



IGME

140

24-08

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ESTELLA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

ESTELLA

Segunda serie - Primera edición

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A., dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Cartografía, secciones estratigráficas y Memoria: J.I. Ramírez (C.G.S.)

Jefe de Equipo, Cartografía, Geomorfología y Memoria: A. Olivé Davo (C.G.S.)

Tectónica: M. Alvaro (C.G.S.)

Petrología y Sedimentología de Laboratorio: M.J. Aguilar (C.G.S.)

Micropaleontología: J. Ramírez del Pozo (C.G.S.)

Sedimentología del Cretácico Superior y Terciario marino: A. Meléndez (Univ. de Zaragoza)

Geomorfología: M. Gutiérrez Elorza (Univ. de Zaragoza)

Cartografía previa y secciones estratigráficas: A. Carbayo, L. Villalobos y L. León (Dip. Foral de Navarra)

Dirección y Supervisión: V. Gabaldón (I.G.M.E.)

La presente memoria ha sido redactada por J.I. Ramírez y A. Olivé con la colaboración de M.J. Aguilar, J. Ramírez del Pozo, A. Meléndez y M. Gutiérrez Elorza.

Se pone en conocimiento del lector que en el I.G.M.E. existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, micropaleontológicos y sedimentológicos de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle.
- Fichas bibliográficas, álbum fotográfico y demás información varia.

INTRODUCCION

La hoja de Estella se encuentra situada en la parte centro-occidental de la provincia de Navarra, cerca del límite con la provincia de Alava.

Orográficamente se caracteriza por ser una zona bastante montuosa, ocupando el tercio N de la hoja las sierras de Urbasa y Andía, con cotas que superan los 1.200 m de altura. Hacia el S la altitud se atenúa mediante el escalonamiento de sucesivas superficies estructurales fenómeno particularmente evidente en la sierra de Loquiz, en la mitad occidental de la hoja — hasta alcanzar alturas próximas a los 400 m en los valles de los ríos Ega y Salado.

Toda el área es tributaria hidrográficamente de la cuenca del Ebro.

Los recursos económicos de la zona están constituidos principalmente por la agricultura y en menor escala, por la ganadería y la explotación forestal de los bosques de coníferas y caducifolias de la Sierra de Urbasa.

Geológicamente se encuentra enclavada en una zona de transición, tanto desde un punto de vista estratigráfico como tectónico, entre el Pirineo que se extiende hacia el NE de la hoja, la Cuenca Cantábrica hacia el NW y

la Depresión del Ebro hacia el S. En ella están representados materiales del Triásico y Jurásico en los diapiros y sus bordes, del Cretácico en el cuadrante suroccidental, del Terciario marino en las Sierras de Urbasa, Andía e Iturgoyen y finalmente del Terciario continental en la parte suroriental de la hoja.

La evolución tectónica global de la zona debe enmarcarse en el contexto de la apertura del Golfo de Vizcaya en relación con las fases alpinas que estructuraron la cadena Pirenaica. Es de resaltar la importancia tectónica de los procesos diapíricos que afectan a los materiales plásticos del Keuper, estando representados en la hoja los diapiros de Estella, Alloz y Salinas de Oro, que configuran parte de la alineación estructural de Estella-Dax. Esta alineación diapírica, de singular importancia, limita con una orientación NE-SW una parte del borde de la Depresión del Ebro.

En cuanto a la morfología hay también una clara diferencia entre las formas de meseta al N de la hoja, y las formas más deprimidas al S, correspondientes a los materiales de origen continental. Es de destacar el intenso modelado kárstico, que afecta a los niveles calcáreos que configuran las sierras de Urbasa y Andía, con formas tan espectaculares como el Raso de Urbasa, en la esquina NW de la hoja, semipoljé que tiene un diámetro máximo de unos 7 km.

Además de los métodos usuales en los estudios estratigráficos y tectónicos regionales y en el levantamiento de mapas geológicos se ha realizado un análisis sedimentológico de campo y laboratorio tanto en series terrígenas como carbonatadas.

Se ha elaborado también un mapa geomorfológico de tipo morfográfico y a escala 1:50.000, del que se incluye en esta memoria una reducción a escala aproximada 1:100.000.

1 ESTRATIGRAFIA

Según su edad y origen o carácter, los materiales existentes en la hoja de Estella se pueden dividir en cuatro grandes grupos:

- Triásico y Jurásico, constituidos por la Facies Keuper y los materiales carbonatados del Lías-Dogger, aflorantes por condicionamientos tectónicos de tipo diapírico.

- Cretácico, Paleoceno y Eoceno, formados por materiales carbonatados y detríticos de carácter marino y que constituyen la mayor parte del substrato de la hoja.

- Oligoceno y Mioceno, constituidos por materiales de origen continental y que ocupan el cuadrante suroriental.
- Cuaternario, representado por los fondos aluviales de los valles y por los recubrimientos relativamente extensos que enmascaran materiales más antiguos.

1.1 TRIASICO

El Trías de la zona se presenta bajo su facies germánica típica, aflorando exclusivamente sus términos superiores. No existen publicaciones específicas sobre el mismo, habiendo sido estudiado en el contexto de trabajos más generales como el de PFLUG (1973) y las memorias geológicas de las hojas de Allo (CINCUNEGUI, et al., 1943) y Eulate (CARRERAS, et al., 1977).

1.1.1 Calizas y dolomías (1). Facies Muschelkalk

Se han cartografiado tres pequeños retazos desenraizados en el interior del diapiro de Salinas de Oro.

Corresponden a calizas tableadas y dolomías cavernosas, de aspecto carniolar, cuyas condiciones de afloramiento no han permitido elevar ninguna sección. En el diapiro de Alloz, calizas similares no representables en el mapa, contienen pequeñas *Fronicularias* referibles a *F. woodwardi* HOWCH., Dentalinas y restos de Crinoideos que permiten atribuir las a la Facies Muschelkalk.

1.1.2 Arcillas abigarradas, yesos y sales (2) Ofitas (3). Facies Keuper

Están presentes en los diapiros de Estella, Alloz y Salinas de Oro. Dan lugar a relieves alomados extensamente recubiertos por suelos.

Litológicamente la unidad 2 está formada por arcillas abigarradas de colores rojos, verdosos y ocre a las que se asocian yesos. En Salinas de Oro existen, además, cloruros explotados desde antiguo mediante salinas, lo que permite suponer que en los otros dos diapiros también deben estar presentes en profundidad, aunque el lixiviado los haya hecho desaparecer de la superficie.

En estos materiales se emplazan masas de rocas volcánicas básicas de tipo ofítico. El grado de alteración de las mismas así como la naturaleza mecánica de los contactos con el encajante impiden apreciar su disposición original.

No se ha podido realizar un estudio sedimentológico de la facies Keuper. De manera tentativa podemos indicar que su deposición tuvo lugar probablemente en áreas litorales de tipo *sebkha* en condiciones de aridez que permitieron la formación de evaporitas y sales.

El carácter azoico de esta formación no permite mayor precisión cronoestratigráfica, por lo que la atribuimos al Triásico superior de acuerdo con consideraciones regionales.

1.2 JURASICO

El Jurásico de la hoja de Estella está limitado a unos pequeños afloramientos en el diapiro de Alloz y zonas próximas, de escaso espesor e interés estratigráfico. No existe, por tanto, publicaciones específicas referidas a estos materiales en esta zona. En áreas próximas son interesantes los trabajos de LAMARE (1936), RAMIREZ DEL POZO (1971) y DUVERNOIS et al. (1972).

1.2.1 Dolomías, calizas dolomíticas (4). Rethiense-Sinemuriense inferior

Esta unidad está presente en el diapiro de Alloz. Da lugar a pequeños resaltes sobre los materiales blandos del Keuper.

Afloran unos 40-50 m, formados de muro a techo por:

- Dolomías cavernosas con aspecto carniolar.
- Dolomías en bancos gruesos, y aspecto masivo y sacaroideo.
- Dolomías con fantasmas de laminaciones, probablemente de origen estromatolítico, en bancos gruesos y dolomías tableadas finamente cristalinas, con cristales idiomorfos de dolomita.
- Calizas dolomíticas con intraclastos y bioclastos de Moluscos y Equinodermos.

No se han encontrado microfósiles determinativos. Sin embargo, por correlación con áreas próximas como la sierra de Aralar (H. Alsasua) atribuimos estos niveles a la base del Lías, asignándoles una edad Rethiense-Sinemuriense inferior.

1.2.2 Calizas arcillosas, margas y dolomías (5). Rethiense-Toarciense?

Este afloramiento se encuentra situado a unos 300 m al S del vértice de Campo-Redondo, 2 km al E de Alloz.

Sobre un nivel de unos 20 m formado por dolomías cavernosas tipo carniolas, se disponen 35 m de calizas dolomíticas y calizas brechoides en

bancos gruesos. Una falla con una brecha asociada separa este primer tramo del resto de la sucesión, compuesta en la base por 5 m de calizas arcillosas bien estratificadas, azulado-grisáceas, con abundantísimas *Rhynchonellas* y *Terebratul*as por encima de las cuales se hallan 25 m de alternancia de margas calcáreas y niveles de calizas margosas gris-azuladas con abundante pirita diseminada.

Al microscopio las calizas suelen ser biomicritas arcillosas microcristalinas con tintes de óxidos de hierro.

Las condiciones de afloramiento no han permitido realizar un estudio sedimentológico de estos niveles, aunque por correlación con el Jurásico de la sierra de Aralar atribuimos la parte inferior dolomítica a ambientes restringidos someros de tipo *sebkha* bajo condiciones de hipersalinidad, sobre los que se instauran sedimentos de plataforma carbonatada somera y abierta sometidos al influjo de las mareas. La parte superior, calco-margosa, es atribuible a condiciones de plataforma externa abierta de relativa profundidad y aguas tranquilas por debajo del nivel de base del oleaje.

En estos niveles se ha clasificado la siguiente microfauna escasamente determinativa: *Lingulina*, *Dentalina* y *Lenticulina*. En las margas superiores se han encontrado *Hildoceras* cf. *bifrons* y *Loeloceras* cf. *pettos*, ammonites que datan el Toarciense. Atribuimos el conjunto de la unidad, pues, al Rethiense-Toarciense, sin descartar que los últimos metros pudieran corresponder ya al Aalenense.

1.2.3 Dolomías, margas, calizas y calizas arcillosas (6). Rethiense-Dogger

Este afloramiento está situado unos 1.300 m al E del pueblo de Alloz, al sur del pantano del mismo nombre. Está afectado por una intensa tectonización que dificulta las observaciones estratigráficas.

Se distinguen, sin embargo, varios tramos, que de muro a techo son:

- 25 m de dolomías cavernosas y calizas dolomíticas en la base y calizas microcristalinas finamente bandeadas (calizas *rubanéas*) a techo.
- 5 m de calizas oolíticas (oomicritas) en bancos gruesos.
- Unos 10 m de margas calcáreas azuladas muy fosilíferas, con pirita diseminada. Contienen braquiópodos y ammonites.
- Unos 30 m de calcarenitas grises con microfilamentos estratificadas en finos bancos. Al microscopio se presentan como biopelmicritas.

Este tramo superior contiene *Eothrix alpina* LOMB, *Ammodiscus* cf. *tenuissimus* GUMB., *Spirophthalmidium* y *Conicospirulina*, que permiten atribuirlo al Dogger, probablemente al Bathoniense o Calloviense. Por tanto asignamos a esta unidad cartográfica una edad Rethiense-Dogger.

1.3 CRETACICO

Incluimos en este capítulo las unidades cartográficas que van desde el Albiense al Maastrichtiense. No existen trabajos específicos que se ocupen del Cretácico de la hoja de Estella, salvo el más general de PFLUG (1973). Regionalmente tienen interés los trabajos de LAMARE (1935), RAT (1959), RAMIREZ DEL POZO (1971) y AGUILAR (1975), así como las hojas geológicas de Eulate (CARRERAS et al., 1977), Allo (CINCUNEGUI et al. 1943). GARCIA MONDEJAR (1982) y AMIOT (1982) subdividen y dan nombre formal a las distintas formaciones que ocupan este área en el intervalo cronológico señalado.

1.3.1 Areniscas, areniscas calcáreas y margas arenosas (7). Albiense inferior

Aflora al S del pantano de Alloz, y se presenta bastante recubierto por suelos y vegetación. Ha recibido el nombre de Formación de Zufia (GARCIA MONDEJAR, 1982).

Está constituido desde el punto de vista litológico por una proporción mayoritaria de areniscas y areniscas calcáreas que alternan con margas de alto contenido arenoso. El tono general es oscuro, aunque se encuentran algunos bancos de areniscas más claros. Presentan abundantes pátinas de óxido de hierro, que en muchos casos enmascaran la verdadera coloración de los estratos, así como nódulos ferruginosos de 2 a 30 cm de diámetro que se encuentran aislados o formando niveles paralelos a la estratificación.

Estas alternancias se disponen en secuencias de predominio arenoso separadas por otras con predominio de margas y escasa representación areniscosa. Las areniscas están afectadas por una fortísima bioturbación que generalmente ha borrado las estructuras sedimentarias de las capas.

Al microscopio se presentan como limolitas arenosas, calizas limolíticas o calizas arenosas. En todos los casos hay un cemento calcáreo finamente cristalino. La fracción detrítica es predominantemente el cuarzo de tamaño limo a arena fina, subanguloso, bien clasificado en general. Son frecuentes los óxidos de hierro y el material carbonoso.

Atribuimos esta formación a ambientes de plataforma externa con una alta contaminación detrítica bajo condiciones de circulación abierta de las aguas, probablemente por encima del nivel de base de las tormentas dada la estratificación de tipo *hummocky* que eventualmente se observa en algunos bancos areniscosos.

