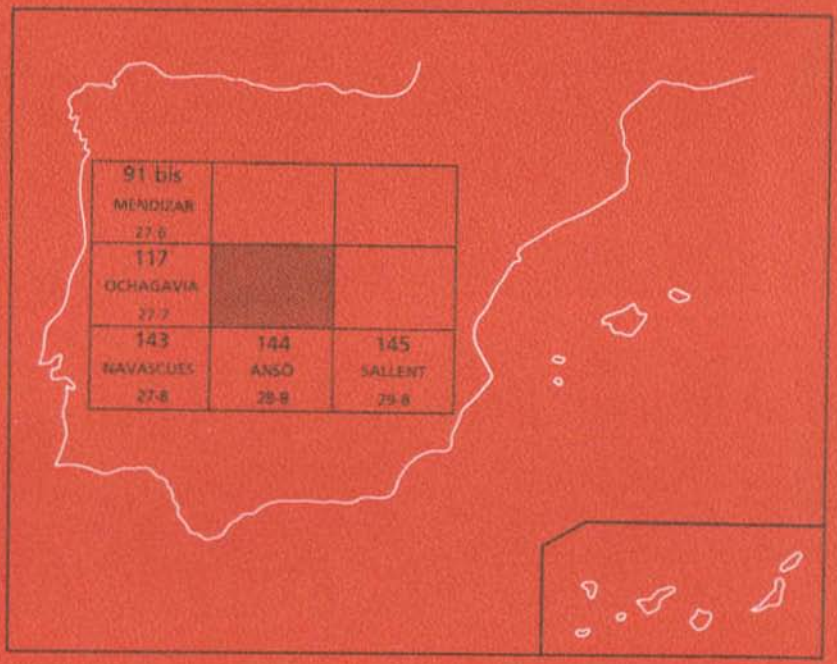
Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

118
28-7

# MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

## Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición




# ZURIZA

# MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

# ZURIZA

© INSTITUTO TECNOLOGICO GEOMINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M.—16.732.—1994
I.S.B.N.: 84-7840-179-2
NIPO: 241-93-009-3
Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.
Impresión: I. Izquierdo, S. A.

El Mapa Geológico y Memoria explicativa de Zuriza (118) han sido realizados, durante 1992 y 1993, por la Dirección de Geología y Técnicas Básicas del ITGE, bajo normas, dirección y supervisión del ITGE, habiendo intervenido los siguientes autores:

**Mapa Geológico**

A. Teixell (ITGE)
J. García-Sansegundo (ITGE) en Paleozoico hercínico

**Memoria**

A. Teixell (ITGE)
J. García-Sansegundo (ITGE)

Han colaborado en aspectos parciales:

- **Bioestratigrafía del Paleozoico hercínico**

  J. Sanz (ITGE)

- **Bioestratigrafía del Cretácico superior**

  E. Caus (Univ. Autónoma de Barcelona)

- **Estratigrafía del Paleoceno**

  A. Robador (ITGE)

- **Hidrogeología**

  J. García-Sanz (ITGE-GERS)

- **Dirección y supervisión del Proyecto**

  A. Barnolas (ITGE)

**Nota:**

Se pone en conocimiento del lector que en el Centro de Documentación del ITGE existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

— Muestras y sus correspondientres preparaciones.

— Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.

— Columnas estratigráficas de detalle.

— Fichas bibliográficas, álbum de fotografías y demás información varia.

## ÍNDICE


**1.- INTRODUCCIÓN** ..... 7
**1.1.- MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO** ..... 7
**1.2.- ANTECEDENTES** ..... 7
**2.- ESTRATIGRAFÍA** ..... 8
**2.1.- INTRODUCCIÓN** ..... 8
**2.2.- PALEZOICO HERCÍNICO** ..... 8
**2.2.1.- Lutitas y areniscas indeferenciadas (manto de Lakora) (2)** ..... 9
**2.2.2.- Lutitas, areniscas y calizas (Capas de Atxerito) (6)** ... 9
**2.2.3.- Calizas con corales (Calizas de Tobaro) (7)** ..... 9
**2.2.4.- Calizas y lutitas (Capas de Lazerque) (8)** ..... 10
**2.2.5.- Areniscas y lutitas (Capas de Lariste) (9)** ..... 11
**2.2.6.- Clizas "griotte" de Rioseta (10)** ..... 11
**2.2.7.- Calizas laminadas de Chourique (11)** ..... 12
**2.2.8.- Areniscas y lutitas (Series de facies "Culm") (12)** ..... 14
**2.3.- PÉRMICO** ..... 14
**2.3.1.- Areniscas y lutitas rojas (14)** ..... 14
**2.3.2.- Brechas y conglomerados (Serie de Baralet) (15)** ..... 15
**2.3.3.- Lutitas y areniscas rojas (Serie de Marcatón) (16)** .... 17
**2.4.- TRIÁSICO** ..... 17
**2.4.1.- Lutitas vericolores, calizas y ofitas (3)** ..... 17
**2.5.- ALBIENSE Y CRETÁCICO SUPERIOR** ..... 17
**2.5.1.- Manto de Lakora** ..... 18
2.5.1.1.- Congomerados cuarcíticos (Pudingas de Mendibelza) (4) ..... 18
2.5.1.2.- Brechas poligénicas (Brechas de Ibarrondoa) (5) ... 18
**2.5.2.- Cobertera de la Zona Axial** ..... 19
2.5.2.1.- Calizas con Prealveolinas (17) ..... 19
2.5.2.2.- Calcarenitas y calizas con rudistas (Calizas de Larra) (18) ..... 19
2.5.2.3.- Calizas mecríticas con sílex (Calizas de La Pierre-Saint-Martin) (19) ..... 21

2.5.2.4.- Calcarenitas ferruginosas y calizas nodulosas (20) ..... 21
2.5.2.5.- Margas y calizas de Zuriza (21) ..... 21
2.5.2.6.- Areniscas de la Tuca Blanca (22) ..... 23
2.5.2.7.- Areniscas y lutitas en facies turbidítica (Fm. Longibar) (23) ..... 23
2.5.2.8.- Areniscas de Marboré (24) ..... 24
**2.6.- TERCIARIO** ..... 24
**2.6.1.- Calcarenitas y calizas de algas inferiores (25)** ..... 24
**2.6.2.- Calcarenitas y calizas de algas superiores (26)** ..... 24
**2.6.3.- Brechas calcáreas, calizas y areniscas (28)** ..... 25
**2.6.4.- Margas y brechas (27)** ..... 25
**2.6.5.- Lutitas y areniscas y lutitas en facies turbidítica (29)** 26
**2.7.- CUATERNARIO** ..... 26
**2.7.1.- Morrenas y glaciares (31)** ..... 26
**2.7.2.- Arcillas y limos. Lacustre y relleno de dolinas (32)** ... 27
**2.7.3.- Gravas, arenas y limos. Aluvial (33)** ..... 27
**2.7.4.- Conos de deyección (34) y derrubios de ladera (35)** 27
**3.- TECTÓNICA** ..... 27
**3.1.- ESTRUCTURA DE LAS ROCAS PALEOZOICAS** ..... 28
**3.1.1.- Estructuras de fase 1** ..... 28
**3.1.2.- Estructuras de fase 2** ..... 30
**3.1.3.- Cabalgamientos** ..... 30
**3.1.4.- Otras estructuras** ..... 30
**3.2.- ESTRUCTURA ALPINA DE LAS ROCAS POST-CARBONIFERAS** ..... 31
**3.2.1.-El manto de Lakora** ..... 31
**3.2.2.- Estructura de la cobertera en la terminación de la Zona Axial** ..... 33
**3.3.- EDAD DE LAS DEFORMACIONES** ..... 38
**4.- ROCAS IGNEAS** ..... 38
**4.1.- ANDESITA (1)** ..... 38
**5.- HISTORIA GEOLÓGICA** ..... 39
**6.- HIDROGEOLOGÍA** ..... 43
**7.- BIBLIOGRAFÍA** ..... 47

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1. MARCO GEOGRÁFICO Y GEOLÓGICO

La hoja de Zuriza se halla en el Pirineo central, incluyendo los terrenos más elevados de la cadena en la transversal que abarca el límite entre Huesca y Navarra en España y Bearn-Haute Soule en Francia. En la vertiente española no existe población alguna a excepción del lugar de Zuriza, donde existe un hotel-camping de ocupación permanente.

Geológicamente se encuentra enclavada en el área de la terminación occidental de los afloramientos paleozoicos de la Zona Axial pirenaica, que desaparecen periclinalmente bajo la serie sedimentaria de edad Mesozoico-Terciaria. Ya en la vertiente francesa, la Zona Norpirenaica ocupa la parte más septentrional de la hoja, limitada por un cabalgamiento mayor vergente hacia el sur (cabalgamiento de Lakora; Lakhoura en la toponímia francesa).

Desde el punto de vista morfostructural pueden diferenciarse dos áreas principales: 1) una oriental, constituida por terrenos en general poco competentes del Paleozoico hercínico y del Pérmico, en la que destacan cordales abruptos constituidos por calizas de edad Devónico superior-Carbonífero inferior, y 2) una área occidental, constituida por terrenos de cobertera de edad esencialmente cretácica (con Paleoceno-Eoceno inferior en el extremo SW) y relieve más escarpado, donde se alcanzan las mayores cotas de la región (Pico de Anie, 2509 m; Mesa de los Tres Reyes, 2428 m; Ezcaurre, 2050 m, etc.). Una característica notoria de este área es la existencia de un importante sistema karstico (macizo de Larra y de la Pierre-Saint-Martin). Este sistema, espectacularmente desarrollado en superficie en las calizas del Cretácico superior, causa una escorrentía superficial prácticamente nula, situándose las principales redes de drenaje de la vertiente española en materiales paleozoicos (río Aragón Subordán) o margosos del Cretácico superior (valles de Zuriza y Belagua).

## 1.2. ANTECEDENTES

Los trabajos más importantes sobre el Paleozoico de la Zona Axial pirenaica en la hoja de Zuriza hacen referencia principalmente a su estratigrafía y edad. Entre estos trabajos, los más importantes son los de DALLONI (1910), SCHWARZ (1962) y MIROUSE (1966). Este último autor,

además aporta algunos datos sobre la estructura de estas rocas en este sector.

Los trabajos referentes a la estratigrafía del Cretácico superior principales son los de RIBIS (1965), SOUQUET (1967), RAMIREZ DEL POZO y LOPEZ-MARTINEZ (1988) y TEIXELL (1990 a). VAN ELSBERG (1968) aporta asimismo datos sobre la estratigrafía del Terciario. Desde el punto de vista de estructura alpina esta zona ha sido objeto de menos trabajos, entre los que cabe destacar CASTERAS (1949) para el sector más septentrional, VAN ELSBERG (1968) para el sector SW, y más recientemente, una revisión del conjunto en TEIXELL (1990 b). La cartografía de la vertiente francesa ha sido publicada en la hoja de Larrau del mapa geológico de Francia a escala 1:50000 (CASTERAS, 1971). La geomorfología del macizo kárstico de Larra y de la Pierre-Saint-Martin ha sido extensamente estudiada por LOPEZ MARTINEZ (1986). Precisamente sobre el desarrollo hidrogeológico y la investigación espeleológica del mencionado sistema kárstico existe una abundante bibliografía especializada, sintetizada por este autor y por MAIRE (1983), entre otros trabajos.

# 2. ESTRATIGRAFÍA

## 2.1. INTRODUCCIÓN

Los materiales más antiguos representados en la hoja corresponden a rocas sedimentarias paleozoicas hercínicas del Silúrico, del Devónico y del Carbonífero. Sobre éstas se disponen discordantes las series detríticas rojas del Pérmico, que muestran una distribución localizada en el SE de la zona cartografiada. Sobre éstas o sobre el Paleozoico hercínico yacen las rocas sedimentarias del Cretácico superior, calcáreas en su parte inferior y de carácter más terrígeno en su parte superior. Estas son sucedidas por materiales carbonáticos y lutítico-arenosos del Paleoceno y Eoceno inferior.

## 2.2. PALEOZOICO HERCÍNICO

Las rocas paleozoicas afectadas por la deformación hercínica, aparte de los pequeños afloramientos del manto de Lakora, se sitúan principalmente en la parte oriental de la hoja. Estas rocas tienen una edad comprendida entre el Devónico Inferior y Carbonífero medio (?). La sucesión devónica es principalmente calcáreo-lutítica, aunque son muy frecuentes los tramos arenosos. La serie carbonífera, en su parte inferior es calcárea y se dispone de forma discordante sobre las rocas infrayacentes. La parte alta de la serie carbonífera es predominantemente siliciclástica. El carácter discordante de las rocas del Carbonífero es especialmente llamativo en la hoja de Zuriza; así se puede observar como estas rocas pasan en 4 kilómetros de estar apoyadas sobre tramos del Devónico inferior a estarlo directamente sobre rocas del Devónico superior.

En la descripción de estas rocas de esta memoria se han atribuido nombres locales a las principales unidades litológicas, referidos a los lugares donde éstas se encuentran bien representadas y datadas. El uso de estos nombres es informal y se realiza con el fin de facilitar la correlación

entre las diferentes áreas.

### 2.2.1. Lutitas y areniscas indiferenciadas (Manto de Lakora) (2)

Los materiales paleozoicos que forman el manto de Lakora corresponden principalmente al Silúrico y Devónico. En el klippe del pico Lakora, se encuentran pizarras negras metamorfizadas, con cristales de quiastolita, atribuidas al Silúrico por BRESSON (1906). Al oeste de éstas y en contacto cartografiado en la hoja de Larrau como estratigráfico, se encuentran directamente areniscas cuarzosas y lutitas del Frasniense-Fameniense inferior (CASTERAS, 1971). Estas últimas forman asi mismo el pequeño klippe de Aneu, al este del de Lakora. Por otra parte, en las proximidades de la localidad de Ste. Engrâce exixte una pequeña escama pinzada en el cabalgamiento de Lakora formada por pizarras, atribuidas también al Silúrico por BRESSON (1906) y CULOT (1965), aunque CASTERAS (1971) opina que podrían representar el Ordovícico.

### 2.2.2. Lutitas, areniscas y calizas (Capas de Atxerito)

Aparte de las rocas del manto de Lakora, las rocas paleozoicas más antiguas de la hoja de Zuriza se sitúan ya dentro de la Zona Axial pirenaica y fueron desde antiguo atribuidas al Devónico inferior (Coblentziense, según SEUNES, 1893). Los afloramientos de estas rocas se hallan en el núcleo del anticlinal de Atxerito, a lo largo de la canal del mismo nombre, y en el río Aragón Subordan, en el borde meridional de los afloramientos paleozoicos de la Zona Axial pirenaica.

Las capas de Atxerito son lutitas negras que alternan con niveles centimétricos y decimétricos de areniscas. Ocasionalmente se reconocen capas de calizas bioclásticas de 50 cm a 1 m de espesor. En estas calizas se reconocen restos de braquiópodos, trilobites, corales y briozoos. El espesor mínimo estimado para las capas de Atxerito es de unos 200 m según MIROUSE (1966), ya que en la hoja de Zuriza no aflora la base de esta sucesión y la parte alta está cortada por las rocas discordantes del Carbonífero inferior.

La edad de estas rocas es Devónico inferior según las dataciones realizadas por los diferentes autores (SEUNES, 1893; DALLONI, 1910; SCHWARZ, 1962; MIROUSE, 1966). De entre las faunas citadas se pueden destacar algunas especies de braquiópodos encontradas por MIROUSE (1966) que son: *Acrospirifer paradoxus, Paraspirifer cultrijugatus e Hysterolites alatiformis*. Estas especies, permiten atribuir estas rocas al Emsiense y al tránsito Emsiense-Eifeliense.

### 2.2.3. Calizas con corales (Calizas del Tobazo) (7)

Esta denominación procede de áreas próximas situadas más al E en la vecina hoja de Ansó, donde en el Monte Tobazo estas calizas se encuentran bien caracterizadas y datadas. En la vertiente española de la hoja de Zuriza, estas rocas afloran en la zona del Pic Laraille, en el núcleo de una estructura anticlinal con trazado N-S.

Consisten en calizas generalmente masivas de color gris claro, que en ocasiones se disponen en bancos de escala métrica. En estas calizas se encuentran construcciones biostrómicas de estromatopóridos o de corales, así como niveles de brechas intraformacionales (SCHWARZ,

1962). El espesor mínimo de esta unidad dentro del área estudiada es de unos 350 m. La parte alta de esta unidad (los 70 últimos metros) se encuentra constituida por calizas de color ocre o gris oscuro, que ya no son tan masivas como las de los tramos subyacentes, sino que aparecen en capas decimétricas. Es frecuente encontrar en estos niveles de techo abundantes crinoideos y corales solitarios.

En lo referente a la edad de las Calizas del Tobazo, dentro del área estudiada, en la zona situada entre el barranco de Lazerque y cresta del Pic Rouge, JOSEPH et al (1980) han encontrado restos de corales de las especies *Heterophrentis simplex, Grypophyllum denkmani, Sringophyllum isactis,* etc. de edad Givetiense. Además, en estos mismos niveles, hallaron algunas especies de conodontos, entre los que pueden ser citados *Polygnathus eiflius, P. pseudofoliatus e Icriodus obliquimarginatus*, que permiten atribuir a estas rocas al Givetiense basal o tránsito Eifeliense-Givetiense. En la parte alta de la unidad, en los tramos de calizas micríticas, JOSEPH et al (1980) han reconocido numerosas especies de conodontos que permiten atribuir estos niveles al Frasniense. Entre estas especies pueden ser citadas *Icriodus symmetricus, Polygnathus decorosus, P. pennatus*, etc. Por otra parte también se han reconocido restos de corales con valor cronoestratigráfico como es el caso de *Phyllipsastrea goldfussi.*

### 2.2.4. Calizas y lutitas (Capas de Lazerque) (8)

Se encuentran por encima de las Calizas del Tobazo y afloran hacia el norte del barranco de Las Foyas . En áreas situadas más al sur y al oeste, esta unidad no aparece debido a que se encuentra truncada por las rocas del Carbonífero Inferior discordantes.

Las Capas de Lazerque están constitiudas por lutitas negras y niveles de calizas intercalados de escala decimétrica o métrica. Dentro de los niveles calcáreos es muy frecuente encontrar restos de braquiópodos (atripidos y espiriféridos), tetracoralarios y tabulados.

