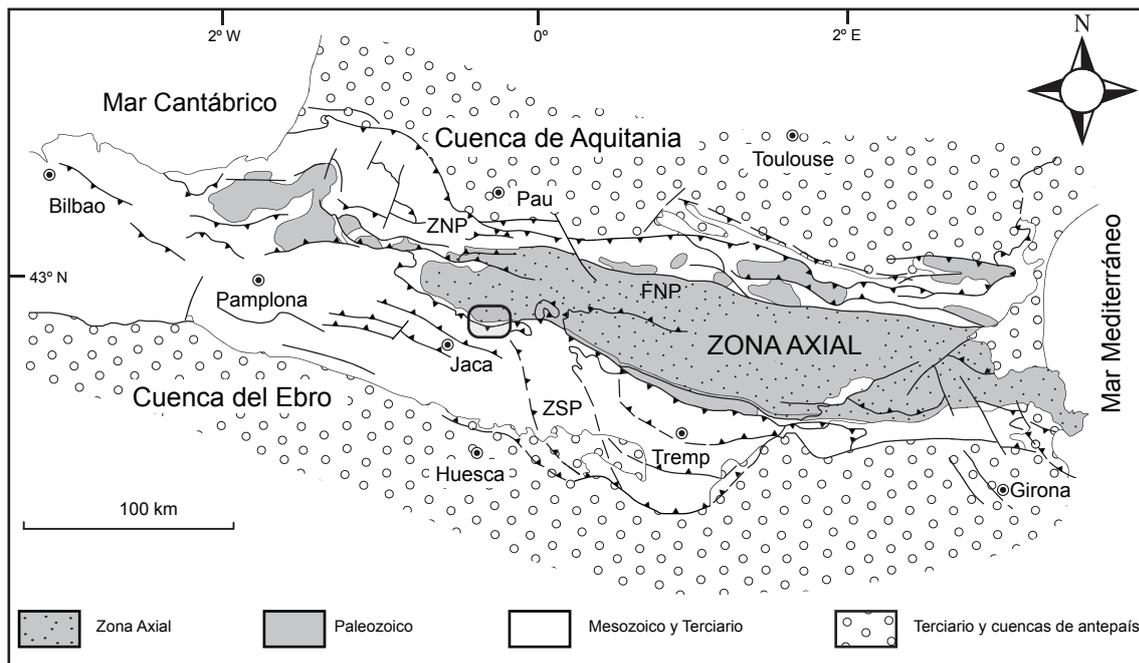
**Figura 2.-** A) Peña Cuchiblanca, situada al noreste de Panticosa. Destacan las barras de calizas de edad devónica frente a las zonas de afloramiento de pizarras más erosionadas. Se pueden observar algunos de los pliegues que describiremos en capítulos posteriores. B) Picos del Infierno, situados entre Sallent de Gállego y Baños de Panticosa, albergan algunas de las mayores altitudes de la zona. Destacan en color blanco las marmoleras del mismo nombre, uno de los efectos más notorios en el paisaje del metamorfismo de contacto asociado al granito de Panticosa. Los diques asociados al vulcanismo pérmico, en tonos oscuros, atraviesan a los mármoles. C) Ladera norte de la Sierra de la Partacúa, formada por una sucesión principalmente calcárea de edad mesozoica y cenozoica, deformada durante la orogenia alpina. D) Foto panorámica del sector occidental de la zona de estudio. Se observa al fondo la Sierra de la Partacúa, donde se han señalado algunas de las elevaciones más importantes (Pico Escarra y Pala de Ip), las calizas pérmicas del Pico Arroyetas y los materiales volcánicos del Pico Anayet. Es notable el contraste de relieve entre estas grandes elevaciones y la zona de praderas sobre pizarras que se observa en primer plano.

---

**La Zona Axial**, que constituye a gran escala un antiformal asimétrico vergente al sur, formado por rocas de edad paleozoica afectadas por la orogenia varisca y alpina. En su parte septentrional presenta estructuras subverticales y a medida que nos desplazamos hacia el sur se disponen con menor buzamiento, llegando a presentar buzamientos hacia el sur en su borde meridional.

**La Zona Surpirenaica**, formada por una sucesión sedimentaria de edad Mesozoica y Cenozoica, deformada durante la orogenia alpina y limitada al sur por el Cabalgamiento Frontal Surpirenaico. Se caracteriza por presentar pliegues y cabalgamientos desplazados hacia el sur y despegados del zócalo.

La zona objeto de la tesis abarca el borde meridional de la Zona Axial y un sector adyacente de la Zona Surpirenaica (Fig. 3).



**Figura 3.-** Localización geológica de la zona de estudio, señalada mediante un rectángulo, al noreste de Jaca en la zona de contacto entre la Zona Axial y la Zona Surpirenaica. ZNP: Zona Norpirenaica, ZSP: Zona Surpirenaica, FNP: Falla Norpirenaica.

## 1.2.- ANTECEDENTES

Las primeras observaciones referentes a la geología de los Pirineos según Bezançon (1964) se remontan al siglo XVIII; aunque no es hasta finales del siglo XIX cuando se empiezan a publicar trabajos más detallados como los de L. Mallada (1887; tomado de Bezançon, 1964), que publicó la “Descripción física y geológica de la Provincia de Huesca”, o los de M. Dalloni (1910; tomado de Bezançon, 1964), considerados ambos como autores clásicos en la cadena pirenaica.

A mediados del siglo XX comienza una época de gran producción científica en la Zona Axial, en la que podemos diferenciar tres grandes grupos de trabajo:

- **La escuela holandesa**, que cuenta con autores como Zwart (1963, 1968, 1986) o Wickham y Oxburgh (1986). Esta escuela sugiere que la deformación de los materiales paleozoicos de la Zona Axial es debida casi únicamente a la orogenia varisca y que los efectos de la orogenia alpina sólo tienen una importancia local. En este sentido podemos destacar a Zwart (1963, 1986), que propone un modelo para la Zona Axial en el que diferencia cinco fases de deformación variscas e introduce los conceptos de Infraestructura y Supraestructura, ampliamente utilizados en años posteriores.
- **La escuela francesa**, que se caracteriza por haber realizado algunos de los primeros cortes transversales a la cadena (Mattauer, 1968; Seguret, 1972) y cuenta con autores como Choukroune (1976) o Mattauer (Mattauer, 1964; Mattauer y Seguret, 1966), que fueron de los primeros en resaltar la importancia de las deformaciones terciarias en la Zona Axial. Mención aparte merece el trabajo de recapitulación efectuado por gran parte de los geólogos franceses que trabajaban en Pirineos, recogido en Clin et al. (1970), en el que se hace una síntesis de la geología varisca.
- **La escuela española**, que realizó estudios centrados sobre todo en la parte oriental de la cadena y cuenta con autores como Fontboté (Fontboté et al., 1986) o Solé Sugañes (1971). Destaca el trabajo de Santanach (1972), en el que diferenció hasta tres fases de plegamiento varisco en los materiales paleozoicos del sector oriental de la cadena, o el de Carreras (1975) y Carreras et al. (1980) sobre deformación tardihercínica asociada a bandas miloníticas en el Cabo de Creus.

Desde los años 80 ha existido, en líneas generales, un consenso a la hora de identificar y describir las estructuras principales de la cadena. Este consenso no se ha mantenido, sin embargo, a la hora de proponer un modelo geodinámico que explique la formación de los Pirineos. Así, tenemos trabajos como los de Boillot (1984), que propone una subducción continental en la que la placa europea se introduce bajo la placa ibérica, a partir de datos de geología de superficie y de geología marina del margen cantábrico. Este modelo es opues-

to al que propuso Mattauer (1985), que sugería la subducción de la placa ibérica bajo la europea. Seguret y Daignières (1986) llevaron a cabo cuatro cortes compensados a escala cortical de la cadena y calcularon un acortamiento mínimo entre 55 y 85 km. La evolución estructural varisca de la cadena ha sido también objeto de numerosos trabajos, como el de Soula et al. (1986), que proponía un modelo basado en un acortamiento cortical polifásico o el modelo extensional planteado por Vissers (1992). Carreras y Capella (1994) propusieron una nueva interpretación para la zonación estructural vertical (conceptos de Infraestructura y Supraestructura) presente en el basamento varisco.

A mediados de los 80 comienza una nueva época para la geología pirenaica debido a la realización del perfil de sísmica profunda ECORS Pirineos (ECORS Pyrenees Team, 1988; Choukroune y ECORS Pyrenees Team, 1989; Roure et al., 1989; Choukroune et al., 1990). El perfil ECORS Pirineos fue una gran herramienta a la hora de relacionar los datos geológicos de superficie con la geometría de las principales discontinuidades en profundidad. Los datos obtenidos muestran un mayor espesor de la corteza ibérica con respecto a la europea, debido a un apilamiento antiformal de escamas, y confirman la geometría general de la cadena en abanico. Además, se pudo identificar la corteza inferior ibérica y la discontinuidad de Mohorovicic, que se inclinan hacia el norte sumergiéndose por debajo de la corteza inferior europea, confirmando el modelo geodinámico propuesto por Mattauer (1985). Los datos proporcionados por el perfil ECORS, además de los conocimientos sobre la evolución estructural de los Pirineos, propiciaron que se llevaran a cabo cortes compensados de la cadena, entre los que podemos destacar los realizados por Roure (Roure et al., 1989) y por Muñoz (1992).

Los trabajos referentes a la geología de los Valles de Tena y Aragón no son muy abundantes. Se pueden destacar los trabajos de Mirouse (1959 a, b), quien definió las series de Somport, Baralet y Marcanton en los materiales del Estefaniense y Pérmico de los valles del Aragón y de Aspe. Van Der Lingen realizó su tesis al norte de Canfranc, recogida de forma simplificada en Van Der Lingen (1960), y su colega Wensink (1962) se encargó del estudio

geológico de la región situada inmediatamente al este, abarcando los materiales paleozoicos de la parte alta del río Gállego y del río Ara; en ambos casos se trata de estudios estratigráfico-paleontológicos que incluyen una descripción de las principales estructuras en la zona así como su orientación y relación con las orogenias varisca y alpina. Jeurissen (1962) analizó la geología de los materiales mesozoicos y terciarios situados al sur de las zonas estudiadas por sus compañeros holandeses. Entre los trabajos relativos al Valle de Tena se puede destacar a Clin et al. (1968), que describieron las principales estructuras presentes en el valle y las relacionaron con fases de deformación variscas o alpinas, y a Valero (1974) que realizó un estudio estructural en la región de Panticosa. En el sector situado entre Somport y el Portalet destaca el trabajo de Muller (1973), donde resume la orientación de las principales estructuras variscas y alpinas presentes en la zona y propone una secuencia cronológica para explicar su formación.

Dentro del libro de Geología de España, volumen jubilar en homenaje a J. M. Ríos, se publicó una síntesis sobre el paleozoico del Valle de Tena (Ríos et al., 1983), que recoge el trabajo de los campamentos de prácticas de geología de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid, que tuvieron lugar en el valle desde el año 1955. La Hoja Geológica nº 45 a escala 1:50.000, Sallent (Ríos et al., 1987) compila la información básica de la región. En sectores adyacentes hacia el oeste, la tesis de Teixell (1992) estudia la estructura alpina en la terminación occidental de la Zona Axial. García Sansegundo (1992) realizó en su tesis doctoral un estudio estratigráfico y tectónico en materiales metasedimentarios de edad Cámbrica a Triásica de los valles de Arán y Alta Ribagorça, situados a unos 100 km al este del valle de Tena.

En la Zona Surpirenaica, el trabajo de Cámara y Klimowitz (1985) estudia la tectónica sinsedimentaria en la Cuenca de Jaca. Posteriormente, Teixell y García Sansegundo (1995) describen la estructura de la Cuenca de Jaca a partir de cortes compensados realizados en su parte central.

Los trabajos de síntesis realizados en los Pirineos tratan en mayor o menor medida la zona de estudio de esta tesis doctoral. La publicación conjunta entre el IGME y el BRGM abarca los datos geológicos y geofísicos del ciclo varisco (Barnolas y Chiron, 1996). El libro *Geology of Spain* (Gibbons y Moreno, 2002) recoge los datos disponibles sobre la cadena tanto de tipo estructural como estratigráfico, ordenados desde un punto de vista cronológico y el libro *Geología de España* (Vera, 2004) es el más reciente de todos ellos.

Las hojas geológicas francesas de Gavarnie (Majesté-Menjoulás y Debon, 1999) y de Laruns-Somport (Ternet et al., 2004) y sus memorias explicativas (Majesté-Menjoulás et al., 1999; Ternet et al., 2004), proporcionan información geológica y cartográfica actualizada. La hoja geológica nº 177, Sabiñánigo (Gil et al., en prensa), se encuentra en revisión por lo que sólo se ha podido consultar la cartografía.

### **1.3.- OBJETIVOS Y METODOLOGÍA**

Este trabajo se planteó con la intención de revisar la cartografía geológica disponible en los valles de Tena y del Aragón para proponer un estudio estructural del Paleozoico y Mesozoico en la región, bien caracterizado desde el punto de vista geométrico y cinemático. En la zona de estudio afloran materiales sedimentarios con un metamorfismo de grado bajo o inexistente, que constituyen el encajante local de los granitos de Panticosa y Cauterets Occidental y que se encuentran deformados por la orogenia varisca y la alpina. El plutón de Panticosa tiene bien establecida tanto su estructura, como su zonación petrográfica y caracterización geoquímica (Debon, 1972; Debon y Zimmermann, 1993; Gleizes et al., 1998; Santana, 2001, 2002; Santana et al., 2006), lo que le convierte en un referente de un granito sintectónico tardío con respecto a la fase principal de la orogenia varisca.

En los materiales paleozoicos de los Pirineos se reconoce la influencia de la tectónica alpina; en concreto, se acepta su relación con la formación de algunas de las grandes estructuras de la cadena, como puede ser el apilamiento antiformal de escamas que involucra al

basamento de la Zona Axial. Se acepta también el rejuego de estructuras variscas durante la orogenia alpina, como la reactivación de cabalgamientos variscos o el cambio de posición de estructuras debido al basculamiento de bloques. Sin embargo, la posibilidad de que alguna de las fases de plegamiento con foliación asociada presentes en la Zona Axial pueda ser alpina ha sufrido un debate más intenso; a pesar de todo, esta opción ha sido apoyada desde mediados de los años 60 por autores como Mattauer (Mattauer, 1964, 1968; Mattauer y Seguret, 1966) o Matte (2002). Estas hipótesis se han tenido en cuenta durante la revisión de la cartografía disponible.

Se han elegido los valles de Tena y del Aragón como zona de estudio debido a que ofrecen unos afloramientos excepcionales; además el sector de Zona Surpirenaica estudiado al norte de Biescas constituye un buen referente en el estudio de la deformación alpina.

El carácter de los objetivos descritos ha influido directamente en la metodología utilizada para llevarlos a cabo. Así, se ha realizado un estudio de campo que se ha centrado en una revisión de la cartografía de la zona, en general a escala 1:25.000, y se ha realizado un estudio estructural de cortes geológicos. Todo ello se ha completado con estudios en detalle en zonas de interés. Se han realizado trabajos puntuales de petrología y geoquímica, para lo que se ha hecho un estudio en lámina delgada de las principales facies, que en algunos casos ha requerido análisis de geoquímica mineral mediante microsonda electrónica. Ha sido fundamental para el buen desarrollo del trabajo de campo una revisión en profundidad de las fotos aéreas disponibles de la zona, tanto a escala 1:40.000 (Centro Nacional de Información Geográfica en color, 2003) como 1:25.000 (Centro Nacional de Información Geográfica en blanco y negro, 1981). La revisión de ortofotos en zonas de difícil acceso ha sido también de gran ayuda debido a su elevada resolución (5 m).



**CAPÍTULO 2 :  
GEOLOGÍA REGIONAL**

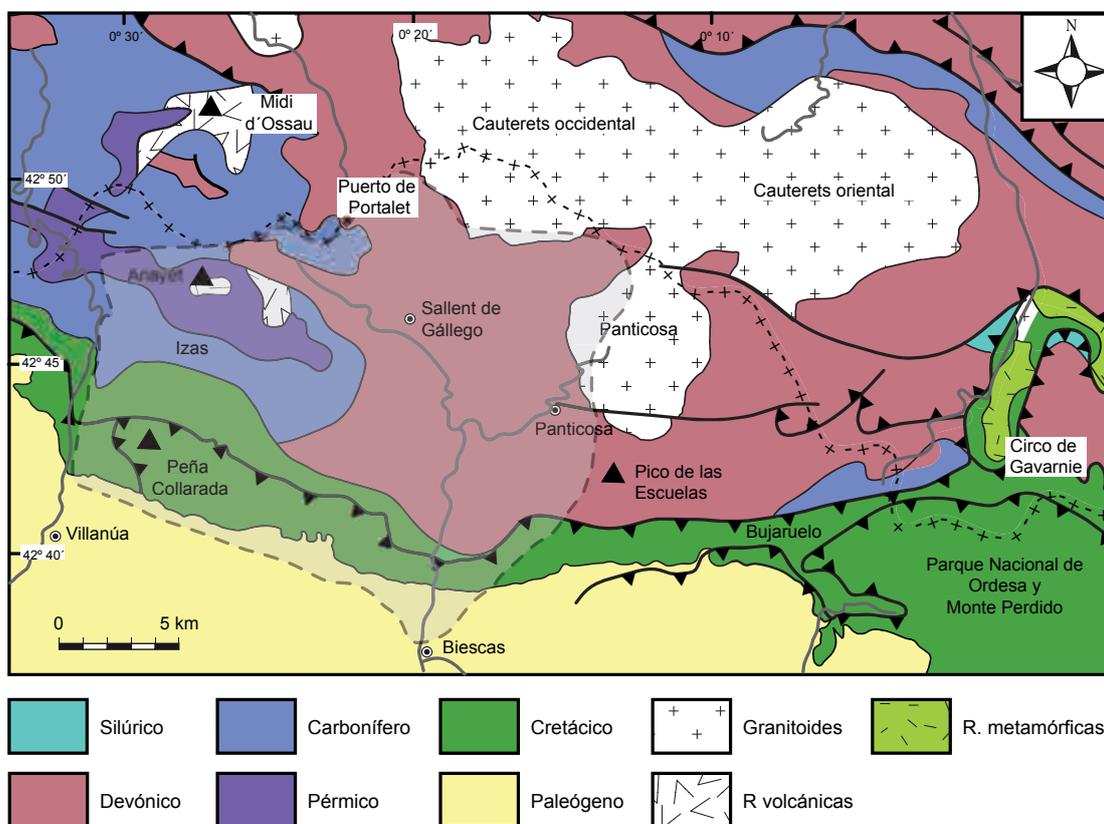
---



## 2.- GEOLOGÍA REGIONAL

### 2.1.- INTRODUCCIÓN

El área estudiada en la presente tesis está ocupada por afloramientos de edad Paleozoica, Mesozoica y Cenozoica pertenecientes a la Zona Axial y a la parte septentrional de la Zona Surpirenaica (Fig. 4).



**Figura 4.-** Mapa geológico simplificado, donde se observa la distribución de los afloramientos. Modificado a partir del Mapa geológico de los Pirineos, 1:400.000, BRGM-IGME (Varios autores, 2004). Se ha indicado el área estudiada en color más claro.

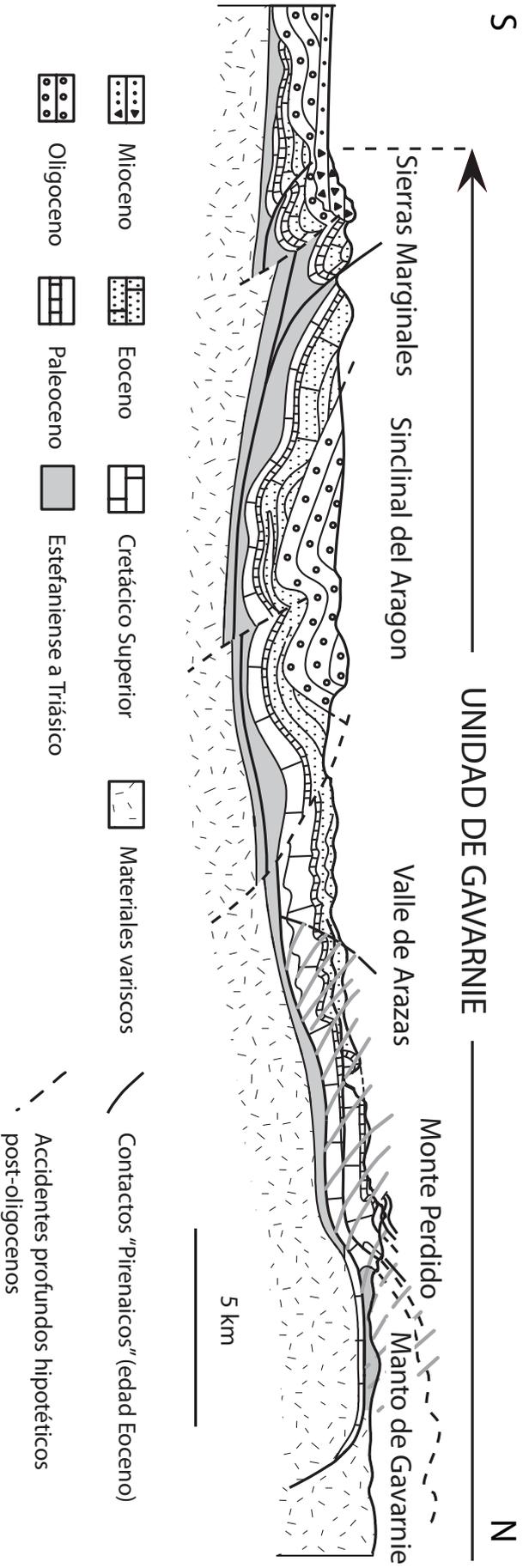
En general, las rocas de **la Zona Axial** que intervienen en la orogenia varisca se pueden dividir en tres grandes grupos: la serie sedimentaria paleozoica y sus equivalentes metamórficos, los grupos gneísicos y las rocas plutónicas. La estructura varisca de las rocas paleozoi-

cas de la Zona Axial es el resultado de una tectónica polifásica que generó un trazado oeste-noroeste-este sureste de las unidades principales (Carreras y Capella, 1994). A gran escala, se han diferenciado domos y grandes antiformes separados por estrechos dominios de pliegues (Carreras y Capella, 1994):

- **Los domos** presentan núcleos de rocas metamórficas, denominadas como Infraestructura, que se encuentran limitados por metasedimentos (serie de edad cambro-ordovícica) no datados paleontológicamente. La forma de domo se define por la traza de la foliación dominante, tanto en los núcleos como en los metasedimentos (Carreras y Capella, 1994).
- **Los dominios de pliegues** están formados por sinclinales que afectan a secuencias paleozoicas en niveles estructurales altos, denominados como Supraestructura; tienen las superficies axiales de subverticales a moderadamente inclinadas, con una esquistosidad de plano axial asociada (Carreras y Capella, 1994). La foliación principal de la Supraestructura muestra, a escala regional, una disposición en abanico: casi vertical en la zona norte y con vergencia ligeramente meridional en la zona sur. Las estructuras mayores de manera preferente presentan vergencia al sur (Fig. 5)

**La Zona Surpirenaica** está formada por materiales de edad Mesozoica y Cenozoica que se encuentran despegados en el Triásico o, cuando éste falta, en el Cretácico en forma de cabalgamientos y mantos de corrimiento desplazados hacia el sur (Fig. 5), que cabalgan a la Cuenca del Ebro. En líneas generales se observa que la intensidad de la deformación es mayor en la zona norte, cerca del contacto con la Zona Axial.

Las directrices estructurales generales en el sector central de la Zona Surpirenaica son este-oeste, aunque en ocasiones afloran estructuras de dirección norte-sur a noreste-suroeste, que pueden ser interpretadas como rampas laterales de los cabalgamientos (Barnolas et al., 1990). Según Teixell (1992, 1998) los cabalgamientos que afloran en superficie son



**Figura 5.-** Corte esquemático norte-sur en la transversal de Monte Perdido (al este de esta tesis), que muestra las relaciones entre las principales unidades de los Pirineos centrales. La orientación de la esquistosidad se ha indicado en trazos de color gris. Tomado de Seguret (1972).

la continuación de cabalgamientos de zócalo, que frecuentemente describen rellanos cerca de la base de la sucesión sedimentaria meso-cenozoica (Fig. 5). De estos rellanos surgen los principales cabalgamientos de la Zona Surpirenaica, que delimitan una serie de láminas o mantos cabalgantes. En el sector centro-occidental de la Zona Surpirenaica, los materiales Terciarios constituyen el relleno de la llamada Cuenca de Jaca.

En la zona de estudio, la Zona Axial está formada por una serie metasedimentaria de edad Paleozoica deformada en un nivel estructural alto, que se encuadra dentro de la Supraestructura de acuerdo a la clasificación realizada al principio del capítulo. Entre las estructuras regionales de mayor importancia cabe mencionar el Manto de Gavarnie que superpone material paleozoico sobre el cretácico (Seguret, 1972) (Fig. 5); este contacto aflora al este de la zona estudiada, en la “ventana de Gavarnie” (Fig. 4), desde donde continúa en profundidad (Fig. 5). El Manto de Gavarnie forma parte del apilamiento antiformal de escamas que, junto con los mantos de Eaux-Chaudes-Cinq Monts y de Guarga, constituye la estructura alpina de la Zona Axial en su parte occidental. Otra estructura de relevancia regional es el contacto tectónico que superpone los materiales cretácicos de la Zona Surpirenaica sobre el Paleozoico de la Zona Axial en las Sierras Interiores (Fig. 4). Los materiales de la Zona Surpirenaica estudiados en esta tesis conforman la parte oriental de la Cuenca de Jaca y constituirían la Unidad de Gavarnie (Muller y Roger, 1977; Ríos et al., 1987), formada por los materiales de la cobertera del Manto de Gavarnie (Fig. 5).

A continuación se describen los principales conjuntos litológicos de la zona de estudio de manera simplificada, ya que queda fuera de los objetivos de la presente tesis el estudio estratigráfico detallado de estos materiales. Afloran rocas con edades comprendidas entre el Silúrico y el Eoceno, que presentan una laguna estratigráfica desde el Triásico hasta el Cretácico inferior inclusive, además de los depósitos cuaternarios. Se pueden diferenciar cuatro grandes conjuntos:

- **Materiales de la Zona Axial:** tienen edades comprendidas entre el Silúrico y el Pérmico y ocupan la mayor parte de la superficie estudiada.
- **Materiales de la Zona Surpirenaica:** tienen edades comprendidas entre el Cretácico superior y el Eoceno y afloran desde las Sierras Interiores hacia el sur.
- **Rocas ígneas:** incluyen el batolito de Cauterets-Panticosa y las rocas volcánicas y subvolcánicas que afloran en la zona de estudio.
- **Depósitos cuaternarios.**

## 2.2.- MATERIALES DE LA ZONA AXIAL

Los afloramientos de la Zona Axial del valle de Tena comienzan a unos 200 m al norte del paso de Santa Elena, al norte de las Sierras Interiores (ver mapa); se trata en líneas generales de una sucesión metasedimentaria, de edad comprendida entre el Silúrico y el Pérmico, intruida por los granitos de Cauterets occidental y Panticosa, así como por diques y sills de naturaleza variada, que ocupa todo el sector septentrional estudiado. Entre los antecedentes bibliográficos sobre la litología de estos materiales cabe destacar a los previamente citados Van der Lingen (1960), Wensink (1962), Valero (1974) y Ríos et al. (1987), que describen las características estratigráficas principales y aportan datos paleontológicos significativos. Galera (1985, 1987) tiene un estudio estratigráfico del Devónico de los Pirineos centrales, que incluye columnas detalladas de la zona de estudio. Mirouse (1959 a, b), Bixel et al. (1983), Bixel y Lucas (1983, 1987) y Bixel (1987) establecieron las principales formaciones estratigráficas en los depósitos estefano-pérmicos del noroeste de la zona de estudio.

### 2.2.1.- El Silúrico

Las rocas más antiguas descritas en la zona de estudio datan del Silúrico y fueron reconocidas por primera vez por Ríos (1957) en cantos rodados que contenían restos fosilíferos al pie del barranco de San Lorenzo (al sur de Panticosa). Cano Alonso et al. (1958) localizaron in situ en el barranco de San Lorenzo un Silúrico formado por 4 m de calizas y confirmaron una edad genérica Gothlandense, que fue posteriormente precisada como Ludlow (Wensink, 1962). Ríos et al. (1987) localizaron además pizarras ampelíticas de edad Silúrico en la Montaña el Verde (afloramientos cercanos al río Ripera y barranco de La Travernosa) y cerca de Sandiniés. Valenzuela (1996) describe una sección de unos 20 m de potencia en la parte inferior del barranco de San Lorenzo, que no corresponde con ninguna de las citadas anteriormente, y que está formada de base a techo por lutitas con nódulos arenosos, alternancia de lutitas y calizas negras y, alternancia de margas pardas, calizas y calizas margosas. A partir de restos de conodontos este autor obtiene una edad que abarca el Homeriense (Wenlock), el Gorstiense y el Ludfordiense inferior (Ludlow). Durante el trabajo de campo que he realizado en la elaboración de esta tesis no he podido confirmar la presencia de estos afloramientos ya que se deben encontrar cubiertos por depósitos cuaternarios (morrenas glaciares, depósitos de torrenteras, etc.). Por ello, en el siguiente apartado cuando se explique la deformación en la Zona Axial no se hará referencia a la estructura del Silúrico.

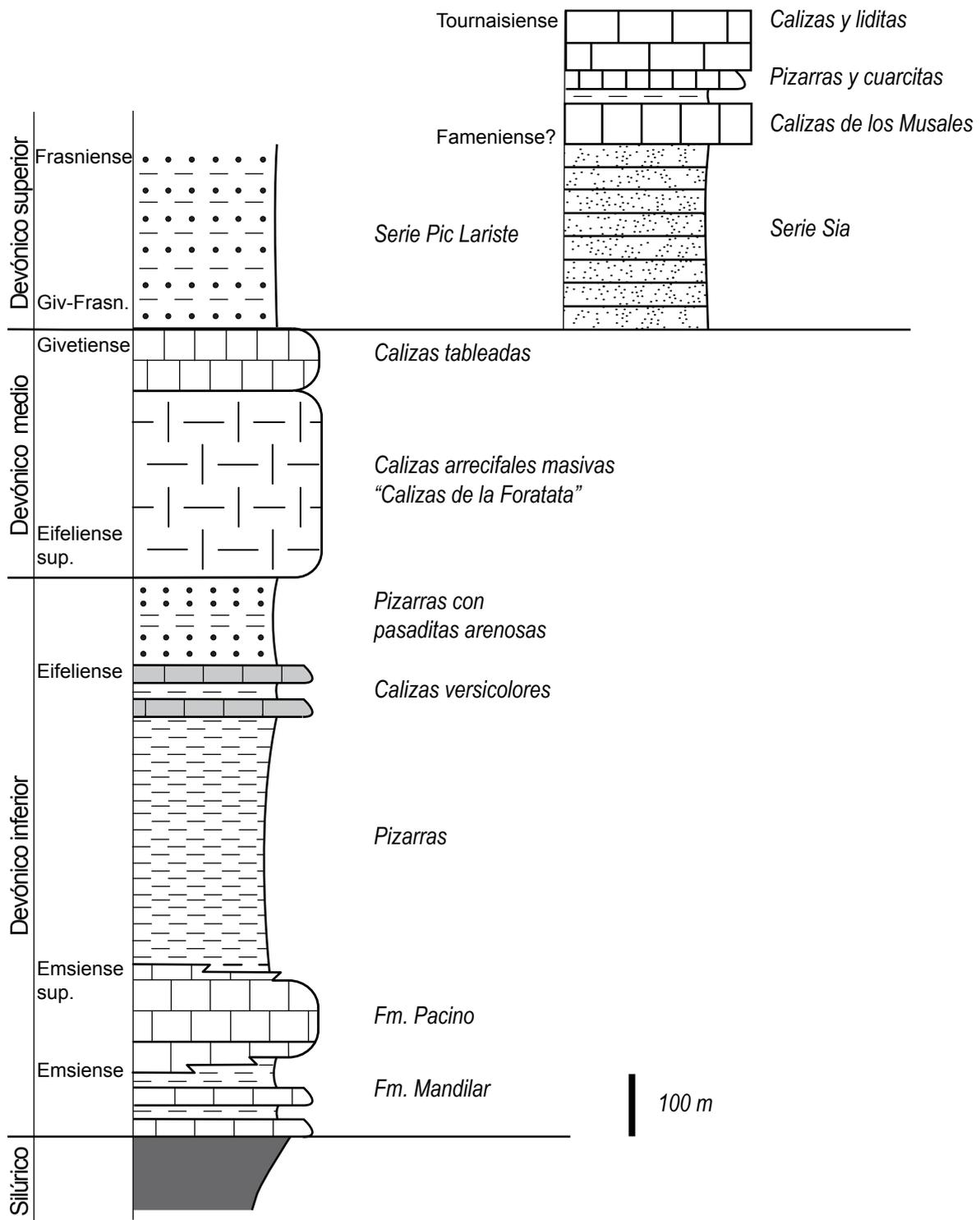
### 2.2.2.- El Devónico

El Devónico aflora ampliamente en la zona de estudio, ocupando la superficie existente desde las Sierras Interiores hasta prácticamente la frontera con Francia al norte, hasta el Pico de los Tres Hombres y Peña Forca al oeste y, hacia el este se extiende fuera de la zona estudiada (Fig. 4). Se encuentra representado el Devónico inferior, medio y superior. Es destacable la homogeneidad de la serie sedimentaria en el área estudiada durante el Devónico inferior y medio; mientras que durante el Devónico superior la variabilidad de la serie es mayor. En cualquier caso, el Devónico en general se caracteriza en la zona por ser fosilífero;

aunque los restos conservados carecen a menudo de utilidad bioestratigráfica, lo que hace que muchas formaciones estén datadas de manera imprecisa, dificultando la comparación de la serie con otras regiones. En la figura 6 está recogida de manera sintética una columna estratigráfica de la zona de estudio.

El Devónico inferior empieza con una alternancia de pizarras y calizas conocida como **Formación Mandilar** (Valero, 1974), que aflora en el sector oriental: en los alrededores del embalse de Búbal, y más hacia el este en el Pico Mandilar, del que toma el nombre, y en la Montaña el Verde. Este autor le atribuye una potencia aproximada de 200 m y una edad no superior a Couviniense inferior, a partir de restos de trilobites. En afloramiento son calizas en tonos grises, en bancos decimétricos y con restos fósiles que alternan con capas de pizarras, en general menos potentes y normalmente erosionadas. En ocasiones se presentan en bancos de hasta un metro de espesor. Los tramos carbonatados presentan un aspecto sucio en lámina delgada, donde se observan principalmente restos de bioclastos, afectados por fenómenos de disolución y reemplazamiento, en una matriz micrítica.

Encima se encuentra la **Formación Pacino** (Valero, 1974), formada por calizas que afloran en el sector central de la zona de estudio en forma de potentes barras calcáreas de gran continuidad lateral (Fig. 2 A), cerca de las localidades de Escarrilla y Panticosa, y en el sector suroriental (Montaña el Verde). Valero le atribuyó una potencia aproximada de 50 m y una edad de Emsiense a Emsiense superior debido a su posición estratigráfica. Posteriormente, Ríos et al. (1987) le atribuyen una edad genérica Devónico inferior debido a que, a pesar de haber encontrado abundante fauna, ésta carece de valor cronoestratigráfico preciso. Se trata de calizas de aspecto masivo y pátina clara en el paisaje, y color gris oscuro en corte, a veces dolomitizadas, que se disponen en bancos de decimétricos a métricos. En lámina delgada se pueden llegar a establecer variaciones composicionales en las que alternan tramos carbonatados con restos fósiles y tramos pelíticos de grano fino. Las Formaciones Pacino y Mandilar se han representado de manera conjunta en el mapa geológico debido a la dificultad para separarlas en aquellos sitios donde la Formación Mandilar aflora con un



**Figura 6.-** Columna estratigráfica sintética, elaborada a partir de este trabajo, donde se representan las principales formaciones devónicas de la zona estudiada y su relación con el Silúrico descrito en trabajos anteriores.

carácter más calcáreo. Tiene una potencia mínima de 150 m.

Por encima de las calizas masivas de la Formación Pacino hay una formación de **pizarras con tramos de calizas versicolores** a techo, que es la que ocupa mayor superficie en la zona estudiada. Aflora ampliamente en la zona más occidental así como en el sector septentrional. De muro a techo podemos distinguir un tramo de pizarras negras en capas muy finas, que raramente preservan restos de la estratificación y tiene una potencia aproximada de 500 m según Galera (1987) y Ríos et al. (1987). Los restos fósiles también son de dudoso valor cronoestratigráfico; Ríos et al. (1987) le atribuyen una edad Eifeliense. Estas pizarras engloban tramos de calizas versicolores en bancos decimétricos con separaciones margosas. Su aspecto es muy llamativo en el paisaje, con colores amarillentos, verdosos y rojizos (Fig. 7 A), lo que las convierte en buenos indicadores de la estratificación a distancia. Según Ríos et al. (1987) y Galera (1987) la edad de estas calizas está entre el Emsiense superior y el Eifeliense. A continuación, las pizarras pueden presentar tramos importantes de una alternancia de pizarras y areniscas, con presencia frecuente de nódulos arenosos (Fig. 7 B), y estructuras amigdalares a la que Ríos et al. (1987) denomina **“Pizarras con pasaditas arenosas”** (Fig. 7 C) y le atribuye una potencia entre 200 y 250 m. Esta alternancia resulta muy útil para conocer la disposición de la estratificación, ya que está habitualmente bien conservada en forma de capas arenosas (Fig. 7 C). Valenzuela y Carls (1994) realizaron un estudio detallado con conodontos y artejos de crinoides en esta formación y obtuvieron una edad Eifeliense. En ocasiones, se observan niveles de hasta 1 m de espesor de caliza ferruginosa, de color rojizo, muy fosilífera con restos de bivalvos, briozoos y equinodermos, entre otros. En la cartografía que se adjunta sólo se han diferenciado los tramos de calizas versicolores del conjunto de pizarras ya que aunque las “pizarras con pasaditas arenosas” son fácilmente identificables, afloran de manera discontinua. Hemos estimado una potencia mínima de 400 m para todo el conjunto de pizarras.

El Devónico medio aflora principalmente al norte de Sallent de Gállego, en la Peña Foratata y en el alto de Pondiellos. Es una formación de **calizas masivas arrecifales** de 300 a

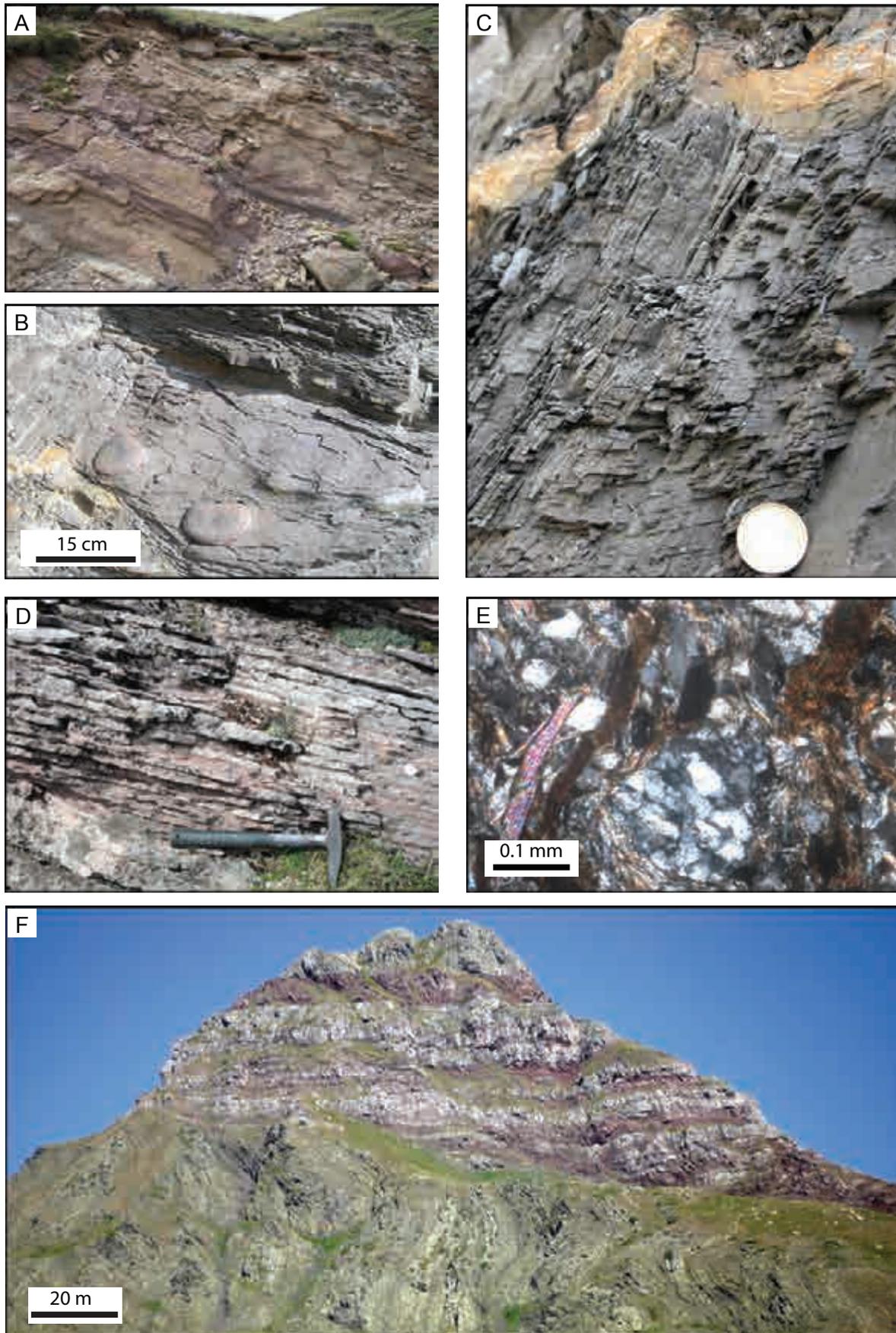


Figura 7

**Figura 7.-** A) Afloramiento de calizas versicolores. B) Nódulos arenosos dentro de las pizarras. C) Detalle de un afloramiento de pizarras del Devónico inferior mostrando dos pizarrosidades. En la parte superior de la foto se aprecia un nivel amarillo más competente (“pasadita arenosa”), indicando la posición de la estratificación. D) Calizas en facies “griotte” rosa del Carbonífero. E) Aspecto en el microscopio de la facies “Culm” del Carbonífero en el que se pueden reconocer micas de gran tamaño. F) Contacto discordante en la zona de Izas entre los depósitos continentales rojos del Pérmico y el Carbonífero en facies “Culm” replegado. El norte está a la derecha de la fotografía. En los materiales pérmicos se observa un acuñamiento hacia el sur y el desarrollo de una pizarrosidad con buzamiento al norte.

400 m de potencia (Galera, 1987; Ríos et al., 1987) que contiene abundante fauna coralina en ocasiones silicificada. Estas calizas son correlacionables según Ríos et al. (1987) con las llamadas calizas del Tobazo, en el valle de Canfranc, o con las calizas del Peyreget, en la vertiente francesa. Teniendo en cuenta su posición estratigráfica y su correlación con las otras formaciones de calizas arrecifales estos autores les atribuyen una edad Eifeliense superior a Givetiense.

El Devónico superior aflora principalmente en el sector nororiental de la zona estudiada, en los alrededores de algunas de las cotas más altas de la zona, como los Picos del Infierno, el Pico Musales, o el Pico de la Forqueta (ver mapa). Presenta frecuentes cambios laterales de facies y suele estar afectado por el metamorfismo de contacto causado por la cercanía de los granitos de Cauterets occidental y Panticosa. Comienza con un tramo de pizarras grises seguido de 70 a 100 m de **caliza bien estratificada** de pátina gris en el paisaje, del Givetiense superior al Frasnense basal, que incluye las llamadas calizas de Puy Arcol, las calizas de los Moncalvos y las calizas de Gavidou (Galera, 1987; Ríos et al., 1987) y que, según Ternet et al. (2004), es equivalente a las “Calcaires rubanés” definidas en la hoja francesa de Laruns-Somport. El Devónico superior acaba con una serie detrítica de edad Frasnense (Fig. 6) formada por una alternancia de pizarras micáceas con calizas arenosas y areniscas ferruginosas (“**Serie del Pic Lariste**”), con restos de estratificación cruzada y con una potencia total cercana a los 300 m (Ríos et al., 1987). Hacia el este, esta serie pasa lateralmente a una alternancia de pizarras negras y cuarcitas gris oscuro sin restos de estructuras sedimentarias y con una potencia de 300 m (Ríos et al., 1987), conocida regionalmente como “**Serie**

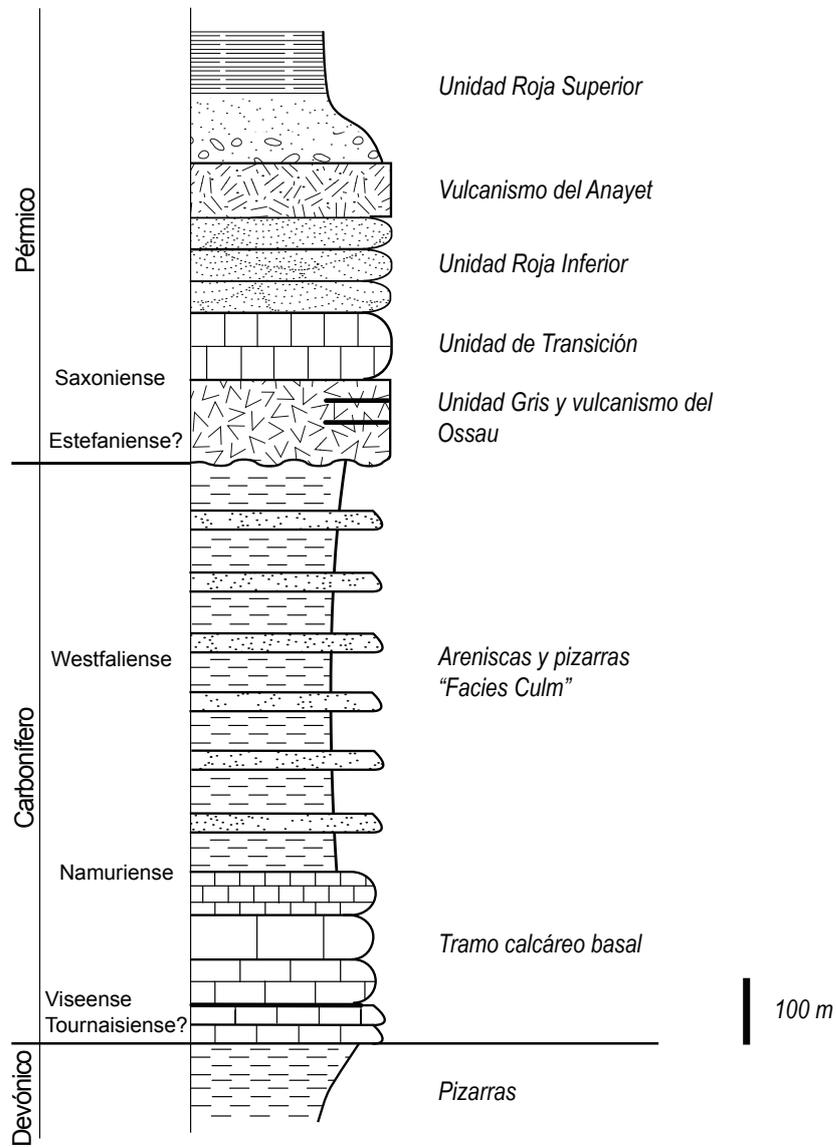
**Sia**". En la cartografía adjunta no se ha hecho distinción entre estas series. Localmente, en el pico Los Musales aflora un tramo de 50 m de potencia formado por **calizas de patina amarilla** con clastos de naturaleza arrecifal y algunas pasadas de pizarra, con una edad probablemente Fameniense (Ríos et al., 1987). A estas calizas le sigue una alternancia de pizarras y cuarcitas de pátina oscura.

### 2.2.3.- El tránsito entre el Devónico y el Carbonífero

El paso del Devónico al Carbonífero es gradual y está formado por un conjunto esencialmente calcáreo de edad Fameniense a Tournaisiense superior (Galera, 1987; Ríos et al., 1987) que contrasta fuertemente con las formaciones detríticas que tiene tanto a techo como a muro. Se trata de un tramo de unos 30 m de espesor formado por calizas grises con un nivel de liditas (conocido en la literatura como "Griotte del Fameniense"), seguido por una alternancia de calizas y liditas de edad Fameniense superior- Tournaisiense (Galera, 1987; Ternet et al., 2004), calizas en facies griotte de pátina rosácea y caliza tableada negra del Tournaisiense superior. Estos materiales afloran únicamente en el sector noreste de la zona estudiada, por encima de la Serie Sia; en el resto del área la serie es similar pero sin este tramo basal. Por ello, en la cartografía se han considerado juntas las calizas que constituyen el techo del Devónico y la base del Carbonífero.