Estos niveles han suministrado la siguiente microfauna: *Orbitolina (M.) texana texana* ROEMER, *Haplophragmoides concavus* (CHAPMAN),

Ammobaculites subcretacea CUSH.-ALEX., *Flabellamina* cf. *demisonensis* TAPP., *Pseudotextulariella cretosa* CUSHM. y *Clithrocytheridea* aff. *brevis* CORN, que indican una edad Albiense inferior.

1.3.2 Arcillas y arcillas arenosas con escasas areniscas (8). Albiense superior-Cenomaniense inferior

Afloran al S del pantano de Alloz e inmediatamente al S de Estella. Corresponden a la formación de Zufía de GARCIA MONDEJAR (1982). Dan lugar a un tramo blando morfológico con desarrollo de una erosión tipo *bad-lands*.

Litológicamente la unidad está formada por unos 400 m de arcillas arenosas de colores oscuros, micáceas. Generalmente son bastante masivas. Presentan pequeñas intercalaciones de areniscas más abundantes hacia la base, por lo que el contacto con la unidad anterior es transicional.

Al microscopio las areniscas aparecen como de grano medio a fino. La fracción detrítica está formada mayoritariamente por cuarzo relativamente bien clasificado, de subanguloso a subredondeado. El cemento es calcítico y en ocasiones está recristalizado.

Estos materiales corresponden, a medios de plataforma externa abierta con una mayor distalidad que la unidad anterior, probablemente por debajo del nivel de base del oleaje durante las tormentas.

La microfauna clasificada ha sido abundante: *Cythereis reticulata* JONES e HINDE, *C. luermannae* TIEBEL, *Cytherella ovata* (ROEMER), *Triplasia* cf. *acutocarinata* ALEX y SCHM, *Haplopragmoides concavus* (CHAPMAN), *H. platus* LOEBL., *Hedbergella washitensis* (LARSEY) y *Triptaxia pyramidata* (REUSS) entre otros que permiten asignar a la mayor parte de la formación una edad Albiense superior, mientras que los últimos 30-40 m ya corresponden al Cenomaniense inferior.

1.3.3 Margas arcillosas micáceas con niveles de areniscas calcáreas (9). Albiense-Cenomaniense inferior

Afloran en la parte meridional de la hoja, inmediatamente al NO del Diapiro de Estella. Se ha considerado esta unidad compresiva por existir dudas sobre la presencia en esta zona de la unidad cartográfica 7, aunque hay constancia de que la mayor parte del afloramiento corresponde a la unidad 8.

Se ha estudiado en la serie de Metauten, donde existen unos 1.500 m de materiales que de muro a techo se dividen en los siguientes tramos:

- 200 m de areniscas calcáreas micáceas con nódulos ferruginosos en bancos de hasta 1 m. Presentan intercalaciones de delgados niveles margosos.
- 250 m de margas arcillosas micáceas, algo arenosas, alternando con niveles de areniscas calcáreas similares a las anteriores.
- 1.000 m de margas arcillosas micáceas, eventualmente algo arenosas, con escasas y delgadas intercalaciones de areniscas calcáreas.

En el tramo arenoso inferior se observan estratificaciones/laminaciones cruzadas de tipo *hummocky*. Atribuimos los dos tramos inferiores a medios marinos someros con alta contaminación detrítica, en áreas de *offshore* sobre el nivel de base del oleaje en tormentas y esporádicamente de *soreface*. El tramo superior corresponde también al *offshore* con intermitentes momentos sobre el nivel de base de tormentas.

El contenido faunístico de la formación es muy abundante. En la base se han clasificado: *Orbitolina concava qatarica* HENSON, O. (*M.*) *texana aperta* ELMAN, *Cytherella ovata* (ROEMER) y *Cythereis luermannae* TRIEBEL, que indican una edad Albiense. A techo, la asociación *Hedbergella washitensis* (LARSEY), *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), *Orbitolina concava* LAMARCK, y *Ammobaculites subcretacea* CUSHM.—ALEX. define el Cenomanense inferior. Por tanto asignamos al conjunto de la unidad una edad Albiense-Cenomaniense inferior.

1.3.4 Alternancia de margas y calizas arcillosas (10). Cenomaniense

Aflora en el cuadrante suroccidental de la hoja, dando lugar a un blando morfológico extensamente recubierto. Corresponde a la parte inferior de la formación de Ollogoyen de AMIOT (1982). Se ha estudiado la parte inferior de la unidad en la serie de Metauten y la superior en Ganuza.

Litológicamente está formado por unos 350 m de alternancia de arcillas y margas arcillosas gris claro y beiges con bancos finos de calizas arcillosas mudstone y wackestone azulados, las cuales presentan un tipo de estratificación nodulosa y ondulante similar al llamado "Flysch de bolas" (CIRY y MENDIZABAL, 1949). Todo el tramo presenta unas características similares si bien las proporciones relativas de los dos elementos litológicos fundamentales son variables, lo que se traduce en tramos más o menos duros y compactos que constituyen resaltes y otros blandos que aparecen generalmente cubiertos. Es frecuente la pirita, en ocasiones bajo forma de grandes cubos limonitizados.

Las calizas se presentan al microscopio como biomicritas finas, microcristalinas, con algo de limo y en ocasiones pellets (biopelmicritas). A menudo contienen óxidos de hierro.

Se interpreta como depósitos correspondientes a una plataforma externa profunda a cuenca, en facies distales.

El contenido faunístico de la formación es importante. Además de abundantes equínidos, se ha encontrado un ejemplar rodado de *Acanthocebras*. La microfauna es asimismo abundante. Se han clasificado, entre otros, *Ammobaculites subcretacea* CUSH-ALEX, *Spiroplectamina* cf. *longa* LA-LICKER, *Dorothia gradata* BERM., *Rotalipora cushmani* (MORROW), *R. greenhornensis* MORROW, *R. appenninica* RENZ, *Praeglobotruncana delrioensis* PLUMM. y *Pr. stephani* (GANDOLFI) que determinan una edad Cenomaniense a la formación.

1.3.5 Calizas arcillosas y margas (11). Turoniense-Coniaciense inferior

Afloran asimismo en la parte SW de la hoja, en la zona de Ganuza-Galdeano. Corresponden a la parte superior de la formación de Ollogoyen de AMIOT (1982). Están extraordinariamente cubiertas por los coluviones cuaternarios de la Sierra de Valdeñín.

Esta unidad se ha reconocido en la sección de Ganuza, donde sólo aflora el muro y techo de la sucesión. La serie consta de los términos siguientes:

- 25 m de margas y calizas arcillosas alternantes, con claro predominio de las primeras.
- 270 m cubiertos, correspondientes con toda probabilidad a una alternancia similar.
- 15 m de calizas arcillosas cuyos primeros metros son más arcillosos e incluso llegan a constituir algún nivel netamente margoso. Presentan Equínidos en su seno.

Sedimentológicamente corresponden a facies muy distales y profundas de plataforma externa a cuenta.

En los niveles basales se han clasificado *Hedbergella paradubia* (SIGAL), *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), *Globotruncana imbricata* MOR-NOD y *G. sigali* REICHEL del Turoniense inferior, mientras que en los niveles de techo han aparecido *Tritaxia tricarinata* REUSS, *Marssonella trochus* D'ORB., *Globotruncana lapparenti coronata* BOLLÍ, *Marginulina trilobata* D'ORB., etc. del Coniaciense inferior. Es de destacar que en la unidad existen importantes hiatos, sobre todo durante el Turoniense inferior, y una importante discontinuidad a techo (Coniaciense inferior).

1.3.6 Margas y calizas arcillosas (12). Coniaciense inferior

Este nivel se ha reconocido en dos pequeños afloramientos en las proximidades del pueblo de Echavarri, y de una manera incompleta puesto que su base está truncada por un importante accidente tectónico.

Está constituido por una alternancia de margas y calizas arcillosas con abundante pirita diseminada. En su parte inferior los tramos margosos presentan potencias de 40 cm y los calcáreos de 10 a 20 cm, creciendo ambas en el tercio central donde tienen valores de 2 y 1 m respectivamente. La parte superior consta de un predominio de las calizas arcillosas con aspecto noduloso. La potencia mínima del conjunto es de 50 m.

Dado que esta unidad cartográfica corresponde al techo de la anterior, y que litológicamente son similares, el medio de deposición es también una plataforma externa distal a cuenca.

Se ha reconocido la microfauna siguiente: *Ammobaculites lagenis* Valvulina bullata BROTZ., *Arenobulimina dorbignyi* (REUSS), *Globotruncana lapparenti* coronata BOLLI, *G. cf. fornicata* PLUMM., y *G. cf. sigali* REICHEL entre otros, lo cual permite asignar a la unidad una edad Coniaciense inferior.

1.3.7 Calizas y calizas arcillosas (13). Coniaciense superior-Santonense inferior

Afloran extensamente por todo el cuadrante suroccidental de Estella. Dan lugar a una morfología en cuevas al resaltar los niveles más duros sobre los más blandos.

En Zudaire está constituida esta unidad por una potente sucesión, superior a los 400 m, de margocalizas grises-azuladas con estratificación ondulada y nodulosa, que incluyen tramos más compactos de calizas finamente bioclásticas. En las primeras se observan abundantes huellas de bioturbación horizontal en forma de pistas y algunas superficies onduladas y ferruginosas de lavado. Hacia el techo son frecuentes los lechos pelletoidales.

Al microscopio se trata de biomicritas y biopelmicritas arcillosas.

Sedimentológicamente, a nivel de afloramiento en ocasiones se observa en los niveles basales una megaestratificación cruzada de gran escala. Los tramos más bioclásticos del techo suelen presentar estratificación paralela. La fauna planctónica es más abundante en la base, mientras que en el techo se observan briozoos, equinodermos y fauna bentónica. Corresponde la unidad a depósitos de plataforma abierta relativamente profunda con un tránsito de la parte externa a la parte interna hacia el techo, dando lugar, pues, a una megasecuencia regresiva.

Se han clasificado en estos niveles *Pithonella sphaerica* KAUFMANN, *Pseudovalvulineria* cf. *costata* BROTZ., *Allomorphina* cf. *allomorphinoides* (BROTZEN), *Dictyopsella* cf. *kiliani* SCHLUMB. y *Minouxia* cf. *lobata* GENDROT entre otras especies que permiten asignar a la unidad una edad Coniaciense superior-Santoniense inferior.

1.3.8 Margas y calizas arcillosas (14). Santoniense superior

Aflora en la mitad occidental de la hoja, al pie de los escarpes de la sierra de Urbasa. Constituye, dadas sus características litológicas, "blandos" morfológicos frecuentemente recubiertos de coluviones.

En Zudaire está constituida por una sucesión extraordinariamente potente (más de 600 m) donde se pueden diferenciar los siguientes conjuntos litológicos:

- Un tramo inferior de unos 150 m de espesor formado por margas y margas calcáreas con estratificación paralela, sobre los que se disponen 40 m de margocalizas y calizas arcillosas nodulosas. Contienen fauna planctónica y bioclastos de bivalvos.

- 65 m de calizas arcillosas diferenciados en la cartografía como nivel 15.

- 120 m de margocalizas nodulosas similares a las del techo del primer tramo.

- 250 m de margas y margas calcáreas grises de aspecto pizarroso con laminación paralela e irregular y abundante fauna planctónica que termina con unos ritmos de calizas biclásticas y/o calizas arenosas y margas arenosas con abundante bioturbación y foraminíferos bentónicos.

En los tramos intermedios se observan secuencias de hasta 10 m con margas laminadas en la base, margocalizas nodulosas (*wackestones* arcillosos) con fragmentos de Bivalvos, Equínidos y Briozoos y calizas con laminación paralela conteniendo fauna planctónica a techo, con grandes *burrows* verticales y superficies ferruginosas de lavado coronando la secuencia. El conjunto de la unidad se interpreta como depósitos de plataforma externa relativamente profunda. En su primer estadio la sedimentación margocalcárea de esta zona recibe pequeños fragmentos bioclásticos y sufre periódicos lavados de corrientes submarinas que permiten interrupciones en la sedimentación con huellas de reptación y superficies ferruginosas. A continuación, la deposición se realiza en áreas más someras de la plataforma externa, lo cual se refleja tanto en la sedimentación de los depósitos como en su contenido faunístico (bioclastos) y la colonización vertical (grandes *burrows*). La última parte de la unidad vuelve a presentar mayores condiciones de distali-

dad, con una mayor profundidad de depósitos. Los últimos metros de calizas y margas arenosas vuelven a representar el tránsito de los depósitos de plataforma externa a plataforma interna, con secuencias submareales de progradación de las áreas tranquilas de decantación sobre las acumulaciones bioclásticas bajo la acción de importantes flujos terrígenos de influencia continental.

La evolución de esta unidad corresponde a una megasecuencia transgresiva sobre la secuencia regresiva Coniaciense superior a Santoniense inferior, mostrando un pequeño impulso regresivo en su parte media. Los últimos metros representan de nuevo el inicio de una megasecuencia regresiva.

Queda definida la edad de la formación por la siguiente microfauna: *Globotruncana concavata carinata* (D'ALB.), *Globotruncana concavata concavata* (BROTZ.), *Heterohelix semicostata* (CUSHM.), *Pseudovalvulineria* cf. *costata* (BROTZ.) y otros que representan el Santoniense superior.

1.3.9 Calizas y calizas arcillosas (15). Santoniense superior

Corresponden a un nivel cartográfico duro que resalta sobre los materiales margosos de la unidad anterior, extendiéndose al W del pueblo de Zudaire. Da lugar a escarpes y cuestas morfológicas.

Está formado por unos 65 m de calizas arcillosas nodulosas entre las que se intercalan niveles de calizas *wackestone* ligeramente bioclásticas y delgados lechos margosos. Al este del meridiano de Zudaire este nivel desaparece.

La microfacies de las calizas corresponde a biopelmicritas con mayor o menor proporción de limo de cuarzo.