Al norte del Pic Lariste esta unidad aparece bien representada y en ella se pueden medir unos 50 m de alternancias calcáreo-lutíticas. A menudo se pueden observar intercalaciones de niveles de calizas de escala métrica que en ocasiones corresponden a biohermos, aunque se ha podido comprobar que también corresponden a olistostromas de calizas coralinas. Es particularmente llamativo el nivel de calizas que aflora a techo de esta unidad, en este mismo sector.

Estas rocas fueron datadas con conodontos por JOSEPH et al. (1980) en la zona comprendida entre el barranco de Lazerque y el Norte del Pic Rouge. La edad obtenida es Frasniense, siendo las especies más importantes *Palmatolepis subrecta y Ancyrodella curvata*. Estos autores han reconocido también algunas especies de braquiópodos Frasnienses *(Cyrtospirifer supradisjunctus, C. aff. siringothyriformis, C. siringothyriformis, C. verneuili)*. Entre los restos de corales hallados, algunos tienen valor cronoestratigráfico, como son las especies *Disphyllum rugosum, D. goldfussi, D. kostetskae y Phyllipsastrea goldfussi,* que caracterizan el Frasniense.

### 2.2.5. Areniscas y lutitas (Capas de Lariste) (9)

Esta unidad conjuntamente con las Capas de Lazerque ha sido denominada por MIROUSE "Serie de Pic Lariste". Aflora en el sector comprendido entre el Pic Lariste y el puerto de Palo, por encima de las Capas de Lazerque. El límite entre ambas unidades a menudo viene marcado por un nivel de calizas coralinas (olistostromas). Dentro del área estudiada no es conocida la parte alta de esta unidad, ya que se ve truncada por las rocas del Carbonífero inferior discordantes.

Las Capas de Lariste estan constituidas por alternancias centimétricas y decimétricas de lutitas negras y areniscas de grano fino y medio, a menudo limoníticas. En la zona estudiada el espesor de esta unidad es menor de 100 m. Sin embargo, MIROUSE (1966) en áreas situadas más al norte considera que el espesor puede llegar a ser de unos 250 m.

MIROUSE (op cit), en áreas situadas más al norte, en el río Labadie, por encima de esta sucesión siliciclástica reconoce unas calizas verdosas de pátina ocre con braquiópodos entre los que pueden ser citados *Cyrtospirifer verneuili y Productella subaculeata*, asi como conodontos de las especies *Polygnathus semicostata*, (Frasniense superior-Fameniense inferior). A partir de estos datos cronoestratigráficos y basándose en que la unidad infrayacente llega al Fameniense inferior, se puede deducir que las capas siliciclásticas de Lariste tienen una edad comprendida entre Fameniense inferior y Frasniense medio .

### 2.2.6.- Caliza "griotte" de Rioseta (10)

Se ha denominado así a una unidad de calizas de tipo "griotte" que aflora en la hoja de Zuriza y se encuentra bien datado por JOSEPH et al (1984), en el barranco de la Rioseta, situado en la vecina hoja de Ansó. En la hoja de Zuriza puede encontrarse en la ladera izquierda del barranco de Atxerito, donde fue estudiado recientemente por PERRET (1977, 1983 y 1988). Otro sector donde existe un importante afloramiento de Caliza de Rioseta es en el puerto del Palo, donde se encuentra intensamente plegada. En muchas zonas donde no se reconoce esta unidad, su ausencia puede ser interpretada como debida a la existencia de despegues o fallas en este nivel estratigráfico que sustraen parte de la serie.

Las Calizas de Rioseta son generalmente micríticas, de color rojizo o gris claro y nodulosas, de aspecto típicamente "griotte". En ellas pueden diferenciarse tres tramos:

- El tramo basal, (1 metro de espesor) está formado por calizas ocre de tipo "packstone" y lutitas rojas, con un nivel calcáreo-arenoso en la parte más baja del tramo donde abundan restos de crinoideos, trilobites, ostrácodos, briozoos y corales.

- Por encima, se sitúa un tramo intermedio de unos 20 m de espesor como máximo, de calizas "griotte" más masivas, en capas decimétricas con intercalaciones centimétricas o milimétricas de lutitas rojizas.

- El tramo superior es menos masivo que el anterior y en él se reconocen calizas de tipo "wackestone" y "mudstone". Su espesor no sobrepasa los 5 m.

En cuanto a su edad, esta unidad se encuentra bien datada por PERRET (1977, 1983, 1988) en la hoja de Zuriza, concretamente en el área del pico de Chourique, donde a partir de conodontos puede atribuirse al Carbonífero inferior, edad que por otra parte coincide con la obtenida por JOSEPH et al (1984) en Rioseta (hoja de Ansó). Además de conodontos en estas calizas también se encuentran restos de goniatítidos de edad Viseense. En el tramo basal de la Caliza de Rioseta, PERRET (1988) encontró abundante fauna de conodontos. Así en el termino calcareo-arenoso se han obtenido *Gnathodus punctatus, Gn. delicatus, Pseudopolygnathus oxipageus, Ps. pinnatus y Polygnathus communis carina* que permiten atribuir estos materiales al Tournaisiense superior (Tn3). En las calizas ocre suprayacentes, se han recogido conodontos de las especies *Eotaphrus bultyncki, Dollymae bouckaerti* y seguidamente *Scaliognathus anchoralis, Doliognathus latus e Hindeodella segaformis* que permiten atribuir estos niveles al Tournaisiense más alto (Tn3c). En el tramo intermedio, PERRET (1977) encontró diversas especies de conodontos pertenecientes a sus zonas de *Gnathodus symmutatus homopunctatus y Gn. commutatus commutatus - Gn. bilineatus* de edad Viseense. Por último, en el tramo superior de la Caliza de Rioseta, PERRET (1983) encontró conodontos de las especies *Gnathodus bilineatus bilineatus, Gn. bilineathus cf. bollandensis y Paragnathodus commutatus* del intervalo Viseense superior, paso al Namuriense.

La Caliza "griotte" de Rioseta se dispone discordante sobre las rocas infrayacentes de edad devónica. Esta discordancia ya había sido observada por MIROUSE (1966) en esta zona, donde es especialmente llamativa. Como se observa en el mapa geológico, en el barranco de Atxerito la Caliza de Rioseta se dispone sobre las Capas de Atxerito (de edad Devónico inferior y/o medio), mientras que a medida que se va hacia el NE, se superpone cada vez sobre términos más altos en la sucesión devónica (Fig. 1). Así, en el barranco de las Foyas, se dispone sobre las Calizas del Tobazo, en la falda meridional del Pic Laraille sobre las Capas de Lazerque y al N del Puerto del Palo sobre las Capas de Lariste. Por lo tanto, la Caliza de Rioseta se dispone de forma discordante sobre rocas devónicas que hacia el norte van progresivamente siendo más modernas. Así, en la zona de Cette-Eygun, la Caliza de Rioseta se superpone ya normalmente sobre una sucesión completa de rocas del Devónico y Carbonífero inferior.

### 2.2.7..- Calizas laminadas de Chourique (11)

Se ha empleado este denominación para referirse a un conjunto de calizas negras y laminadas que fueron datadas por PERRET (1983) en el pico de Chourique, de donde deriva su nombre.

Los primeros 30 metros están formados por calizas negras tableadas, en capas decimétricas y finamente laminadas. Por encima afloran unos 40 metros de calizas negras o gris oscuro, algo más masivsas que las del tramo anterior. En la parte superior, los 10 últimos metros aparecen constituidos por alternancias de calizas laminadas en capas decimétricas, con intercalacionenes de lutitas negras.

La edad de estas rocas fue determinada a partir del estudio de conodontos (PERRET, 1983). La base de la unidad, como ya fue indicado en el epígrafe anterior, tiene una edad que estaría en el intervalo Viseense y Namuriense. En lo referente a la parte alta, PERRET (1983) encontró

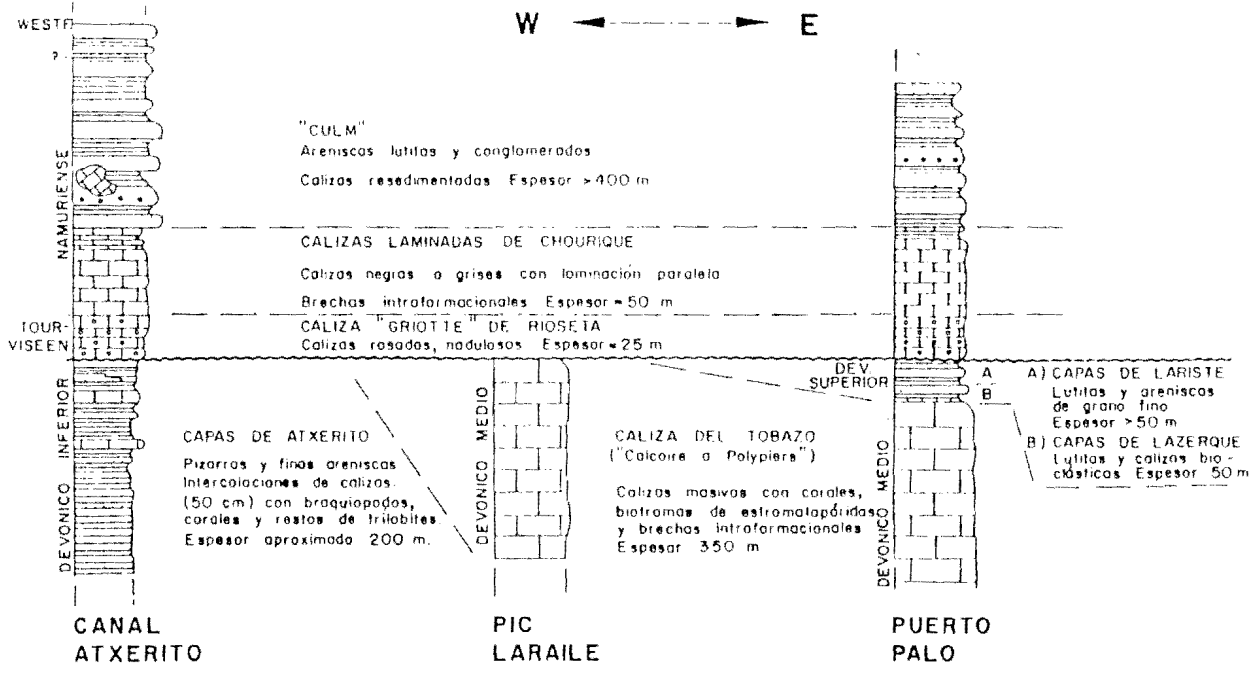



Fig. 1.- Columnas estratigráficas sintéticas del Paleozoico hercínico mostrando la disposición discordante del Carbonífero sobre diferentes niveles de las serie devónica.

conodontos de las especies *Idiognatoides noduliferus japonicus* e *I. sulcatus*, seguidos por *I. sinuatus*, que indican una edad Namuriense A-C.

### 2.2.8.- Areniscas y lutitas (Serie en facies "Culm") (12)

Son las rocas paleozoicas más abundantes en la hoja de Zuriza. Se reconocen en la parte sur y occidental del sector en que afloran rocas paleozoicas, concretamente en el núcleo del denominado por MIROUSE (1966) sinclinal del Aragón Subordán.

Consisten en alternancias de centimétricas a métricas de areniscas y lutitas negras con algunas intercalaciones de conglomerados. El espesor máximo estimado por MIROUSE (1966) es de 400 m. En la zona estudiada, intercalados en la sucesión siliciclástica se reconocen grandes olistolitos, de escala cartográfica, representados en el mapa geológico con la numeración 13 (área de Guarrinza). Estos olistolitos están constituidos por bloques de calizas negras y laminadas (trozos de Calizas de Chourique) y sus dimensiones son excepcionales con unos 500 m de longitud por unos 80 ó 100 m de ancho. Aparecen alineados en un mismo nivel estratigráfico dentro de la serie siliciclástica.

En cuanto a la edad de esta unidad, cabe considerar su disposición por encima de las calizas de Chourique que tienen una edad Namuriense A-C. En lo referente a la parte alta de la serie, las dataciones más modernas se han establecido en la zona del valle del río Aspe a partir del estudio de faunas resedimentadas de foraminíferos, goniatítidos, conodontos, así como algas y restos de plantas. En todos los casos la edad más moderna obtenida es de Namuriense B-C (G1) KULLMAN y DELVOLVE (1985), DELVOLVE y LAVEINE (1985); DELVOLVE y PERRET (1987), PERRET y DELVOLVE (1988), VACHARD et al. (1989).

## 2.3. PERMICO

Las rocas atribuidas al Pérmico consisten fundamentalmente en materiales terrígenos rojos (conglomerados, areniscas y lutitas) en los que se intercalan capas carbonáticas y un nivel subvolcánico. No se conocen hasta la fecha restos fósiles de valor cronostratigráfico en estos materiales, por lo que las dataciones se basan generalmente en correlaciones con otras áreas (LUCAS y GISBERT, 1981; BIXEL, 1984; ASO, 1987). Se han diferenciado tres unidades en la cartografía, que de base a techo son las siguientes:

### 2.3.1. Areniscas y lutitas rojas (14)

Este tramo es el más inferior y se reconoce al sur de la hoja desde Petrafitxa al oeste hasta la cabecera del valle de Guarrinza y el Pic Rouge al este. Las litologías que lo caracterizan consisten en areniscas y lutitas rojas, con niveles conglomeráticos o brechoides. Las areniscas dominan en la parte occidental, mientras que las lutitas lo hacen en la parte oriental. En el área del Pic Rouge, donde afloran los niveles estratigráficos más bajos agrupados en esta unidad, existen frecuentes capas conglomeráticas, de cantos calcáreos.

Las areniscas son de grano fino, masivas, aunque localmente muestran laminación paralela

y cruzada de pequeña escala. Pueden tener cantos dispersos, principalmente de calizas del Carbonífero, y en menor proporción de cuarzo de pequeño tamaño. Los conglomerados y brechas se presentan en capas de 1-2 m alternando con materiales más finos en bancos más potentes, y su textura es matrix-supported. La potencia de esta unidad es próxima a 100 m en el corte del río Aragón Subordán. En esta zona, los primeros niveles, discordantes sobre el Devónico, consisten en 23 m de argilitas y limolitas rojizas y moradas versicolores con concreciones carbonatadas e intercalaciones métricas de calizas micríticas. Estos niveles no han sido reconocidos en el resto de la hoja, en parte debido a las malas condiciones de afloramiento de esta unidad. Por ello no han sido diferenciados en la cartografía.

En el área del Pic Rouge, existe como se ha mencionado una sucesión de lutitas con areniscas y conglomerados brechoides de cantos calcáreos, atribuida aquí a esta unidad inferior. Estas capas están truncadas por una fractura (cabalgamiento) inclinada hacia el norte en el bloque inferior de la cual se hallan materiales carboníferos en facies Culm. Esta truncación deja de existir hacia el sur y hacia la parte superior de la serie, de modo que los niveles más altos de ésta -de naturaleza más lutítica- y de la Serie de Baralet suprayacente se disponen en paralelismo con la superficie de contacto sobre el Culm (cabecera del valle de Guarrinza) (Fig. 2).

Esta unidad, de origen aluvial, fue correlacionada por SCHWARZ (1962) con la Serie de Somport, definida por MIROUSE (1959) en el área de la vecina hoja de Ansó. Dicha Serie fue atribuida al Autuniense por BIXEL (1984).

### 2.3.2. Brechas y conglomerados (Serie de Baralet) (15)

Esta unidad, definida por MIROUSE (1959), está formada por brechas y conglomerados que intercalan niveles subordinados de areniscas y lutitas, de color rojizo. En la hoja de Zuriza se disponen por encima de las areniscas y lutitas de la unidad 14 en aparente concordancia angular, aunque en la hoja de Ansó llegan a hacerlo directamente sobre el Paleozoico hercínico. En la parte SE de la hoja, en la base de esta unidad se encuentra un cuerpo andesítico estratiforme.

Los niveles brechoides y conglomeráticos forman bancos de 1-3 m con estratificación poco definida e irregular y geometrías predominantemente tabulares, aunque localmente se reconocen capas canaliformes. Forman tanto niveles clast-supported, con matriz arenosa, como matrix-supported, en los cuales la matriz puede ser arenosa o pelítica. Los cantos son principalmente de calizas del Carbonífero y Devónico comparables a las que afloran en áreas cercanas, y en menor proporción de areniscas de facies Culm y de cuarzo. Los cantos calcáreos suelen ser equidimensionales, aunque muy angulosos. Su tamaño medio es de 5 cm, aunque se encuentran de hasta 30 cm. Los cantos de cuarzo, menores en tamaño, suelen estar por el contrario bien redondeados. Las areniscas existentes son fundamentalmente siliciclásticas, con granos de cuarzo, feldespatos y fragmentos de roca. Los niveles lutíticos presentan localmente concreciones carbonatadas.

La potencia de esta unidad aumenta de oeste a este; SCHWARZ (1962) registró 350 m en el área de Chipeta, y se encuentran 500 m en el barranco de Barcal, en el límite con la hoja de Ansó.