### 2.2.4.- El Carbonífero

En la zona de estudio, a excepción del sector meridional descrito en el apartado anterior donde el tránsito con el Devónico es transicional, el carbonífero comienza con un tramo calcáreo de edad Viseense a Namuriense, sin descartar el Tournaisiense (Ríos et al., 1987), que se dispone de manera discordante sobre la formación pizarrosa de edad Devónico inferior que he descrito con anterioridad (Fig. 8). Se trata de un tramo con fuertes variaciones laterales y de potencia, que ha sido estudiado en profundidad en el río Escarra, Canal de Izas y Valle del Aragón, mediante series detalladas recogidas en los trabajos de Ríos et al. (1987),



**Figura 8.-** Columna estratigráfica sintética, elaborada a partir de este trabajo, donde se representan las principales formaciones carboníferas y pérmicas de la zona estudiada. En el tramo calcáreo basal se han representado las diferentes litologías descritas en el texto para la parte inferior del Carbonífero.

Galera (1987) y en el libro de síntesis de Pirineos (Barnolas y Chiron, 1996). De manera resumida, se puede establecer un tramo inferior formado por calizas de pátina clara con algunas pasadas de lidita, en ocasiones un tramo de calizas con sílex, calizas en facies griotte de tonos rosas (Fig. 7 D), calizas masivas y un tramo de calizas tableadas negras a techo (Fig. 8). Las calizas en facies griotte rosa son muy útiles como nivel guía, tanto en afloramiento como en cartografía, debido tanto a sus tonalidades y aspecto característico en el paisaje como a su continuidad lateral.

Por encima, la **Facies Culm** está formada por una alternancia de pizarras y grauwacas grises con micas y restos de vegetales, que hacia el techo pueden presentar capas de conglomerados y brechas calcáreas. En afloramiento destacan por el brillo de las micas y la presencia habitual de restos de plantas. En lámina delgada se pueden identificar granos de cuarzo (tanto monocristalino como con subgranos), micas y litoclastos (Fig. 7 E). En ocasiones se observan capas de conglomerados de apariencia caótica, con cantos de origen variado (incluyendo restos fósiles) y tamaño entre 0.2 y 1 cm. Se le atribuye una edad Westfaliense (Wensink, 1962) y una potencia mínima de 900 m según Ríos (Ríos et al., 1987) y de 1800 m según Barnolas y Chiron (1996). A partir del trabajo cartográfico realizado hemos estimado una potencia mínima de 500 m.

### 2.2.5.- El Pérmico

Las rocas de edad Estefaniense se disponen discordantes sobre las areniscas del Culm (Fig. 7 F), constituyendo los primeros afloramientos postorogénicos con respecto a la orogénia varisca. Todo el Pirineo se caracteriza en esta época por una tectónica distensiva, que genera cuencas subsidentes donde se depositan series principalmente detríticas con cinco episodios volcánicos intercalados (Bixel, 1987). En la zona de estudio, los principales afloramientos se encuentran en el sector septentrional, cerca del pico Anayet y del Canal de Roya (ver mapa); se trata de depósitos continentales, que destacan en el paisaje por sus colores rojizos, con intercalaciones de rocas volcánicas de tres de los cinco episodios volcánicos

reconocibles a escala de la cadena. En la zona de estudio se puede reconstruir la cuenca de depósito como una depresión de extensión kilométrica y orientación noroeste-sureste rellena parcialmente por las cineritas y las ignimbritas de la caldera del Midi d'Ossau (situado a 4 km al norte de la zona de estudio) y, hacia el sur, en la zona de Campo de Troya, por depósitos palustres a lacustres recibidos mediante aportes torrenciales (Barnolas y Chiron, 1996). Se pueden distinguir cuatro grandes conjuntos correlacionables a escala de toda la cadena (Fig. 8):

- **UNIDAD GRIS.** Aflora en el Campo de Troya, en el tercio noroccidental de la zona estudiada. Es litológicamente similar a las formaciones Punta de la Garganta y Campo de Troya de edad Estefaniense superior (Clin et al., 1970). Se dispone discordante sobre el Carbonífero y está formada de muro a techo por: coladas volcánicas, una alternancia de pizarras y pizarras tobáceas, carbón, conglomerados brechoides y restos piroclásticos (Fig. 9 B) con una potencia total entre 50 y 120 m (Ríos et al., 1987). Debido a la ausencia de restos fósiles, la datación de esta unidad, y en general de todo el Pérmico, es imprecisa. En la memoria del mapa geológico de Sallent (Ríos et al., 1987) está citada la presencia de restos de plantas indicativos de una edad Estefaniense; se explica además que la base de esta formación es diacrónica, llegando a tener en algunos lugares, fuera de la zona de estudio, una edad Westfaliense. El límite superior de esta unidad es un paleosuelo laterítico. Las rocas volcánicas asociadas a estos depósitos corresponden al primer episodio o “**vulcanismo del Ossau**” (Bixel et al., 1983), que debe su nombre al edificio volcánico del Midi d'Ossau. Dentro de este primer episodio volcánico se suceden dos ciclos magmáticos, representados cada uno de ellos por formaciones intrusivas que inyectan material en el dique anular y por sus equivalentes efusivos presentes tanto en el interior como en el exterior de la caldera (Ternet et al., 2004). En la zona de estudio podemos encontrar los equivalentes efusivos de los dos ciclos magmáticos: el primer ciclo es peraluminoso y está formado por ignimbritas y cineritas de composición riolítica a dacítica (Ternet et al., 2004); el segundo ciclo, tiene afinidad calcoalcalina y está formado por coladas con un rango composicional que abarca desde basaltos andesíticos a dacitas (Ternet et al., 2004). El primer ciclo está datado en  $278 \pm 5$  Ma y el

**Figura 9.-** A) Panorámica de los afloramientos pérmicos con sills intercalados (S), en la que se reconocen algunos de los pliegues representados en la cartografía. Ancho aproximado de la foto: 1 km. B) Detalle al microscopio con nicoles paralelos de las rocas vulcanosedimentarias presentes en la Unidad Gris. C) Dolomía del Cretácico superior de las Sierras Interiores con restos de bioclastos parcialmente disueltos. D) Contacto entre pizarras devónicas y la serie cretácica de las Sierras Interiores al sur del Pico Mandilar. Se ha indicado en trazos discontinuos la orientación de la estratificación para resaltar el ángulo existente entre los materiales cretácicos y los devónicos. Ancho aproximado de la foto: 100 m.

---

segundo en  $272 \pm 3$  Ma (Briqueu e Innocent, 1993), por lo que la edad de las intrusiones estaría entre el Autuniense superior y el Saxoniense.

- **UNIDAD DE TRANSICIÓN.** Con una potencia máxima de 50 m, que disminuye hacia el oeste de la zona estudiada (Van Der Lingen, 1960; Ríos et al., 1987), esta unidad se caracteriza en general por tonalidades grises. Está formada por una alternancia de areniscas y lutitas grises y rojas con pasadas de caliza ocre en bancos decimétricos. Las calizas son en ocasiones oolíticas y preservan restos de estructuras de escape de fluidos.

- **UNIDAD ROJA INFERIOR.** Se disponen concordantes con la unidad anterior unos 250 m de areniscas rojas (Van Der Lingen, 1960; Ríos et al., 1987). Corresponden a la Formación Somport definida por Mirouse (1959 b), formada principalmente por areniscas rojas, en ocasiones microconglomeráticas con cantos angulosos y poligénicos, y ricas en clorita. Están bien estratificadas, en bancos de hasta 1 m de espesor y tienen restos de estratificación cruzada. A techo de esta formación aflora el segundo episodio volcánico o “**vulcanismo del Anayet**”, formado por intrusiones y coladas de composición andesítica ácida, que pueden reconocerse en las inmediaciones del Pico Anayet con una estructura lineal en forma de dique con orientación NE-SO con inyecciones laterales que forman lacolitos en las areniscas rojas de la formación anteriormente descrita (Ternet et al., 2004).

- **UNIDAD ROJA SUPERIOR.** Aunque en la zona de estudio no es apreciable (Ríos et al., 1987), a escala de la cadena una disconformidad separa la Unidad roja inferior de

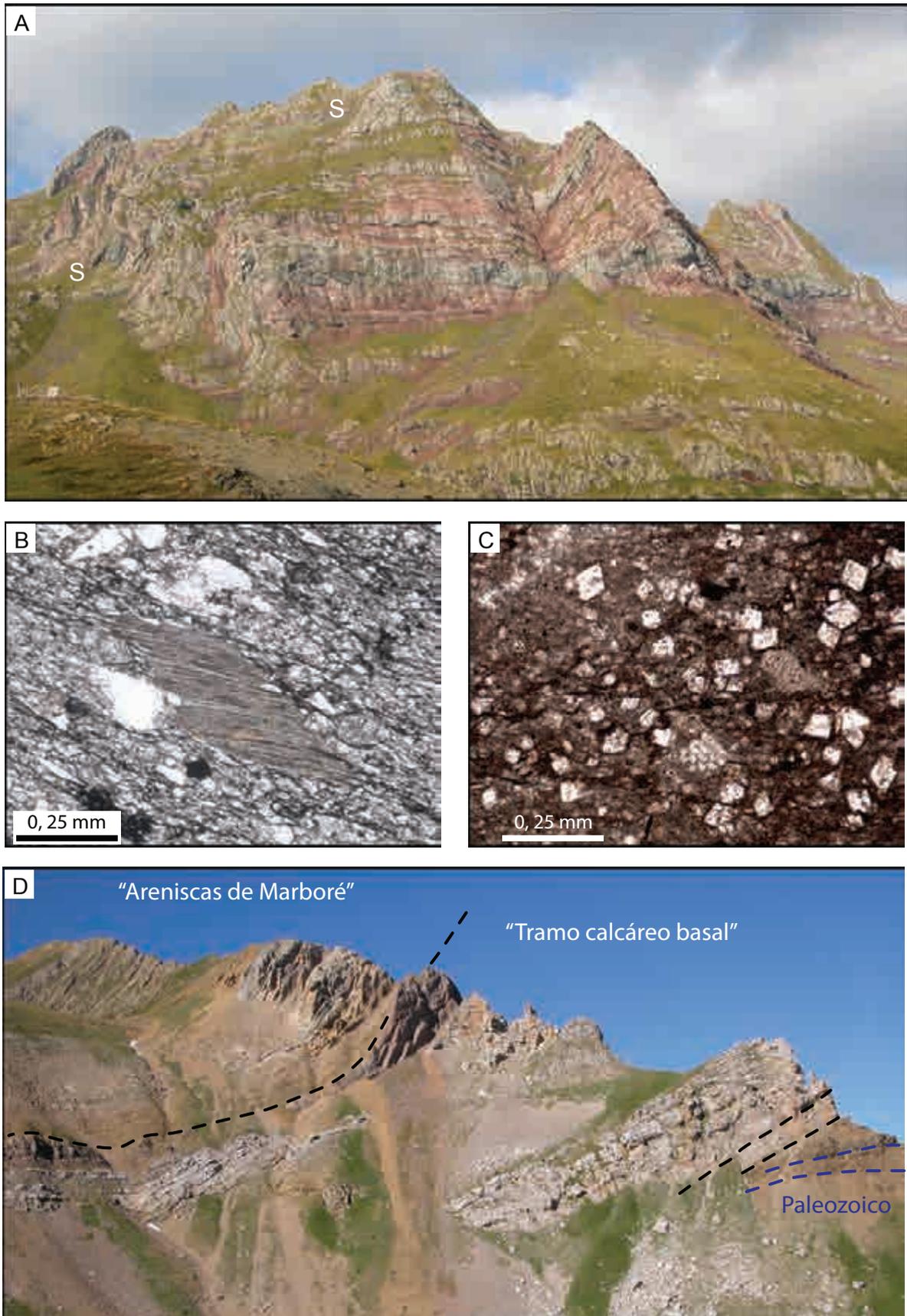


Figura 9

la superior. Esta unidad es equivalente a las series de Baralet y Marcantón (Mirouse, 1959 b). Está formada por tres megasecuencias granodecrecientes hacia techo de conglomerados y areniscas rojas con pasadas de lutitas, que presentan intercalaciones de carbonatos lacustres (Valero Garcés, 1994), con una potencia total de más de 1500 m. Interstratificadas en esta unidad aparecen rocas basálticas alcalinas (Fig. 9 A) con gran homogeneidad petrográfica que corresponden al tercer episodio volcánico en la zona (Ternet et al., 2004).

El Pérmico se ha representado de manera simplificada en el mapa adjunto, diferenciando únicamente dos grandes conjuntos: las rocas volcánicas y vulcanosedimentarias, que incluyen la Unidad gris y el vulcanismo del Ossau y del Anayet, y las rocas sedimentarias, que incluyen la Unidad de transición y las Unidades rojas inferior y superior.

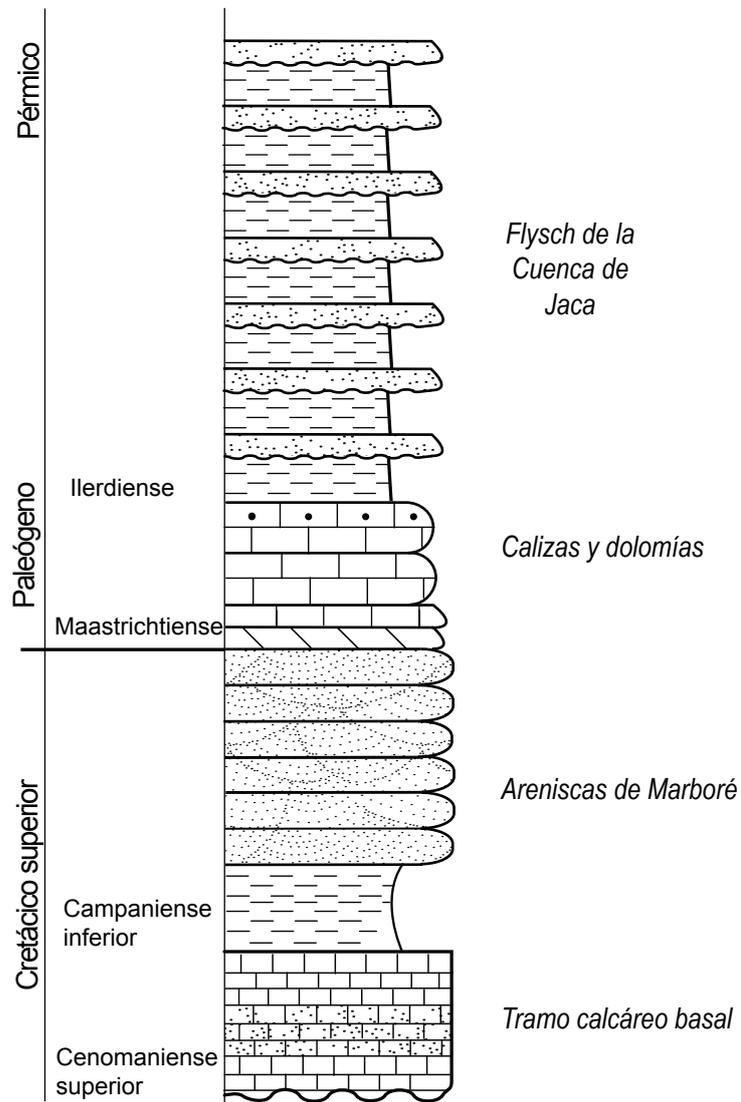
### **2.3.- MATERIALES DE LA ZONA SURPIRENAICA**

Como antecedentes bibliográficos principales en el sector estudiado hay que destacar a Jeurissen (1962), Cámara y Klimowitz (1985), así como la memoria de la hoja geológica de Sallent (Ríos et al., 1987). En la zona de estudio hay una laguna estratigráfica que abarca el Triásico, el Jurásico y el Cretácico inferior (Jeurissen, 1962; Ríos et al., 1987; Teixell, 1992), al igual que en otras partes del Pirineo central y occidental (Souquet, 1967). Los afloramientos del Cretácico superior al Paleoceno los constituyen las Sierras Interiores, formados por una serie principalmente calcárea, que se relaciona con los materiales Paleozoicos situados más al norte mediante un contacto discordante (Fig. 9 D); mientras que los afloramientos del Eoceno son una serie de tipo flysch que aflora más al sur en la llamada Cuenca de Jaca.

### 2.3.1.- Materiales del Cretácico superior al Paleoceno

Bajo este epígrafe describiré en líneas generales la serie que da lugar a las grandes elevaciones de las Sierras Interiores (Fig. 2 C). Para ello voy a utilizar una subdivisión similar a la que utilizó Jeurissen (1962), en la que se diferencian tres grandes tramos (Fig. 10):

- Un **tramo calcáreo basal** de edad Cenomaniense superior a Campaniense inferior que viene marcado por la presencia de Prealveolinas y la ausencia de Orbitolinas (Ríos et al., 1987). Tiene una potencia de unos 170 m y está formado por una caliza de color gris y aspecto masivo en el paisaje que hacia el techo se presenta dolomitizada (Fig. 9 C), y por un tramo de calizas arenosas ferruginosas de aspecto blando y calizas grises en bancos decimétricos a métricos (Ríos et al., 1987).
- Un **tramo medio** de edad Campaniense a Maastrichtiense y potencia variable entre 380-540 m según Jeurissen (1962) y 420-700 m según Ríos et al. (1987). Tiene un tono pardo en paisaje y da lugar a grandes escarpes en las laderas norte de las Sierras Interiores. Está formado por un tramo basal de carácter margoso con desarrollo variable pero no superior a 250 m, al que siguen calizas arenosas y areniscas margosas en estratos de hasta 1 m de potencia y areniscas de cemento dolomítico a techo. Este último conjunto es conocido regionalmente como **“Areniscas de Marboré”**.
- El **último tramo** corresponde al Paleoceno y es de **naturaleza** principalmente **calcárea**. Tiene una potencia de 130 a 230 m (Jeurissen, 1962; Ríos et al., 1987) y está formado de muro a techo por dolomías, caliza masiva y caliza con nódulos de chert. En el paisaje se presenta en las cotas más altas de las Sierras Interiores con color gris. En la memoria de la hoja geológica de Sallent (Ríos et al., 1987), a este tramo se le atribuye una edad Daniense a Ilerdiense inferior por analogía con una serie estudiada en la vecina hoja de Broto.

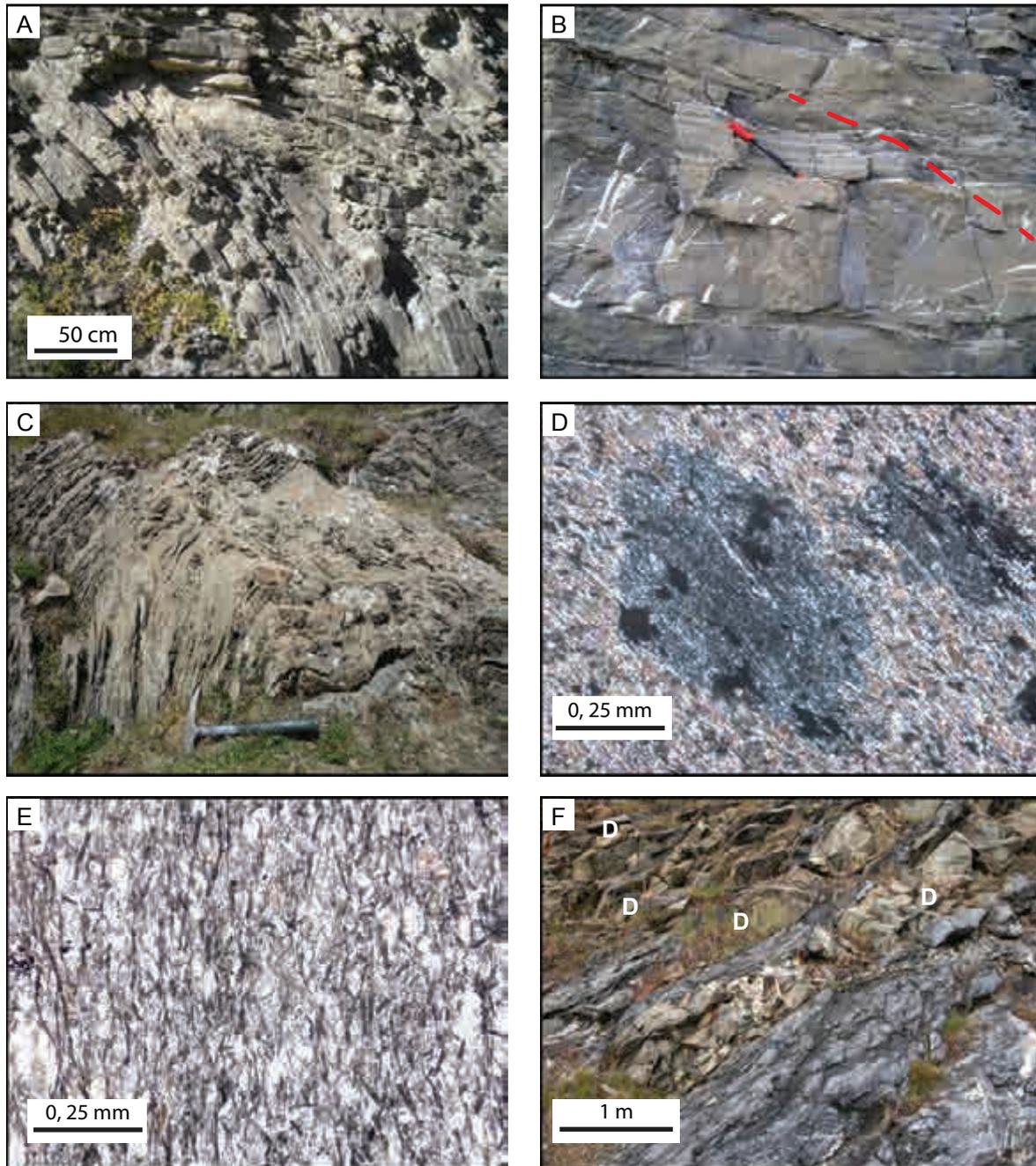


**Figura 10.-** Columna estratigráfica sintética, elaborada a partir de este trabajo, donde se representan las principales formaciones de la Zona Surpirenaica.

### 2.3.2.- Materiales del Paleoceno-Eoceno

Inmediatamente al sur de las Sierras Interiores afloran, con desarrollo variable, depósitos de tipo olistolítico, que no han sido diferenciados en la cartografía. A continuación comienza una sedimentación de tipo turbidítico que constituye el relleno sedimentario de la Cuenca de Jaca. El *flysch de la Cuenca de Jaca*, conocido también como turbiditas del “**Grupo Hecho**”, está formado en los valles de Tena y Aragón por turbiditas areniscosas con matriz arcillo-margosa (Fig. 11 A y B), con una edad probable Cuisiense a Luteciense (Ríos et al., 1987). Teixell (1992) estima una potencia máxima para el flysch de 4500 m basándose en la restitución de cortes geológicos compensados, teniendo en cuenta que ese espesor no fue depositado en la misma vertical, sino que el depocentro de la sedimentación fue migrando progresivamente hacia el sur. En afloramiento se observan calcarenitas de color crema atravesadas por venas de calcita, que en un corte fresco muestran tonos grises oscuros a azulados. Las capas de calcarenita se presentan con potencias variables, desde 5 cm en adelante; los tramos margosos se presentan también con un desarrollo variable en función del sector.

Esta serie contiene intercalados unos horizontes carbonatados de gran continuidad lateral, muy útiles como niveles guía, que han sido denominados en la literatura “Megacapas” o “Megaturbiditas” y están formados por transportes gravitatorios del tipo flujo de derrubios (Cámara y Klimowitz, 1985) causados probablemente por actividad sísmica ligada a los bordes de la cuenca (Labaume et al., 1985). Teixell (1992), en un sector más occidental, diferenció hasta ocho megacapas que describe con una estructura interna similar, formada por megabrechas calcáreas seguidas de calcarenitas con secuencia granodecreciente y margas. En el sector estudiado, desde el contacto con el Paleozoico en las Sierras Interiores hasta la localidad de Villanúa, afloran de manera discontinua únicamente dos de ellas. La primera, aflora en un sector más septentrional y es conocida como “Megacapa de Villanúa”. Según Ríos et al. (1987) presenta un tramo basal con secuencias turbidíticas calcáreas, que en ocasiones puede presentar bloques de todos los tamaños, con disminución de tamaño hacia techo y una potencia de hasta 15 m. La segunda se conoce como “Megacapa de Gorde-Co-



**Figura 11.-** A) Alternancia de calcarenitas y margas deformadas por pliegues asimétricos. B) Detalle de un afloramiento del flysch, en el que se observan turbiditas más calcáreas afectadas por una foliación con buzamiento al norte, más penetrativa en los niveles incompetentes (se ha indicado con trazo discontinuo). C) Mármoles con pliegues fluidales en la aureola de contacto del plutón de Panticosa. D) Corneana con andalucita de la aureola de contacto del plutón de Panticosa. E) Corneana con cloritoide. F) Diques boudinados (D) intruidos en la sucesión devónica.

tefablo” y aflora en la carretera que une Biescas y Yosa de Sobremonte. En la hoja geológica inédita de Sabiñánigo (Gil et al., en prensa) están representadas las dos megacapas. Durante el trabajo de campo realizado en el valle de Tena no hemos encontrado ninguna de las megacapas citadas, que parece tienen un desarrollo más importante hacia el valle del Aragón.

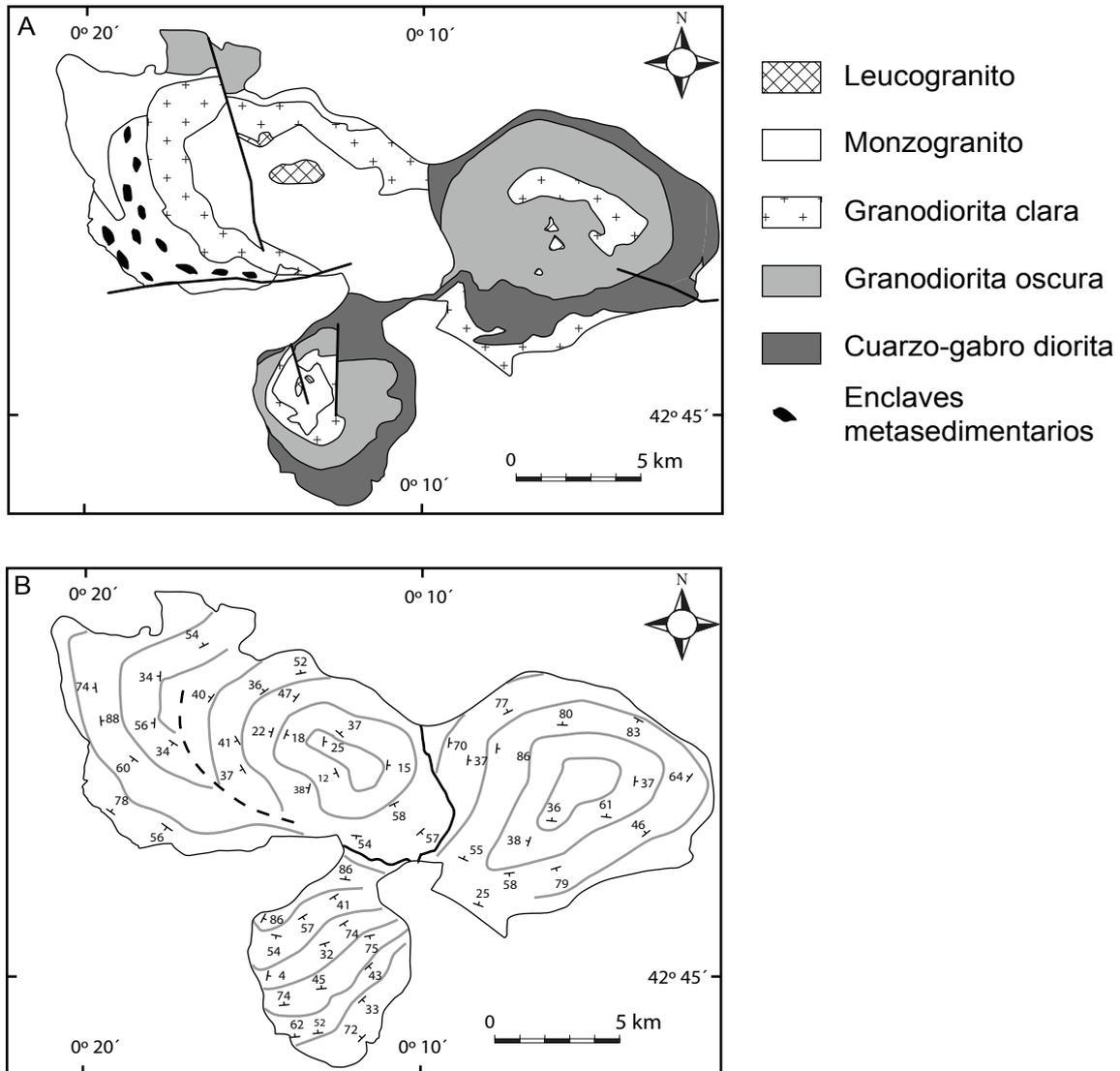
## 2.4.- ROCAS ÍGNEAS

### 2.4.1- El Batolito Cauterets-Panticosa

La serie devónica de la parte nororiental de la zona de estudio está intruida por los plutones graníticos de Cauterets occidental-Panticosa (Fig. 4). El batolito de Cauterets-Panticosa ocupa un área superior a los 250 km<sup>2</sup> e incluye los stocks de Grand Arroubert y Aynis (Debon, 1972). Estos granitos son de los mejor conocidos del Pirineo tanto a nivel petrológico (Debon, 1972; Debon y Zimmermann, 1993; Majesté-Menjoulás y Debon, 1999; Majesté-Menjoulás et al., 1999) como estructural (Clin y Bezançon, 1965; Gleizes et al., 1998; Santana, 2001, 2002; Santana et al., 2006). En la zona estudiada aflora únicamente el granito de Panticosa y el borde sur de Cauterets occidental (ver mapa).

El **granito de Panticosa** aflora al noreste de la localidad de Panticosa y presenta una zonación petrográfica normal que incluye de centro a borde monzogranito, granodiorita clara, granodiorita oscura y cuarzo gabro-diorita (Debon, 1972) (Fig. 12 A). Los límites entre las facies son graduales y los cuatro tipos se caracterizan por ser rocas granudas holocristalinas, de grano fino a medio y textura equigranular (Santana, 2002). El contacto con el encajante es neto y con un trazado sinuoso y complejo, debido a la presencia de enclaves del encajante (Debon, 1972; Santana, 2001, 2002).

El **plutón de Cauterets occidental** es el que ocupa mayor extensión (117 km<sup>2</sup>) de los tres que forman el complejo granítico (Debon, 1972), aunque en el sector que nos ocupa únicamente aflora una pequeña parte en la zona más septentrional. Este plutón es tam-



**Figura 12.-** A) Distribución de facies petrográficas en el batolito de Cauterets-Panticosa según Debon (1972). B) Representación de las trayectorias de la foliación. Simplificado de Gleizes et al. (1998).

bién el más complejo petrológicamente (Fig. 12 A), presentando una estructura concéntrica recurrente definida por cuatro unidades petrográficas repartidas en tres zonas (Majesté-Menjoulás et al., 1999): una zona interna formada por monzogranito claro de grano grueso, una zona intermedia formada por granodiorita de grano medio y una zona externa formada por monzogranito claro y un dominio muy heterogéneo, formado por granitoides con abundantes enclaves ígneos básicos y metasedimentarios.

Los plutones de Panticosa y Cauterets occidental presentan una fábrica débilmente anisótropa, por lo que su estructura interna ha sido estudiada mediante la técnica de la Anisotropía de la Susceptibilidad Magnética (Gleizes et al., 1998; Santana, 2001, 2002). Para el plutón de Panticosa se ha obtenido una orientación general NE-SO de la foliación magnética, que sigue una trayectoria sigmoidal algo secante en los bordes noreste y suroeste (Gleizes et al., 1998; Santana, 2001, 2002) (Fig. 12 B). El plutón de Cauterets occidental tiene una distribución de la foliación magnética más compleja, con un patrón concéntrico en el que se pueden diferenciar dos cuerpos estructurales separados por una discontinuidad en la trayectoria de la foliación, que coincide con el límite sur y oeste entre la granodiorita y el monzogranito central (Gleizes et al., 1998) (Fig. 12B).

La estructura interna de estos plutones indica un emplazamiento sintectónico tardío con respecto a la orogenia varisca (Gleizes et al., 1998; Santana, 2001, 2002), que ha sido datado en Cauterets oriental en  $301 \pm 7$  Ma (Ternet et al., 2004).

#### **2.4.1.1.- La aureola de metamorfismo de contacto**

La serie del Devónico donde intruyen estos plutones tiene un metamorfismo regional de tipo débil, en la facies de los esquistos verdes (Barnolas y Chiron, 1996) o en la anquizona (Subías Pérez, 1990). Debido a la intrusión, las rocas metapelíticas se transforman en corneanas con paragénesis de biotita  $\pm$  andalucita  $\pm$  moscovita  $\pm$  cordierita  $\pm$  almandino  $\pm$  sillimanita  $\pm$  corindón (Barnolas y Chiron, 1996). La intrusión provoca además que las rocas carbonatadas, mayoritarias en la aureola, se conviertan en mármoles de diversas paragénesis, llegando incluso a la fluidificación (Fig. 11 C). En el borde occidental del granito de Panticosa estos mármoles han llegado a generar niveles intrusivos muy llamativos en el paisaje debido a su color blanco, conocidos como “las marmoleras de los Picos del Infierno” (Fig. 2 B) (Debon, 1972; Ríos et al., 1987; Santana, 2001, 2002). La intrusión de los plutones de Panticosa y Cauterets occidental en la serie Devónica de la zona de estudio produce una aureola de metamorfismo de contacto de extensión variable, cartografiada por Wensink (1962) y Debon

(1972) en base a la primera aparición de la andalucita en las rocas metapelíticas (Fig. 11 D). Estos autores escogieron la andalucita como mineral índice por la facilidad para distinguirlo en el terreno. El estudio de la aureola es complicado, en parte por la dificultad para acceder a los afloramientos debido al fuerte desnivel presente en el sector, pero también porque la mayor parte de las rocas que afloran en los alrededores de los plutones son carbonatadas y, por tanto, no son químicamente favorables al desarrollo de andalucita. Durante el trabajo de campo realizado en esta tesis hemos detectado la presencia de cloritoide (Fig. 11 E) a más de 1,5 km de distancia en la horizontal de la cartografía previa de la aureola (Rodríguez y Cuevas, 2009). Este mineral se encuentra en una alternancia de esquistos micáceos de grano fino con cuarcitas de color marrón, pertenecientes a la formación conocida como “pizarras y cuarcitas alternantes” (Fig. 6) en la hoja geológica de Sallent (Ríos et al., 1987).

#### 2.4.2.- Conjunto filoniano

En la zona de estudio afloran diques y sills (Fig. 11 F), de naturaleza variada, que se pueden agrupar en tres grandes grupos claramente diferenciables en cuanto a edad, composición y evento genético:

- **Diques asociados a los eventos volcánicos pérmicos del Midi d'Ossau y Anayet.** Estos materiales han sido descritos de manera clásica con la serie sedimentaria pérmica en el apartado 2.2.5. Diques asociados a estos eventos volcánicos se pueden encontrar también en la serie sedimentaria devono-carbonífera así como en el batolito de Cauterets-Panticosa y en su aureola (Fig. 2 B). Durante la realización de esta tesis doctoral se ha datado uno de estos diques emplazado en las pizarras del Devónico medio mediante la técnica U-Pb SHRIMP y se ha obtenido una edad de  $259.2 \pm 3.2$  Ma ( $2\sigma$ ; MSWD=2.1). La edad resultante sitúa a este dique dentro del episodio volcánico pérmico más moderno datado hasta ahora en este sector. Los datos geoquímicos así como la descripción del proceso de datación están recogidos en el Anexo I. Algunos de los diques que atraviesan el batolito de Cauterets-Panticosa han sido datados mediante la técnica K-Ar sobre

cristales de kaersutita y proporcionan una edad entre  $266 \pm 10$  Ma y  $271 \pm 9$  Ma (Debon y Zimmermann, 1993).

- **Diques asociados al Batolito de Caeterets-Panticosa.** Se trata de rocas de grano fino de composición gabrodiorítica a diorítica y monzodiorítica (Debon y Zimmermann, 1993), que se relacionan con procesos tardíos del emplazamiento de este batolito.
- **Vulcanismo de edad Devono-Dinatiense.** En la sucesión devono-carbonífera de la zona de estudio afloran de manera frecuente diques y sills, habitualmente de grano fino y alterados. Se trata de un vulcanismo en general mal caracterizado del tipo espilita-queratófiro (Barnolas y Chiron, 1996).

## 2.5.- Depósitos Cuaternarios

Los depósitos cuaternarios ocupan un área importante en la zona de estudio. Podemos encontrar depósitos glaciares, cordones morrénicos, depósitos aluviales, conos de deyección, etc. En la cartografía que presento he intentado minimizar en la medida de lo posible la representación de este tipo de depósitos. Aunque en algunos sectores, como por ejemplo en la ladera norte de la Sierra de la Partacúa o al pie de la Peña Foratata, la representación de estos depósitos ha sido inevitable debido a su entidad. No se ha realizado una clasificación o diferenciación de los depósitos cuaternarios pero existe una amplia bibliografía al respecto, que abarca desde trabajos sobre el glaciario (García Ruiz, 1999) o los movimientos en masa (García Ruiz, 2004) a cartografías detalladas de los depósitos (Bixel et al., 1985; Chueca et al., 2000). De manera simplificada, además de depósitos aluviales y coluviales, podemos diferenciar:

- **Depósitos glaciares:** son los más abundantes en la zona estudiada. Destacan por su potencia y buena conservación los de la zona cercana al Ibón de Piedrafita y Barranco de las Vacas (ladera norte de la Sierra de la Partacúa), llegando a diferenciarse cordones

morrénicos en el valle de Izas.

- **Derrubios de ladera y conos de deyección**, particularmente importantes al pie de la Peña Foratata, Pico Campo de Troya y por supuesto al pie de las Sierras Interiores. Destaca el deslizamiento de un bloque de aproximadamente un kilómetro de largo en el borde norte de la Sierra de la Partacúa.

- **Deslizamientos.** La solifluxión está presente en general en las zonas de afloramiento de pizarras pero también encontramos deslizamientos importantes en la ladera del Pazino, entre los montes Campo de Troya y Punta de la Garganta y, al noreste de Sallent de Gállego.

**CAPÍTULO 3 :  
TECTÓNICA**

---



## 3.- TECTÓNICA

### 3.1.- INTRODUCCIÓN

La zona estudiada abarca materiales de la Zona Surpirenaica, deformados por la Orogenia Alpina, y materiales de la Zona Axial deformados por la Orogenia Varisca y la Alpina. Antes de analizar en detalle las estructuras del área de trabajo se presenta una breve síntesis de la estructura de los Pirineos, abordando por separado los efectos de la Orogenia Varisca y los de la Alpina.

#### 3.1.1.- La Orogenia Varisca

En la Cadena Pirenaica los materiales afectados por la Orogenia Varisca incluyen metasedimentos desde el Proterozoico superior hasta el Carbonífero sinorogénico, ortogneisses ordovícicos y granitoides. Estos materiales se encuentran estructurados en domos y grandes antiformes separados por dominios de pliegues apretados (Carreras y Capella, 1994):

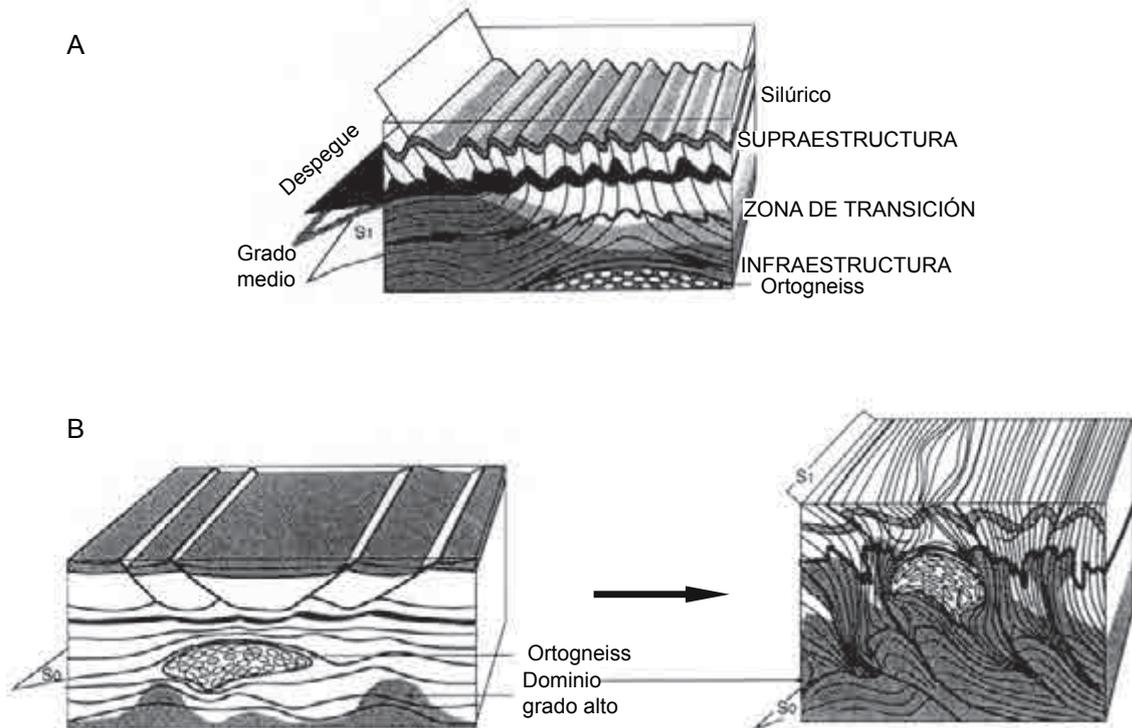
- **Los domos** tienen una orientación ONO-ESE y a menudo presentan núcleos de ortogneises limitados por metasedimentos infra-caradocienses. Hay dos tipos principales de domos (Autran et al., 1996): aquellos en los que la forma de domo está definida por la disposición de la foliación dominante subparalela a la estratificación, y que se encuentran en la Infraestructura (p. ej. en los Pirineos orientales afloran los domos de Astón y Hospitalet cerca de Andorra y los de Canigou y Albère al sur de Perpignan) y aquellos en los que la estratificación define megapliegues vergentes hacia el sur con foliación de plano axial que se encuentran en la Supraestructura (p. ej. pseudo-domos de Pallaresa, Rabassa y Orri en el Pirineo catalán).

- **Los dominios de pliegues** están formados por materiales del Paleozoico superior (p. ej. Sinclinal de Llavorsí, en Lleida) y presentan una foliación de plano axial con buzamiento hacia el norte asociada.

En líneas generales, los materiales más antiguos y de mayor grado metamórfico afloran en la parte oriental de la Zona Axial mientras que en el sector occidental predominan afloramientos del Silúrico, Devónico y Carbonífero, como es el caso de la zona estudiada.

Uno de los principales rasgos del varisco de los Pirineos es la existencia de una zonación estructural vertical, en la que se diferencia entre Infraestructura y Supraestructura (Zwart, 1963). Esta división es ampliamente aceptada, siendo la cronología relativa de las estructuras una de las principales cuestiones todavía en debate. Carreras y Capella (1994) revisan las teorías más importantes al respecto, entre las que podemos diferenciar aquellas que abogan por un desarrollo sincrónico de las foliaciones de la Supraestructura y de la Infraestructura (de Sitter y Zwart, 1960; Soula et al., 1986) (Fig. 13 A y B) de otras que proponen un origen diacrónico, como resultado de una tectónica polifásica.

El diacronismo es la opción más apoyada, y dentro de ella se han postulado dos posibles interpretaciones (Carreras y Capella, 1994): un desarrollo coetáneo de una misma foliación inicial en la Infraestructura y en la Supraestructura, que posteriormente se pliega en la Supraestructura y es reemplazada parcialmente por una nueva foliación con mayor buzamiento (P.ej. modelo propuesto por Matte en 1969 recogido en Carreras y Capella, 1994) (Fig. 14 A); o bien que las foliaciones dominantes en cada nivel estructural no se han formado al mismo tiempo y, por tanto, son el resultado de diferentes fases de plegamiento, pudiendo ser la foliación principal de la Infraestructura más joven (Fig. 14 C) o más vieja que la de la Supraestructura (Fig. 14 B).

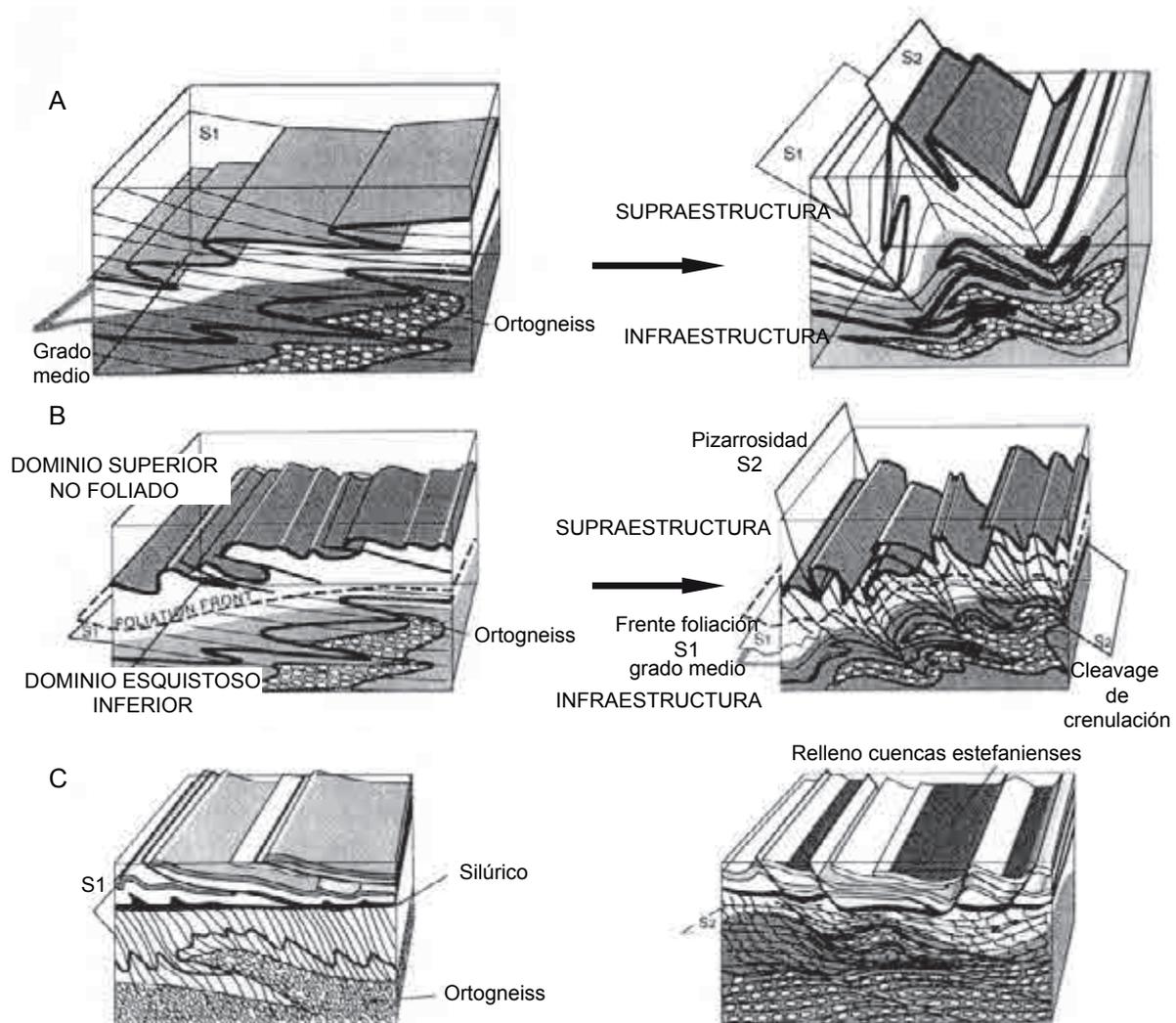


**Figura 13.-** Diferentes interpretaciones del desarrollo de la Infra y Supraestructura tomadas de Carreras y Capella (1994) que abogan por un desarrollo coetáneo de la foliación en ambas zonas:

A) Desarrollo coetáneo de la foliación subhorizontal y de alto buzamiento durante el episodio principal de deformación varisca. Modelo propuesto por de Sitter y Zwart (1960).