Se organiza en secuencias similares a las descritas en la unidad cartográfica anterior, con margas laminadas en la base, calizas arcillosas nodulosas con fragmentos de Lamelibranquios y Briozoos y calizas con laminación paralela, grandes *burrows* verticales y una superficie ferruginosa de lavado en el techo. Corresponde, pues, a depósitos de plataforma externa proximal.

Se han clasificado en este nivel *Marginulina trilobata* D'ORB, *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Globotruncana lapparenti* BOLLI, *G. lapparenti tricarinata* QUEREAU y *G. ventricosa* (BROTZ.) del Santoniense superior.

1.3.10 Calizas y margas, ambas arenosas (16). Maastrichtiense

Aflora esta unidad en toda la mitad N de la hoja, principalmente al pie de los escarpes de Urbasa y también en el Diapiró de Salinas de Oro.

En Zudaire corresponde a una sucesión de 60 m que comienza con niveles de *grainstones* bioclásticos bioturbados con Foraminíferos bentónicos sobre los que se dispone una sucesión de margas arenosas con intercalaciones de calizas arenosas y areniscas calcáreas, con potencias de 0,5-5 m para ambas litologías. Hacia el E, estos niveles aparecen como calizas recristalizadas con intercalaciones arenosas. En Salinas Este, las pésimas condiciones de afloramiento sólo permiten observar algunos niveles de areniscas calcáreas rojizas.

Al microscopio, aparecen en Zudaire calizas arenosas y areniscas calcáreas constituidas mayoritariamente por granos finos de cuarzo, subredondeados y bien clasificados. Sólo en algún caso se definen bioesparitas.

Esta formación presenta una bioturbación abundante, además de un gran contenido de bioclastos de bivalvos y Foraminíferos bentónicos. Corresponde a un depósito submareal de plataforma interna sobre los que se suceden aportes terrígenos de procedencia continental que progradan sobre los anteriores. Se corresponde a la continuación de la megasecuencia regresiva iniciada anteriormente.

Se han recogido en esta Formación Foraminíferos como *Orbitoides media* (D'ARCH), *Lepidorbitoides socialis* (LEYM.), *Siderolites calcitrapoide* (LAMARCK) y *S. oalatiensis* (R. GAONA) entre otros, los cuales definen al Maastrichtiense. Hay que señalar que existe un hiato estratigráfico que afecta al Campaniense y posiblemente a parte del Maastrichtiense inferior en la mayor parte de la hoja. Sólo en los niveles basales del corte de Salinas Este se ha recogido alguna muestra que por contener *Orbitoides tissoti* SCHLUMB. y *Siderolites vidali* DOUV., se atribuye al techo del Campaniense, aunque debido a la intensa tectonización y a los amplios recubrimientos del borde del diapiro no se ha podido representar en la cartografía.

1.4 Terciario Marino

Se incluyen en este capítulo las unidades cartográficas que del Paleoceno al Eoceno medio articulan las Sierras de Urbasa y Andia. Los principales trabajos que se refieren a esta zona son los de MANGIN (1955, 1958, 1959-60), LEON (1972) y LEON et al. (1971) además de las memorias geológicas de las hojas del plan Magna de Eulate (CARRERAS et al. 1977) y Pamplona (VALLE y PUIGDEFABREGAS, 1978).

1.4.1 Dolomías, calizas dolomíticas y calizas (17). Paleoceno inferior

Se ha distinguido esta unidad en los bordes del Diapiro de Salinas de Oro, y en el barranco de Inaroz, entre Lezaún e Iturgoyen.

Consta la unidad de dolomías masivas con potencias aproximadas de 20-30 m, tanto en la serie de Salinas Este como en Iturgoyen. Lateralmente incluye niveles de calizas dolomíticas e incluso calizas.

La interpretación de este nivel es difícil dado el alto grado de dolomitización y recristalización que presenta. Por correlación con niveles equivalentes en la hoja de Alsasua, atribuimos su génesis a una plataforma somera con instalación de depósitos de alto hidrodinamismo tipo barras y acumulaciones de bioclastos.

Tampoco se ha obtenido fauna en estos niveles. Sin embargo, es indudable la edad Paleoceno inferior de los mismos dadas las dataciones de los niveles infra y suprayacentes.

1.4.2 Dolomías y calizas dolomíticas (18). Paleoceno inferior

Aflora en la mitad norte de la hoja, en las sierras de Urbasa y Andía. Constituye un fuerte resalte sobre los materiales margosos infrayacentes.

En Zudaire está constituida por 170 m de dolomías, en la base masivas y con abundante porosidad móldica por disolución de bioclastos y a techo tableadas y con aspecto brechoide. Tienen intercalaciones de bancos de calizas dolomíticas donde se reconocen en ocasiones texturas calcareníticas.

Al microscopio se presentan como doloeparitas y dolomías con esporádicas recristalizaciones de calcita cristalina.

La interpretación de esta unidad es difícil dado el alto grado de dolomitización y recristalización que presenta, si bien por comparación con las geometrías observadas en Olazagutia y Lizárraga (Hoja de Alsasua) y las texturas primarias calcareníticas y oolíticas reconocibles puede situarse en la zona energética de borde de plataforma interna con formación de barras y acumulaciones bioclásticas.

La única fauna reconocida consiste en Valvulínidos y secciones de Gasterópodos que no permiten datar con precisión la edad, por lo que atribuimos la unidad al Paleoceno inferior en general.

1.4.3 Margas calcáreas alternando con calizas y dolomías (19). Paleoceno inferior

Aflora esta unidad exclusivamente en el barranco de Inaroz en la parte central del cuadrante noreste, con una extensión reducida.

Litológicamente está constituida por margas calcáreas que alternan irregularmente con niveles delgados de calizas, calizas dolomíticas y dolomías.

No se conoce su potencia y se ha datado por su posición estratigráfica en la serie.

1.4.4 Calizas microcristalinas (20). Paleoceno inferior

Esta unidad aflora en las sierras de Urbasa y Andía, de una manera parcial, ya que a menudo la discontinuidad basal del Luteciense inferior la corta a techo, llegando incluso a faltar, como ocurre hacia el W de Urbasa.

En el corte de Zudaire está constituida por una sucesión de 70 m de calcarenitas bioclásticas, *packstones* y *wackestone* a menudo dolomíticas y recrystalizados. En Iturgoyen afloran unos 100 m de calcarenitas gruesas bien estratificadas de textura *packstone* y localmente *boundstone*, con algas rojas, corales y abundantes miliolidos.

Las microfacies más abundantes en estos niveles son de biomicritas y biopelmicritas, en ocasiones muy dolomitizadas (dolomicritas) y recrystalizadas.

En Zudaire se observan en la parte inferior de la unidad secuencias de somerización de barras constituidas por un término con estratificación cruzada en la base, y paralela y laminada a techo, incluso con laminación irregular debida a algas así como superficies ferruginosas de interrupción. Estas secuencias son más claras en la parte superior de la unidad, donde el término inferior corresponde a *wackestones* de miliolidos y el superior a *wackestones* laminados de algas con porosidad fenestral.

Corresponde a una evolución dentro de una plataforma carbonatada somera con depósitos de alta energía-barras submareales— sobre los que se desarrollan facies de llanura mareal carbonatada de evolución submareal a intermareal, mientras que en Iturgoyen su evolución parece corresponder al desarrollo de bancos arrecifales con organismos incrustantes y constructores.

En estos niveles se han clasificado: *Globigerina* cf. *triloculinoides* PLU-MMER, y *Discocyclusa seunsi* DOUV., además de *Quinqueloculina Cibicides* y Ostrácodos que permiten asignar a la unidad una edad de Paleoceno inferior.

1.4.5 Calizas arenosas con alguna intercalación caliza (21). Thanetiense

Aflora exclusivamente en la sierra de Urbasa, en la zona del Monte Ulauz.

Lateralmente llega a desaparecer, afectado por la discontinuidad basal del Luteciense.

La unidad está formada por unos 30 m de calizas arcillosas y calcarenitas algo arenosas con finos fragmentos bioclásticos. Al microscopio se trata de biomicritas y biopelmicritas.

Se interpretan como depósitos dentro de una plataforma interna protegida bajo condiciones submareales.

Estos niveles están definidos por la asociación *Globorotalia* aff. *velascoensis* CUSH., *Globigerina triloculinoidea* PLUMMER y *Globigerina* aff. *triangularis* WHITE del Thanetiense.

1.4.6 Calizas y calizas arcillosas (22). Thanetiense

Esta unidad está presente asimismo en la región noroccidental de la hoja.

En la zona de Viana, donde alcanza la mejor representación, está constituido por unos 60 m de calizas arcillosas grises muy monótonas y mal estratificadas, sobre las que se disponen 12 m de calcarenitas color beige, recristalizadas, bien estratificadas y con pequeñas inclusiones de limonita y por último 55 m de calizas microcristalinas y calcarenitas bioclásticas.

Al microscopio aparecen raras biopelmicritas y biomicritas con abundantes organismos incrustantes.

Corresponden a ambientes de plataforma interna somera bajo condiciones submareales, con presencia de facies de alta energía (barras) y facies canalizadas. Lateralmente pueden llegar a presentar niveles con abundantes organismos incrustantes, como algas calcáreas, briozoos, políperos, etc. de influencia arrecifal.

Se han clasificado: *Operculina pseudoheberti* (MANGIN), *Glomalveolina primaeva* (REICH.), *Globorotalia velascoensis* CUSH. y *Fallotella alavensis* MANGIN que definen el Thanetiense.

1.4.7 Calizas y calizas arcillosas (23). Ilerdiense

Afloran exclusivamente en la Sierra de Urbasa, en la zona NW de la hoja.

En Ulanz están formadas por 30 m de calizas arcillosas y margocalizas con aspecto noduloso y bastante recristalizadas, sobre las que se sitúan 55 m de calcarenitas bioclásticas con abundantes Alveolinas y Nummulites estratificadas en bancos finos.

Al microscopio aparecen como biomicritas, biopelmicritas y bioesparitas ligeramente arenosas con la matriz generalmente intensamente recristalizada.

Atribuimos su formación a medios submareales a intermareales de plataforma interna somera que presentan una cierta contaminación detrítica proveniente de áreas continentales próximas.

Se ha reconocido la microfauna siguiente: *Assilina* cf. *leymeire* (D'ARCH), *Nummulites incolutus* (SCHAGB), *Alveolina ilerdensis* (HOTT), *Alveolina brouneri* (HOTT), y *Alveolina* cf. *agrigentina* (SORR.) que definen el Ilerdiense medio, por lo que localmente al menos existe un hiato que afecta al Ilerdiense superior.

1.4.8 Calizas con Alveolinas (24). Luteciense inferior

Aflora extensamente en todos aquellos lugares de la hoja donde geomórficamente puede hacerlo. Constituye gran parte de la extensa meseta de la Sierra de Urbasa al constituir un nivel litológicamente duro.

En Zudaire está constituida por una sucesión de 100 m de calcarenitas bioclásticas *packstone* a *grainstone* en gruesos bancos, con un gran contenido de Alveolinas, Nummulites y otros foraminíferos bentónicos. En Riezu la unidad está constituida por unos 70 m de potentes niveles de calcarenitas bioclásticas *packstone* a *grainstones* esqueléticos de aspecto masivo con estratificación ondulada y cruzada, asimismo con un gran contenido en grandes Foraminíferos. Entre estos grandes paquetes se sitúan unos tramos más finos de *wackstones* levemente bioclásticos y algo margosos. En la zona de Eraul presentan unos 70 m de calcarenitas bioclásticas similares en cuerpos masivos y con estratificación cruzada a gran escala entre los que se intercalan algunos niveles arenosos.

Presentan microfacies de biopelmicritas, biogravelmicritas y biomicritas eventualmente algo arenosas, con glauconita y/o organismos incrustantes del tipo de las algas Rodófitas.

En estos materiales, y en la sección de Riezu, se observan ritmos grano-decrecientes donde sobre un paquete basal de *grainstones-packstones* bioclásticos con estratificación cruzada se sitúan *wackstones* finamente bioclásticos más margosos en la parte superior con bioturbación, *burrows* verticales y superficies ferruginosas que marcan una interrupción en la sedimentación. Se interpreta el conjunto como depositado en una plataforma interna carbonatada con depósitos submareales más proximales en Zudaire, de alta energía con *shoals* bioclásticos en Esaul y más distales en Riezu, donde se intercalan sedimentos correspondientes a etapas de apertura de la plataforma representados por los *wackstones* levemente margosos entre depósitos de barras distales.

Se han clasificado *Alveolina munieri* (HOTT.), *Alveolina* cf. *tenuis*

(HOTT.), *Alveolina gigantea* (CHEL.-RISP.) y *Alveolina formentiformis* (SCHW.), entre otros foraminíferos que definen al Luteciense inferior.

1.4.9 Calcarenitas y calizas arcillosas (27). Luteciense superior

Aflora exclusivamente en la esquina noroccidental de la hoja de Estella.

En la sección de Zudaire, afloran 75 m alternancia de calcarenitas arenosas, *wackestone* – *packstone* y calizas, en ocasiones algo arcillosas, estratificadas en bancos decimétricos. Destacan en ellas la abundancia de organismos incrustantes y la presencia esporádica de glauconita.

Presentan microfacies de biomicritas recristalizadas, y en los niveles más arenosos se observan granos de cuarzo subangulosos a subredondeados mal clasificados.

Corresponden a depósitos de plataforma interna carbonatada en condiciones submareales, con desarrollo de *shoals* y barras bioclásticas de alta energía.

Se han clasificado en estos niveles *Nummulites* cf. *aturicus* (JOLY-LEYM.), *Globorotalia centralis* (CUSHM.-BERM.), *Eorupertia magna* LE CALVEZ, *Asterodiscus stellatus* D'ARCH entre otros foraminíferos. Atribuimos a la formación, pues, una edad Luteciense superior.