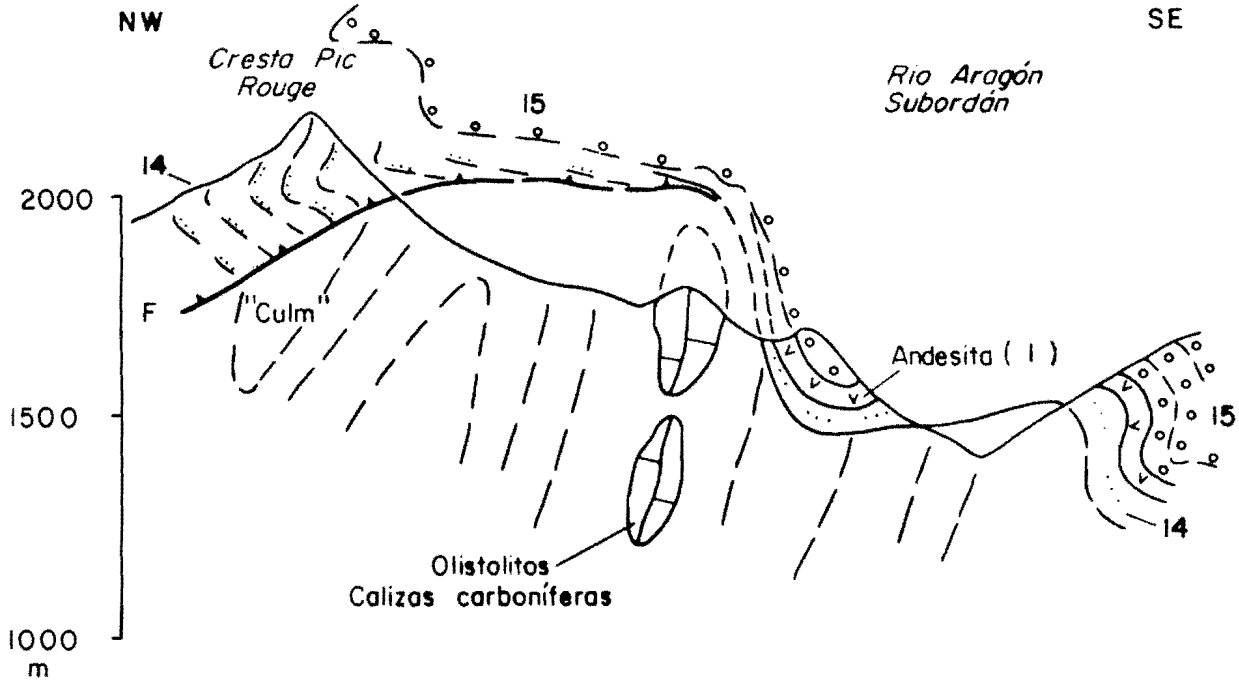



Fig. 2.- Relaciones geométricas entre las series pérmicas y el basamento en el área del Pic Rouge-Guarrinza (alto valle del Aragón Subordán). La numeración de las unidades estratigráficas corresponde a la del mapa geológico.

En parte esta variación de potencia está ligada a un paso lateral hacia el oeste de conglomerados a facies más finas cartografiadas dentro de la Serie de Marcantón suprayacente. Asimismo, se observa que la Serie de Baralet se dispone en una secuencia general granodecreciente, con incremento de finos hacia techo. La Serie de Baralet ha sido atribuida al intervalo Pérmico medio-superior por BIXEL (1984) y LUCAS (1985). Su carácter terrígeno grosero y las facies que la integran permiten atribuirla a partes proximales de abanicos aluviales, dominados por procesos de flujo en masa (debris flows) y laminares (sheet floods).

### 2.3.3. Lutitas y areniscas rojas (Serie de Marcantón) (16)

Esta unidad, definida también por MIROUSE (1959), se dispone mediante tránsito gradual sobre los conglomerados y brechas de Baralet, a los que es en parte equivalente. En la hoja de Zuriza está constituida fundamentalmente por lutitas rojas, en las que se intercalan areniscas de grano fino. Los niveles lutíticos consisten en pizarras limolíticas en las que en una matriz arcillosa con óxidos de hierro se distinguen granos de cuarzo y mica. Según ASO (1987) la fracción arcillosa está formada por illita y clorita-caolinita. Los niveles arenosos están constituidos principalmente por cuarzo, con feldespatos, moscovitas y cloritas detríticas como accesorios.

La potencia máxima de esta unidad, integrando los afloramientos que completan la serie en la hoja de Ansó, es próxima a los 1000 m. La Serie de Marcantón ha sido atribuida al Pérmico medio-superior por LUCAS (1985) y ASO (1987), y representa medios aluviales distales.

## 2.4. TRIÁSICO

### 2.4.1. Lutitas versicolores, calizas y ofitas (3)

Los materiales del Triásico se encuentran confinados en una lámina cabalgante que forma la base del macizo de Iguntze (manto de Lakora) en el valle de Ste. Engrâce. Estos materiales consisten principalmente en arcillas rojizas y verdosas en facies Keuper, en las que existen abundantes masas de ofitas y de calizas grises-amarillentas en facies Muschelkalk. La edad de estas rocas puede considerarse como Triásico medio-superior. Su estructura interna es muy compleja.

## 2.5. ALBIENSE Y CRETACICO SUPERIOR

Los materiales del Albiense y del Cretácico superior afloran extensamente en la hoja de Zuriza. Se presentan en litofacies diferentes en dos unidades tectónicas principales: la cobertera de la Zona Axial y en el manto de Lakora (Zona Norpirenaica), tectónicamente suprayacente. Por lo que respecta a la cobertera de la Zona Axial, el Cretácico superior reposa directamente sobre el Paleozoico hercínico o el Pérmico, sin que existan sedimentos mesozoicos más antiguos. Pueden diferenciarse dos tramos: uno inferior, de carácter calcáreo de plataforma ("Calcaires des cañons", de FOURNIER, 1905) y de edad Cenomaniense-Santoniense y otro superior, de carácter mixto silícico-carbonático en facies de plataforma al sur y de cuenca al norte (Santoniense

superior-Maastrichtiense). Su estratigrafía ha sido recientemente revisada y analizada desde el punto de vista secuencial por TEIXELL (1990 a). En el manto de Lakora se encuentran facies detríticas groseras (conglomerados y brechas) reposando sobre el Paleozoico. Su edad es Albiense y Santoniense (SOUQUET, 1967).

### 2.5.1. Manto de Lakora

*2.5.1.1. Conglomerados cuarcíticos (Pudingas de Mendibelza) (4)*

Esta denominación fue creada originalmente por FOURNIER (1905) para designar a los materiales conglomeráticos que forman parte de la cobertera de los macizos de Mendibelza y Iguntze (Zona Norpirenaica). En la hoja de Zuriza se encuentran sobre el Paleozoico en el klippe del pico Lakora.

Litológicamente consisten en conglomerados con cantos paleozoicos de tamaño centimétrico-decimétrico y matriz arenosa poco cementada. Entre los cantos dominan los de composición cuarcítica, bien rodados, y también existen de pizarras y calizas. La estratificación en estas facies está poco definida, y su color es típicamente ocre-anaranjado o marrón oscuro. En el klippe de Lakora esta unidad está truncada por una falla inclinada hacia el norte, al sur de la cual desaparece. En los macizos de Iguntze y Mendibelza, las capas conglomeráticas describen una geometría de onlap a gran escala sobre el sustrato hacia el sur (LAMARE, 1948; SOUQUET, 1967).

La edad de las pudingas de Mendibelza ha sido recientemente precisada por BOIRIE y SOUQUET (1982) como Albiense inferior alto y Albiense medio-superior, en función de la fauna existente tanto en niveles pelíticos como en niveles de calizas brechoides observables en el macizo de Mendibelza.

*2.5.1.2. Brechas poligénicas (Brechas de Ibarrondoa) (5)*

Esta unidad, definida por SOUQUET (1967), aflora en el extremo meridional del klippe del pico Lakora. Está formada por brechas desorganizadas, con clastos angulosos de tamaño muy variable (ocasionalmente con bloques de dimensiones superiores a 1 m) derivados del Paleozoico. Entre ellos se encuentran elementos de cuarcitas, grauwackas, pizarras y calizas recristalizadas, pertenecientes al Silúrico, Devónico y Carbonífero según SOUQUET (1967) y CASTERAS (1971). Estos autores han descrito, en Mendibelza, bloques de calizas rojas con orbitolínidos y de calizas con prealveolínidos (ver también DURAND-WACKENHEIM et al., 1981).

Las brechas se presentan tanto en fábricas clast-supported como matrix-supported. La matriz suele ser pizarrosa de color oscuro, o más raramente, arenosa. Así mismo, en el pico de Cortaplana (al sur del pico Lakora) se encuentra una intercalación que destaca por sus tonalidades claras en la que la matriz es calcárea, muy recristalizada, y los cantos son de pequeñas dimensiones (milimétricos y centimétricos) de cuarcitas y pizarras.

La estratificación en estos materiales suele estar bastante bien definida por la alternancia de

niveles con clastos muy grandes con otros con clastos de dimensiones más reducidas. En el klippe del pico Lakora, las Brechas de Ibarrondoa se sitúan por encima de las Pudingas de Mendibelza o directamente sobre el Paleozoico de forma extensiva hacia el sur, cubriendo una falla que trunca a las Pudingas. Los niveles más inferiores consisten allí en areniscas cuarzosas mal seleccionadas de color ocre rojizo, alternando con brechas en capas decimétricas.

Por su posición estratigráfica, las brechas de Ibarrondoa son consideradas como de edad Santoniense (SOUQUET, 1967), y han sido interpretadas como facies de pie de talud submarino ligadas a fallas activas del borde meridional del surco norpirenaico (DURAND-WACKENHEIM et al., 1981).

### 2.5.2. Cobertera de la Zona Axial

Los sistemas deposicionales o asociaciones de facies principales se muestran en la Fig. 3. Este esquema se basa en las unidades estratigráficas que han sido diferenciadas en la cartografía, que son las siguientes:

*2.5.2.1. Calizas con Prealveolinas (17)*

Corresponden a calizas micríticas masivas de color gris, de textura mudstone-wackestone, y con escasos bioclastos y foraminíferos. Se disponen en discordancia angular sobre el Paleozoico. Su espesor es variable (máx. 35-40 m), llegando a desaparecer por erosión. En la base de esta unidad suele encontrarse un nivel de areniscas y microconglomerados cuarzosos de matriz calcárea, cuyo espesor se sitúa en 1-2 m (DALLONI, 1910; SOUQUET, 1967). Este nivel muestra una tendencia granodecreciente, y pasa en vertical a las calizas micríticas a través de un tramo de 2-4 m de calizas margosas bioturbadas con cantos de cuarzo dispersos y restos de ostreidos.

Las calizas micríticas contienen, principalmente en su parte inferior, una asociación de miliólidos, ataxofragmínidos y prealveolínidos que caracterizan el Cenomaniense (*Prealveolina cretacea, Ovalveolina ovum, Chrysalidina gradata, Daxia cenomana, Charentia cuvilleri,* etc.) (RIBIS, 1965; SOUQUET, 1967; RAMIREZ DEL POZO y LOPEZ MARTINEZ, 1988). RIBIS (1965) apunta la probable pertenencia de los ejemplares de *P. cretacea* a la subespecie *brevis*, sugiriendo una edad Cenomaniense medio-superior. Hacia la parte alta de esta unidad el contenido faunístico disminuye notablemente. La presencia del Turoniense, propuesta por otros autores (SOUQUET, 1967; RAMIREZ DEL POZO y LOPEZ MARTINEZ, 1988) no ha podido ser demostrada.

Esta unidad puede correlacionarse con la Formación Santa Fe, definida en la Unidad Surpirenaica Central por MEY (1968). Presenta una notable uniformidad de facies en áreas extensas del Pirineo y puede atribuirse a depósitos de plataforma somera de baja energía de tipo "lagoon".

*2.5.2.2. Calcarenitas y calizas con rudistas (Calizas de Larra) (18)*

Esta unidad se dispone erosivamente sobre la anterior o directamente sobre el Paleozoico. A techo está limitada por una superficie de cambio de facies neto. Aflora extensamente en el

macizo karstico de Larra, lugar de donde recibe el nombre. Está constituída por calizas masivas de color claro, en las que localmente son muy abundantes las rudistas, en hábito colonial formando bancos de tipo biostroma. Texturalmente consisten principalmente en calizas micríticas de tipo wackstone-packstone, aunque también son abundantes las calizas arenosas y calizas bioclásticas de tipo "grainstone". Su espesor aumenta notablemente de sur a norte (ver cortes geológicos) registrándose un máximo de unos 320 m en el área de Larra y de los picos de Anie-Soum Couy.

Esta unidad contiene una abundante fauna de foraminíferos bentónicos, incluyendo Lacazinas hacia la parte superior. RAMIREZ DEL POZO y LOPEZ-MARTINEZ (1988) citan entre otras las formas *Dictyopsella kiliani, Choffatella rugoretis, Dicyclina schlumbergeri, Rotalia cf. reicheli, Cuneolina pavonica, Idalina antiqua, Lacazina elongata,* etc. Esta asociación caracteriza el Coniaciense superior-Santoniense inferior (E. CAUS, com. pers.).

La parte más alta de las Calizas de Larra parece pasar hacia el sur a facies calcareníticas ferruginosas. Por otra parte, hacia el norte, esta parte alta pasa lateralmente a calizas micríticas de color gris oscuro pobres en fauna, que a partir del área de la sima de la Pierre-Saint-Martin contienen abundantes accidentes silíceos. Estas facies se describen a continuación.

*2.5.2.3. Calizas micríticas con silex (Calizas de La Pierre-Saint-Martin) (19)*

Consisten en calizas micríticas de color gris oscuro, con abundantes accidentes silíceos, en forma de nódulos aislados o de niveles contínuos enterolíticos. Su potencia es próxima a 30-40 m. Se encuentran por encima y en parte son equivalentes laterales de la parte superior de las Calizas de Larra en la parte septentrional de la hoja. Estas facies fueron atribuidas al Campaniense por RIBIS (1965) y RAMIREZ DEL POZO y LOPEZ MARTINEZ (1988), aunque su equivalencia lateral con las Calizas de Larra, demostrable cartográficamente, y la existencia de Lacazinas nos lleva a considerarlas como Santonienses. Pueden entenderse como equivalentes distales de las facies de plataforma carbonática somera de la parte superior de las Calizas de Larra.

*2.5.2.4. Calcarenitas ferruginosas y calizas nodulosas (20)*

Esta unidad se dispone mediante contacto neto sobre las unidades anteriormente descritas. En la parte más meridional de la hoja está formada por dos tramos, que no han sido separados en la cartografía:

a) Calcarenitas ferruginosas la base, restringidas a la parte meridional de la hoja (al sur del área de la Mesa de los 3 Reyes) (Calcarenitas del Quimboa). Tienen un espesor de unos 20 m, y un color rojizo muy característico. Texturalmente corresponden a grainstones-packstones con abundantes granos angulosos de cuarzo y bioclastos, y su matriz es ferruginosa. Presentan estructuras de laminación paralela y cruzada. Entre los bioclastos destacan fragmentos de briozoos, equinodermos, bivalvos, algas rodofíceas y foraminíferos bentónicos. La coexistencia de *Lacazina sp., Orbitoides hottingeri y Praesiderolites santoniensis* permite su atribución al Santoniense superior (E. CAUS, com. pers.). Hacia el norte parecen pasar

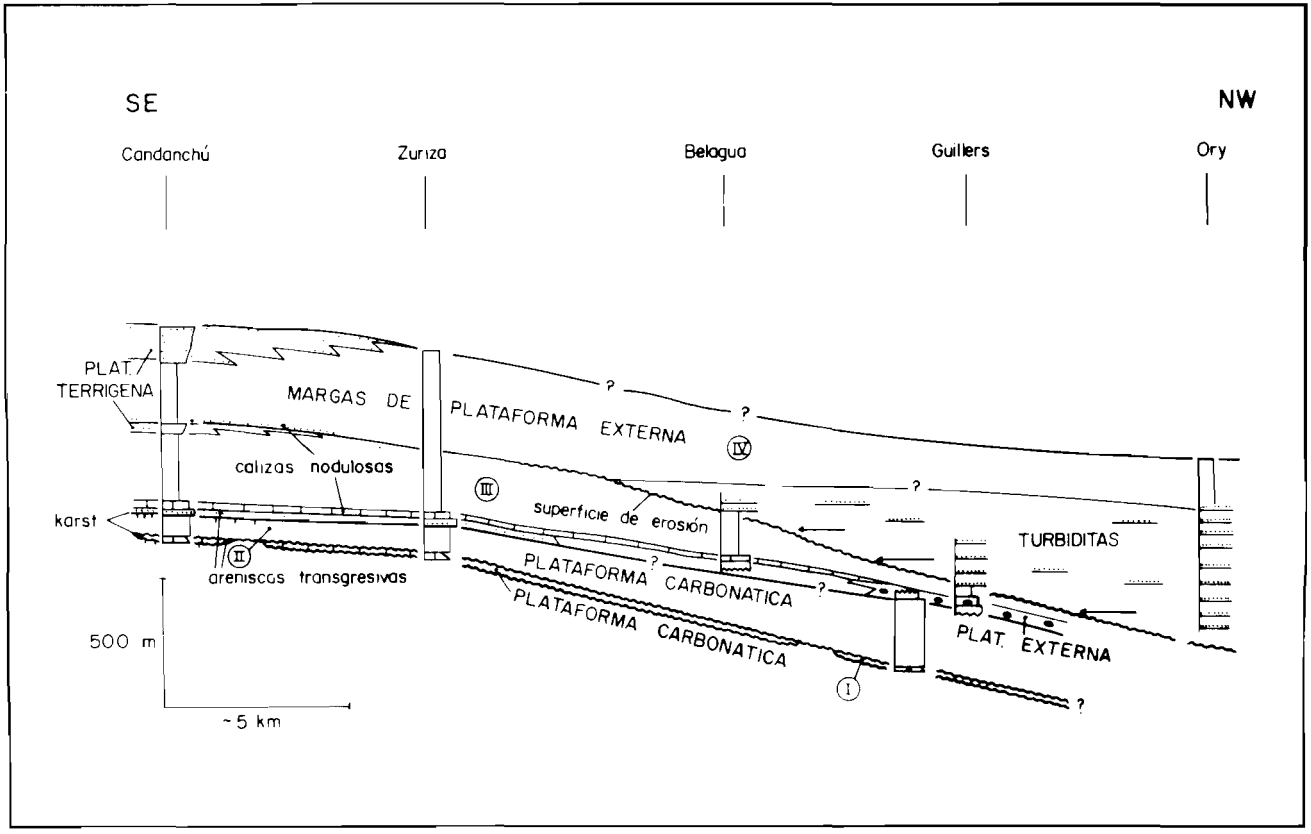



Fig. 3.- Esquema estratigráfico mostrando la relación entre los diferentes sistemas deposicionales del Cretácico superior de la cobertera de la Zona Axial en la hoja de Zuriza y áreas situadas más al sur (hoja de Ansó). I: Cenomaniense; II: Coniaciense superior-Santoniense inferior; III: Santoniense superior-Campaniense medio; IV: Campaniense superior-Maastrichtiense.

lateralmente a calcarenitas y calizas gises integradas en la formación Larra.

b) Calizas nodulosas micríticas recristalizadas o calizas arenosas de grano muy fino. Estas facies existen en toda el área cubierta por la hoja, y se disponen por encima de las calcarenitas ferruginosas cuando estas existen o sobre las unidades anteriormente descritas (parte septentrional). Su potencia es de hasta 30 m en el sur, y se reduce a 2 m en los afloramientos más septentrionales. Su aspecto nodular está marcado por nódulos de material calcáreo en matriz más silícica o dolomítica, que forma un entramado anastomosado ("treillis", de RIBIS, 1965). Estas facies pasan de forma gradual a las facies margocalcáreas de la formación de Zuriza. Contienen escasos restos de bioclastos (equinodermos, foraminíferos planctónicos, calcisferas, textuláridos, Lacazinas, etc.). Por su posición estratigráfica y la existencia de Lacazinas en la base (i.e. área del refugio de Belagua), su edad puede ser Santoniense terminal-Campaniense inferior (?).