B) Extensión temprana seguida de plegamiento apretado durante el evento de acortamiento cortical principal hercínico asociado con el ascenso diapírico de domos gneísicos. Las foliaciones de alto y bajo buzamiento se generan de manera coetánea, tal y como propusieron Soula et al. (1986).

Además de la cronología relativa de las estructuras, el ambiente geotectónico en el que se generaron también ha sido objeto de debate; la foliación de alto buzamiento de la Supraestructura es fácilmente asimilable a un contexto compresivo dentro de la cadena varisca, mientras que la foliación de bajo buzamiento pudo haberse formado tanto en ambientes extensionales (Vissers, 1992), compresivos (Soula et al., 1986) o transpresivos (Carreras y Capella, 1994).



**Figura 14.-** Diferentes interpretaciones del desarrollo de la Infra y Supraestructura tomadas de Carreras y Capella (1994):

A) Formación de una foliación de poco buzamiento de manera coetánea en la Infra y Supraestructura que posteriormente y de manera selectiva se verticaliza en la Supraestructura, según Matte (1969).

B) Desarrollo de una foliación de bajo buzamiento restringida a los niveles estructurales inferiores durante un evento temprano (Carreras et al., 1996). Posteriormente, formación de estructuras de buzamiento elevado con desarrollo de cleavage de crenulación por debajo del frente de esquistosidad de la primera foliación y, pizarrosidad por encima.

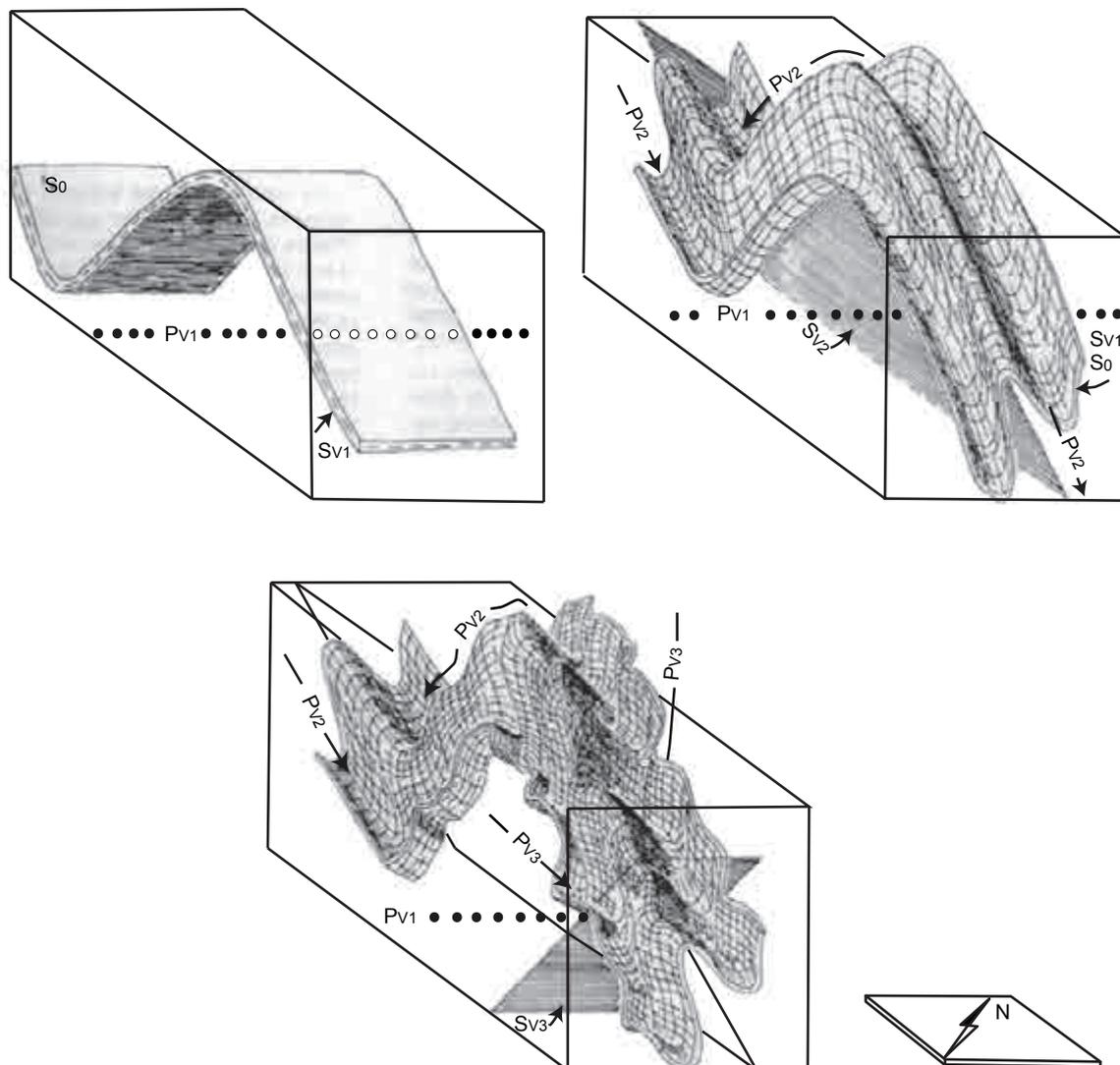
C) Acortamiento cortical durante un evento de deformación temprano que origina de manera simultánea el desarrollo de una foliación de alto buzamiento en el nivel estructural inferior y una tectónica de pliegues y cabalgamientos en los materiales situados por encima del Silúrico. Una extensión cortical posterior, simultánea con el pico metamórfico, origina una foliación de bajo buzamiento. Modelo propuesto por Vissers (1992).

Los Pirineos variscos son, por tanto, el resultado de una tectónica polifásica que originó gran variedad de estructuras tanto en el nivel estructural superior como en el inferior. Estas estructuras, en general, pueden ser bien caracterizadas. Los esquemas de sucesión de fases de deformación resultantes suelen tener un valor restringido y su aplicabilidad en sectores alejados de la zona estudiada es limitada. Un problema añadido son los efectos de la Orogenia Alpina, que en muchos casos da lugar a estructuras con orientaciones cercanas a las variscas, dificultando su diferenciación. Para la estructura varisca de los Pirineos Centro-Occidentales se han propuesto diversos esquemas de fases de deformación. En el cuadro de la figura 15 se han intentado resumir aquellos esquemas que hacen referencia directa a sectores cercanos a la zona estudiada. Las propuestas son variadas en múltiples aspectos, como son el número de fases de deformación y esquistosidades asociadas o las orientaciones de las fases principales. Así, por ejemplo Matte (2002) únicamente distingue una fase de deformación varisca en la misma zona donde Muller y Roger (1977) diferencian hasta cuatro fases de deformación (tres de ellas representadas en la Fig. 16), con al menos tres generaciones de pliegues variscos con foliación de plano axial asociada y una posible cuarta generación, que también podría ser alpina según estos autores (pliegues con cleavage SX en la Fig. 15). Valero (1974) propone dos fases de deformación con pliegues y foliación de dirección casi ortogonal, al igual que Ríos et al. (1987) que diferencian además pliegues de varias orientaciones posteriores a las fases descritas.

## FASES DEFORMACIÓN VARISCA

Valero 1974	<p style="text-align: center;"><b>Fase 1</b></p> <p style="text-align: center;">Pliegues acostados NS a N20 E vergentes al O + esquistosidad. Cabalgamientos</p> <p style="text-align: center;"><b>Fase 2</b></p> <p style="text-align: center;">Pliegues acostados N90 a N110 vergentes al sur + esquistosidad. Cabalgamientos</p>
Muller y Roger 1977	<p style="text-align: center;"><b>Fase 1 precoz</b></p> <p style="text-align: center;">Duplicaciones de la serie por gravedad. Pliegues 1+cleavage 1 N20 a N50E</p> <p style="text-align: center;"><b>Fase 2 principal</b></p> <p style="text-align: center;">Pliegues 2 + cleavage 2 N100 a N140E. P. ej. Pliegue Peyreget y Pazino</p> <p style="text-align: center;"><b>Fase 3</b></p> <p style="text-align: center;">Pliegues 3 + cleavage 3 N70E 60-80 NO .Pliegues 3' NS sin cleavage Pliegues NS con cleavage SX vergentes al E. ¿alpino?</p> <p style="text-align: center;"><b>Fase 4</b></p> <p style="text-align: center;">Fallamiento, basculamiento, cabalgamientos y Cleavage 4</p>
Ríos et al. 1987	<p style="text-align: center;"><b>Fase 1</b></p> <p style="text-align: center;">Pliegues NS a N20</p> <p style="text-align: center;"><b>Fase 2 Principal</b></p> <p style="text-align: center;">Pliegues acostados N110-120E + esquistosidad Fases plegamiento posteriores a la principal P. ej. Sinclinal Pico Tres Hombres dirección nortada vergente O, pliegues rectos N155E de la Peña Foratata, pliegues rectos E-O del área de Respumoso</p>
Matte 2002	<p style="text-align: center;">Pliegues acostados de dirección NS a NO-SE vergentes al O + esquistosidad de plano axial. P. ej. Pliegue Pico Moustardé</p>

**Figura 15.-** Cuadro resumen de las fases de deformación variscas propuestas por diversos autores para el Pirineo centro-occidental, con referencias en la zona estudiada. En el cuadro se conserva la nomenclatura original de los autores.



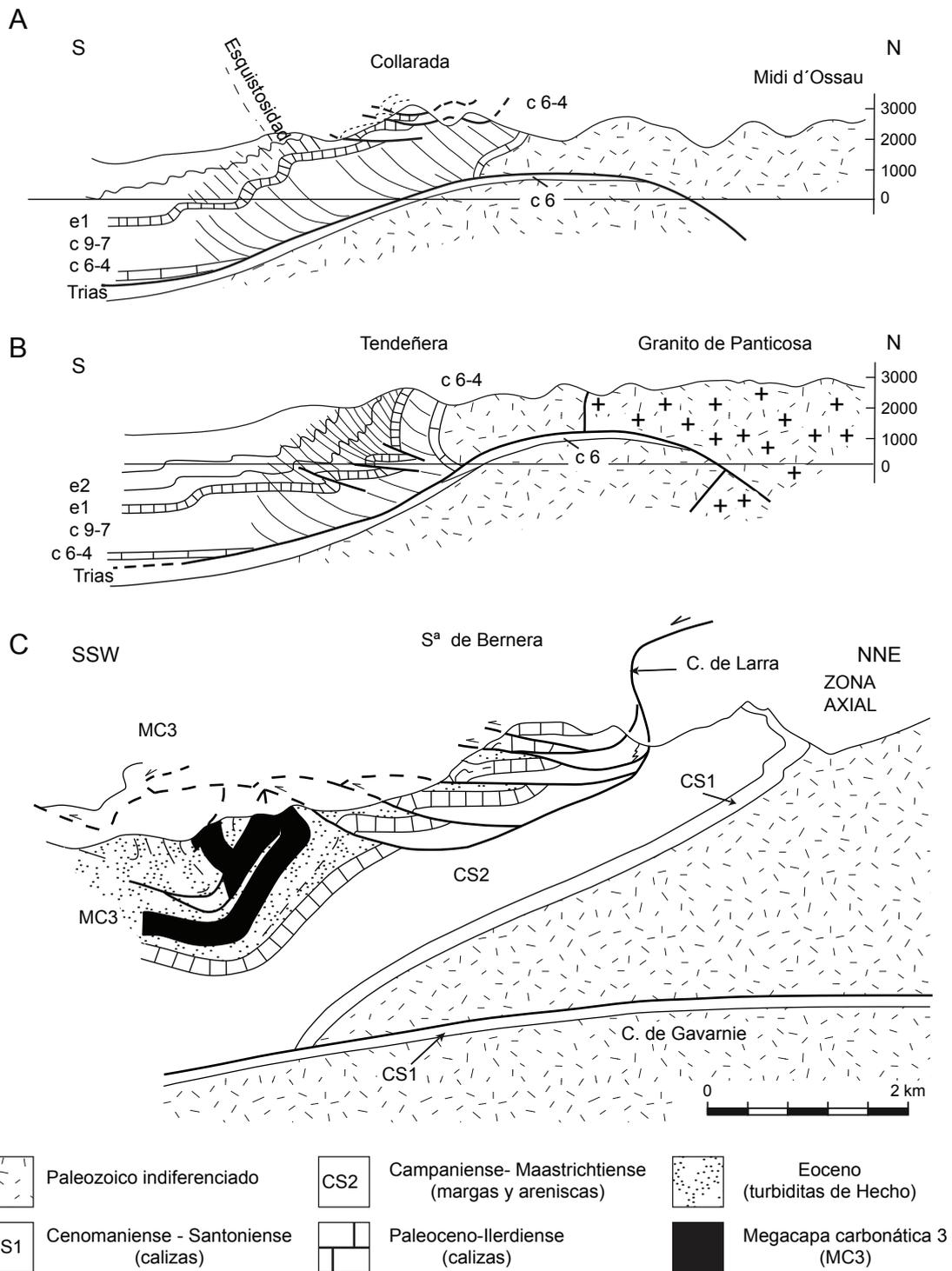
**Figura 16.-** Representación de la superposición de las estructuras originadas durante los tres eventos principales de deformación varisca diferenciados por Muller y Roger (1977) en el valle de Brousset, al norte de la zona de estudio. Corresponden a las fases recogidas en la figura 15. Pv1, Pv2 y Pv3 representan la orientación de los ejes de los pliegues y Sv1, Sv2 y Sv3 la orientación de la foliación.

### 3.3.2.- La Orogenia Alpina

La Orogenia Alpina tuvo lugar entre el Cretácico y el Mioceno y afectó a materiales de edad paleozoica, previamente deformados por la Orogenia Varisca, así como a una sucesión pérmica y mesozoica pre-orogénica y a una sucesión sinorogénica del Cretácico y el Terciario (Teixell, 2004). La tectónica alpina se caracteriza por pliegues con foliación de plano axial asociada y cabalgamientos que a escala de la cadena presentan doble vergencia: hacia el norte en la mitad septentrional y hacia el sur en la meridional. Muchos de los cabalgamientos alpinos son el resultado de la reactivación de fallas normales variscas y afectan, además de a la cobertera mesozoico-terciaria, a los materiales paleozoicos. Así, la Zona Axial constituye un gran antiforme de dirección este-oeste, consecuencia del apilamiento de mantos que elevan las rocas paleozoicas. La Zona Surpirenaica se caracteriza por una tectónica de tipo epidérmico, en la que se observa cómo la intensidad de la deformación decrece de norte a sur; esto queda reflejado en la foliación alpina que se concentra en la mitad septentrional, pudiendo establecerse un frente de foliación condicionado por la litología.

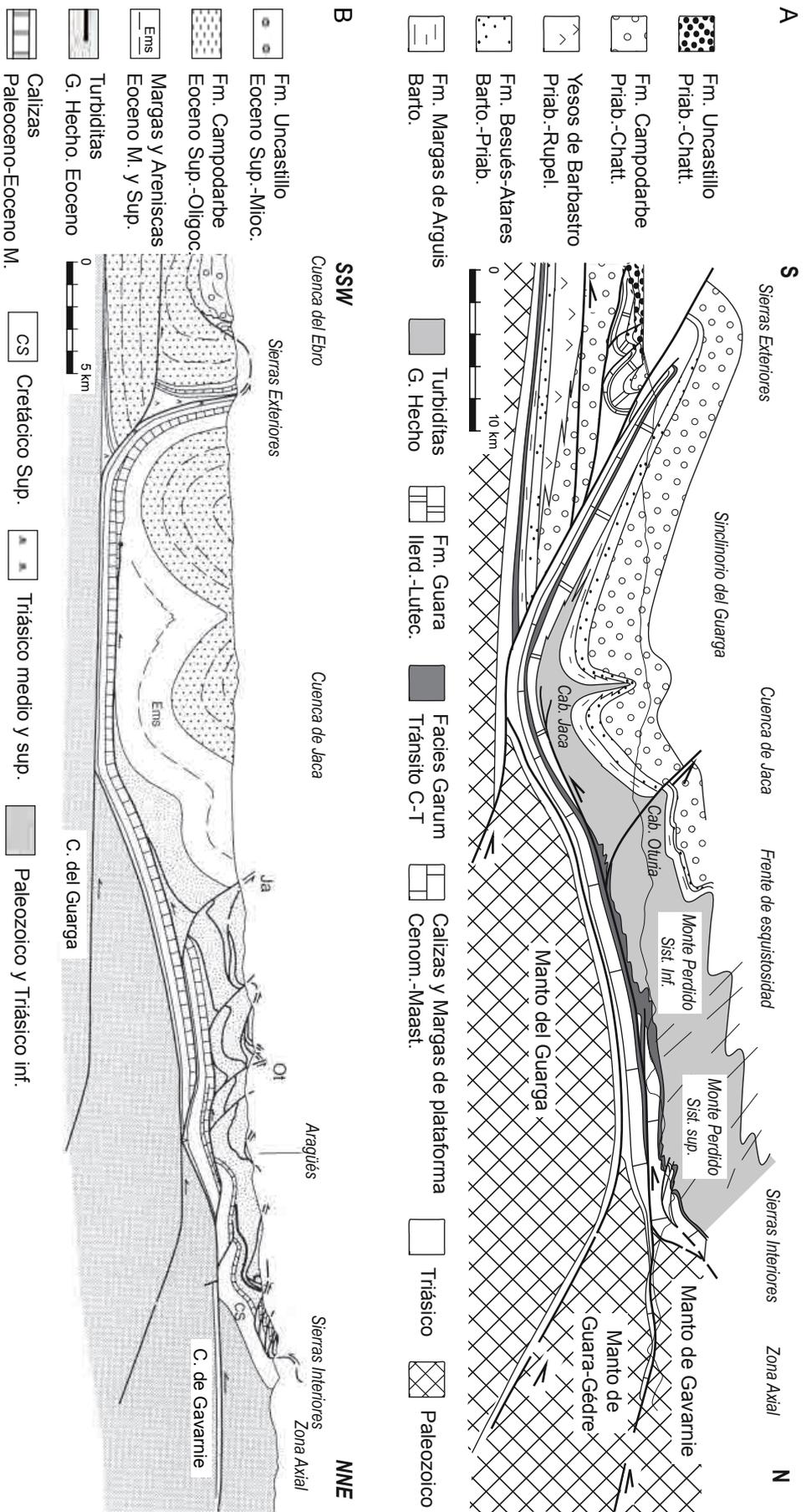
La estructura alpina del sector centro-occidental de los Pirineos (Zona Axial y Zona Surpirenaica) es en gran parte el resultado del apilamiento de los Mantos de Eaux-Chaudes-Cinq Monts, Gavarnie y Guarga, que funcionaron en una secuencia de tipo piggy-back desde el Eoceno medio hasta el Mioceno inicial (Jolivet et al., 2007), generando una migración progresiva de los depocentros de las cuencas turbidíticas hacia el sur.

El estudio realizado en este trabajo se localiza al oeste de la **Unidad de Gavarnie** (Seguret, 1972), que incluye los materiales devono-carboníferos del Manto de Gavarnie, que cabalgan sobre el Cretácico, y su cobertera cretácico-eocena despegada al nivel del Trías y que constituye la serie despegada de la unidad de Gavarnie (Fig. 5). El cabalgamiento de Gavarnie continúa en profundidad hacia el oeste de la ventana de Gavarnie (Choukroune et al., 1968) (Fig. 17).



**Figura 17.-** A y B Cortes geológicos en la zona de estudio según Choukroune et al. (1968). Leyenda según los autores: c 6-4 Cenomaniense-Turonense, c 9-7 Senoniense y e1 Paleoceno. C) Corte geológico al oeste de la zona estudiada según Teixell y García Sansegundo (1995).

La estructura general de la cuenca de Jaca y de las Sierras interiores está formada por dos generaciones de estructuras (Choukroune et al., 1968; Labaume et al., 1985; Seguret, 1972; Teixell y García Sansegundo, 1995): cabalgamientos con movimiento hacia el sur deformados por pliegues con foliación de plano axial asociada (Fig. 17 y 18). Los cabalgamientos de la primera generación se comportan como superficies de deslizamiento en las capas incompetentes, mientras que en materiales más competentes, como las areniscas de la Formación Marboré, las calizas de la Formación Ager (equivalente a las calizas y dolomías del Paleoceno, descritas en el capítulo anterior) o las megaturbiditas, generan rampas de ángulos elevados (Fig. 17 C). Este sistema de cabalgamientos se encuentra basculado hacia el sur en el límite meridional de la Zona Axial (Fig. 17). Además, asociado a estos cabalgamientos, puede haber en las turbiditas dúplex extensionales y contraccionales que representan la deformación por cizalla asociada al desplazamiento hacia el sur de los cabalgamientos (Labaume et al., 1985). En conjunto, los cabalgamientos muestran una secuencia tipo “Piggy-Back” y se enraízan en un despegue situado en una formación margosa a muro de las Areniscas de Marboré (Cretácico superior) (Fig. 17 C y 18). Este nivel de despegue ha sido denominado Cabalgamiento de Larra en la terminación occidental de la Zona Axial, donde se enraíza en un cabalgamiento de basamento (cabalgamiento de Lakora) (Teixell, 1992; Teixell y García Sansegundo, 1995). En sectores más orientales, el grupo de cabalgamientos descritos se conoce como Sistema de Monte Perdido (Labaume et al., 1985) (Fig. 18 A) y está asociado con el cabalgamiento de Eaux-Chaudes. Los pliegues que deforman a los cabalgamientos van acompañados por cabalgamientos de mayor buzamiento, p. ej. cabalgamientos de Oturia y Jaca (Figura 18 A y B), que representan la continuación en cobertura del cabalgamiento de zócalo de Gavarnie (Teixell y García Sansegundo, 1995; Millán Garrido et al., 2006).



**Figura 18.** A) Corte general compensado en referencia al Cretácico superior desde Gèdre hasta las Sierras Exteriores (localizado al este de la zona de estudio), según Millán et al. (2006). B) Corte general al oeste de la zona de estudio (a 10 km de Jaca), desde la Zona Axial a la Cuenca del Ebro, según Teixell y García Sansegundo (1995). Las megacapas de la serie turbidítica se han indicado en trazo grueso.

### 3.2.- LA DEFORMACIÓN EN LA ZONA SURPIRENAICA

En este apartado se analizan las principales estructuras de la zona estudiada dentro del área limitada por la localidad de Biescas, al sur y el contacto con la Zona Axial, al norte. En todos los casos se comprueba la existencia de un control litológico importante en la geometría además de una orientación predominante E-O para las grandes estructuras (pliegues con foliación de plano axial y cabalgamientos).

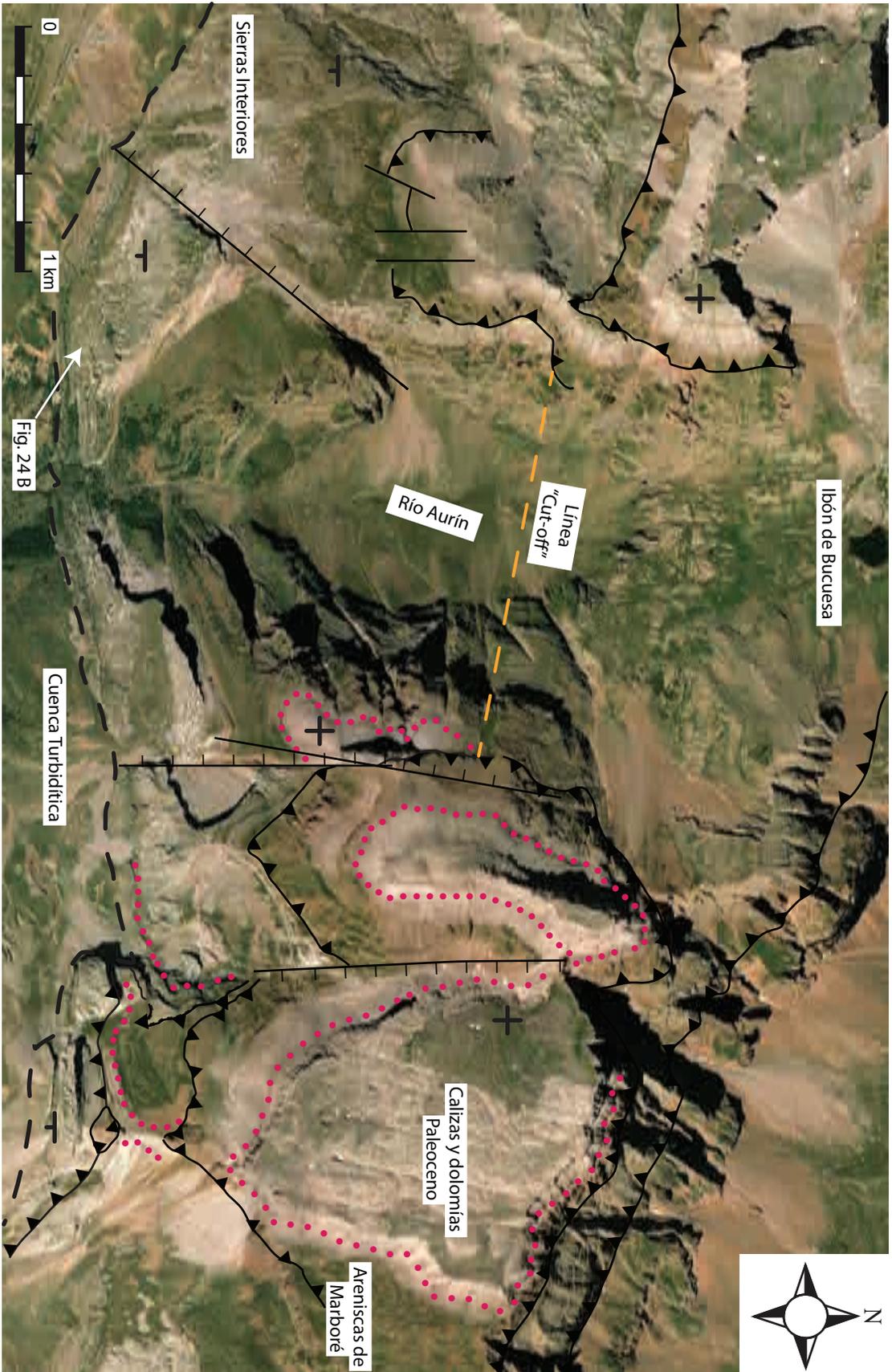
#### 3.2.1.- Los Cabalgamientos

Los cabalgamientos detectados en la zona de estudio están prácticamente restringidos a las Sierras Interiores. Esto es debido a las características de la serie estratigráfica en las sierras, que proporciona varios niveles guía muy útiles para detectar duplicaciones, frente a la cuenca turbidítica donde la serie es más monótona, dificultando la identificación de cabalgamientos. En sectores más occidentales afloran megacapás que constituyen un excelente nivel de referencia dentro de las potentes series de turbiditas, pero no es el caso de la zona estudiada. Aún así es más que probable que algunas de estas estructuras afecten también a la cuenca turbidítica, hecho que se ve corroborado en parte por la presencia a escala métrica de otras estructuras como dúplex, que serán descritos en un apartado posterior.

Los cabalgamientos que afloran en las Sierras Interiores tienen una orientación general ONO-ESE y un desplazamiento hacia el sur asociado (Fig. 19 y 20). El buzamiento es variable debido a que, cómo se explicará en el apartado siguiente, se encuentran fuertemente defor-

---

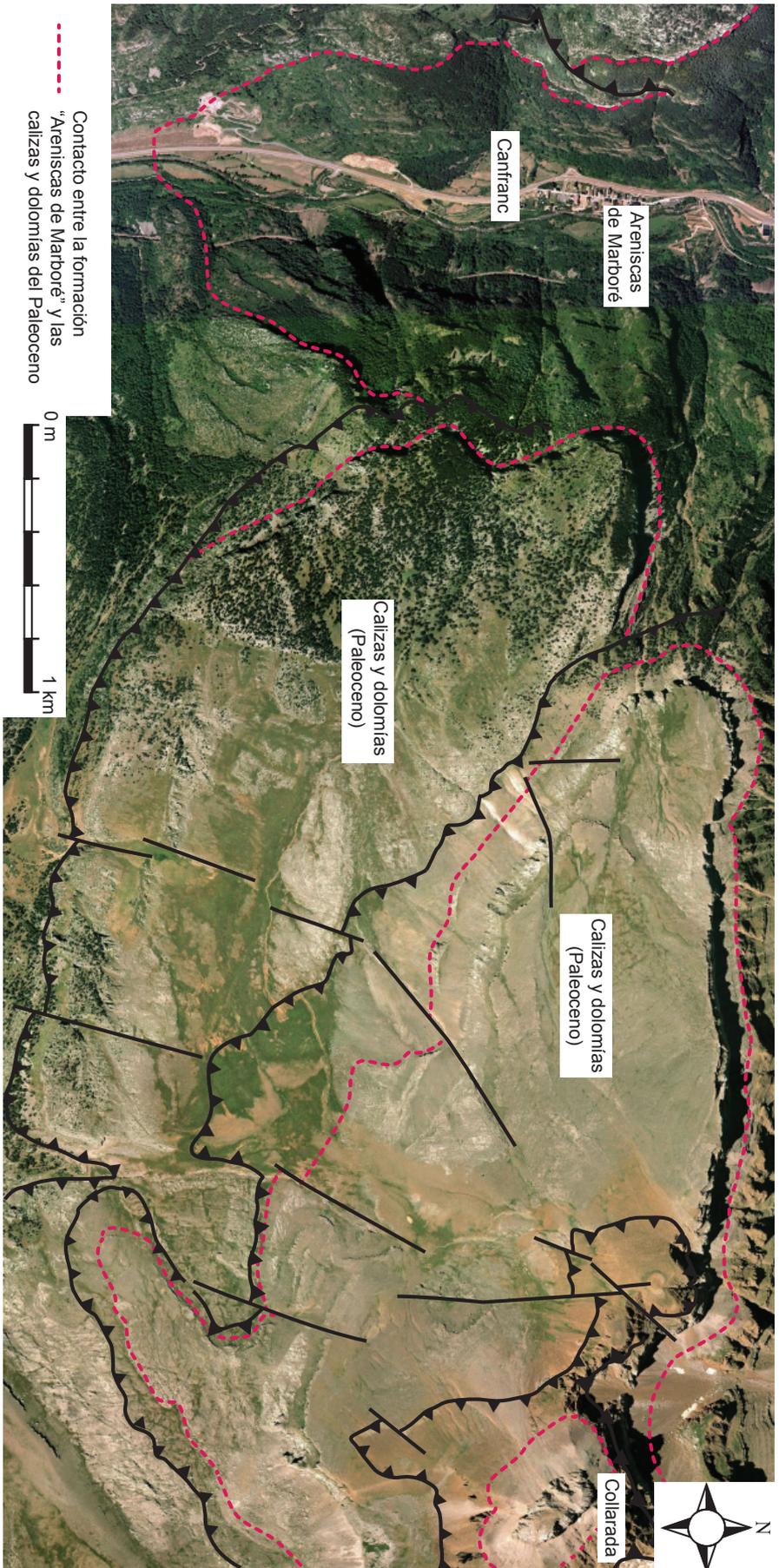
**Figura 19.-** Esquema cartográfico de las Sierras Interiores en la cabecera del río Aurín (ver Fig. 1 para una localización aproximada). Se han indicado algunos horizontes de referencia con un punteado rojo, y se ha señalado el flanco subhorizontal y el flanco de alto buzamiento hacia el sur que se observa en el contacto con la cuenca turbidítica. Se ha representado la traza de algunos de los cabalgamientos que afectan a la parte superior de la serie de las sierras. Las duplicaciones en la serie se identifican fácilmente debido al contraste de color entre las formaciones implicadas.



mados por un sistema de plegamiento posterior.

Las duplicaciones más llamativas afectan al tramo superior de las areniscas de Marboré (Cretácico superior) y a las calizas y dolomías del Paleoceno. Son fácilmente identificables en el paisaje y en la foto aérea debido al contraste de color existente: las areniscas de Marboré tienen tonos pardos mientras que las calizas y dolomías del Paleoceno presentan colores grises (Fig. 21A). Predominan las geometrías de tipo rellano aunque es frecuente el desarrollo de rampas de muro en las calizas del Paleoceno. Entre los ejemplos más destacados está el afloramiento de la margen derecha del río Aurín (Fig. 19, 21 B y 22), en el que se pueden reconocer dos escamas, con una longitud de 1,8 km la inferior y 1,6 km la superior, donde las calizas paleocenas acaban en rampas de muro y las areniscas de Marboré dibujan un sinclinal (Fig. 21 B). También es muy llamativa la rampa de muro que se observa en la cara norte de la sierra de la Partacúa bajo Peña Parda (Fig. 21C). Estos cabalgamientos tienen una gran continuidad lateral, aunque en ocasiones la presencia de estructuras transversales como fallas o una intensa fracturación dificulte una correlación precisa entre escamas (ver mapa y Fig. 19).

Debido en parte al abrupto relieve de la región, con afloramientos bastante inaccesibles en su mayoría, y a la falta de niveles de referencia dentro de las areniscas de Marboré, donde probablemente están enraizados los cabalgamientos, no se han podido detectar las zonas de unión o intersección (“branch lines”) entre los cabalgamientos. La convergencia gradual hacia el sur de superficies de cabalgamiento adyacentes (Fig. 21 B) sugiere la existencia de sistemas de cabalgamiento agrupados en abanicos imbricados. Esta es la solución estructural adoptada para sectores situados al este (Millán Garrido et al., 2006) y oeste (Teixell y García Sansegundo, 1995). Sin embargo, en la zona estudiada se puede constatar que los cabalgamientos de las Sierras Interiores forman dúplex, ya que las superficies de cabalgamiento también convergen hacia el norte (Fig. 19, 22 y 23). Apenas existen criterios que ayuden a establecer una secuencia de propagación; atendiendo a la disposición en forma de dúplex que muestran las láminas podría ser de bloque inferior, aunque no se puede descar-



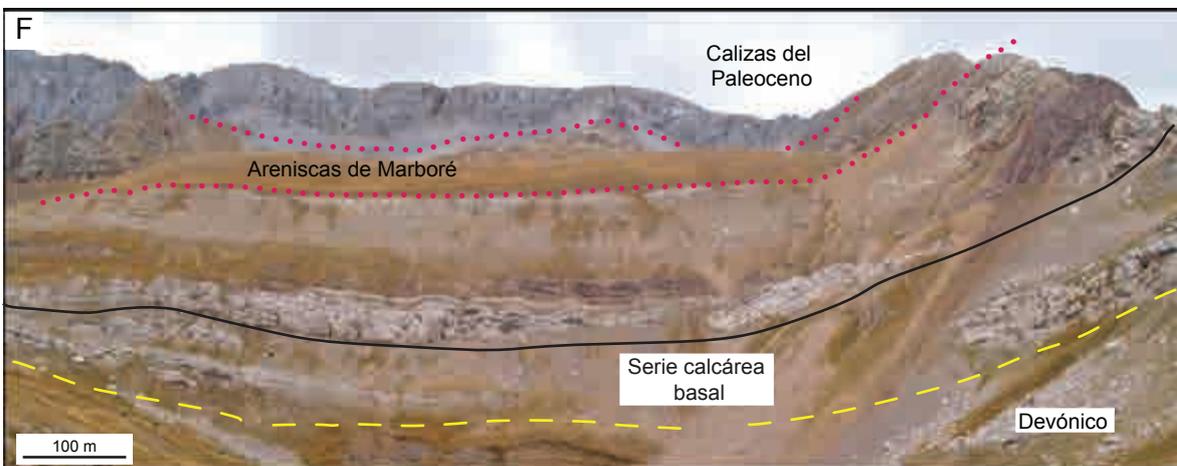
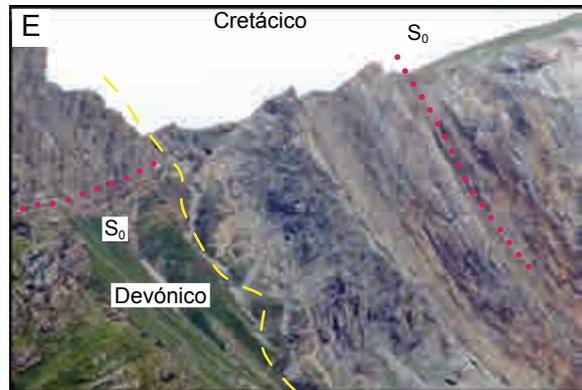
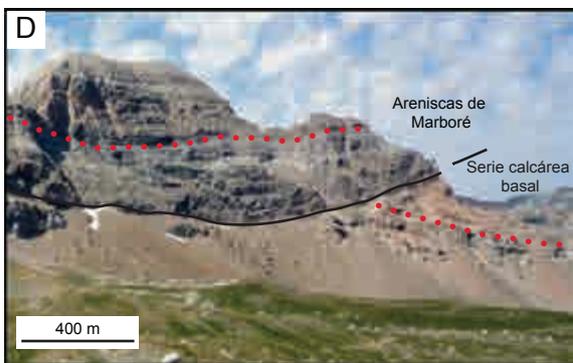
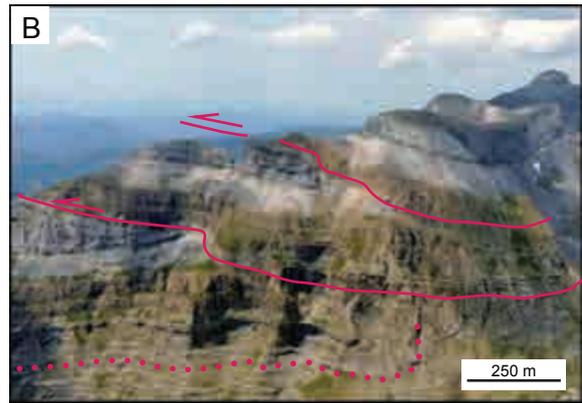
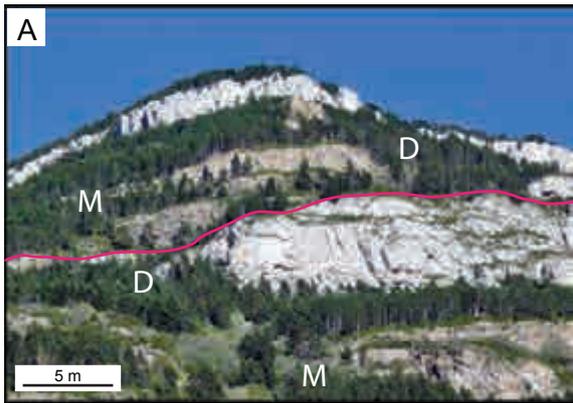
**Figura 20.** Esquema cartográfico sobre la ortofoto de la sierra de la Partacúa entre Canfranc y el pico Collarada. Se ha indicado el contacto entre la formación "Areniscas de Marboré" y las calizas y dolomías del Paleoceno para facilitar la observación de la traza del cabalgamiento.

tar la presencia de cabalgamientos fuera de secuencia, descritos por otros autores. En las dos vertientes del valle del Aurín, la rampa de muro que forman las calizas paleocenas permite identificar líneas “cut-off” horizontales y de dirección N100 °E (Fig. 19), que indican una dirección de transporte aproximada N-S. Tomando como referencia los puntos “cut-off” de las rampas de muro generadas por las calizas y dolomías, se ha estimado el desplazamiento mínimo asociado a cada escama. Los desplazamientos presentan variaciones entre las escamas pero están entre 700 m y 1 km, aunque es probable que sean mayores debido en parte a la erosión del frente del cabalgamiento y a que los cabalgamientos se iniciaron más hacia el norte, duplicando también las areniscas de Marboré.

A lo largo de la sierra de la Partacúa y de la Tendeñera es posible reconocer otro sistema de cabalgamientos, más profundos, que duplica las calizas cretácicas de la parte inferior de la serie (ver mapa). Se desarrolla de manera más o menos continua a lo largo de las sierras, aunque en ocasiones está parcialmente oculto por los conos de derrubios depositados en el pie de las laderas. En general son cabalgamientos subparalelos a la estratificación que se reconocen en el paisaje por la duplicación del tramo calcáreo masivo basal (Fig. 21 F y 22),

---

**Figura 21.-** A) Vista de las Sierras Interiores en el valle del Aragón en la que se observa la duplicación de la serie formada por M (“Areniscas de Marboré”) de colores pardos y D (calizas y dolomías del Paleoceno) de colores grises. B) Margen derecha del valle del río Aurín en la que se observan dos láminas cabalgantes con rampas de muro en las calizas del Paleoceno. C) Panorámica de la cara norte de la sierra de la Partacúa con una rampa de muro a la altura de las calizas del Paleoceno. D) Vista septentrional de las Sierras Interiores a la altura del valle de Izas, donde la parte inferior de la serie calcárea basal acaba en rampa de muro contra uno de los cabalgamientos que afectan a las areniscas de Marboré. Se ha indicado el contacto estratigráfico normal entre las “Areniscas de Marboré” y la serie calcárea así como el trazado aproximado del cabalgamiento. E) Contacto entre la serie cretácica de las Sierras Interiores, a la derecha, con los materiales paleozoicos de la Zona Axial. Se ha indicado en tonos rosas la estratificación y en amarillos la superficie aproximada de contacto. Obsérvese cómo el Cretácico se dispone de manera discordante mediante un contacto erosivo sobre el Devónico de la Zona Axial, con el que forma un ángulo muy elevado en este sector. Ancho aproximado de la foto 200 m. F) Vista del contacto discordante con la Zona Axial a la altura del Ibón de los Asnos y de la repetición a la altura de las calizas del Cenomaniense.



aunque a veces también afloran rampas. En la parte más occidental de la sierra de la Partacúa, en el barranco de Izas, se observa una rampa de muro en las calizas del Cenomaniense (Fig. 21 D) y al pie de la vertiente norte del Pico Telera existe una rampa de techo desarrollada sobre ese mismo nivel estratigráfico (Fig. 21 C). Tanto la geometría de esa rampa de techo, como la manifiesta vergencia sur de los pliegues asociados del bloque de techo parece indicar que el cabalgamiento entre las calizas cretácicas es un rellano superior generado a partir de un pliegue de propagación por falla (“transported fault-propagation fold”, Fig. 21 C). La estimación del desplazamiento asociado a estos cabalgamientos es difícil debido a que únicamente observamos la parte posterior de las escamas (afloramiento en la cara norte de las sierras).

Es importante recalcar que la superficie del cabalgamiento basal de la sucesión mesozoica no discurre por el contacto entre las Sierras Interiores y los materiales paleozoicos de la Zona Axial sino que se sitúa más arriba (Fig. 21 F y 22). De hecho, no se ha observado un desplazamiento importante asociado a la zona de contacto entre las sierras y la Zona Axial. En los pocos puntos de la zona de estudio donde la base de la sucesión cretácica no está cubierta por derrubios se observa un nivel estratigráfico con base erosiva y estructuras sedimentarias de tipo slump que no presenta indicios de movimiento (Fig. 21 E). Si la interpretación de la duplicación de las calizas cretácicas como un “transported fault-propagation fold” es correcta, el enraizamiento del cabalgamiento basal de la cobertera mesozoica dentro de la secuencia paleozoica debería localizarse hacia el norte, en la zona erosionada pero cercano a las sierras Telera y Tendeñera (Fig. 23).

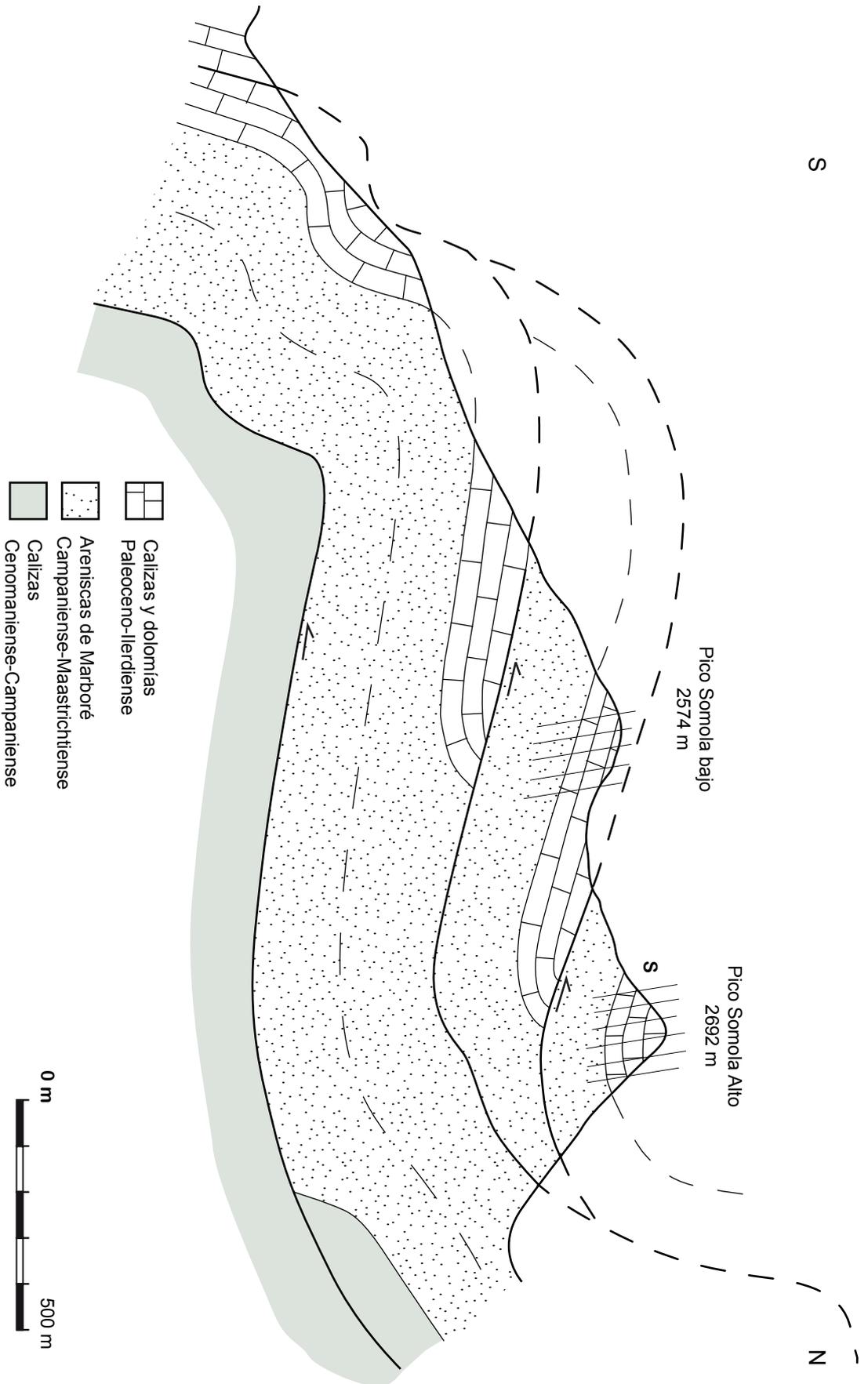
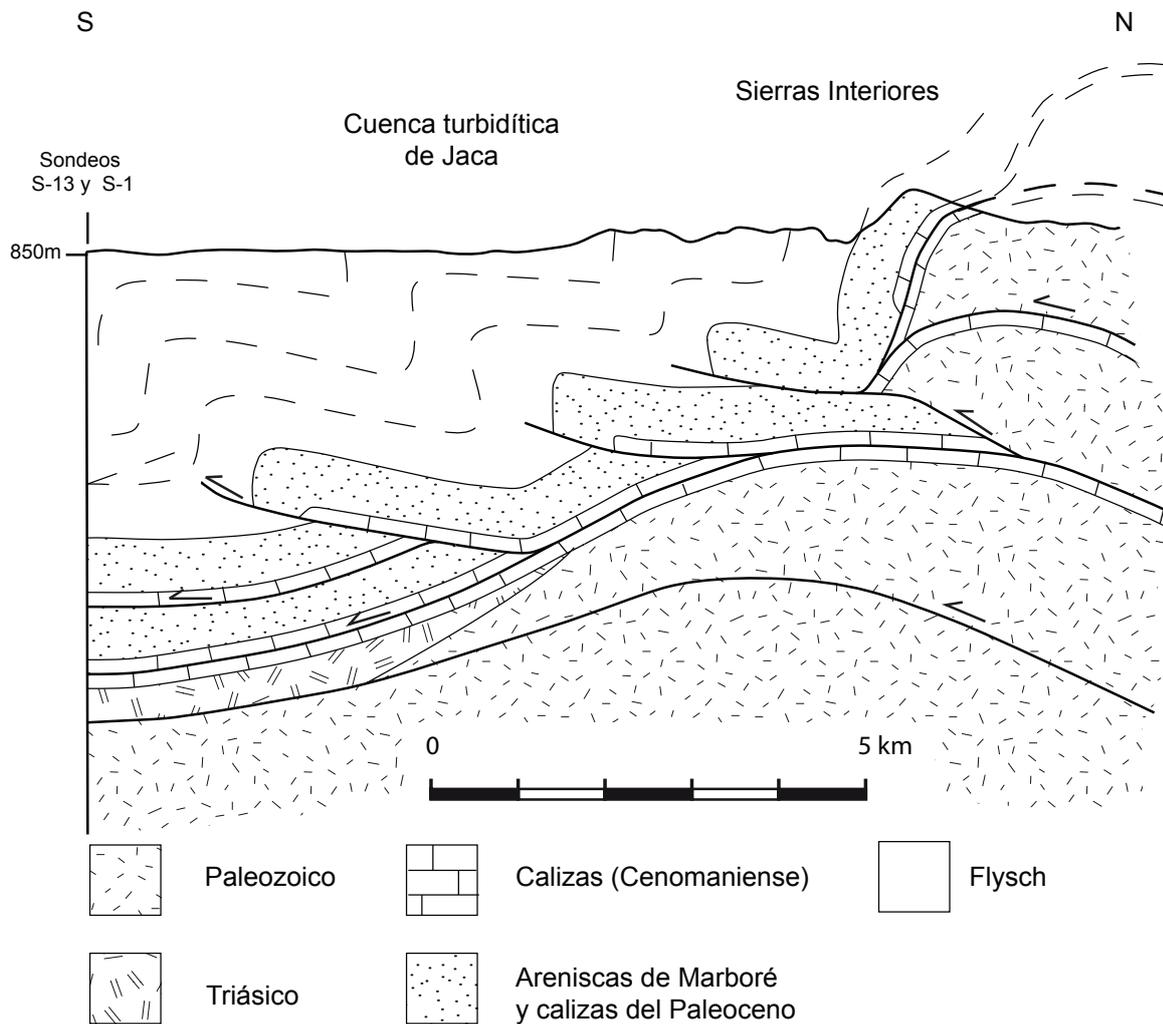


Figura 22.- Corte geológico de orientación aproximada N-S en la margen occidental de la cabecera del río Aurín (corte I-I' en el mapa adjunto).