1.4.10 Margas con alternancia de calizas arcillo-arenosas (28). Luteciense superior

Afloran también con exclusividad en la esquina NW de la hoja. Dan lugar a una zona deprimida que presenta un drenaje característico, lo cual facilita su cartografía.

En la sección de Olazagutia, en la vecina hoja de Alsasua, se han medido 100 m de margas arenosas beigeas con pequeños niveles de calizas arenosas y con menor frecuencia calizas arcillosas intercalados.

En términos de Folk se trata de biomicritas arenosas y/o arcillosas con glauconita.

Su depósito corresponde a una plataforma interna en condiciones de bajo hidrodinamismo que permiten la existencia de áreas de decantación esporádicamente invadidas por flujos terrígenos de influencia continental.

En esta unidad se ha podido clasificar *Asterodiscus stella* GUMB., *Ammobaculites pyrenaicus* R. GAONA y COL., *Vulvulina nummulitica* GUMB., y *Tectularia speyeri* REUSS que datan el Luteciense superior.

1.4.11 Areniscas de cemento calizo (29). Luteciense superior-Biarritziense

Aflora en la misma zona que las unidades anteriores.

Está constituida la formación por unos 50 m de *grainstones* arenosos con foraminíferos bentónicos intercalados entre areniscas calcáreas de grano grueso que eventualmente llegan a constituir microconglomerados con cantos de cuarzo de hasta 2 cm.

Se interpretan como depósitos de plataforma interna con una fuerte contaminación detrítica señal de la proximidad de un área continental.

La única fauna encontrada en estos niveles se reduce a fragmentos de *Discocyclina* y Miliolidos inclasificables, así que los atribuimos tentativamente una edad Luteciense superior-Biarritziense en función de las edades de las unidades infra y suprayacentes.

1.4.12 Calcarenitas y calizas arenosas (30). Biarritziense

Constituye un pequeño afloramiento en la parte noroccidental de la hoja.

Está formado por calcarenitas gruesas, con algas Rodofíceas y Orbitolínidos sobre las que se disponen calizas arenosas con abundantes organismos incrustantes. El espesor del conjunto se puede cifrar en 20-25 m.

Corresponden a depósitos de plataforma interna carbonatada con esporádicas llegadas de flujos detríticos en condiciones probablemente submareales.

No se ha podido determinar fauna en esta unidad. En la hoja de Eulate, CARRERAS et al. (1977) citan *Chapmanina gassinensis* SILV., "*Periculina*" cf. *raincourti* HOTT y *Orbitolites* cf. *reicheli* (LEHM., que permiten asignar a la unidad una edad Biarritziense.

1.4.13 Calcarenitas (25). Luteciense superior

Aflora esta unidad en el cuadrante Noreste de la hoja. Corresponde a un cambio lateral de facies de la unidad cartográfica 26.

Está formada la unidad por unos 100 m de calcarenitas bioclásticas *packstone* — *grainstone* estratificadas en bancos gruesos. Al microscopio aparecen como biomicritas.

Se presentan ordenadas en secuencias con estratificación cruzada planar en la base, laminación paralela encima y ondulada a techo. Es frecuente una cierta granoselección positiva. Corresponden a depósitos de plataforma interna bajo condiciones de alto hidrodinamismo con formación de barras y canales submareales.

En la hoja vecina de Alsasua se han clasificado en estos niveles *Assilina* cf. *spira* DE ROISSY, *Asterodiscus* cf. *stellatus* D'ARCH., *Alveolina* cf. *prorecta* y *Nummulites* cf. *aturicus* (JOLY-LEYM) del Luteciense superior.

1.4.14 Calcarenitas y margas. Calizas margosas o arenosas (26). Luteciense superior-Biarritzense

Esta unidad se encuentra en una banda más o menos N-S que cruza el centro de la hoja hasta las proximidades del pueblo de Abarzuza.

Al N de las bordas de Arguiñano, cerca del borde N de la hoja, afloran unos 80 m de calcarenitas gruesas, bioclásticas *packstone* a *grainstone*, esqueléticos finamente estratificados alternando con niveles margosos. Esporádicamente presentan niveles de calizas margosas e incluso calizas levemente arenosas. El espesor total de la formación se puede cifrar en unos 200 m, como ocurre en Lizárraga, en la hoja de Alsasua cerca del límite con Estella.

Al microscopio se presentan como biomicritas, bioesparitas y biogravelmicritas ocasionalmente arenosas, y con abundante glauconita. Algunos niveles son ricos en organismos incrustantes tales como Briozoos y Algas.

Frecuentemente presentan ordenaciones secuenciales de orden métrico con *grainstones* con estratificación cruzada planar en la base, seguidos por tramos más finos con estratificación paralela y ondulada que pueden terminar en superficies de interrupción. Corresponden a *shoals* bioclásticos y áreas canalizadas con señales de somerización de las barras, todo ello en el contexto de una plataforma interna carbonatada.

La microfauna que contiene esta unidad es abundante. Se han clasificado: *Discocyclus nummulitica* GUMB., *Eorupertia magna* LE CALVEZ, *Nummulites variolarius* LAMARCK y *N.* cf. *aturicus* JOLY-LEYM. que indican una edad Luteciense superior-Biarritzense.

1.4.15 Margas y margas alternando con niveles de calcarenitas (31). Luteciense superior-Biarritzense

Afloran en la Sierra de Andía y al Sur del accidente de Iturgoyen. Se han estudiado en las secciones de Munarriz y Riezu. En la primera de ellas afloran unos 300 m, formados por unos 200 m basales de una sucesión de margas grises laminadas con frecuentes intercalaciones de calizas arcillosas *wackestone* nodulosas y calcarenitas bioclásticas finas, sobre las que se dispone un nivel de calcarenitas bioclásticas con estratificación ondulada y cruzada que constituye un fuerte resalte sobre el terreno. Terminan la serie unos 90 m de calizas nodulosas *wackestone* finalmente calcareníticas alter-

nando con términos más margosos. En Riezu afloran unos 140 m de alternancia de calizas finas, *wackestone* arcillosos levemente bioclásticos con niveles más groseros calcareníticos con abundante glauconita.

Al microscopio aparecen como biomicritas, biogravelmicritas y bioesparitas en ocasiones arenosas y generalmente con la matriz muy recristalizada.

Se interpretan como depósitos de plataforma interna carbonatada que en Riezu presentan caracteres proximales mientras que en Munárriz se acentúa el carácter abierto de la plataforma con características más externas.

El contenido microfauístico de la formación es abundante. Se han clasificado *Globigerina parva* BOLLI, *Valvulina nummulitica* GUMB., *Discocyclina nummulitica* GUMB., *Eorupertia magna* LE CALVEZ, *Karrerella halkyardi* CUSHMAN y otras especies que permiten asignar al conjunto de la unidad una edad Luteciense superior-Biarritziense.

1.5 Terciario Continental

En el cuadrante suroriental de la Hoja y discordantes sobre términos más antiguos, se localizan una serie de conglomerados, areniscas, arcillas y yesos depositados en ambiente continental durante el Oligoceno y Mioceno.

El estudio estratigráfico de este Terciario continental, que constituye el borde noroccidental de la Depresión del Ebro, ha presentado siempre grandes problemas de datación, ya que las faunas son escasas y generalmente poco determinables. Por ello, para la atribución cronológica de las unidades que se describen a continuación se han utilizado todos los datos existentes en otras zonas próximas realizando las correspondientes correlaciones en función de las relaciones entre las facies y unidades cartográficas.

1.5.1 Yesos dominantes con niveles de margas grises (32). Sueviense

Aflora esta unidad en la esquina suroriental de la Hoja, constituyendo el núcleo de la terminación septentrional del anticlinal de Añorbe.

Corresponde a los Yesos de Puente la Reina y Mués (RIBA y PEREZ MATEOS, 1962) y Yesos de Añorbe (PUIGDEFABREGAS, 1972) y está constituida por yesos blancos, brechoides y nodulosos que alternan con capas de arcillas y margas grises, que hacia la parte más alta son rojizas. La potencia del tramo es desconocida ya que en ningún momento aflora su base no existiendo, por tanto, ninguna sucesión completa.

Sedimentológicamente, y dada su constitución litológica, podría relacionarse con depósitos en un ambiente lacustre evaporítico.

Su atribución cronológica se ha efectuado en base a su posición con respecto al conjunto de la serie.

1.5.2 Arcillas rojas con yeso (33). Sueviense-Arverniense

Se localiza en el mismo lugar que la unidad descrita en el apartado anterior sobre la que se apoya.

Realmente se trata de un tránsito gradual, en el que van desapareciendo los yesos y se van haciendo dominantes las arcillas y limos de tonos rojizos que, esporádicamente, y sobre todo hacia el techo pueden intercalar algún delgado nivel de arenisca con abundantes *ripples*. La potencia del tramo puede situarse alrededor de los 125 m.

La ausencia de grandes paleocanales, unido a la gran abundancia de sedimentos finos (arcillas y limos), así como las intercalaciones yesíferas permitirían atribuir el ambiente deposicional al correspondiente a una zona lacustre, en la que los finos representan aportes detríticos casi continuos, con intercalaciones de areniscas que indican corrientes que llegan fuertemente cargadas de sedimentos (y por tanto más penetrativas en el fondo lacustre). Las intercalaciones yesíferas representan momentos sin aportes e incluso desecaciones temporales.

Hay que hacer notar que el carácter lacustre evaporítico que caracterizaba a la unidad anterior se va haciendo, como vemos, cada vez más esporádico, evolucionando, como podremos comprobar al describir la siguiente unidad a ambientes fluviales.

Ante la ausencia de datos paleontológicos, la atribución cronológica de la unidad se ha hecho exclusivamente por posición estratigráfica.

1.5.3 Arcillas rojas con intercalaciones de areniscas. (34). Arverniense

Sobre la unidad anterior y, en parte, en cambio lateral del techo de la misma, se localiza un conjunto de más de 175 m de potencia constituido por arcillas y limos rojos con intercalaciones de areniscas también rojas. Tanto esta unidad como la anterior y la que se describirá a continuación han sido tradicionalmente denominadas como Formación de Mués.

Su relación con la unidad anterior es evidente, constituyendo un claro tránsito gradual, en el sentido de ir aumentando la proporción de niveles areniscos, que se hacen dominantes en la parte media del tramo para ir después disminuyendo hacia el techo.

Estos niveles que alcanzan proporciones métricas, presentan una secuencia ideal que de muro a techo está constituida por areniscas de grano medio.

a grueso con base erosiva y presencia frecuente de cantos blandos con estratificación cruzada de gran escala, areniscas de grano medio con laminación paralela y megaripples y areniscas de grano medio a fino con *climbing ripples*. A techo siguen limos con *ripples* y limos y arcillas laminados. En ocasiones se han podido observar acreciones laterales en los términos más arenosos.

Es frecuente la presencia en las areniscas de bandeados o manchas en distintas tonalidades de rojo que les dan un aspecto tigreado muy característico.

En conjunto puede interpretarse la unidad como depositada por ríos de carácter meandriforme (con direcciones dominantes de aporte hacia el N y NE) carácter que se va acentuando desde la base hasta la parte media del tramo para decrecer hacia el techo. Se atribuye al Arvernense por posición estratigráfica.

1.5.4 Arcillas rojas con capas finas de calizas y yesos (35). Arvernense

Incluimos en este apartado a un conjunto de sedimentos correspondientes a la parte alta de la Formación de Mués integrado por más de 200 m de arcillas y limos rojizos en los que se intercalan capas aisladas de areniscas y calizas y que, a techo, presentan niveles yesíferos.

Esta unidad corresponde en su base a un tránsito gradual desde el tramo infrayacente, descrito en el párrafo anterior y a techo es también un paso paulatino hacia la unidad yesífera superior.

Se trata de depósitos, progresivamente más finos hacia el techo, de limolitas y arcillas que interpretamos como facies fluviales muy distales en tránsito a lacustres o de playa señaladas por las intercalaciones, cada vez más frecuentes hacia el techo, de calizas e incluso yesos.

1.5.5 Yesos (36). Arvernense

Esta unidad, que reposa sobre la anterior constituyendo un cambio gradual de la misma, ha sido denominada anteriormente para esta región como “Yesos de Desojo” o “Yesos de Falces”. Su potencia alcanza los 300 m, si bien en zonas próximas al Sur y al Oeste puede superar los 600 m.

Litológicamente consta de una serie de bancos de potencia variable formada por finas pasadas de yeso terroso, grisáceo, limos y margas yesíferas, que le dan al conjunto una estructura hojosa característica. Entre estos bancos existen intercalaciones de arcillas, más frecuentes hacia la base, con abundante yeso disperso y con hiladas de yeso fibroso rellenando grietas. Los yesos suelen presentar como estructura característica la enterolítica.

Corresponderían a una sedimentación en ambiente lacustre evaporítico.

1.5.6 Arcillas con finas capas de areniscas (37). Arverniense

Estratigráficamente se sitúa por encima de la unidad anterior y tiene unos 300 m de espesor.

Litológicamente está constituida por arcillas de tonos ocre con alguna delgada capa de areniscas de grano fino con *ripples* y estratificación gradada en algunos bancos. Aisladamente se intercala alguna delgada capa de caliza.

Desde el punto de vista deposicional esta unidad indicaría la continuación de un régimen lacustre aunque ya no evaporítico y con alguna influencia fluvial.

1.5.7 Yesos, arcillas, calizas, margas y areniscas (37 a). Oligoceno

Corresponde a un tramo aflorante al Sur de las estribaciones más meridionales de la Sierra de Andía. Sus condiciones de afloramiento son bastante deficientes pero se ha podido comprobar la existencia de una gran variabilidad litológica reconociéndose yesos, arcillas, niveles calizos con intercalaciones margosas y algún nivel areniscoso.