*2.5.2.5. Margas y Calizas de Zuriza (21)*

Con esta denominación se designa un potente paquete de margas y calizas margosas de color gris-amarillento ("Calcschistes à Navarelles" de SOUQUET, 1967) característico en el área cartografiada, aunque en posición estratigráfica diversa. En el extremo meridional de la hoja puede subdividirse en dos términos o miembros, uno inferior y otro superior, separados por una intercalación de areniscas (nivel de la Tuca Blanca, TEIXELL, 1990 a). Más hacia el NW (i.e. en el área de Zuriza y Linza) los dos miembros son indiferenciables al no existir ya las Areniscas de la Tuca Blanca. Finalmente, en la mitad septentrional de la hoja tan solo existe el miembro inferior, recubierto disconformemente por la serie turbidítica de Longibar. Las características de ambos miembros, cuando pueden ser diferenciados, son las siguientes:

a) El Miembro inferior se encuentra mediante contacto gradual por encima de las calizas nodulosas anteriormente descritas. En la parte meridional y a lo largo de las Sierras Interiores (hoja de Ansó) está formado por margas compactas y calizas micríticas margosas, con una potencia próxima a 250 m. Contiene allí *Globotruncana tricarinata (VAN ELSBERG, 1968), Orbitoides tissoti y Pseudosiderolites vidali* (JEURISSEN, 1968), formas campanienses. En la parte septentrional de la hoja (área de Belagua y de la Pierre-Saint-Martin) está formado en la base por calizas margosas de color oscuro, localmente con concreciones de pirita, a las que suceden margas arcillosas de color gris claro, formando la mayor parte del miembro. Su espesor, variable debido a la erosión por parte de las turbiditas de Longibar, varía allí de algo más de 150 m al sur (Belagua) a 20-40 m al norte (Guillers-Souscousse). En esta zona han sido citadas las formas *Globotruncana arca, G. lapparenti, G. tricarinata, G. elevata (RIBIS, 1965) y G. cf. ventricosa* (RAMIREZ DEL POZO y LOPEZ MARTINEZ, 1988), asociación que indica una edad Campaniense inferior y medio.

b) El Miembro superior está bien caracterizado cuando se encuentra por encima del nivel de la Tuca Blanca, y es en parte equivalente de las Areniscas de Marboré, que constituyen las facies de plataforma terrígena relacionadas. Su potencia puede ser de hasta 400 m, y en el área de la hoja de Ansó contiene, según JEURISSEN (1968) *O. media y Praesiderolites vidali*

en los primeros 5 m (formas cuyo rango de distribución es Campaniense superior-Maastrichtiense ?), y *Siderolites calcitrapoides, Clypeorbis mamillata y Lepidorbitoides socialis* en el resto, estas últimas netamente maastrichtienses.

En el área de Linza-Zuriza, donde no pueden diferenciarse los dos miembros, su existencia sin embargo está confirmada por la presencia de *Broinsonia parca* (nannoplancton determinado por P. AGUILAR) en la parte inferior (Campaniense inferior), de formas de la biozona *Quadrum trifidum* (límite Campaniense-Maastrichtiense) en la parte media, y de *G. stuarti, G. conica y G. contusa* (Maastrichtiense) en la parte superior (foraminíferos planctónicos determinados por C.G.S.).

*2.5.2.6. Areniscas de la Tuca Blanca (22)*

Corresponden a un nivel de areniscas cuarzosas intercalado en la parte meridional de la hoja en las Margas y Calizas de Zuriza ("dolomite level" de los autores holandeses). Su potencia máxima es del orden de 20 m, y desaparece hacia el NW por paso lateral a margas. Está compuesto por areniscas margosas en la parte inferior, y cuarzoarenitas, muy maduras mineralógica y texturalmente, hacia la parte superior. Corresponden a facies de plataforma terrígena progradantes sobre las margas de plataforma externa y talud de Zuriza. No se dispone de datos paleontológicos de las Areniscas de la Tuca Blanca, aunque su disposición gradual sobre el Miembro inferior de la formación Zuriza sugiere que su edad puede ser Campaniense superior (JEURISSEN, 1968).

*2.5.2.7. Areniscas y lutitas en facies turbidítica (Fm. Longibar) (23)*

Esta unidad fue bautizada por SOUQUET (1984), y consiste en alternancias decimétricas y centimétricas de areniscas y margas dispuestas en típicas secuencias turbidíticas. En general domina la fracción arenosa sobre la pelítica. Los niveles arenosos están compuestos principalmente por granos de cuarzo, además de feldespato y mica, y por bioclastos, concentrados sobre todo en la base de las capas, donde se encuentran las granulometrías mayores. La potencia de estos niveles puede ser de hasta 50 cm, y su estructura interna corresponde comunmente a una secuencia de Bouma Tab, con los términos de granoclasificación y laminación paralela bien desarrollados. Las bases suelen ser planares, con muy raras marcas de base, las cuales sugieren paleocorrientes hacia el NW.

Esta unidad se dispone en onlap hacia el sur sobre una superficie de erosión excavada en las margas del Miembro inferior de Zuriza (TEIXELL, 1990 a). Esta geometría está espectacularmente expuesta en la ladera oriental del pico de Bimbalet, unos 3 km al oeste del Pico Lakora (en la vertiente francesa, fuera de la hoja de Zuriza), donde las turbiditas tienen un caracter grosero proximal. La potencia de las turbiditas es difícil de estimar: a la esperada variación motivada por la disposición en onlap, se añade el que el techo está cortado tectónicamente (cabalgamiento de Lakora). El espesor máximo puede ser de varios centenares de metros. Su edad es Campaniense superior-Maastrichtiense inferior, de acuerdo con la existencia de las formas *G. calcarata y G. stuarti* (RIBIS, 1965).

*2.5.2.8. Areniscas de Marboré (24)*

Esta unidad, definida por SOUQUET (1967), se encuentra por encima y pasa lateralmente a las margas del Miembro superior de la formación de Zuriza. Desaparece al SE de la localidad de Zuriza (SOUQUET, 1967). Está constituída en la hoja por areniscas cuarzosas y bioclásticas de grano fino alternantes con margas arenosas en bancos tabulares métricos, estando el conjunto muy bioturbado. Su color en estado fresco es gris, adquiriendo por alteración una pátina marrón muy característica. Su espesor máximo es próximo a 125 m. Corresponden a depósitos de plataforma marina terrígena, progradantes sobre las margas de Zuriza. Su edad es Maastrichtiense, como indica su posición estratigráfica y la presencia, en los niveles equivalentes de la hoja de Ansó, de los foraminíferos *Lepidorbitoides socialis, Simplorbites gensacicus* (VAN ELSBERG, 1968), *Orbitoides media, Hellenocyclina visserae* (JEURISSEN, 1968) y *Siderolites calcitrapoides* (det. de E. CAUS).

## 2.6. TERCIARIO

En la hoja de Zuriza el Terciario está representado por una serie carbonática en la parte inferior y por una serie arenoso-pelítica de carácter turbidítico en la parte superior. Estos materiales incluyen el Paleoceno y el Eoceno inferior, y corresponden a depósitos sinorogénicos del surco de antepaís surpirenaico (cuenca de Jaca).

Los materiales carbonáticos consisten en calizas de plataforma en el área meridional y en brechas calcáreas, margas y calcarenitas de facies más profundas en el área septentrional. La serie turbidítica se presenta en unos afloramientos de reducidas dimensiones en el extremo SW de la hoja. Los tramos o unidades estratigráficas diferenciados en la cartografía son los siguientes:

### 2.6.1. Calcarenitas y calizas de algas inferiores (25)

Esta unidad descansa sobre las areniscas y margas Maastrichtienses mediante contacto neto pero concordante. Su espesor en la sierra de Alano es de 70 m y está compuesta por un término inferior de alternancias métricas de calizas arenosas y calizas bioclásticas con algas y miliólidos (25 m), y un término superior compuesto por calizas masivas micríticas con algas rodofíceas y corales (45 m). Estas facies equivalen a las calizas de Abaurrea, definidas en Navarra por ROBADOR (1990). En la zona estudiada pueden ser algo dolomíticas, carácter que aumenta hacia el SE (hoja de Ansó) y que se mantiene a lo largo de las Sierras Interiores hasta el macizo de Monte Perdido, donde fueron denominadas como Fm. Salarons por VAN DE VELDE (1967).

En función de sus equivalentes laterales, la edad de esta unidad se sitúa en el Dano-Montiense y el Thanetiense inferior (ROBADOR, 1990).

### 2.6.2. Calcarenitas y calizas de algas superiores (26)

Esta unidad se dispone mediante un contacto neto sobre la anterior y presenta litologías similares, consistentes en calcarenitas bioclásticas y calizas masivas de algas rodofíceas (*Lithothamnium*). El espesor de esta unidad se reduce de sur a norte, tendencia que muestran

también el contenido en algas y el carácter masivo de las facies. En la sierra de Alano su espesor es próximo a 40 m, y está constituida por calcarenitas laminadas bioclástico-arenosas en la base (7 m), seguidas por calizas micríticas más masivas con discocyclinidos, algas, *Alveolina (Glomalveolina) primaeva,* así como bioclastos silicificados. Este contenido en foraminíferos diferencia a esta unidad de la unidad infrayacente. Los últimos metros de este tramo están constituidos por calizas micríticas verdosas en las cuales no se ha encontrado fauna. En el tramo basal puede haber nódulos de sílex. La edad de esta unidad es Thanetiense medio-superior (ROBADOR, 1990).

### 2.6.3. Brechas calcáreas, calizas y areniscas (28)

En el sinclinal del Puerto de Navarra, entre el Cretácico superior y las facies turbidíticas terciarias no existen ya calizas, y por el contrario se encuentra un tramo de megabrechas de bloques calcáreos. Su espesor es de 90 m aproximadamente, y está constituido por un tramo de megabrechas en la base (60 m), con bloques de calizas algales y coralinas del Paleoceno de hasta 20 m de diámetro inmersos en una matriz margosa. En las calizas no se distinguen foraminíferos. Por encima se encuentran margas bioturbadas y finalmente un nivel decamétrico de calizas brechoides y calcarenitas, en el que los clastos contienen ya Discocyclinas y Operculinas.

Más al norte, en el pico Maz, esta unidad está compuesta por una asociación heterogénea de calizas arenosas o brechoides alternando con margas, en capas decimétricas granoclasificadas turbidíticas. Además se encuentran calizas micríticas y brechas margosas con clastos de calizas de algas y Discocyclinas paleocenas.

Por su posición estratigráfica y la naturaleza de los clastos que contiene, esta unidad puede ser asignada al Paleoceno, resultando de la resedimentación en medios de talud de los materiales de plataforma de esta edad, sin poder hacer por el momento más precisiones.

### 2.6.4. Margas y brechas (27)

Entre las calizas paleocenas de las Sierras Interiores y la serie turbidítica existe invariablemente un paquete de margas calcáreas esquistosadas de color gris-amarillento, que puede contener niveles de megabrechas de clastos calcáreos y slumps. La potencia de estos materiales es muy variable, y localmente difícil de estimar por la elevada deformación que los caracteriza. Se registran 8-10 m en la parte septentrional, donde son dominantemente margosos (ladera norte de Ezcaurre y Sierra de Alano), aumentando la potencia hacia el sur (cerca del centenar de metros), donde incluyen varios niveles de megabrechas. Estos niveles se caracterizan por poca continuidad lateral y la ausencia de capas calcareníticas turbidíticas a techo, a diferencia de las megacapas carbonáticas existentes en la serie turbidítica del grupo Hecho en la hoja de Ansó. Los clastos de las megabrechas son de calizas micríticas, a veces con sílex, comparables a las calizas ilerdienses que afloran más al sur, en la hoja de Ansó.

Por su posición estratigráfica, esta unidad puede atribuirse al Paleoceno terminal (?) y al Ilerdiense.

### 2.6.5. Lutitas y areniscas y lutitas en facies turbidítica (29)

Estas rocas consisten en alternancias centimétricas-decimétricas de areniscas siliciclásticas y lutitas margosas que pertenecen a la parte basal de la serie turbidítica del grupo Hecho (MUTTI et al., 1972). Se presentan en unos afloramientos de reducidas dimensiones al sur de las Sierras Interiores, en la esquina SE de la hoja, y en los sinclinales más septentrionales de la Punta Abizondo, Puerto de Navarra y Pico Maz. Los niveles arenosos presentan estructuras típicas de granoclasificación, laminación paralela y cruzada, etc., caracterizando a veces secuencias de Bouma completas. Son frecuentes acumulaciones de bioclastos y foraminíferos (*Nummulites*, etc.) resedimentados en la base de los bancos. La fracción lutítica es muy calcárea, especialmente hacia la parte septentrional, donde consiste en litologías margocalizas.

Esta unidad contiene niveles de megabrechas de clastos calcáreos similares a los de la unidad anterior. Estos constituyen buenos niveles guía a partir de la cartografía los cuales puede verse que la serie turbidítica está dispuesta en onlap hacia el sur sobre las calizas paleocenas y margas con megabrechas que forman su substrato (área de Alano-Espelunga) (número 30 en la cartografía). La potencia máxima de esta unidad en la hoja de Zuriza es difícil de estimar debido a las condiciones de afloramiento y a la elevada deformación por plegamiento que la afecta, situándose en el orden de varios centenares de metros. Por su posición estratigráfica, puede asignarse al Eoceno inferior.

## 2. 7. CUATERNARIO

### 2.7.1. Morrenas glaciares (31)

Los materiales de origen glaciar representados en la cartografía corresponden a depósitos de tipo morrénico, constituidos por arcillas y arenas con clastos y bloques de dimensiones variables, formando un conjunto heterométrico. Se encuentran dos tipos principales de acumulaciones: por un lado las correspondientes a morrenas de valle, que se encuentran a diversas altitudes en los valles del Aragón Subordán, de Belagua y de Ste. Engrâce (a 600 m de altitud en éste último). Por otra parte se observan también pequeños arcos morrénicos de pié de escarpe, como los existentes a 1700-1800 m en el circo de Lescun, bajo los picos de Ansabère-Petrexema. En éstos últimos, que pueden clasificarse como morrenas de nevero, los materiales finos son casi inexistentes.

Las formas glaciares en el macizo calcáreo de Larra se encuentran muy retocadas por el modelado kárstico. En las litologías no calcáreas es donde se observan las formás más características, correspondientes principalmente a circos (p. e. pico Lakora, Pakiza Linzola, etc.).

El máximo glaciar corresponde según LOPEZ MARTINEZ (1986) a la última glaciación, que produciría los principales depósitos morrénicos observados. Los arcos situados a cotas más altas pueden tener un origen tardío con respecto al máximo glaciar, relacionándose problemente con la etapa tardiglaciar.

trazado próximo a la dirección N-S, mientras que los ejes están orientados E-W. Esta posición reclinada de los pliegues de fase 1 no puede ser explicada únicamente como debida a las estructuras de fase 2. Por este motivo, es factible pensar que existan otras estructuras, como son por ejemplo rampas laterales u oblicuas a la dirección de transporte de los cabalgamientos alpinos de dirección E-W, responsables de la disposición reclinada de los pliegues de fase 1.

## 3.2. ESTRUCTURA ALPINA DE LAS ROCAS POST-CARBONIFERAS

La estructura alpina de las rocas post-carboníferas se caracteriza por cabalgamientos y pliegues orientados aproximadamente WNW-ESE y vergentes hacia el sur. (CASTERAS, 1949; VAN ELSBERG,1968; VELASQUE y DUCASSE, 1986; TEIXELL, 1990 b).

En el área cartografiada pueden diferenciarse dos sectores o unidades estructurales principales: el manto de Lakora situado al norte y el área de la terminación occidental de la Zona Axial en el sur. Tan sólo una pequeña porción del manto de Lakora está representado en la hoja, esencialmente en la vertiente francesa, por lo que su descripción en esta memoria se hará de forma sucinta.

### 3.2.1. El manto de Lakora

Es la lámina cabalgante más alta que se reconoce en la zona estudiada, y representa el borde sur de la denominada Zona Norpirenaica. Cabalga hacia el sur sobre la cobertera de la Zona Axial, cuya estratigrafía es netamente diferente (CASTERAS, 1949, RIBIS, 1965). Tal y como se considera aquí, incluye los macizos de Iguntze y Mendibelza (al N de la hoja de Zuriza) y los klippes del pico Lakora, localidad clásica descrita ya por FOURNIER (1905) y BRESSON (1906), de donde recibe el nombre.

Su cabalgamiento basal (cabalgamiento de Lakora), se toma como el más inferior de los existentes en los mencionados macizos, que marca el límite septentrional del Cretácico superior de la Zona Axial. La denominación de cabalgamiento de Lakora se prefiere a la de cabalgamiento de Eaux-Chaudes utilizada por LABAUME et al. (1985), ya que éste, que se encuentra a este de la hoja, muestra la misma estratigrafía en su bloque inferior y superior, correspondiente a la de la cobertera de la Zona Axial. El cabalgamiento que causa una superposición de facies similar a la originada por el de Lakora se sitúa allí más al norte, por encima del de Eaux-Chaudes, y corresponde al cabalgamiento de Cinq Monts de MAJESTE-MENJOULAS (1979).