**Figura 23.-** Corte geológico de orientación aproximada N-S desde las Sierras Interiores a la Cuenca de Jaca. Se han utilizado los datos de los sondeos cercanos S-13 y S-1, recogidos en el Anexo II. Corresponde al corte II-II' situado en el mapa adjunto, que continúa unos 5,5 km al sur de Biescas, fuera de la cartografía representada.

### 3.2.2.- Características geométricas del plegamiento

La zona estudiada está deformada por pliegues asimétricos vergentes al sur (P1), con un flanco corto de alto buzamiento, en ocasiones invertido, y un flanco largo poco buzante. La orientación aproximada de los ejes de los pliegues es  $10^{\circ}/080^{\circ}$ , el ángulo entre flancos oscila entre  $40^{\circ}$  y  $70^{\circ}$  (Fig. 24 A) y tienen una longitud de onda aproximada de 800 metros (Rodríguez y Cuevas, 2008 a). Los flancos cortos de estos pliegues quedan reflejados en el relieve de la zona en forma de salientes topográficos de dirección E-O, fácilmente identificables en el paisaje y reconocibles también en la foto aérea y en el mapa topográfico. Un ejemplo muy llamativo es el anticlinal que se observa en el contacto con los materiales paleozoicos de la Zona Axial, en el que el flanco subvertical tiene al menos 500 m de largo (Fig. 24 B y C); la erosión parcial de este flanco en la sierra de la Tendeñera deja unas formas apuntadas en el paisaje conocidas como Agujas del Asieso, que se corresponden con las formas en V de la cartografía (Fig. 24 C). En general, los pliegues de las Sierras Interiores presentan geometrías más redondeadas en comparación con los que se observan en la cuenca turbidítica, de morfología angular con charnelas apuntadas y flancos rectos, típicos de secuencias multicapa.

A escala de afloramiento lo habitual es observar pliegues de segundo orden que repiten la geometría de los pliegues mayores. El estilo de plegamiento está en general definido por las capas competentes, a las que se adapta el material incompetente. Un ejemplo es la presencia de material incompetente en la charnela para rellenar el espacio dejado por las capas más competentes (Fig. 24 D). También es frecuente encontrar zonas de charnela que no son perfectamente paralelas, sino que se encuentran ligeramente desplazadas unas con respecto a otras, por problemas de espacio durante el plegamiento (Fig. 24 D). En aquellas zonas donde es escasa la presencia de material incompetente, es decir, donde la sucesión está dominada por capas de calcarenitas, es posible ver pliegues menores de morfología más redondeada y mayor ángulo entre flancos. Cuando el pliegue involucra un número im-

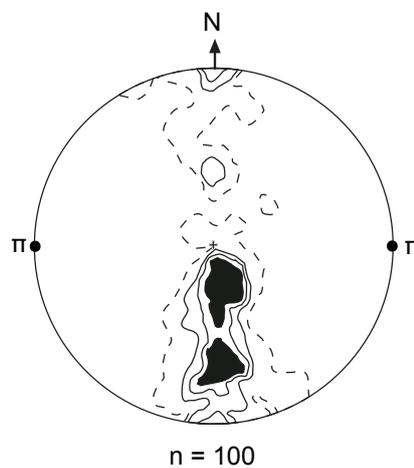


**Figura 24.**- A) Ejemplo de la geometría angular típica del plegamiento de las secuencias turbidíticas de la Zona Surpirenaica. Se observan estrangulamientos en la zona de la charnela. B) Vista de las Sierra de la Partacúa desde el sureste, en el valle de Aurín. Las capas grises que resaltan en las partes altas de las sierras son las calizas y dolomías del Paleoceno y la sucesión de color pardo que se encuentra por debajo son las “Areniscas de Marboré”. Se observa un gran anticlinal vergente hacia el sur que constituye la terminación meridional de las Sierras Interiores. Una vista aérea de este pliegue se puede encontrar en la figura 19. C) Vista de Sierra Tendeñera desde el suroeste en la que se observa desde otro ángulo el anticlinal anteriormente mencionado y se aprecia la extensión de su flanco vertical, dando una interferencia en forma de V con la topografía. D) Fotografía de detalle de un anticlinal en el que dos charnelas sucesivas están desplazadas por problemas de espacio durante el plegamiento. Se observa también la presencia de material incompetente rellenando el hueco dejado por las capas más competentes, que son las que definen el estilo de plegamiento, en la zona de charnela. E) Desarrollo de pliegues en caja a partir de una única superficie axial. F) Terminación meridional de la sierra de la Partacúa con una vista excepcional del anticlinal que aflora en el contacto con la cuenca turbidítica, que pliega dos láminas cabalgantes (indicadas en la fotografía). G) Cara norte de la sierra de la Partacúa en la que la serie calcárea basal y las “Areniscas de Marboré” están deformadas por un pliegue de dirección oblicua a la habitual en la Zona Surpirenaica (E-O) asociado probablemente a una rampa lateral de un cabalgamiento.

portante de capas, se aprecian estrangulamientos de la zona de charnela (Fig. 24 A). En otros sectores, se reconocen pliegues conjugados, en caja, cuyas superficies axiales se unen en un punto a partir del cual el pliegue presenta una única superficie axial (Fig. 24 E). Localmente, en los flancos cortos de los pliegues angulares, con un buzamiento más elevado, se observan ondulaciones de las capas más competentes.

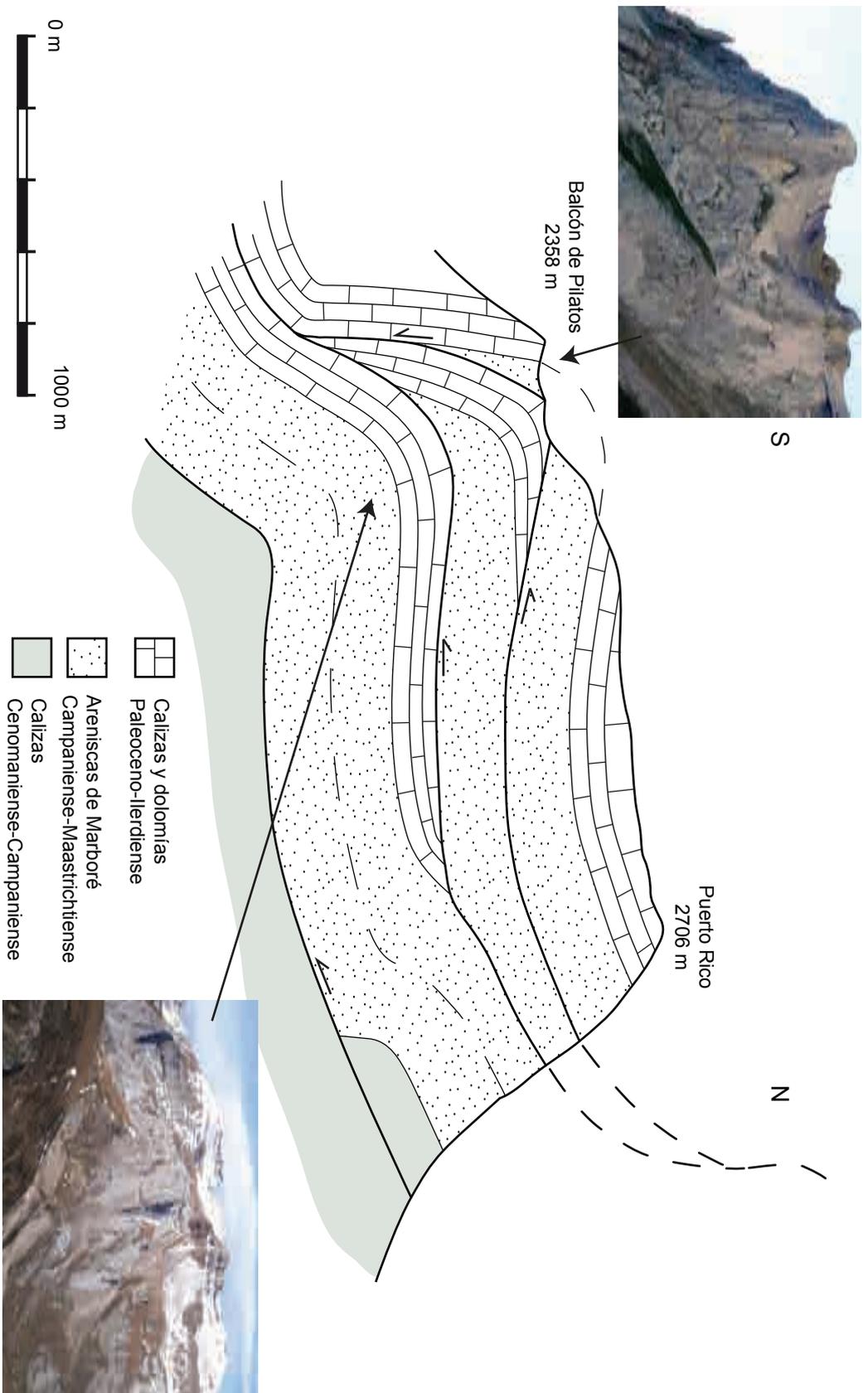
En el diagrama de la figura 25 se han representado 100 medidas de los polos de la estratificación, recogidas en el sector estudiado durante el trabajo de campo. En dicho diagrama se observa que las medidas quedan dispuestas definiendo un círculo máximo vertical de dirección norte-sur. Esta distribución, tan constante, nos confirma que existe una única fase de plegamiento, hecho reconocido también a partir del trabajo de campo. La mayor concentración de polos (>7 %) está en la parte inferior del diagrama dando dos máximos: uno de ellos situado cerca del borde del diagrama y el otro por encima. Esta disposición se corresponde con las medidas tomadas en los flancos cortos, con valores de buzamiento elevados

y, por tanto situados en una posición más cercana al borde de la proyección y, con las medidas de los flancos normales, que presentan menor buzamiento y se sitúan cerca del centro del diagrama. Los dos máximos reproducen, por tanto, la orientación media de los flancos, y la clara diferenciación de cada máximo refleja la geometría angular de los pliegues, con flancos bien definidos y zonas de charnela estrechas (Fig. 24 A). La separación angular entre los dos máximos, aproximadamente  $60^\circ$ , reproduce el ángulo apical de los pliegues. El eje  $\pi$ , horizontal y de dirección E-O (Fig. 25) proporciona la orientación media de los ejes de los pliegues.



**Figura 25.-** Diagrama de densidad de polos de la estratificación. Contornos para valores de 1, 3, 5 y 7%. Proyección equiareal, hemisferio inferior.

Este sistema de plegamiento deforma fuertemente a los cabalgamientos descritos en el apartado anterior, que se encuentran plegados y basculados hacia el sur (Fig. 23 y 26). En la cara sur de la sierra de la Partacúa se puede observar un ejemplo particularmente llamativo (Fig. 24 F), en el que aflora a diferentes alturas (debido a las fallas normales transversales) el anticlinal que constituye el límite con la cuenca turbidítica. Debido a la perspectiva de la foto, se puede apreciar a la altura del Balcón de Pilatos la superposición anormal de las areniscas de Marboré sobre las calizas del Paleoceno en ambos flancos del pliegue, indican-



**Figura 26.-** Corte geológico que atraviesa las Sierras Interiores con una orientación N-S a la altura del Balcón de Pilatos y Puerto Rico, localizado en la cartografía adjunta como III-III.

do que las escamas están plegadas (Fig. 26).

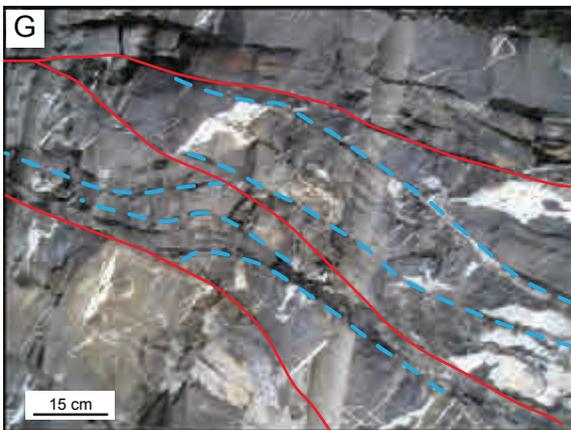
Además, en algunos sectores de las Sierras Interiores se observan pliegues de propagación de falla, con una orientación algo transversal a los descritos anteriormente (Fig. 22 G).

### 3.2.3.- La Foliación

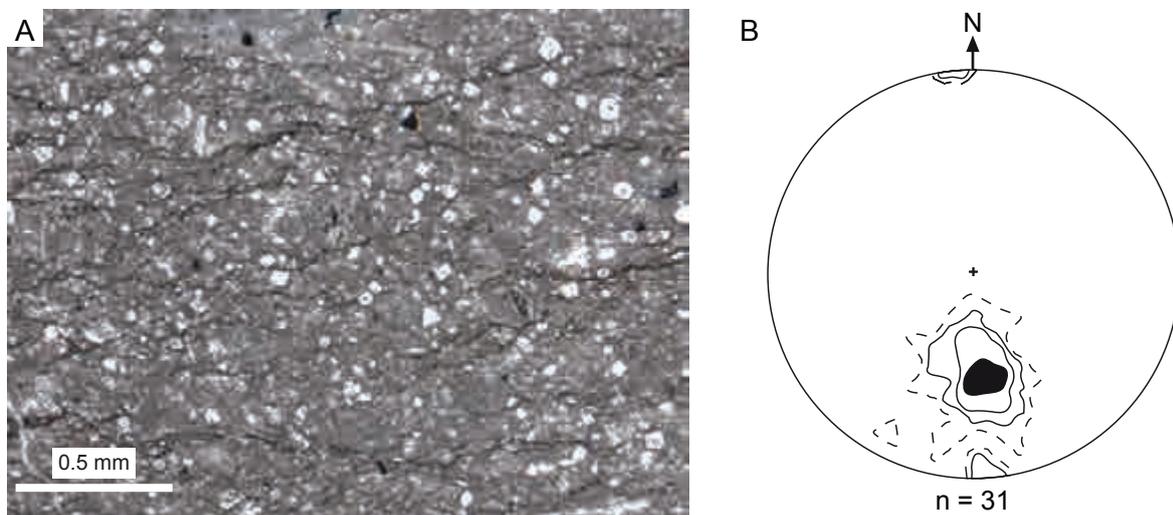
En toda la zona de estudio a lo largo de la Zona Surpirenaica, se ha observado una foliación de plano axial de los pliegues angulares (S1) (Figs. 27 A y B), con una dirección este-oeste y buzamiento hacia el norte. En general, está bien desarrollada a lo largo de todo el corte (Fig. 27 C); en los niveles más incompetentes da lugar a una pizarrosidad que puede llegar a borrar, a escala de afloramiento, la estratificación y que al afectar a las capas más competentes, se refracta con ángulos elevados, originando un cleavage de fractura que puede llegar a desaparecer en los niveles más gruesos (Fig. 27 B). En lámina delgada se presenta en forma de superficies de disolución por presión bastante penetrativas (Fig. 28 A), que afectan a minerales y fósiles y se reconocen por la acumulación de material insoluble, generalmente de color oscuro.

---

**Figura 27.-** A) Detalle de la charnela de uno de los pliegues angulares que afloran en la cuenca turbidítica en la que se observa la foliación de plano axial. B) Pliegue anticlinal con una foliación de plano axial muy penetrativa en las capas incompetentes del arco interno de la charnela, que se refracta y se pierde progresivamente al entrar en contacto con la capa de calcarenita situada por encima. C) Ejemplo del desarrollo de la foliación de plano axial de los pliegues angulares, muy penetrativa en los niveles margosos. Su relación angular con la estratificación indica posición de flanco normal en el pliegue. D) Ejemplo de cabalgamiento desarrollado en el flanco largo de un sinclinal que afecta al flanco corto del anticlinal contiguo, con muy poco desplazamiento asociado. E) Vista de una falla de flanco con desplazamiento hacia el sur en la zona del embalse de Ip (al E de Canfranc). F) Cabalgamientos a pequeña escala que producen un apilamiento antiformal en una capa de calizas del Cenomaniense de unos 8 m de espesor. G) Detalle de cabalgamientos a pequeña escala (indicados en trazo continuo) que afectan a una capa de calcarenita de 1 m de espesor en una secuencia de tipo “overstep”. H) Nivel de despegue con buzamiento hacia el sur que separa pliegues de amplitud y longitud de onda diferente.



La orientación de la foliación es bastante constante (Fig. 28 B), con una dirección cercana a este-oeste y un buzamiento del orden de  $50^\circ$  hacia el norte. Si comparamos los diagramas de las figuras 25 y 28 B, se comprueba que las medidas corresponden a la foliación de plano axial de los pliegues angulares, descritos en el apartado anterior. Debido a que en este sector sólo se ha reconocido una fase de plegamiento y a que la foliación es de plano axial, se puede utilizar como un criterio de polaridad adicional, la relación entre la estratificación y la foliación (P. ej. Fig. 27 C).



**Figura 28.-** A) Fotografía en la que se muestra el aspecto de la foliación bajo el microscopio. Se trata de superficies de disolución por presión marcadas por la presencia de minerales insolubles (nícoles paralelos). B) Diagrama de densidad de polos de la foliación. Contornos para valores de 3, 6, 10 y 16%. Proyección equiareal, hemisferio inferior.

### 3.2.4.- Estructuras menores

Bajo este epígrafe describiré las estructuras menores que afloran en la zona de estudio, como fallas de flanco asociadas a los pliegues, cabalgamientos de orden menor y diaclasas. Es habitual, sobre todo en el flanco de poco buzamiento de los pliegues angulares, encontrar superficies de deslizamiento rellenas de calcita o cabalgamientos a pequeña escala con desplazamiento hacia el sur asociado. Resulta claro que una parte del acortamiento en la cuenca ha sido resuelto mediante cabalgamientos, aunque no se han podido detectar estructuras de la envergadura de las descritas en las Sierras Interiores debido, entre otras razones, a la falta de niveles de referencia.

Tanto en la cuenca turbidítica como en las Sierras Interiores, se observan fallas con un desplazamiento poco importante que suelen ser paralelas a la estratificación de las capas competentes en el flanco largo, y en ocasiones desplazan a las capas del flanco opuesto (Fig. 27 D y E). Representan probablemente estructuras de acomodación para alojar capas anormalmente potentes o flancos excesivamente largos (Ramsay, 1974), en una estructura regular sin generar variaciones en el buzamiento de los flancos.

Son frecuentes también los cabalgamientos a pequeña escala, como los que afloran en la cara norte de las sierras (Fig. 27 F), generando un apilamiento antiformal de pequeñas escamas. En la figura 27 G se muestra otro ejemplo a escala menor, dentro de una capa de calcarenita de unos 40 cm de espesor, que llega a mostrar anticlinales de rampa cortados por cabalgamientos posteriores, y en los que se puede deducir una secuencia de tipo “overstep”.

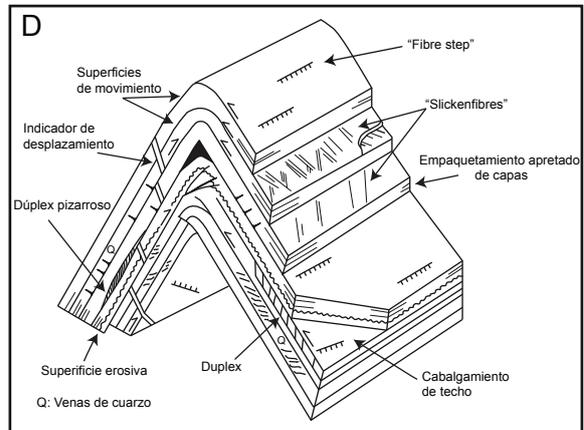
En otros sectores se aprecia un determinado número de anticlinales y sinclinales limitados a techo y muro por capas de la misma litología sin deformar, es decir, el plegamiento queda restringido a un determinado número de capas dentro de la serie, separadas del

resto mediante superficies de despegue. Un ejemplo similar está representado en la figura 27 H, donde se puede observar una superficie de despegue con buzamiento hacia el sur y recristalización de calcita, a partir de la cual se generan pliegues, tanto en el bloque superior como en el inferior, de amplitud y longitud de onda muy diferente.

El afloramiento de cabalgamientos menores mejor estudiado, por su accesibilidad y dimensiones, está recogido en la Fig. 29, donde se reconocen dos estructuras tipo dúplex con morfologías asimétricas en el flanco normal de un anticlinal (Fig. 29 A y B). La primera de ellas, situada a la derecha, mide 4,5 m de largo y tiene 30 cm de espesor. Se dispone de manera aproximadamente paralela a la estratificación, con un buzamiento medio de 30° hacia el norte, aunque hacia la izquierda se puede apreciar que aumenta su pendiente, llegando a valores cercanos a los 50° (Fig. 29 B). Este dúplex afecta a una única capa de turbiditas de 3 cm de potencia y alcanza 15 cm de espesor, sin que se observe deformación interna asociada en las capas supra e infrayacentes. Tanto el cabalgamiento de techo como el de muro presentan una morfología bastante regular, que acomoda la variación en el buzamiento con geometrías redondeadas. Se pueden reconocer más de 40 horses con buzamientos en torno a 40° hacia el norte (Rodríguez y Cuevas, 2008 b). Los horses presentan una morfología sigmoide, que indica un sentido de movimiento antihorario, concordante con la vergencia de los pliegues angulares asimétricos y la foliación de plano axial. Teniendo en cuenta la geometría descrita, este dúplex debe clasificarse como un “smooth roof duplex” (McClay,

---

**Figura 29.-** A) Vista de uno de los anticlinales que afloran en la cuenca turbidítica. Se ha indicado con trazo discontinuo la orientación de la estratificación. En el flanco normal de este pliegue se desarrollan los dúplex de la Fig. 26 B. B) Fotografía en la que se observan los dos dúplex descritos en el texto, aunque no abarca la totalidad de la estructura. Se ha indicado los cabalgamientos de techo y de muro. Ancho aproximado de la foto 4 m. C) Detalle de los “horses” del dúplex situado a la izquierda de la fotografía anterior. D) Esquema mostrando las principales características del modelo de flexural-slip propuesto por Tanner (1989). E) Detalle de la parte distal del primer dúplex, no reflejada en la Fig. 26 B. F) Diaclasas pinnadas rellenas de calcita, asociadas a un cabalgamiento de orden menor. Obsérvese cómo cortan netamente a la foliación de plano axial, desarrollada en el flanco normal de los pliegues angulares, visible tanto en los niveles incompetentes como en las capas de calcarenitas, proporcionando un criterio cronológico relativo.



1992).

El segundo dúplex (zona izquierda de la Fig. 29 B) se encuentra ligeramente por debajo del primero, aunque su orientación es similar ya que se dispone paralelo a la estratificación, justo por encima de una capa de calcarenita de 0,3 m de potencia. Mide 6 m de largo, alcanza hasta 0,3 m de espesor y, como en el caso anterior, afecta a una única capa de calcarenita de unos 5 cm de potencia. El cabalgamiento de techo y el de muro mantienen una morfología aproximadamente plana. En este caso el dúplex también exhibe una morfología asimétrica con una parte frontal en cuña, donde los cabalgamientos presentan buzamientos suaves y una parte distal donde los cabalgamientos presentan buzamientos suaves y morfología plana. Se pueden reconocer hasta 39 horses, de 5 cm de potencia y, morfología sigmoide que, como en el caso anterior, indican un sentido de movimiento hacia el sur (Fig. 29 C). Los horses se presentan con buzamientos variables: en la parte central de la estructura aparecen con valores de buzamiento elevado y, hacia la zona posterior, tienen buzamientos menores y una longitud mayor. Se ha estimado un acortamiento de un 72 % asociado al movimiento de este dúplex. Entre los dos dúplex se observan capas de calcarenita imbricadas, de mayor longitud, entre 2 y 4 m, y menor buzamiento que los horses anteriormente descritos. Se pueden reconocer por lo menos cinco láminas, de 10 cm de potencia aproximada, de las cuales las dos más elevadas continúan hacia la derecha por debajo del primer dúplex y paralelas a la estratificación, mientras que hacia la izquierda quedan limitadas por el cabalgamiento de techo del primer dúplex. Las láminas de calcarenitas inferiores están limitadas en el techo por la continuación de los cabalgamientos de techo del primer dúplex y, en el muro, por la continuación de los cabalgamientos del segundo dúplex. Asociado al movimiento de estas láminas se ha generado un acortamiento del 30 %.

En los dúplex descritos anteriormente se han reconocido geometrías que no permiten incluirlos en clasificaciones basadas en criterios como la generación de anticlinales de rampa asociados a los dúplex (Mitra, 1986). En general, muestran características geométricas

similares a los definidos como dúplex de deslizamiento y flexión (“flexural-slip duplexes”, (Tanner, 1989, 1992; Fig. 29 D) que se suelen desarrollar en alternancias de lutitas y areniscas plegadas con geometrías angulares, en las que el cabalgamiento de techo y de muro es plano o ligeramente curvo y no se desarrollan anticlinales de rampa. Probablemente, la formación de estos dúplex se encuentra condicionada por variaciones locales en la potencia de los estratos (Knipe, 1985), ya que en los casos descritos el cabalgamiento basal corre paralelo a una capa de espesor superior a la media de la secuencia (Fig. 29 E). Los dúplex de deslizamiento y flexión están relacionados con el flanco de un pliegue angular que no se modifica a causa de estas estructuras y presentan un sentido de movimiento coincidente con el movimiento de flexión y deslizamiento en ese flanco (Fig. 29 D). En superficies cercanas asociadas a estos dúplex, se reconocen conjuntos de diaclasas en escalón que se propagan desde el plano de cabalgamiento (diaclasas pinnadas; Fig. 29 F), rellenas de calcita y dispuestas de manera que indican un sentido de movimiento hacia el sur, coincidente con el de los dúplex. Es destacable que las diaclasas pinnadas cortan claramente a la foliación de plano axial desarrollada sobre las margas y calcarenitas en el flanco normal de los pliegues (Fig. 29 F), añadiendo un criterio adicional acerca de la cronología de los diferentes procesos de deformación reconocidos en la zona estudiada y descartando la posibilidad de un deslizamiento gravitacional posterior al enterramiento, como mecanismo de formación de los dúplex. Los dúplex de deslizamiento y flexión se forman de manera coetánea con los pliegues a los que están asociados; en los casos analizados sin embargo, si bien el proceso de formación del dúplex puede ser similar al descrito por Tanner (1992), el movimiento se produce claramente con posterioridad al desarrollo de los pliegues.

Aunque no se ha realizado, por el momento, un estudio sistemático de las numerosas estructuras asociadas a procesos de diaclasado, se observa que muchas están relacionadas con el plegamiento, reconociéndose el sistema longitudinal, transversal y los dos diagonales. Las diaclasas presentan diferentes morfologías (estructuras plumosas en niveles competentes, fracturas complejas en escalón, etc.) y con frecuencia se encuentran rellenas de calcita, lo que facilita su reconocimiento en el afloramiento.

### 3.2.5.- Las Fallas Normales

Es frecuente encontrar en la zona estudiada fallas normales que desplazan a las estructuras descritas anteriormente. Esto es particularmente llamativo en las Sierras Interiores, que se encuentran divididas por un sistema de fracturas de buzamiento elevado con una orientación de NS a NE-SO (Figs. 19 y 20). El desplazamiento asociado se encuentra dentro de un orden de magnitud de la decena de metros, tanto hacia el oeste como hacia el este.

### 3.2.6.- Recapitulación y cronología de las estructuras

Después de la descripción geométrica realizada de pliegues, cabalgamientos y estructuras asociadas puede establecerse una secuencia de deformación para la zona de estudio como la siguiente.

En primer lugar y posteriormente al Ilerdiense, edad de las calizas que constituyen el techo de la serie en este sector (Ríos et al., 1987), se formaron cabalgamientos como los que afloran en el valle del río Aurín o en la zona del pico Collarada. Apenas hemos encontrado criterios que permitan establecer una secuencia de propagación para estos cabalgamientos, pero atendiendo a la disposición en abanico de las láminas parece coherente una secuencia de bloque de muro, que también fue propuesta por otros autores anteriormente (Labaume et al., 1985; Teixell, 1992), sin descartar la presencia de estructuras fuera de secuencia. Como se ha explicado anteriormente, no se han podido detectar las zonas de corte de los cabalgamientos ni su enraizamiento, aunque la geometría de afloramientos como el de la zona del Balcón de Pilatos (Fig. 26) parecen indicar la existencia de un nivel de despegue cerca de la base de las areniscas de Marboré en el que convergen las láminas cabalgantes. Este despegue ha sido descrito con anterioridad por otros autores (Labaume et al., 1985; Teixell, 1992). Sin embargo, en la zona de Izas, en la parte noroccidental de la zona estudiada de las

Sierras Interiores, se han observado rampas de muro y de techo en las calizas basales del Cenomaniense, indicando que los cabalgamientos que afectan a las areniscas de Marboré y a las calizas del Paleoceno están enraizados en materiales más antiguos.

Además, atendiendo a su continuidad lateral cartográfica, el cabalgamiento de mayor entidad de la zona es el que duplica las calizas del Cenomaniense. En la zona de estudio sólo aflora la parte distal y en rellano de este cabalgamiento en la cara norte de las Sierras Interiores, por lo que se tienen pocos datos de esta estructura. Teniendo en cuenta la geometría descrita para las láminas más elevadas, parece razonable pensar que el nivel de despegue se localiza en las calizas del Cenomaniense como un cabalgamiento de entidad regional, a partir del cual se generan pequeñas láminas más superficiales. No se puede descartar totalmente que las láminas más superficiales constituyan un sistema fuera de secuencia que corte al cabalgamiento basal.

Posteriormente tuvo lugar un episodio de plegamiento que afectó tanto a los materiales de las Sierras Interiores como a los de la cuenca turbidítica y que dio lugar a pliegues angulares vergentes hacia el sur ( $P_1$ ), con una orientación cercana a E-O y foliación de plano axial asociada ( $S_1$ ). Si tenemos en cuenta que las turbiditas de la cuenca están datadas en la zona estudiada como no más modernas que Cuisiense superior-Luteciense (Ríos et al., 1987), este plegamiento tuvo lugar entre el Eoceno inferior y el Eoceno medio. Además, asociado al plegamiento se ha observado la presencia de fallas de flanco y de dúplex con desplazamiento hacia el sur asociado. En el caso de los dúplex es notable el hecho de que diaclasas pinnadas asociadas al movimiento cortan claramente a la foliación de plano axial de los pliegues, indicando un proceso posterior.

### 3.3 ESTRUCTURAS EN LA ZONA AXIAL

#### 3.3.1.- Introducción

En este apartado se analizarán las estructuras de la zona estudiada aproximadamente desde la frontera con Francia, al norte, hasta el contacto con la Zona Surpirenaica en las Sierras Interiores, al sur. Como se ha indicado brevemente en apartados anteriores, afloran materiales con una edad comprendida entre el Devónico y el Pérmico, que se encuentran deformados tanto por la orogenia alpina como por la varisca. En la zona de estudio se asume el Estefaniense (Bixel et al., 1985) como la edad de los primeros depósitos postorogénicos con respecto a la orogenia varisca. Por ello, toda la serie vulcano-sedimentaria de edad estefano-pérmica que aflora en el sector noroccidental está afectada únicamente por la orogenia alpina y constituye, junto con las estructuras descritas en la Zona Surpirenaica, un referente en cuanto a orientación y características de la deformación alpina en la Zona Axial. El resto de materiales situados por debajo, que constituyen la serie sedimentaria de edad comprendida entre el Silúrico y el Westfaliense, ambos inclusive, está deformada por la orogenia alpina y por la varisca.

Durante el trabajo de campo, se han podido diferenciar dos fases principales de plegamiento con foliación asociada en los materiales infrayacentes al Pérmico, la fase 1 y la fase 2, y sólo una fase de plegamiento con foliación de plano axial asociada en la serie del Pérmico. Las estructuras relacionadas con la fase 2 en los materiales infra-pérmicos son paralelas a las estructuras de la fase 1 del Pérmico así como a las estructuras de fase 1 del Mesozoico y Cenozoico de la Zona Surpirenaica, descritas en el apartado 3.2. Además, afloran pliegues abiertos que deforman a las estructuras anteriores y fracturas y otras estructuras menores que no han sido estudiadas en profundidad en esta tesis doctoral y que serán tratados al final del capítulo, dentro de “otras estructuras”.

Una cuestión pendiente en esta región es la caracterización de la deformación alpina en los materiales infra-pérmicos, haciendo alusión al tipo de estructuras y a su intensidad. Matte (2002) retoma la idea antigua de los años 60 del pasado siglo de la escuela de Montpellier (Mattauer, 1964; Mattauer y Seguret, 1966; Mattauer, 1968), en la que se valora la importancia de la deformación alpina en el Paleozoico de la Zona Axial, y propone una única fase de deformación varisca en la región y relaciona la foliación principal, y los pliegues a los que está asociada, a la orogenia alpina. Autores como Muller y Roger (1977) llegan a diferenciar hasta cuatro fases de plegamiento variscas y tres alpinas con foliación asociada, y hacen hincapié en que la foliación principal varisca y la foliación principal alpina son paralelas en muchos sectores, sugiriendo que la influencia de la tectónica alpina en los materiales de la Zona Axial no es despreciable. En cualquier caso, en las épocas más recientes, la tectónica alpina en los materiales paleozoicos de esta región se ha relacionado con una deformación suave que ha generado un cleavage de fractura (Ríos et al., 1987). El trabajo de esta tesis doctoral ha permitido aclarar esta cuestión para la zona que he estudiado gracias a datos de geocronología absoluta obtenidos para un dique dolerítico deformado, intrusivo en materiales de edad Devónica.

Las estructuras más llamativas de toda la zona estudiada son pliegues de escala kilométrica que presentan dos orientaciones principales:

- Pliegues con una superficie axial de orientación N340 °E, vergentes hacia el oeste y que desarrollan una foliación de plano axial penetrativa que afecta tanto a las rocas pelíticas como a las carbonatadas (la fase 1 en los materiales infra-pérmicos).
- Pliegues que deforman a los anteriores, con superficie axial de orientación aproximada ONO-ESE, vergentes hacia el sur y con foliación de plano axial asociada (la fase 2 en los materiales infra-pérmicos y la fase 1 en el Pérmico).

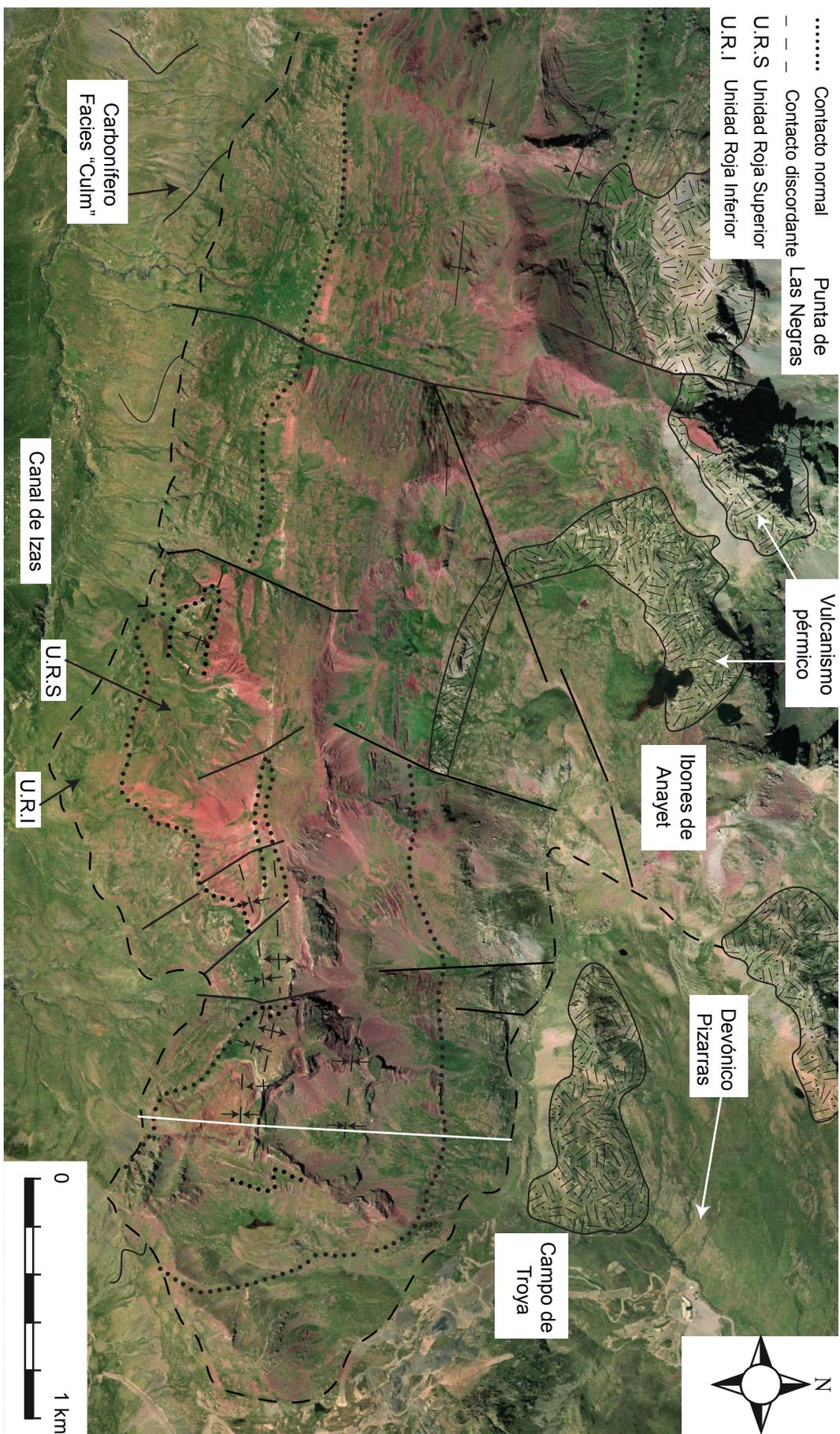
A continuación se abordará el análisis estructural detallado de estos dos grandes grupos de estructuras, centrado en una descripción exhaustiva de su geometría y orientación, para realizar en un apartado posterior las interpretaciones y las conclusiones. En primer lugar se presentan las estructuras que deforman a los materiales de edad Pérmica en la Zona Axial.

### **3.3.2.- La deformación de la serie pérmica**

El Pérmico aflora en el sector noroccidental del área estudiada en esta Tesis Doctoral en forma de potentes series vulcano-sedimentarias de colores rojizos que se disponen discordantes sobre la sucesión de edad Devónica y Carbonífera infrayacente (Fig. 7 F). En este apartado se describen las estructuras que deforman a estos materiales incluyendo pliegues, foliación y fallas.

#### **3.3.2.1.- El contacto con los materiales infrayacentes**

Los materiales pérmicos de la zona de estudio se apoyan sobre calizas y areniscas del Carbonífero y sobre pizarras del Devónico medio (Fig. 30). En la mayor parte del sector estudiado, el contacto basal del conjunto de materiales detríticos y volcánicos de edad Pérmica se encuentra cubierto por morrenas y/o amplios depósitos de ladera. Esta circunstancia dificulta evaluar en qué medida el contacto es una discordancia erosiva o si ha podido reactivarse como superficie de despegue durante la compresión pirenaica. Esta última es la opinión de diversos autores (Van Der Lingen, 1960; Ríos et al., 1987), los cuales han propuesto que el actual contacto meridional del conjunto de materiales pérmicos funcionó inicialmente como una falla normal que limitaba el depósito de sedimentos en la cuenca pérmica y que, posteriormente, se reactivó como un cabalgamiento durante el proceso de inversión tectónica provocado por la orogénesis alpina. Otros autores, en cambio, han propuesto que no hay movimientos importantes a lo largo del contacto entre las rocas pérmicas y los materia-

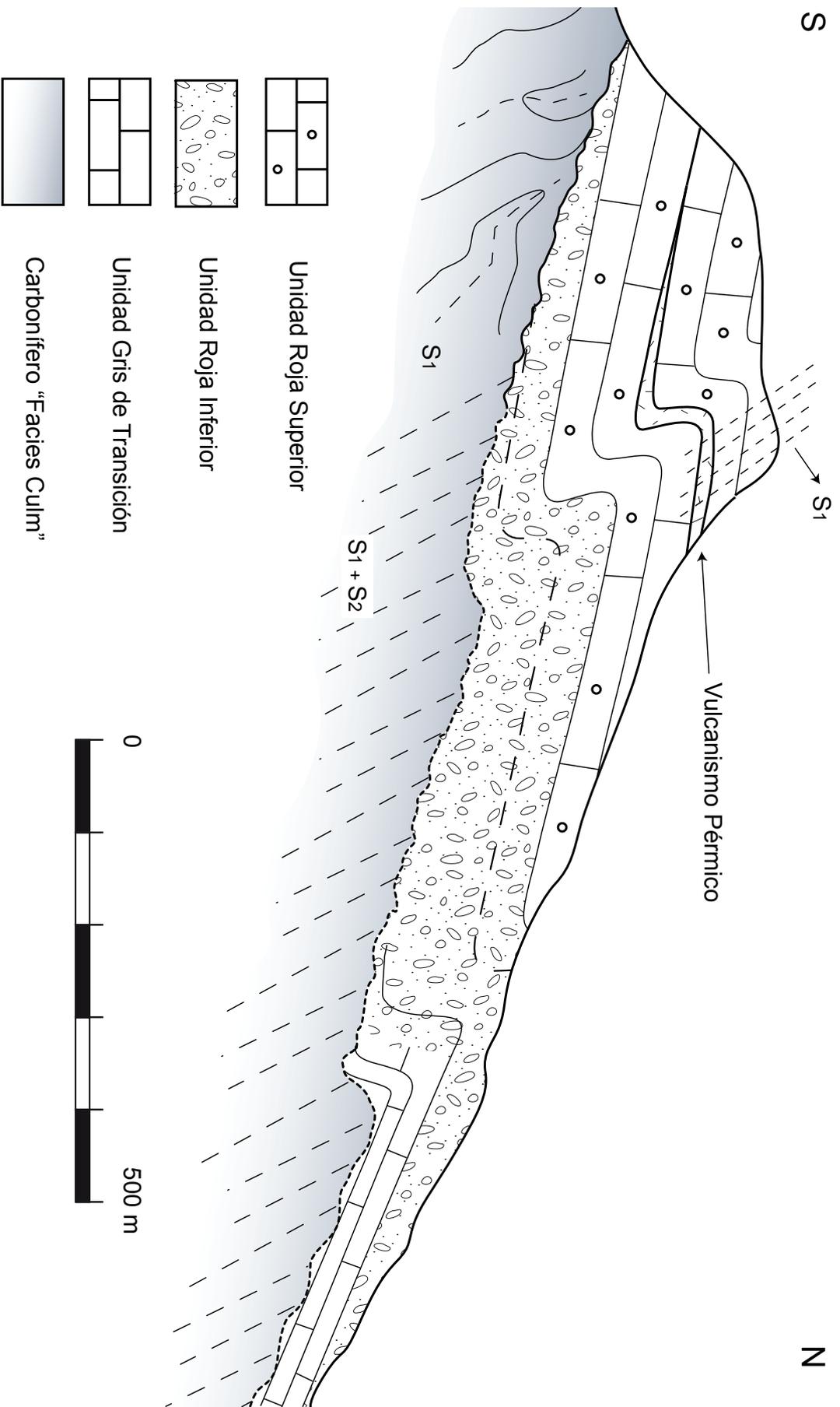


**Figura 30.** - Esquema cartográfico sobre una ortofoto de los afloramientos pérmicos de la zona de estudio entre el Canal de Izas y los Ibones de Anayet. Se han indicado la orientación del corte representado en la figura 31 (con una línea blanca) y las superficies axiales de los anticlinales y sinclinales representados en el mismo.

les paleozoicos infrayacentes; por ejemplo, Teixell (1992) en su Tesis Doctoral realizada en un sector al oeste de este trabajo, se decanta por interpretar la base del Pérmico como un contacto discordante e incluso describe un posible paleokarst desarrollado en el techo de las calizas carboníferas.

La zona comprendida entre Canfranc, al oeste y el collado de Izas, al este, objeto de este trabajo, ofrece observaciones que contribuyen a aclarar esta controversia. Al norte del Collado de Izas (Fig. 30), las rocas pérmicas se disponen en discordancia angular erosiva (“onlap”) sobre materiales carboníferos en facies Culm. Esta discordancia erosiona a los pliegues con foliación de plano axial que deforman a la serie carbonífera (Fig. 31). En la vertiente norte de la Canal de Izas se observa que el límite meridional de la sucesión litológica del Pérmico es de dirección N100 °E (Fig. 30). Una característica notable de este contacto meridional es que presenta una pendiente clara hacia el oeste del 3,5 % aproximadamente, ya que desciende unos 850 metros de altura en los 24 km que distan desde el Collado de Izas (2350 m), al este, hasta la transversal de Canfranc (menos de 1500 m), al oeste. Esto sugiere que el depocentro de la cuenca estaba situado hacia el oeste de la zona estudiada. El descenso de la base de la cuenca hacia el oeste es brusco en algunos tramos, lo que puede atribuirse a la existencia de fallas normales, de dirección aproximada N10 °E, que compartimentaban la cuenca. Esta interpretación es congruente con la distribución cartográfica de las unidades sedimentarias distinguidas en el Pérmico (Unidad Roja Superior y Unidad Roja, Inferior; en concreto, el acuñaamiento de la Unidad Roja Inferior, que se aprecia tanto hacia el este como hacia el oeste, refleja probablemente la existencia de paleoaltos que compartimentaban transversalmente a la cuenca (Figuras 30 y 31).