Se sitúan discordantemente bajo las unidades miocenas que describiremos a continuación. Debido a la complejidad litológica antes citada hemos atribuido el conjunto al Oligoceno ante la dificultad para su diferenciación en tramos, si bien debe posiblemente corresponder más bien a la parte alta del mismo.

1.5.8 Conglomerados y areniscas (38). Arcillas y areniscas (39). Mioceno

En el cuadrante Sur oriental de la Hoja y discordantes sobre términos más antiguos se localizan una serie de depósitos formados por conglomerados y areniscas (38) que distalmente evolucionan a arcillas y areniscas (39). Su potencia puede superar los 500 m.

Los términos conglomeráticos son poligénicos con cantos de areniscas y calizas, principalmente eocenas, pero que también contienen cantos de cuarzo y ofita. La matriz es arenosa y el cemento calcáreo. Corresponden a depósitos tipo *debris flow* de zonas proximales de abanico con dos áreas de procedencia muy bien marcadas. En la zona Suroccidental penetran en la cuenca desde la zona diapírica de Estella con direcciones hacia el NE y E y en la zona nororiental proceden aproximadamente del diapiro de Salinas de Oro y tienen direcciones de aporte hacia el SO.

Distalmente evolucionan intercalando progresivamente términos más finos (areniscas y arcillas) que acaban caracterizando la segunda de las unidades citadas (39) donde dominan las arcillas y limos de color pardo, ocre y rojo con intercalaciones de capas de areniscas con *ripples* y paleocanales. Estos paleocanales son especialmente importantes en la parte media de la unidad donde pueden alcanzar potencias de 5-8 m y anchuras decamétricas. Se trata de canales soldados con abundantes superficies de reactivación, depósitos de barras y dunas, cantos blandos hacia la base, que es erosiva, y *ripples* a techo. En ocasiones se observan superficies de acreción lateral. Se interpretan como correspondientes a zonas medias de abanico con facies fluviales en ocasiones meandriformes.

Su atribución cronológica se hace por posición estratigráfica y correlación con zonas próximas.

1.5.9 Calizas, calizas arcillosas y margas (40). Mioceno

Este tramo, que aflora exclusivamente al Sur de Ollogoyen, en el borde suroccidental de la hoja, se sitúa desconectado del resto de las unidades terciarias descritas y discordante sobre términos del Cretácico.

Está constituido por calizas y calizas arcillosas blanquecinas con intercalaciones de margas y arcillas. Las calizas son micríticas y contienen frecuentemente conchas fragmentadas de Gasterópodos y nódulos de sílex, pudiendo interpretarse como depósitos claramente lacustres.

1.6 CUATERNARIO

1.6.1 Cantos calizos y arcillas (41). Glacis. Pleistoceno

Son depósitos, generalmente poco potentes, constituidos por cantos englobados en una matriz limo-arcillosa y con morfología de glacis.

Se localizan en las laderas de los valles de los ríos Urederra, Ega y Salado.

1.6.2 Gravas, arenas y limos (42). Terrazas. Pleistoceno

Solamente en el valle del río Urederra, a la altura de Amillano se ha cartografiado algunos depósitos de escasa extensión y potencia correspondientes a terrazas y formados por gravas calcáreas fundamentalmente, arenas y limos.

1.6.3 Bloques calizos (43) y cantos calcáreos con matriz arcillosa (44). Coluviones. Holoceno

Asociados a las laderas de los grandes relieves, especialmente en la zona de Artavia se localizan potentes acumulaciones de derrubios de cantos calizos, calizo-arcillosos y dolomíticos y que, en ocasiones, alcanzan el tamaño de bloques, en cuyo caso se han diferenciado cartográficamente.

1.6.4 Cantos, limos y arcillas (45). Conos de deyección. Holoceno

En las salidas de algunos barrancos se localizan acumulaciones de cantos con matriz limo-arcillosa y morfología de conos de deyección. Solamente se ha cartografiado algún caso en que su extensión o potencia lo hacían más representativo.

1.6.5 Limos y gravas (46). Aluviales y terrazas de inundación. Holoceno

Corresponden a los depósitos de los valles de los ríos y arroyos más importantes. Especial mención merecen los correspondientes a los ríos Urederra, Ega y Salado.

2 TECTONICA

Desde el punto de vista tectónico la hoja de Estella se encuentra situada en una zona de transición. Por un lado, hacia el NE y E se extiende el dominio pirenaico. Por otro, hacia el NW está la cuenca Cantábrica. El cuadrante SW de la hoja está ocupado por los materiales continentales Oligo-Miocenos de la Cuenca del Ebro.

Tres son las áreas que claramente se diferencian por sus aspectos tectónicos al observar la hoja. En primer lugar, la simple estructura del tercio occidental, formado por una serie cretácica buzando prácticamente de forma monoclinal hacia el N, coronada por el Terciario marino suavemente plegado en forma sinclinal con una directriz pirenaica en la Sierra de Urbasa. La banda central N-S está extraordinariamente fracturada de una manera compleja según dos sistemas principales con orientaciones NNE-SSW y NE-SW. La esquina suroriental constituye una depresión estructural rellena por los sedimentos continentales suavemente deformados según directrices pirenaicas más o menos distorsionadas en esta zona debido al juego de los

diapiros. El borde deprimido de la cuenca del Ebro coincide con una línea estructural de considerable importancia: la alineación diapírica de Estella-Dax, que se extiende con orientación W-NE durante más de 100 km.

En un sentido amplio, es la orogenia alpina la responsable de la estructuración de los materiales que ocupan la hoja de Estella. La etapa tectogénica principal se extiende durante el Eoceno superior-Oligoceno y Mioceno. Movimientos tempranos como las fases neokimméricas y austríacas han afectado a la zona con poca intensidad, traducida especialmente en pequeñas paraconformidades e hiatos sedimentarios de indudable importancia paleogeográfica pero sólo muy relativa en cuanto al modelado estructural definitivo.

2.1 TECTONICA REGIONAL. CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES

La ausencia en la hoja de terrenos anteriores al Trías imposibilita en la misma el análisis de las deformaciones hercínicas. Por referencia a áreas próximas hacia el N (Macizos de Cinco Villas y Aldudes) se puede indicar que la última fase hercínica, de distensión y fracturación según directrices E-W y edad posiblemente Estefaniense-Pérmico, ha condicionado durante el Mesozoico la distribución paleogeográfica de la zona. Pulsaciones posteriores han aprovechado dichas fracturas preexistentes en el zócalo para crear un mecanismo de surcos y umbrales sedimentarios.

Tras una etapa de relativa estabilidad durante el Triásico y Jurásico, el primer impulso tectónico se sitúa a nivel regional en el tránsito Jurásico-Cretácico (fase neokimmérica). Da lugar a movimientos de tipo epirogenético que ocasionan una elevación generalizada de la cuenca y una compartimentación de la misma mediante movimientos diferenciales de bloques aprovechando las fracturas preexistentes, posibilitando la sedimentación de las series terrígenas del Purbeck-Weald en las zonas de surco. También como consecuencia de las fases neokimméricas se producen las primeras acumulaciones de los materiales salinos del Keuper, originando asimismo zonas de umbral con repercusiones paleogeográficas, más que estructuras de plegamiento. La zona de Alloz corresponde a uno de estos umbrales, lo cual es puesto de manifiesto por la ausencia de materiales del tránsito Jurásico-Cretácico.

Una nueva pulsación tectónica de tipo epirogenético se produce durante el Albiense, originando el rejuvenecimiento de los relieves emergidos y por tanto el aumento de aportes detríticos hacia el interior de la cuenca. Duran-

te el Cenomaniense y Turoniense se crean pequeñas discontinuidades e hiatos sedimentarios, todo ello relacionado con las fases Aústricas.

El Cretácico superior corresponde a una etapa de distensión generalizada durante la cual en amplias zonas de la Cuenca Cantábrica se produce la extrusión de material volcánico. En el tránsito Santoniense Campaniense concluye el proceso de apertura del Golfo de Vizcaya, a la vez que se produce la elevación del Macizo del Ebro lo cual trae consigo un aumento en los aportes terrígenos que son transportados al interior de la cuenca. El hiato que afecta en el borde sur de Urbasa al Campaniense es reflejo de estas fases subhercínicas de la orogenia Alpina.

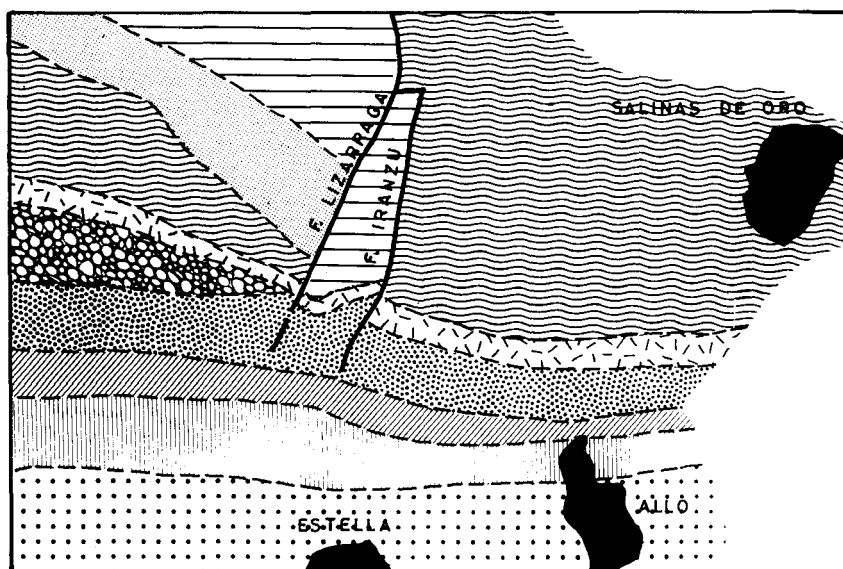
Durante el Paleoceno y Eoceno inferior hay constancia de nuevas pulsaciones leves traducidas en hiatos locales. Esto es evidente en el borde S de la Sierra de Andía, donde el Ilerdense y el Cuisiense no llegan a estar representados. Antes de la transgresión Luteciense, la zona ocupada por la hoja de Estella ha sufrido un basculamiento hacia el N. levantándose la zona S de la hoja y depositándose, pues, las calizas de Alveolinas sobre términos progresivamente más antiguos hacia el S (Figura 1). En este gráfico es interesante señalar el juego que en estos momentos ya han tenido las fallas de Lizárraga e Iruzu, muy probablemente relacionados con un accidente de zócalo, creando una zona hundida a modo de "tecla de piano" donde se han llegado a preservar los sedimentos Ilerdienses de una forma extensiva sobre los Paleocenos.

Al final del Eoceno se inicia una fase compresiva, correspondiente a la Pirenaica, comenzando la formación de estructuras con direcciones pirenaicas. El paroxismo orogénico se alcanza durante el Oligoceno (fase Sávica).

De las distintas secuencias de pliegues, fallas y discordancias se pueden deducir para la hoja de Estella la cronología de las diferentes fases de plegamiento que se sintetizan a continuación.

a) Fase Oligocena.— Se forman pliegues WNW-ESE excepto en la zona NW de la hoja (Sierra de Urbasa) en la que hay un amplio sinclinal E-W. Actividad diapírica en Estella, Salinas de Oro y Alloz. Tras esta fase de plegamiento hay un arrasamiento y deposición posterior de depósitos aluviales y fluviales.

b) Fase Oligoceno-Mioceno.— La imprecisión de las dataciones no nos permite afinar totalmente la edad de esta fase, aunque probablemente se sitúa al comienzo del Ageniense. En estos momentos se produce la activación del eje Estella-Dax, con probable desplazamiento en el zócalo. Se forman las fallas NNE-SSW con tendencia al desgarre. Se originan las estructuras menores NE-SW entre Larrión y Galdeano en los terrenos más plásticos del Cretácico superior. El eje del sinclinal de Urbasa se deforma, adquiriendo



Escala 1: 250.000

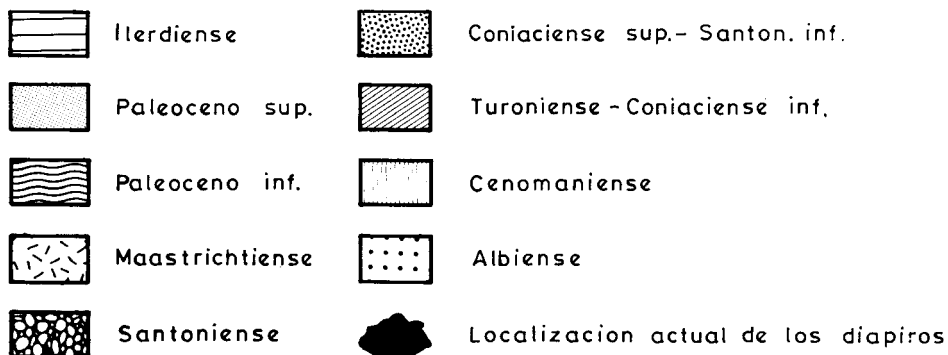


Fig. 1.— Ensayo de mapa del substrato del Luteciense inferior.

su actual orientación. Se originan la falla que limita por el Este el diapiro de Estella y la que bordea por el E el de Alloz, interrumpiendo la estructura anticlinal de Mañeru, desarrollada en la fase anterior. Los diapiros sufren una nueva reactivación.

c) Nuevos desplazamientos del zócalo que provocan la formación de fallas NE-SW y el hundimiento definitivo de la zona SE de la hoja que ha quedado cubierta por el Mioceno continental. Se produce una nueva actividad diapírica general. El diapiro de Lorca-Alloz se apoya en fallas anteriores y perfora en terrenos Miocenos, al tiempo que levanta el bloque de Mesozoico y Terciario marino al NE de Alloz volteándolo hacia el N.

Las fases a) y b) corresponden a la Sávica, y la c) a la Staírica.