El cabalgamiento de Lakora buza hacia el norte unos 5-10° en el klippe de Lakora y unos 30-40° en el valle de Ste. Engrâce, aunque en el corte del valle de Aspe, más al este, tiene una disposición verticalizada. Este cabalgamiento asciende rápidamente en la serie del bloque inferior hacia el sur, y pasa de situarse por encima de las calizas de Larra en los afloramientos más septentrionales, a situarse sobre las turbiditas de Longibar un poco más al sur (p. e. localidad de Ste. Engrâce). De ahí hasta el pico de Lakora se dispone subparalelo a las turbiditas en un rellano de bloque inferior. En los afloramientos más septentrionales de la hoja, formando la base del macizo de Iguntze, existe una lámina pinzada ("horse") de materiales triásicos de varios

### 2.7.2. Arcillas y limos. Lacustre y relleno de dolinas (32)

Bajo esta denominación se han agrupado los depósitos de relleno de numerosas depresiones existentes en el macizo calcáreo de Larra y la Pierre-Saint-Martin, cuyo origen puede ser kárstico aunque se aprecia una cierta influencia glaciar, por sobreexcavación. Su relleno puede componerse por lutitas rojizas de descalcificación, aunque frecuentemente existen arcillas y limos pardos relacionados con etapas lacustres. Así mismo, existen acumulaciones de clastos de diversos tamaños producidos por gelifraccón de las vertientes rocosas. Las depresiones más características suelen localizarse a favor de las fallas, y corresponden a dolinas (p. e. Eskilzarra, Hoya del Portillo de Larra, Erayce, etc.). Para un estudio extenso del modelado kárstico nos referimos a LOPEZ MARTINEZ (1986).

### 2.7.3. Gravas, arenas y limos. Aluvial (33).

Estos sedimentos se sitúan en los cauces de los principales ríos, esencialmente en Belagua y en el Aragón Subordán. Únicamente han sido representados cuando ocupan una extensión cartográfica importante. La morfología de los fondos de valle puede reflejar el modelado glaciar, como en el caso del valle de Belagua, con fondo plano y perfil en U muy característico.

### 2.7.4. Conos de deyección (34) y derrubios de ladera (35)

Estos materiales corresponden a depósitos clásticos situados al pie de los principales relieves o escarpes rocosos. Esencialmente están compuestos por fragmentos de calizas, procedentes del Paleoceno de Alano y Ezcaurre, y sobre todo del Cretácico superior del borde de los afloramientos paleozoicos de la Zona Axial, donde forman canchales de grandes dimensiones. Estas acumulaciones pueden así mismo experimentar procesos de tipo periglaciar, pudiendo haber funcionado localmente como glaciares rocosos. En las partes más bajas, existen conos de deyección bien desarrollados, que conectan con los sistemas fluviales recientes.

## 3. TECTONICA

Desde el punto de vista tectónico, la hoja de Zuriza comprende la terminación occidental de la Zona Axial pirenaica, y en una pequeña extensión, el borde meridional de la Zona Norpirenaica (en el sentido de CHOUKROUNE y SEGURET, 1973) (Fig. 4). El conjunto se caracteriza por estructuras alpinas de cabalgamiento y plegamiento vergentes hacia el sur. La Zona Axial corresponde a una área de estructura alpina antiformal caracterizada por el afloramiento de rocas paleozoicas, que en esta zona son recubiertas por el Cretácico superior y Terciario. La Zona Norpirenaica está representada por rocas paleozoicas y mesozoicas del manto de Lakora, cabalgantes sobre el Cretácico que forma la cobertera de la Zona Axial.

Las rocas paleozoicas pre-pérmicas se ven afectadas por dos etapas de deformación bien diferenciadas. Por una parte se reconocen estructuras pertenecientes a la orogenia hercínica (de edad carbonífera), y por otra estructuras pertenecientes probablemente a la orogenia alpina, de

edad esencialmente paleógena. El Pérmico fosiliza las estructuras hercínicas, estando éste y los materiales que le siguen afectados únicamente por la orogenia alpina, que dio lugar a la Cordillera Pirenaica. Cuando no existen materiales post-carboníferos en las proximidades, a menudo es difícil determinar cuales de las estructuras presentes en las rocas paleozoicas son hercínicas y cuales alpinas. Consecuentemente, la descripción tectónica que sigue se realiza en dos apartados, uno primero dedicado a la estructura (sea hercínica o alpina) de las rocas paleozoicas, y otro a continuación referente a la estructura alpina de las rocas post-carboníferas.

## 3.1. ESTRUCTURA DE LAS ROCAS PALEOZOICAS

Los rasgos generales de la estructura del Paleozoico de la Zona Axial pirenaica de este sector fueron observados por SCHWARZ (1962) y MIROUSE (1966). Por otra parte, algunos autores observaron la existencia de dos generaciones de pliegues afectando a las rocas paleozoicas (MULLER y ROGER, 1977; GALERA y BARETTINO, 1989). Recientemente, GARCIA-SANSEGUNDO (1991) caracterizó las estructuras de este sector y las enmarcó en el contexto general de la Zona Axial pirenaica.

A partir de criterios de superposición de estructuras, se han podido diferenciar dos fases de deformación principales. A la primera corresponden las principales estructuras de este sector, tratándose de una fase de deformación hercínica. La segunda fase lleva asociado un clivaje que es la foliación dominante, mientras que los pliegues de esta generación tienen un desarrollo escaso. Además de estas dos fases de plegamiento, se han reconocido cabalgamientos y fallas tardías.

### 3.1.1. Estructuras de fase 1

A la vista del mapa geológico, de SW a NE, se encuentran una serie de estructuras mayores, todas ellas pertenecientes a esta fase de deformación. Estas estructuras son las siguientes (Fig. 5): sinclinal de Ansotiello, anticlinal de Atxerito, sinclinal del Aragón Subordán, definido por MIROUSE (1966) y que es la principal estructura del sector, anticlinal ,de Billare y sinclinal de Lariste.

En general, estas estructuras son pliegues apretados, a veces isoclinales y asimétricos, cuya traza axial tiene una dirección NW-SE. Los ejes, por lo general, tienen una dirección E-W y están fuertemente inclinados hacia el este, como ocurre en el anticlinal de Billare y el sinclinal de Lariste. En otros casos, tienen dirección N-S y estan en posición subhorizontal o suavemente curvados, como ocurre en la zona del sinclinal de Ansotiello. La vergencia de estas estructuras es hacia el SW. Ocasionalmente, estos pliegues llevan asociado un clivaje primario (Sh) de plano axial, poco desarrollado y visible principalmente en lámina delgada. A escala de afloramiento solo es visible en algunas zonas de charnela. En la zona del puerto del Palo y pico de Burcq se reconoce un buen desarrollo de numerosos pliegues de esta fase de deformación. Tienen dirección NW-SE, su plano axial es subvertical y está plegado por estructuras de fase 2.

Las estructuras de fase 1 son hercínicas, ya que no se observan afectando a las rocas post-carboníferas.

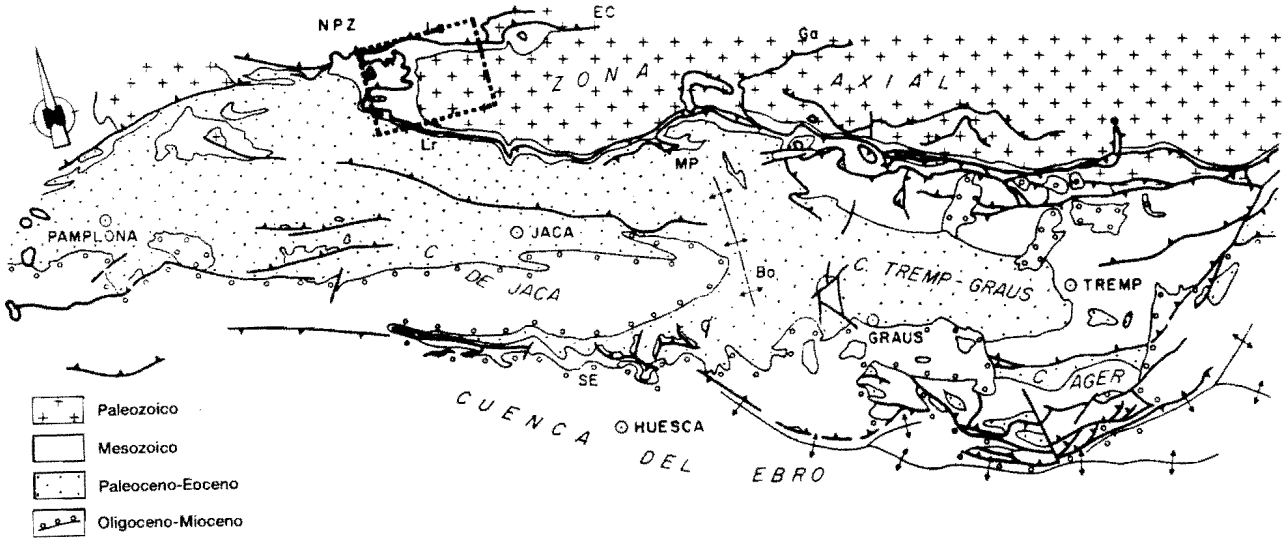



Fig. 4.- Situacion de la hoja de Zuriza en un mapa esquemático de la vertiente sur del Pirineo Central. NPZ: Zona Norpirenaica; La: Cabalgamiento de Lakora; EC: Cabalgamiento de Eaux-Chaudes; Ga: Cabalgamiento de Gavarnie; Lr: Cabalgamiento de Larra; MP: Cabalgamiento de Monte Perdido; Bo: Anticlinal de Boltaña; SE: Sierras Exteriores.

### 3.1.2.- Estructuras de fase 2

El sistema de pliegues anteriormente descrito se encuentra afectado por otros pliegues, generalmente abiertos, que tienen su plano axial y el clivaje asociado buzando unos 50° al Norte. La vergencia más normal de estos pliegues es hacia el sur. Estas estructuras dan lugar a un suave arqueamiento de las estructuras de fase 1, que es visible en el mapa geológico (anticlinal de Billare y sinclinal de Lariste).

En otras ocasiones, la interferencia de ambos sistemas de pliegues se observa por cambios en la inclinación de los ejes de los pliegues de fase 1. Así, en el sinclinal de Ansotiello se observa un buen ejemplo de esta figura de interferencia de pliegues.

El clivaje de esta segunda fase de deformación tiene por lo general una dirección N 80° E, y corresponde a la foliación principal. Las lineaciones de intersección entre la estratificación y el clivaje aparecen bastante dispersas, normalmente orientadas hacia el norte. Esta desorientación de las lineaciones parece que es debida a los pliegues previos, aunque deformaciones posteriores también pueden ser responsables de dicha dispersión.

Los pliegues de esta fase, así como el clivaje asociado parece que son alpinos. En favor de esta hipótesis existen algunos datos como el hecho de que algunos de los pliegues de esta fase podrían correlacionarse con otros observados en las rocas pérmicas o mesozoicas que llevan asociado un clivaje de la misma orientación.

### 3.1.3. Cabalgamientos

En la zona meridional del Pic Lariste, afectando al flanco inverso del sinclinal de Lariste, aparece un cabalgamiento vergente al sur que omite parte de la serie. Este contacto se puede seguir bien en la cartografía ya que involucra a la Caliza "griotte" de Rioseta, que es un excelente nivel guía. Igualmente, se puede observar que esta estructura está deformada por los pliegues de segunda generación y se trata por tanto, de un cabalgamiento previo a ellos.

El flanco inverso del anticlinal de Billare, también se encuentra afectado por fallas, poniendo en contacto la Caliza del Tobazo con el "Culm". Estas estructuras también podrían corresponder a cabalgamientos previos a la fase 2.

### 3.1.4. Otras estructuras

Además de los dos sistemas de pliegues y de los cabalgamientos, en el mapa geológico se observa que existen diversos sistemas de fallas subverticales con direcciones variadas. Las más importantes tienen dirección E-W y afectan conjuntamente al paleozoico y a las rocas post-carboníferas. Además de este sistema de fallas, que será descrito posterior-mente de manera más detallada, aparecen otros dos sistemas de fallas con dirección NNW-SSE y NNE-SSW que cortan a todas las estructuras descritas.

Observando el mapa geológico, se aprecia que algunos de los pliegues de fase 1 tienen un

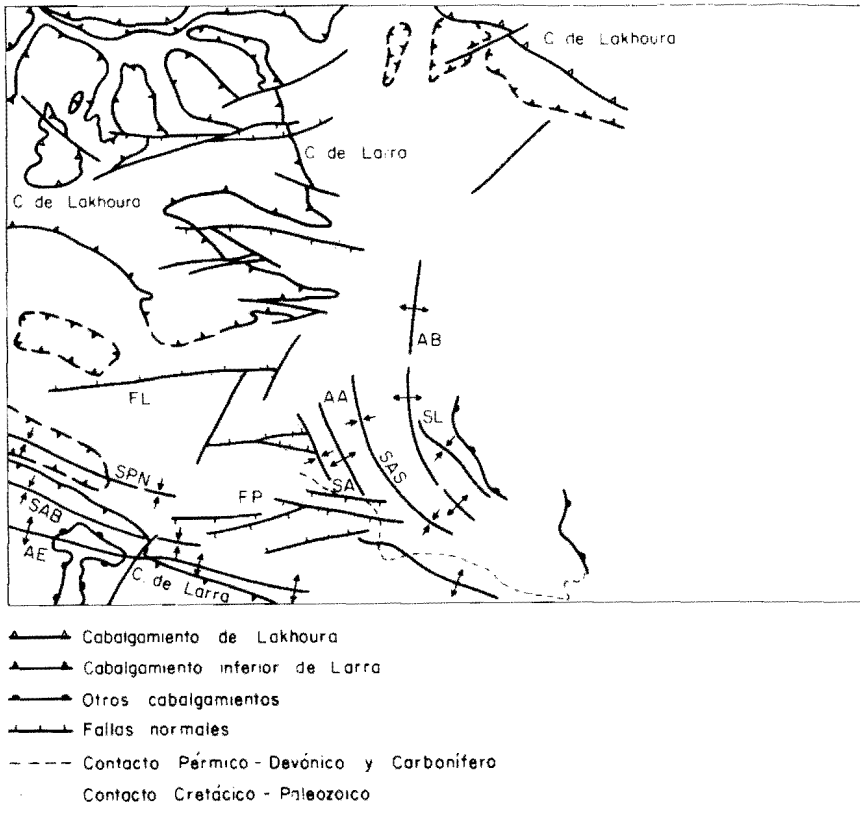



Fig. 5.- Cabalgamientos o pliegues principales de la hoja de Zuriza. SA: Sinclinal de Ansotiello; AA: Anticlinal de Atxerito; SAS: Sinclinal del Aragón Subordán; AB: Anticlinal de Billare; SL: Sinclinal de Lariste; FL: Falla de Linza; FP: Fallas de Petrafitxa; SPN: Sinclinal del Puerto de Navarra; SAB: Sinclinal de Abizondo; AE: Anticlinal de Ezcaurre.

centenares de metros de espesor. Esta lámina, que se dispone cabalgante sobre el Cretácico de la Zona Axial, es a su vez cabalgada por el Paleozoico del macizo, que la desborda hacia el sur (CASTERAS, 1949; CULOT, 1965). En el klippe de Lakora, los conglomerados y brechas del Albiense y Santoniense describen un anticlinal de bloque superior de escala kilométrica (CASTERAS, 1949) (corte I-I'). Las capas del flanco meridional del pliegue están fuertemente verticalizadas o invertidas. Existe además una falla precoz inclinada hacia el norte, que trunca gran parte de las pudingas albienses, estando fosilizada por los niveles más superiores de éstas o por las brechas santonienses de Ibarrondoa. Esta estructura se observa mal ya que está modificada y reactivada en parte por una falla vertical tardía.

Las estructuras menores asociadas al cabalgamiento de Lakora consisten en un clivaje espaciado desarrollado en en flanco inverso del anticlinal de bloque superior, y un clivaje pizarroso en las turbiditas del bloque inferior. Este clivaje forma un ángulo bajo con el cabalgamiento en sus proximidades, al tiempo que las capas arenosas turbidíticas muestran venas extensionales perpendiculares a la estratificación en varias direcciones, indicando una componente de aplastamiento perpendicular al cabalgamiento. Además, se encuentran localmente pequeñas zonas de cizalla extensionales ("shear bands"), y pliegues menores sinesquistosos muy apretados, coherentes con vergencias hacia el sur.

### 3.2.2. Estructura de la cobertera en la terminación de la Zona Axial

La Zona Axial muestra una amplia estructura antiformal orientada aproximadamente E-W que afecta tanto al basamento hercínico como a las rocas mesozoicas y terciarias. Como se conoce desde antiguo, este antiforme en el área cartografiada tiene una inmersión de unos 15° hacia el oeste, hecho que causa la terminación occidental de los afloramientos paleozoicos y el patrón cartográfico general de la hoja. Localizado en la serie del Cretácico superior y Terciario, existe un sistema previo de cabalgamientos de cobertera, denominado sistema de cabalgamientos de Larra por TEIXELL (1990 b). Pueden, por tanto, diferenciarse dos sistemas o generaciones de estructuras alpinas, uno primero consistente en cabalgamientos y otro representado por pliegues que los deforman y que en conjunto definen el antiforme de la Zona Axial. Estas estructuras se describen a continuación siguiendo un orden cronológico, comenzando por las más antiguas y continuando por las más recientes, aunque con ello no se implica una deformación discontinua en el tiempo con fases tectónicas. Por último se describen un sistema de fallas normales, localizadas preferentemente en la zona de culminación antiformal, que cortan a la totalidad de los materiales estudiados.

Los cabalgamientos

El sistema de cabalgamientos de Larra está formado por un conjunto de numerosos cabalgamientos imbricados de pequeñas dimensiones que se enraizan en uno basal ("floor thrust"), localizado en los materiales del Cretácico superior. Esta estructura basal (denominada cabalgamiento inferior de Larra) se observa paralela a la estratificación en gran parte de su trazado, sin causar repetición de la serie. No obstante, no se encuentra siempre en el mismo nivel estratigráfico, sino que asciende en la serie de norte a sur de modo que en el sector septentrional

está localizado dentro de las calizas santonienses mientras que en el sur se encuentra hacia techo de las margas de Maastrichtienses. Las rocas situadas por debajo de él no se encuentran afectadas por las estructuras de cabalgamiento; el contacto entre el Cretácico superior y el Paleozoico de la Zona Axial es de naturaleza estratigráfica y no corresponde a una superficie de despegue de importancia regional.