El carácter tectónico del contacto entre los materiales pérmicos y carboníferos está fuera de duda en algunos sectores. El ejemplo más interesante, por sus implicaciones estructurales, se aprecia en los desmontes abiertos recientemente en la carretera entre Canfranc-estación y Astún, donde aflora el contacto entre las calizas del Carbonífero y las

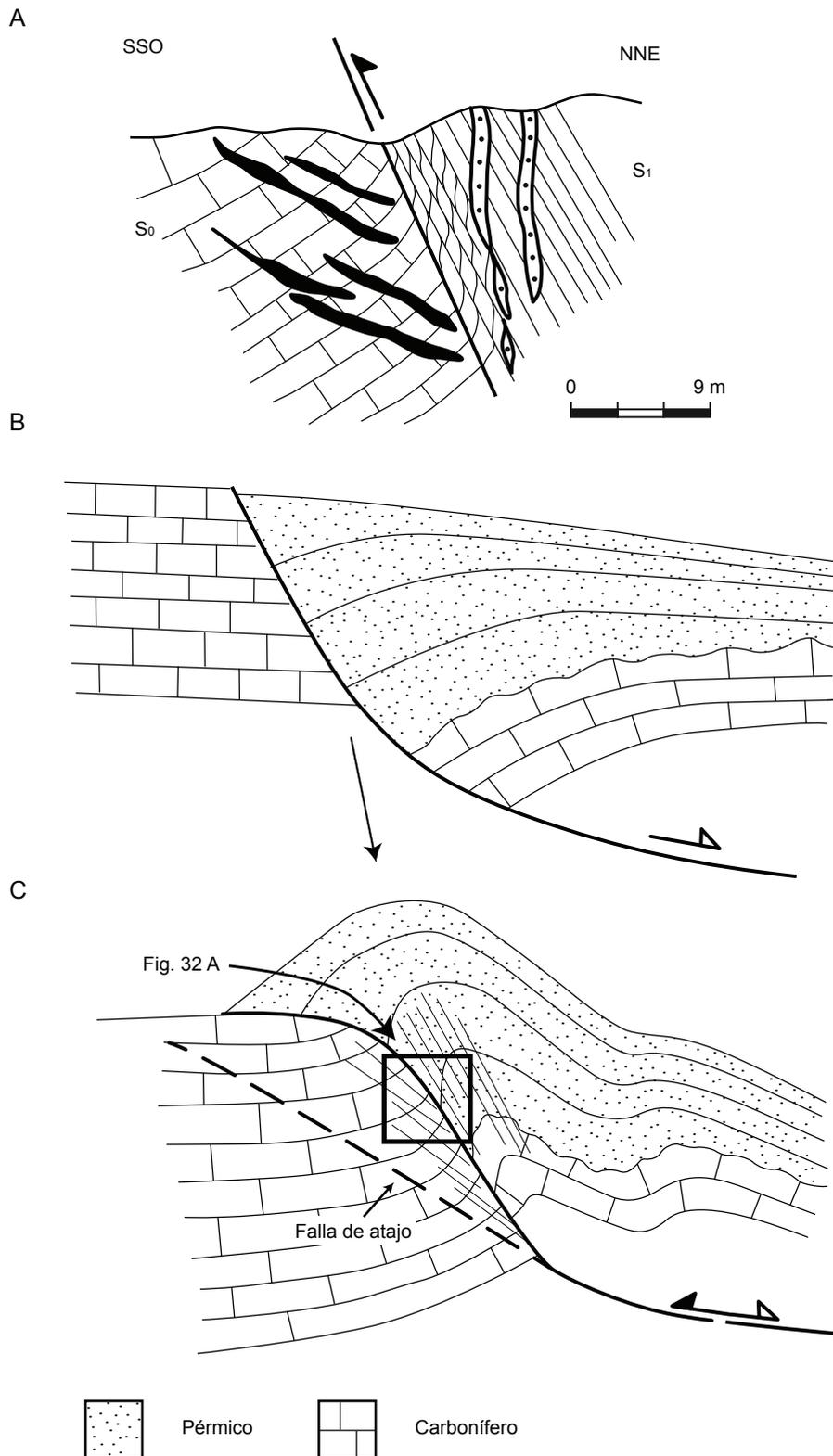


**Figura 31.-** Corte de orientación casi NS en los materiales pérmicos de la zona de estudio (ver Fig. 30 y mapa para orientación). Se corresponde con el corte IV-IV' de la cartografía adjunta. La S1 en el Pérmico es paralela a la S2 en el Carbonífero en facies "Culm".

pizarras, conglomerados y areniscas rojas del Pérmico (Fig. 32). En ese lugar, el contacto corresponde a una zona de cizalla, de tres metros de potencia, con brechas y harinas de falla, de orientación N120 °E y buzamiento de 60° al N. Las calizas carboníferas del bloque de muro son masivas y buzanan unos 45° hacia el oeste. Están afectadas por un sistema de fracturas, rellenas por calcita, que por su mayor abundancia cerca de la falla, acaban dando un aspecto brechoide al afloramiento; las fracturas presentan un buzamiento medio de 35° al norte. En contacto con las calizas, el bloque de techo consta de pizarras pérmicas, con una foliación casi subparalela a la zona de falla (la orientación de la foliación en las pizarras es N90 °E con un buzamiento de 62°N). Los niveles de areniscas y conglomerados estratificados entre las pizarras, que también muestran una esquistosidad grosera, están subverticales. La relación angular  $S_0/S_1$  es indicativa de flanco inverso de un pliegue vergente al sur (Fig. 32).

La zona de falla descrita contiene numerosas cizallas menores con excelentes criterios cinemáticos para deducir la dirección y el sentido de movimiento de la falla. Las estrías impresas sobre las cizallas menores son de dirección N-S, mayoritariamente en el sentido de buzamiento. Estas zonas de cizalla desarrollan tectonitas C-S, de geometría sigmoide, cuya asimetría permite deducir un desplazamiento del bloque de techo hacia el sur; es decir, un desplazamiento del Pérmico sobre el Carbonífero. Aunque el movimiento es indicativo de una falla inversa, el bloque de techo está formado por materiales más recientes que los del bloque de muro. A partir de las características descritas y teniendo en cuenta el alto buzamiento de la falla inversa, considero que lo más probable es que se trate de la falla normal que marcaría el borde meridional de la cuenca pérmica: sería una falla normal reactivada como cabalgamiento de alto ángulo (Williams et al., 1989; Muntean et al., 2007) durante la tectónica de inversión positiva inducida por la compresión pirenaica (Fig. 32).

Por su elevado buzamiento, la falla del borde de cuenca se habría comportado como un contrafuerte durante la etapa compresiva. El efecto de contrafuerte (“*buttressing*”) bloquearía los desplazamientos hacia el sur, dando lugar a una acusada localización de la defor-



**Figura 32.-** A) Esquema de la zona de contacto entre pizarras pérmicas y calizas carboníferas en el valle de Canfranc donde se observan criterios de movimiento hacia el sur a favor de una zona de contacto subparalela a la foliación principal del Pérmico. En negro se han representado las fracturas de las calizas carboníferas del bloque de muro y en punteado algunos niveles de areniscas del bloque de techo. B) Generación de la cuenca pérmica. C) Proceso de inversión en el valle de Canfranc. Ver la explicación en el texto.

mación junto a la superficie de la falla. Esta resistencia al deslizamiento sobre una superficie de elevado buzamiento explica, además de la intensidad de la deformación interna, el inusual espesor de la zona de cizalla en comparación con lo observado en otros cabalgamientos alpinos de la región. La concentración de fracturas en las calizas carboníferas del bloque de muro próximas a la superficie de falla también es coherente con esta interpretación, ya que pueden ser interpretadas como un estadio de deformación previo a la formación de una falla de atajo (“short-cut fault”) en el bloque de muro (Gillcrist et al., 1987; Coward, 1994) (Fig. 32).

Todas estas características estructurales confirman la reactivación de las fallas normales originadas en el paleozoico durante el proceso de rifting pérmico, que limitaban las cuencas que se invirtieron durante la orogenia alpina.

### **3.3.2.2.- Pliegues y estructuras relacionadas**

Los depósitos pérmicos están afectados en toda la zona de estudio por pliegues vergentes al sur con foliación de plano axial asociada (Figs. 30 y 31). En general, son pliegues asimétricos, de geometría angular, que se caracterizan por presentar un flanco normal con buzamiento bajo y un flanco corto con buzamiento elevado, en ocasiones invertido (Figs. 33 A, B y C). Los ejes de los pliegues son subhorizontales y su orientación media es N115 °E; en cartografía se reconocen cuatro grandes pliegues principales, dos anticlinales y dos sinclinales con longitudes de onda de unos 400 m, además de una gran cantidad de pliegues menores asociados. Es destacable la uniformidad de los pliegues en cuanto a orientación, tamaño y geometría, en contraposición con lo observado en el resto de la Zona Axial.

Tanto a escala de afloramiento como en lámina delgada se observa una foliación bien desarrollada paralela al plano axial de estos pliegues (S1) (Fig. 33 D y E), que en los materia-

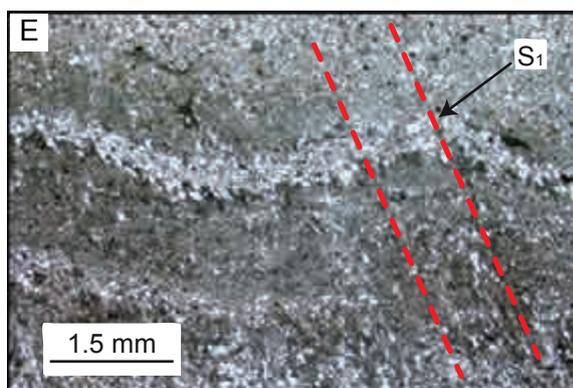
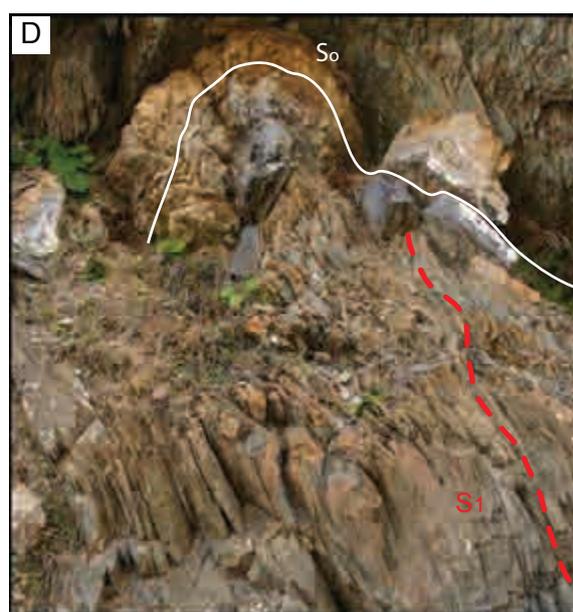
les más competentes, como en los niveles de conglomerados y brechas, es más espaciada y difícil de reconocer. La foliación se inclina hacia el norte con valores de buzamiento constante, entre 40° y 60°. La variación de buzamiento es debida en gran parte a la refracción de la foliación por diferencias de competencia dentro de la serie pérmica (Figs. 33 F y G).

No se han detectado cabalgamientos importantes dentro de estos materiales aunque sí pequeñas duplicaciones en los flancos normales de los pliegues angulares. Las superficies de falla de bajo buzamiento se reconocen mal, excepto en los casos en los que están marcadas por la presencia de recristalización de calcita, como en el ejemplo de la figura 33H.

### 3.3.3.- Estructuras de fase 2 en la sucesión infrapérmica

Prácticamente desde que se empezó el trabajo de campo de esta Tesis Doctoral en la Zona Axial, una de las primeras cuestiones que llamaron la atención fue la homogeneidad, tanto en la distribución geográfica como en la orientación, de una foliación con vergencia sur y una dirección cercana a E-O, en los materiales situados por debajo del Pérmico. Esta cuestión había sido postulada previamente por el equipo de investigación de la Universidad del País Vasco en el que me incluyo, a lo largo del estudio realizado en la Tesis Doctoral de V. Santana (2001) que analizó la estructura interna del granitoide de Panticosa, cuyo encajante constituye el sector NE de esta Tesis. Además, sucesivos campamentos de prácticas de campo de Geología Estructural y Cartografía desarrollados en esta misma región habían planteado también algunas cuestiones sobre el particular. El problema, recogido y planteado por Matte (2002) sobre la asignación de la fase 2 a la orogenia alpina, es recurrente en los escasos estudios estructurales sobre esta región.

La foliación objeto de discusión, S<sub>2</sub>, es una foliación de plano axial de pliegues con ejes subhorizontales que afloran desde una escala hectométrica a kilométrica, que se describirán en detalle a lo largo de este apartado. Estos pliegues (P<sub>2</sub>) aparecen deformando a



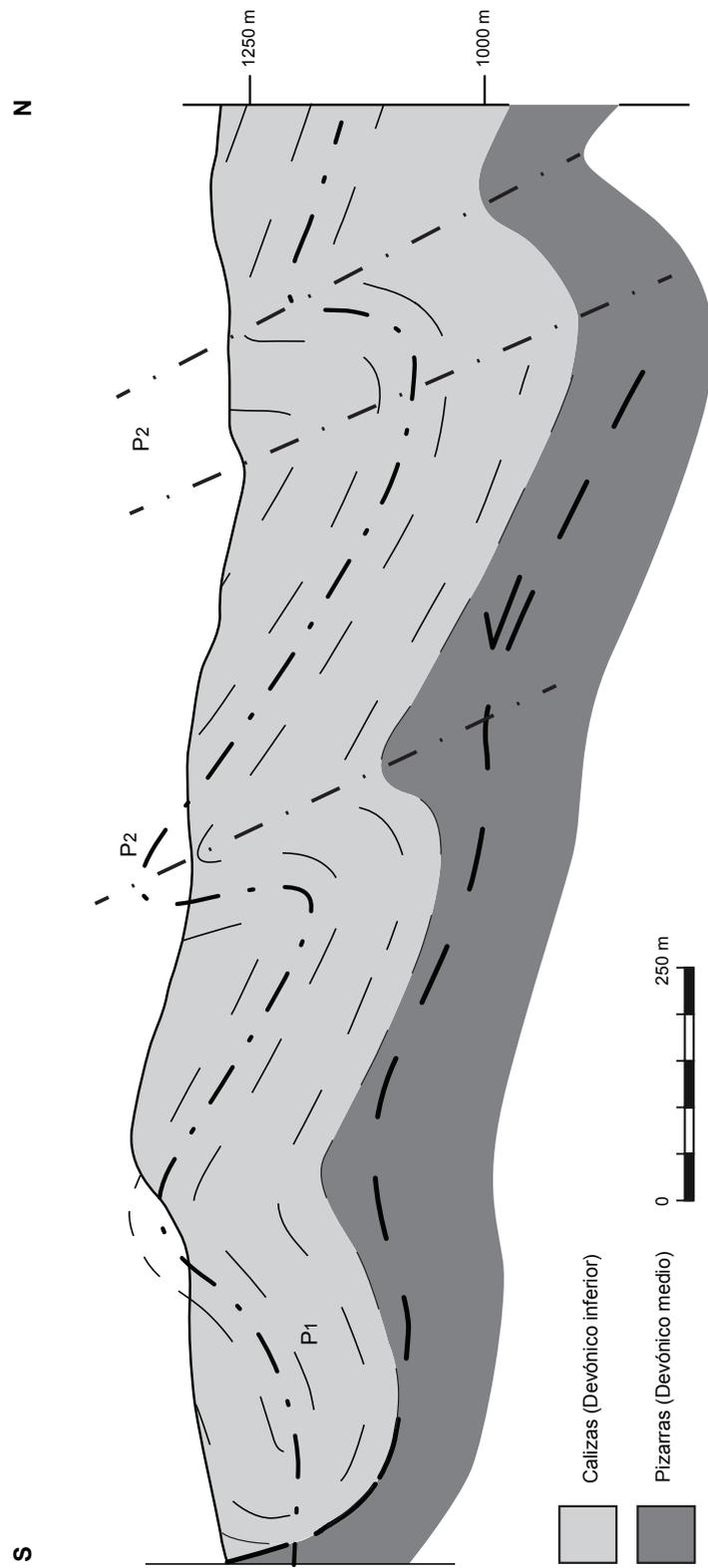
**Figura 33.-** Pliegues de geometría angular en el pérmico al sureste de los Ibones de Anayet con desarrollo de foliación de plano axial: A) Hacia el centro de la fotografía aflora un dique de color verdoso (D), asociado al vulcanismo del Anayet, afectado por la deformación alpina. Ancho aproximado de la foto 400 m. B) Sinclinal y anticlinal alpinos en los materiales de la zona de Campo de Troya, al sur de la imagen anterior. Ancho aproximado 300 m. C) Ejemplo de la geometría de plegamiento en el pérmico de la zona de estudio, localizado al sur de las dos imágenes anteriores. D) Alternancia de calizas y pizarras pérmicas plegadas con desarrollo de foliación de plano axial. Nótese la refracción de la foliación debido a las diferencias de competencia entre los materiales. E) Aspecto de la foliación alpina en una arenisca pérmica bajo el microscopio. Se puede observar la reorientación que produce la foliación sobre la So. F) Ejemplo del desarrollo muy penetrativo de la foliación alpina en las lutitas del pérmico de la zona de Astún. Las diferencias de color entre los materiales indican la orientación de la estratificación. G) Ejemplo de refracción de la foliación alpina en una alternancia de lutitas y calizas del pérmico. H) Superficie de falla que atraviesa unas areniscas rojas en el pérmico de la zona de Astún, que lleva asociada recristalización de calcita.

un sistema anterior de pliegues de orientación NNO-SSE, y a una foliación anterior S1, que serán tratados en el apartado 3.3.4.

### 3.3.3.1.- El plegamiento P2

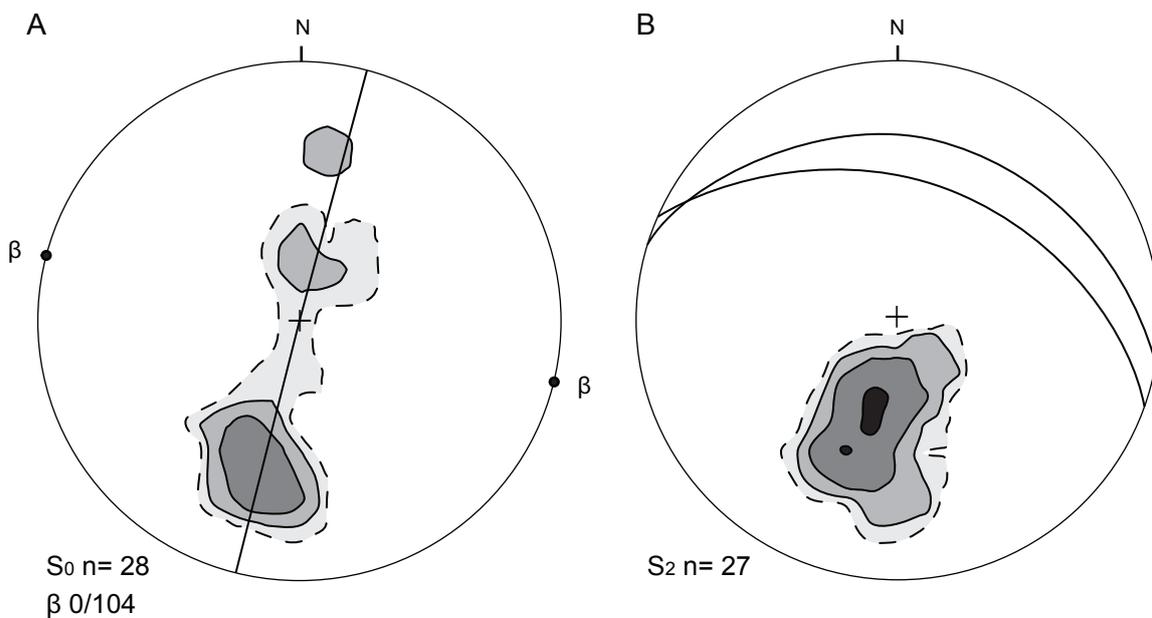
Los pliegues P2 se presentan en toda la zona de estudio con superficies axiales de una orientación general N110 °E y vergencia al sur. Afloran a todas las escalas, aunque en comparación con los pliegues previos P1, son más abundantes a escala de afloramiento que a escala cartográfica. Las características geométricas del plegamiento varían en función de los materiales a los que afecta, por lo que me serviré de los mejores ejemplos presentes en la zona para detallar los rasgos esenciales de estos pliegues.

En la carretera que une las localidades de Escarrilla y Sallent de Gállego afloran pizarras y calizas de la base del Devónico deformadas por pliegues de dirección aproximada ONO-ESE y una longitud de onda cercana a los 600 m (Fig. 34). Las charnelas de estos pliegues afloran raramente, pero pueden ser fácilmente deducidas teniendo en cuenta la relación angular entre la estratificación y la foliación de plano axial, tal y como se ha representado en



**Figura 34.-** Corte de orientación aproximada NS desde el Embalse de Búbal hasta la localidad de Escarrilla. Corresponde al corte V-V' localizado en el mapa adjunto.

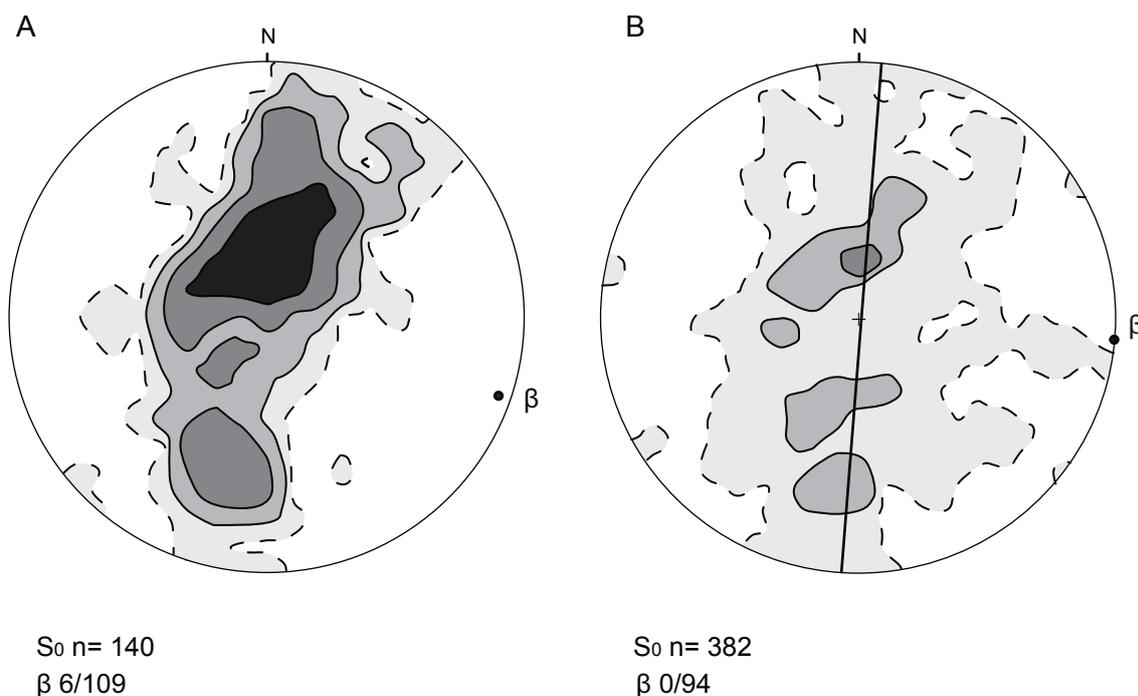
el corte de la Fig. 34. Los polos de la estratificación medidos en este sector se han representado en un diagrama de densidad (Fig. 35 A), donde se puede observar que a pesar de que la mayor parte de las medidas se concentran en el hemisferio sur, en líneas generales dibujan un círculo máximo de orientación N110 °E y un buzamiento de 90°, a partir del cual se puede calcular una orientación media del eje de los pliegues (eje  $\beta$ ) 0/104. Los polos de la foliación se han representado también en un diagrama de densidad (Fig. 35 B) y se concentran en el hemisferio sur de la proyección, dando un máximo (37 %) en la orientación 60/194. Esta distribución indica una orientación muy constante de la foliación, con direcciones cercanas a E-O y buzamientos entre 30° y 60° hacia el norte, corroborando las observaciones realizadas



**Figura 35.-** Diagrama de densidad de polos de medidas obtenidas en el corte de la Figura 34. Proyección equiareal. Hemisferio inferior. A) Polos de la estratificación. Contornos para valores de 4, 8 y 16 %. Se ha indicado el mejor círculo máximo que engloba a los polos de la estratificación.  $\beta$  indica la orientación del eje del plegamiento que afecta a las medidas representadas. B) Polos de la S2. Contornos para valores de 4, 8, 16 y 32 %. Se ha indicado la orientación de los dos círculos máximos correspondientes a la máxima concentración de medidas..

durante el trabajo de campo. Si comparamos ambos diagramas (Fig. 35 A y B) se comprueba que la foliación representada corresponde a la foliación de plano axial de los pliegues P2.

La orientación de los pliegues P2 está bien reflejada en la distribución de la estratificación de la zona de estudio, tanto a una escala local como la del caso anterior (Fig. 35) como a mayor escala. En la figura 36 A se han representado 140 medidas de los polos de la estratificación realizadas en una transversal N-S que cruza la zona estudiada en el valle de Tena desde el contacto con la zona Surpirenaica (12 Km). Se observa cómo las medidas están distribuidas en torno a una guirnalda de orientación NNE-SSO, para la que se ha calculado



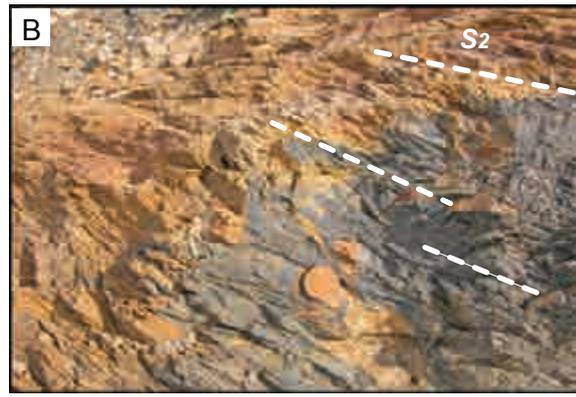
**Figura 36.-** Diagramas de densidad de polos en proyección equiareal, hemisferio inferior. A) Polos de la estratificación obtenidos en una transversal NS de la zona de estudio, entre Escarrilla al norte y el contacto con los materiales mesozoicos de la Zona Surpirenaica. Contornos para valores de 1, 2, 4 y 8 %. Las medidas se distribuyen a lo largo de un círculo máximo fácilmente reconocible, cuyo polo se indica como  $\beta$  en el diagrama. B) Polos de la estratificación de las medidas obtenidas en toda la zona de estudio. Contornos para valores de 0,5, 2,5 y 5 %. Se ha indicado la orientación del mejor círculo máximo que engloba a los polos de la estratificación.  $\beta$  indica la orientación del eje del plegamiento que afecta a las medidas representadas.

un eje  $\beta$  de orientación 6/109, que corresponde al sistema de pliegues 2. En la figura 36 B se han representado 382 medidas de polos de la estratificación obtenidas en toda la zona de estudio. En este caso, la distribución es algo más dispersa debido al mayor número de medidas pero aún así, se observa cómo se distribuyen en una guirnalda de orientación NNE-SSO. Se ha representado el plano que mejor se adapta a esta geometría y se ha obtenido un eje  $\beta$  de orientación 0/94, subparalelo a los descritos anteriormente y que corresponde a los pliegues 2.

La transversal al norte de la localidad de Escarrilla es uno de los mejores ejemplos para ilustrar el estilo de plegamiento P2 en la Zona Axial, pero no el único. Pliegues con la misma orientación y una geometría similar se han observado deformando a toda la serie paleozoica, incluyendo a las rocas subvolcánicas que la intruyen, como es el caso de las figuras 37 A y B donde se observa la charnela de un dique de orientación 22/296 afectado por una foliación de orientación N90 °E y un buzamiento de 36°N, que se refracta levemente al afectar a las pizarras del Devónico medio.

Al oeste del Embalse de Búbal, cerca de los embalses de Tramacastilla y de Escarra aflora el contacto entre las calizas de la base del Carbonífero y las pizarras con pasaditas arenosas del Devónico (véase el mapa geológico). En las calizas carboníferas que dan el resalte de Peña Forca se observa un ejemplo espectacular de sinforme (Fig. 37 C), con un flanco casi invertido y el otro subhorizontal, de orientación OSO-ENE. Otro ejemplo de este tipo de plegamiento aflora en la ladera este del Mandilar, donde las calizas del Devónico inferior están afectadas por pliegues P2 con foliación asociada, de geometría algo más abierta y con una charnela menos angular que los anteriores (Fig. 37 D).

En la ladera del margen oriental del embalse de Búbal y a una escala mucho mayor puede reconstruirse, a partir de los datos de las relaciones estructurales entre la estratificación y las foliaciones, la presencia de un sinclinal acostado de dirección OSO-ENE (Fig. 38) y



**Figura 37.-** A) Dique básico plegado con desarrollo de foliación de plano axial emplazado en las pizarras del Devónico medio. B) Detalle de la fotografía anterior donde se observa el desarrollo continuo de la foliación desde el encajante hasta el dique. C) Ejemplo de un sinclinal de fase 2 en las calizas carboníferas de Peña Forca, al oeste del embalse de Tramacastilla. D) Pliegues de fase 2 con desarrollo de foliación de plano axial en la ladera del Pico Mandilar. Ancho aproximado de la foto 50 m. E) Pizarra con pasaditas arenosas con desarrollo de dos foliaciones. La más antigua forma ángulos bajos con la estratificación, representada por la capa arenosa plegada (de color amarillo) y la más moderna se dispone paralela al plano axial del pliegue. F) Pizarra con desarrollo de dos foliaciones formando un ángulo cercano a los 90°. La más moderna se inclina hacia la parte izquierda de la fotografía. G) Pizarra con pasaditas arenosas plegada y con dos foliaciones. La más moderna es paralela al plano axial de los pliegues.

flancos prácticamente paralelos. No aflora la zona de charnela del pliegue pero puede deducirse debido a la orientación y el afloramiento repetitivo de las calizas y las pizarras con pasaditas arenosas de la base del Devónico (ver mapa). Cuando no aflora la zona de charnela la deducción de este tipo de pliegues es compleja ya que en muchos casos afectan a una única formación, ya sea de pizarras o de calizas, sin que haya criterios de repetición debido por una parte a las características de los afloramientos, muchas veces cubiertos por la vegetación y con pocos niveles guía, pero también debido a la imprecisión de los datos sobre las potencias estratigráficas disponibles en la zona y a la carencia de datos de polaridad de la serie, en algunos puntos.

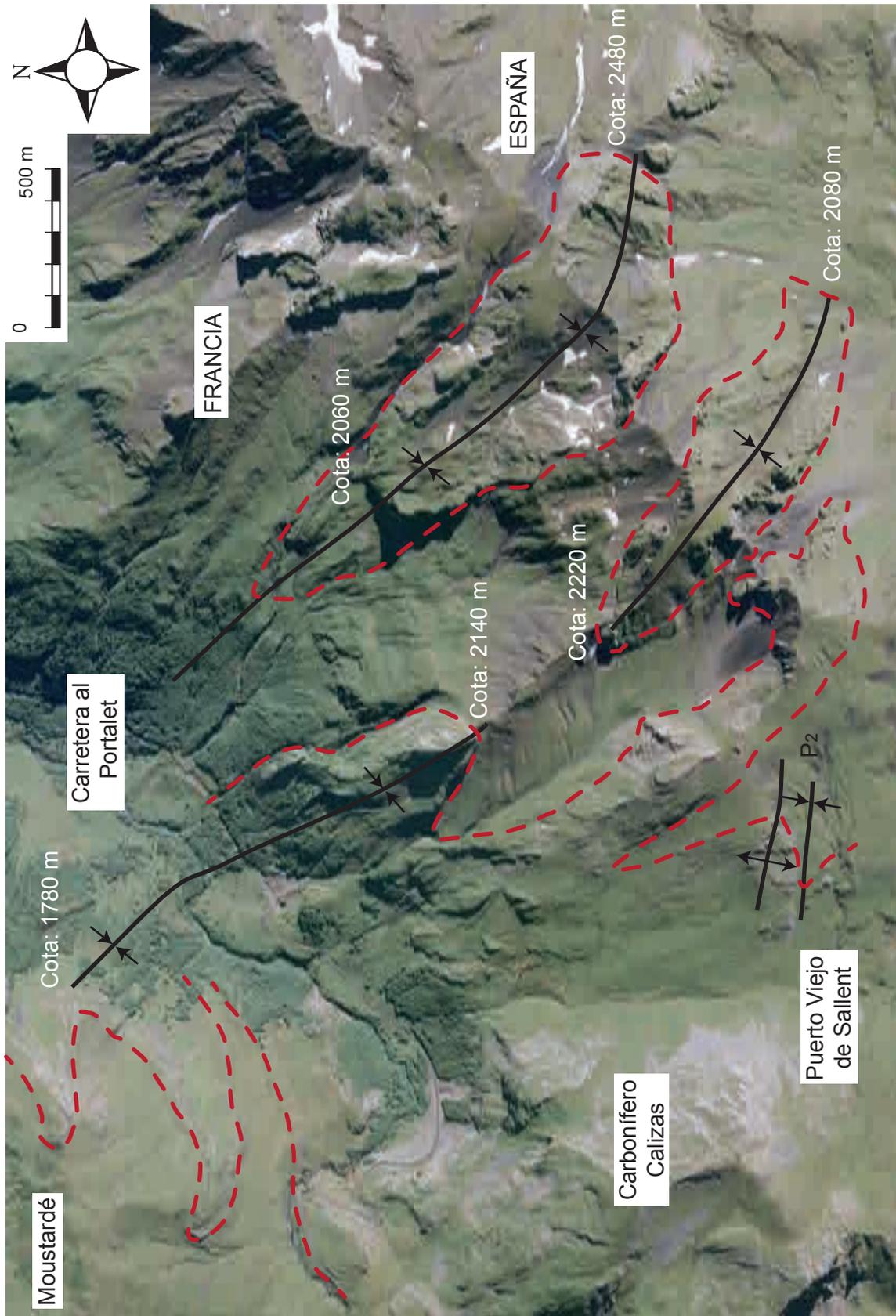
Cerca de la localidad de Lanuza, en las laderas del Macizo de los Argualas, afloran capas de calizas versicolores de la formación pizarras con pasaditas arenosas donde también se pueden reconocer pliegues P2, con una geometría asimétrica caracterizada por un flanco de poco buzamiento y el otro de posición subvertical a invertido. Los ejes presentan una orientación algo variable debido a que pliegan a pliegues P1, pero en general cercana a ONO-ESE. En este mismo sector se observa también la presencia de pliegues de orientación cercana a E-O pero de plano axial subvertical, que corresponden a una fase de plegamiento tardía sin foliación asociada que se describirá en un apartado posterior.



Figura 38.- Corte geológico de orientación aproximada NS a lo largo del valle de Tena. Corresponde al corte VI-VI', localizado en la cartografía adjunta

Al este del puerto del Portalet, las calizas y areniscas que constituyen la alineación montañosa que dibuja la frontera con Francia se encuentran deformadas por pliegues con una superficie axial de orientación NNO-SSE (Fig. 39), previos al sistema de pliegues P2 y que describiré en el apartado siguiente. El afloramiento es de una calidad excepcional, con varios cierres periclinales y un afloramiento casi continuo de los materiales. Debido a estas características y al elevado desnivel existente (casi 1000 m) entre la citada alineación montañosa y las dos vertientes, una en cada país, es posible reconstruir aproximadamente la traza de los ejes de los pliegues. Si tenemos en cuenta las cotas a las que afloran los cierres periclinales en las capas de calizas carboníferas (Fig. 39), se puede establecer que el eje del sinclinal más oriental se inclina hacia el norte y presenta un desnivel de 420 m en una distancia horizontal cercana a los 1500 m. En el caso del sinclinal más occidental, afloran tres cierres periclinales en cotas que de sur a norte son 2080, 2220 y 2140 m, por lo que puede establecerse que el eje de este sinclinal ha ascendido primero 140 m y después ha descendido 80 m, encontrándose por tanto plegado por pliegues P2 con una longitud de onda similar a la del resto de los P2 de la zona. También se reconocen pliegues P2 en el sector más suroccidental, representados en la parte inferior de la figura 39.

Los pliegues P2 afloran también a menor escala, deformando a pizarras afectadas por una pizarrosidad previa, como en el caso de las figuras 37 E, F y G, donde se puede observar pizarras con pasaditas arenosas del Devónico medio plegadas. Los niveles arenosos permiten seguir sin dificultad la orientación de la estratificación  $S_0$ , que se encuentra plegada por P2 y deformada por una pizarrosidad de plano axial ( $S_2$ ), que a su vez deforma a una pizarrosidad previa ( $S_1$ ).

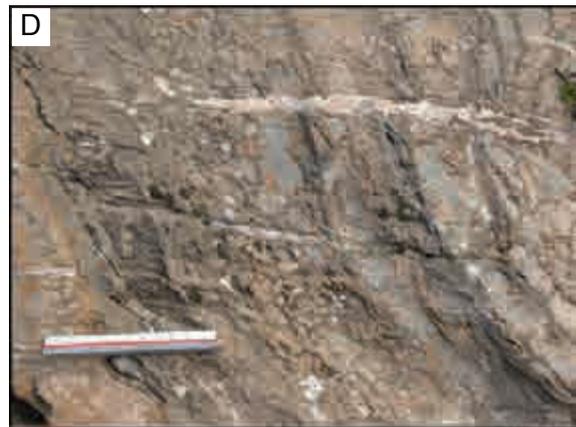


**Figura 39.** Esquema cartográfico sobre una ortofoto de la zona de la frontera con Francia. Se ha indicado con trazo discontinuo en rojo el límite de las calizas carboníferas, que describen varios cierres periclinales, así como la traza de los pliegues de fase 1 que las deforman. En el extremo occidental se han señalado también algunos pliegues de fase 2.

### 3.3.3.2.- La foliación S2

La foliación de plano axial de los pliegues P2 se reconoce en todo el área estudiada con una dirección media N100 °E y valores de buzamiento entre 30° y 60° hacia el norte. En las capas más competentes, como calizas y areniscas, se presenta normalmente con un espaciado mayor que en las pizarras, si bien se reconoce siempre la S2 de forma general (Fig. 40 A). Por ejemplo, en la Figura 40 B se observa una caliza bioclástica fuertemente afectada por dos foliaciones, S1 y S2, muy penetrativas a escala de afloramiento. En otros casos, en cambio, se presenta en forma de un cleavage de fractura, mas espaciado (Figs. 40 C y D). En los niveles más incompetentes da lugar a una pizarrosidad muy penetrativa (Fig. 40 E) que llega a borrar las restantes superficies de referencia a escala de afloramiento y se refracta con ángulos elevados cuando afecta a capas competentes. La S2 deforma a una foliación previa, S1, a la que crenula (Fig. 40 F y G). Es bastante habitual que la formación de pizarras con pasaditas arenosas del Devónico medio preserve el registro de S0, S1 y S2, como en el ejemplo de la Fig. 40 H, que constituye por ello uno de los mejores lugares de toda la zona de estudio donde se puede analizar la orientación y las relaciones geométricas entre las dos foliaciones principales, S1 y S2, con la S0 de referencia. Sin embargo, la formación de pizarras con pasaditas arenosas dista de tener una distribución cartográfica uniforme en la zona de estudio de esta Tesis, dando lugar a observaciones detalladas, pero limitadas y discontinuas

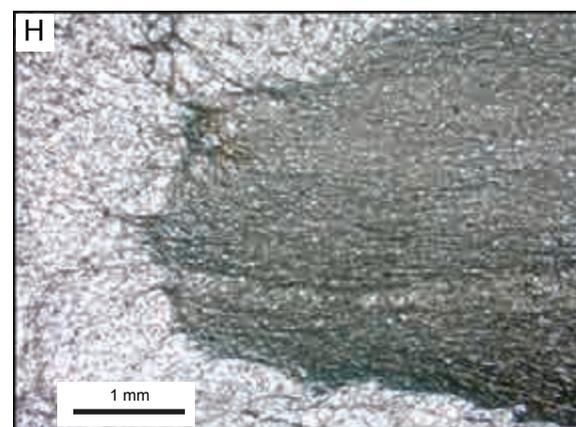
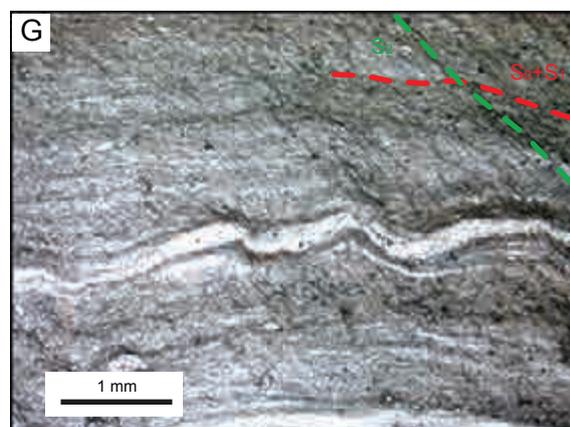
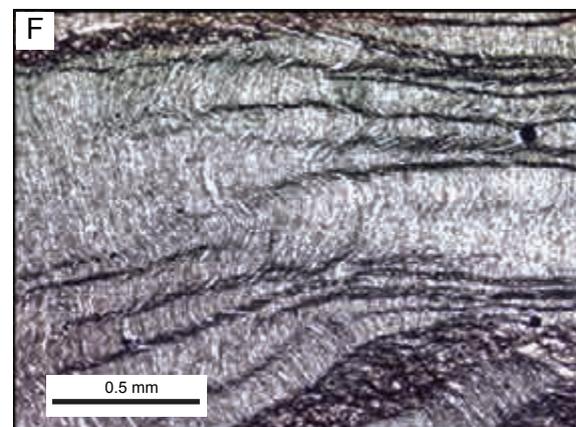
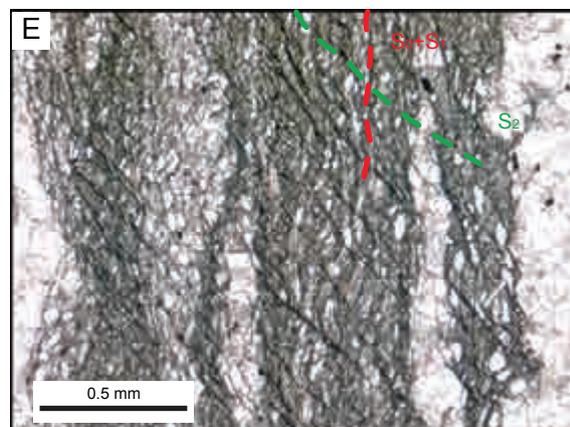
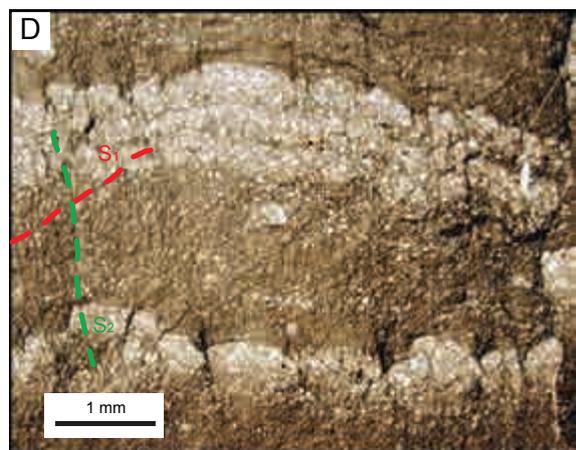
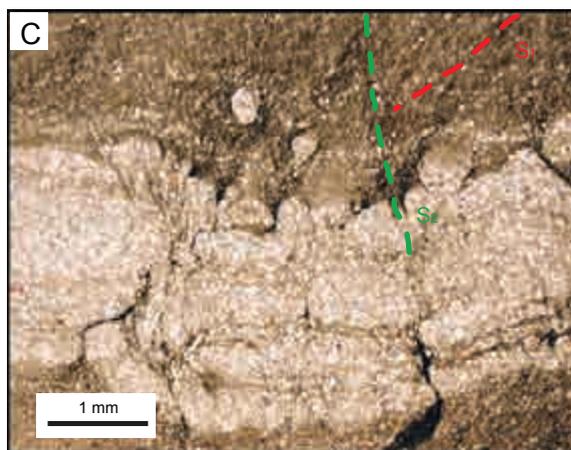
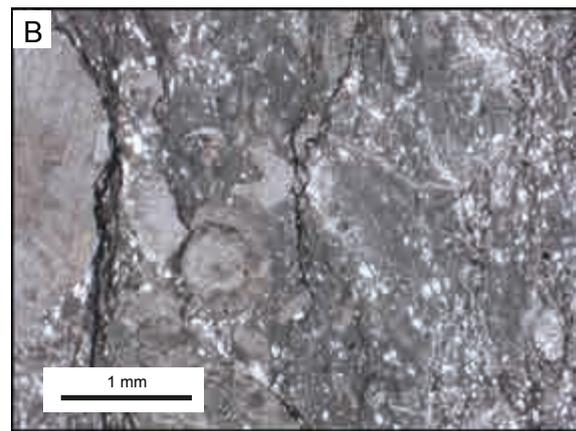
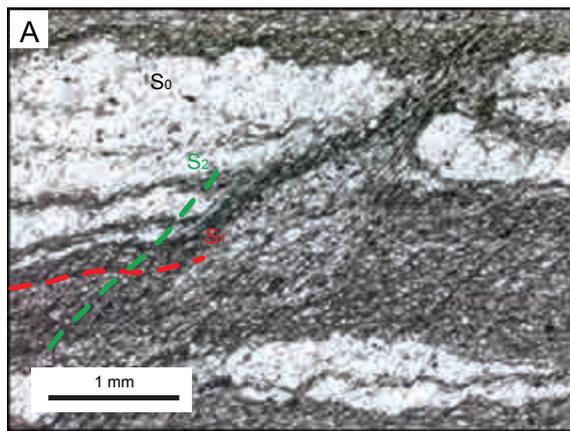
Se ha realizado un estudio microscópico de las características estructurales de la foliación S2. En general, las superficies de S2 se encuentran marcadas por procesos de disolución por presión, que producen un refuerzo de la S2 por acumulación de material insoluble a lo largo de los planos de la foliación, normalmente minerales del grupo de las arcillas. Los



**Figura 40.** - A) Caliza carbonífera afectada de manera muy penetrativa por dos foliaciones. B) Caliza devónica bioclástica afectada por dos foliaciones, la más moderna se dispone paralela al bolígrafo. A favor de la segunda foliación se producen fenómenos de disolución. C) Caliza masiva afectada por dos foliaciones de fractura. D) Caliza devónica mostrando un cleavage de fractura con un ángulo alto con respecto a la estratificación. E) Pizarra con dos foliaciones. F) Foliación de crenulación en pizarras del Devónico medio. G) Procesos de crenulación en una pizarra del Devónico con dos foliaciones. H) Pizarra con pasaditas arenosas del Devónico medio mostrando dos foliaciones en las zonas pizarrosas y la estratificación.

materiales de la zona de estudio se encuentra en la anquizona, de acuerdo a los estudios realizados por Subías Pérez et al. (1990) en calizas y pizarras del Devónico y Carbonífero. Por lo tanto, fuera de la zona asociada a la aureola de contacto del batolito Cauterets-Panticosa, no se produce un desarrollo de neoformación mineral en los planos de foliación, excepto puntualmente algún filosilicato de pequeño tamaño del grupo de la pirofilita, que reemplaza a la caolinita en procesos de metamorfismo de muy bajo grado (Subías Pérez et al., 1990).

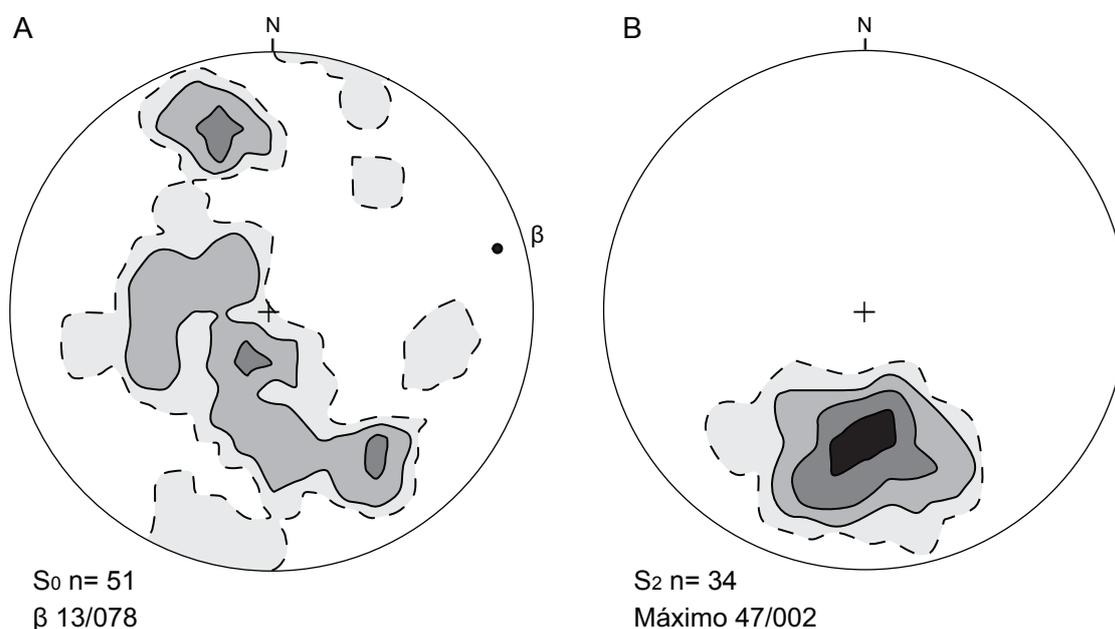
Los materiales más competentes, como las calizas y calcarenitas, se caracterizan por presentar una foliación que se reconoce por la acumulación de material insoluble, como en los ejemplos presentados en las figuras 41 A y B. En la primera, se puede observar una caliza arenosa afectada por dos foliaciones, una de ellas, S<sub>1</sub>, casi paralela a las superficies de estratificación de color claro y el cleavage de crenulación, S<sub>2</sub>, formando un ángulo de unos 50° con las dos superficies previas; algunas de las superficies de la S<sub>2</sub> presentan un desplazamiento aparente producido por disolución por presión, de tal manera que la superficie original de estratificación se encuentra ahora corroída y perfilada por la acumulación de material insoluble de color oscuro. En la figura 41 B, se puede observar el carácter habitualmente sinuoso de la S<sub>2</sub> a escala microscópica, ya que rodea fragmentos competentes de restos fósiles en una caliza bioclástica de matriz micrítica. Las estructuras de disolución son en ocasiones muy llamativas, como en las figuras 41 C y D, donde la disolución penetra en los niveles de color claro, algo más cuarcítics, generando geometrías que recuerdan al boudinage, al individualizar los microlitones y producir efectos de desplazamiento aparente de la estratificación.