Por último hay que resaltar la importancia que han tenido los niveles plásticos del Keuper en la etapa tectogenética, al desolidarizar el zócalo de la cobertera permitiendo el despegue de la misma. La existencia de los sondeos de Astrain (hoja de Pamplona) y Corres 1 (hoja de Estella) ha permitido comprobar la existencia de un alóctono por encima de un autóctono, a unos 4.500 m de profundidad en ambos casos, por lo que lógicamente esta situación debe existir también en esta hoja.

El Terciario continental que cubre la zona SE de la misma, en el área en que posiblemente pudiera comprobarse el frente de corrimiento del alóctono, impide un control del mismo. La complicada estructura de la parte NE del diapiro de Alloz, con el contacto brusco, jalonado de terrenos yesíferos del Keuper, entre el Jurásico y el Cretácico inferior y el anticlinal oligoceno de Mañeru puede representar el frente del manto de corrimiento, lo que explicaría, juntamente con un desplazamiento levógiro de la estructura oligocena con respecto al supuesto frente de corrimiento, el volcamiento de éste hacia el Norte.

2.2 DESCRIPCION DE LAS ESTRUCTURAS

Desde el punto de vista estructural, la hoja de Estella se puede dividir en los siguientes dominios:

- 2.2.1 Área levemente plegada occidental.
- 2.2.2 Zona tectonizada de Abarzuza-Sierra de Andía.
- 2.2.3 Depresión terciaria del SE.
- 2.2.4 Diapiros de Estella, Alloz y Salinas de Oro

2.2.1 Área levemente plegada occidental

La parte septentrional de esta zona está ocupada por el amplio sinclinal

de Urbasa, de suave configuración dibujada en sus bordes por las cornisas de dolomías y calizas arenosas del Paleoceno inferior y Maastrichtiense que descansan sobre los sedimentos margosos del Santoniense superior, con suaves buzamientos de valores próximos a los 10° .

El eje sinclinal pierde definición justo en la esquina NW de la hoja, y penetra en la de Alsua con una orientación WSW-ENE. La zona oriental de Urbasa, en las proximidades de la falla de Lizárraga, está afectada por nuevos pliegues WSW-ENE y otros NW-SE, así como por algunas fallas directas de sentido NNE-SSW.

La mitad meridional está ocupada por los sedimentos calcáreos del Coniaciense superior-Santoniense inferior, afectados por un sistema de fracturas principal NW-SE y otro secundario NE-SW, ambos con escaso salto y los margosos del Albiense y Cenomaniense, afectados entre Larrión y Galdano por una serie de pliegues menores de orientación NE-SW y buzamientos del orden de los 15° . Por último hay que señalar el eje anticlinal NW-SE del extremo sur de la zona, de difícil seguimiento en los terrenos margosos del Albiense-Cenomaniense.

2.2.2 Zona tectonizada de Abarzuza-Sierra de Andía

Esta zona, ocupada en su mayor parte por materiales carbonatados del Eoceno medio de características frágiles, está afectada por una intensa red de fracturación. Existen dos sistemas de fallas, directas con una cierta componente de desgarre, en una primera fase con orientación NNE-SSW cortadas en una segunda fase por otras NE-SW. En conjunto dibujan una especie de graderío morfológico que enlaza las alturas de la Sierra de Urbasa con la depresión terciaria del SE de la hoja.

Es interesante señalar la importancia que ha tenido la falla de Lizárraga, denominado por MANGIN (1958) como "falla de Zumbel". Tiene una dirección que de NNE-SSW pasa a N-S, y como se aprecia sobre todo en la hoja de Alsua ha tenido una gran importancia paleogeográfica ya que en sus inmediaciones existen importantes cambios de facies y espesores en los niveles Paleocenos y Eocenos. Probablemente corresponde a un accidente profundo de zócalo que ha sufrido diversas pulsaciones durante la orogenia alpina.

2.2.3 Depresión terciaria del SE

El cuadrante SE de la hoja está ocupada por una depresión rellena de materiales detríticos de edad principalmente Ageniense. Están estructurados

de forma simple, con directriz pirenaica, aunque en la zona correspondiente a la hoja de Estella ésta se vea trastocada por la actuación de los diapiros pasando a ser NW-SE. En las cercanías del borde NW de la depresión existe una estructura sinclinal transversa, de orientación NE-SW que probablemente es reflejo de la falla que en profundidad limita la fosa. Cerca de Estella otra falla de dirección N-S que pasa a NE-SW, cortada por otras transversales de menor salto, hace aflorar una estrecha banda de calizas lutecienses.

La esquina SE de la hoja está ocupada por el anticlinal de Maneru, con núcleo de yesos oligocenos fallado y hundido en su flanco septentrional. En su prolongación en el límite de la depresión vuelven a aflorar materiales oligocenos, ausentes en el entorno de los diapiros de Estella y Salinas de Oro donde sin embargo se localizan los aportes más groseros y proximales dentro de los sedimentos miocenos.

2.2.4 Diapiros de Estella, Alloz y Salinas de Oro

Del diapirio de Estella, que es el mayor de esta zona, solamente la parte más septentrional queda incluida dentro de la hoja. Esta tiene una tectónica bastante simple, limitando el borde N del diapirio una falla que pone en contacto el Keuper con materiales albienses y miocenos. El resto del diapirio, perteneciente a la hoja de Allo, presenta una estructura bastante compleja que no vamos a detallar aquí. Cabe destacar la existencia de materiales graníticos, metamórficos y paleozoicos incluidos en el mismo. La actividad diapírica continúa actualmente, aunque a ritmo lento. Esta es la única explicación de la existencia de un relieve en las masas de yesos de Estella.

El diapirio de Alloz corta bruscamente las estructuras del Oligoceno y Albiense, de difícil interpretación tectónica pero tal vez relacionadas con el frente de un manto de corrimiento. Está afectado por una sistema complejo de fracturas que llegan a repetir los términos basales del Jurásico sucesivas veces. Aparece alargado según una dirección aproximada NW-SE, paralela a la dirección del anticlinal oligoceno de Mañeru.

El diapirio de Salinas de Oro es una chimenea salina que no está afectada por accidentes de otro tipo y por tanto resulta muy clásica, con una forma casi circular. Presenta un sistema muy desarrollado de fallas concéntricas a su alrededor, cortadas por otras más o menos radiales. Una estructura en colapso, por emigración de la formación salina, produce una serie de fracturas que lo relacionan con el diapirio de Allo, situado al N del mismo ya fuera de la hoja de Estella.

El conjunto de estos diapiros forma parte de una alineación tectónica

de gran importancia, el eje Estella-Dax, que en esta hoja coincide aproximadamente con el borde de la depresión terciaria del Ebro.

3 GEOMORFOLOGIA

La geomorfología de la hoja de Estella puede estructurarse en tres amplios sectores con características litológicas y estructurales diferentes. El extremo noroccidental está dominado por los procesos de karstificación que afectan a la Sierra de Urbasa. El ángulo suroccidental, constituido fundamentalmente por series detríticas del Terciario continental ofrece un modelado de neto carácter estructural. Finalmente la amplia banda intermedia formada básicamente por formaciones marinas mesozoicas y terciarias también presenta una influencia estructural bastante manifiesta en la configuración del relieve.

Las formas estructurales desarrolladas en este área no presentan una gran continuidad, excepto para el sinclinal colgado de Urbasa y al frente de cuesta de la Sª de Santiago Loquiz. El resto de la zona ofrece un conjunto de *cuestas*, *hog-backs* y *barras* de escaso recorrido y direcciones variables que obedecen a una tectónica complicada en algunas zonas.

Otro rasgo significativo viene dado por la presencia de tres apuntamientos diapíricos triásicos (Estella, Alloz y Salinas de Oro) que, desde el punto de vista morfológico corresponden a áreas deprimidas dominadas por escarpes más o menos importantes que resultan de la acción de la erosión diferencial de estos materiales produciendo una evacuación de los sedimentos delezables del Keuper.

La karstificación es quizá el fenómeno más significativo desde el punto de vista geomorfológico de la hoja de Estella. Además de las formas exokársticas existentes en las Sierras de Urbasa y Andía, de las que nos ocuparemos a continuación, también se reconocen algunas *dolinas* situadas sobre las formaciones carbonatadas que orlan el diapiro de Salinas de Oro.

El karst de la Sierra de Urbasa, estudiada por BIELZA (1969) es uno de los ejemplos más singulares de karstificación existentes en la Península. Esta intensa disolución obedece a la existencia de potentes formaciones carbonatadas del Terciario inferior, a la planitud del relieve condicionada estructuralmente, a la existencia de intensas precipitaciones y como consecuencia a una exuberante vegetación acompañante. Todo ello ha traído consigo una intensa disolución de las calizas que se manifiesta en superficie por diferentes y numerosas formas exokarsticas y en profundidad por el desarrollo de un complejo endokarst.

Podemos reconocer formas menores de disolución del tipo lapiaz en las que se diferencian lapiaces estructurales y oquerosos (rocas perforadas) y de clara génesis cubierta.

El modelado kárstico de moderadas dimensiones es quizás el rasgo más sobresaliente. En algunas zonas es tal la cantidad de dolinas que es imposible, debido a su tamaño, diferenciarlas a la escala del mapa y se han agrupado como *áreas de intensa dolinización*. Con frecuencia se presentan alargadas según direcciones de fracturación o, en otros casos, se disponen paralelos a la estratificación.

Se reconocen los tres tipos de dolinas que CVIJIC diferencia en su clasificación morfológica: dolinas en cubeta, en embudo y en ventana. Los tamaños son variables pero por lo general dominan las dolinas de dimensiones decamétricas. En ocasiones, lógicamente, se producen fenómenos de coalescencia que traen consigo la generación de *uvalas*.

Una parte importante de la S^a de Urbasa está ocupada por una extensa zona aplanada que presenta típicas características de *polje*. Se trata del polje del Raso de Urbana. En él se diferencia una zona más baja totalmente aplanada, cubierta de pastizal, y surcada por dos arroyos principales que vierten sus aguas en el extremo septentrional (hoja de Alsasua) en dos *ponors*. Las vertientes del polje presentan una considerable inclinación y en el extremo meridional se reconocen dos *superficies* más altas de aplanamiento por disolución que atestiguan diferentes etapas en la evolución del polje. La dimensión mayor de el fondo actual del polje en sentido E-O y en su extremo septentrional es de 4 km y de 3,5 km en dirección NE. Estas superficies escalonadas antes reseñadas se generan por criptocorrosión kárstica en etapas de mayor humedad y en las épocas de tendencia hacia la sequedad se produce el encajamiento del polje. Esto nos indica un conjunto de cambios climáticos que han traído consigo la configuración actual de esta forma.

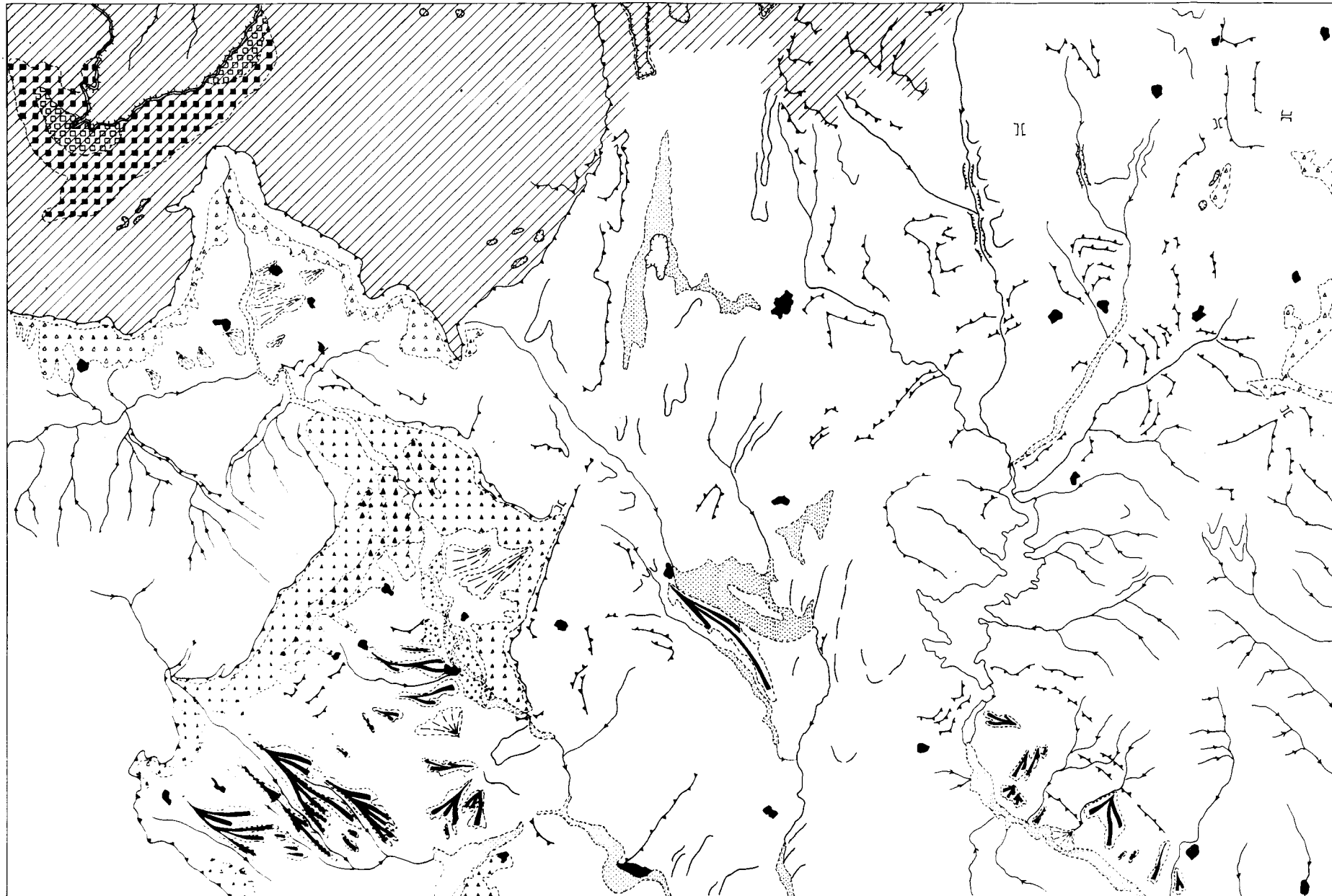
Más hacia el Oeste, en el tránsito de la S^a de Urbasa a la de Andía aparecen unas *depresiones cerradas* alargadas en dirección sur-meridional y con un claro influjo estructural ya que van ligadas a accidentes mecánicos importantes. La de mayor tamaño es la de Zumbel. Aunque la mayoría de las características encajan en la definición de polje, sin embargo, los fondos no son aplanados y presentan numerosas irregularidades resultantes del desarrollo de uvalas y zonas con gran cantidad de dolinas.