En la parte septentrional de la hoja (área de Larra y de la Pierre-Saint- Martin), los cabalgamientos imbricados de este sistema son pequeños e involucran la parte alta de las calizas santonienses (calizas con sílex y parte superior micrítica de las calizas de Larra) y al Miembro inferior de las margas de Zuriza. Cabalgamientos de este tipo fueron reconocidos en varias áreas por RIBIS (1965) y LOPEZ MARTINEZ (1986). Su aspecto puede observarse en los cortes geológicos. Los cabalgamientos muestran una orientación dominante WNW-ESE o NW-SE, tienen un buzamiento medio de unos 30° hacia el norte, y presentan desplazamientos hacia el sur de escala decamétrica-hectométrica. Frecuentemente conllevan anticlinales de bloque superior con flanco delantero invertido. El cabalgamiento inferior de Larra en esta zona se localiza a favor del contraste de competencia entre las calizas masivas de Larra y las rocas menos competentes constituidas por las calizas micríticas superiores (con nódulos de sílex en el sector más septentrional). En el campo está marcado por una banda de hasta 1 m de espesor de rocas de falla, constituidas por un sistema muy regular de venas de calcita laminadas que definen una foliación paralela a la falla muy espectacular. Las paredes de las venas están a menudo estriadas, y en conjunto podrían estar relacionadas con mecanismos de fracturación hidráulica en regímenes de alta presión de fluidos.

No es posible determinar si los cabalgamientos imbricados cortan a las turbiditas de Longibar, debido a la escasez de afloramientos de turbiditas donde éstos están mejor desarrollados. Sin embargo, en algunas localidades (p. e. pic d'Arlas) se ha encontrado la base de las turbiditas bastante deformada, lo que podría indicar que los cabalgamientos de Larra convergen en un cabalgamiento superior en este nivel, formando así un duplex por debajo de las turbiditas.

Asociado a estas estructuras se encuentra clivaje, de desarrollo regional y carácter pizarroso en las margas, y más raro y grosero en las calizas. Este clivaje se encuentra por encima del cabalgamiento inferior. Tiene una orientación media N110E, y su buzamiento promedio es de 40-55° hacia el norte. Su desarrollo en relación con los cabalgamientos está indicado por la existencia de estructuras S-C y de disposición asintótica contra los planos de fractura (LOPEZ MARTINEZ, 1986), conjuntamente con su disposición local de plano axial con respecto a los pliegues ligados a los cabalgamientos. Más hacia el sur, donde las calizas con sílex y las calizas micríticas mencionadas pasan a facies calcáreas más competentes, el cabalgamiento inferior de Larra asciende en la serie para situarse en las margas de la formación Zuriza. Esta disposición se encuentra en la zona de Belagua-Ukerdi-Mesa de los Tres Reyes, donde se observa mayor superposición de calizas sobre margas, muy aparente en el mapa geológico. En esa zona se encuentran los cabalgamientos más delanteros del sector septentrional del sistema de Larra, que son los que muestran saltos hacia el sur mayores, representando la zona de rampa donde el cabalgamiento inferior de Larra transfiere desplazamiento hacia las margas.

En la parte meridional de la hoja de Zuriza, y sobre todo en la hoja de Ansó (Sierras Interiores), se observan de nuevo con claridad los cabalgamientos de este sistema. En esta zona son menos numerosos pero de dimensiones mayores, afectando a las areniscas maastrichtienses de Marboré (cuando éstas existen) y a las series calcáreas y turbidíticas terciarias (VAN ELSBERG, 1968; SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970; LABAUME et al., 1985, etc.). En la sierra de Alano, el cabalgamiento inferior de Larra, aunque difícil de localizar en el campo, debe situarse cerca del contacto entre las margas de Zuriza y las areniscas de Marboré, como indica el que éstas últimas se encuentren formando parte de los cabalgamientos imbricados algo más al sur en esta misma transversal (ver hoja de Ansó).

Más al oeste, en la transversal del río Veral, el paso lateral de las areniscas de Marboré a margas favorece que el cabalgamiento inferior de Larra se localice entre las margas maastrichtienses y las calizas paleocenas. De este modo, en el afloramiento más meridional del núcleo del anticlinal de Ezcaurre, aunque vuelven a aflorar las areniscas de Marboré, no se observan involucradas en una rampa existente puesto que el cabalgamiento inferior de Larra ya había subido anteriormente en la serie hasta la base del Paleoceno (corte I-I').

En esta zona meridional, no se encuentra clivaje claramente asociado al sistema de cabalgamientos de Larra. Ello se debe en gran parte a la naturaleza competente de las rocas involucradas, además de la posible obliteración o sobreimposición de deformaciones posteriores.

El cabalgamiento de Larra se entronca en su parte trasera (caudalmente) con el cabalgamiento de Lakora. Este hecho es significativo puesto que permite descartar el deslizamiento gravitacional como mecanismo de origen para estas estructuras, cuyo basculamiento local hacia el sur es resultado de deformación posterior. Por otra parte, las calizas subyacentes al cabalgamiento inferior de Larra (Cenomaniense-Santoniense inferior), deben hallarse, al norte de la línea de entroncamiento, cabalgadas bajo el macizo de Iguntze en rellano de bloque inferior. La longitud de este rellano debe equivaler a la magnitud del acortamiento producido por el sistema de cabalgamientos de Larra.

Los pliegues que deforman a los cabalgamientos

Como ya se ha indicado, los cabalgamientos descritos se hallan deformados por el antiforme de la Zona Axial, de tal manera que en su flanco septentrional el sistema de Larra se halla basculado hacia el norte y en su flanco meridional se encuentra replegado y basculado hacia el sur. A diferencia de los cabalgamientos, estos pliegues involucran a la totalidad de las rocas estudiadas. Esta deformación afecta también al cabalgamiento de Lakora.

El antiforme de la Zona Axial es amplio y asimétrico. El basculamiento de su flanco septentrional es de unos 10-25°, flanco al que sigue una amplia zona de culminación en disposición subhorizontal ocupando la parte central de la hoja, pasando hacia el sur a un conjunto de pliegues con vergencia meridional y escala hectométrica-kilométrica (CASTERAS y SOUQUET, 1964). Estos pliegues pueden presentar flancos delanteros invertidos, y comienzan a estar bien desarrollados a partir del área de Linza y del pico Petrechema. De norte a sur los más importantes

son el anticlinal de Linza (seccionado por una falla normal), en cuyo núcleo existe el pequeño afloramiento de Paleozoico de las Foyas del Ingeniero, los pliegues del área de Ansotiello-Petrafitxa, el sinclinal del puerto de Navarra, el anticlinal de Belabarce, el sinclinal de Punta Abizondo y el espectacular anticlinal de Ezcaurre, bellamente descrito con geometría concéntrica por las calizas paleocenas (Fig. 5).

A estos pliegues se asocia, en disposición de plano axial, el clivaje dominante en la parte parte meridional de la hoja. Tiene carácter pizarroso bien desarrollado en los materiales pelíticos del Pérmico, en las margas de Zuriza y en las turbiditas terciarias, mientras que es mucho más raro o inexistente en las rocas más competentes (areniscas, conglomerados y calizas). Su orientación dominante es WNW-ESE, y presenta buzamientos hacia el norte de unos 50-70°.

Este clivaje aparece restringido a la parte sur de la hoja y su orientación es similar al asociado a los cabalgamientos en el sector septentrional. Donde existe, parece que se superpuso o reaplastó el clivaje que pudo formarse con los primeros cabalgamientos, como puede deducirse en la vecina hoja de Ansó. Los dos clivajes coexistiendo de forma bien individualizada en una localidad han sido encontrados raramente (p. e. carretera de Zuriza a Linza, Rincón de Belagua, etc.).

Esta distribución sugiere una propagación del clivaje dominante hacia el sur en el tiempo, consecuente con la propagación de la deformación en esa dirección. No obstante, debido a la dificultad general de determinar un límite preciso de la distribución areal del clivaje asociado a una generación particular de estructuras, y a su coincidencia en orientación, resulta difícil establecer en todos los casos de qué clivaje se trata. Por estos motivos se ha preferido emplear en el mapa geológico un unico símbolo para los clivajes alpinos, sin diferenciarlos.

El clivaje de fase 2 mencionado en las rocas del Paleozoico hercínico corresponde probablemente al de esta segunda generación de estructuras. Localmente se observa que algunos de los pliegues mayores existentes en el Cretácico superior coinciden en su traza con pliegues hercínicos de las rocas paleozoicas, aunque esta correspondencia es inversa: anticlinales en el Cretácico suelen situarse sobre sinclinales en el Paleozoico y viceversa (ver mapa geológico). Esto indica que en la localización los pliegues alpinos pudieron jugar un papel muy importante las estructuras hercínicas preexistentes bajo la discordancia del Cretácico superior, cuyo reapretamiento con geometría "chevron" indujo el plegamiento de la cobertera en un mecanismo análogo al propuesto en la Cordillera Cantábrica por ALONSO (1989).

Más al sur, donde aparecen rocas Pérmicas, este fenómeno ya no se observa y las calizas del Cenomaniense-Santoniense muestran un plegamiento de tipo "buckling" entre los paquetes menos competentes de las lutitas del Pérmico y las margas de Zuriza. En dos anticlinales, se encuentran pequeños cabalgamientos que acortan a las calizas. Estos cabalgamientos, que se encuentran a su vez plegados, condicionaron la evolución de los anticlinales mayores, aunque no puede precisarse si se formaron asociados al la primera generación de estructuras (contemporáneamente al sistema de Larra), o en estadios iniciales del desarrollo de los anticlinales, a modo de cuñas de arco interno.

Los pliegues correlacionables con los descritos que se encuentran en el macizo del Monte Perdido, al SE de la hoja de Zuriza, fueron relacionados con el cabalgamiento de Gavarnie por CHOUKROUNE et al. (1968). Este es un cabalgamiento de basamento vergente hacia el sur que se encontraría por debajo de los materiales aflorantes en la zona estudiada, y que aflora en una ventana tectónica conocida desde antiguo en la región de Gavarnie (BRESSON, 1902). Los pliegues considerados constituyen el flanco sur de la culminación antiformal de la Zona Axial, que a nivel de afloramiento se presenta en la hoja como una única y gran lámina cabalgante de basamento, aunque su forma sea resultado de la evolución compleja de varios cabalgamientos infrayacentes. En este contexto, los pliegues pueden entenderse como formados por procesos de acortamiento interno y cizalla simple heterogénea en la zona frontal de esa lámina cabalgante.

Las fallas normales

Además de las estructuras citadas, en la hoja de Zuriza existe un sistema de fallas normales que cortan a las estructuras. Las más importantes de estas fallas tienen una orientación predominante que varía entre WNW-ESE y ENE-WSW (LOPEZ MARTINEZ, 1986), y una disposición casi vertical. Su salto es de orden decamétrico-hectométrico, en algún caso alcanzando magnitudes de hasta 350-400 m (fallas de Ansotiello y Linza).

Estas fallas están localizadas en la zona de culminación del antiforme de la Zona Axial, con cuya formación podrían estar en parte relacionadas. Así, se encuentran desde el área del Col de Soudet en el norte hasta Petrafitxa en el sur, estando muy desarrolladas en la región calcárea de Larra y la de Pierre-Saint-Martin, donde ejercen un control importante en el sistema karstico allí existente. Además de las orientaciones más comunes mencionadas, muestran una cierta variabilidad, encontrándose también frecuentes fallas orientadas NNE-SSW (LOPEZ MARTINEZ, 1986) ( p. e. Espelunga, Pinaré, Gamueta, etc.). En el área de Belagua y Pescamou, algunas de éstas fallas, de orientación perpendicular a los cabalgamientos, podrían tener un origen antiguo, relacionado con movimientos de desgarre acomodando desplazamientos diferenciales de las escamas ("tear faults"). Por otra parte, en el área del collado de Petrafita, las fallas E-W existentes, con todo y que desplazan a las rocas del Cretácico superior, pueden haberse iniciado en tiempos anteriores, puesto que parecen controlar la preservación de diferentes espesores de Pérmico bajo la discordancia cretácica. De todo ello se deduce que las fallas pueden haber experimentado una historia larga, con varios episodios de desplazamiento y propagación.

Finalmente cabe hacer mención al contacto basal de las rocas pérmicas sobre el basamento en el área del Pic Rouge, en el extremo SE de la zona cartografiada. Este contacto comporta truncación de las capas pérmicas, y está marcado por rocas foliadas y brechas de falla, hechos que indican que resulta de una falla normal contemporánea con la sedimentación del Pérmico. Tal falla estuvo probablemente aplastada y reactivada como cabalgamiento durante la compresión alpina, como indica el plegamiento y clivaje presente en estas rocas. Esta estructura termina hacia el sur, de modo que en Guarrinza (río Aragón Subordán), los niveles más altos de la unidad de Areniscas y lutitas rojas (14) y de la serie de Baralet se disponen paralelos al contacto basal, cuya naturaleza es ya estratigráfica (Fig. 2).

## 3.3. EDAD DE LAS DEFORMACIONES

Los pliegues de primera fase descritos en las rocas paleozoicas son hercínicos, puesto que se observan fosilizados por el Pérmico o el Cretácico superior (sinclinal de Ansotiello, anticlinal de Atxerito, etc.), aunque localmente puedan haber experimentado un reapretamiento durante la orogenia alpina. La deformación hercínica estaría comprendida entre el Namuriense terminal y el Stephaniense-Pérmico. Los pliegues abiertos y el clivaje de segunda fase, que es el dominante en las rocas paleozoicas, pueden considerarse como alpinos puesto que afectan también a las rocas del Pérmico y Cretácico superior. Los pliegues de esta segunda generación se formarían cuando las estructuras hercínicas previas no se encontraban favorablemente orientadas para su reapretamiento.

Con respecto a las estructuras observables en las rocas post-carboníferas, no se observan en la hoja relaciones sinsedimentarias con materiales contemporáneos a la deformación, por lo que las asignaciones de edad deben fundarse en comparacio-nes con áreas adyacentes. Así, aunque no hay criterios directos de datación referentes al cabalgamiento de Lakora, la subsidencia de la cuenca turbidítica de Jaca durante el Eoceno inferior y medio ha sido relacionada con su emplazamiento (LABAUME et al., 1985), con lo que habría actuado por lo menos durante este intervalo de tiempo. El sistema de cabalgamientos de Larra, cuyo cabalgamiento inferior se entronca a nivel de cobertera con el de Lakora, debe tener una edad en parte comparable. De hecho, este sistema puede continuarse a lo largo de las Sierras Interiores hasta el macizo de Monte Perdido, donde sería equivalente al cabalgamiento de Monte Perdido descrito por varios autores (SOUQUET, 1965; VAN DE VELDE, 1967; SEGURET, 1972) (Fig. 4). Aceptando que el mencionado cabalgamiento está relacionado con el anticlinal de Boltaña (SOLER y PUIGDEFABREGAS, 1970), la edad Luteciense inferior-medio a Bartoniense del crecimiento de este pliegue (como indican las discordancia progresivas existentes en el valle del Ara), puede asignarse en parte a los cabalgamientos de Larra.

Los pliegues de segunda generación que deforman a los cabalgamientos son consecuentemente más recientes. Esta deformación, asimilable al movimiento de cabalgamientos de basamento infrayacentes (p. e. Gavarnie y relacionados), podría expresarse al sur de la hoja de Zuriza por los cabalgamientos de alto ángulo y pliegues dominantes en la cuenca de Jaca (Oturia, Jaca, etc., ver hojas de Ansó y Jaca). Estas estructuras muestran relaciones sinsedimentarias con las rocas terrígenas del Priaboniense inferior(?)-medio al Stampiense (TEIXELL,en prensa).

# 4. ROCAS IGNEAS

## 4.1. Andesitas (1)

En la zona cabecera del valle de Guarrinza, existe un cuerpo estratiforme de rocas ígneas cuya composición andesítica fue ya reconocida por DALLONI (1910). Se dispone subparalelo a la

estratificación del Pérmico entre la unidad inferior de Areniscas y Lutitas y las brechas de la Serie de Baralet. Su espesor es de 25-30 m en el escarpe de Aguas Tuertas y próximo a 15 m en su terminación occidental.

La roca en consideración tiene un color gris-verdoso en estado fresco, y una textura porfídica. La matriz está constituida predominantemente por microlitos de plagioclasa con textura fluidal y opacos, mientras que los fenocristales más abundantes son de clinopiroxenos subidiomórficos, de tipo augita. Existen asimismo escasos fenocristales de plagioclasa. En muestras alteradas los piroxenos están epidotizados o reemplazados por agregados cuarzo-calcita y opacos, y las plagioclasas sericitizadas. Esta roca ha sido clasificada como una andesita calco-alcalina con tendencia alcalina por BIXEL (1984).

Este último autor interpreta el cuerpo cartografiado como una colada volcánica entre las series de Somport y Baralet. Sin embargo, la observación de su techo muestra que localmente trunca la estratificación de la serie suprayacente, que está fuertemente alterada y decolorada, existiendo según SCHWARZ (1962) un cierto metamorfismo de contacto con una zona de vitrificación de 0,5 cm. Estas características apuntan a considerar este cuerpo como un sill, de acuerdo con SCHWARZ (1962) y ASO (1987). BIXEL (1984) relaciona las andesitas existentes en esta zona con el episodio volcánico calcoalcalino de Anayet, cuarto en el volcanismo stephano-pérmico pirenaico y de edad Saxoniense. Cantos de andesitas fueron encontrados en la Serie de Baralet por MIROUSE (1959) y SCHWARZ (1962), aunque no hay evidencias de que pertenezcan al cuerpo aquí cartografiado.