**Figura 41.** - A) Aspecto bajo el microscopio de la foliación en una calcarenita del Devónico. Los planos de la foliación corresponden a superficies de disolución por presión. Se siguen reconociendo las superficies de estratificación. B) Procesos de disolución por presión a escala microscópica en bioclastos de una caliza del Devónico. C) Procesos de disolución en una pizarra devónica con pasaditas arenosas afectada por dos foliaciones. D) Desarrollo de dos foliaciones en una pizarra con pasaditas arenosas de edad Devónico. A favor de la segunda foliación se producen fenómenos de disolución. E) Desarrollo de dos foliaciones en una pizarra del Devónico medio. La más moderna es una foliación de crenulación que se inclina hacia la parte derecha de la fotografía. F) Procesos de crenulación en una pizarra devónica que afecta a una foliación previa. G) Aspecto bajo el microscopio de dos foliaciones y la estratificación en una pizarra del Devónico. La más moderna se dispone paralela al plano axial de los pliegues que muestra la estratificación. H) Zona de charnela en una cuarcita plegada con desarrollo de foliación de plano axial, que se refracta y se abre en abanico al atravesar un material más competente.

En los materiales más incompetentes es frecuente que estén bien desarrolladas a escala microscópica las dos pizarrosidades principales (Fig. 41 E). En ocasiones, la primera pizarrosidad  $S_1$ , subparalela al bandeo litológico  $S_0$  más o menos reconocible, se encuentra deformada por la  $S_2$ , que crenula a  $S_0+S_1$ , como se ve en la pizarra de la Fig. 41 F. Cuando se conserva bien la estratificación plegada y la foliación es penetrativa se puede observar como la  $S_2$  se dispone paralela al plano axial de los pliegues (Fig. 41 G y H). En líneas generales, al igual que pasa a escala de afloramiento y como suele ser lo habitual, la foliación  $S_2$  está mejor desarrollada en los materiales incompetentes y se refracta y aumenta su espaciado en los materiales más competentes (Fig. 41 H).

La  $S_2$  se presenta con una orientación muy constante en toda la Zona Axial de este sector, tanto en los materiales carboníferos como en los devónicos, y es paralela al plano axial de los pliegues  $P_2$  (Fig. 35 A y B). En general, los afloramientos de pizarras conservan mejor el registro de las dos foliaciones habituales en la zona,  $S_1$  y  $S_2$ , permitiendo tener un criterio geométrico relativo para poder diferenciarlas. En cambio, es bastante infrecuente que se haya conservado la estratificación, que sólo suele reconocerse al microscopio o de forma discontinua y puntual. Los únicos lugares con un buen afloramiento de las dos foliaciones,  $S_1$  y  $S_2$ , y la estratificación son aquellos formados por pizarras con pasaditas arenosas. Como



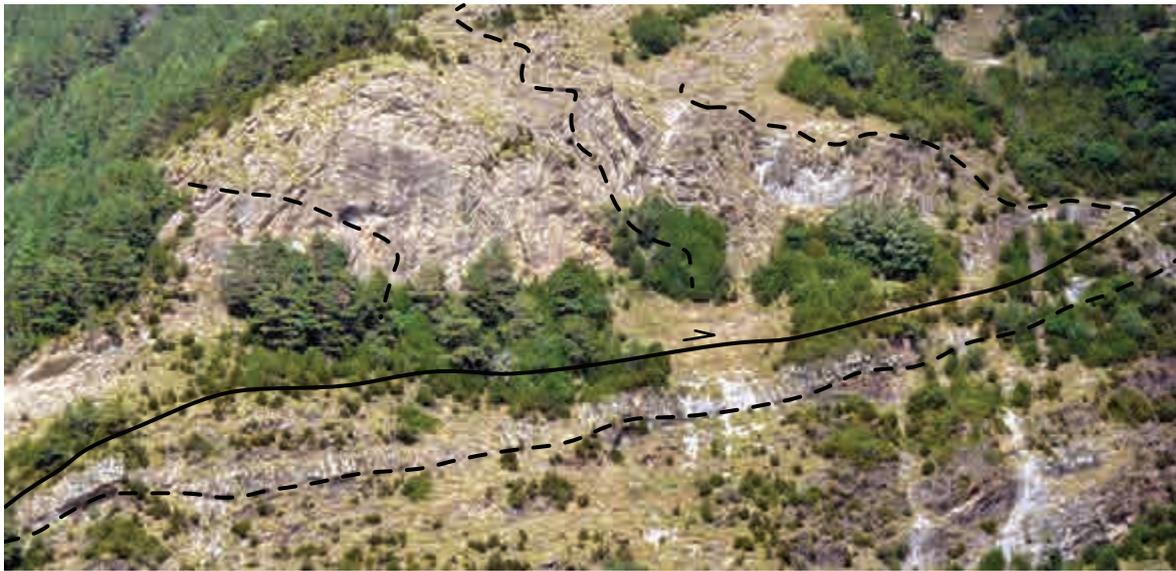
**Figura 42.-** Diagramas de densidad de polos en proyección equiareal, hemisferio inferior, obtenidos en la zona del Embalse de Tramacastilla. A) Polos de la estratificación con contornos para valores de 2, 4 y 8 %. B) Polos de la S<sub>2</sub> con contornos para valores de 3, 6, 12 y 24 %.

se ha mencionado anteriormente, uno de estos lugares es la zona cercana al embalse de Tramacastilla. Aprovechando estos afloramientos, se ha realizado un análisis estadístico detallado de la orientación de las foliaciones y de la estratificación, que se presenta en los diagramas de densidad de las figuras 42 A y B. En la figura 42 A se han representado 51 medidas de los polos de la estratificación; se puede observar que la distribución de las medidas es más confusa que la de la Fig. 35, que recoge los datos de la zona de Escarrilla, debido probablemente a que en el embalse de Tramacastilla han quedado mejor preservados los efectos de la deformación previa a los pliegues P<sub>2</sub>. En cualquier caso, el círculo máximo que abarca el mayor número de medidas representadas se correspondería con un eje  $\beta$  de orientación 13/078, muy similar a la de los pliegues P<sub>2</sub> descritos anteriormente. En la figura 42 B se han representado 34 medidas de polos de la S<sub>2</sub> y se puede observar, al igual que pasaba con las de la zona de Escarrilla, que las medidas se concentran en la parte inferior del diagrama dando un máximo bien definido (29,4 % de las medidas) con una orientación 47/002.

### 3.3.3.3.- Cabalgamientos

En la zona de estudio se reconocen cabalgamientos relacionados con las estructuras de fase 2 (ver mapa). Muchas superficies de cabalgamiento discurren normalmente paralelas a los contactos litológicos entre niveles competentes e incompetentes, mayoritariamente, calizas y pizarras, aunque no suelen estar localizados exactamente en el límite litológico. Suelen desarrollar una superficie de brechas y harinas de falla, generalmente de color oscuro y habitualmente en los materiales más pizarrosos, lo que dificulta poder continuar los contactos de cabalgamientos en cartografía fuera de los cortes dados por las trincheras de alguna pista forestal o una zona sin cubierta vegetal, que permiten una localización espacial exacta, pero puntual. Suelen tener un espesor medio entre 1-2 metros, con estrías y zonas sigmoidales, y con desarrollo de brechas y harinas de falla. Suele haber abundante recristalización de calcita sobre los planos de fractura, que a veces ayuda a localizar el contacto mayor gracias al contraste de color entre la zona de falla oscura y la calcita blanca. Uno de los mejores ejemplos aflora entre las localidades de Escarrilla y Panticosa, que se puede seguir hasta cerca del embalse del Escarra. Otro buen ejemplo aflora cerca de Sallent de Gállego, donde las calizas versicolores se encuentran duplicadas y dibujan un anticlinal en la rampa de techo del cabalgamiento (Fig. 43), mientras siguen paralelas en el bloque de muro.

Estos contactos de cabalgamiento generalmente se encuentran asociados a los P2. Se encuentran verticalizados por el apilamiento antiformal, que se ha representado en la figura 23.



**Figura 43.-** Ejemplo de cabalgamiento con desarrollo de un anticlinal de rampa en las calizas versicolores del Devónico medio que afloran al este del Embalse de Lanuza. Se ha indicado la estratificación con un trazo discontinuo.

### 3.3.4.- Estructuras de fase 1

Excepto en el conjunto de los materiales del Pérmico, el resto de los materiales del sector de la Zona Axial que he estudiado en esta Tesis están deformados por un sistema de plegamiento previo al descrito anteriormente y que voy a denominar como P1. Esta situación genera figuras de interferencia, reconocibles desde la escala de afloramiento hasta la escala del mapa que presento.

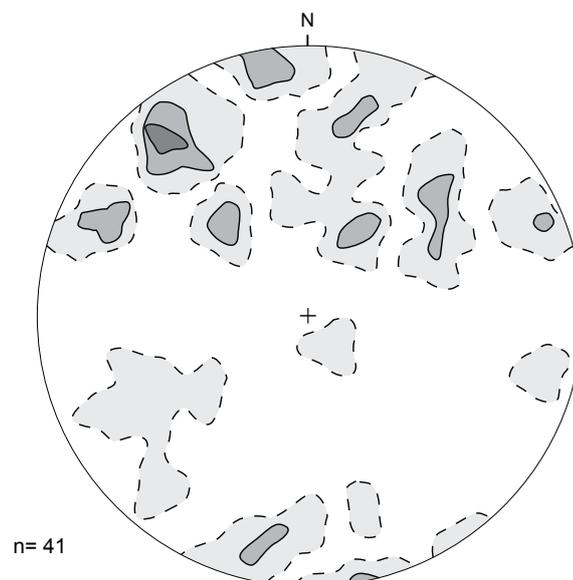
Los pliegues P1 tienen superficies axiales de orientación predominante N340 °E. Se trata de pliegues de geometría muy apretada, acostados y vergentes hacia el oeste, que afectan tanto a la sucesión devónica como a los materiales carboníferos. Estos pliegues tienen asociada una foliación de plano axial, en general mejor conservada en los materiales competentes, que presenta orientaciones variables en la zona estudiada, debido a que está de-

formada por las deformaciones posteriores. A continuación se analizarán las características principales de las estructuras relacionadas a la fase 1 y se describirán algunos de los mejores ejemplos dentro de la zona de Tesis.

### 3.3.4.1.- El plegamiento P1

Uno de los primeros hechos que llaman la atención cuando uno identifica los pliegues P1 en el mapa que he realizado es la abundancia de grandes charnelas que se han conservado, reconocibles incluso a escala cartográfica, así como la homogeneidad de su orientación en amplias zonas, a pesar de los efectos de la segunda fase de deformación reconocida. Estos pliegues P1, y la foliación de plano axial S1 que desarrollan, son las estructuras más antiguas que se reconocen aquí.

En la figura 44 se han representado 41 medidas de ejes de pliegues P1 y de la lineación de intersección entre la estratificación y la foliación S1 asociada a estos pliegues. Se puede



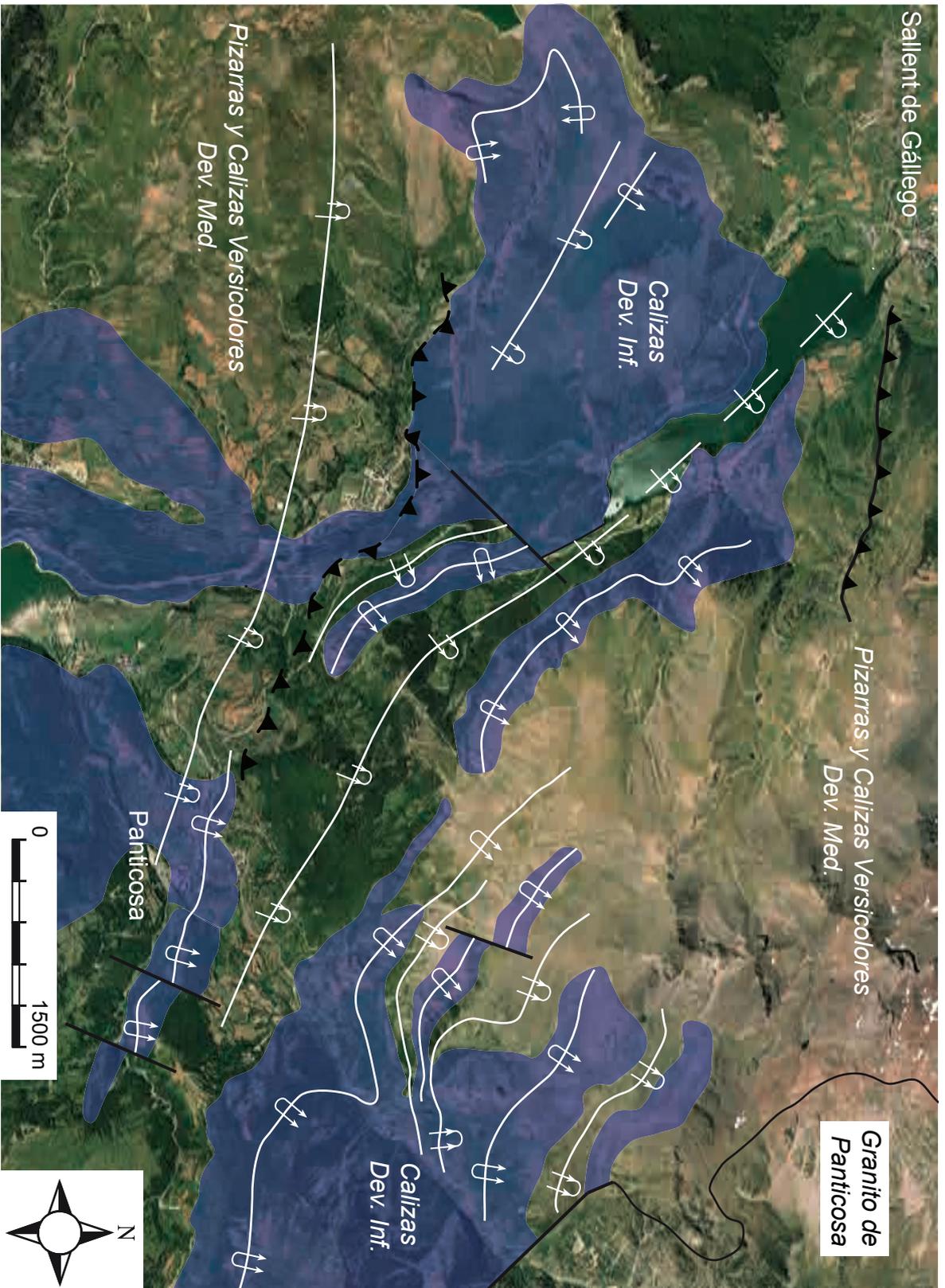
**Figura 44.-** Diagrama de densidad de orientación de medidas de ejes de pliegues 1 de toda la zona de estudio en proyección equiareal, hemisferio inferior. Contornos para valores de 2.5, 5 y 9.5 %.

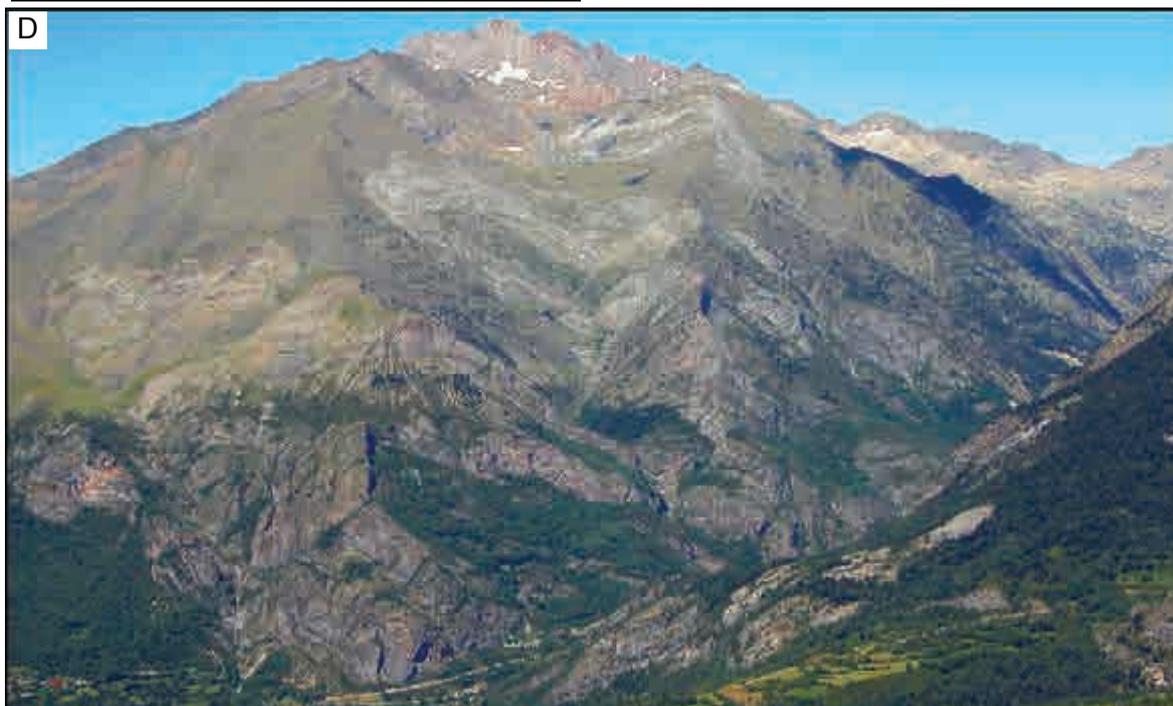
observar, a pesar de la dispersión que presentan, que la mayor parte se concentran en los cuadrantes septentrionales de la proyección. La máxima concentración de medidas (17,95 %) se encuentra en la dirección N320 °E con valores de inclinación bajos, coincidente con la orientación de los pliegues P1 que se observa a escala cartográfica. También existe una agrupación notable de medidas en el cuadrante noroccidental de la proyección; estas medidas corresponden a las de los ejes que son el resultado de la reorientación producida por la interferencia de plegamiento entre los pliegues P1, con una orientación inicial probablemente cercana a NS, y los pliegues P2 de orientación ONO-ESE. Esta interferencia de plegamiento ha generado dos orientaciones de pliegues P1 predominantes: NNO-SSE y NNE-SSO. La doble orientación predominante de los pliegues P1 también está reflejada en la cartografía, tal y como se puede observar en el esquema recogido en la figura 45, donde se ha representado una cartografía resumida sobre la ortofoto del sector comprendido entre los embalses de Búbal y Lanuza. Los ejes de los pliegues P1 reflejan la interferencia de plegamiento descrita anteriormente a escala cartográfica.

Cerca de la frontera con Francia, en la zona del Portalet, afloran de manera espectacular algunos ejemplos de pliegues P1 kilométricos (Fig. 39). Este sector ya se había presentado en un apartado anterior de esta tesis para ilustrar el efecto de los pliegues 2 sobre los pliegues previos P1 de orientación N330 °E. El tren de pliegues se encuentra bien delimitado por las calizas que constituyen la base del Carbonífero en esa zona, que debido al contraste de color y competencia con los materiales de la facies Culm y de la Serie Sia, resaltan fuertemente en el paisaje. Se pueden identificar dos anticlinales (Fig. 46 A) y dos sinclinales (Fig. 46 B) muy apretados, con los flancos prácticamente paralelos y con una longitud de onda cercana a 1 km. Pliegues 1 de menor escala y geometría isoclinal se reconocen de forma general en las calizas carboníferas en ese sector (Fig. 46 C).

---

**Figura 45.-** Esquema cartográfico sobre una ortofoto del sector central de la zona de estudio, con la orientación de la traza axial de los pliegues de fase 1 principales. Las calizas del Devónico inferior se han representado en color azul.





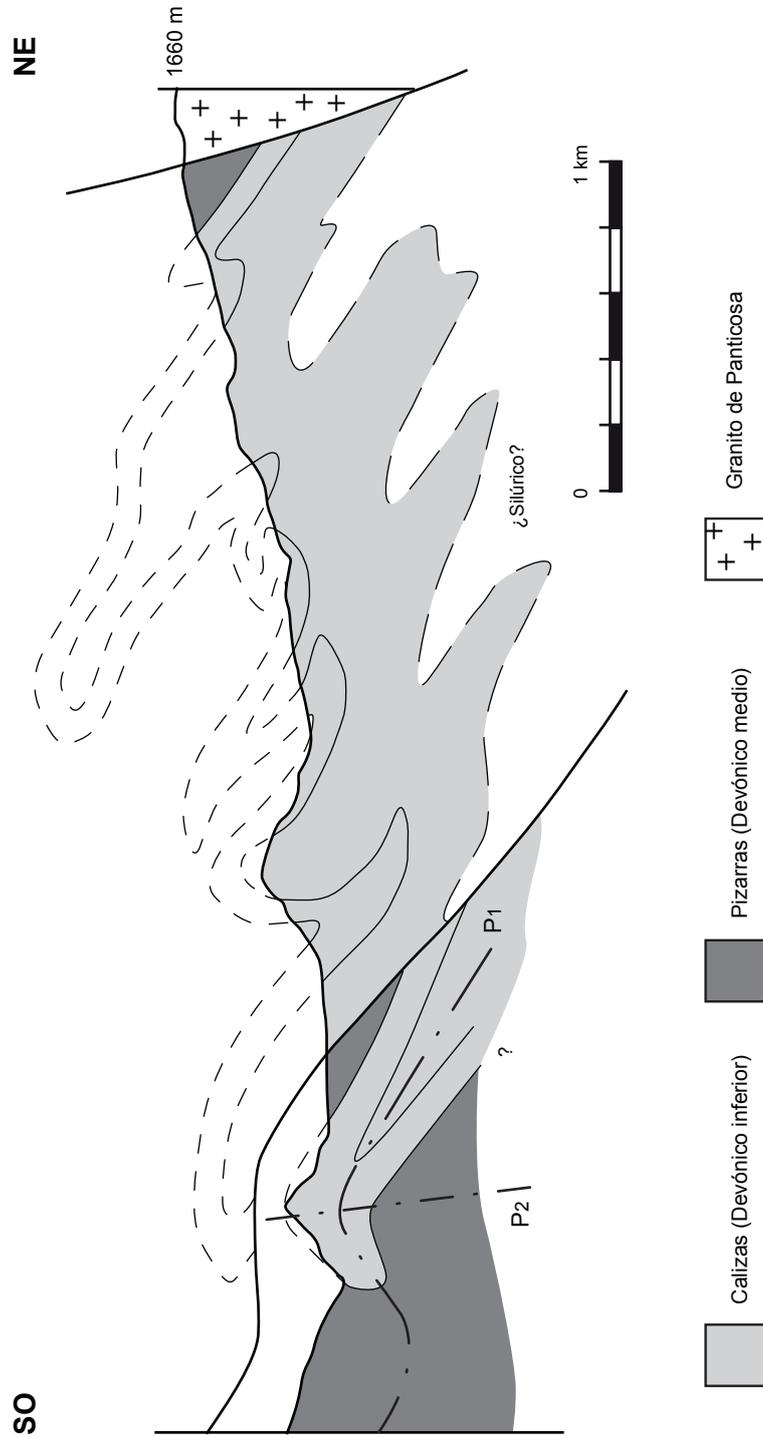
---

**Figura 46.** Ejemplo de pliegues 1 en las calizas carboníferas que afloran cerca de la frontera con Francia. Corresponden a los pliegues representados en la cartografía de la figura 39: A) Antiforme. B) Sinforme. C) Pliegue de fase 1 acostado, con los flancos casi paralelos, en las calizas de la base del Carbonífero. D) Panorámica sobre el valle del Caldarés (en la subida a Baños de Panticosa) en la que se observan varios pliegues de fase 1 a escala kilométrica. Los materiales de la parte superior derecha de la fotografía corresponden al granito de Panticosa. La aureola de metamorfismo de este plutón afecta a los pliegues de este sector dando lugar a estructuras fluidales en los mármoles.

---

Otra zona en la que se pueden reconocer los P1 es al norte de Sallent de Gállego, en la zona de la Peña Foratata. Allí se reconocen P1 que pliegan a las calizas arrecifales (Calizas de la Foratata) y a las pizarras del Devónico medio. Afloran dos anticlinales y dos sinclinales con una longitud de onda en torno a los 700 m y una orientación de los ejes N330 °E, bastante paralela a la de los pliegues descritos en la zona de la frontera con Francia. Una de las características más llamativas de estos pliegues es la envergadura de los flancos, que están formados por calizas masivas que tienen un contraste topográfico importante con las pizarras que los rodean, y llegan a medir casi 2,5 km de largo.

En la carretera que sube a Baños de Panticosa, aunque afectados en mayor o menor medida por el metamorfismo de contacto debido a la intrusión del granito de Panticosa, se pueden observar pliegues con una orientación NO-SE en los mármoles de la base del Devónico y en las pizarras del Devónico medio (localmente esquistos en facies de corneanas hornbléndicas (Debon, 1972; Santana, 2001) (Fig. 47). Se trata de pliegues apretados inclinados hacia el este, con un eje de orientación N315 °E y una longitud de onda más variable que los ejemplos descritos anteriormente (Fig. 46 D). En las zonas más cercanas al plutón se observan pliegues fluidales en los mármoles, originados en el proceso térmico. El incremento de temperatura en la aureola de metamorfismo de contacto aumenta notablemente la plasticidad de las rocas carbonatadas devónicas y reduce su viscosidad de forma drástica. Esta modificación del comportamiento reológico de las rocas carbonatadas llega a dar lugar, localmente, a la intrusión de masas de mármoles en los materiales del Devónico



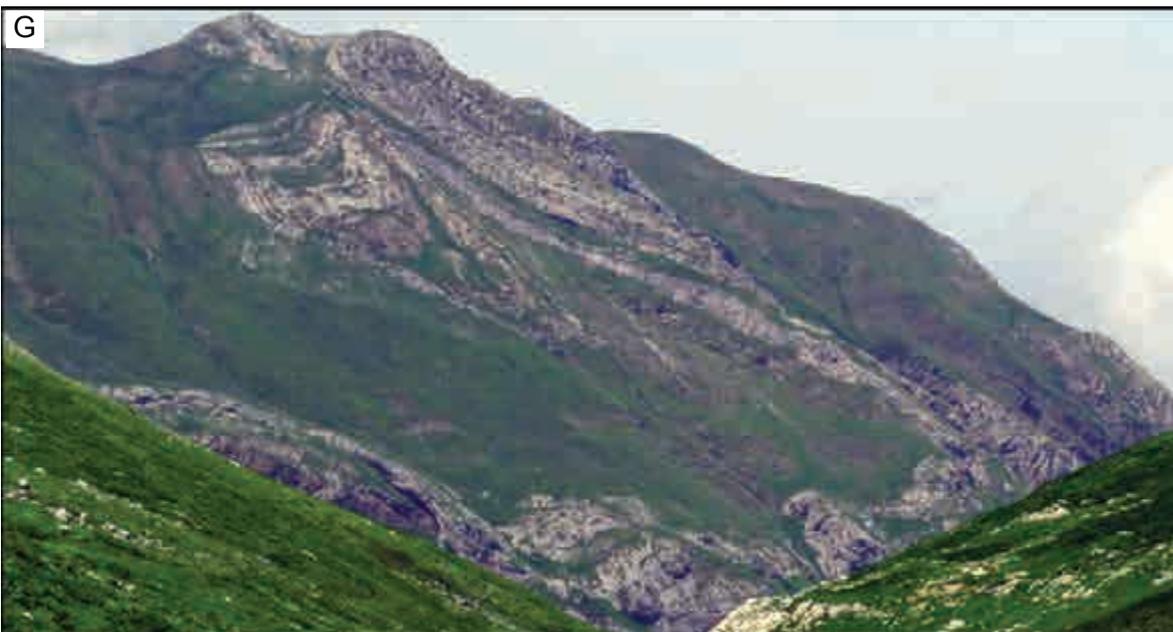
**Figura 47.** Corte de orientación NE-SO desde el granito de Panticosa hasta la localidad de Panticosa. Está localizado en la cartografía adjunta como VII-VII'.

superior de la serie, masas denominadas en la toponimia local como “marmoleras de los Picos del Infierno” y que se reconocen perfectamente en el paisaje, incluso a gran distancia (véase Fig. 2 B y cartografía).

En los alrededores de la localidad de Panticosa, fuera de la aureola de metamorfismo de contacto del plutón, aflora otra de estas charnelas de P1 de gran escala (Fig. 48 A). Se trata de un antiforme en las calizas del Devónico con un eje de dirección  $20/315$  que presenta un flanco con poco buzamiento ( $N100^{\circ}E$  y con buzamiento de  $26^{\circ}N$ ) y el otro invertido ( $N120^{\circ}E$  y con un buzamiento de  $70^{\circ}S$ ). Este antiforme, aunque ligeramente desplazado por fallas normales de dirección NE-SO, se puede continuar sin dificultad hacia el sureste, y produce una elevación topográfica respecto a las pizarras de alrededor.

Algunos de estos pliegues se pueden continuar 1,5 km hacia el NO, al otro lado del macizo de los Argualas (Fig. 45 y 48 B). El pliegue que aflora en una posición topográficamente más alta (Fig. 48 B), justo por debajo de las pizarras del Devónico medio, presenta un eje de dirección aproximada  $N320^{\circ}E$ , con un flanco de poco buzamiento y otro casi vertical. Sin embargo, por debajo de este pliegue aflora otra charnela de un pliegue de fase 1 con una orientación NE-SO, de geometría muy apretada y flancos prácticamente paralelos (Fig. 48 B).

En la zona de la Punta del Pazino y en el estribo del embalse del Escarra afloran grandes pliegues 1 de orientación aproximada  $N330^{\circ}E$  con un flanco de más de 800 m de longitud (Fig. 48 C). En concreto se observa un grupo de anticlinales y sinclinales muy apretados (Fig. 48 D), que afectan a las calizas del Devónico inferior y a las pizarras y calizas versicolores del Devónico medio y se inclinan hacia el este. En este caso, los efectos de la orogenia alpina quedan también patentes en forma de pliegues más abiertos que aparecen deformando los pliegues de las laderas del Pazino (Fig. 49).



**Figura 48.** - A) Charnela antiformal de fase 1 en calizas del Devónico inferior en los alrededores de Panticosa. B) Ejemplo de pliegues 1. El pliegue de la parte superior tiene un flanco con poco buzamiento y el otro sub-vertical. El pliegue de la parte inferior tiene los dos flancos paralelos. C) Un anticlinal y un sinclinal de fase 1 en las calizas del Devónico de la Punta del Pazino. D) Anticlinal de fase 1 en el estribo de la presa del Escarra. E) Pliegue 1 con charnela apuntada en las calizas versicolores. F) Ejemplo de pliegues 1 en pizarras y calizas versicolores. G) Pliegue 1 en la zona del Pico Moustardé (Francia), ver la figura 39 para la localización, que deja ver en la ladera una interferencia de tipo 2 con forma de punta de flecha.

Los pliegues 1 son particularmente abundantes en las calizas versicolores que están intercaladas en las pizarras del Devónico medio, se trata en general de pliegues muy apretados con los flancos paralelos que afloran tanto a escala cartográfica como a escala de afloramiento. Un ejemplo espectacular de las múltiples repeticiones que afectan a estas calizas, que inicialmente se reducían a unos pocos niveles, lo podemos encontrar en las laderas septentrionales del macizo de los Argualas, justo por encima de los pliegues en calizas fotografiados en la figura 48 B. Las calizas versicolores presentan en este sector una continuidad lateral excepcional, que permite reconocer al menos tres sinclinales de flancos prácticamente paralelos, con una orientación N320 °E y una longitud de onda de casi 400 m (Fig. 50). En este afloramiento se reconocen también pliegues P2 de geometría más abierta y orientación ENE-OSO.

Otros pliegues P1 afloran en la zona de los Tarmañones, entre el embalse del Escarra y el de Tramacastilla, deformando a las calizas versicolores (Fig. 48 E); tienen orientaciones 12/014, el plano axial prácticamente horizontal y la charnela de geometría apuntada, que genera una geometría local de aspecto angular donde hay gran alternancia de niveles competentes e incompetentes. En la misma zona y afectando también a las calizas versicolores, aflora una charnela de orientación NO-SE con un grado de apretamiento mayor. En la zona de las pistas de esquí de Formigal, aflora otro pliegue 1 en calizas versicolores, con un eje de dirección aproximada NO-SE (Fig. 48 F).

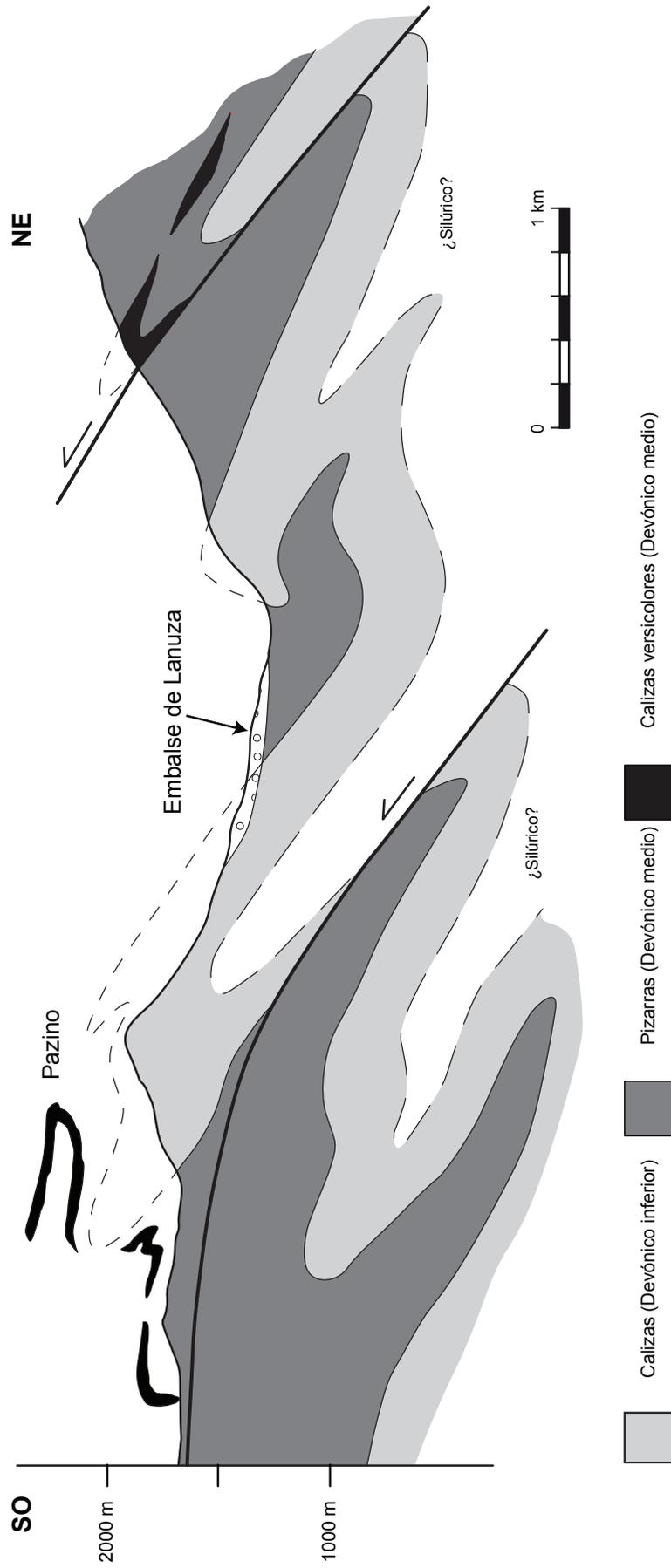
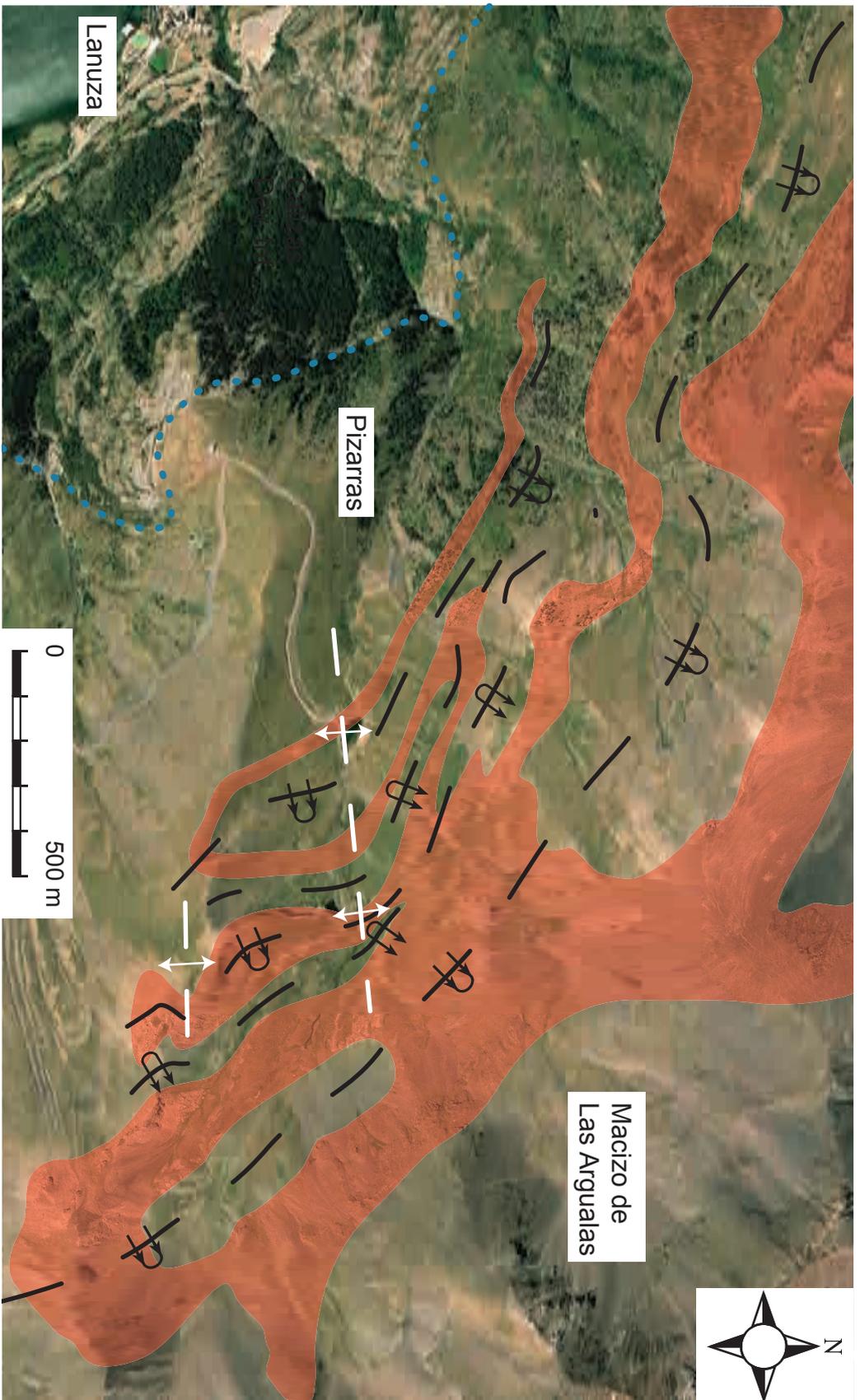
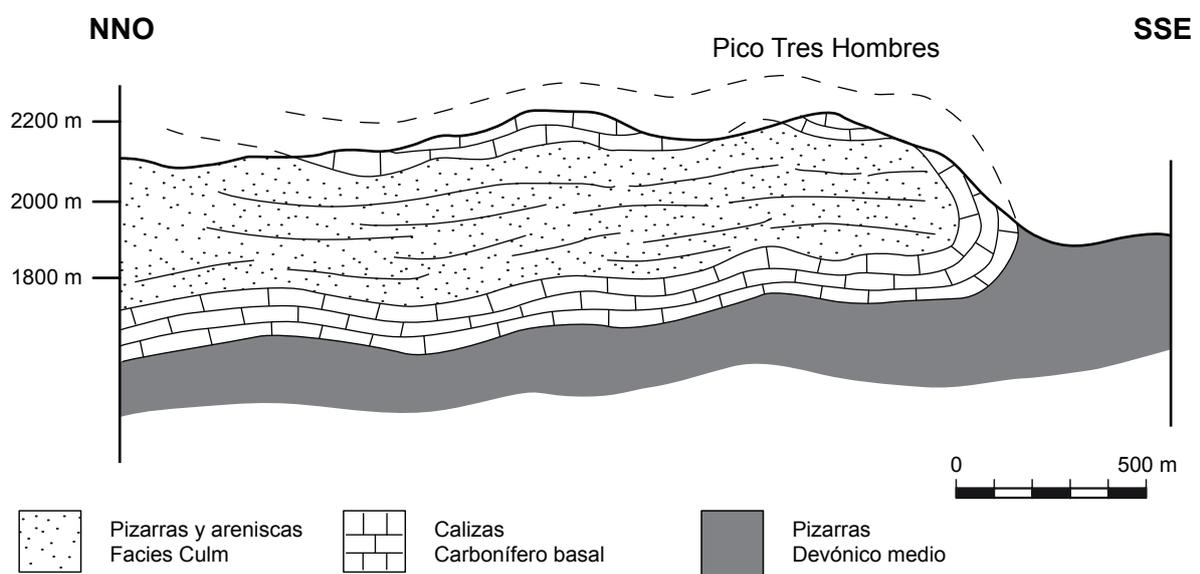


Figura 49.- Corte geológico en la zona de la Punta del Pazino. Corresponde al corte VIII-VIII', localizado en la cartografía adjunta.



**Figura 50.** Esquema cartográfico sobre una ortofoto de la zona del Macizo de Las Argualas, mostrando pliegues 1 deformados por los pliegues 2 en las calizas versicolores, representadas en color rojo. La parte NE de la foto corresponde a la aureola de metamorfismo del granito de Panticoşa, donde estos mismos materiales están convertidos en mármoles y presentan pliegues fluidales.

En el Pico Tres Hombres, en el sector occidental de la zona de estudio, aflora un gran sinclinal formado por las calizas de la base del Carbonífero que deja en la zona del núcleo la facies “Culm” (Fig. 51). El eje del pliegue está orientado aproximadamente N20 °E y la superficie axial se dispone de subhorizontal a inclinada hacia el oeste. Tanto las calizas como las areniscas están deformadas por pliegues menores de la misma orientación.



**Figura 51.-** Corte geológico en los materiales carboníferos de la zona del Pico Tres Hombres. Corresponde al corte IX-IX', localizado en la cartografía adjunta.

### 3.3.4.2.- Figuras de interferencia entre los pliegues P1 y P2

Como se ha explicado brevemente en la introducción, los pliegues 1 se encuentran deformados por los pliegues 2 de orientación aproximada N110 °E generando interferencias de plegamiento con geometrías normalmente en punta de flecha o en gancho, correspondientes a los tipos 2 y 3 de la clasificación clásica de superposición geométrica de plegamiento de Ramsay (1967) tanto a escala de afloramiento como a escala cartográfica. Si estudiamos las orientaciones de los ejes y de las superficies axiales de los pliegues P1 y P2, la interferencia esperable es de tipo 2 de Ramsay (1967), que también es reconocible a grandes rasgos en la cartografía de la zona central (área del Pazino), siendo las estructuras en forma de gancho un resultado a escala menor de las terminaciones geométricas apuntadas en las formas cerradas de la flecha. A continuación describiré algunos ejemplos que he reconocido durante el trabajo de campo.

Inmediatamente al norte de la frontera con Francia (ver Fig. 39 para localización), fuera de la zona de tesis, aflora un grupo de pliegues 1 en la ladera SE del Pico Moustardé, visible desde la misma frontera, desde el antiguo paso de montaña en el Puerto Viejo de Sallent. En el núcleo de uno de esos pliegues se reconoce una estructura de interferencia en punta de flecha (Fig. 48 G) de unos 200 m de largo. Esta estructura kilométrica ha sido descrita por Matte (2002) y aparece como ejemplo en muchas de las guías de enseñanza para estudiantes de ciencias naturales de Francia (Mattaer, 1998).

Al noroeste de la localidad de Tramacastilla de Tena, en el contacto entre las formaciones de calizas y pizarras de la base del Devónico encontramos una estructura de interferencia en forma de gancho a una escala mucho menor (Fig. 52 A), en la que los pliegues 1 y la foliación S1 asociada se encuentran deformados por los pliegues 2, también con una foliación de plano axial asociada de orientación N100 °E y un buzamiento de 60°N.

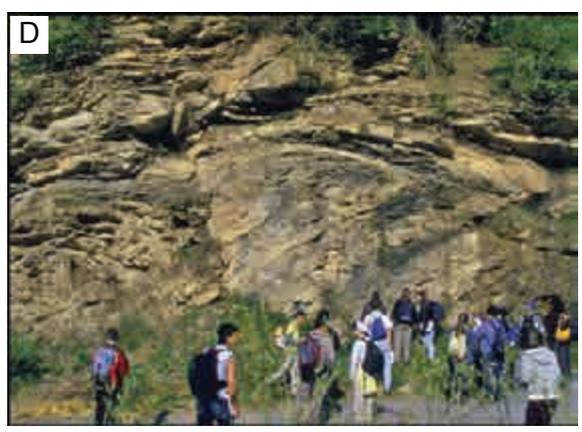
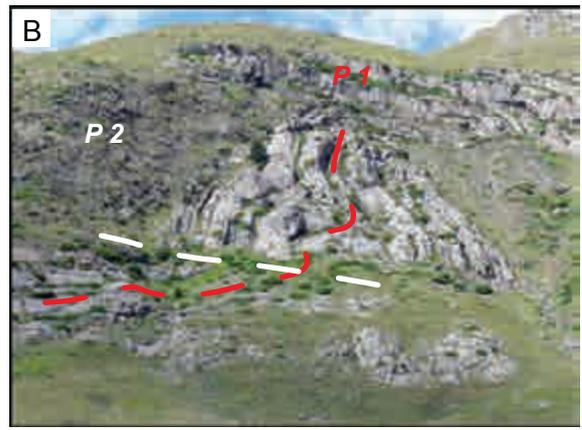
En el flanco inferior del pliegue de fase 1 que dibujan las calizas carboníferas del Pico Tres Hombres se reconoce una interferencia de plegamiento con forma de gancho, en la que un pliegue apretado, de flancos casi paralelos se encuentra deformado por pliegues de geometría asimétrica (Fig. 52 B y C). Al noreste de la localidad de Panticosa aflora un antiforme de fase 1, ligeramente desplazado por fallas de dirección NE-SO. En detalle se puede reconocer una charnela antiformal de fase 2 que deforma al antiforme de fase 1 (Fig. 47), generando una figura de interferencia con geometría de gancho.

No todos los casos de interferencia entre las estructuras de fase 2 y las de fase 1 son tan evidentes como los descritos anteriormente. En ocasiones, la deformación de los pliegues de fase 1 puede ser deducida a partir de la disposición y relaciones geométricas entre las estructuras. Por ejemplo, cerca del contacto con la Zona Surpirenaica aflora un pliegue acostado en una alternancia de pizarras y calizas (Fig. 52 D), con la superficie axial curvada y afectado por dos foliaciones, S1 y S2. Se puede reconstruir perfectamente a partir de las relaciones entre S0, S1 y S2 que es un pliegue P1, con su foliación asociada S1 y atravesado por la S2 (Fig. 53). En este sector, la foliación S2 tiene una orientación en las pizarras de N100 °E y buza 22° S, lo que coincide con la orientación de la S2 en la zona del contacto con las Sierras Interiores de la Zona Surpirenaica.

Uno de los ejemplos más llamativos de toda la zona estudiada aflora al norte de la Sierra de la Tendeñera, en el pico Mandilar. Esta elevación es debida al afloramiento de una charnela antiformal en calizas del Devónico, con una orientación N120 °E, geometría redondeada y un plano axial en disposición subvertical a fuertemente inclinado hacia el sur (Fig. 52 E). Todo el pliegue se encuentra atravesado de manera muy penetrativa, por la foliación S2

---

**Figura 52.-** A) Figura de interferencia en las calizas del Devónico inferior. B) Figura de interferencia en las calizas carboníferas del pico Tres Hombres. C) Pliegues angulares en los materiales de facies Culm. Corresponden a los pliegues 2 de la figura 52 B. D) Pliegue acostado de fase 1, afectado por la S2 que lo atraviesa. E) Anticlinal de fase 1 en el Pico Mandilar atravesado por la S2 Subhorizontal. En la parte superior izquierda de la fotografía se presenta un detalle del flanco derecho.



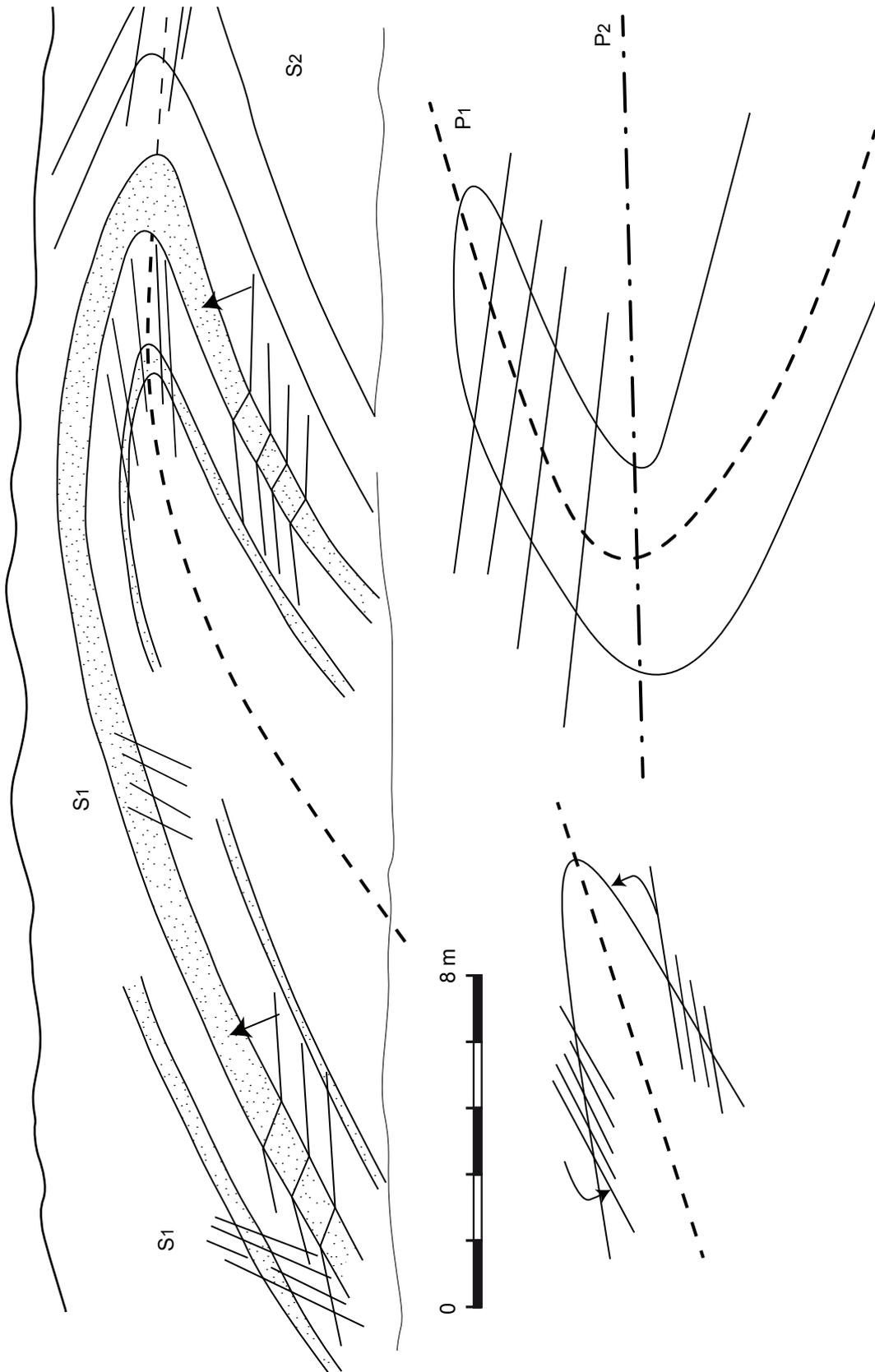


Figura 53.- Relaciones angulares entre el pliegue de la figura 52 D y la S1 y la S2.

(Fig. 52 E detalle). Este pliegue es por tanto una charnela de un pliegue de fase 1 deformada por las estructuras de fase 2, que actualmente ha quedado aislado por la estructura cabalgante que aflora en su base (ver la cartografía).

Otro ejemplo similar, aunque a menor escala, se encuentra al suroeste del Embalse de Tramacastilla en las pizarras con pasaditas arenosas del Devónico medio. Los restos de la  $S_0$  definen pliegues angulares de orientación  $N64^\circ E$  con un flanco de poco buzamiento y el otro subvertical atravesados por la  $S_2$  sin deformar. Se trata por tanto de pliegues 1 dentro de una estructura de fase 2 a una escala mayor.

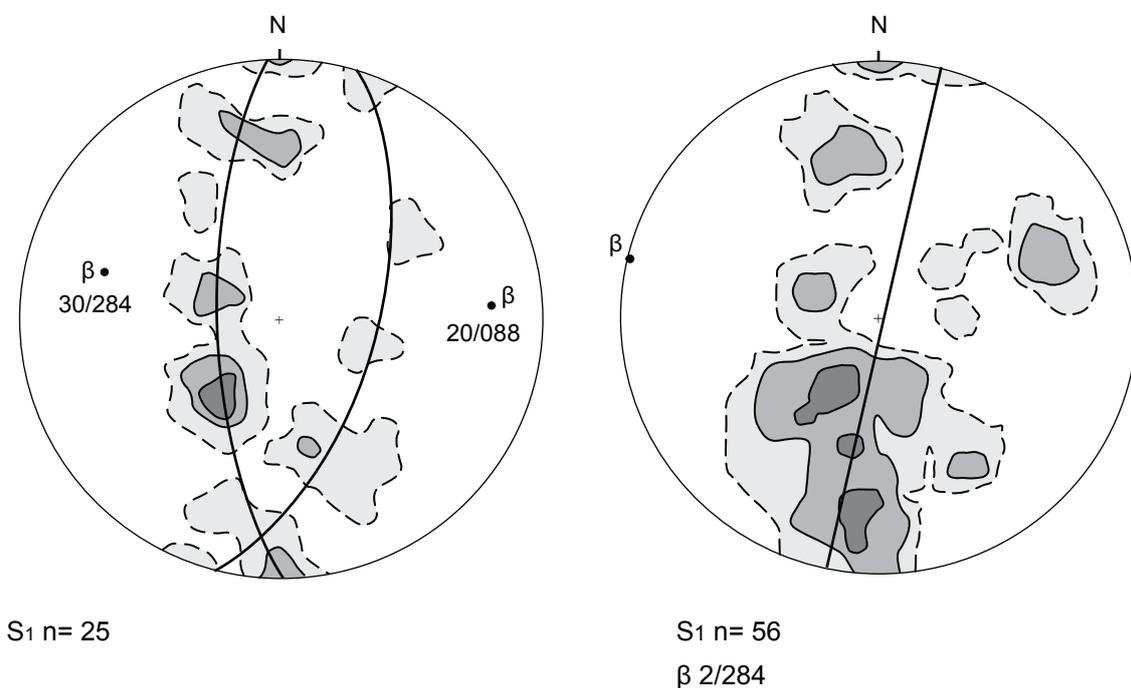
### 3.3.4.3.- La foliación $S_1$

Como se ha mencionado con anterioridad, los pliegues  $P_1$  llevan asociada una foliación de plano axial que aflora con una orientación variable, debido a las modificaciones producidas en las deformaciones posteriores. Habitualmente, se ha conservado mejor a escala de afloramiento en los niveles competentes, en general en las calizas, aunque también se ha podido observar con bastante continuidad en zonas pizarrosas, como por ejemplo cerca de Tramacastilla de Tena donde afloran pizarras con pasaditas arenosas del Devónico medio afectadas por dos pizarrosidades (Fig. 37 E y G). Como suele ser lo habitual, presenta un espaciado mayor en las calizas que en las pizarras (Fig. 40 D), y frecuentemente forma ángulos bajos con la estratificación, lo que dificulta su identificación (Fig. 40 H). En las pizarras, puede aparecer deformada por la  $S_2$ , como en los ejemplos de las figuras 40 F y G. La intersección de las dos pizarrosidades  $S_1$  y  $S_2$  en materiales pizarrosos suele generar estructuras de tipo lapicero (Fig. 40 E).

Bajo el microscopio se reconoce muchas veces como  $S_0+S_1$ , en las zonas donde todavía quedan pequeños niveles más o menos traspuestos (Fig. 41 A y D). En las charnelas de micropliegues  $P_2$  de los niveles competentes forma un ángulo elevado con la  $S_2$ , como en la figura

41 H; sin embargo, en las zonas de flanco muchas veces las oblicuidades son muy bajas. Lo mismo sucede en los microlitones de los niveles crenulados en las pizarras arenosas (Fig. 41 F). Muchas veces, la S1 se suele reconocer también por la acumulación de los minerales opacos (Fig. 41 A). En las pizarras, al igual que ocurre a escala de afloramiento, la S1 aflora habitualmente crenulada por la S2 (Fig. 41 F y G) y en las zonas de flanco de pliegues P2, en los niveles más pizarrosos suele ser difícil la separación de las diferentes superficies planares S1 y S2, debido a su paralelismo.

La orientación de la S1 presenta un patrón muy variable. En la figura 54 A se muestra un diagrama de densidad con los polos de esta foliación en la zona de Tramacastilla. En el diagrama se observa que las medidas se disponen aproximadamente dando una guirnalda de orientación NO-SE con un máximo (16 %) en la parte inferior del diagrama. Esta disposición de la foliación confirma que esta foliación, y por tanto el plegamiento con el que está rela-



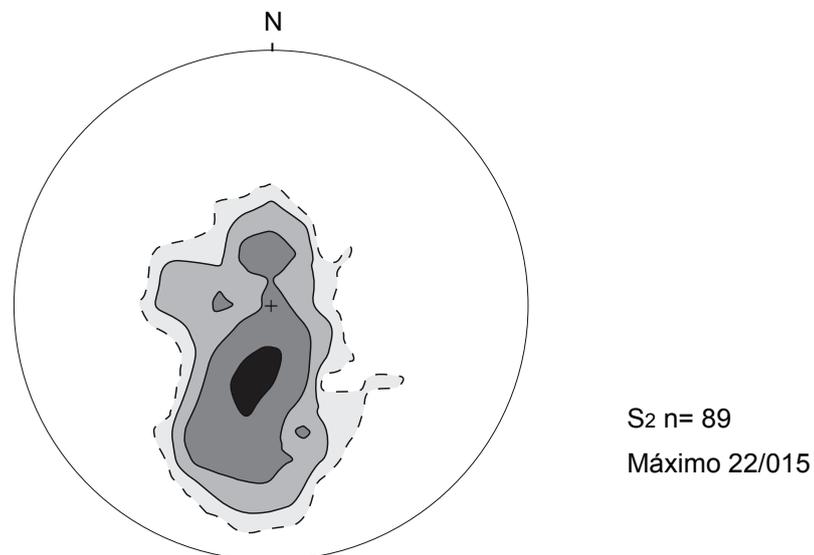
**Figura 54.-** Diagramas de densidad de polos de la foliación en proyección equiareal, hemisferio inferior. A) Polos de la S1 obtenidos en la zona del Embalse de Tramacastilla con contornos para valores de 4, 8 y 12 %. B) Polos de la S1 de toda la zona de estudio con contornos para valores de 2, 4 y 8 %.

cionada, se encuentran afectados por una segunda fase de plegamiento de dirección N80°E ( $\beta$  20/088). El resto de las medidas se agrupan en una segunda guirnalda de orientación NNE-SSO, a la que corresponde un eje  $\beta$  30/284.

Se puede observar una distribución muy similar en la figura 54 B, en la que se han representado los polos de la S1 de toda la zona de estudio. En este caso, la guirnalda presenta una orientación cercana a NS ( $\beta$  2/284) y se observan tres máximos bien diferenciados en la parte inferior del diagrama.

### 3.3.5.- OTRAS ESTRUCTURAS

Localmente, en el contacto entre la Zona Axial y la Zona Surpirenaica en las Sierras Interiores, la S2 aflora con valores de buzamiento bajos hacia el sur. En la figura 55 se han representado 82 medidas de los polos de la S2 obtenidas en una transversal que cruza la zona de estudio con una orientación NS. En el diagrama se observa cómo las medidas se dis-



**Figura 55.-** Diagramas de densidad de polos de la S2 de la zona del contacto entre la Zona Axial y la Zona Surpirenaica en proyección equiareal, hemisferio inferior. Contornos para valores de 2, 4, 8 y 16 %.

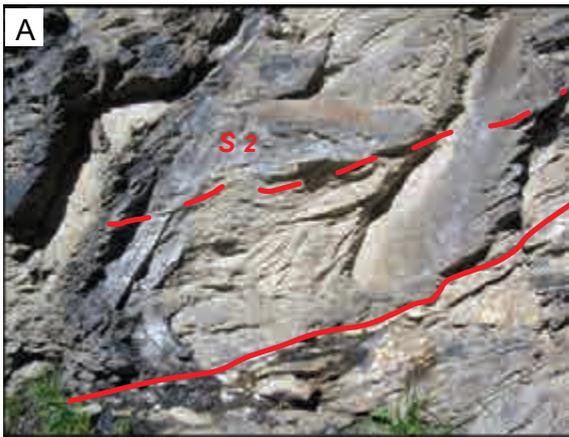
tribuyen en torno a una guirnalda de orientación NS y, aunque la mayor parte de las medidas se concentran en el hemisferio sur de la proyección, una parte importante se localiza en el hemisferio norte indicando que la S2 está plegada. En la Figura 56 A se observa la S2 con un buzamiento de unos 20° hacia el sur y paralela al plano axial de un pliegue que tiene el flanco inferior cepillado por un contacto mecánico. Esta reorientación hacia el sur es posterior a las estructuras de fase 2 descritas en el apartado anterior. Su origen más probable es el resultado del apilamiento antiformal de láminas cabalgantes de zócalo, tal y como se ve en el corte de la figura 23.

También de manera local, restringida a la zona de contacto cerca de los materiales mesozoicos de la Zona Surpirenaica, en los niveles más pelíticos de las pizarras del Devónico, se desarrolla una foliación de crenulación con alto buzamiento (Fig. 56 B) que desarrolla pliegues de geometría kink-band asimétricos. Estas estructuras se producen en las proximidades de pequeñas zonas de cizalla plegadas (Fig. 56 C) con movimiento del bloque de techo hacia el sur. Los pocos afloramientos en los que he podido reconocer esta estructura y su relación espacial con zonas de cizalla me hace proponer una relación genética entre la foliación local de crenulación asociada a los kink-bands y las zonas de cizalla.

En toda la zona estudiada se ha podido observar la presencia de pliegues tardíos, de plano axial subvertical y geometría abierta, que no generan foliación y con una dirección fre-

---

**Figura 56.-** A) Charnela anticlinal de fase 2 con foliación de plano axial inclinada hacia el sur, cortada por una falla subparalela a la foliación. B) Kink bands en pizarras del Devónico en el contacto con la Zona Surpirenaica. C) Pequeñas zonas de cizalla en la zona de contacto con criterios de movimiento subparalelos al movimiento principal. D) Pliegues en caja, afectando a las calizas versicolores del embalse de Tramacastilla. E) Diaclasas rellenas de calcita perpendiculares y paralelas a los planos de la estratificación en las calizas versicolores. F) Nivel competente de calizas afectado por dos sistemas de diaclasado perpendiculares rellenos de calcita, similar a una tableta de chocolate (doble boudinage). G) Grietas extensionales rellenas de calcita. H) Estructuras de trasposición en materiales más areniscosos dentro de pizarras, que permiten todavía reconocer la traza de la estratificación.



cuentemente N46 °E, como los que afectan a las calizas versicolores que se encuentran en la margen oriental del embalse de Lanuza o en los alrededores del embalse de Tramacastilla. Este último ejemplo está recogido en la figura 56 D, donde se puede observar pliegues de plano axial subvertical y geometría en caja.

No se ha hecho un estudio de detalle de los sistemas de diaclasado asociado a los pliegues P1 y P2 pero se han podido identificar los sistemas longitudinal y transversal, en muchos de los ejemplos individuales descritos. Las diaclasas afloran habitualmente rellenas de calcita, facilitando su identificación. En las figuras 56 E y F se presenta un ejemplo de diaclasado en las calizas versicolores. La primera imagen corresponde a una vista transversal en la que se pueden observar dos sistemas de diaclasado, uno paralelo a las capas y otro perpendicular. La segunda imagen ilustra un ejemplo en una capa vista en planta, con los dos sistemas perpendiculares que generan un doble boudinage.

Se observan de forma generalizada diaclasas rellenas de calcita perpendiculares a niveles competentes, como las de la figura 56 G que afectan a una capa arenosa dentro de las pizarras del Devónico medio.

En la misma formación de pizarras del Devónico, cuando la  $S_0$  se puede reconocer gracias a los niveles de “pasaditas arenosas” se ha podido observar que, en ocasiones, se encuentra traspuesta debido a los diferentes procesos de deformación sufridos por los materiales, dándoles un aspecto segmentado que puede recordar a estructuras similares a “pinch & swell” o al boudinage en capas con un bajo contraste de competencia (Fig. 56 H). Una explicación para la formación de una estructura de estas características puede ser un fuerte estiramiento paralelo a la  $S_0+S_1$ , sin excluir la concurrencia de fenómenos sinsedimentarios iniciales.

A escala cartográfica se pueden diferenciar tres sistemas principales de fallas de alto

ángulo. La mayoría son fallas normales, y coinciden con las que se reconocen en la Zona Surpirenaica. Tienen orientaciones predominantes NO-SE y NE-SO y, en los alrededores de los granitos de Panticosa y Cauterets-occidental tienen una orientación cercana a E-O (ver el mapa). Las fallas de alto ángulo cortan a todas las estructuras cartográficas descritas y suelen descender el bloque meridional.

### **3.3.6.- CRONOLOGÍA DE LAS ESTRUCTURAS DE FASE 1 Y DE FASE 2**

En la introducción de este capítulo se han presentado algunos de los argumentos disponibles para poder diferenciar las estructuras relacionadas con la orogenia alpina de las relacionadas con la varisca. El general, son argumentos de superposición geométrica, que en algunos casos, como el que hace referencia a la edad de la segunda deformación reconocible en la Zona Axial, no permiten discernir la edad absoluta de esta deformación. Particularmente relevante es la discusión clásica en esta región de la Zona Axial (ver p. ej. Fig. 15) que se ha mantenido hasta nuestros días sobre la deformación responsable de los pliegues P2 y la foliación de plano axial asociada, S2. Esta polémica ha sido reavivada en la última década (Matte, 2002). A continuación, discutiré y acotaré la relación cronológica existente entre las estructuras de fase 1 y de fase 2 con los datos que tengo disponibles actualmente y que he obtenido a lo largo del trabajo desarrollado durante esta Tesis Doctoral.

#### **3.3.6.1.- La edad del Batolito de Cauterets-Panticosa**

Los materiales devono-carboníferos de la parte nororiental de la zona de esta Tesis están intruidos por el batolito de Cauterets-Panticosa. La estructura tridimensional interna de estos plutones está bien establecida gracias a la combinación del trabajo estructural de campo y a la técnica de la anisotropía de la susceptibilidad magnética (Gleizes et al., 1998;

Santana, 2001, 2002) (Fig. 12 A y B). Actualmente hay un acuerdo generalizado para proponer un emplazamiento sintectónico tardío del batolito con respecto a la orogenia varisca. Estos datos estructurales han sido confirmados recientemente mediante la datación radiométrica U-Pb SHRIMP sobre monocircón en el plutón de Causerets oriental, que proporciona una edad de  $301 \pm 7$  Ma (Ternet et al., 2004) para el emplazamiento de este cuerpo ígneo.

En la aureola de metamorfismo de contacto de este batolito, afloran pliegues que se encuentran afectados por procesos de flujo y que, por tanto, se han generado con anterioridad al emplazamiento de los plutones. Teniendo en cuenta que la intrusión ha sido datada en 301 Ma, las estructuras afectadas por el metamorfismo de contacto tienen un origen claramente varisco. En la zona estudiada, este hecho es evidente para los grandes pliegues de eje NNO-SSE que afloran en la carretera que va a Baños de Panticosa (Fig. 46 D y 47) o en la zona del Ibonciecho (al este del embalse de la Sarra). En este sector, el trabajo de campo realizado durante esta Tesis Doctoral ha permitido modificar el trazado cartográfico de la aureola de metamorfismo de contacto del granito de Panticosa, agrandándola en más de un kilómetro a partir del reconocimiento de esquistos con cloritoide (Rodríguez y Cuevas, 2009), que no se habían descrito anteriormente en la aureola de metamorfismo de contacto de este plutón (Wensink, 1962; Debon, 1972; Ríos et al., 1987). Además se han reconocido múltiples pliegues fluidales, que en general se encuentran desordenados, pero siguen conservando una orientación NNO-SSE predominante cuando afectan a las grandes barras calcáreas del Devónico inferior.

### **3.3.6.2.- Relación geométrica entre los pliegues P1 y P2**

La Zona Surpirenaica y los depósitos pérmicos de la parte noroccidental de la Zona Axial constituyen un referente muy interesante para la caracterización del estilo de deformación alpina. En ambos casos se ha observado un sistema de plegamiento con foliación de

plano axial asociada de orientación muy constante ONO-ESE y vergencia sur (P1 y S1 en estos materiales). Estos pliegues aparecen en la Zona Surpirenaica deformando a un sistema de cabalgamientos previo. En los materiales devono-carboníferos de la Zona Axial afloran también pliegues ONO-ESE con vergencia sur y foliación de plano axial (descritos en apartados anteriores como P2 y S2), que además de tener características idénticas a las estructuras del pérmico aparecen deformando a un sistema de plegamiento previo de orientación NNO-SSE (P1).

### 3.3.6.3.- Los datos de cronología absoluta de la S2

Los materiales de la Zona Axial que se han estudiado en esta tesis, por debajo del Pérmico, están afectados de manera habitual por dos foliaciones S1 y S2. En general, S2 tiene una distribución de orientación bastante constante. En el Devónico de la zona de estudio intruyen rocas subvolcánicas en forma de diques y sills deformados por esta segunda fase de deformación. En algunos casos, se han observado diques plegados y deformados por la foliación general presente en toda la zona, denominada en apartados anteriores como S2 (Fig. 37 A), que atendiendo a la discusión clásica en este sector podría ser de edad alpina o varisca. Con la intención de acotar la edad de la S2 se muestreó una dolerita foliada intruida en pizarras del Devónico para realizar una datación absoluta. El dique analizado (Li-26) está emplazado en materiales devónicos por lo que puede estar relacionado con cualquiera de los tres grupos de rocas subvolcánicas que intruyen en el Devónico de este sector, que son:

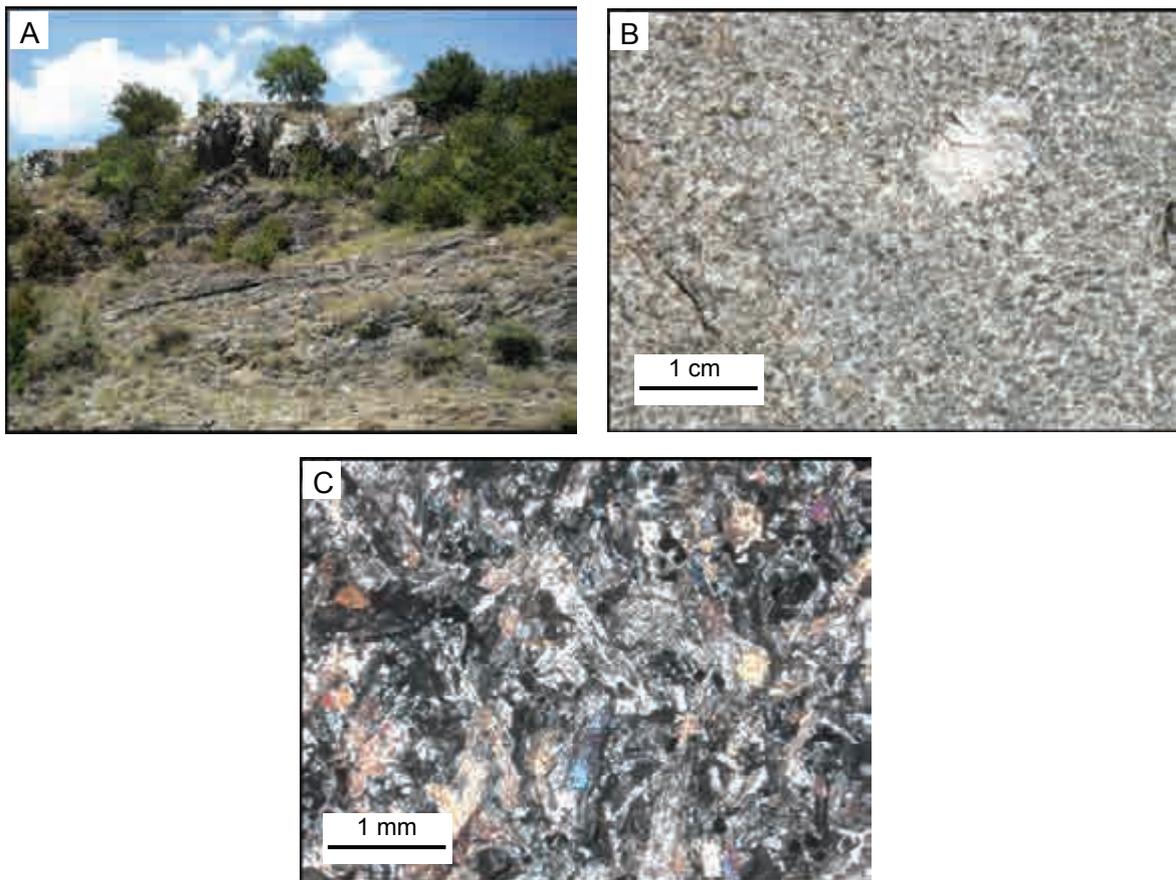
- El vulcanismo de edad Devono-Dinatiense (Barnolas y Chiron, 1996)
- Los diques asociados a procesos tardíos del emplazamiento del batolito de Caute-rets-Panticosa (Debon y Zimmermann, 1993)

- Los diques asociados a los eventos volcánicos y subvolcánicos de edad pérmica del Midi d'Ossau y Anayet (ver apartado 2.2.5). Estos diques afloran tanto intercalados en la serie sedimentaria pérmica, como en los materiales devono-carboníferos y en el Batolito de Caunterets –Panticosa.

La asociación a simple vista de alguno de los múltiples diques que afloran en la zona con alguno de los eventos anteriores es bastante compleja, ya que en general se trata de rocas de grano fino y en muchos casos presentan un grado de alteración importante.

Uno de los principales problemas para la datación absoluta de este tipo de rocas es que suelen tener pocos minerales cristalizados ya que, en general, se trata de diques poco potentes con indicios de enfriamiento rápido y por tanto sin tiempo para la cristalización mineral. Además al ser de composición básica (véase los análisis composicionales, Anexo 1 de esta Tesis), no suelen tener circones debido a sus bajos contenidos en circonio. La muestra Li-26, se obtuvo a partir de una dolerita deformada por la S<sub>2</sub> de unos 3 m de potencia y 200 m de largo (Fig. 57 A) al sur de Sallent de Gállego. Este dique es el que presenta mayor potencia y tamaño de grano de todos los que se han observado en la zona, además de un aspecto fresco a escala de afloramiento (Fig. 57 B); por ello se eligió para el muestreo con la posibilidad de obtener circones y conseguir una edad absoluta, mediante la técnica U-Pb SHRIMP en monocircón.

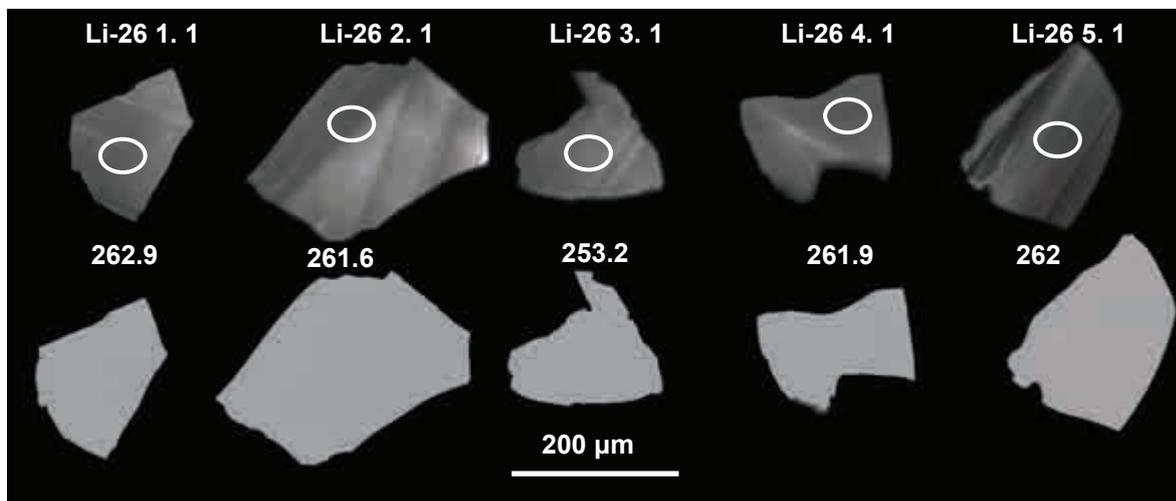
La muestra analizada para datación absoluta mediante la técnica U- Pb SHRIMP es una dolerita de color verdoso en muestra de mano, con algunas vacuolas en la zona de borde, que presenta alteración hidrotermal, con una pérdida LOI entre 4.5- 4.8 %, a pesar de su apariencia fresca en muestra de mano. Bajo el microscopio presenta una textura dolerítica formada por cristales euhedrales a subhedrales de plagioclasa con piroxeno alterado en los intersticios (Fig. 57 C).



**Figura 57.-** A) Aspecto a escala de afloramiento del dique Li-26, datado mediante la técnica U-Pb SHRIMP. B) Fotografía de muestra de mano del dique Li-26, en la que se reconoce la textura dolerítica y una vacuola rellena, indicadora de un emplazamiento muy superficial. C) Aspecto de la textura dolerítica bajo el microscopio del dique analizado. Luz polarizada, nícoles cruzados.

Las principales fases minerales presentes se han determinado mediante análisis de microsonda electrónica (CAMECA SX 100) en la Universidad de Oviedo (para más detalles véanse los análisis de los minerales, Anexo I de esta Tesis). Así, la plagioclasa primaria es labradorita, transformada en una proporción superior al 70 % en albita. El piroxeno primario es de tipo augítico y está cloritizado prácticamente en su totalidad. También se ha podido determinar la presencia de apatito, pirita, rutilo y titanita como minerales accesorios del dique. Los datos de geoquímica obtenidos para la muestra estudiada, analizados en Nancy y Bilbao se encuentran recogidos también en el Anexo I.

Se han molido unos 50 kilogramos de la muestra Li-26. Si bien es una cantidad excesiva para las rutinas convencionales de separación mineral, la experiencia de los miembros de nuestro equipo de investigación en el trabajo con rocas máficas y ultramáficas ayudó a tener éxito en la empresa. Las fracciones más pesadas presentaban una proporción elevada de pirita que se disolvió usando  $\text{HNO}_3$ . A partir de aquí se obtuvieron 5 circones del total de los 50 kg de molienda. En la Figura 58 se pueden ver las imágenes de catodoluminiscencia y de electrones retrodispersados de los cinco circones analizados, indicando la zona donde se ha realizado la medida. Se trata de fragmentos grandes ( $> 200 \mu\text{m}$ ) de granos euhedrales, probablemente fracturados durante la separación, que muestran un zonado oscilatorio, típico de circones magmáticos. Los circones fueron pulidos hasta la mitad de su espesor y se usaron imágenes de electrones retrodispersados para conocer su estructura interna y seleccionar las áreas para el análisis de SHRIMP. Los circones obtenidos fueron introducidos en una resina Epoxi con los circones de referencia TEMORA 1 (Black et al., 2003) y analizados en un SHRIMP-II SIMS en el Centro de investigación isotópica (CIR) en VSEGEI (San Petersburgo). Se han obtenido proporciones de  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  elevados (0,59-1,00), lo que es habitual

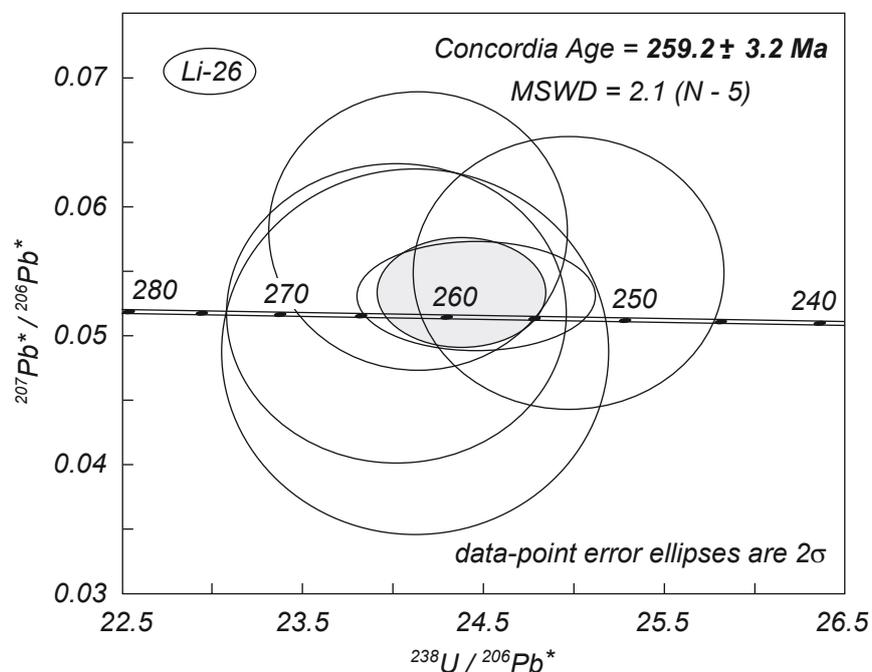


**Figura 58.-** Imágenes de catodoluminiscencia (parte superior) y de electrones retrodispersados (parte inferior) de los circones que se han usado para la datación U/Pb SHRIMP del dique de Sallent. Las elipses muestran la localización de los análisis y los números las edades obtenidas.

en rocas ígneas, que confirman una naturaleza magmática para los circones, descartando el efecto posterior de procesos hidrotermales o procesos de metamorfismo. Los datos de los cinco análisis de las zonas centrales de los circones se presentan en la tabla recogida en la figura 59. Los datos se ha representado en un diagrama Tera-Wasserburg (TW) (Fig. 60) y definen una edad concordia de  $259,2 \pm 3,2$  Ma ( $2\sigma$ ; MSWD=2,1), sin dispersión, lo que hace válida la datación, a pesar de los escasos puntos medidos (Rodríguez et al., 2011).

Spot Name	$^{206}\text{Pb}_c$ (%)	U (ppm)	Th (ppm)	$^{232}\text{Th} / ^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$ (ppm)	$^{(1)}\text{Age (Ma)}$ $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$	$^{(1)}\text{Age (Ma)}$ $^{207}\text{Pb} / ^{206}\text{Pb}$	Dis. %	$^{(1)}$ $^{238}\text{U} / ^{206}\text{Pb}^*$	$\pm$ (%)	$^{(1)}$ $^{207}\text{Pb}^* / ^{206}\text{Pb}^*$	$\pm$ (%)
Li-26.1.1	0.85	180	175	1.00	6.5	$262.9 \pm 4.1$	$276 \pm 210$	5	24.01	1.6	0.0518	9.1
Li-26.2.1	--	218	206	0.98	7.68	$261.6 \pm 3.5$	$534 \pm 160$	104	24.15	1.4	0.0581	7.5
Li-26.3.1	0.42	156	127	0.84	5.39	$253.2 \pm 3.6$	$410 \pm 180$	62	24.96	1.4	0.0549	7.9
Li-26.4.1	1.15	112	79	0.73	4.04	$261.9 \pm 4.5$	$135 \pm 290$	-49	24.11	1.8	0.0487	12
Li-26.5.1	0.00	274	157	0.59	9.62	$258.4 \pm 2.9$	$332 \pm 72$	28	24.45	1.1	0.0531	3.2

**Figura 59.-** Datos isotópicos U-Pb SHRIMP de los circones analizados. Los errores son  $1\sigma$ ; Pbc y Pb\* indican las proporciones comunes y radiogénicas respectivamente. El error en la calibración del standard Temora fue 0,34 %.  $^{(1)}$  Pb común corregido usando el  $^{204}\text{Pb}$  medido.



**Figura 60.-** Diagrama Tera-Wasserburg con los datos de Pb radiogénico y la edad concordia obtenida en los circones del dique de Sallent.

Esta edad se corresponde, por tanto, con la edad de intrusión del dique en las pizarras del Devónico medio. Dado que tanto el dique como las pizarras donde está emplazado están afectados por la misma foliación S<sub>2</sub>, ésta ha tenido que producirse con posterioridad a la intrusión del dique. La edad Pérmico superior obtenida para la intrusión no deja lugar a dudas de que la foliación que afecta a la dolerita analizada y, por tanto la foliación general que se observa en la zona de estudio (S<sub>2</sub>), ha sido producida durante la orogenia alpina.

Esta cuestión, supone un avance indudable en la discusión sobre la edad de las deformaciones principales en la Zona Axial de esta región, dando como resultado que tanto la S<sub>2</sub> como los P<sub>2</sub> de los materiales de edad Devónica y Carbonífera corresponden con seguridad a la Orogenia Alpina.

## **CAPÍTULO 4 : RECAPITULACIÓN**

---



## 4. RECAPITULACIÓN

De lo expuesto en la memoria de esta Tesis Doctoral hay una serie de cuestiones que merecen ser destacadas, como son:

- la geometría y tamaño de los P1 en el Devónico y Carbonífero de la Zona Axial
- la geometría y tamaño de los P2 en los materiales infra-Pérmicos de la Zona Axial y las figuras geométricas de superposición que generan
- el contacto entre la Zona Axial y la Zona Surpirenaica
- la generación de los cabalgamientos alpinos en la Zona Axial
- la edad de la segunda fase de deformación en los materiales infra-pérmicos
- la generación y variación de los P2 en la zona Surpirenaica
- la inversión tectónica de la cuenca Pérmica y
- la evolución tectónica general

que van a ser tratadas a continuación.

### 4.1 NÚMERO Y EDAD DE LAS PRINCIPALES FASES DE DEFORMACIÓN EN LA ZONA AXIAL

Una revisión bibliográfica de los estudios geológicos sobre este sector de la Zona Axial pone de manifiesto la existencia de interpretaciones dispares sobre las etapas de deformación principales que afectan a los materiales ante-pérmicos y las edades de las mismas. En general, en las síntesis sobre la geología de la cadena pirenaica se afirma que la deformación alpina en los materiales de la Zona Axial sólo está representada por zonas de cizalla alpinas que pueden llegar a desarrollar una foliación localmente (Gibbons y Moreno, 2002).

Sin embargo, los autores que han trabajado en la región han propuesto varias fases de deformación, todas ellas variscas, para la Zona Axial (Valero, 1974), la existencia de varias fases variscas más varias fases más alpinas (Muller y Roger, 1977; Ríos et al., 1987) o la existencia de una sola fase de plegamiento varisco a la que se habría superpuesto una etapa de plegamiento adicional alpina (Mattauer y Seguret, 1966; Matte, 2002).

La aplicación de criterios geométricos y de superposición estructural permite diferenciar dos etapas de plegamiento con desarrollo de foliación de plano axial. La más antigua está representada por pliegues muy apretados, de geometría isoclinal frecuentemente, con una foliación paralela al plano axial, S<sub>1</sub>, que es la foliación primaria de las rocas infra-pérmicas. S<sub>1</sub> es penetrativa en los tramos de pizarras, donde tiene las características microestructurales de una pizarrosidad (slaty cleavage) mientras que es mucho más espaciada y presenta características de una foliación grosera (rough cleavage) en los niveles más competentes. La segunda etapa de plegamiento está determinada por una generación de pliegues mucho más abiertos (ángulo apical medio de unos 55°), vergentes al sur; este tipo de pliegues está asociado a la producción de una segunda foliación de plano axial, S<sub>2</sub>, con características de una foliación de crenulación en las rocas metapelíticas y que no afecta a las rocas más competentes. La cronología relativa de estas dos etapas está fuera de dudas: los pliegues isoclinales son anteriores a los abiertos y vergentes al sur. Los principales argumentos que avalan esa cronología son los siguientes:

1. Las superficies axiales de los pliegues isoclinales presentan importantes variaciones de orientación, mientras que las de los pliegues vergentes tienen una orientación homogénea.
2. Se observan figuras de interferencia de pliegues del tipo 2 de Ramsay (1967).
3. La existencia de una esquistosidad primaria, S<sub>1</sub> (slaty cleavage en pizarras devóni-

cas), paralela a la superficie axial de pliegues isoclinales, deformada por una foliación de crenulación, S<sub>2</sub>, paralela al plano axial de los pliegues vergentes al sur.

La presencia de dos etapas de plegamiento en las rocas devónicas y carboníferas contrasta con la existencia de una sola generación de pliegues en los materiales pérmicos de la Zona Axial y en los materiales de la Zona Surpirenaica. Es importante señalar que la geometría de los pliegues y la orientación de las superficies axiales de los pliegues presentes en los materiales pérmicos y de la Zona Surpirenaica son prácticamente idénticas a las de los pliegues P<sub>2</sub> de la Zona Axial (ver diagramas de densidad de las figuras 25, 28 y 35). Además, en unos pocos afloramientos se aprecia cómo la esquistosidad S<sub>2</sub> de pizarras situadas por debajo del Pérmico es paralela a la foliación S<sub>1</sub> de los pliegues alpinos que deforman a la secuencia del Pérmico. Esta cuestión ha sido analizada por varios autores, interpretándola de formas contrapuestas. Así, en unos casos se ha atribuido a la reorientación de una foliación varisca durante la Orogenia Alpina (Ríos et al., 1987), mientras que en otros se ha considerado una evidencia estructural a favor de la edad alpina de la segunda etapa de plegamiento de los materiales infra-pérmicos de este sector de la Zona Axial (Matte, 2002).

Según Matte (2002), la foliación S<sub>2</sub> que se observa en la cabecera del Valle de Tena es alpina. Para ello argumenta que dentro de la serie devónica se encuentran diques ígneos afectados por la S<sub>2</sub>, que probablemente estén asociados al vulcanismo del Midi d'Ossau o al edificio volcánico de Anayet. Por tanto, dado que los diques tendrían una edad Estefaniense-Pérmico, su deformación sería alpina necesariamente. El problema de esa argumentación reside en el hecho de que también existen diques básicos, deformados por pliegues fluidales (Fig. 61), en mármoles originados a partir de calizas devónicas de la aureola de metamorfismo de contacto del batolito de Cauterets-Panticosa. Este último tipo de diques está relacionada con el vulcanismo de edad devónica a dinantiense presente en la secuencia de materiales devónico de la Zona Axial (Barnolas y Chiron, 1996).



**Figura 61.-** Dique básico deformado por pliegues fluidales de la aureola de metamorfismo de contacto del granito de Panticosa. Potencia aproximada del dique 5 cm.

La interpretación se complica por el hecho de que la mayoría de los diques básicos, incluso los que tienen apariencia más fresca, tienen una considerable transformación hidrotermal (pérdidas por LOI superiores al 8%), probablemente relacionada con un episodio térmico tardío que alcanzó los 270° en la región (Innocent et al., 1994). Esta circunstancia dificulta la datación radiométrica de estos diques, por los problemas debidos a la temperatura de cierre de los sistemas isotópicos más comunes. Otro problema añadido consiste en que la mayoría de los diques y sills son de emplazamiento muy somero (contienen vacuolas, en muchos casos), lo que se traduce en una cristalización extremadamente rápida que restringe drásticamente la formación de cristales de zircón susceptibles de ser datados.

Bastantes diques básicos que intruyen en el Devónico están deformados por pliegues de geometría semejante a la de los pliegues P2 y se encuentran afectados por la foliación S2. Por tanto, para solucionar la controversia sobre el origen varisco o alpino de la segunda etapa de plegamiento sólo era necesario obtener la edad absoluta de uno de esos diques ígneos deformados, y que dicha edad se encuadrara en el rango temporal del magmatismo basáltico alcalino del macizo de Anayet.

La dolerita analizada, (muestra Li-26), emplazada en las calizas del sur de Sallent de Gállego, se había atribuido previamente al episodio magmático relacionado con la intrusión del batolito Cauterets-Panticosa (Debon, 1975; Santana, 2001). El estudio de la dolerita ha clarificado la polémica de forma contundente. La separación mineral llevada a cabo a partir de más de 50 kg de roca ha dado como resultado la obtención de 5 circones magmáticos, que han proporcionado una edad U-Pb SHRIMP sobre monocircón de  $259,2 \pm 3,2$  Ma para la cristalización del dique. Esta edad del Pérmico Superior confirma que el desarrollo de la foliación S<sub>2</sub> que afecta al dique y a las pizarras encajantes está ligado indefectiblemente a la deformación alpina. Este dato, presentado este último año en el European Union of Geosciences de Viena (Rodríguez et al., 2011) es importante a escala regional, ya que obligará a modificar los modelos de evolución tectónica que preconizan la ausencia de una deformación alpina significativa en la Zona Axial.

## 4.2 LOS P<sub>2</sub> EN LA ZONA AXIAL Y LAS FIGURAS DE INTERFERENCIA GENERADAS

Como se ha introducido en el apartado anterior, los P<sub>1</sub> reconocidos en los materiales que se encuentran por debajo del Pérmico están deformados por pliegues P<sub>2</sub>, asimétricos y vergentes al sur, que desarrollan una S<sub>2</sub> de plano axial que generalmente buza al norte; sólo en la franja cercana al contacto con la Zona Surpirenaica, al sur de Búbal y del pico Mandilar (ver el mapa), la foliación S<sub>2</sub> va rotando progresivamente, lo mismo que sucede con las superficies axiales de los pliegues, hasta adquirir buzamientos hacia el sur en las cercanías al contacto con las rocas mesozoicas.

A diferencia de los P<sub>1</sub>, los pliegues P<sub>2</sub> tienen geometría asimétrica, con una amplitud que puede llegar a ser hectométrica, pero en general raramente superan algunas decenas de metros. Los P<sub>2</sub> en los materiales situados por debajo del Pérmico son bastante paralelos

a los pliegues P1 que se desarrollan en el Pérmico. En el caso de los pliegues que afectan al Pérmico de la zona de Izas, únicamente se han representado los de mayor tamaño en la cartografía que se adjunta.

Como se ha descrito en el capítulo anterior, si bien se reconocen con facilidad los P2 en la mayor parte de los afloramientos, a escala de la representación cartográfica general (véase el mapa, a escala 1:40.000, que acompaña a esta memoria) son difíciles de representar. Sus efectos son visibles, al doblar las superficies axiales y los ejes de los grandes P1 y se reconoce, a grandes rasgos, en el mapa adjunto una figura de interferencia de tipo 2 de Ramsay dibujada por el contacto entre la alternancia de calizas con pizarras y calizas masivas de las formaciones Mandilar y Pacino y las pizarras; situándose los vértices de la flecha en los materiales devónicos que afloran entre el Pacino y la cola del embalse de Escarra al NO y el embalse de Búbal al sur, resultado sin duda de la interferencia de los P1 con P2 de escala mayor.

Las figuras geométricas de superposición de plegamiento formadas se ven en contados afloramientos, y como se ha descrito previamente, la geometría más frecuente suele ser de gancho o zig-zag. En el paisaje se ven algunas de las figuras grandes de interferencia como la representada en la figura 48 G, en el pico Moustardé, al Norte de esta tesis.

### **4.3 GEOMETRÍA Y TAMAÑO DE LOS P1 EN EL DEVONICO Y CARBONÍFERO DE LA REGION**

En la Zona Axial de esta región, una de las cuestiones estructurales más llamativa es la geometría isoclinal o muy apretada, así como el gran tamaño, de los pliegues P1 que afectaron a los materiales del Devónico y Carbonífero durante la orogenia varisca. Cabe señalar que, como es bien conocido, no son frecuentes los cinturones orogénicos en los que se describen pliegues acostados de flanco inverso kilométrico. Los ejemplos del Manto de

Morcles en los Alpes, y del pliegue del Caurel y los grandes pliegues en la Montaña Negra, en la Cadena Varisca europea, son de los más estudiados.

El primer autor que llama la atención sobre esta cuestión en los Pirineos es Matte (2002), quien señala lo sorprendente que es para cualquier geólogo estructural que no se haya estudiado detalladamente este sector de la Zona Axial, después de que los trabajos pioneros de Mirouse (1966) describieran el pliegue del pico Moustardé, en Francia a unos 2,5 km al NE del paso fronterizo del Portalet. Sorprende, asimismo, que estos pliegues P1 con grandes flancos inversos kilométricos ni se mencionen en la Síntesis de Pirineos realizada por el Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM, Francia) y el Instituto Geológico y Minero de España, dado que dicha síntesis solo recoge “los Pirineos Hercínicos” (Barnolas y Chiron, 1996). De hecho, el tamaño de los flancos inversos de dichos pliegues aparece claramente subestimado cuando se comparan la cartografía publicada por el IGME y los escasos datos previos sobre la estructura en la región con el trabajo que se presenta en esta memoria.

Los grandes pliegues isoclinales, P1, se reconocen perfectamente en el paisaje, ya que los numerosos ejemplos observables afectan a los tramos gruesos de calizas arrecifales del Devónico, a las calizas versicolores y a los niveles carbonatados del Carbonífero. Los desniveles de unos 1000 metros existentes en muchas zonas como, por ejemplo, los alrededores (N y SE) de Sallent de Gállego ofrecen cortes magníficos de estas grandes estructuras.

El buzamiento de las superficies axiales y la inclinación de los ejes de los pliegues P1 son sumamente variables, debido a la superposición de los pliegues P2. Su disposición original sería propia de pliegues acostados aproximadamente vergentes hacia el oeste (Capítulo III). Hay varias características geométricas de los pliegues P1 que merecen ser destacadas: en primer lugar, los flancos inversos llegan a alcanzar longitudes kilométricas; además, los flancos inversos no están adelgazados con respecto al flanco normal y, por último, mientras

que en los niveles de rocas competentes el engrosamiento de la zona de charnela es escaso (Fig. 48 A), en los pocos pliegues P1 que se observan en las pizarras el engrosamiento de las zonas de charnela es considerable (Fig. 52 D). En función de esas características, se propone que los pliegues P1 corresponden a pliegues pasivos y que su desarrollo estuvo controlado por el comportamiento reológico débil de las rocas metapelíticas, de manera que las capas carbonatadas, más competentes, sólo actuaron como marcadores pasivos del plegamiento, al tratarse de intercalaciones muy delgadas frente al espesor de los tramos de metapelitas. La ausencia de zonas de cizalla laminando los flancos inversos de los pliegues de mayores dimensiones sugiere que los pliegues P1 se han formado esencialmente por un mecanismo de cizalla pura. Es evidente que parte del apretamiento extremo que exhiben los pliegues P1 se debe a la compresión alpina, por lo que se considera probable que la geometría inicial de los pliegues de P1 de la Zona Axial fuera de la Clase 2 de Ramsay (Ramsay, 1967; Ramsay y Huber, 1987).

Aunque, como se ha recogido en los apartados previos, autores precedentes han descrito cabalgamientos variscos en esta región (Valero, 1974; Muller y Roger, 1977), la realidad es que a lo largo del trabajo de esta Tesis Doctoral no se han reconocido esas estructuras. Ciertamente, a lo largo de los flancos inversos de algunos P1 se han producido desplazamientos entre los paquetes competentes carbonatados y las pizarras; esta situación es común en los pliegues P1 de tamaño hectométrico que trazan las calizas versicolores ya que suelen presentarse como pliegues desmembrados con sus flancos inversos laminados. Sin embargo, los datos que he podido recopilar no permiten concluir si se trata de cabalgamientos asociados al mismo proceso de deformación que produjo los pliegues P1 o de cabalgamientos generados durante la orogenia alpina.

Con los datos que se presentan en esta Tesis Doctoral, en mi opinión queda también manifiestamente probado que al margen de la fase 1 que generó los grandes pliegues isoclinales, en esta región no existen otras fases de deformación variscas que hayan dado lugar

a estructuras penetrativas. Sobre esta cuestión, es pertinente comentar que se aprecia un ángulo débil entre las pizarras de la parte superior del Devónico (al E de las pistas de esquí de Formigal) y el contacto con las calizas de la base del Carbonífero. Sin embargo, como la zona se encuentra ampliamente cubierta por depósitos de pie de ladera y afectada por movimientos actuales de suelo en la ladera, es difícil comprobar la validez regional de esta observación. Si esta cuestión pudiera comprobarse, sin lugar a dudas indicaría que la deformación varisca habría tenido un pequeño pulso (paleovarisco o varisco precoz) durante el Devónico superior y antes del depósito del Carbonífero.

La presencia generalizada de pliegues isoclinales en las rocas devónicas y carboníferas tiene interés desde el punto de vista regional, en concreto para los conceptos de Infraestructura y Supraestructura que son clásicos al discutir la evolución estructural de la Zona Axial. Se admite, generalmente, que la característica estructural distintiva de la Infraestructura es la presencia de grandes pliegues recumbentes de geometría isoclinal a los que se asocia una foliación tendida. En contraposición, la Supraestructura presenta pliegues vergentes y más abiertos, que producen una foliación con alto buzamiento al sur. Según la propuesta original de Supraestructura e Infraestructura, ambos tipos de pliegues y, en consecuencia, las foliaciones de plano axial asociadas a ellos, serían coetáneos (Zwart, 1969). Esta hipótesis inicial fue descartada a partir de la década de los ochenta. En la actualidad se admite la diacronía de las dos etapas principales de plegamiento, aunque subsiste la controversia acerca de cual de ellas es más antigua.

Los resultados obtenidos en el Valle de Tena son contundentes, ya que durante la orogénesis varisca los materiales paleozoicos previos al Pérmico sólo fueron afectados por la etapa de plegamiento correspondiente a los grandes pliegues isoclinales. Es decir, los resultados de este sector apoyan hipótesis como la de Carreras y Capella (1994), que propugnan que los pliegues recumbentes son los más antiguos.

El hecho de que en transversales más orientales de la Zona Axial se hayan reconocido dos fases de plegamiento variscas parece estar en contradicción con la existencia de una sola fase en el sector estudiado. Sin embargo, las dos situaciones son compatibles si se tiene en cuenta que:

1. En el Valle de Tena la secuencia paleozoica está formada, de manera casi exclusiva, por rocas devónicas y carboníferas, mientras que hacia el oriente de la cadena predominan los materiales silúricos o más antiguos.
2. La vergencia de los grandes pliegues isoclinales es hacia el oeste aproximadamente.

Estas dos características ponen de manifiesto que, en lo concerniente al orógeno varisco, la región del Valle de Tena representa un nivel estructural más somero que el de las regiones orientales. Admitiendo, como es frecuente, que la segunda etapa de plegamiento fuera de menor intensidad que la primera, es lógico considerar que los pliegues vergentes de esa segunda etapa no hayan alcanzado un nivel estructural tan somero como el de los pliegues recumbentes.

#### **4.4 EVOLUCION TECTÓNICA GENERAL**

Como resumen, la visión general de la evolución tectónica de la región abarca una serie de procesos, que se inician en la sedimentación de los materiales de edad Devónica, esencialmente carbonatada: con importantes conjuntos de calizas en paquetes gruesos de naturaleza arrecifal, y alternancia de pizarras, con algunos niveles detrítico-areniscosos. Sobre este conjunto se deposita el Carbonífero, que comienza por un conjunto carbonatado (Dinantiense y Namuriense). Por encima, un conjunto de pizarras, areniscas y lutitas en “facies Culm” y diacrónico, con la base de edad más antigua hacia el norte y más moderna hacia

el sur, variando desde el Namuriense en los alrededores del Midi d'Ossau a Westfaliense A, hacia el Anayet (Devolvé et al., 1993). A partir de estos materiales no existe registro hasta el Pérmico, que se encuentra discordante. Por tanto, en el lapso de tiempo comprendido entre el Westfaliense A y el Pérmico se produce la deformación que genera los grandes P1 isoclinales. La intrusión del batolito Caunterets-Panticosa, de edad  $301 \pm 7$  Ma (Majesté-Menjoulás et al., 1999; Ternet et al., 2004), marca el declive de la deformación varisca puesto que los pliegues P1 del norte de Panticosa se encuentran afectados por la aureola térmica de metamorfismo de contacto y “las marmoleras de los Picos del Infierno” cortan claramente a las estructuras generales.

El siguiente proceso está asociado al rifting del Pérmico, que desembocó en la apertura de la cuenca intracontinental de Anayet, con sedimentos predominantemente detríticos y un magmatismo básico tipo E-MORB (Lago et al., 2004). La cuenca se encuentra limitada al sur por una falla de borde, que se reconoce por el aumento sensible de los espesores de las secuencias hacia el norte. También presenta fallas, aproximadamente perpendiculares, típicas de una cuenca con estructura “pull-apart” que, como se ha explicado en el capítulo anterior, hace que las series ganen también en potencia hacia el oeste, siendo muy manifiesto el proceso desde el canal de Izas hacia Canfranc-Estación. Esta cuenca pérmica, en el proceso de compresión alpina, sufre un proceso de inversión positiva limitado y sus materiales se encuentran plegados por los pliegues alpinos.

En esta región no existe registro de materiales del Triásico, Jurásico y Cretácico Inferior, lo que se atribuye a una laguna estratigráfica (Ríos et al., 1987).

El contacto entre la Zona Axial y la Zona Surpirenaica se produce en general por medio de una superficie de cabalgamiento. Sin embargo, en algunos lugares de las Sierras Interiores, como en el tramo localizado al este del valle del río Gállego entre el sur del pico Mandilar y el barranco del río Ripera, los materiales más antiguos de edad Cenomaniense

Superior que se depositan aquí, concretamente el conjunto que contiene las calizas con prealveolinas son claramente discordantes sobre el paleozoico, pudiéndose reconocer importantes superficies erosivas en algunos puntos y evidenciando la naturaleza sedimentaria del este contacto. En estos puntos se reconoce la superficie de cabalgamiento por encima del contacto sedimentario a alturas variables y duplicando algunos niveles (ver cartografía adjunta), bastante paralela a la estratificación, si bien en detalle se pueden observar rampas y rellanos de techo y muro, tanto frontales como laterales. Por encima de este conjunto, se ha diferenciado una serie detrítica con alternancia de areniscas, calizas arenosas y areniscas margosas (Formación Marboré) de edad Campaniense a Maastrichtiense; otro tramo fundamentalmente carbonatado con calizas masivas, dolomías y calizas con nódulos de chert de edad Daniense a Ilerdiense inferior y el Flysch de la Cuenca de Jaca, discordante sobre los anteriores y de edad Eoceno.

El corte general, construido con los datos de campo obtenidos durante esta Tesis Doctoral y con la ayuda de los datos de sondeos accesibles (Fig. 23; ver anexo II), resume de manera clara la evolución alpina de este conjunto y del contacto entre la Zona Axial y la Zona Surpirenaica. La Zona Axial de esta región está desplazada ampliamente hacia el Sur sobre el Mesozoico, y la estructura global es la de un apilamiento de mantos que, hacia la zona de raíz involucran a los materiales de la Zona Axial. El apilamiento de láminas alóctonas de materiales paleozoicos es indispensable para explicar los cambios de buzamiento de la estratificación y la foliación, así como el pronunciado desnivel topográfico existente entre la Zona Axial y el flysch de la Cuenca de Jaca en la Zona Surpirenaica. Se produce un primer proceso que genera pliegues y cabalgamientos vergentes al sur desde el contacto con las Sierras Interiores y, a medida que los cabalgamientos se bloquean en su avance, se generan otros nuevos sucesivamente más recientes hacia el muro, en secuencia "piggy-back". Algunos de estos cabalgamientos son ciegos y en los tramos altos dan pliegues por propagación de falla. Además este proceso va reapretando los pliegues más antiguos y acentuando la foliación asociada. Esto origina un apilamiento de láminas (probablemente cuatro, calculadas

con los datos de campo: espesores y cambios de buzamientos) a medida que va avanzando hacia el sur la unidad de Gavarnie. Los sondeos consultados (Lanaja, 1987) (ver Anexo II) han atravesado evaporitas del Trías en sectores meridionales de la región estudiada, que constituyen un nivel de despegue principal para los cabalgamientos alpinos que se propagan hasta esos sectores meridionales de la Zona Surpirenaica.



## **BIBLIOGRAFÍA**

---



- Autran, A., Carreras, J., Durand-Delga, M. y Laumonier, B., 1996, Conclusions, en *Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées. Vol. 1: Introduction. Géophysique. Cycle Hercynien*, A. Barnolas y J. C. Chiron, eds., Édition BRGM-ITGE, Orleans, 679-693.
- Barnolas, A. y Chiron, J. C., 1996, *Synthèse Géologique et Géophysique des Pyrénées. Vol. 1: Introduction. Géophysique. Cycle Hercynien*, Édition BRGM-ITGE, Orleans, 729 p.
- Barnolas, A., Robador, A., Serra-Kiel, J. y Claus, E., 1990: Introduction to the early paleogene of the South Pyrenean basin-First meeting Jaca 1990. Field-trip guidebook. IGME, 159 p.
- Bezançon, J. P., 1964, Contribution à l'étude géologique de la bordure méridionale des massifs granitiques de Cauterets et des Eaux Chaudes, Pyrénées Centrales, Thèse 3<sup>ème</sup> Cycle, Université de Bordeaux, 76 p.
- Bixel, F., 1987, Le volcanisme stephano-permien des pyrenees petrographie, mineralogie, geochemie, *Cuadernos de Geología Ibérica*, **11**, 41-55.
- Bixel, F., Kornprobst, J. y Vincent, P., 1983, Le massif du Pic du Midi d'Ossau: un "cauldron" calcoalcalin stéphano-permien dans la Zone Axiale des Pyrénées. *Revue de Geologie Dynamique et de Geographie Physique*, **24**, 315-328.
- Bixel, F. y Lucas, C., 1983, Magmatisme, tectonique et sédimentation dans le fossés stéphano-permiens des Pyrénées occidentales, *Revue de Geologie Dynamique et de Geographie Physique*, **24**, 329-342.
- Bixel, F. y Lucas, C., 1987, Approche geodynamique du permien et du trias des pyrénées dans le cadre du sud-ouest europeen, *Cuadernos de Geología Ibérica*, **11**, 57-81.
- Bixel, F., Muller, J. y Roger, P., 1985, Carte géologique du Pic du Midi d'Ossau et haut bassin du rio Gállego, 1:25.000, Institut de Géodynamique, Université de Bordeaux, 54 p.
- Black, L. P., Kamo, S. L., Allen, C. M., Aleinikoff, J. N., Davis, D. W., Korsch, R. J. y Foudoulis, C., 2003, TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology, *Chemical Geology*, **200**, 155-170.
- Boillot, G., 1984, Some remarks on the continental margins in the aquitaine and french Pyrenees, *Geological Magazine*, **121**, 407-412.
- Cabanis, B., y Thiéblemont, D. 1988. La discrimination des tholéiites continentales et des basaltes arrièrearc: proposition d'un nouveau diagramme, le triangle Th-3 × Tb-2 × Ta. *Bull. Soc. Geol. France* 4:927-936.
- Cámara, P. y Klimowitz, J., 1985, Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuencas de Jaca-Tremp), *Estudios Geológicos*, **41**, 391-404.
- Cano Alonso, R., Pascual García, J. y Pérez Silva, F., 1958, Localización del Gothlandense en la Hoja de Sallent (Huesca), *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, **49**, 53-62.

- Carreras, J., 1975, Las deformaciones tardi-hercínicas en el litoral septentrional de la península de Cabo Creus (Prov. Gerona, España): la génesis de las bandas miloníticas, *Acta Geológica Hispánica*, **10**, 109-115.
- Carreras, J. y Capella, I., 1994, Tectonic Levels in the Paleozoic Basement of the Pyrenees - a Review and a New Interpretation, *Journal of Structural Geology*, **16**, 1509-1524.
- Carreras, J., Julivert, M. y Santanach, P., 1980, Hercynian mylonite belts in the eastern Pyrenees: an example of shear zones associated with late folding, *Journal of Structural Geology*, **2**, 5-9.
- Clin, M. y Bezançon, J. P., 1965, Le contact méridional du massif granitique de Cauterets: Traits généraux et particularités structurales, *Actes de la Société Linnéenne de Bordeaux*, **102**, 3-16.
- Clin, M., Heddebaut, C., Mirouse, R., Muller, J., Roger, P. y Waterlot, M., 1970, Le cycle hercynien dans le Pyrénées, *Ann. Soc. Géol. du Nord*, **90**, 253-276.
- Clin, M., Heddebaut, C., Muller, J. y Roger, P., 1968, Déformations transverses et plis couchés anté-stéphaniens, plis de revêtement pyrénées dans la haute vallée du rio Gallego (Pyrénées occidentales espagnoles), *C. R. Acad. Sc. Paris*, **267**, 1131-1132.
- Coward, M., 1994, Inversion Tectonics, en *Continental Deformation*, P. L. Hancock, ed., Pergamon Press, Oxford 289-304.
- Choukroune, P., 1976, Strain Patterns in the Pyrenean Chain, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **283**, 271-280.
- Choukroune, P., Martínez, C., Seguret, M. y Mattauer, M., 1968, Sur l'extension, le style de mise en place de la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales), *C. R. Acad. Sc.*, **266**, 1360-1363.
- Choukroune, P., Roure, F. y Pinet, B., 1990, Main Results of the Ecors Pyrenees Profile, *Tectonophysics*, **173**, 411-423.
- Choukroune, P. y ECORS Pyrenees Team, 1989, The Ecors Pyrenean Deep Seismic Profile Reflection Data and the Overall Structure of an Orogenic Belt, *Tectonics*, **8**, 23-39.
- Chueca, J., Julián, A., Peña, J. L. y Espinalt, M., 2000, Mapa Geomorfológico del Alto Gállego (Pirineo Aragonés), *Boletín Glaciológico Aragonés*, **1**.
- Debon, F., 1972, Notice explicative pour la carte géologique á 1/50000, Massifs granitiques de Cauterets et Panticosa (Pyrénées occidentales). Orléans: BRGM-CNRS, 37 p.
- Debon, F. y Zimmermann, J. L., 1993, Mafic dykes from some plutons of the western pyrenean axial zone (France, Spain) - Markers of the transition from late-hercynian to early alpine events, *Schweizerische Mineralogische Und Petrographische Mitteilungen*, **73**, 421-433.
- Devolvé, J. J., Souquet, P., Vachard, D., Perret, M. F. y Aguirre, P., 1993, Caracterisation d'un bassin d'avant pays dans le Carbonifère des Pyrénées: facies, chronologie de la tectonique synsédimentaire, *C.R. Acad. Sciences, Paris, série II*, **316**, 959-966.

- ECORS Pyrenees Team, 1988, The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees, *Nature*, **331**, 508-511.
- Fontboté, J. M., Muñoz, J. A. y Santanach, P., 1986, On the consistency of proposed models for the Pyrenees with the structure of the eastern parts of the belt, *Tectonophysics*, **129**, 291-301.
- Galera, J. M., 1985, *Estudio geológico del paleozoico de la cabecera del Río Aragón. Provincia de Huesca*, Proyecto Fin de Carrera. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas de Madrid. 84 p.
- Galera, J. M., 1987, *Estudio del devoniano del Pirineo Central español*, Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Madrid, 276 p.
- García Ruiz, J. M., Chueca, J. y Julián, A., 2004, Los movimientos en masa del alto Gállego, en *Geografía física de Aragón. Aspectos generales y temáticos*, J. L. L. Peña, L. A. y Sánchez, M., ed., Universidad de Zaragoza e Institución Fernando el Católico, Zaragoza. 142-152.
- García Ruiz, J. M., Gómez Villar, A., Ortigosa, L. y Martí Bono, C., 1999, Los circos glaciares en los altos valles del Aragón y del Gállego (Pirineo Central español). Análisis morfométrico y variaciones espaciales, *Cuaternario y geomorfología*, **13**, 95-108.
- García Sansegundo, J., 1992, *Estratigrafía y estructura de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Valle de Arán y de la Alta Ribagorça*. Publicación especial del boletín geológico y minero, **102 y 103**, Madrid, 167 p.
- Gibbons, W. y Moreno, T., 2002, *The Geology of Spain*. Geological Society, London, 649 p.
- Gil, I., Montes, M. J. y Malagón, J., en prensa, Mapa geológico nº 177, Sabiñánigo a escala 1/50.000. IGME.
- Gillcrist, R., Coward, M. y Mungnier, J. L., 1987, Structural inversion and its controls: examples from the Alpine foreland and the French Alps, *Geodinamica Acta*, **1**, 5-34.
- Gleizes, G., Leblanc, D., Santana, V., Olivier, P. y Bouchez, J. L., 1998, Sigmoidal structures featuring dextral shear during emplacement of the Hercynian granite complex of Causerets-Panticosa (Pyrenees), *Journal of Structural Geology*, **20**, 1229-1245.
- Innocent, C., Briqueu, L. y Cabanis, B., 1994, Sr- Nd isotope and trace element geochemistry of late variscan volcanism in the Pyrenees: magmatism in post-orogenic extension?, *Tectonophysics*, **238**, 161-181.
- Jeurissen, G. F. J., 1962, Geology of the upper cretaceous part of the lower tertiary between the rio Aragon Subordan and the Rio Gallego (Spanish Pyrenees, Province of Huesca), *Geologica ultraiectina*, **10**, 1-71.
- Jolivet, M., Labaume, P., Monié, P., Brunel, M., Arnaud, N. y Campani, M., 2007, Thermochronology constraints for the propagation sequence of the south Pyrenean basement thrust system (France-Spain), *Tectonics*, **26**, 17.
- Knipe, R. J., 1985, Footwall Geometry and the Rheology of Thrust Sheets, *Journal of Structural Geology*, **7**, 1-10.

- Labauve, P., Séguret, M. y Seyve, C., 1985, Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: example of the eocene south-pyrenean basin, *Tectonics*, **4**, 661-685.
- Lanaja, J. M., 1987, *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España*, IGME, Madrid, 465 p.
- Majesté-Menjoulás, C. y Debon, F., 1999, Carte géologique France (1/50.000), feuille Gavarnie (1082). Orléans: BRGM. Notice explicative par C. Majesté-Menjoulas, F. Debon, P. Barrère (1999), 158 p.
- Majesté-Menjoulás, C., Debon, F. y Barrère, P., 1999, Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Gavarnie (1082). Orléans: BRGM, 158 p. Carte géologique par C. Majesté-Menjoulás, F. Debon.
- Mattauer, M., 1964, Sur les schistosités d'âge tertiaire de la zone axiale hercynienne des Pyrénées, *C. R. Acad. Sc. Paris*, **259**, 2891-2894.
- Mattauer, M., 1968, Les traits structuraux essentiels de la Chaîne Pyrénéenne, *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, **X**, 3-12.
- Mattauer, M., 1985, Présentation d'un modèle lithosphérique de la chaîne des Pyrénées *C. R. Acad. Sc. Série II*, **300**, 71-74.
- Mattauer, M., 1998, *Ce que disent les pierres*, Bibliothèque pour la Science, Paris, 143 p.
- Mattauer, M. y Seguret, M., 1966, Sur le style des déformations tertiaires de la zone axiale des Pyrénées, *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, **10**, 10-13.
- Matte, P., 2002, *Le plis hercyniens kilométriques couchés vers l'ouest-sud-ouest dans la région du pic du Midi d'Ossau-col du Somport (zone axiale des Pyrénées occidentales)*, *Comptes Rendus Geoscience*, **334**, 773-779.
- McClay, K. R., 1992, Glossary, en *Thrust Tectonics*, K. R. McClay, ed., Chapman & Hall, London, 419-433.
- Millán Garrido, H., Oliva-Urcia, B. y Pocoví, A., 2006, La transversal de Gavarnie-Guara. Estructura y edad de los mantos de Gavarnie, Guara-Gèdre y Guarga (Pirineo centro-occidental), *Geogaceta*, **40**, 35-38.
- Mirouse, R., 1959 a, Sur l'âge des andésites de la haute vallée du Gave d'Aspe (Basses-Pyrénées), *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, **3**, 65-66.
- Mirouse, R., 1959 b, Sur le "Grés rouge" des hautes vallées du Gave d'Aspe et de l'Aragon Subordan *C. R. Acad. Sc. Paris*, **248**, 2361-2363.
- Mitra, S., 1986, Duplex structures and imbricate thrust systems: Geometry, structural position and hydrocarbon potential, *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, **70**, 1087-1112.

- Muller, J., 1973, Sur les tectoniques hercyniennes et pyrénéennes dans la partie occidentale de la haute chaîne des Pyrénées entre le Somport et le Pourtalet., *C. R. Acad. Sc. Paris*, **276**, 2871-2874.
- Muller, J. y Roger, P., 1977, L'Évolution structurale des Pyrénées (Domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine, *Géologie Alpine*, **53**, 149-191.
- Muntean, J. L., Coward, M. y Tarnocai, C. A., 2007, Reactivated Palaeozoic normal faults: controls on the formation of the Carlin-type gold deposits in north-central Nevada, en *Deformation of the Continental Crust: The legacy of Mike Coward*, A. C. Ries, R. W. H. Butler y R. H. Gram, eds., Geological Society, London, Special Publication, **272**, 571-587.
- Muñoz, J. A., 1992, Evolution of a continental collision belt - ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section, en *Thrust Tectonics*, K. R. McClay, ed., Chapman & Hall, London, 235-246.
- Ramsay, J. G., 1967, *Folding and fracturing of rocks*. New York, McGraw-Hill, 560 p.
- Ramsay, J. G., 1974, Development of Chevron Folds, *Geological Society of America Bulletin*, **85**, 1741-1754.
- Ramsay, J. G. y Huber, M. I., 1987, *The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and fractures*, Academic Press, Nueva York, 700 p.
- Ríos, J. M., 1957, Memoria acerca de la organización y resultados logrados con el Segundo Campamento para Prácticas de Geología. Panticosa 1956., *Not. y Com. del I.G.M. de España*, **45**, 273-298.
- Ríos, J. M., Galera, J. M., Baretino, D. y Lanaja, J. M., 1987, Hoja 145 (Sallent) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 y Memoria geológica. IGME, Madrid.
- Ríos, L. M., Lanaja, J. M. y Fernández, C., 1983, Contribución a la geología del paleozoico del Valle de Tena, alto Gállego, provincia de Huesca, en *Libro jubilar J. M. Ríos. Contribuciones sobre temas generales. Tomo III*, 45-59, IGME.
- Rodríguez, L. y Cuevas, J., 2008 a, Análisis del plegamiento al Norte de Biescas (Zona Surpirenaica, Pirineos centrales), *Geogaceta*, **44**, 51-54.
- Rodríguez, L. y Cuevas, J., 2008 b, Geometría de cabalgamientos asociados a flancos normales de pliegues (N de Biescas, Zona Surpirenaica), *Geogaceta*, **44**, 55-58.
- Rodríguez, L. y Cuevas, J., 2009, Presencia de cloritoide en la aureola térmica de los plutones de Caoterets occidental-Panticosa (Zona Axial del Pirineo, Huesca), *Geogaceta*, **47**, 133-136.
- Rodríguez, L., Cuevas, J., Esteban, J. J., Tubía, J. M., Sergeev, S. y Larionov, A., 2011, New age constraints on the permian magmatism in the Sallent area (Axial Zone, central Pyrenees), *Geophysical Research Abstracts*, **13**, 278.
- Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Muñoz, J. A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P. y Deramond, J., 1989, Ecors Deep Seismic Data and Balanced Cross-Sections - Geometric Constraints on the Evolution of the Pyrenees, *Tectonics*, **8**, 41-50.

- Santana, V., 2001, *El Plutón de Panticosa (Huesca, Pirineos): Estructura y modelo de emplazamiento a partir de análisis de la anisotropía de la susceptibilidad magnética*, Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco, 146 p.
- Santana, V., 2002, El plutón de Panticosa (Pirineos occidentales, Huesca): Fábrica magnética y modelo de emplazamiento, *Rev. Soc. Geol. España*, **15**, 175-191.
- Santana, V., Vegas, N., Pinotti, L. y Tubía, J. M., 2006, Fábrica magnética de diques doleríticos del Plutón de Panticosa (Zona Axial, Pirineos), *Geogaceta*, **39**, 4.
- Santanach, P., 1972, Estudio tectónico del Paleozoico inferior del Pirineo entre Cerdaña y el río Ter (resumen), *Acta Geológica Hispánica*, **2**, 44-49.
- Seguret, M., 1972, Étude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité, Montpellier, 155 p.
- Seguret, M. y Daignières, M., 1986, Crustal scale balanced cross-sections of the Pyrenees; discussion, *Tectonophysics*, **129**, 303-318.
- de Sitter, L. U. y Zwart, 1960, Tectonic development in supra and infra-structures of a mountain chain, *Proceedings 21 st. International Congress Copenhagen*, **18**, 248-256.
- Shervais, J. W., 1982, Plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas, *Earth and Planetary Science Letters*, **59**, 101-118.
- Solé Sugrañes, L., 1971, Estudio geológico del Prepirineo español entre los ríos Segre y Llobregat (resumen), *Acta Geológica Hispánica*, **1**, 8-12.
- Soula, J. C., Debat, P., Deramond, J. y Pouget, P., 1986, A dynamic model of the structural evolution of the Hercynian Pyrenees, *Tectonophysics*, **129**, 29-51.
- Souquet, P., 1967, *Le Cretacé superieur sud-pyrénéen en Catalogne, Aragón et Navarre*, Tesis Doctoral, Universidad de Toulouse, 529 p.
- Subías Pérez, I., Fernández Nieto, C. y González López, J. M., 1990, Estudio mineralógico de la serie Devónica y Carbonífero inferior de Sallent de Gállego (Huesca), *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, **13**, 183-194.
- Sun, S.S. y McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Sun, S.S., McDonough, W.F. (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geol. Soc. London, Sp. Publ., **42**, 313-345.
- Tanner, P. W. G., 1989, The flexural-slip mechanism, *Journal of Structural Geology*, **11**, 635-655.
- Tanner, P. W. G., 1992, The Duplex Model: Implications from a study of flexural-slip duplexes, en: *Thrust Tectonics* (K. R. McClay, Ed.). Chapman & Hall, London, , 201-208.
- Teixell, A., 1992, *Estructura alpina en la transversal de la terminación occidental de la Zona Axial pirenaica*, Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 252 p.

- Teixell, A., 1998, Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees, *Tectonics*, **17**, 395-406.
- Teixell, A., 2004, Estructura de los Pirineos: Generalidades, en *Geología de España*, J. A. Vera, ed., Sociedad Geológica de España-IGME, Madrid, 321-323.
- Teixell, A. y García Sansegundo, J., 1995, Estructura del sector central de la Cuenca de Jaca (Pirineos meridionales), *Rev. Soc. Geol. España*, **8**, 215-228.
- Ternet, Y., Barrère, P., Canérot, J. y Majesté-Menjoulás, C., 2004, Carte géologique France (1/50 000), Feuille Laruns-Somport (1069), Orléans: BRGM. Notice explicative par Ternet Y., Majesté-Menjoulás C., Canérot J., Baudin T., Cocherie A., Guerrot C., Rossi P. (2004), 192 p.
- Ternet, Y., Majesté-Menjoulás, C., Canérot, J., Baudin, T., Cocherie, A., Guerrot, C. y Rossi, P., 2004, Notice explicative, Carte géologique France (1/50.000), feuille Laruns-Somport (1069). Orléans: BRGM, 192 p. Carte géologique par Ternet Y., Barrère P., Canérot J., Majesté-Menjoulás C. (2004).
- Valenzuela, J. I., 1996, Conodontos del Wenlock y Ludlow (Silúrico) del Valle de Tena (Pirineos Aragoneses), *Geogaceta*, **19**, 91-93.
- Valenzuela, J. I. y Carls, P., 1994, Conodontos e Invertebrados del Devónico Medio del Valle de Tena (Huesca, Pirineo aragonés), *Coloquios de Paleontología* **46**, 43-59.
- Valero, J., 1974, *Géologie structurale du Paleozoïque de la région de Panticosa Province de Huesca (Espagne)*, Thèse 3<sup>ème</sup> Cycle, Université de Bordeaux, 78 p.
- Valero Garcés, B. L., 1994, Carbonate lacustrine episodes in the continental Permian Aragón-Béarn Basin (western Pyrenees), en *Global Geological Record of Lake Basins volume 1*, E. Gierlowski-Kordesch y K. Kelts, eds., University Press, Cambridge, 107-121.
- Van Der Lingen, G. J., 1960, Geology of the Spanish Pyrenees, North of Canfranc, Huesca province, *Estudios Geológicos*, **XVI**, 205-242.
- Vera, J. A., 2004, *Geología de España*. Sociedad Geológica de España-IGME, Madrid, 890 p.
- Visser, R. L. M., 1992, Variscan Extension in the Pyrenees, *Tectonics*, **11**, 1369-1384.
- Wensink, H., 1962, Paleozoic of the upper Gállego and Ara valleys, Huesca province, Spanish Pyrenees., *Estudios Geológicos*, **XVIII**, 1-74.
- Wickham, S. M. y Oxburgh, E. R., 1986, A Rifted Tectonic Setting for Hercynian High-Thermal Gradient Metamorphism in the Pyrenees, *Tectonophysics*, **129**, 53-69.
- Williams, G. D., Powell, C. M. y Cooper, M. A., 1989, Geometry and kinematics of inversion tectonics, en *Inversion tectonics*, M. A. Cooper y G. D. Williams, eds., Geological Society of London Special Publication, **44**, 3-15.
- Winchester, J. A. y Floyd, P. A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical Geology*, **20**, 325-343.

- Wood, D. A., Joron, J. L., y Treuil, M. 1979. A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth Planet. Sci. Lett.* 45: 326-336.
- Zwart, H. J., 1963, The structural evolution of the paleozoic of the Pyrenees, *Geologische Rundschau*, 53, 170-205.
- Zwart, H. J., 1968, The Paleozoic crystalline rocks of the pyrenees in their structural settings, *Krystallinium*, 6, 125-140.
- Zwart, H. J., 1986, The variscan geology of the Pyrenees, *Tectonophysics*, 129, 9-27.

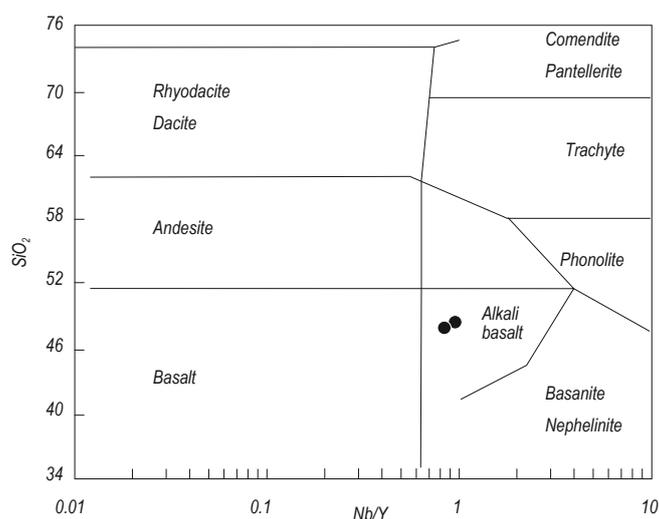
## **ANEXO I**

---



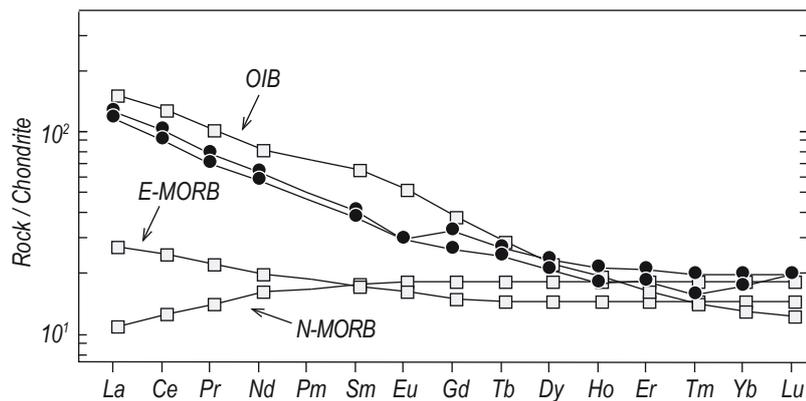
## ANEXO I: Caracterización geoquímica de la muestra Li-26

La geoquímica de roca total se ha determinado mediante el análisis de dos muestras del dique, una en el “Centre de Recherches Péetrographiques et Géoquimiques” de Nancy (Francia) y la otra en el Servicio de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la Universidad del País Vasco. Los análisis de roca total están resumidos en la Tabla A-1.1. Las muestras presentan contenidos bajos en SiO<sub>2</sub> (48.1-48.9 %) y álcalis (48.1-48.9 %). En diagramas discriminatorios como Zr/TiO<sub>2</sub> vs SiO<sub>2</sub>, Zr/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> vs TiO<sub>2</sub> and Zr/TiO<sub>2</sub> vs Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977), ambas muestras están representadas en el campo de los “basaltos alcalinos” (Figura A-1.1). Los valores superiores a 50 de la relación Ti/V también avalan su naturaleza alcalina (Shervais, 1982).



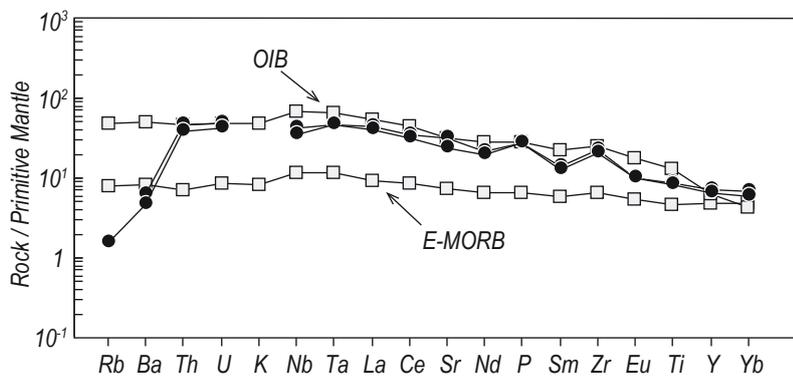
**Figura A-1.1.-** Diagrama discriminador SiO<sub>2</sub> vs Nb/Y (Winchester y Floyd, 1977)

Las muestras tienen una abundancia en tierras raras 100 veces superior a la del condrito C1 de Sun y McDonough (1989) (Figura A-1.2) y muestran patrones altamente enriquecidos en tierras raras pesadas (LaN/LuN = 5.87-6.41; LaN/SmN = 3.10-3.11), que excluyen una fuente del magma de tipo N-MORB. Se observan anomalías en Europio ligeramente negativas, que sugieren la fraccionación de plagioclasa. En un diagrama multielemental normalizado con respecto al manto primitivo de Sun y McDonough (1989) (Figura A-1.3), las muestras definen patrones convexos con anomalías positivas en P y Zr, de acuerdo a sus contenidos modales



**Figura A-1.2.-** Diagrama de tierras raras normalizado con respecto al Condrito (Sun y McDonough, 1989)

en apatito y circón, y negativas en K (el K se encuentra por debajo del límite de detección, vease A-1.1). La comparación con los patrones de referencia E-MORB, N-MORB y OIB, normalizados con respecto al manto primitivo, refleja una clara similitud con las rocas formadas en basaltos de islas oceánicas, OIB (Figura A-1.3), sobre todo para los elementos más inmóviles (Th, Yb). En los diagramas de discriminación tectónica, las muestras analizadas están situadas en los campos de basaltos de tipo intraplaca o de tipo continental (Figura A-1.4 y A-1.5).



**Figura A-1.3.-** Diagrama de tierras raras normalizado con respecto al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989) de la muestra Li-26.

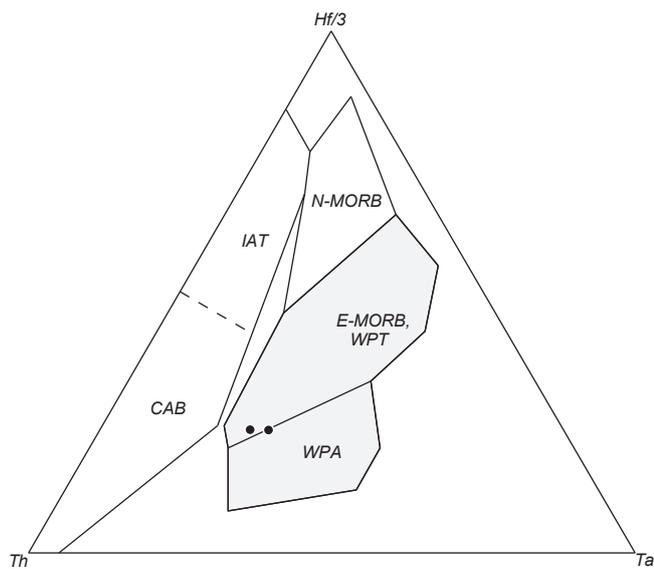


Figura A-1.4.- Diagrama de discriminación tectónica (Woods et al., 1979).

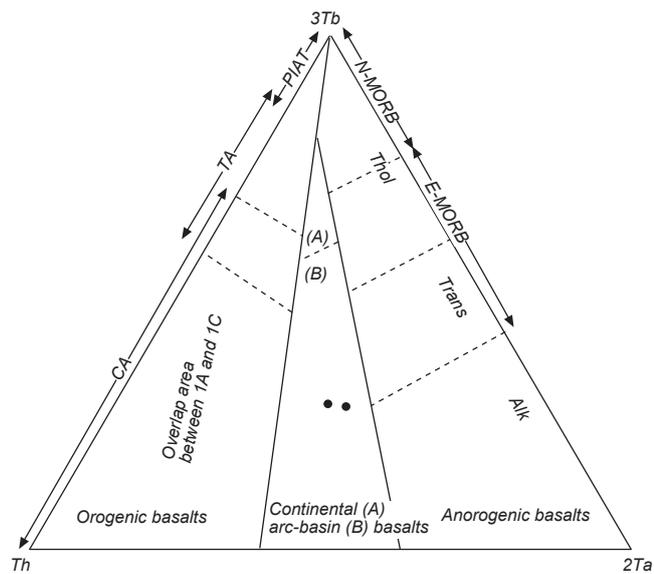


Figura A-1.5.- Diagrama de discriminación tectónica (Cabaniş y Thieblemont, 1988).

Muestra	Li-26 ws	Li-26-wf
<b>Elementos mayores (wt %)</b>		
SiO <sub>2</sub>	48.9	48.1
TiO <sub>2</sub>	1.9	1.8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.5	16.8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	9.3	9.9
MnO	0.2	0.2
MgO	6.0	6.2
CaO	7.6	7.8
Na <sub>2</sub> O	4.1	4.1
K <sub>2</sub> O	bd	bd
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.6	0.6
LOI	4.5	4.8
<b>Total</b>	<b>100.6</b>	<b>100.3</b>
<b>Elementos traza (ppm):</b>		
Ba	42.6	31.7
Co	57.8	34.0
Cr	bd	126.9
Cu	39.5	34.5
Hf	5.2	4.7
Nb	30.2	24.9
Ni	84.7	91.5
Rb	0.0	1.0
Sc	19.5	bd
Sr	661.6	502.9
Ta	1.9	1.9
Th	3.9	3.3
U	1.0	0.9
V	144.8	151.9
Y	32.3	29.3
Zn	74.0	80.0
Zr	257.7	228.3
<b>Tierras Raras (ppm):</b>		
La	29.9	27.4
Ce	62.3	55.8
Pr	7.4	6.6
Nd	29.5	26.8
Sm	6.2	5.7
Eu	1.7	1.7
Gd	6.6	5.4
Tb	1.0	0.9
Dy	5.9	5.3
Ho	1.2	1.0
Er	3.4	3.0
Tm	0.5	0.4
Yb	3.3	2.9
Lu	0.5	0.5
<b>ΣREE</b>	<b>159.4</b>	<b>143.4</b>
(La/Lu) <sub>N</sub>	6.41	5.87
(La/Sm) <sub>N</sub>	3.11	3.10

ws: muestra analizada en Leioa (UPV) / wf: muestra analizada en Nancy (France)

bd: por debajo del límite de detección

N: Normalizado con Sun y McDonough's (1989) condrito C1

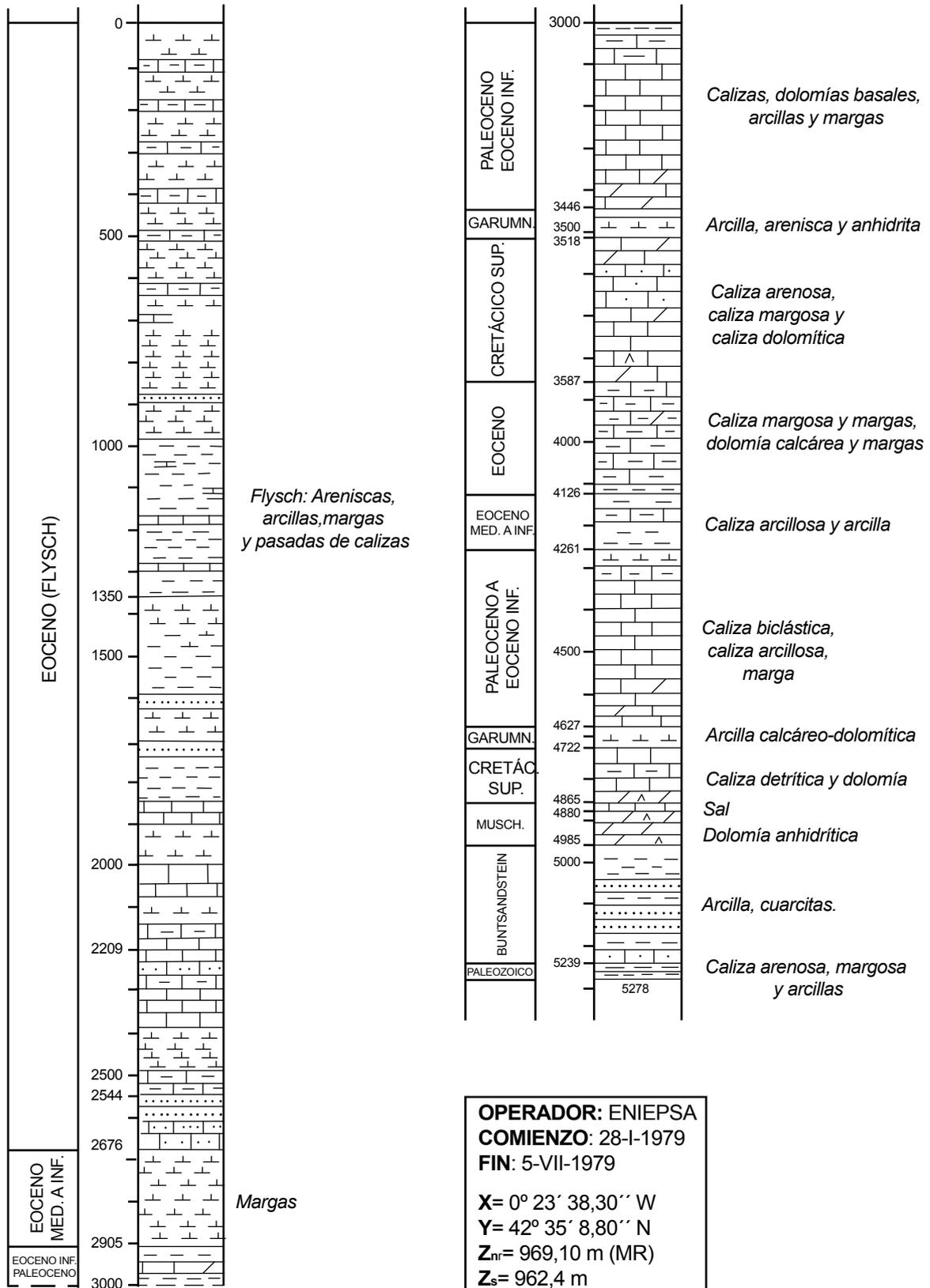
**Tabla A-1.1.- Composición de roca total de la muestra Li-26.**

## **ANEXO II**

---



**SONDEO SERRABLO 1 (tomado de Lanaja, 1987)**



**SONDEO SERRABLO 13 (tomado de Lanaja, 1987)**