El agua que se infiltra en el conjunto de Urbasa-Andía discurre por el aparato endokárstico y fluye en superficie a través de distintas surgencias que en algunos casos presentan elevados caudales. Estas grandes fuentes que se localizan al pie de los macizos carbonatados son el nacimiento de ríos que

ESTELLA

140
24-08

MAPA GEOMORFOLOGICO



LEYENDA

-  Areas con intensa dolinización
-  Dolinas, uvalas
-  Polje
-  Polje (1ª superficie)
-  Polje (2ª superficie)
-  Depresiones cerradas
- MODELADO ESTRUCTURAL**
 -  Barras y hog-backs
 -  Cuestas
 -  Líneas de capa dura
- MODELADO DEPOSICIONAL**
 -  Terrazas bajas y/o llanura de inundación
 -  Terrazas
 -  Abanicos
 -  Glacis - cono
- MODELADO DE LAS VERTIENTES**
 -  Coluviones
 -  Coluviones de bloques
- RED FLUVIAL**
 -  Red fluvial principal
 -  Gargantas y hoces
 -  Collados de divergencia fluvial
- MODELADO ANTROPICO**
 -  Nucleos urbanos

ESCALA GRAFICA

0 100m 1 2 3 4 5 6 7 8 Km.

modelan o constituyen valles en saco, cuyas características morfológicas son las de fondo aplanado, vertientes abruptas y perfiles transversales en U presentando la cabecera morfología de anfiteatro. Las surgencias más importantes son las conocidas como Nacederos del Urederra. BIELZA señala que las aguas recogidas en la profunda sima existente en la depresión de Zumbel surgen después de 13 km de recorrido en el Nacedero de Riezu.

La acción fluvial en esta zona ejerce básicamente una acción de carácter erosivo, encajándose en numerosos casos profundamente labrando estrechas *gargantas*. La sedimentación fluvial es escasa y se limita a depósitos de llanura de inundación de poco desarrollo básicamente pertenecientes al sistema Urderra-Ega y al río Salado. En el primero se reconocen niveles de *terrazas* encajadas que se localizan entre Artavia y Larrion. Algunos de estos afloramientos enlazan lateralmente con *glacis* acumulativos de pequeño recorrido, configurando un sistema de *glacis-terrazas*. Al pie de la Cordillera de Valdellín se desarrolla un sistema de *glacis* de acumulación con pendiente hacia el Ega que están disectados y compartimentados por la red fluvial. En la zona de Abarzuza y en la de Cirauqui se han cartografiado también un conjunto de *glacis cono*. También se reconocen pequeños *abanicos* subactuales que fosilizan en algunos casos la llanura de inundación.

Finalmente señalaremos que al pie de los escarpados frentes de cuesta de las Sierras de Urbasa y Santiago Loquiz se desarrollan potentes depósitos de vertiente que se han cartografiado como *coluviones* en las áreas más significativas.

4 HISTORIA GEOLOGICA

En este capítulo se dará una visión generalizada de la evolución tectónica y sedimentaria del sector abarcado por la hoja de Estella teniendo en cuenta los datos obtenidos mediante el estudio de la misma así como los referentes a áreas próximas, obtenidos de los datos regionales.

Aunque en esta hoja no afloran materiales paleozoicos, las observaciones realizadas en la región demuestran que han sido depositados, constituyendo el substrato de los sedimentos mesozoicos. El vestigio más cercano se encuentra en el mismo diapiro de Estella, en la zona perteneciente a la hoja de Allo, donde flotan entre el Keuper bloques de granitos, rocas metamórficas, y cuarcitas y pizarras paleozoicas.

Tras la etapa tectogenética hercínica, una etapa distensiva tardihercínica tiene singular importancia en la posterior evolución paleogeográfica de la

región, al marcar zonas de fractura de directrices fundamentalmente E-W que posteriormente han rejugado durante los tiempos alpinos. El final de esta fase trae consigo la emersión del macizo hercínico y el posterior desmantelamiento erosivo del mismo, permitiendo la sedimentación de potentes series clásticas durante el Pérmico superior y Trías inferior, principalmente en las áreas deprimidas del zócalo. El Muschelkalk presenta facies de plataforma marina somera bajo influjo de mareas, y abre paso a la facies Keuper, depositada en medios transicionales restringidos del tipo *sebkha* litoral. En el Keuper se emplazan importantes masas de rocas volcánicas básicas de tipo ofítico.

Durante el Jurásico, la sedimentación tuvo lugar dentro de una extensa plataforma carbonatada. La unidad basal, de edad Rethiense-Sinemuriense inferior, corresponde a una secuencia transgresiva en el ámbito de dicha plataforma, iniciándose la sedimentación en medios restringidos con alta concentración salina y periódicas invasiones de aguas de salinidad normal, que dieron lugar a depósitos alternativos de carbonatos y evaporitas que posteriormente formarían por disolución de las mismas brechas carbonatadas de colapso. A techo de esta unidad se establece ya un régimen marino somero francamente abierto, con desarrollo de ambientes intermareales y submareales con formación de *shoals* oolíticos y bioclásticos, como se aprecia en la Sierra de Aralar en la vecina hoja de Alsasua.

El máximo transgresivo del Jurásico se alcanza con los depósitos margosos del Lías superior, depositados en una plataforma externa relativamente profunda.

A comienzos del Dogger se inicia una secuencia regresiva con disminución de la batimetría y señales de mayor proximidad dentro de la plataforma. La sedimentación corresponde a una plataforma interna bajo condiciones de libre circulación de las aguas.

A finales del Dogger debió producirse un rejuvenecimiento de los relieves emergidos que tuvo por consecuencia el progresivo aumento de aportes terrígenos durante el Malm. En el límite Calloviense-Oxfordiense VILLALOBOS y RAMIREZ (1971) señalan la existencia de una posible paraconformidad, al igual que sucede en otras áreas de la Península. La sedimentación sufre un cambio, encontrándose a partir de este momento facies más clásticas.

El ciclo Jurásico culmina en la Sierra de Aralar con el desarrollo durante el Kimmeridgiense de un complejo oolítico-recifal.

En resumen, la sedimentación del Jurásico tiene lugar, según se ha descrito, en una amplia plataforma carbonatada. La subsidencia de la misma está controlada (SOLER y JOSE, 1972) por diversos accidentes paleotectó-

nicos que condicionan áreas con subsidencias diferenciales, estructurándose en una serie de cubetas y altos fondos de alineación WNW-ESE y que serían reflejo de accidentes de zócalo.

Los escasos afloramientos jurásicos de la zona de Alloz permiten afirmar que para el Lías y Dogger inferior las condiciones sedimentarias del área han sido similares a otros puntos de la cuenca cantábrica y Navarra (S. de Aralar, Montoria en Peñacerrada). La no existencia de materiales correspondientes al Dogger más alto y al Malm hacen suponer el funcionamiento de esta zona como umbral paleogeográfico para estos tiempos, tal vez debido, como adelanta KIND, (1967) a una precoz actividad diapírica.

Tampoco existe constancia en la hoja de Estella de sedimentos correspondientes al Jurásico más alto y Cretácico inferior en facies Purbeck y Weald, lo cual es probablemente consecuencia del funcionamiento como umbral de la zona también durante esta época.

En el Albiense ocurre una nueva pulsación tectónica de tipo epirogenético, correspondiente a la fase aústrica, originando el rejuvenecimiento de los relieves emergidos y por consiguiente el aumento de aportes terrígenos hacia el interior de la cuenca. La sedimentación en este área tiene lugar en medios de plataforma externa abierta con una alta contaminación detrítica.

Durante el Cretácico superior se diferencian dos grandes ciclos sedimentarios separados por una discontinuidad de orden mayor que ocupa el Turoniense superior-Coniaciense inferior.

El ciclo Cenomaniense-Turoniense presenta importantes hiatos sedimentarios durante el Turoniense inferior, y su sedimentación viene caracterizada por facies muy distales de margas y margas calcáreas a veces nodulosas (Flysch de bolas) con abundante fauna planctónica que corresponden a medios profundos de cuenca.

Por encima de la discontinuidad Turoniense-Coniaciense se desarrolla el segundo ciclo Coniaciense-Maastrichtiense. En su mayor parte está caracterizado por facies de margas y margocalizas nodulosas mostrando hacia el techo facies terrígenas. La abundante microfauna es fundamentalmente planctónica, mostrando hacia el techo un considerable aumento de los Foraminíferos bentónicos. La evolución ambiental corresponde durante el Coniaciense-Santoniense, Santoniense superior y gran parte del Campaniense a depósitos de plataforma externa, si bien puede apreciarse durante el Santoniense superior un leve impulso regresivo correspondiente a depósitos de plataforma externa proximal.

En el tránsito Santoniense-Campaniense concluye el proceso de apertura del Golfo de Vizcaya, a la vez que se produce la elevación del Macizo del Ebro que estaría situado al S de la zona de estudio, con el consiguiente

aumento de aportes detríticos en la cuenca. Este período regresivo ocupa el Campaniense superior y Maastrichtiense, con depósitos de plataforma interna con una gran contaminación terrígena. En el borde S de la Sierra de Urbasa aparece un hiato que afecta al Campaniense, reflejo de estas fases subhercínicas de la orogenia Alpina.

Por encima del Maastrichtiense se sitúa una nueva discontinuidad que constituye la base del siguiente ciclo Paleoceno.

El ciclo Paleoceno tiene igualmente características transgresivo-regresivas y se inicia con facies calcareníticas de *shoals* y barras de alta energía muy dolomitizadas, continuando con facies arrecifales o bioclásticas energéticas que se mantienen durante parte del Thanetiense-Ilerdiense, siendo en este momento donde se aprecian los primeros impulsos de progradación de las facies de baja energía para culminar durante el Cuisiense con secuencias de somerización de llanura mareal y *lagoon* completando la etapa regresiva del ciclo.

Durante este período existen nuevas pulsaciones tectónicas que se traducen en hiatos locales, reflejados, especialmente en la zona S de la Sierra de Andía, donde Ilerdiense y Cuisiense no están representados.

El Luteciense inferior descansa sobre una importante discontinuidad que se hace más patente hacia el S de la hoja de Estella. (Figura 1). Con él comienza un nuevo ciclo de carácter regresivo a partir de un fuerte impulso transgresivo en la base del ciclo, que comprende Luteciense-Biarritziense.

Empieza en el Luteciense inferior con facies de plataforma interna submareal poco agitada que dan paso a un gran desarrollo de facies de alta energía de barras bioclásticas y en el Luteciense superior y termina con la progradación de facies proximales de progresiva influencia detrítica continental durante el Biarritziense.

La discontinuidad basal del Luteciense lleva consigo una importante reestructuración de la plataforma, que se manifiesta en un cambio de polaridad facial. Esta, que se había mantenido constante durante el Cretácico superior-Plioceno, con el paso de los depósitos de cuenca a plataforma interna *lagoon* mediante una progradación de los ambientes someros hacia el Oeste y Norte, pasa a ser inversa en el ciclo Luteciense y se produce, lenta o incompleta, hacia el E y N, situándose en la esquina noroccidental de la hoja los depósitos más proximales.

Al final del Eoceno se inicia también una nueva fase compresiva, correspondiente a la pirenaica, comenzando la formación de estructuras con directrices pirenaicas.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

En la hoja de Estella no existe ninguna explotación minera ni tampoco indicios de menas susceptibles de ulterior aprovechamiento económico.

Las canteras también son escasas, y en su mayor parte se encuentran abandonadas en la actualidad o tienen un funcionamiento episódico dada su explotación a nivel local e incluso familiar.

La más importante se encuentra ubicada en los niveles calcáreos del Luteciense inferior, al N de Estella, y aprovecha el material como áridos de construcción. En este mismo nivel Luteciense existen otras explotaciones actualmente abandonadas.

También se ha explotado el afloramiento Jurásico que se encuentra próximo al Monasterio de Alloz.

En el diapiro de Salinas de Oro ha sido tradicionalmente explotado y lo es en la actualidad un manantial salino para la obtención de cloruro sódico mediante la evaporación del agua en salinas.

5.2 HIDROGEOLOGIA

La hoja de Estella presenta características hidrogeológicas favorables para la captación de aguas subterráneas. Es particularmente interesante su mitad Norte, ocupada por las Sierras de Urbasa y Andía. Están estructuradas en forma sinclinal y litológicamente están formadas por los sedimentos carbonatados del Paleoceno y Eoceno, con buena permeabilidad e infiltraciones por carstificación y fracturación. Estos materiales tienen una extensa superficie de recarga, y están sellados en su base por las margas impermeables del Santoniense superior.

Otra zona potencialmente favorable son los conglomerados miocenos que bordean los diapiros de Salinas de Oro y Estella, con buena permeabilidad especialmente en la lejanía de las zonas de cambio de facies a los materiales más finos, como se puede comprobar en la zona del Cerro del San Lorenzo, al N de Estella, donde afloran diversos manantiales.

Menor interés presentan los materiales calcáreos del Coniaciense superior-Santoniense inferior bastante fracturados y con un yaciente margoso impermeable.

De forma más marginal pueden localmente proporcionar pequeños cau-

dales los niveles de derrubios de ladera que bordean la Cordillera de Valde-
llín y la zona de Echavarri.

6 BIBLIOGRAFIA

- AGUILAR, M.J. (1971).— "Consideraciones generales sobre la sedimentación y paleogeografía del Albiense de la Cuenca Cantábrica". *Est. Geol.* V. 27, pp. 325-334.
- AGUILAR, M.J. (1975).— "Sedimentología y paleogeografía del Albiense de la Cuenca Cantábrica". *Est. Geol.* V. 31, pp. 1-123.
- ALMELA, A. y RIOS, J.M. (1946).— "Datos para el conocimiento estratigráfico y tectónico del Pirineo Navarro. VI Algunos datos paleontológicos de la región subpirenaica navarra". *Not. y Com. IGME* núm. 16, pp. 75-87.
- AMIOT, M. (1982).— "El Cretácico superior de la región Navarro-Cántabra" en "*El Cretácico de España*". Univ. Comp. Madrid, pp. 88-111.
- BARROSO, M.J. (1944).— "Briozoos del Maastrichtiense de Olazagutia (Navarra)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* T. XII, pp. 287.
- BATALLER, J.R. (1945).— "Bibliografía del Cretácico de España". *Est. Geol.* núm. 1, pp. 7-10.
- BIELZA, V. (1969).— "El modelado kárstico de Urbasa". *Tomo Homenaje al Dr. Canellas*. Facultad de Filosofía y Letras. Univ. Zaragoza, pp. 101-119.
- BOILLLOT, G. (1980).— "De la subduction à la collision: l'exemple des Pyrénées". *Bull. B.R.G.M.* Secc. 1 núm. 2, pp. 93-101.
- CARBAYO, A.; LEON, L.; VILLALOBOS, L. (1977).— "Memoria explicativa de la hoja núm. 115 (Gulina). MAGNA". *IGME*, Madrid, pp. 1-61.
- CARRERAS, F.J. (1973).— "Informe geológico de la unidad hidrogeológica de Urbasa-Montes de Vitoria". C.G.S. (Inédito).
- CARRERAS, F.J.; OLMO, P.; PORTERO, J.M. y RAMIREZ, J. (1976).— "Memoria explicativa de la hoja núm. 113 (Salvatierra). MAGNA". *IGME*, Madrid, pp. 1-33.
- CARRERAS, F.J.; RAMIREZ, J. y AGUILAR, M.J. (1977).— "Memoria explicativa de la hoja núm. 139 (Eulate). *IGME*, Madrid, pp. 1-36.
- CHOKROUNE, P.; LE PICHON, A.; SEGURET, M. y SIBUET, J.C. (1973).— "Bay of Biscay and Pyrenees". *Earth. Plant. Sc. Letters*. Vol. 18, pp. 109-118.
- CHOKROUNE, P. y SEGURET, M. (1973).— "Tectonics of the Pyrenees:

- role of compression and gravity". In *Gravity and Tectonics*. Ed. John Wiley, pp. 141-156.
- CINCUNEGUI, M.; MENDIZABAL, J. y VALLE, A. (1943).— "Mapa geológico de España 1:50.000. Explicación de la hoja núm. 172 (Allo)". *IGME*. Madrid.
- CIRY, R. (1951).— "L'évolution paleogeographique de l'Espagne septentrionale au Crétacé inférieur". *Inst. Geol. Min. España. Libro Jubilar*. T. 2, pp. 17-51.
- CIRY, R. (1951).— "Observations sur la Cretace de la Navarre espagnole du Nord-Ouest de Pampelune". *C.R.Ac. Sc. Paris*. T. 233, pp. 72-74.
- CIRY, R. (1967).— "Evolution, paleogeographie et structure de la region Basco-cantabrique". *C.R. Somm. Sec. Soc. Geol. France*. T. 9, pp. 390-442.
- CIRY, R. y MENDIZABAL, J. (1949).— "Contribution a l'etude du Cenomanien et du Turonien des confins septentrionaux des provinces de Burgos, d'Alava et de la Navarre occidentale". *Ann. Hébert et Haug*. T. 7 pp. 61-79 (Libre Jubilar Charles Jacob).
- COLOM, G. (1945).— "Estudio preliminar de las microfaunas de foraminíferos de las margas Eocenas y Oligocenas de Navarra". *Est. Geol.* núm. 2, pp. 33-84.
- DUVERNOIS, C.; FLOQUET, M. y HUMBEL, B. (1972).— "La Sierra d'Aralar, Pyrenees Basques Espagnoles. Stratigraphie-structure". *Thesis Inst. Sc. de la Terre Univ. Dijon*. pp. 1-192.
- FEUILLEE, P. (1962).— "Le Cretacée moyen en Navarre espagnole". *Mem. Cong. Inst. Est. Pirenaicos*. P. 12. Pau.
- FEUILLEE, P. (1963).— "La base du Flysch Sud-Pyrénéen (Navarre Espagnole)". *C.R. Acad. Sc.* T. 256, pp. 2640-2642.
- FEUILLEE, P. (1965).— "Contribution a la connaissance des Cretacé moyen du Nord et l'Ouest de la Navarre espagnole". *Antes 4º Congès Int. Et. Pyren.* pp. 48-59.
- FEUILLEE, P. et RAP, P. (1962).— "Les Foraminiferes du flysch a boules (Cenomanien superieur) entre Espinosa et Alsasua (Espagne)". *Comp. R. Somm. Soc. Geol. France*. pp. 172-173.
- FEUILLEE, P. y RAT, P. (1971).— "Structures et Paleogeographies pyreneo-cantabriques". In *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. Inst. Franc. Petrol. Vol. 2, pp. 1-48.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1982).— "Unidades litoestratigráficas del Arco Vasco. Aptiense-Albiense". In *"El Cretácico de España"*. Univ. Comp. Madrid, pp. 77-84.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1950).— "Esquema Geológico del País Vas-

- co en los límites de Guipúzcoa con Navarra". (Seguido de un ensayo de síntesis de la obra de P. Lamare. "Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne"). *Munibe*, vol. 3, pp. 121-131.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA, (1971).— "Mapa geológico de España escala 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Explicación de la hoja núm. 12 (Bilbao) *I.G.M.E.*, Madrid, pp. 1-27.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (1973).— "Estudio geológico de la provincia de Alava". *Mem. IGME* V. 83.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972).— Explicación del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares". *I.G.M.E.* pp. 1-113.
- KARREMBERG, H. (1946).— "La evolución postvariscica de la cordillera cantabro-astúrica". *Publ. extr. sobre Geol. de España*. T. III, pp. 105-224 (Trad. J. Gómez de Llarena).
- KIND, H.D. (1967).— "Diapire und Alttiertar in südöstlichen Baskenland (Nords panien)". *Besch. Geol. Jb.* V. 66. Hannover.
- KRAUSSE, H.F. (1971).— "The tectonical evolution of the Western Pyrenées". *Pirineos*. núm. 111, pp. 69-96.
- LAMARE, P. (1928).— "Sur la stratigraphie du Cretacé des Pyrenées navarraises". *Bul. Soc. Geol. France*. 4ª serie, XXVIII, pp. 93-111.
- LAMARE, P. (1931).— "Les éléments structuraux des Pyrénées Basques d'Espagne Essai de synthese tectonique". *B.S.G.F.* 5ª Ser. T. 1, pp. 95-130.
- LAMARE, P. (1936).— "Recherches géologiques dans les Pyrénées Basques d'Espagne". *Mem. Soc. Geol. France*. T. XII, núm. 27, pp. 1-465.
- LEON, L. (1972).— "Síntesis paleogeográfica y estratigráfica del Paleoceno del Norte de Navarra. Paso al Eoceno". *Bol. Geol. y Min.* T. 83, pp. 234-241.
- LEON, L.; PUIG DE FABREGAS, C. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).— "Variaciones sedimentarias durante el Eoceno medio en la Sierra de Andía (Navarra)". *Acta Geol. Hispánica*. Año VI, núm. 2.
- LOTZE, (1946).— "Elementos estructurales dirigidos al NE que intervienen en la constitución de los Pirineos occidentales". *Publ. extr. sobre Geol. de España*. t. III, pp. 301-313.
- LLLOPIS LLADO, N. (1945).— "Sobre la estructura de Navarra y los enlaces occidentales del Pirineo". *Miscelanea Almela* T. VII, pp. 159-186.
- MANGIN, J. Ph. (1955).— "L'Eocene inferieur des provinces de Burgos, d'Alava et de la Navarre Occidentale". *Comp. Rend. Sc. Acad. Sc. Paris*. T. 241, pp. 73-75.
- MANGIN, J. Ph. (1958).— "Nota preliminar sobre la estratigrafía del Num-

- mulítico en la región del Pirineo occidental (vertiente española)". *Not. y Com. IGME*. núm. 52, pp. 117-124.
- MANGIN, J. Ph. (1959-60).— "Le Nummulitique Sud-pyreneen a l'Ouest de l'Aragon". *Pirineos*, núms. 51-58, *C.S.I.C.*, 631 pp. Zaragoza.
- MANGIN, J. Ph. y RAT, P. (1962).— "L'Evolution post-hercynienne entre Asturies et Aragon (Espagne)". *Mem. Soc. Geol. France*. T. 1, pp. 333-349.
- MATHEY, B. (1962).— "El Cretácico superior del Surco Vasco". in *"El Cretácico de España"*. Univ. Comp. Madrid. pp. 111-135.
- MATTAUER, M. et SEGURET, M. (1971).— "Les relations entre la Chaîne des Pyrénées et le Golfe de Gascogne". In *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*, vol. 4, pp. 1-24. Paris.
- MONTARDERT, L. et WINNOCK, E. (1971).— "L'Histoire structurale du Golfe de Gascogne". In *Histoire structurale du golfe de Gascogne*. Vol. 16. pp. 1-18.
- PFLUG, R. (1973).— "El diapiro de Estella". *Munibe*, t. 25, pp. 171-202.
- PLAZIAT, J.Cl. (1970).— "Le limite crétacé-tertiaire en Alava meridionale (Pays Basque espagnol): le Regnacen n'y pas l'équivalent continental du Danien". *C.R. Somm. Soc. Geol. France*. 3 pp. 77-78.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).— Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)". *Mem. I.G.M.E.* t. 78, pp. 1-357.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).— Algunas observaciones sobre el Jurásico de Alava, Burgos y Santander". *Cuad. Geol. Ibérica*. núm. 2 pp. 491-508.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1973).— "Síntesis geológica de la provincia de Alava". *Institución Sancho el Sabio*. Vitoria, pp. 1-66.
- RAT, P. (1959).— "L'extension vers l'Ouest du cretacé superieur a Facies Basque". *Colloque sur le Cretacé superieur en France, Dijon*. pp. 523-535.
- RAT, P. (1959).— "Les pays Basco-cantabriques". *Thesis. Fac. Sc. Univ. Dijon* T. 18, pp. 1-525.
- RAT, P. (1963).— "Problemes du Crétacée Inférieur dans les Pyrénées et le Nord de l'Espagne". *Sonderd. Geol. Rundschau* núm. 53. pp. 205-220.
- RAT, P. et al. (1983).— "Vue sur le Cretacé Basco-cantabrique et Nord-Iberique". *Mem. Geol. Univ. Dijon*. pp. 1-191.
- REY, R.; RICART, J. y SANCHEZ PAUS, J. (1964).— "Informe geológico sobre la región de Salvatierra-Alsasua". *Ciepsa* (Inédito).
- RIOS, J.M. (1948).— "Diapirismo". *Bol. I.G.M.E.* T. 60, pp. 155-238.
- RIOS, J.M. (1954).— "Bosquejo geológico de parte del País Vasco-Cantáabri-

- co (De Laredo a Durango, Vitoria y la Barranca)". *Pirineos* núm. 31, pp. 7-32.
- RIOS, J.M. (1956).— "El sistema Cretáceo en los Pirineos de España". *Mem. I.G.M.E.* t. 57, pp. 1-128.
- RUIZ DE GAONA, M. (1948).— "Los Orbitoides de las sierras de Urbasa y Andía". *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.* 44, pp. 87-126.
- RUIZ DE GAONA, M. (1952).— "Algunos datos geológico-paleontológicos sobre el Valle de La Barranca (Navarra)". *Actes 1^{er} Congre. Inst. Est. Pyren.* pp. 5-14.
- SAAVEDRA, J.L. (1964).— "Microfacies del Secundario y del Terciario de la zona pirenaica española". *Mem. I.G.M.E.* T. 65.
- SOLER y JOSE, R. (1971).— "El Jurásico marino de la Sierra de Aralar (Cuenca Cantábrica oriental): los problemas postkimméricos". *Cuad. Geol. Ibérica*, núm. 2, pp. 509-532.
- VALLE, J. del y PUIG DE FABREGAS, C. (1978).— "Memoria explicativa de la hoja núm. 141 (Pamplona). MAGNA". *I.G.M.E.*, Madrid, pp. 1-23.
- VILLALOBOS, L. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).— "Estratigrafía del Jurásico del NO de Navarra". *Cuad. Geol. Ibérica*. Vol. 2, pp. 541-558.
- VILLALOBOS, L. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).— "Contribución al estudio del Cretácico superior de facies Flysch de Navarra". *Pirineos* 111, pp. 5-20.
- VOLTZ, H. (1964).— "Zur Geologie der Pyrenaiden in Nordwestlichen Navarra (Spanien)". *Munster Diss.* (Inédito).



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-28003