## 5. HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos aflorantes en la hoja de Zuriza corresponden principalmente a rocas pelíticas de edad silúrica, depositadas en medios marinos poco oxigenados. Estas rocas afloran en pequeña extensión y de forma aislada, junto con materiales más arenosos devónicos, en los klippes del manto de Lakora, con lo que la historia geológica paleozoica posterior está registrada de forma más continua por los afloramientos de la Zona Axial. El registro en la Zona Axial comienza en el Devónico inferior, tiempo en el que se depositaban sedimentos terrígenos compuestos por areniscas y lutitas marinas (capas de Atxerito). Estos evolucionaron a ambientes de plataforma carbonática somera, de carácter arrecifal, que caracterizan la sedimentación durante el Givetiense-Frasniense inferior. Dentro del Frasniense, esta plataforma terminó por un hundimiento generalizado que dio paso a la sedimentación más lutítica, en la que el material carbonático tenía un origen resedimentado procedente de áreas más someras. No existe registro devónico posterior al Fameniense inferior en la zona cartografiada, debido a que a finales del Devónico o a inicios del Carbonífero se produjo una interrupción de la sedimentación acompañada de basculamiento generalizado hacia el NE y erosión de los materiales previamente depositados. El primer registro del Carbonífero comienza con la sedimentación de calizas nodulosas con cefalópodos que testifican medios marinos de cierta profundidad, con todo y que se disponen

en discordancia angular sobre diferentes niveles de la serie devónica (MIROUSE, 1966) (Fig. 1). Dentro del Namuriense la sedimentación carbonática evoluciona a condiciones más someras, con la formación de calizas laminadas, a veces brechoides, pobres en fauna. La sedimentación carbonática que representa la parte inferior del Carbonífero, termina de manera rápida por un nuevo hundimiento marcado de las áreas de plataforma y la instauración de un detritismo importante, hechos que llevan a la sedimentación de una potente serie arenoso-pelítica de carácter turbidítico (facies "Culm"). Esta serie refleja un incremento importante de la subsidencia, relacionado probablemente con estadios tempranos de la orogenia hercínica. Las dataciones efectuadas en estos materiales los sitúan en el Namuriense B-C, y corresponden a las rocas más modernas afectadas por la deformación hercínica. Esta deformación tuvo lugar por tanto en el sector estudiado entre el Namuriense B-C y el Stephaniense, cuyos materiales en el macizo de Ossau, al NE de la hoja, se disponen fosilizando las estructuras hercínicas. En otras áreas de la Península Ibérica, la deformación hercínica tiene carácter polifásico e historia tectonometamórfica compleja, mientras que en la ocupada por la hoja y sectores adyacentes se manifiesta aparentemente por una única generación de pliegues en condiciones poco metamórficas, a los que no se asocia clivaje importante. En comparación con el Paleozoico observado en otras áreas de la Zona Axial pirenaica, representaría una zona relativamente externa de la cordillera hercínica.

La sedimentación del Pérmico postdata la orogenia hercínica, y se realiza en medios continentales áridos que han sido interpretados como cuencas intramontañosas relacionadas con fallas activas (BIXEL y LUCAS, 1983). Estos materiales se depositaban en abanicos aluviales que contribuyeron al desmantelamiento de la Cordillera Hercínica, en un contexto tectónico probablemente de tipo extensional acompañado por volcanismo calcoalcalino. Las unidades inferiores pérmicas están truncadas contra el contacto basal sobre el basamento, disposición que parece reflejar fallas normales sinsedimentarias controlando su deposición (Fig. 2). La sedimentación del Pérmico medio-superior registra por otra parte una reactivación del relieve (terrígenos groseros de Baralet), al tiempo que la sedimentación se hace expansiva hacia el sur de forma abrupta. La sucesión registra una disminución de componentes terrígenos groseros hacia la parte superior del Pérmico, asociada probablemente a una retrogradación de los sistemas aluviales.

En el área de la terminación de la Zona Axial existe una laguna estratigráfica que abarca desde el Trias hasta la base del Cretácico inferior. Con los datos existentes no puede precisarse si esta laguna se debe enteramente a erosión, o a falta de sedimentación, aunque por comparación con otras áreas del Pirineo puede adoptarse en parte una situación intermedia. Así, pudo haber habido sedimentación durante el Triásico y el Jurásico, cuyo registro pudo ser erosionado durante la etapa extensional del Cretácico inferior. A esta etapa se asoció una importante generación de relieve, tal y como se deduce en otras áreas.

En el manto de Lakora se preservan rocas Triásicas, correspondientes a lutitas y calizas de medios continentales palustres y marinos someros, acompañadas de rocas volcánicas (ofitas). Las rocas albienses, testifican la sedimentación terrígena submarina marginal del surco Norpirenaico, caracterizada esencialmente por facies conglomeráticas relacionadas con el relieve generado por la tectónica extensional del Cretácico inferior.

El inicio de la sedimentación del Cretácico superior sobre el Paleozoico de la Zona Axial refleja una importante transgresión de edad Cenomaniense, que es característica en gran parte de la Península Ibérica. Cabe resaltar la deposición de estos materiales sobre una superficie de erosión con aplanamiento (caracterizada como discordancia post-rift donde se conservan cuencas del Cretácico inferior, BERASTEGUI et al., 1990). Las rocas cenomanienses registran ambientes de plataforma carbonática de gran extensión, con una notable uniformidad de facies. La plataforma de esta edad termina con una superficie de erosión, sobre la que se disponen directamente materiales del Coniaciense superior. Además de erosión puede observarse localmente una marcada discordancia angular entre estos dos paquetes, testificando basculamientos locales. No puede precisarse si la aparente falta de Turoniense y Coniaciense inferior, que no han podido ser determinados en la zona estudiada, se debe a la erosión o a una no sedimentación de materiales de esa edad. El Coniaciense superior-Santoniense inferior forma un nuevo ciclo que representa medios de plataforma marina somera muy homogénea, en este caso con actividad biológica bien desarrollada (rudistas, foraminíferos, corales, etc.).

Estos materiales indican subsidencias moderadas y homogéneas, coherentes con regímenes de subsidencia térmica subsecuentes al período extensional del Cretácico inferior. Por otra parte, en el manto de Lakora, el perfil deposicional heredado del Albiense condiciona que localmente se depositen facies resedimentadas de mayor profundidad (Calizas y brechas vraconienses-coniacienses de Erroymendy en el macizo de Mendibelza, al NW de la hoja; SOUQUET, 1967). Durante el Santoniense, se depositan brechas submarinas ligadas a escarpes de falla que deberían causar la exposición de rocas paleozoicas. Tales fallas, que constituían el borde meridional del surco más subsidente Norpirenaico (DURAND-WACKENHEIM et al., 1981), pueden corresponder a los antecesores del actual cabalgamiento de Lakora.

En el área de la terminación de la Zona Axial, donde se localiza el registro posterior, puede deducirse un basculamiento hacia el norte del substrato a partir del Santoniense superior. Este basculamiento produjo somerización en las Sierras Interiores (con emersión en el área de Candanchú, en la hoja de Ansó), mientras que hacia el norte (área de la Pierre-St.-Martin) causó un hundimiento y profundización de la plataforma. En el área meridional se depositaron calcarenitas ferruginosas en medios someros de alta energía, mientras que en la parte septentrional se formaron las calizas micríticas de la parte superior de las formación Larra y las calizas micríticas y margosas con sílex de la Pierre-St. Martin. La deposición de estas facies es sucedida por una aceleración de la profundización, que de forma progresiva pero rápida da lugar a la instalación de medios de plataforma externa y talud con sedimentación margocalcárea, acompañada por foraminíferos planctónicos y bentónicos de aguas profundas. Sobre estas margas progradan hacia el NW facies arenosas más proximales de edad Campaniense medio (areniscas de la Tuca Blanca), culminando el ciclo o secuencia deposicional del Santoniense superior-Campaniense medio (Fig. 3).

Estas facies son sucedidas por una nueva profundización, que reinstaura la sedimentación margosa en el sur, pero que hacia el norte está acompañada por la excavación de una superficie de erosión submarina y la sedimentación de materiales turbidíticos. Estos fenómenos constituyen

un nuevo ciclo culminado con la progradación de las areniscas de Marboré, en un dispositivo similar al anterior (Fig. 3).

Los cambios que como se ve ocurrieron en el Santoniense superior indican que, tras un basculamiento inicial, la cuenca deviene expansiva hacia el sur y subsidente, así como registra una influencia terrígena mucho mayor. Las plataformas experimentan un retroceso hacia el sur (Fig. 3). Estos cambios en la cuenca se registran de forma parecida en otras áreas de la vertiente sur del Pirineo central (ver SIMO, 1989), y coinciden con los estadios iniciales de la compresión alpina en el dominio pirenaico. En concreto coinciden con el inicio del emplazamiento de la lámina cabalgante de Boixols-Turbón, registrado por discordancias progresivas existentes en los anticlinales del macizo del Turbón (PAPON, 1969). Consecuentemente, este nuevo período podría reflejar los primeros indicios de flexión litosférica relacionada con cabalgamientos de la zona Norpirenaica (estadios iniciales del cabalgamiento de Lakora ?).

La sedimentación a partir de ese período pasó a estar en gran parte controlada por la evolución tectónica del orógeno pirenaico. A partir del Paleoceno, la sedimentación tuvo lugar en la denominada cuenca Surpirenaica, bien individualizada como un surco de antepaís de dirección aproximadamente paralela a la cordillera, el cual de forma progresiva iba siendo incorporado en las láminas cabalgantes. Estaba delimitado por un margen septentrional cabalgante (actuales Zona Axial y parte sur de la Zona Norpirenaica) y un margen distal en el sur, experimentando una migración progresiva hacia el antepaís. En la transversal estudiada, la cuenca de Jaca, correspondiente a la parte más occidental de la cuenca, la paleogeografía correspondía a un surco turbidítico de alimentación axial flanqueado en su margen meridional por plataformas carbonáticas (cuenca de Jaca).

En el área comprendida en la hoja, el Paleoceno se caracteriza por la sedimentación de carbonatos de plataforma somera en la parte más meridional de la hoja, que gradaban hacia el norte a zonas de talud o pié de talud dominadas por procesos de resedimentación. Las plataformas experimentaron un hundimiento ("drowning") a finales del Paleoceno, de modo que durante el Ilerdiense, las áreas de plataforma se ubicaban en posiciones más meridionales (hoja de Ansó). En las Sierras Interiores tuvo lugar entonces la sedimentación de facies de talud margoso y brechoide, en relación con las partes distales de estas plataformas, y posteriormente la deposición de facies turbidíticas de fondo de cuenca que caracterizan la sedimentación durante gran parte del Eoceno inferior y medio. Estos depósitos se disponen en onlap hacia el sur, reflejando la migración progresiva del depocentro hacia el antepaís (PUIGDEFABREGAS et al., 1978; LABAUME et al., 1985, etc.). La subsidencia de la cuenca durante esa época estaría causada por la carga asociada al emplazamiento del manto de Lakora.

Las estructuras compresivas alpinas observables adquirieron un desarrollo notable durante este periodo. La parte inferior de cabalgamiento de Lakora transfirió desplazamiento hacia el cabalgamiento inferior de Larra durante el intervalo Luteciense inferior-medio a Bartoniense, con la consiguiente imbricación progresiva de las rocas cretácicas y del Terciario inferior. A partir del Priaboniense inferior(?)-medio se formaron estructuras relacionadas con cabalgamientos más profundos en zonas más meridionales, que causaron el apilamiento de láminas cabalgantes de

basamento responsable de la disposición antiformal de la Zona Axial. Esta deformación prosiguió como mínimo hasta el Stampiense, en función de las estructuras emergentes al sur de la hoja de Zuriza en la cuenca de Jaca (Fig. 4), aunque la evolución del apilamiento antiformal de la Zona Axial del Pirineo debió proseguir durante todo el Oligoceno, transfiriendo parte del desplazamiento causante de la emergencia del frente montañoso de las Sierras Exteriores durante ese intervalo.

Durante el Cuaternario, tras la exposición superficial de las calizas del Cretácico superior en áreas extensas de la hoja comenzó a desarrollarse el sistema kárstico de Larra. En el período glaciar se asistió a la excavación de los valles y las vertientes por la acción de los glaciares y los neveros, que produjeron depósitos morrénicos y lacustres relacionados. La retirada de los glaciares dio lugar a la modificación de la topografía por modelado kárstico, periglaciar y fluvial correspondiente a la red de drenaje observable en la actualidad.

## 6. HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista hidrogeológico, el elemento más notable del área comprendida en la hoja de Zuriza es el sistema kárstico de Larra y la Pierre Saint-Martin. Este constituye uno de los macizos kársticos de alta montaña mejor desarrollados y conocidos, objeto de numerosos trabajos de síntesis como los reunidos en ARSIP (1980), y los de MAIRE (1983), LOPEZ MARTINEZ (1983, 1986), etc.

El sistema kárstico más importante se halla en la mitad septentrional de la hoja, donde hay extensos afloramientos de las calizas cretácicas de Larra. Hacia la parte meridional los sistemas kársticos son más reducidos, aunque existen también importantes cavidades tanto en las calizas cretácicas (Gamueta, Txipeta, etc.) como en las paleocenas (Alano). En esta parte meridional es donde se sitúan los principales cursos de agua superficiales de régimen permanente, constituidos por los ríos Veral y Aragón Subordán.

En el macizo de Larra y de la Pierre-Saint-Martin, destaca la práctica ausencia de escorrentía superficial, con todo y que es una zona de alta pluviosidad (2000-3000 mm/año, LOPEZ MARTINEZ, 1983). Los escasos cauces existentes se observan secos la mayor parte del año; por el contrario, la mayor parte del agua se encuentra en circulación subterránea por las redes kársticas. El régimen hidrológico dominante es pluvio-nival, con un máximo principal en Primavera con el deshielo, y otros de menor importancia en épocas lluviosas de Otoño e Invierno. El sistema subterráneo drena principalmente hacia el norte, situándose la principal área de captación de aguas en el alto macizo calcáreo y las surgencias más importantes en el valle de Ste. Engrâce. En este valle, hay tres surgencias principales:

- Illamina, situada a 438 m de altitud y con un módulo anual de 5,64 m3/seg.

- Bentia, a 442 m de altitud, con una media anual de 2,37 m3/seg, y

-Cascada de Kakueta, drenando una pequeña cuenca subterránea y emergiendo en las paredes del cañón del mismo nombre, dentro de la hoja, con un módulo anual de 0, 32 m3/seg.

El total drenado por el río Uhaitza (gave de Ste. Engrâce) en la presa de Licq es de 10 m3/seg, según datos, como en el caso anterior, de la compañía Electricité de France presentados en RAVIER (1956) y LOPEZ MARTINEZ (1983).

Otra surgencia importante que drena la parte NE de la zona cartografiada se encuentra en el valle de Issaux justo al norte del borde septentrional de la hoja, y corresponde al Oeil d'Issaux, sobre el que no disponemos de datos hidrológicos. Por el contrario, la emergencia de aguas en la vertiente meridional española es mucho más modesta, limitándose por ejemplo a módulos de estiaje de 0,015 m3/seg en las surgencia de la falda meridional del pico Lakora y 0,01 m3/seg en el Rincón de Belagua (según datos de la Diputación Foral de Navarra, sintetizados por LOPEZ MARTINEZ, 1983).

En función de las investigaciones espeleológicas, se han definido tres cuencas subterráneas principales en el macizo (MAIRE, 1983) (Fig. 6):

- Cuenca del río San Vicente, que drena la parte más septentrional de la hoja (redes de la Pierre-Saint-Martin, Arphidia y Lonné-Peyret) y emerge en Bentia.

- Cuenca del río San Jorge, que drena el área de Larra y Ukerdi (redes de Añelarra, Budoguía y de la hoya del portillo de Larra, RUIZ et al., 1982), así como el Rincón de Belagua, según han indicado las coloraciones con trazadores (SANTESTEBAN, 1980).

- Cuenca de Issaux, más pequeña que las anteriores, que drena hacia el NE el área de Guillers y del bosque de Issaux (red de Couey Lotge) y emerge en el Oeil d'Issaux.

En la organización de las redes subterráneas ejercen un control fundamental la litología y la disposición estructural de las rocas. Así, como se acepta clásicamente, los elementos más importantes son el buzamiento hacia el norte de la serie cretácica en el flanco norte del antiforme de la Zona Axial, junto con la inmersión hacia el oeste de dicha estructura, y las fallas normales que surcan el macizo (RIBIS, 1965; MAIRE, 1983; LOPEZ MARTINEZ, 1986, etc.). De este modo, se explica el drenaje general hacia el norte del sistema (cuencas de San Vicente, Issaux y parte de la de San Jorge). En estos casos, el agua suele atravesar las calizas cretácicas mediante simas y pozos verticales, discurriendo a continuación a lo largo del contacto sobre las pizarras y areniscas carboníferas del Culm, ayudada por las fracturas.

No obstante, cabe remarcar otro factor importante que no suele ser tenido en cuenta y es el plegamiento hercínico que condiciona la existencia local de calizas en el Paleozoico. Estas pueden constituir importantes vías subterráneas que explicarían casos como el de la red de las Puertas de Illamina, cuyo tramo explorado fluye hacia el oeste desde Budoguía hasta las proximidades de la vertical del Rincón de Belagua (probablemente siguiendo el buzamiento periclinal hacia el oeste del Cretácico sobre el Culm, ayudado según fallas existentes con esa orientación), debiendo desviarse a continuación hacia el norte para emerger en Illamina (Fig. 6). Para hacer esto, el curso subterráneo debe necesariamente cortar un suave antiforme que describe la serie cretácica entre Belagua y el valle de Ste. Engrâce (ver corte I-I'), abandonando por tanto las calizas del Cretácico superior y penetrando en el Paleozoico durante varios

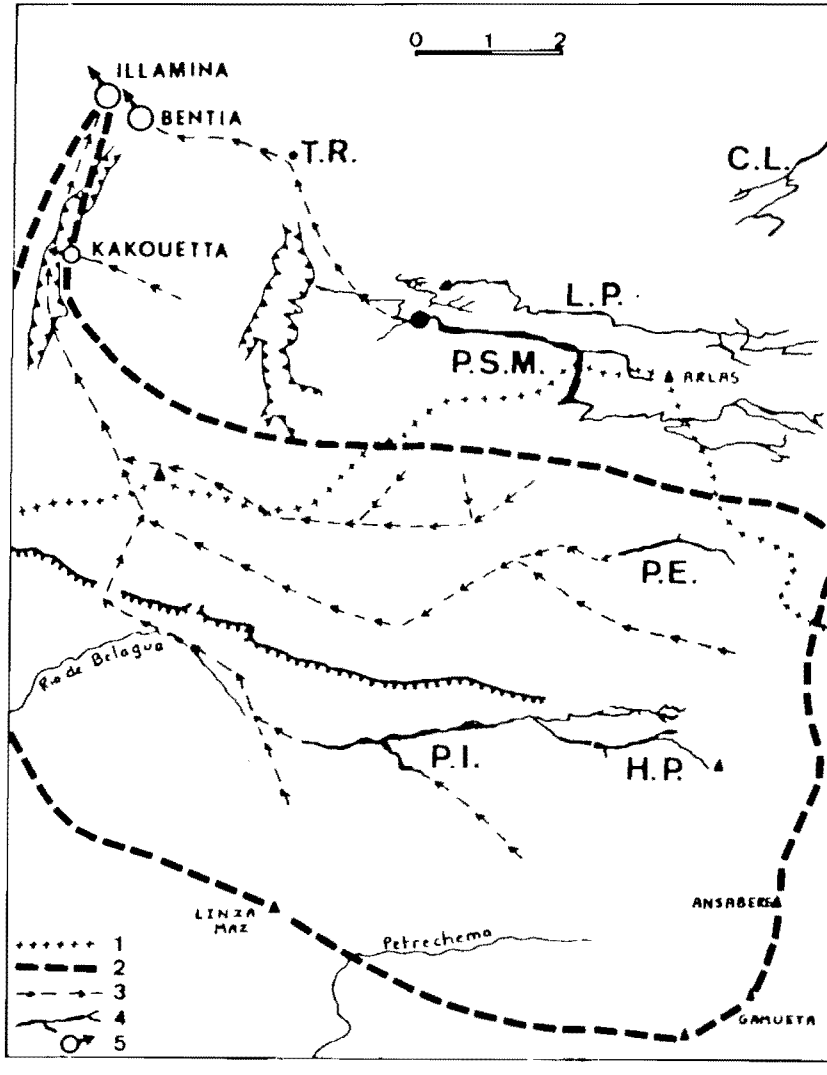



Fig. 6.- Principales cuencas y redes subterráneas del macizo kárstico de Larra y la Pierre-Saint-Martin (tomado de Maire, 1983). 1: Frontera; 2: Límite supuesto de la cuenca del río San Jorge. Al norte se encuentran las del río San Vicente y de Issaux (Couey-Lotge). 3: Drenajes subterráneos supuestos; 4: Redes conocidas; S: Surgencias. TR: Trou de Renard; PSM: red de la Pierre-Saint-Martin; LP: Lonne-Peyret; CL: Couey Lotge; PE: Pozo Estella (Añelarra); PI: Puertas de Illamina; HP: Hoya del Portillo de Larra.

kilómetros. Este paleozoico debe estar representado, en vez de por las pizarras del Culm, por las formaciones calcáreas descritas del Devónico y/o Carbonífero inferior, que constituirían la prolongación hacia el NW del anticlinorio hercínico de Atxerito u otra estructura similar.

La red de Couey-Lotge drena hacia el NE debido a una suave flexión hacia el NE que articula la zona subhorizontal de Guillers y l'Arre de Bas y la zona más inclinada del bosque de Issaux, ayudada además por fallas normales orientadas NE-SW existentes en esa zona (ver mapa geológico). Aunque las fallas normales controlan la disposición de detalle de las redes (ver diversos trabajos en ARSIP, 1980), no debe esperarse siempre que sigan las fallas con mayor relevancia cartográfica.

Con respecto a los cabalgamientos, cabe mencionar que los imbricados de cobertera del denominado sistema de cabalgamientos de Larra (TEIXELL, 1990 b), dado su carácter superficial, no ejercen un control como el de los otros elementos mencionados. Sin embargo, hemos observado que los contactos anormales entre calizas y margas causados por estos cabalgamientos pueden localizar pérdidas o sumideros locales que enlazan con las redes principales (p. e. Añelarra, Belagua, etc.). Por otra parte, el cabalgamiento de Lakora sí ejerce un papel fundamental en la localización de las surgencias principales del borde septentrional del macizo kárstico: la barrera impermeable de las rocas arcillosas triásicas de su bloque superior origina surgencias de tipo vauclusiano en sus proximidades. El caso más notable es el del Oeil d'Issaux , aunque también tienen ese origen las emergencias de Illamina y Bentia.

## 7.- BIBLIOGRAFIA


- ALONSO, J.L. (1989).- "Fold reactivation involving angular unconformable sequences: theoretical analysis and natural examples from the Cantabrian Zone (Northwest Spain). *Tectonophysics,* 170, pp. 57-77.

- ARSIP (1980).- "Bulletin Association de recherches spéléologiques internationales de la Pierre Saint-Martin", vol. special, nº 12-13-14-15, ann. 1977-78-79-80, 150 p.

- ASO, E.J. (1987).- "Estudio Geológico del Stephaniense-Pérmico en el Alto Aragón: La región de Oza y su correlación con el Macizo del Anayet". Tesis de Licenciatura, Univ. de Zaragoza, 137 p.

- BERASTEGUI, X.; GARCIA-SENZ, J.M. & LOSANTOS, M. (1990).- "Tecto-sedimentary evolution of the Organyà extensional basin (central south Pyrenean unit, Spain) during the Lower Cretaceous". *Bull. Soc. géol. France,* (8), 6: 251-264.

- BIXEL, F. (1984).- "Le volcanisme stephano-permien des Pyrénées". Thèse d'Etat, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 637 p.

- BIXEL, F.; CLIN, M. y TIHAY, J.P. (1985 a).- "Notice explicative de la Carte Géologique Pic du Midi d'Ossau et Haut Bassin du Rio Gallego, 1/25.000". Ed. Institut de Géodinamique, Université de Bordeaux III, 54 p.

- BOIRIE, J.M. y SOUQUET, P. (1982).- "Les poudingues de Mendibelza: dépôts de cônes sous-marins du rift albien des Pyrénées". *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine,* 6, pp. 405-435.

- BRESSON, A. (1906).- "Feuille d'Urdos. C. R. Coll. campagne 1905". *Bull. Carte Géol. France,* t. XVI, nº 110, pp. 107-144.

- CANEROT, J. y DEBROAS, E.-J. (1988).- "Remise en question du "Complexe de résedimentation albo-cénomanien" de la zone nord-pyrénéenne". *C. R. Acad. Sci., Paris,* t. 307, Sér. II, pp. 1711-1716.

- CASTERAS, M. (1949).- "Observations sur la structure du revêtement crétacé et nummulitique de la zone primaire axiale au sud de Larrau et de Sainte-Engrâce (Basses-Pyrénées)". *Ann. Hébert et Haug (Lab. Géol. Paris)*, 7, pp. 45-59.

- CASTERAS, M. (1971).- "Carte géologique de la France 1/50.000 XIV-47: LARRAU". Serv. Géol. National, B.R.G.M., Orléans.

- CASTERAS, M. y SOUQUET, P. (1964).- "Sur la constitution et sur la structure de la couverture crétacé de la zona primaire axiale pyrénéenne a l'ouest du pic d'Anie". *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 259, n° 17, pp. 2881-2886.

- CHOUKROUNE, P.; MARTINEZ, C.; SEGURET, M. y MATTAUER, M. (1968).- "Sur l'extension, le style et l'âge de mise en place de la nappe de Gavarnie (Pyrénées centrales)". *C. R. Acad. Sci., Paris,* 260, pp. 1360-1363.

- CHOUKROUNE, P. & SEGURET, M. (1973).- "Carte structurale des Pyrénées". ELF-ERAP, Mission France (Etablissement de Boussens).

- CULOT, G. (1965).- "Etude du bord méridional du Massif d'Igounce et des chainons calcaires de la Haute-Soule". Thèse Doct. Specialité, Univ. de Toulouse, 125 p.

- DALLONI, M. (1910).- "Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon". *Ann. Fac. Sc. Marseille*, 19, 444 p.

- DELVOLVE, J.J. y LAVEINE, J.P. (1985).- "Sur quelques flores du Carbonifère des Pyrénées Béarnaises". *Geobios,* 18, pp. 281-304.

- DELVOLVE, J.J. y PERRET, M.F. (1987).- "Foraminifères, algues et conodontes bashkiriens du Culm des Pyrénées Béarnaises". *Geobios*, 20, pp. 193-213.

- DURAND-WACKENHEIM, C.; SOUQUET, P. y THIÉBAUT, G. (1981).- "La brèche d'Errozaté (Pyrénées-Atlantiques): faciès de résedimentation en un milieu profond de matériaux d'une plateforme carbonatée crétacée à substratum hercynien". *Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse*, 117, pp. 87-94.

- FOURNIER, E. (1905).- "Études géologiques sur la partie occidentale de la chaîne des Pyrénées entre la vallée d'Aspe et celle de la Nive". *Bull. Soc. géol. France*, (4), 5, pp. 699-723.

- GALERA, J.M. y BARETTINO, D. (1989).- "El Paleozoico Prehercínico de la cabecera del río Aragón-Subordán (Provincia de Huesca)". *Bol. Geol. Min., Madrid*, C-I, pp. 3-12.

- GARCIA-SANSEGUNDO, J. (1991).- "Estratigrafía y estructura de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Valle de Aran y de la Alta Ribagorça". Tesis Doct., Univ. de Oviedo, 340 p.

- JEURISSEN, G.F.J. (1968).- "Geology of the upper Cretaceous and part of the lower Tertiary between the Rio Aragon Subordan and the Rio Gallego (Spanish Pyrenees, province of Huesca)". *Geol. Ultraiectina*, 10-II, 71 p.

- JOSEPH, J.; BRICE, D. & MOURAVIEFF, N. (1980).- "Données Paléontologiques nouvelles sur le Frasnien des Pyrénées centrales et occidentales: implications paléogéographiques". *Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse*, 116, pp. 16-41.

- JOSEPH, J.; MIROUSE, R. y PERRET, M.F. (1984).- "Calcaires dévoniens et carbonifères du Monte Tobazo (Pyrénées aragonaises, Huesca, Espagne)". *Acta Geológica Hispánica*, 19, pp. 149-166.

- KULLMANN, J. y DELVOLVE, J.J. (1985).- "Goniatites du Namurien des Pyrénées occidentales françaises. Implications stratigraphiques et paléogéographiques". *Geobios*, 18, pp. 47-67.

- LABAUME, P.; SEGURET, M. y SEYVE, C. (1985).- "Evolution of a turbiditic foreland basin an analogy with an accretionary prism: Example of the Eocene South-Pyrenean basin". Tectonics, 4, pp. 661-685. - LAMARE, P. (1948).- "Le contact entre le synclinal des Arbailles et le massif de Mendibelza dans le bassin du Lauribar (Basse Navarre française". *Mem. Soc. Géol. France*, nouv. sér., t. XXVII, pp. 1-52.

- LOPEZ MARTINEZ, J. (1983).- "Geología, Geomorfología, Clima e Hidrología del macizo de la piedra de San Martín". Reunión Monográfica sobre el karst-Larra 82, Publ. Servicio Geol. Diputación Foral de Navarra, pp. 13-53.

- LOPEZ MARTINEZ, J. (1986).- "Geomorfología del Macizo karstico de la Piedra de San Martin (Pirineo occidental)". Tesis Doct., Univ. de Zaragoza, 529 p.

- LUCAS, C. (1985).- "Le Gres Rouge du versant nord des Pyrénées. Essai sur la géodynamique de dêpots continentaux du Permien et du Trias". Thèse d'Etat, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 267 p.

- LUCAS, C. et GISBERT, J. (1981).- "Elements nouveaux pour l'evolution des paysages du Gres Rouge Pyrénéen, du Permien au Trias. C. R. 106ème Congr. Nat. Soc. Sav., Perpignan, Bibl. Nat. Paris, t. III, pp. 351-362.

- MAIRE, M.R. (1983).- "Connaissances actuelles sur le karst profond de Larra (Pyrénées Atlantiques, Navarra, Huesca)". Reunión Monográfica sobre el karst-Larra 82, Publ. Servicio Geol. Diputación Foral de Navarra, pp. 55-79.

- MAJESTE-MENJOULAS, C. (1979).- "Evolution alpine d'un segment de chaîne varisque: nappe de Gavarnie, chevauchement de Cinq-Monts-Gentiane (Pyrénées centrales et occidentales)". Thèse d'Etat, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 343 p.

- MEY, P.H.W.; NAGTEGAAL, P.J.C.; ROBERT, K.J. y HARTEVELT, J.J.A. (1968).- "Lithostratigraphic subdivision of post-Hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain". *Leidse Geol. Meded.*, 41, pp. 221-228.

- MIROUSE, R. (1959).- "Extension et relation des séries permiennes sur la feuille d'Urdos au 80.000e". *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. LVI, 257, pp. 209-218.

- MIROUSE, R. (1966).- "Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées". Mem. Serv. Carte Géol. France, 451 p. - MULLER, J. y ROGER, P. (1977).- "L'Evolution structurale des Pyrénées (Domaine central et occidental). Le segment hercynien, la chaîne de fond alpine". *Géol. Alpine*, 53, pp. 149-191.

- MUTTI, E.; LUTERBACHER, H.; FERRER, J. y ROSELL, J. (1972).-"Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogeno Marino della zona centrale sudpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra)". *Mem. Soc. Geol. Italia,* 11, pp. 391-416.

- PAPON, J.P. (1969).- "Etude de la Zone Sud-Pyrénéenne dans le Massif du Turbón (Province de Huesca-Espagne)". Thèse 3ème Cycle, Univ. de Toulouse, 99 p.

- PERRET, M.F. (1977).- "Donnés récentes de la micropaléontologie dans l'étude du Carbonifère marin des Pyrénées". *Ann. Soc. Géol. Nord.*, XCVII, 1, pp. 77-85.

- PERRET, M.F. (1983).- "La limite Mississippien-Pennsylvanien dans les Pyrénées françaises". Congr. Int. Strat. Geol. Carbonifero, X, 4, pp. 359-369.

- PERRET, M.F. (1988).- "Le passage du Dévonien au Carbonifère dans les Pyrénées, zonation par conodontes". Cour. Forch.-Inst. Senckenberg, 100, pp. 39-52.

- PERRET, M.F. y DELVOLVE, J.J. (1988).- "Calcaires de plate-forme resédimentées dans le Culm Carbonifère du bassin mediterranéen". *Strata,* sér. 1, V. 4, pp. 143-147.

- PUIGDEFABREGAS, C.; DEL VALLE, J. y SANCHEZ CARPINTERO, I. (1978).- "Memoria del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2ª ser., Hoja nº 143: NAVASCUES". I.G.M.E.

- RAMIREZ DEL POZO, J. y LOPEZ-MARTINEZ, J. (1988).-"Estratigrafía del Cretácico superior en las cabeceras de los valles de Ansó y Roncal (Pirineo occidental)". *Rev. Soc. Geol. España*, 1, pp. 37-52.

- RAVIER, F. (1956).- "Hydrographie souterraine du Massif d'Anie". E.D.F., R.E.H., 6, Service Hydrologie, Argelès, pp. 1-26.

- RIBIS, R. (1965).- "Contribution à l'étude géologique du Crétacé supérieur de la Haute-Chaîne dans la région de la Pierre-Saint-Martin (Basses-Pyrénées)". Thèse 3ème Cycle, Univ. de Paris, 200 p.

- RUIZ, D.; TORRECILLA, J.R.; CHASCO, A. y LUQUIN, A. (1982).-"Larra. Cabeceras del río San Jorge". Grupo de Espeleología I.P.V. Club Montañero Estella, 121 p.

- SANTESTEBAN, I. (1980).- "Catálogo Espeleológico de Navarra". Coll. Ciencias, Inst. Principe de Viana, Diputación Foral de Navarra, Pamplona, 365 p.

- SCHWARZ, E.J. (1962).- "Geology and paleomagnetism of the valley of the Rio Aragón Subordan, north and east of Oza, Spanish Pyrenees, Province of Huesca". *Est. geol.*, 18, pp. 193-240.

- SEGURET, M. (1972).- "Etude 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". *Publ. USTELA. Série Géol. struct.* 2, Montpellier, 155 p.

- SEUNES, J. (1893).- "Note sur la géologie de la haute vallée d'Aspe (Basses-Pyrénées)". *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, IV, nº 34, 20 p.

- SIMO, A. (1989).- "Upper Cretaceous platform-to-basin depositional sequence development, Tremp basin, south-central Pyrenees". In: P. D. Crevello, J. L. Wilson, J. F. Sarg y J. F. Read (eds.), Controls on carbonate platform and basin development, *S.E.P.M. Spec. Publ.*, 44, pp. 365-378.

- SOLER, M. y PUIGDEFABREGAS, C. (1970).- "Lineas generales de la geología del Alto Aragón occidental". *Pirineos*, 96, pp. 5-19.

- SOUQUET, P. (1965).- "Structure du massif du Mont-Perdú; ses rélations avec la nappe de recouvrement de Gavarnie (Pyrénées)". *C. R. Acad. Sci., Paris*, 260, pp. 4358-4361.

- SOUQUET, P. (1967).- "Le Crétacé supérieur sudpyrenéen en Catalogne, Aragon et Navarre". Thèse d'Etat, Univ. de Toulouse, 529 p.

- SOUQUET, P. (1984).- "Les cycles majeurs du Crétacé de la paléomarge ibérique dans les Pyrénées". *Strata*, 1, pp. 47-70.

- TEIXELL, A. (1990 a).- "El Cretácico superior en la terminación occidental de la Zona Axial Pirenaica". *Geogaceta*, 8, pp. 84-86.

- TEIXELL, A. (1990 b).- "Alpine thrusts at the western termination of the pyrenean Axial Zone". *Bull. Soc. Geol. France.* (8), 6, pp. 241-249.

- TEIXELL, A. (en prensa).- "Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, 2ª ser., Hoja nº 176: JACA". I.T.G.E.

- VACHARD, D.; PERRET, M.F. y DELVOLVE, J.J. (1989).- "Algues, Pseudo-Algues et Foraminifères des niveaux Bachkiriens dans les secteurs d'Escarra et Aragon Subordan (Pyrénées Aragonaises, Espagne)". *Geobios*, 22, pp. 697-723.

- VAN DE VELDE, E. (1967).- "Geology of the Ordesa overthrust mass, spanish Pyrenees, province of Huesca". *Est. Geol.*, 26, pp. 163-201.

- VAN ELSBERG, J.N. (1968).- "Geology of the upper Cretaceous and part of the lower Tertiary, North of Hecho and Aragüés del Puerto (Spanish Pyrenees, province of Huesca)". *Est. Geol.*, 24, pp. 39-77.

- VELASQUE, P.-C. y DUCASSE, L. (1986).- "Tectonique et sédimentation dans la couverture crétacée des Pyrénées occidentales (Haute Soule). Arguments en faveur de la subduction de la plaque ibérique sous la plaque européenne". *C. R. Acad. Sci., Paris*, 302, II, pp. 1027-1032.

SECRETARIA GENERAL DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA