



Gobierno de Navarra

Departamento de Obras Públicas,
Transportes y Comunicaciones

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE NAVARRA

ESCALA 1:25.000

HOJA 114-III

ALSASUA

MEMORIA

La presente hoja y memoria han sido realizadas por COMPAÑIA GENERAL DE SONDEOS, S.A, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

ANTONIO HERNANDEZ SAMANIEGO:	Coordinación y dirección
MIGUEL ANGEL LOPEZ-HORGUE:	Cartografía Geológica y Memoria
JUAN IGNACIO BACETA CABALLERO:	Cartografía Geológica y Memoria
ALFONSO OLIVE DAVO:	Cartografía Geomorfológica y Memoria
SEGISMUNDO NIÑEROLA PLA:	Hidrogeología y Memoria
ANTONIO CEREZO ARASTI:	Hidrogeología y Memoria
JOSE LUIS CACHO LEJARZA:	Geotecnia
TECNA:	Bases de datos. Digitalización

ASESORES:

ALFONSO MELENDEZ HEVIA

MATEO GUTIERREZ ELORZA

COORDINACION:

ESTEBAN FACI

JAVIER CASTIELLA

ÍNDICE

1. INTRODUCCION.....	1
2. ESTRATIGRAFIA	3
2.1. MESOZOICO	3
2.1.1. Sistemas terrigenos del Albiense superior.	3
2.1.1.1. Brechas y megabrechas calcareas (141). Lutitas, limolitas y areniscas (140), conglomerados silíceos y lutitas (144).	3
2.1.2. Calizas de mar somero del Albiense superior-Cenomaniense inferior (unidad albeniz)..	7
2.1.2.1. Calcarenitas bioclasticas (146). Calizas coralinas (145).	7
2.1.3. Cretacico superior.	10
2.1.3.1. Margas y margas limolíticas (152). Cenomaniense inferior- medio.	10
2.1.3.2. Alternancia de margas y margocalizas nodulosas (154). Cenomaniense medio-superior	13
2.1.3.3. Margas y margocalizas (156). Turoniense	13
2.1.3.4. Alternancia de margas y margocalizas (161). Santoniense superior	16
2.1.3.5. Margas y margocalizas arenosas (186). Campaniense inferior-medio	18
2.1.3.6. Calcarenitas, margocalizas y areniscas calcareas (191). Maastrichtiense superior	21
2.1.3.7. Margas y margocalizas (189). Maastrichtiense superior	24
2.2. TERCIARIO.....	24
2.2.1. Macrosecuencia paleocena.....	25
2.2.1.1. Calizas y margocalizas (190). Daniense inferior.....	26
2.2.1.2. Dolomias y calizas dolomíticas (203). Daniense superior	26
2.2.1.3. Calizas bioclasticas y calizas arrecifales masivas (206). Tanetiense inferior (Montiense).....	27
2.2.1.4. Margas, margocalizas y calcarenitas (207). Tanetiense medio	28
2.2.1.5. Calizas masivas bioclasticas (208). Tanetiense medio	29
2.2.1.6. Margas y margocalizas arenosas (210). Tanetiense superior-ilerdiense basal	29
2.2.1.7. Brechas, megabrechas y turbiditas calcareas. Margas y margocalizas (209). Daniense superior-tanetiense medio	30
2.2.2. Macrosecuencia eoceno-1.....	31
2.2.2.1. Calcarenitas con alveolinas y numulites (211). Ilerdiense inferior-medio	31
2.2.2.2. Calizas margosas (213). Ilerdiense inferior medio	32
2.2.2.3. Margas, margocalizas y kurbitidas calcareas (215). Ilerdiense inferior medio	34
2.2.2.4. Calizas bioclasticas y calcarenitas (260). Cuisiense final-Luteciense inferior-medio ..	34
2.2.3. Macrosecuencia eoceno 2	36
2.2.3.1. Calizas de algas (263). Luteciense medio-Bartoniense inferior (Biarritiense).....	36
2.2.3.2. Calcarenitas bioclasticas (264). Luteciense medio-Bartoniense basal (biarrutiense)	37

2.2.4.	Macrosecuencia eoceno 3	38
2.2.4.1.	Margas con yesos (267). Bartonense.....	38
2.2.4.2.	Arenas y areniscas calcareas (271). Bartonense	39
2.3.	CUATERNARIO	39
2.3.1.	Pleistoceno	39
2.3.1.1.	Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis (55,56,57 y 58). Pleistoceno.	39
2.3.1.2.	Gravas, arenas y arcillas. Terrazas (59,60 y 61). Pleistoceno	40
2.3.1.3.	Arcillas de decalcificación. Fondos de dolina (523). Pleistoceno-holoceno.....	40
2.3.2.	Holoceno.....	41
2.3.2.1.	Gravas, arenas y arcillas. Aluvial y terraza baja del río arakil (525), meandros abandonados (530) y fondos de valle (527). Holoceno.....	41
2.3.2.2.	Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis actual-subactual (534), coluviones (543), canchal (548) y depósitos aluvial-coluvial (537). Holoceno.....	41
3.	TECTONICA.....	43
3.1.	LA CUENCA VASCO-CANTABRICA. CONTEXTO ESTRUCTURAL	43
3.2.	UNIDADES ESTRUCTURALES	47
3.2.1.	Terminación oriental del cabalgamiento de aitzgorri.	48
3.2.2.	Unidad de Aralar.	51
3.2.3.	Labios de la falla de alsasua-irurtzun	52
3.2.3.1.	Sinclinales de Urbasa y Andía.....	52
3.2.3.2.	Anticlinal de Ergoiena	52
3.2.3.3.	Sinclinal de San Donato-satrustegi	53
3.2.3.4.	Diapiro de Olo	53
4.	GEOMORFOLOGIA	55
5.	HISTORIA GEOLOGICA.....	57
6.	GEOLOGIA ECONOMICA	66
6.1.	RECURSOS MINERALES.....	66
6.1.1.	ARCILLAS.....	66
6.1.2.	CALIZAS	67
6.1.3.	MARMOL	67
6.1.4.	AGUA MINERO MEDICINAL	68
6.1.5.	ASFALTO	68
6.2.	HIDROGEOLOGIA	69
6.2.1.	INTRODUCCION	69
6.2.2.	UNIDAD HIDROGEOLOGICA DE ARALAR.....	70

6.2.3. UNIDAD HIDROGEOLOGICA DE URBASA	79
6.2.4. CUADRANTE 114-III. ALSASUA	96
7. BIBLIOGRAFIA.....	100

1. INTRODUCCION

La Hoja de Alsasua a escala 1:25.000 (114-III) se incluye dentro del cuadrante de igual nombre a escala 1:50.000 (114; 24-07) del mapa topográfico nacional. El área que engloba este cuadrante corresponde íntegramente a territorio navarro, quedando incluidas las poblaciones más importantes del corredor Burunda-Arakil: Alsasua y Etxarri-Aranatz; asimismo se sitúan también las poblaciones de Urdiain, Iturmendi, Bakaiku, Arbizu y Lizarraga.

Topográficamente, el tercio superior de la hoja corresponde al Valle de Burunda y parte del Valle de Lizarraga, siendo los dos tercios meridionales el dominio de las estribaciones y llanada de la Sierra de Urbasa. Las cotas mínimas, lógicamente en el Norte del cuadrante, oscilan entre 500 y 700 m, alcanzándose hasta casi 1200 m en Urbasa.

La principal corriente fluvial, el río Burunda, recibe numerosas corrientes secundarias tributarias, cambiando su denominación a ser el río Arakil a partir de Etxarri-Aranatz.

Desde el punto de vista geológico, la zona de estudio se incluye dentro del dominio Navarro-Cántabro (FEUILLEE y RAT, 1971), lugar de transición entre las estructuras pirenaicas occidentales y las lineaciones Vasco-Cantábricas. El principal accidente tectónico, la falla Irurtzun-Alsasua, la cual cruza el Valle de Este a Oeste, tiene su terminación cerca de la localidad de Alsasua (en las hojas de Zegama y Olazti), transferiéndose el accidente cabalgante de Aitzgorri.

Las litologías que comprende este cuadrante se distribuyen entre las edades Albiense Superior y Eoceno. Las series estratigráficas se pueden dividir en dos dominios:

-Labio Norte de la falla Irurtzun-Alsasua. Las series, básicamente materiales finos, se encuentran muy replegadas y, a su vez, cubiertas por vegetación, por lo que han sido dificultosas de estudiar.

-Labio sur de la misma falla. Zona homoclinal con buzamientos paulatinamente decrecientes hacia el Sur, sólo afectada por fallas de escasa importancia, satélites de la principal.

Cabe destacar, como estudios previos en la zona, los de CIRY y MENDIZABAL (1949), RUIZ DE GAONA (1952) y RAT (1959), siendo este último la referencia clásica más importante de los trabajos a nivel de Cuenca Vasco-Cantábrica. Trabajos posteriores de importancia son las cartografías 1:25.000 para la Diputación Foral de Navarra (1969) y 1:50.000 del Instituto Geológico y Minero (1987).

Para la realización de la cartografía y la redacción de la presente memoria ha sido de gran utilidad la documentación cedida por la Diputación Foral de Navarra y cuyos autores son Lorenzo Villalobos, Angel Carbayo y Landelino León.

Por último, desde estas páginas queremos rendir un homenaje póstumo al Dr. José Ramirez del Pozo, fallecido durante la realización de estos trabajos, por su inestimable contribución al conocimiento de la estratigrafía de la zona.

2. ESTRATIGRAFIA

Como antes hemos comentado, los materiales aflorantes en este cuadrante de Alsasua se dividen entre dos dominios estructurales: los labios Norte y Sur de la falla Irurtzun-Asasua.

Generalmente, la cobertera de suelos es muy importante, localizándose los mejores afloramientos en los cauces erosivos de los ríos y en las estribaciones de Urbasa, sobre todo en la zona del cresterío.

2.1. MESOZOICO

2.1.1. Sistemas terrigenos del Albiense superior.

2.1.1.1. Brechas y megabrechas calcareas (141). Lutitas, limolitas y areniscas (140), conglomerados silíceos y lutitas (144).

Aflorantes básicamente en el Labio Norte de la falla Irurtzun-Asasua, encontrándose replegados y muy cubiertos.

Se corresponden con el denominado Complejo Supraurgoniano, nombre introducido por RAT (1959) para designar los materiales terrígenos suprayacentes a las calizas con rudistas y corales urgonianas. Aunque en esta hoja sólo aflora la parte superior del mismo, las relaciones estratigráficas complejas que estos materiales ofrecen con las calizas urgonianas, bien determinadas en las hojas contiguas, nos lleva a no utilizar el termino Supraurgoniano, optando por el arriba mencionado.

Consta, aflorante en la zona W del cuadrante, de areniscas de grano medio-fino con estratificación cruzada y bases canaliformes, alternantes con lutitas y areniscas muy finas con estratificación cruzada tipo "hummocky" (144). Se agrupan en secuencias negativas o positivas con bases erosivas. Se interpretan como barras de plataforma somera progradantes relacionadas a canales posiblemente deltaicos; las lutitas intercaladas y areniscas con "hummocky" indicarían momentos transgresivos en la plataforma e influencia de tormentas. Se incluyen en la denominada Formación Valmaseda (GARCIA-MONDEJAR, 1982).

Estas facies presentan en conjunto una evolución vertical a facies lutíticas, definiendo un carácter retrogradante para este sistema. Hacia el Este, pasan lateralmente (cambio aproximado en la zona Norte de Alsasua) a lutitas y limolitas con algunas areniscas muy finas (140) y un nivel de brechas calizas hacia techo de la serie (141), definiéndose el paso a la zona de surco intraplataforma de Lakuntza-Lizarrusti (Fig. 1). Las brechas han constituido un excelente nivel-guía indispensable para correlacionar y, asimismo, averiguar la estructura.

Las facies finas se interpretan como de prodelta-plataforma fangosa; las brechas calizas, básicamente parabrechas arenosas y calcarenitas, indicarían el desmantelamiento de edificios carbonatados hoy en día exhumados o bien no aflorantes, coetáneos con los sistemas terrígenos dominantes. Ambas litologías se incluyen en la unidad Etxarri-Aranatz (LOPEZ-HORGUE et al 1996).

La edad de este intervalo es Albiense Superior, zona inflatum, en base a dataciones con faunas de ammonites (Wiedmann, 1979).

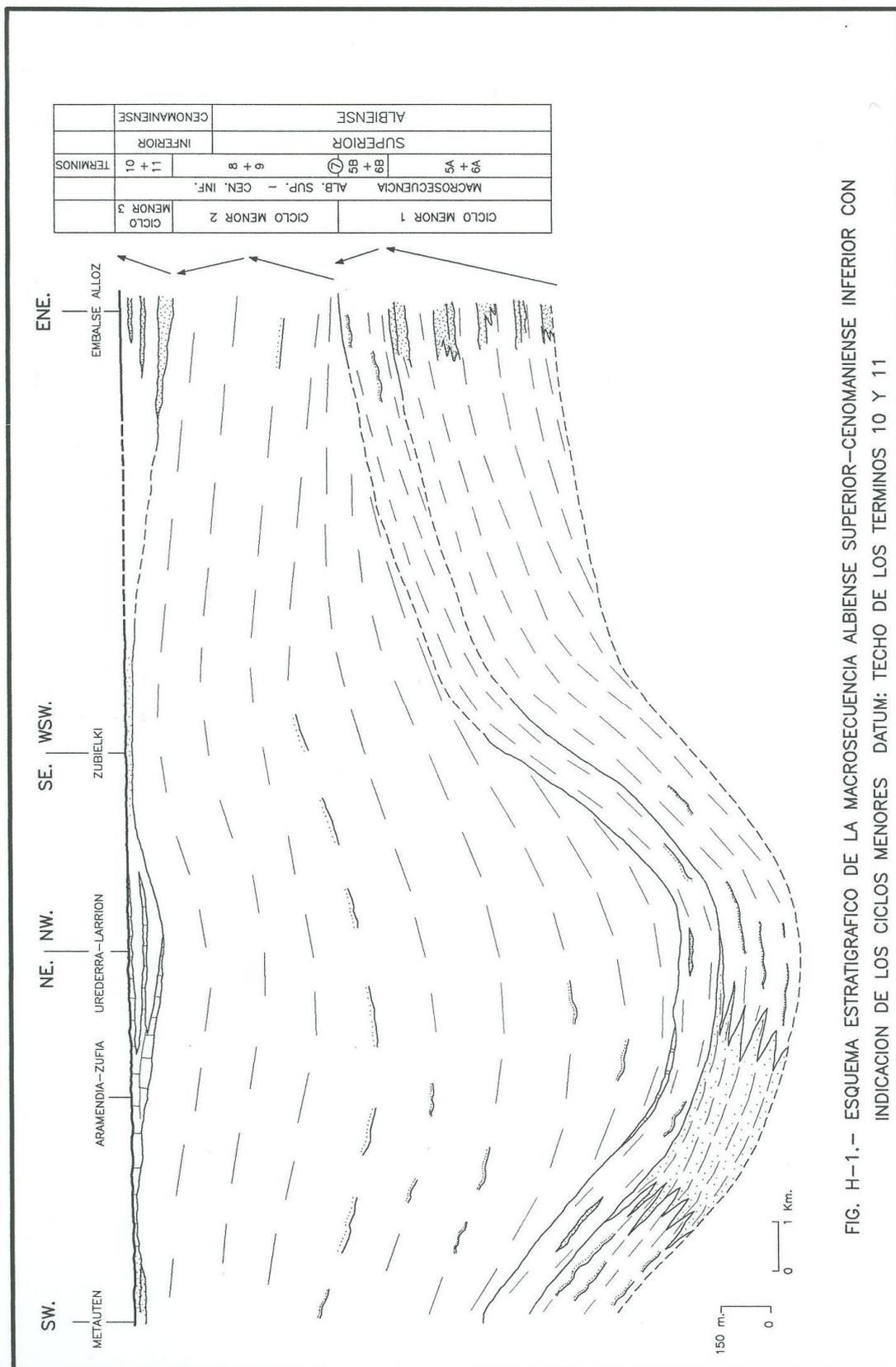


FIG. H-1.- ESQUEMA ESTRATIGRAFICO DE LA MACROSECUENCIA ALBIENSE SUPERIOR-CENOMANIENSE INFERIOR CON INDICACION DE LOS CICLOS MENORES DATUM: TECHO DE LOS TERMINOS 10 Y 11

El análisis realizado en las arcillas de la unidad (140), ha dado los siguientes resultados:

DESCRIPCION:

Lutita margosa gris verdosa con laminación grosera definida por términos de aspecto masivo con intercalaciones milimétricas, finamente laminadas y fósiles.

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos 66%

Cuarzo 14%

Feldespatos <5%+

Calcita 18%

Dolomita -

Yeso -

Celestina -

Halita -

Otros -

+ Los Feldespatos son calco-sódicos.

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita 65%

Esmectita -

Vermiculita -

Clorita10%

Caolinita25%

Interestrat. -

Indice de Biscaye-

Indice de Kubler4.1

es una clorita degradada, con los islotes brucíticos parcialmente destruidos, por lo que presenta un cierto grado de hinchamiento.

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (14%) / Feldespato (<5%) / Calcita (18%)

Illita (43%) - Clorita (6,6%) - Caolinita (16,5%)

2.1.2. Calizas de mar somero del Albiense superior-Cenomaniense inferior (unidad albeniz).

2.1.2.1. Calcarenitas bioclasticas (146). Calizas coralinas (145).

Los materiales correspondientes a este unidad fueron anteriormente denominados Formación Eguino (GARCIA-MONDEJAR, 1982), incluyéndose en ella los materiales carbonatados suprayacentes al Complejo Supraurgoniano de la zona de Araia (Alava) y Alsasua (Navarra). Actualmente, se incluyen dentro de la Unidad Albeniz (LOPEZ-HORGUE et al, 1996) debido a una nueva reestructuración estratigráfica, incluyéndose además las facies calcareníticas aflorantes al Norte de Alsasua (Zona de Sarabe, hoja de Lakuntza).

En esta hoja de Alsasua, las calcarenitas (146) que forman la base de esta unidad, afloran en el margen noroccidental en la zona del paraje de Ulaiar. Son de grano medio a fino, ricas en fragmentos de equínidos, pelecípodos, braquiópodos y esponjas, en capas de orden centimétrico definidas por margas inter-banco. Hacia el Este tienden a interdigitarse con margas y limolitas calcáreas (152), hasta perderse totalmente. Llegan a alcanzar 175 m de potencia.

El tramo de calizas arrecifales (145) suprayacente a las calcarenitas anteriores sólo aflora en el límite de la hoja, al W de Alsasua. Se trata de uno de los parches arrecifales que componen la Unidad Albeniz (el denominado Altsasu, ver fig. 2) y presenta facies micríticas ricas en corales, en tránsito lateral a margas y limolitas calcáreas (152), con algunas capas finas de calcarenitas con origen en el edificio carbonatado. No sobrepasa 200 m de espesor.

La edad de esta unidad está basada por correlación estratigráfica y por las dataciones del infrayacente y suprayacente, así como de materiales equivalentes laterales fuera del ámbito de estudio, siendo del intervalo temporal Albiense Superior (inflatum)-Cenomaniense Inferior.

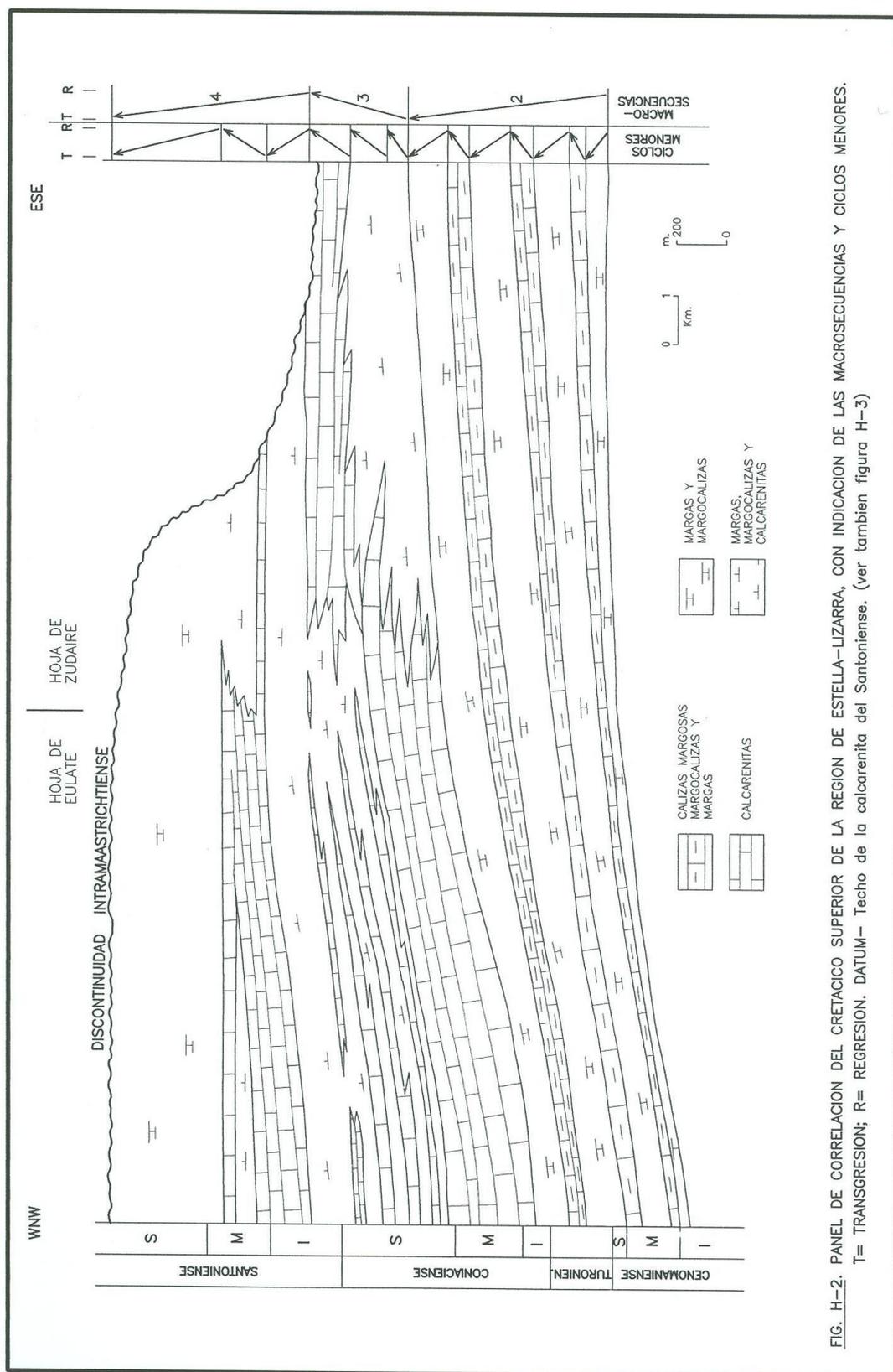


FIG. H-2. PANEL DE CORRELACION DEL CRETACICO SUPERIOR DE LA REGION DE ESTELLA-LIZARRA, CON INDICACION DE LAS MACROSECUENCIAS Y CICLOS MENORES. T= TRANSGRESION; R= REGRESION. DATUM= Techo de la calcarenita del Santoniense. (ver tambien figura H-3)

2.1.3. Cretácico superior.

Los materiales del Cretácico superior aflorantes en esta hoja forman una sucesión cuyo espesor supera los 1500 m y que sobre todo se caracteriza por su gran continuidad y homogeneidad lateral, ya que se reconoce con rasgos similares a lo largo de todo el valle de la Barranca (desde Ziordia, en el límite Alava/Navarra, hasta las proximidades de Irurtzun). Con la excepción de los materiales pertenecientes al Maastrichtiense, la mayor parte de la sucesión está constituida por depósitos carbonatados (margas y margocalizas) representativas de ambientes de sedimentación marino abiertos y relativamente profundos. De hecho desde un punto de vista paleogeográfico, estos materiales definen, para el intervalo que abarcan, la zona de transición entre las extensas plataformas de tipo rampa que se desarrollan en la parte S de la región Vasco-Cantábrica, y las series de cuenca profunda tipo flysch depositadas en su mitad septentrional. Dentro de Navarra, las plataformas afloran actualmente dando los resaltes de las sierras de Kodes y Lokiz (cuadrantes de Zudaire y Estella), y las facies profundas se reconocen ya en el frente de la Sierra de Aralar y a lo largo del denominado por LAMARE (1936) como "plateau de Beunza"

Para los cuadrantes de Olazagutia, Alsasua y Villanueva-Hiriberri, dentro de la sucesión del Cretácico superior, se ha diferenciado un total de 8 unidades con expresión cartográfica. Estas unidades principalmente se han caracterizado en base a su (s) litología (s) predominante (s) y su edad, y las secciones de referencia que se van a utilizar para su descripción corresponden a las de Olazagutia (esta hoja) y Lizarraga (hoja de Villanueva-Hiriberri). La mayor parte de la información consultada corresponde a las cartografías; asimismo, se han tenido en cuenta los datos aportados por WIEDMANN et al (1979) y, para el Maastrichtiense, la tesis doctoral de BACETA (1996).

2.1.3.1. Margas y margas limolíticas (152). Cenomaniense inferior- medio.

Al N de la Falla de Alsasua-Irurtzun y en el cuadrante vecino de Olazti, esta unidad se dispone a continuación de las calizas someras de la Unidad Albeniz (unidades 21 y 22) y en parte en tránsito lateral de las mismas. Sin embargo, al S de la localidad de Etxarri, se dispone directamente sobre los materiales terrígenos del Albiense superior (unidad 17). Se trata de una sucesión bastante homogénea de margas grises laminadas entre las que esporádicamente se reconocen algunos niveles de

margocalizas. Hacia la base tienen un carácter limolítico y localmente intercalan algunos niveles de resedimentación (microbrechas y calcarenitas de carácter turbidítico). Su espesor ronda los 300-350 m, y debido a su carácter blando suele aflorar en malas condiciones. Su contenido faunístico es abundante, reconociéndose una variada asociación de organismos planctónicos y microbentónicos. Entre los primeros destaca la presencia de *Rotalipora apenninica* (RENZ) y *Rotalipora reicheli* MORNOD, especies que junto con su posición estratigráfica permiten atribuirle de forma bastante coherente una edad Cenomaniense inferior-medio. El medio de depósito sería marino distal y relativamente profundo.

El análisis realizado en una muestra tomada en las lutitas de la unidad (152), ha dado los siguientes resultados:

DESCRIPCION:

Marga calcárea gris oscura, laminada-fisil (shale).

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos 34%

Cuarzo 6%

Feldespato <5%+

Calcita 56%

Dolomita -

Yeso -

Celestina -

Halita -

Otros -

+ Los Feldespatos son calco-sódicos.

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita 55%

Esmectita 12%

Vermiculita -

Clorita 2%

Caolinita 31%

Interestrat. id

Indice de Biscaye

Indice de Kubler 4.9

La esmectita está muy mal cristalizada y presenta indicios de interestratificación con illita.

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (6%) / Feldespato (<5%) / Calcita (56%)

Illita (18,7%) - Esmectita (4%) - Clorita (0,7%) - Caolinita (10.6%)

2.1.3.2. Alternancia de margas y margocalizas nodulosas (154). Cenomaniense medio-superior

De forma gradual la unidad (152) pasa en la vertical a una alternancia bastante homogénea de margas y margocalizas nodulosas grises. Esta unidad, conocida comunmente como "Flysch de bolas" (Ciry y Mendizabal, 1949), se reconoce fácilmente en el campo al formar una serie de pequeños resaltes en el relieve. El aspecto noduloso de las margocalizas es su rasgo más característico. Estas corresponden petrológicamente a biomicritas con texturas mudstone/wackestone con un alto porcentaje de fauna plantónica.

Su espesor es bastante regular, fluctuando entre 200 y 250 m. Entre los foraminíferos planctónicos, la presencia en varias muestras de las secciones cercanas de Olazagutia y Lizarraga (cuadrantes adyacentes de Alsasua y Villanueva-Hiribarri) de las especies *Rotalipora cushmani* (MORROW) y *R. greenhornensis* (MORROW), permite atribuirle una edad Cenomaniense medio-superior. Asimismo, en algunos puntos se han reconocido ejemplares de *Acanthoceras* sp que indicarian una edad similar.

2.1.3.3. Margas y margocalizas (156). Turoniense

Constituyen un tramo poco potente (50 a 100 m) que generalmente suele estar muy cubierto. En la sección de Olazagutia, comienza con un paquete de calizas margosas grises (biomicritas con texturas wackestone) que rapidamente pasan en la vertical a margas y margocalizas grises bastante compactas.

Hacia posiciones más orientales (sección de Lizarraga y SE de Irurzun), la unidad está compuesta por las mismas litologías, aunque dominan claramente los intervalos margosos. El contenido en foraminíferos planctónicos dentro de toda ella es elevada, destacando la presencia de *Globotruncana* (*Helvetotruncana*) *helvetica* BOLLI, *Praeglobotruncana* *Stephani* (GANDOLFI) y *Globotruncana* (*Marginotruncana*) *sigali* (REICHEL). Estas especies permiten asignarle claramente una edad Turoniense medio-superior. Es probable, por tanto, que su base corresponda a una discontinuidad con un hiato asociado que abarque al menos el Turoniense inferior. Esta discontinuidad, aunque no muy evidente, tiene ámbito regional, habiéndose reconocido en muchas secciones de la región Vasco-Cantábrica (ver AMIOT 1982 y 1983).

1.3.4.MARGOCALIZAS, MARGAS Y TURBIDITAS CALCAREAS (158). CONIACIENSE-SANTONIENSE INFERIOR

Sucesión principalmente compuesta por alternancias decimétricas de margas y margocalizas gris-beige. Las margocalizas, que en ocasiones se concentran dando tramos más competentes, corresponden a biomicritas con texturas mudstone/wackestone. Localmente en algunos afloramientos, como los situados en la N-1 a la altura del límite Alava-Navarra, se reconocen niveles de calcarenitas finas de base canaliforme y estructuras (laminación paralela y ripple) que indican un origen turbidítico.

El resto de sedimentación sería marino distal y profundo, con aporte esporádico de material somero en forma de turbiditas canalizadas. El espesor medio de la unidad ronda los 500 m, aunque de E a W varía de forma significativa (de 300 en la sección de Lizarraga a casi 600 m en la de Alsasua).

Su edad se ha podido establecer con bastante precisión con los datos de las secciones de Olazagutia y Lizarraga, así como en base a datos de WIEDMANN et al (1979) obtenidos en la cantera de Cementos Portland situada al S de Olazagutia (este cuadrante).

En su parte inferior, aflorante en el cruce de carreteras que desde Alsasua y Olazagutia conducen a la Sierra de Urbasa, WIEDMANN et al (1979) reconocen varios ejemplares de *Cremnoceramus* sp. aff. *C. inconstans* (MORROW) que indicarían el Coniaciense inferior-medio. En su parte superior, que aflora excepcionalmente en la cantera anteriormente citada, los mismos autores distinguen a su base una asociación de fósiles claramente representativa del Coniaciense superior (*Hemitissotia turzoi* HARDD, *Muniericeras inconstans* GROSS., y *Scaphites* cf. *S. compressus* D'ORB.); y a su techo otra más completa que definiría el Santoniense inferior (*Inoceramus* cf. *I. balticus* BOHM, *Echinocorys vulgaris striatus* (LAMARCK), *Hemiaster batalleri* LAMBERT, *Micraster iarteti* LAMBERT, *M. Coribericus* LAMBERT, *M. Corcolumbarius* LAMBERT, *Globotruncana* (*Dicarinella*) *concovata* (BROTZEN), *Globotruncana* (*Marginotruncana*) *coronata* BOLLI, *G. linneana* (D'ORB) y *G. Tricarinata* (QUER). En base a estos datos, toda la unidad abarcaría en edad el Coniaciense y el Santoniense inferior.

El análisis realizado en los tramos lutíticos de la unidad (158) han dado los siguientes resultados:

DESCRIPCION:

Caliza de grano fino beige amarillenta, compacta y masiva.

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos 15%

Cuarzo 7%

Feldespatoid

Calcita 78%

Dolomita -

Yeso -

Celestina -

Halita -

Otros -

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita 19%

Esmectita 72%

Vermiculita -

Clorita -

Caolinita 9%

Interestrat. -

Indice de Biscaye0.4

Indice de Kubler4.0

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (7%) / Feldespato (id) / Calcita (78%)

Illita (2.8%) - Esmeclita (10.8%) - Caolinita (1.4%)

2.1.3.4. Alternancia de margas y margocalizas (161). Santoniense superior

La unidad es litológicamente bastante parecida a la anterior, aunque en conjunto muestra un contenido mucho mayor en depósitos margosos que le confieren un carácter menos competente que la infrayacente (en este cuadrante apenas aflora). En la sección de Olazagutia está constituida a gran escala por alternancias bastante regulares de margas y margocalizas gris-beige, estos últimos con texturas mudstone/wackestone. Su espesor es de aproximadamente 250-300 m, y su medio de depósito corresponde a una plataforma abierta distal y relativamente profunda. El contenido en fauna plantónica y microfósiles es abundante. Entre los primeros la asociación formada por *Globotruncana lapparenti* BOLLI, G. (*Rosita*) *fornicata* (PLUMMER) y G. (*Globotruncanita*) *elevata* (BROTZEN), indica una edad Santoniense superior-Campaniense basal. Entre los microfósiles se han reconocido ejemplares de equínidos de los géneros *Micraster* sp. y *Echinocorys* sp., que a grandes rasgos indicarían edades similares.

El análisis realizado en los tramos lutíticos de la unidad (161) han dado el siguiente resultado:

DESCRIPCION:

Marga crema-beige, masiva y moderadamente compacta. Localmente presenta tintes ferruginosos.

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos 34%

Cuarzo 12%

Feldespatos <5%+

Calcita 52%

Dolomita -

Yeso -

Celestina -

Halita -

Otros -

+ Los feldespatos son fundamentalmente potásicos

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita 27%

Esmectita 58%

Vermiculita 2%

Clorita -

Caolinita 13%

Interestrat. -

Índice de Biscaye 0.4

Índice de Kubler 3.0

Vermiculita de baja carga

COMPOSICIÓN MINERALÓGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (12%) / Feldespato (<5) / Calcita (52%)

Illita (9.2%) - Esmectita (19.7%) - Caolinita (4.4%) - Vermiculita (0.7%)

2.1.3.5. Margas y margocalizas arenosas (186). Campaniense inferior-medio

En este cuadrante esta unidad se presenta muy cubierta por la vegetación, aunque sus afloramientos en las secciones de Olazagutia y Lizarraga permiten analizarla razonablemente bien.

Litológicamente está formada en su mayor parte por margas azuladas con un alto contenido en fracción terrígena (arcilla y limo). Entre estas margas y a diferentes alturas se intercalan niveles de margocalizas arenosas de color grises y beige, en los que sobre todo destaca la presencia de fragmentos de conchas de grandes bivalvos

(inocerámidos). Su espesor ronda en este cuadrante los 150 m, aunque a mayor escala es variable. Hacia el E en el cuadrante adyacente de Hiriberri llega a superar los 300 m). El medio de depósito corresponde al igual que para las unidades anteriores, a una plataforma distal y relativamente profunda, en la que el influjo terrígeno es significativo. En edad y en base a los datos de las secciones de Olazagutia y Lizarraga, abarcaría el Campaniense inferior medio; intervalo definido por la asociación de foraminíferos plantónicos compuesta por *Globotruncana* (*Globotruncanita*) *elevata* BROTZEN, *G. ventricosa* (BROTZEN) y *G. arca* (CUSHMAN).

El análisis realizado en una muestra tomada en las lutitas de la unidad (186) ha dado los siguientes resultados:

DESCRIPCION:

Arenisca de grano fino beige-amarillenta con cemento calcáreo. Masiva y de compacidad moderada.

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos 41%

Cuarzo 17%

Feldespato 5%+

Calcita 37%

Dolomita -

Yeso -

Celestina -

Halita -

Otros -

+ Los Feldespatos fundamentalmente calco-sódicos.

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita 24%

Esmectita 74%

Vermiculita -

Clorita -

Caolinita 2%

Interestrat. -

Indice de Biscaye 0.65

Indice de Kubler 3.4

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (17%) / Feldespato (5%) / Calcita (37%)

Illita (9.8%) - Esmectita (30.4%) - Caolinita (0.8%)

2.1.3.6. Calcarenitas, margocalizas y areniscas calcáreas (191). Maastrichtiense superior

Esta unidad se reconoce con similares facies y espesores (entre 100 y 150 m), a lo largo de ambos flancos de la Sierra de Urbasa. En este cuadrante se apoya mediante un contacto erosivo y neto sobre la unidad (186), aunque en todo el flanco S de la Sierra de Urbasa (cuadrante de Zudaire) se dispone directamente sobre materiales del Santoniense superior. Este límite es pues una importante discontinuidad que por correlación regional se situará en el tránsito Maastrichtiense inferior-superior (BACETA 1996). El mejor punto para observar la unidad que la recubre (191) corresponde a la sección de Olazagutia, en los afloramientos localizados en la parte superior del Puerto de Urbasa. En dicha sección presenta de base a techo las siguientes litologías:

-60 m de calcarenitas bioclásticas masivas o pobremente estratificadas, que aparecen formando un resalte característico. En lámina delgada estas calcarenitas presentan texturas packestone, grainstone y rudstone, y por orden decreciente de importancia incluyen los siguientes restos fósiles: conchas de varios géneros de macroforaminíferos (sobre todo orbitoides), algas calcáreas y briozoos, fragmentos de conchas de bivalvos y de equinodermos (radiolas y placas) y pequeños foraminíferos (planctónicos y microbentónicos). Es significativo en los primeros 30 m, un contenido de cuarzo tamaño arena-limo que ronda el 25%.

-40 m de calcarenitas y margocalizas. Las primeras son similares en composición a las del tramo inferior, aunque se presentan más estratificadas. Las margocalizas suelen presentar texturas mudstone (wackestone y aparecen intensamente bioturbadas.

-50 m de margas, margocalizas y areniscas calcáreas. Este tramo superior aflora en peores condiciones. Principalmente corresponde a una alternancia de margas y margocalizas girsas muy bioturbadas y con un alto contenido en fracción limosa. Entre ellas se intercalan varias secuencias métricas, estrato- y granocrecientes, de areniscas calcáreas. Estas areniscas están frecuentemente meteorizadas y suelen contener gran cantidad de macroforaminíferos (orbitoides), fragmentos de briozoos y equinodermos.

Todo el conjunto arriba descrito caracterizaría un ambiente de plataforma somera externa con intervalo de facies más profundas. La mitad superior registraría asimismo

un alto influjo terrígeno. La edad de toda la unidad ha podido establecerse con precisión en base a la abundancia de macroforaminíferos y foraminíferos planctónicos. Entre los primeros se reconocen *Lepidobotides socialis* (LEYM), *Orbitoides media* (D'ARCH), *O. apiculatus* SCHLUMB, *Siderolites calcitrapoides* LAMARCK, *S. Olaztiensis* R. GAONA, *Simplorbites gensacicus* (LEYM) y *Clipeorbis mamillatus* (SCHLUMB). Entre los foraminíferos planctónicos se han clasificado *Globotruncana* (Rosita) *contusa* CUSHMAN, G. (*Globotruncanita stuarti* DE LAPPARENT, *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI) y *Racimiguembelina fructicosa* (EGGER). Ambas asociaciones permiten asignarle a la vez una edad Maastrichtiense superior. De esta forma el hiato asociado a su base en este cuadrante y los cuadrantes adyacentes abarcaría por lo menos al Campaniense superior y al Maastrichtiense inferior.

El análisis realizado en una muestra tomada en las lutitas de la unidad (191) ha dado los siguientes resultados:

DESCRIPCION:

Limolita margo-arenosa beige-amarillenta con cemento calcáreo. Masiva y compacidad moderada. Localmente zonas mas arcillosas, aspecto caótico.

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos 48%

Cuarzo 28%

Feldespato 6%+

Calcita 18%

Dolomita -

Yeso -

Celestina -

Halita -

Otros -

+ Los Feldespatos son calco-sódicos.

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita 77%

Esmectita -

Vermiculita 7%

Clorita -

Caolinita 16%

Interestrat. id

Indice de Biscaye-

Indice de Kubler 6.6

Vermiculita desordenada de baja carga interestratificada irregularmente con illita.

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (28%) / Feldespato (6%) / Calcita (18%)

Illita (37%) - Caolinita (7.7%) - Vermiculita (3.3%)

2.1.3.7. Margas y margocalizas (189). Maastrichtiense superior

Esta unidad constituye un equivalente lateral de la anterior (191) y al igual que ella se apoya en forma discordante sobre la unidad del Campaniense inferior-medio (186). En esta hoja únicamente aflora en el extremo NE, configurando el cierre del Sinclinal de San Donato. En el cuadrante vecino (Hiriberri) aflora desde las proximidades de la sección de Lizarraga (Flanco N de la Sierra de Andía) hasta las proximidades de Irurzun, formando un intervalo blando a la base de las diferentes unidades del Paleoceno y Eoceno, asimismo, dentro del sinclinal de San Donato-Satrústegi). Su espesor no supera en ningún punto los 100 m, y en su totalidad está formada por una sucesión bastante homogénea de margas y margocalizas de colores grises y rosados. En base a sus características y su contenido fósil (principalmente formado por foraminíferos planctónicos), se les atribuye un ambiente de sedimentación marino abierto y relativamente profundo, constituyendo de hecho los depósitos distales de la unidad (191). Su edad se ha podido establecer con razonable precisión en base a foraminíferos planctónicos. La asociación compuesta por *Abathomphalus mayaroensis* (BOLLI), *Globotruncana* (Rosita) contusa CUSHMAN, *Globotruncana* (*Globotruncanita*) stuarti DE LAPPARENT y *Racimiguembelina fructicosa* (EGGER) indica claramente una edad Maastrichtiense superior.

2.2. TERCIARIO

La sucesión terciaria de las Sierras de Urbasa, Andía y San Donato-Satrústegi, es una de las más variadas y completas a la escala del dominio pirenaico. Con un espesor que supera los 1000 m, está constituida en su mayor parte por materiales carbonatados someros que a gran escala forman una serie de plataformas carbonatadas que evolucionaron durante transgresiones y regresiones sucesivas.

En función de tales etapas y para todo el área, la sucesión puede dividirse en un total de 4 conjuntos o macrosecuencias principales cuyos límites corresponden a discontinuidades (casi todas ellas de carácter discordante) que marcan cambios importantes en el estilo y tendencia de la sedimentación. La delimitación y caracterización temporal de estas 4 macrosecuencias se ha basado sobre todo en los trabajos de PUJALTE et al (1993 y 1994), BACETA (1996), PAYROS et al (1996) y

PAYROS (1996). Asimismo se ha contado como referencia con los estudios previos de MANGIN (1959) y LEON (1972). Sus caracteres principales son los siguientes:

- MACROSECUENCIA PALEOCENA: Representativa de una etapa transgresiva, incluye los materiales de edad Cretácico final (los del Maastrichtiense superior ya descritos); Paleoceno y Eoceno basal. Sus límites corresponden a las discontinuidades "Intramaastrichtiense" e "Intrailerdiense" (BACETA, 1996), aunque para las Sierras de Urbasa y Andía, puede considerarse que ésta última marcaría el límite Paleoceno-Eoceno.

- MACROSECUENCIA EOCENO-1: Se depositó durante condiciones regresivas y abarca en edad desde el Eoceno inferior (Ilerdiense) al Eoceno medio (Luteciense medio). Su techo coincide con la discontinuidad "Intraluteciense" (PAYROS, 1996), la más importante reconocida en el Eoceno de todo el área.

- MACROSECUENCIA EOCENO-2: Está constituida por los materiales de edad Eoceno medio-superior (Luteciense medio-Bartoniense inferior), representativas de lo que a nivel pirenaico se conoce como "transgresión Biarritziense".

- MACROSECUENCIA EOCENO-3: Es la que tiene menor representación cartográfica dentro del área (únicamente aflora en la parte central de la Sierra de Urbasa), aunque en posiciones más orientales (cuenca de Pamplona) alcanza espesores considerables. En este cuadrante abarca materiales de edad Eoceno superior (Bartoniense).

Para las hojas de Olazagutia, Alsasua y Villanueva-Hiribarri, los materiales representativos de estas cuatro macrosecuencias se han agrupado en un total de 19 unidades cartográficas. En este cuadrante sin embargo solo afloran 16 de ellas. Las dos secciones de referencia que se van a utilizar para su descripción son las de Olazagutia y Lizarraga, situadas respectivamente en los cuadrantes de Alsasua y Villanueva Hiriberri.

2.2.1. Macrosecuencia paleocena

Sus materiales constituyentes configuran la plataforma carbonatada más extensa, ya que se continua varias decenas de kilómetros hacia el W por el S de Alava y N de Burgos. Agrupa a las unidades 36 a 43 de la cartografía.

2.2.1.1. Calizas y margocalizas (190). Daniense inferior

Esta unidad se dispone en contacto concordante pero neto sobre los materiales del Maastrichtiense superior (unidad 34) y aflora a la base de los escarpes formados por las sierras de Urbasa y Andía (desde poco antes de la sección de Olazagutia hasta pasar la sección de Lizarraga). En la primera de esas 2 secciones alcanza un espesor de 25 m y en su mayor parte está formada por calizas grises masivas o pobremente estratificadas. En lámina delgada las calizas presentan texturas packstone y están compuestas por briozoos, fragmentos de equinodermos y bivalvos, o pequeños foraminíferos bentónicos (*Lenticulina* sp, *Mississippina* sp, *Planorbulina cretae* (MARSON), textuláridos, arenaceos y nodosáridos). También es frecuente de observar dentro de ellas pequeñas formas monticulares (0,5-1 m) de tipo bindstone, compuestas por la asociación laminar de algas calcáreas (*Lithothamium*) y el foraminífero incrustante *Miniacina multicamerata* (SCHEIBNER). Asimismo, es destacable en esta sección la presencia de nódulos y niveles irregulares de sílex. Hacia el E, en la sección de Lizarraga, la unidad no supera ya los 10 m, y aunque mantiene sus características esenciales, pasa a estar fundamentalmente constituida por margocalizas grises que contienen una fauna plantónica relativamente abundante. En base a datos de BACETA (1996) esta unidad se interpreta como representativa de ambientes de plataforma somera y abierta con un bajo hidrodinamismo. Según el mismo autor y en base a foraminíferos plantónicos reconocidos en la sección de Lizarraga, su edad sería Daniense inferior (zona de *E. pseudobulloides*). Su base representaría por tanto el límite Cretácico-Terciario, aunque debido a su carácter erosivo no se habría preservado la lámina arcillosa rica en irido ("K/T layer") que marca el límite entre ambos pisos en otras muchas secciones de la Región Vasco-Cantábrica.

2.2.1.2. Dolomías y calizas dolomíticas (203). Daniense superior

Corresponde a una unidad de dolomías de origen secundario y con un espesor entre 60 y 100 m. con amplia representación a escala regional. En las Sierras de Urbasa y Andía se sitúa directamente y mediante contacto neto y erosivo sobre la unidad (190), o, cuando falta aquella, directamente sobre los depósitos del Maastrichtiense superior (unidad 34). A escala de afloramiento se reconoce fácilmente, ya que forma una serie de relieves ruiformes característicos.

Debido a la intensa dolomitización que la afecta poco se puede decir de su composición y texturas originales. Petrológicamente corresponden a dolomías cristalinas de grano grueso, porosas y con texturas xeróticas, en las que frecuentemente se observan procesos de dolomitización. En algunos puntos, sin embargo, se han preservado algunos de sus rasgos originales; observándose "fantasmas" de corales, algo calcáreas (lithothamium), gasterópodos y bivalvos. En base a estos componentes y a su aspecto y posición, BACETA (1996) los interpreta como facies de tipo arrecifal y/o pararecifal. Sus equivalentes laterales (unidad 38), aflorantes en la Sierra de Andía (cuadrante de Hiriberri) no están dolomitizados, tienen un carácter más abierto (corresponden a facies de "fore-reef") y son los que han permitido datar ambas unidades.

Según BACETA (1996) los foraminíferos planctónicos clasificados en muestras de la sección de Lizarraga, indican una edad Daniense superior (zonas de *E. Trinidadensis* y *M. uncinata*).

2.2.1.3. Calizas biocásticas y calizas arrecifales masivas (206). Tanetiense inferior (Montiense)

A lo largo de las Sierras de Urbasa y Andía, esta unidad se dispone sobre la anterior (203) mediante una superficie neta que dependiendo de los puntos, puede presentar rasgos de exposición subaérea o tener carácter erosivo. Su espesor suele fluctuar entre 100 y 130 m.

En la sección de Olazagutia fundamentalmente está constituida por calizas bioclásticas estratificadas en bancos métricos. Estas calizas suelen aparecer parcialmente recristalizadas y petrológicamente corresponden a grainstones/packstones de algas rodófitas y dasycladaceas, con una abundante asociación de foraminíferos bentónicos: *Planorbulina cretae* (MARSON), *Rotalia perovalis* (TERQUEM), *Miscellaria juliettae* LEPPIG, *Kathina/Smouthina* sp, *Lenticulina* sp, *Haddonina* sp, y varias especies de miliólidos (entre ellos *Cribobulimina carniolica* DROBNE). En esta misma sección y a diferentes alturas de la unidad se reconocen tramos masivos de calizas coralgalas (boundstones) que por su geometría y composición corresponderían a montículos arrecifales tipo "patch-reef". Estas últimas facies son las predominantes en la Sierra de Andía (sección de Lizarraga), donde la unidad es masiva y fundamentalmente está constituida por el apilamiento vertical de montículos. En base a sus características, toda la unidad se ha considerado como

representativa de los cinturones someros más abiertos de una plataforma carbonatada (cinturones de "back-reff", sección de Olazagutia-Sierra de Urbasa) y arrecife (sección de Lizarraga-Sierra de Andía). Por su posición estratigráfica y por la asociación de foraminíferos bentónicos descrita, BACETA (1996) le atribuye una edad Tanetiense inferior. Anteriormente, estas calizas se han considerado por la mayoría de autores, como representativas del Montiense. Sin embargo, esta denominación resulta en cierto modo impropio a pesar de seguirse utilizando, ya que como piso el Montiense correspondería en edad al Daniense superior (CAVELIER y POMEROL, 1985).

2.2.1.4. Margas, margocalizas y calcarenitas (207). Tanetiense medio

Esta unidad también tiene amplia representación en las Sierras de Urbasa y Andía, donde su espesor fluctúa entre 25 y 40 m (en algunos puntos de la Sierra de Andía puede superar sin embargo los 80 m). Su contacto con la unidad 40 corresponde a la discontinuidad más evidente de las presentes en los materiales del Paleoceno (BACETA, 1996), presentando tanto evidencias de exposición subaérea (estructuras de paleokarts de diferentes escalas y con presencia de *Microcodium*), como fuertes erosiones en áreas localizadas (Sierra de Andía). En la sección de Olazagutia está compuesta por margocalizas y margas grises intensamente bioturbadas, entre las que se intercalan niveles y paquetes de calcarenitas bioclásticas. Estas calcarenitas corresponden a packstones/grainstones de algas calcáreas, briozoos, bivalvos y foraminíferos bentónicos (entre ellos los primeros macroforaminíferos del Terciario, *Operculina heberti* MUNIER-CHALMAS y *Discocyclina seunesi* DOUVILLE). Asimismo, entre las margas y margocalizas es frecuente observar acumulaciones de conchas de ostreidos y pequeños bivalvos. En la sección de Lizarraga la unidad presenta caracteres similares, aunque volumétricamente predominan las margas y margocalizas.

Desde un punto de vista ambiental los materiales que forman la unidad definen un ambiente de plataforma somera externa con tendencia a la profundización (tanto en las secciones de Olazagutia como Lizarraga la organización vertical de facies sugiere una tendencia transgresiva bastante clara). En cuanto a su edad, la asociación formada por *Discocyclina seunesi* y *Operculina heberti* indica de forma precisa el Tanetiense medio. A su vez y para la sección de Lizarraga, BACETA (1996) ha podido

determinar la misma edad en base a foraminíferos plantónicos (asociación correspondiente a la zona de *P. pseudomenardii*).

2.2.1.5. Calizas masivas bioclasticas (208). Tanetiense medio

Esta unidad, que se dispone sobre la anterior en tránsito gradual pero rápido, tiene unas características bastante similares a las de la unidad que representa el Tanetiense inferior (206). En la sección de Olazagutia alcanza 45 m de espesor, y está formada por calizas bioclásticas masivas o pobremente estratificadas.

Texturalmente corresponden a packstones, grainstones y boundstones de algas calcáreas, corales, briozoos y foraminíferos bentónicos. Localmente forman cuerpos monticulares de dimensiones decamétricas ("patch-reff") y asimismo pueden contener intercalaciones de margocalizas y calcarenitas finas. En la sección de Lizarraga sus características son muy parecidas, aunque su espesor es menor (20-25 m).

En conjunto estos depósitos definen un ambiente sedimentario de tipo pararecifal. La edad de toda la unidad se ha podido establecer fácilmente en base a la asociación de foraminíferos bentónicos, entre los que se han distinguido las siguientes especies: *Discocyclusina seunesi* DOUVILLE, *Operculina heberti* MUNIER-CHALMAS, *Planoburlina cretae* (MARSSON), *Cuvillerina sireli* INAN, *Alveolina primaeva* REICHEL y *Fallotela alavensis* MANGIN. Todas estas especies definen claramente el Tanetiense medio (zona de *A. primavera*).

2.2.1.6. Margas y margocalizas arenosas (210). Tanetiense superior-ilerdiense basal

Esta unidad suele aparecer formando una depresión característica generalmente cubierta por la vegetación. Su base es bastante neta y su espesor es variable debido a las erosiones provocadas por las diferentes discontinuidades presentes en los materiales eocenos suprayacentes.

De hecho, sus afloramientos no son continuos y se limitan a una banda de unos 10 km que se sitúa desde 3 km al W de la sección de Olazaguria hasta las proximidades de la Ermita de San Adrian.

En la sección de Olazagutia alcanza un espesor de 40 m y se apoya mediante un contacto neto y ligeramente erosivo sobre la unidad (208).

Litológicamente está compuesta por margas y margocalizas arenosas de colores oscuros. Las margocalizas sobre todo se concentran en la parte inferior, donde se ha observado que corresponden a wackstone/packstones de fragmentos de conchas de pequeños gasterópodos y bivalvos, y algunos macroforaminíferos (*Discocyclina saunei* DOUVILLE y *Operculina azilensis* TAMBAREAU). También es destacable en la mitad superior de la unidad la presencia de algunas intercalaciones de limos y arenas de grano fino.

En conjunto todos estos depósitos caracterizarían un ambiente de plataforma externa a distal, con cierto influjo terrígeno más patente en sus últimos momentos. En base a las dos especies de macroforaminíferos citados su edad sería Tanetiense superior (zona de *Alveolina levis*). Basándose en datos de foraminíferos plantónicos y en correlaciones a escala regional, BACETA (1996) amplía su edad hasta el comienzo del Eoceno (Ilerdiense basal).

2.2.1.7. Brechas, megabrechas y turbiditas calcareas. Margas y margocalizas (209). Daniense superior-tanetiense medio

Dentro de esta unidad se han agrupado todos aquellos materiales del Paleoceno aflorantes a lo largo de ambos flancos de la Sierra de San Donato-Satustregi, que en esta hoja solo afloran sobre la unidad (189) en el extremo NE. La mayor parte de ellos son de carácter resedimentado correspondiendo a brechas y megabrechas con clastos de tamaño hasta decamétrico, que aparecen rellenando depresiones erosivas de entre 300 y 100 m de anchura y hasta 50 m de profundidad (pequeños cañones o "gullies"). Acompañando a las brechas también se reconocen niveles decimétricos a métricos de calcarenitas y microbrechas de carácter turbidítico. Todos estos materiales se encajan en sucesiones más o menos homogéneas de margas y margocalizas (mudstones/wackstones) con un elevado contenido en fauna plantónica. En base a sus características, toda la unidad se considera representativa de un ambiente de talud, en el que acompañando a los depósitos autoctonos serían frecuentes los fenómenos de desplome y resedimentación en masa. En edad y según BACETA (1996), toda la unidad abarcaría la mayor parte del Paleoceno, reconociéndose dentro de ella y en base a foraminíferos plantónicos materiales desde

el Daniense superior (zona de *M. uncinata*) al Tanetiense medio (zona de *P. pseudomenardii*).

2.2.2. Macrosecuencia eoceno-1

Sus materiales constituyentes, que en edad abarcan desde el Ilerdiense inferior al Luteciense medio, forman en conjunto una plataforma carbonatada de menor extensión que la del Paleoceno (su borde interno se situaría en la terminación W de la Sierra de Urbasa) pero cuyo borde avanzaría progresivamente hacia la cuenca (tendría un marcado carácter progradante). Dentro de este cuadrante esta macrosecuencia abarcaría los terminos 44, 45, 46 y 49.

2.2.2.1. Calcarenitas con alveolinas y numulites (211). Ilerdiense inferior-medio

El conjunto formado por esta unidad y sus equivalentes laterales (45 y 46) representa a lo largo de las Sierras de Urbasa y Andía, el inicio de la sedimentación propiamente eocena. Su base corresponde a una discordancia suave solo apreciable en cartografía, mediante lo cual se llegan a apoyar incluso sobre materiales del Tanetiense inferior (borde N de la sierra de Andía, cuadrante de Hiriberri). La unidad (211) que llega a alcanzar un espesor máximo de 40 m (parte central de la Sierra de Urbasa), está compuesta fundamentalmente por calcarenitas bioclásticas (packstones/grainstones) que tienen como componentes principales macroforaminíferos de los generos *Alveolina* y *Nummulites*. Asimismo, aunque en proporciones menores, contienen fragmentos de algas rodofíceas (*lithothamium*, *lithophylum*) y *dasycladaceas*, fragmentos de bivalvos, y otros macroforaminíferos bentónicos. Como rasgo característico, su base suele estar representada por un tramo de 2-10 m de calcarenitas arenosas con gran cantidad de alveolinas flosculinizadas. En base a estos rasgos composicionales y a consideraciones paleogeográficas, BACETA (1996), PAYROS et al. (1996) y PAYROS (1996) le atribuyen un ambiente de sedimentación de plataforma carbonatada somera e interna. Su edad fundamentalmente se ha establecido en base a alveolínidos y nummulítidos. Según los citados autores, las asociaciones de estos géneros indican claramente las zonas de *Alveolina ellipsoidalis*-*Alveolina moussoulensis*, y *Nummulites fraasi*, caracterizando por tanto el Ilerdiense inferior-medio.

2.2.2.2. Calizas margosas (213). Ilerdiense inferior medio

Esta unidad constituye el equivalente lateral de la anterior hacia el E (aflora en la parte NE de la sierra de Urbasa y en borde N de la Sierra de Andía). En la sección de Lizarraga alcanza un espesor de 60 m. y está compuesta por margas y margocalizas bien estratificadas que dan una cresta en relieve. Está constituida en su mayor parte por calizas margosas estratificadas en bancos decimétricos a métricos. Estas calizas presentan texturas packstone/wackestone y principalmente contienen pequeños foraminíferos bentónicos y fauna plantónica. Como rasgo característico destaca la presencia de glauconita, mineral que aparece como detrítico (en granos de hasta varios milímetros) o como autigénico (rellenando conchas de foraminíferos plantónicos y microbentónicos. Estas características generales se mantienen en el resto de afloramientos.

Entre ellas, asimismo, se reconocen algunos niveles decimétricos de calcarenitas con gran cantidad de operculinas, discocyclinas y pequeños nummulites. Esta asociación de macroforaminíferos indica claramente un ambiente sedimentario de plataforma somera y abierta. Por correlación con la unidad 44, su edad sería Ilerdiense inferior-medio.

El análisis realizado en una muestra tomada en las lutitas de la unidad (213) ha dado los siguientes resultados:

DESCRIPCION:

Caliza algo margosa beige-amarillenta, compacta. Asociados términos margosos más blandos.

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos 15%

Cuarzo 6%

Feldespato -

Calcita 79%

Dolomita -

Yeso -

Celestina -

Halita -

Otros -

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita 81%

Esmectita 9%

Vermiculita -

Clorita id

Caolinita 10%

Interestrat. id

Índice de Biscaye

Índice de Kubler 4.7

Se trata más bien de un interestratificado irregular de esmectita mal cristalizada con illita, por lo que presenta un índice de Biscaye muy bajo.

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (6%) / Calcita (79%)

Illita (12.2%) - Esmectita (1.4%) - Clorita (id) - Caolinita (1.4%) - Interestratificados (id)

2.2.2.3. Margas, margocalizas y kurbitidas calcareas (215). Ilerdiense inferior medio

Representa el equivalente lateral de la unidad (213) y aflora a lo largo del flanco N de la Sierra de Andía y, asimismo, al pie de toda la Sierra de San Donato-Satustregui (en este cuadrante en el extremo NE y sobre la unidad 39). A lo largo de toda la zona puede observarse de forma clara el carácter discordante de su base, de modo que localmente llega a situarse directamente sobre depósitos del Maastrichtiense superior (flanco N de la Sierra de San Donato-Satrustegi).

Fundamentalmente está constituida por una alternancia de unos 100 m de margas y margocalizas gris-beige con un alto contenido en foraminíferos planctónicos. Además, dentro de ella se reconocen delgadas intercalaciones de calcarenitas con base neta y con laminaciones paralela y ripple. Estas calcarenitas contienen principalmente conchas de foraminíferos plantónicos, y en base a sus características sedimentológicas corresponderían a niveles turbidíticos diluidos.

El ambiente de sedimentación que se deduce para toda la unidad correspondería a una plataforma distal en tránsito a cuenca profunda.

En base a su correlación con las unidades (211) y (213) su edad se establece de forma indirecta en Ilerdiense inferior medio. En base a datos de PAYROS (1996) y PAYROS et al (1996), su edad puede establecerse directamente en base a foraminíferos plantónicos. La asociación clasificada de estos microfósiles sería claramente indicativa del Ilerdiense inferior-medio (zona de *M. subbotinae*).

2.2.2.4. Calizas bioclasticas y calcarenitas (260). Cuisiense final- Luteciense inferior-medio

Esta unidad presenta grandes variaciones de espesor en la lateral, alcanzando su máximo espesor (360 m) en la Sierra de San Donato Satustregi (donde forma unos

impresionantes resaltes). En cambio en las Sierras de Urbasa y Andía, su potencia no supera en ningún punto los 70 m. En estas últimas zonas su base corresponde a una discontinuidad mediante la cual llega a apoyarse de forma discordante sobre materiales que de E a W son progresivamente más antiguas (en la Hoja de Olazagutia incluso sobre las del Paleoceno). A pesar de su gran extensión y variabilidad de espesores, sus caracteres sedimentológicos se mantienen más o menos constantes a lo largo de todo el área.

En las secciones de Olazagutia y Lizarraga (Sierras de Urbasa y Andía), está compuesta mayoritariamente por calcarenitas bioclásticas con texturas packstone/grainstone. Estas calcarenitas suelen ser de grano fino a medio y contienen gran cantidad de macroforaminíferos (entre otros alveolínidos, sorítidos, nummulítidos y discocyclínidos). Es frecuente dentro de ellos la presencia de partículas peloidales (alguno de claro origen algal) muy redondeados. La presencia entremezclada de varios géneros de alveolinas, miliólidos, *Fabiania* sp. y *Orbitolites* sp., es indicativa de un medio de plataforma interna con retrabajamiento y acumulación por corrientes tractivas. Hacia la Sierra de San Donato-Satrustegi y coincidiendo con el aumento de espesor, la unidad pasa a estar compuesta por calcarenitas en las que dominan claramente las discocyclinas (acompañados por fragmentos de algas rodofíceas y briozoos), y que presentan gran cantidad de estratificaciones cruzadas de diferentes escalas. Estas estructuras serían indicativas de un ambiente, asimismo, somero pero de mayor energía (probablemente corresponden a "shoals" calcareníticos). En conjunto toda la unidad configura una plataforma carbonatada energética y de carácter progradante, ya que distalmente (en el cuadrante de Hiriberri) pasa a una sucesión de margas y margocalizas (unidad 48).

En función de este carácter, la unidad es claramente diacrónica y para su datación ha sido necesario integrar los datos de todo el área. Según PUJALTE et al (1994), PAYROS et al (1996) y PAYROS (1996), en base a foraminíferos planctónicos su base se situaría en la zona de M. caucásica y en base a macroforaminíferos en la zona de *Alveolina dainelli*, definiendo por tanto el Cuisiense medio-superior. Los materiales más modernos de la unidad no han podido datarse con precisión por los citados autores, aunque como ellos apuntan la presencia de *Nummulites millecaput* en los depósitos inmediatamente suprayacentes evidenciaría que al menos se extiende hasta el Luteciense medio (zona de N sordensis). Por tanto su edad sería Cuisiense superior-Luteciense medio.

2.2.3. Macrosecuencia eoceno 2

Sus materiales constituyentes, que en edad abarcan desde el Luteciense medio al Bartonense basal, confirman en conjunto una plataforma carbonatada con un marcado dispositivo retrogradante. Estos materiales definirían, de hecho, lo que a nivel del dominio pirenaico se conoce como "Transgresión Biarritziense". A nivel cartográfico y para las Sierras de Urbasa, Andía y San Donato, esta macrosecuencia está representada por 3 unidades (50, 51 y 52), cuya base corresponde a la discontinuidad más evidente dentro de la sucesión eocena ("Discontinuidad Intraluteciense"). En este cuadrante solo afloran las dos primeras unidades.

2.2.3.1. Calizas de algas (263). Luteciense medio-Bartonense inferior (Biarritziense)

Esta unidad aflora a lo largo de la Sierra de Urbasa, donde se llega a apoyar discordantemente incluso sobre materiales del Paleoceno. En la sección de Olazagutia tiene un espesor de 140 m, y fundamentalmente está formada por calizas bastante masivas que presentan frecuentemente superficies internas de retrabajamiento. Estas calizas tienen texturas packstone/grainstone e incluso rudstone, y sus componentes principales son las algas rodofíceas (lithothamium y Archeolithothamium). Eventualmente estas algas forman en algunos puntos pequeñas formas bioconstruidas de textura boundstone, aunque generalmente aparecen fragmentados o recubriendo fragmentos esqueléticos a modo de rodolitos. Asimismo dentro de todo el conjunto se reconocen niveles y tramos de calcarenitas bien estratificadas, algo arenosas y con una proporción importante de macroforaminíferos (alveolinas y nummulites) y bivalvos pectínidos. La asociación de rodolitos de algas y moluscos sería indicativa de medios bastante someros, que junto con el resto de las facies observadas caracterizarían un ambiente de plataforma interna-media con un gradiente energético moderado.

Según PAYROS et al (1996) y PAYROS (1996) la edad de toda la unidad sería Luteciense medio-Bartonense basal en base a la presencia de asociaciones de macroforaminíferos pertenecientes a las zonas de *N. sordensis*-*A. porrecta*, *N. herbi*, y *N. perforatus*-*A. elongata*.

Según los mismos autores, esta edad también se deduce en base a foraminíferos plantónicos clasificados en los depósitos de cuenca equivalentes y localizados al SE de Irurtzun.

2.2.3.2. Calcarenitas bioclasticas (264). Luteciense medio-Bartoniense basal (biarrutziense)

Esta unidad constituye el equivalente lateral de la 50 y aflora, formando el techo de la sucesión eocena, en la parte E de la Sierra de Urbasa y a lo largo de la Sierra de Andía (cuadrante de Hiriberri). En la mitad oriental de esta última se interdigita con la unidad (265), la cual representa al mismo tiempo su equivalente más distal. En la sección de Lizárraga, la más representativa, la unidad alcanza un espesor máximo de 250 m.

En conjunto está compuesta por calcarenitas bioclásticas de grano medio a grueso, con estratificaciones bien definidas de tipo planar o cruzada. Estas últimas son las más frecuentes y características, y a lo largo de toda la unidad aparecen configurando cuerpos métricos (barras) de extensión decamétrica.

En la sección de Lizarraga dichas barras se disponen apiladas unas sobre otras, pero según nos desplazamos hacia el E se concentran en varios tramos separados por los depósitos blandos de la unidad (265).

Los componentes principales de las calcarenitas corresponden a macroforaminíferos (en su mayor parte discocyclinas), algo rojas y briozoos (todos ellos muy reabajados); aunque dentro de ellas también se reconocen Fabianias, sphaerogypsinidos y todo un cortejo de pequeños foraminíferos bentónicos y plantónicos.

La interpretación ambiental de toda la unidad calcarenítica puede resultar en principio problemática. Anteriormente se interpretaron como calcarenitas de plataforma interna energética (LEON et al, 1971) y con influencia mareal (FROUTE, 1988). Más recientemente y basándose en los rasgos sedimentológicos y en las asociaciones faunísticas, PAYROS et al. (1996) y PAYROS (1996) consideran que estas calcarenitas tipifican, en cambio, un ambiente de plataforma somera abierta similar a algunos ejemplos del Terciario de Australia.

En base a esa comparación las calcarenitas se habrían depositado a profundidades del orden de 50-100 m y principalmente serían resultado de la acción semicontinua de tormentas. En base a la equivalencia con los depósitos de la unidad (263), la unidad (264) sería de edad Luteciense medio-Bartoniense basal (Biarritziense).

2.2.4. Macrosecuencia eoceno 3

Esta macrosecuencia está formada por los materiales del Terciario marino más jóvenes preservados en la zona W de Navarra. Sus materiales constituyentes son de naturaleza carbonatada y/o siliciclástica y en la vertical se disponen definiendo una clara tendencia regresiva, que en el área de Pamplona (donde alcanzan su máxima expresión) culmina con la instauración de la sedimentación continental. En el centro de la Sierra de Urbasa la macrosecuencia no aflora completa, y únicamente está representada por dos unidades cuya edad se ha restablecido principalmente por comparación con sus posibles equivalentes orientales.

2.2.4.1. Margas con yesos (267). Bartoniense

Esta unidad se apoya sobre la 50 mediante una discontinuidad con rasgos de exposición subaérea. En la sección de Olazagutia alcanza un espesor de 30 m y comienza con un tramo de areniscas y microbrechas calcáreas que en ocasiones se disponen rellenado los huecos y fisuras ligados a la discontinuidad basal. El resto corresponde a margas azules y grises bastante masivas que únicamente contienen pequeños gasterópodos y foraminíferos microbentónicos. En algunos puntos, y a diferentes alturas, entre las margas se reconocen pequeñas concreciones y cristales de yeso.

En base a tales características el ambiente de sedimentación que se deduce corresponde a una plataforma interna muy somera desarrollada en un clima cálido y con mala circulación de aguas, condiciones que favorecieron la precipitación de minerales evaporíticos.

La edad de la unidad no se puede establecer de forma directa debido a la ausencia de fósiles datadores. PAYROS et al (1996) correlacionan esta unidad con la parte superior del conjunto formado por las Margas de Pamplona-Margas de Ilundain (Mongin 1969). En base a esa correlación su edad sería por tanto Bartoniense.

2.2.4.2. Arenas y areniscas calcareas (271). Bartoniense

Sobre la unidad anterior y en tránsito gradual poco rápido, se dispone una sucesión de 40 m. de arenas y areniscas silíceas con cemento calcáreo que, asimismo, solo afloran en la parte central de la Sierra de Urbasa. En las areniscas es frecuente observar laminaciones paralelas y cruzadas, estas últimas claramente indicativas de ripples de oleaje, que asimismo se identifican fácilmente cuando puede observarse el techo de los niveles.

En base a estos rasgos la unidad caracterizaría una plataforma siliciclástica muy somera. PAYROS et al (1996) correlacionan esta unidad con la Formación Guendulain de Puigdefabregas (1975), por lo que su edad sería Bartoniense.

2.3. CUATERNARIO

2.3.1. Pleistoceno

2.3.1.1. Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis (55,56,57 y 58). Pleistoceno.

Estas morfologías con depósito se encuentran representadas, en la vertiente Norte de la sierra Urbasa-Andía, en la margen derecha del valle del Arakil.

Se trata de cantos, predominantemente carbonatados, subangulosos a subredondeados, bastante bien clasificados, con matriz arcillo-limosa de tonos pardos y amarillentos. Su espesor es reducido, pudiendo alcanzar los 2 m. en sus zonas más distales.

Se encuentran integrados en un sistema, en el que se han reconocido tres niveles (56,57 y 58) que, en ocasiones, no ha sido posible relacionar por estar desconectados, en cuyo caso se han englobado en un nivel comprensivo (519).

Su atribución cronológica es al Pleistoceno.

**2.3.1.2. Gravas, arenas y arcillas. Terrazas (59,60 y 61).
Pleistoceno**

Se han cartografiado dos niveles de terrazas (59 y 60) en el valle del río Arakil. Se localizan en el sector noroccidental del río.

La de mayor extensión (508), localizada en la población de Alsasua, está compuesta por gravas carbonatadas y silíceas con abundante matriz limo-arcillosa, de tonos pardos y tamaño de grano medio en torno a los 5 cm.

La más antigua se ubica a +20-22 m y la de menor extensión a +6-8 m.

También se han diferenciado dos pequeñas terrazas en la regata de Zurquillo a las que se les ha atribuido una cronología pleistocena comprensiva (524).

**2.3.1.3. Arcillas de decalcificación. Fondos de dolina (523).
Pleistoceno-holoceno.**

Corresponden al relleno de algunas depresiones de origen kárstico (dolinás, uvalas, poljes), en las que es reconocible la presencia de arcillas de tonos más o menos rojizos, procedentes del residuo de disolución de las rocas carbonatadas

Las más importantes son las que se localizan en la zona central de la sierra y en el polje que se localiza al suroeste de la hoja denominado Raso de Urbasa. La cartografía tanto de las depresiones como de su relleno se ha visto dificultada por la excesiva presencia de vegetación, por lo que aunque la representación en mapa ha sido suficiente no se descarta la existencia de otras morfologías y depósitos de este tipo.

Su potencia es difícilmente estimable, y se considera una edad Pleistocena-Holocena para estos materiales.

2.3.2. Holoceno

2.3.2.1. Gravas, arenas y arcillas. Aluvial y terraza baja del río arakil (525), meandros abandonados (530) y fondos de valle (527). Holoceno.

Se incluyen en este apartado todos los depósitos relacionados con la génesis fluvial, y de edad Holocena.

Se ha diferenciado el aluvial y terraza baja del Arakil (525), por presentar unas características peculiares. Se trata de un depósito potente, superior a los 3 m. de espesor en muchos puntos, formado por gravas en su base, y que hacia el techo presenta intercalaciones de gravas en un conjunto arenoarcilloso. En su parte más alta predominan los fangos.

En algunos puntos, se han diferenciado morfologías de meandro abandonado (530), cuyo depósito se encuentra constituido por gravas basales, y limos y arcillas en su parte más alta.

En la red fluvial de menor orden, se han cartografiado los fondos de valle más importantes (527), compuestos por gravas en matriz arenoarcillosa.

2.3.2.2. Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis actual-subactual (534), coluviones (543), canchal (548) y depósitos aluvial-coluvial (537). Holoceno.

En ambas márgenes del río Arakil, se localizan unas morfologías con depósito, atribuidas a glacis actual-subactual (534), formadas por un conjunto de cantos, predominantemente carbonatados, subredondeados a subangulosos, bastante bien clasificados y con abundante matriz limoarcillosa de tonos pardos y grisáceos. Su espesor puede alcanzar los 2 m.

Su edad es Holocena.

Se han cartografiado también aquellas laderas que presentan asociados depósitos de tipo coluvión (543) y canchal (548), formados por cantos en matriz limoarcillosa. Su espesor puede alcanzar los 2-3 m. en sus partes más bajas.

Se localizan, sobre todo, en la vertiente Norte de la Sierra de Urbasa, y su edad es Holocena.

Algunas áreas presentan depósitos de génesis mixta, fluvial y de ladera, cartografiándose como depósitos aluvial-coluvial. Están formados por cantos englobados en una matriz de fangos arcillo-limosos. Su potencia se puede estimar entorno a los 2 m. y su edad es Holocena.

3. TECTONICA

En este apartado analizaremos las estructuras de manera conjunta a los seis cuadrantes de Zegama (113-II), Olazti-Olazagutia (113-IV), Lakuntza (114-I), Uharte Arakil (114-II) y Alsasua (114-III) e Hiriberri-Villanueva Arakil (114-IV). De esta manera, pretendemos realizar un análisis conjunto para dar coherencia a las interpretaciones que puedan surgir, debido, sobre todo, a que la estructura principal, la falla Irurtzun-Alsasua, esta representada en casi todas las hojas y es la responsable del control estructural mayor que afecta a toda la zona. El contexto regional, igualmente importante, sirve para incluir el área estudiada dentro de un dominio geodinámico más amplio, situándonos a nivel de Cuenca Vasco-Cantábrica.

Asimismo, las estructuras menores se analizarán teniendo en cuenta sus peculiaridades para cada cuadrante.

3.1. LA CUENCA VASCO-CANTABRICA. CONTEXTO ESTRUCTURAL

La región Vasco-Cantábrica, situada en la parte nor-oriental de la Península Ibérica, forma la prolongación occidental del cinturón orogénico alpino de los Pirineos. En la cuenca pericratónica perteneciente a esta región (fig. 3) se depositaron principalmente materiales de edad mesozoica, mayoritariamente del Cretácico (Figura 4). La potencia de las series del Jurásico Superior-Cretácico, por ejemplo, alcanzan según autores, 17.000 m (LOTZE, 1960), 12.000 (BRINKMANN AND LÖGTERS, 1968), 14.000 (RAMIREZ DEL POZO, 1971) y 15.000 m (GARCIA MONDEJAR, 1989; en este caso para el Mesozoico-Terciario temprano). El origen de estos grandes acúmulos de sedimentos ha sido durante tiempo atribuido al proceso geodinámico de extensión relacionado con la apertura del Golfo de Bizkaia y el Océano Atlántico Norte (MONTADERT ET AL, 1974; RAT ET AL, 1983; GARCIA-MONDEJAR, 1989, entre otros).

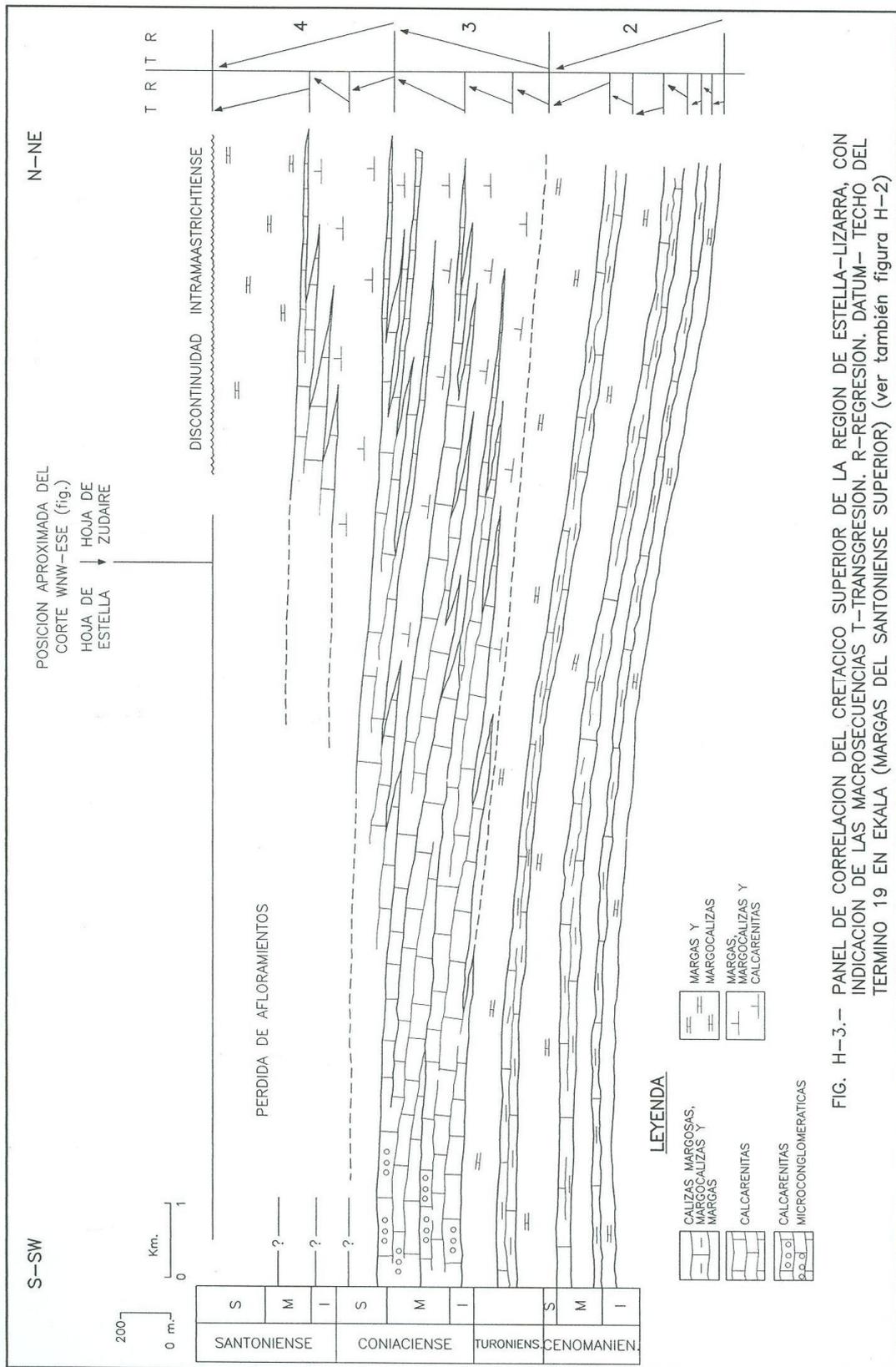


FIG. H-3.- PANEL DE CORRELACION DEL CRETACICO SUPERIOR DE LA REGION DE ESTELLA-LIZARRA, CON INDICACION DE LAS MACROSECUENCIAS T-TRANSRESION. R-REGRESION. DATUM- TECHO DEL TERMINO 19 EN EKALA (MARGAS DEL SANTONIENSE SUPERIOR) (ver también figura H-2)

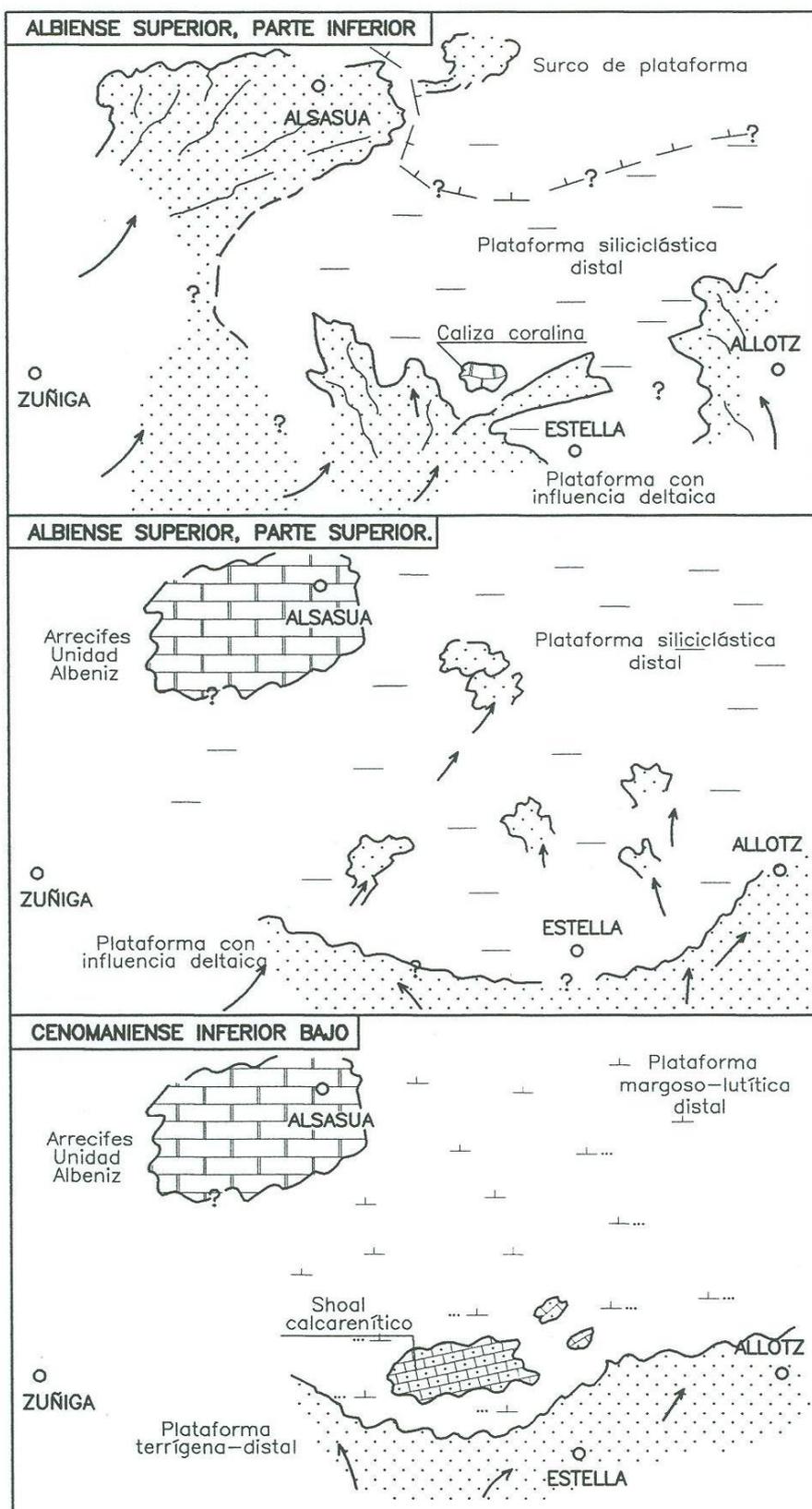


FIG. H-4. MAPAS PALEOGEOGRAFICOS DEL ALBIENSE SUPERIOR-CENOMANIENSE INFERIOR.

Posteriormente a una fase de "rifting" en el Triásico Inferior, se originaron estructuras transtensivas que originaron numerosas cuencas que se rellenaron con siliciclásticos continentales, carbonatados y evaporitas, éste último ya en el Trías Keuper (GARCIA-MONDEJAR ET AL, 1986). La compartimentación en bloques queda reflejada en las importantes variaciones de espesor de estos materiales, así como en la intrusión de magmas basálticos (ofitas). Las fallas de "rifting" triásicas reactivaron estructuras hercínicas previas (ZIEGLER, 1982).

Durante el Jurásico inferior y medio se produjo una subsidencia más uniforme y amplia, tectónicamente pasiva, con implantación progresiva de la sedimentación marina. A pesar de ello, se desarrolla una gran subsidencia diferencial con desarrollo de surcos intraplataforma (MELENDEZ, 1976).

La segunda etapa de rifting es la más importante, individualizándose en ella la verdadera cuenca Vasco-Cantábrica. Durante este episodio, que comienza en el Jurásico Superior con los primeros movimientos kimméricos (PUJALTE, 1981), se produjeron las fosas wealdenses (PUJALTE, 1977), con formación de cuencas limitadas por fallas, que se rellenaron con materiales continentales y transicionales.

A principios del Aptiense la cuenca se hace más subsidente, sobreviniendo una etapa transgresiva, con desarrollo de amplias plataformas carbonatadas. A partir del Aptiense Superior, el movimiento de la placa Ibérica respecto a la Europea sufre un cambio que causó la rotación en el sentido contrario a las agujas del reloj, de manera opuesta a como habría sido hasta ahora. Se producen fallas transformantes que originaron subcuencas de "pull-apart", con compartimentación en altos y surcos. Estas cuencas tienden a rellenarse hasta el Albiense Superior.

La actividad tectónica de la fase extensional de la Cuenca Vasco-Cantábrica culmina con la generación de corteza oceánica, hecho reflejado con el inicio del vulcanismo en el Albiense Superior en el sinclinorio de Bizkaia (MATHEY, 1982).

La expansión subsecuente (drifting) trae la acreción de corteza oceánica y el adelgazamiento cortical continental; esto último produce un efecto subsidente más amplio. Los materiales del Flysch Albiense colmatan una cuenca compartimentada tras la fase de rift.

Las series del Aptiense-Albiense de la region Vasco-Cantabrica presentan buenos afloramientos, con espesores locales de hasta 5.000 m (PUJALTE Y MONGE, 1985). Estas series, asimismo, representan el más interesante periodo en la evolución de la Cuenca, pues fueron depositados durante la transición de "rifting" a "spreading" (expansión) (MONTADERT ET AL 1979).

Investigaciones de diferentes grupos internacionales han estudiado tradicionalmente las series del Aptiense-Albiense y muchos de ellos han aportado la existencia de distintos tipos de tectonismo sinsedimentario para ese periodo de tiempo, destacando entre otros los trabajos de RAT (1959), VOORT (1963), FEUILLÉE Y RAT (1971) Y GARCIA MONDÉJAR (1979, 1989).

Las fallas que han controlado la sedimentación en el Aptiense-Albiense se agrupan en tres familias principales, aproximadamente coincidentes con las subdivisiones de dominios estructurales propuesta por FEUILLÉE Y RAT en 1971 (zonas 2, 3 y 4 en fig. 4). La zona de Irurtzun-Alsasua, objeto de este estudio, queda incluida en los dominios Navarro-Cántabro y Arco Vasco (nº 4 en fig. 4), caracterizado por fallas principales de dirección NW-SE y NE-SW, y fallas secundarias de dirección N-S, pero que en nuestra zona sufren una inflexión a direcciones E-W dominantes, ofreciendo el tránsito al Dominio Sudpirenaico.

A lo largo del Cretácico superior hasta el final del Santoniense se produce un progresivo hundimiento de toda la cuenca. Como consecuencia se produce una transgresión marina generalizada con desarrollo de amplias plataformas carbonatadas al sur y centro de la cuenca, y depositos flysch con intercalaciones de lavas basálticas en la parte nor-oriental. A finales del Santoniense cesa el vulcanismo y finaliza la creación de corteza oceánica. A partir de este momento, se produce en la cuenca el paso de margen pasivo a margen activo, con subducción de la corteza oceánica bajo la placa Ibérica. Esto se refleja en el inicio de una lenta regresión y en el depósito de sucesivos flysch ligados a prismas de acreción tectónica que se crean en el borde de la placa cabalgante.

3.2. UNIDADES ESTRUCTURALES

La zona de estudio, como hemos comentado anteriormente, se sitúa en los extremos orientales de los Dominios Navarro-Cantábrego y Arco Vasco (FEUILLÉE Y RAT, 1971), ya en tránsito a la zona sudpirenaica, ofreciendo por ello un cambio en las directrices

estructurales mayores. Es aquí, concretamente en la zona de Alsasua, donde se produce la transferencia estructural más importante. Nos referimos a la transferencia entre el pliegue anticlinal cabalgante de Aitzgorri, de dirección NW-SE y vergencia norte, y la falla inversa de Irurtzun-Alsasua, de dirección E-W y vergencia sur. Además de estas dos estructuras principales, en la parte nor-oriental de la zona de estudio (cuadrante de Uharte Arakil, 114-II) se localiza parte del cabalgamiento de Aralar (dirección E-W aprox. y vergencia norte) y concretamente su límite SE; asimismo también se localiza en esta parte la estructura anticlinal fallada vergente al norte, de Madoz-S. Miguel, íntimamente relacionada al accidente anterior (cabalgamiento de Oderitz; IGME, 1987) (Ver figura 5).

Estas son, a grandes rasgos, las áreas estructurales mayores distinguidas y los accidentes más importantes que las caracterizan:

3.2.1. Terminación oriental del cabalgamiento de aitzgorri.

Zona con intensa deformación que configura la amortiguación de esta estructura en el área Ziordia-Olazti (ver figura 6) y el relevo mediante fallas de dirección NW-SE entre Otzaurte (Guipuzkoa) y Orobe (Navarra) (ver fig. 5). Se encuentra comprendida entre las hojas de Zegama (113-II), Olazti-Olazagutia (113-IV) y Alsasua (114-III). En la hoja de Olazti-Olazagutia se sitúa la terminación del cabalgamiento de Aitzgorri definiendo una parte Norte muy deformada, incluso con series invertidas, configurando un sistema de pliegues que, en general, marcan un antiforme con cierre periclinal al W de Alsasua. Esta estructura se ve afectada hacia el Norte por las fallas de Otzaurte-Orobe; estas fallas convergen en Guipuzkoa con el anticlinal vergente de Aitzgorri, siendo denominadas como falla de Bilbao-Alsasua (EVE, 1992). Nosotros creemos más apropiado denominarlas como juego de transferencia de Otzaurte, pues supone el relevo de la estructura de Aitzgorri por el accidente de Irurtzun-Alsasua.

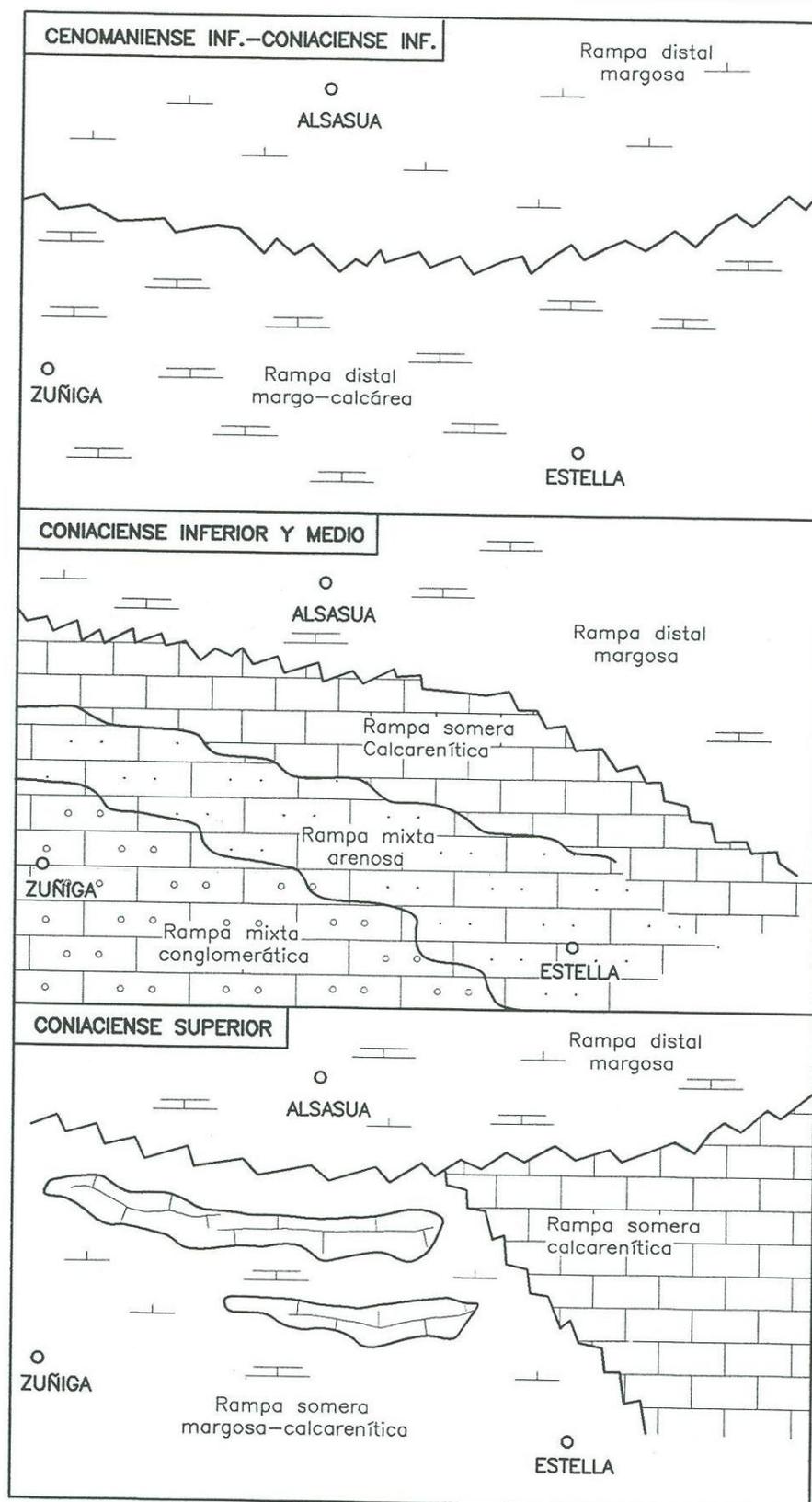


FIG. H-5. MAPAS PALEOGEOGRAFICOS DEL CENOMANIENSE INFERIOR AL CONIACIENSE SUPERIOR.

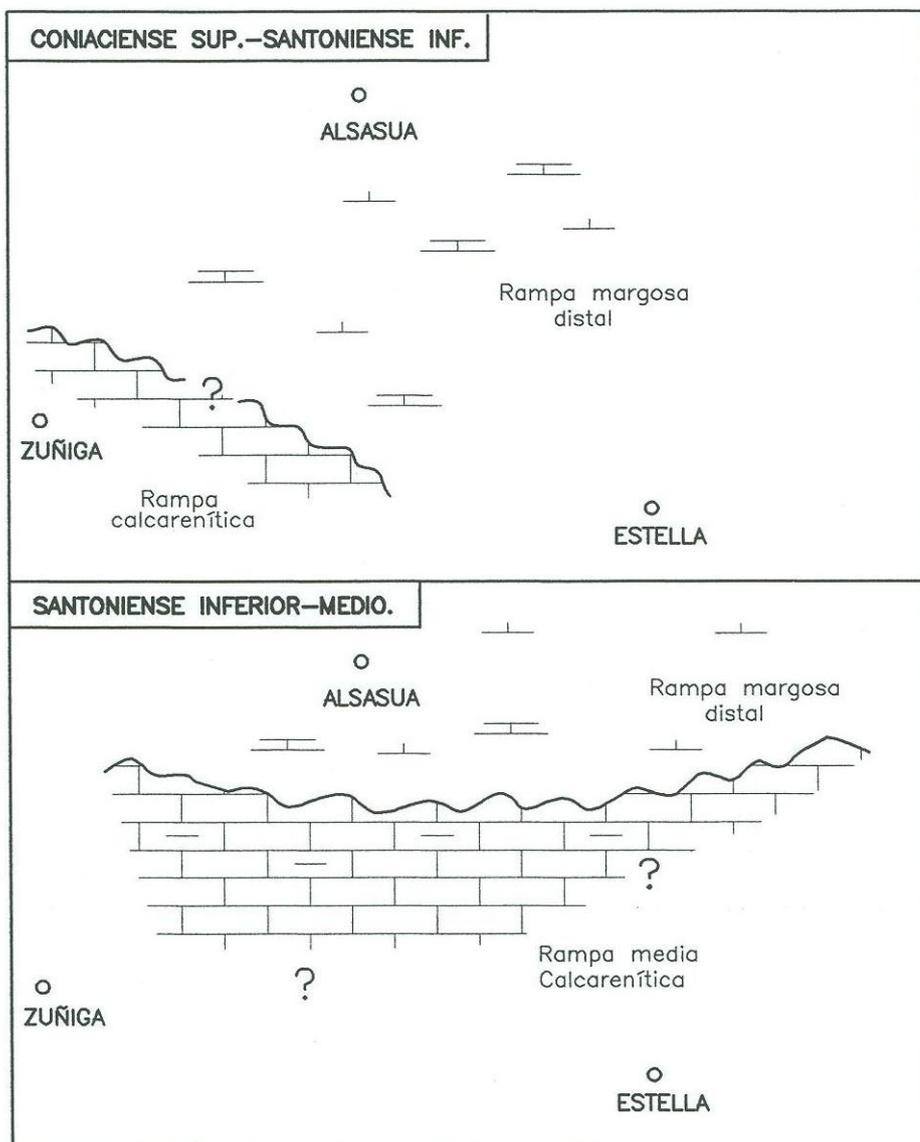


FIG. H-6. MAPAS PALEOGEOGRAFICOS DEL CONIACIENSE SUPERIOR AL SANTONIENSE MEDIO.

3.2.2. Unidad de Aralar.

Fue bautizada como "Ecaille d'Aralar" por LAMARE en 1936. No aparece totalmente representada en este estudio, pues abarca parte de Gipuzkoa y zonas de Navarra no incluidas aquí. Está delimitada septentrionalmente por el cabalgamiento del mismo nombre, vergente al Norte y meridionalmente por el accidente de vergencia sur Irurtzun-Alasua. Este último accidente forma parte de una serie de escamas en relevo que actúa desde Gulina (fuera del área de estudio) pasando por Irurtzun y los valles de Arakil-Burunda (LOPEZ HORGUE et al 1996). Asimismo, esta estructura lleva asociados a ambos lados de la misma, una serie de pliegues oblicuos a la misma con ángulos entre 10° y 30° (en echeleon folds; harding y Lowe, 1979); estos se suelen desarrollar en áreas de transferencia de esfuerzos entre accidentes principales, lo que nos induce a pensar en un modelo transpresivo dextral que deformó la zona en la etapa alpina. Entre las hojas de Zegama (113-III), Alsasua (114-III) y Lakuntza (114-I) se distinguen este tipo de pliegues, en el labio norte de la falla, con flancos apretados y planos axiales tendentes a la verticalidad (anticlinales y sinclinales al Norte de Alsasua-Bakaiku).

El cabalgamiento de Aralar es la expresión de un pliegue anticlinal fallado, que en su parte media, entre Madoz-S. Miguel, conlleva un accidente menor similar asociado (cabalgamiento de Oderitz; IGME 1987). Esto nos define una zona al norte de este pequeño anticlinal afectada por un sistema de pliegues de amplio radio y fallas NNE-SSW de pequeño salto que la corta totalmente, así como caracterizada por el afloramiento de series jurásicas y del Cretácico Inferior en la zona de núcleo del cabalgamiento. Al Sur de este pliegue anticlinal menor, con afloramiento también de series jurásicas y wealdienses en su núcleo, su flanco meridional presenta la práctica ausencia de estructuras, dejando una serie monoclinas con fuertes buzamientos (entre 30° y 80° hacia el Sur). Esta serie tiende a desaparecer progresivamente de W a E por efecto de la falla Irurtzun-Alsasua.

En lo referente a la terminación de esta Unidad de Aralar, en su zona W presenta, fuera ya de Navarra, la estructura domal de Ataun, resultante de la interferencia del pliegue anticlinal cabalgante de Aralar con otro anticlinal menor de dirección ortogonal NNW-SSE; cabe destacar que el margen arrecifal de Lizarrusti (justo en el límite de Gipuzkoa-Navarra) de edad Albiense Inferior, así como el surco de Lakuntza-Lizarrusti (Albiense Superior) presenta aproximadamente esta directriz estructural NNW-SSE, sugiriéndonos la actuación sinsedimentaria de accidentes con esta dirección, los

cuales posibilitarían la creación de altos estructurales (zonas de sedimentación somera) y surcos relativos (zonas de batimetría comparativamente mayor). Asimismo, la terminación oriental de la Sierra de Aralar, la cual entra parcialmente en la hoja de Uharte-Arakil (el resto entraría en el cuadrante 115-I), presenta una estructura de dirección NNW-SSE que representa la transferencia del cabalgamiento de Aralar y del pliegue S. Miguel-Madoz (Cabalgamiento de Oderitz; IGME 1987). Este accidente estaría relacionado a una estructura profunda marcada por la alineación de diapiros Estella-Lekunberri, denominada Falla de Pamplona. Esta falla separa una zona con gran acortamiento alpino al E de otra menos deformada hacia Pamplona (MARTINEZ-TORRES, 1991).

3.2.3. Labios de la falla de alsasua-irurtzun

Estructuralmente es una zona poco compleja, caracterizada principalmente por el desarrollo de grandes pliegues que afectan a la serie del Cretácico superior y Terciario. Sus características se resumen a continuación:

3.2.3.1. Sinclinales de Urbasa y Andía

Pueden considerarse como la misma estructura. Se trata de 2 sinclinales muy suaves (los flancos generalmente no tienen inclinaciones mayores de 35°). Su límite corresponde a la denominada como falla de Zunbeltz (NANGRON, 1959) o falla de Lizarraga (IGME, 1987), accidente de dirección aproximada N-S y para lo cual se reconoce un movimiento normal en tijera acompañado de un desgarre de tipo dextral. A menor escala el Sinclinal de Andía está afectado por un intenso diaclasado de direcciones variables que adquiere mayor desarrollo en los cuadrantes situados al S.

3.2.3.2. Anticlinal de Ergoiena

Se sitúa a continuación del sinclinal de Andía. Corresponde a un pliegue de dirección WNW-ESE, cuyo núcleo está compartimentado por varias fallas normales de dirección paralela y perpendicular al eje. La más importante y la falla de Unanu, junto con un asociado de la misma dirección, permiten la presencia de un bloque hundido en el que se han preservado materiales del Daniense inferior (Monte Gaisaundi). Es interesante resaltar que en la prolongación oriental de este anticlinal se sitúa el diapiro de Ollo, cuya ubicación está favorecida a favor del núcleo anticlinal.

3.2.3.3. Sinclinal de San Donato-satrustegi

Corresponde a otra gran estructura sinclinal a favor de la cual afloran de forma espectacular las calizas del Luteciense inferior-medio. Su eje es también de orientación E-W y se hunde suavemente hacia el E, donde llega a situarse entre los diapiros de Olo y Anoz.

Ya en el extremo oriental de la hoja de Villanueva-Hiriberri al S de la falla de Alsasua-Irurtzun, aparece un pliegue anticlinal bastante apretado y de eje parcialmente verticalizado (anticlinal de Zuhatzu), y una falla que repite la sucesión del Cretácico superior. Cartográficamente esta falla corresponde a la terminación occidental de una falla inversa de vergencia S (Cabalgamiento de Erice) que BACETA (1996) y POYSOS (1996) continúan a lo largo de unos 20 km hasta el valle de Ultzama.

3.2.3.4. Diapiro de Olo

El diapiro de Olo, situado en el extremo suroriental de la hoja de Olo (114-IV), tiene forma casi circular, con un ligero alargamiento en dirección No-SE. Se desarrollan varias fallas radiales, siendo las más importantes las situadas en su borde noroeste (zona de Arteta) y las de la zona sur (zona de Arauza). Según KIND (1967) el funcionamiento del diapiro estuvo actuando desde el Paleoceno, llegando a perforar las calizas lutecienses.

También se observan en el interior de la masa arcillosa del diapiro diversas estructuras del tipo de fallas concéntricas que se interpretan como debidas al colapso de la cúpula diapírica, en una etapa relativamente reciente.

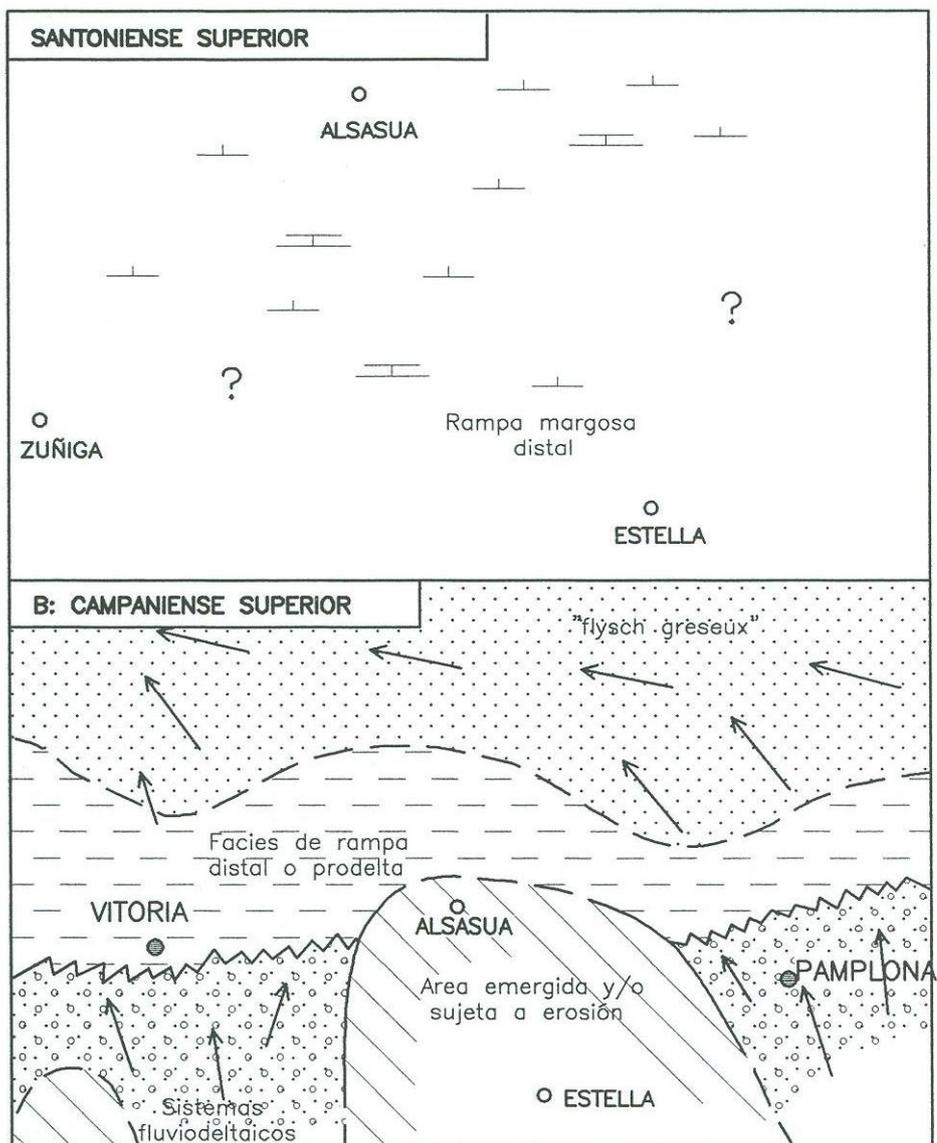


FIG. H-7. MAPAS PALEOGEOGRAFICOS DEL SANTONIENSE SUPERIOR AL CAMPANIENSE SUPERIOR.

4. GEOMORFOLOGIA

En la parte del territorio navarro en la que se ubica la hoja de Alsasua, son reconocibles tres grandes unidades o dominios geomorfológicos: la Sierra de Aralar, al Norte, al Sur las Sierras de Urbasa-Andía, y entre ambas el valle del río Arakil (Valle de la Barranca o La Burunda).

Sin embargo, dos son los ámbitos geomorfológicos claramente diferenciables en la hoja: por una parte, la Sierra de Urbasa con predominio claro de las morfologías de génesis kárstica y estructural y el valle del Arakil, en el que las morfologías dominantes corresponden a depósitos de origen fluvial y poligénico. Entre ambas, la vertiente Norte de la sierra, está condicionada por la presencia de depósitos de ladera, que constituyen el enlace entre los relieves de Urbasa y la depresión del Arakil.

En el caso de los relieves de la Sierra de Aralar, sólo aparecen representados las estribaciones occidentales y meridionales de la misma.

Posiblemente, el carácter geomorfológico distintivo más importante de la hoja de Alsasua, sea el gran desarrollo de las morfologías de disolución, relacionadas con génesis kárstica, observables en el ámbito de la Sierra de Urbasa.

La constitución litológica, predominantemente carbonatada, de la misma, unido a la peculiar morfología de la Sierra, que presenta un perfil en el que el núcleo está dominado por pendientes topográficas suaves, y además es muy extenso, favorece una circulación lenta de las aguas de escorrentía, lo que provoca una mayor eficacia en los procesos de disolución kárstica.

Como resultado, el paisaje actual aparece absolutamente dominado, en este área, por una morfología irregular, continuamente salpicada por depresiones de distinto rango (dolinas, uvalas, poljes), que le confieren un aspecto característico. En el Mapa Geomorfológico que se acompaña en el estudio, puede apreciarse una cartografía detallada de todas estas morfologías.

Por el contrario, en la mitad septentrional de la hoja de Alsasua las morfologías deposicionales características son las de génesis fluvial y poligénica.

Destaca, sobre todo, el depósito relacionado con la actividad fluvial del Arakil, constituido por el fondo aluvial más terraza baja, que alcanza una extensión y desarrollo notable.

En la margen derecha del valle, son visibles una serie de morfologías con depósito, atribuidas a glaciares, y que alcanzan un mayor desarrollo en la vecina hoja de Olo, al Este.

La vertiente de enlace entre Aralar y el valle del Arakil, está dominada por procesos de ladera.

Por último, los procesos relativos a la dinámica erosiva fluvial, fundamentalmente la incisión lineal de los cauces, son los principales responsables del modelado del paisaje actual.

5. HISTORIA GEOLOGICA

Lo que a continuación desarrollaremos tratará de ofrecer una visión general de la evolución sedimentaria de la zona de estudio, teniendo en cuenta los condicionantes que hayan influido directa o indirectamente y contextualizándolo dentro de un marco más amplio, bien relacionándolo con cuadrantes adyacentes o bien a nivel de Cuenca Vasco-Cantábrica.

En el Albiense Superior, los materiales de plataforma terrígena somera con influencia deltaica de la Formación Valmaseda presentaban su tránsito lateral a facies comparativamente más profundas, en lo que hoy son los alrededores de Alsasua (fig. 8); de este manera se definía el surco intraplataforma de Lakuntza-Lizarrusti, confinado por la plataforma terrígena mencionada al W y por las calizas someras de la zona de Lakuntza-Uharte Arakil. La parte superior de ambas unidades presenta una tendencia regresiva marcada por el inicio de un pulso transgresivo.

A pesar de la tendencia transgresiva que domina en la parte final de la Formación Valmaseda (plataforma somera) y unidad Etxarri-Aranatz (surco intraplataforma de Lakuntza-Lizarrusti), en la zona W y NW de Alsasua tiene lugar una sedimentación somera carbonatada que lleva a la génesis de parches arrecifales aislados hacia el Vraconiense-Cenomaniense Inferior (fig. 9). La creación de este sistema somero (Unidad Albeniz) en su contexto transgresivo, ya comenzado anteriormente, así como el carácter local del mismo, sugiere la actuación de estructuras de zócalo que posibilitaron la creación de un alto relativo. Hay que tener en cuenta, además, que hoy en día esta zona se manifiesta como una importante área de transferencia de esfuerzos, lo que puede sugerir la actuación de los mismos en tiempos previos a la orogenia alpina.

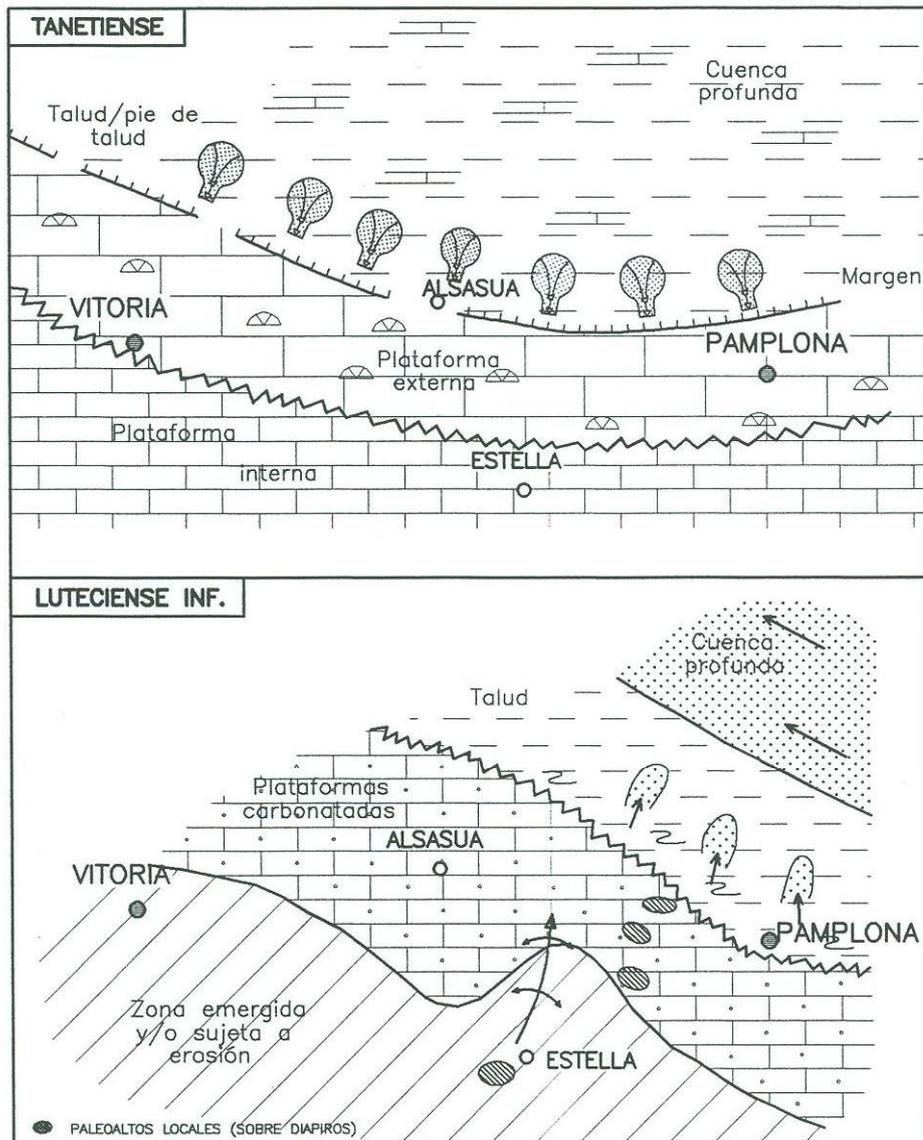


FIG. H-9. DISPOSITIVOS PALEOGEOGRAFICOS GENERALES DURANTE EL TANETIENSE (Macrosecuencia Paleocena) Y LUTECIENSE INF. (Macrosecuencia Eoceno-1). EXPLICACION EN EL TEXTO.

Ya en el Cenomaniense Inferior, se puede hablar de transgresión generalizada para esta zona, como lo indican las facies marinas abiertas (margas con foraminíferos planctónicos y escasos macrofósiles). En la zona de estudio ya no se vuelve a recuperar una sedimentación de carácter somero hasta el Campaniense. Este hecho

nos indica la gran magnitud de esta transgresión Cenomaniense, iniciadora del ciclo del Cretácico Superior, así como la ralentización o no actuación sinsedimentaria de las estructuras que posiblemente jugaron en tiempos previos.

MACROSECUENCIA CENOMANIENSE-SANTONIENSE (ETAPA 1)

Comienza con una transgresión generalizada que alcanzó su máximo en el Santoniense Superior (FLOQUET, 1991). Esta transgresión mayor no fue, sin embargo continua, registrándose varios pulsos transgresivos y regresivos de menor orden (entre los primeros destaca el pico transgresivo de Turoniense medio, con representación clara a nivel global). El dispositivo paleogeográfico durante esta etapa constaba de una serie de extensas plataformas de tipo rampa que distalmente (Hacia el N) pasaban a una sucesión hemipelágica con intercalaciones turbidíticas de composición carbonatada o mixta (el denominado "Flysch calcaire" de MATHEY, 1986).

Según la mayoría de los autores (ie. MATHEY, 1986; RAT, 1988; FLOQUET 1991), el régimen tectónico imperante durante toda la etapa serie de carácter transgresivo, y se caracterizaría por tasas de subsidencia bastante homogéneas. A nivel de ciclos sedimentarios FLOQUET (1991) diferencia dentro de la sucesión representativa de la rampa somera, un total de 7 secuencias deposicionales originadas por descensos relativos del nivel marino de 3er orden. La sucesión correspondiente a esta etapa, preservada en la zona de la Barranca (unidades 23 a 27 de la cartografía), definiría dentro de todo el dispositivo la zona de rampa distal y de transición a cuenca profunda.

MACROSECUENCIA CAMPANIENSE-MAASTRCHITIENSE INFERIOR

(ETAPA 2)

Se desarrolla durante una regresión que provocó la exposición subaérea de grandes áreas anteriormente caracterizadas por una sedimentación carbonatada marino somera. Esta regresión fue bastante rápida y durante la misma se produjeron movimientos diferenciales de escala regional. Así, mientras determinadas áreas estuvieron sujetas a levantamiento y erosión (una de ellas la sierra de Urbasa), otras constituyeron surcos subsidentes por los cuales se canalizaron sistemas terrígenos progradantes y de carácter fluvio-deltaico (por ejemplo, zona central de Alava y Zonas de Pamplona,

fig. 10). El equivalente profundo de estos sistemas corresponde al denominado por MATHEY (1986) como "Flysch greseux". Todos los efectos diferenciales desarrollados durante esta etapa se relacionan con los primeros movimientos compresivos registrados en el dominio pirenaico ("fase larámica" de los autores franceses). En la Barranca los depósitos representativos de este intervalo tienen muy poca expresión (unidad 28) ya que este área estuvo principalmente sujeta a erosión y/o no depósito (se registra un hiato que abarca el Campaniense superior y el Maastrichtiense inferior).

MACROSECUENCIA "PALEOCENA" (ETAPA 3)

Aunque en su mayoría esta compuesta por materiales de esa edad, abarca desde el Maastrichtiense superior al comienzo del Eoceno o Ilerdiense basal (unidades 34 a 43 de la cartografía). Esta macrosecuencia se depositó durante una transgresión generalizada en la que se instala la sedimentación marina sobre la mayor parte de las áreas anteriormente sujetas a emersión. Su base corresponde a lo que BACETA (1996) denomina como "Discontinuidad Intramaastrichtiense", superficie que marca la base de la transgresión general y que es recubierta con un claro diapositivo solapante hacia el S y SW.

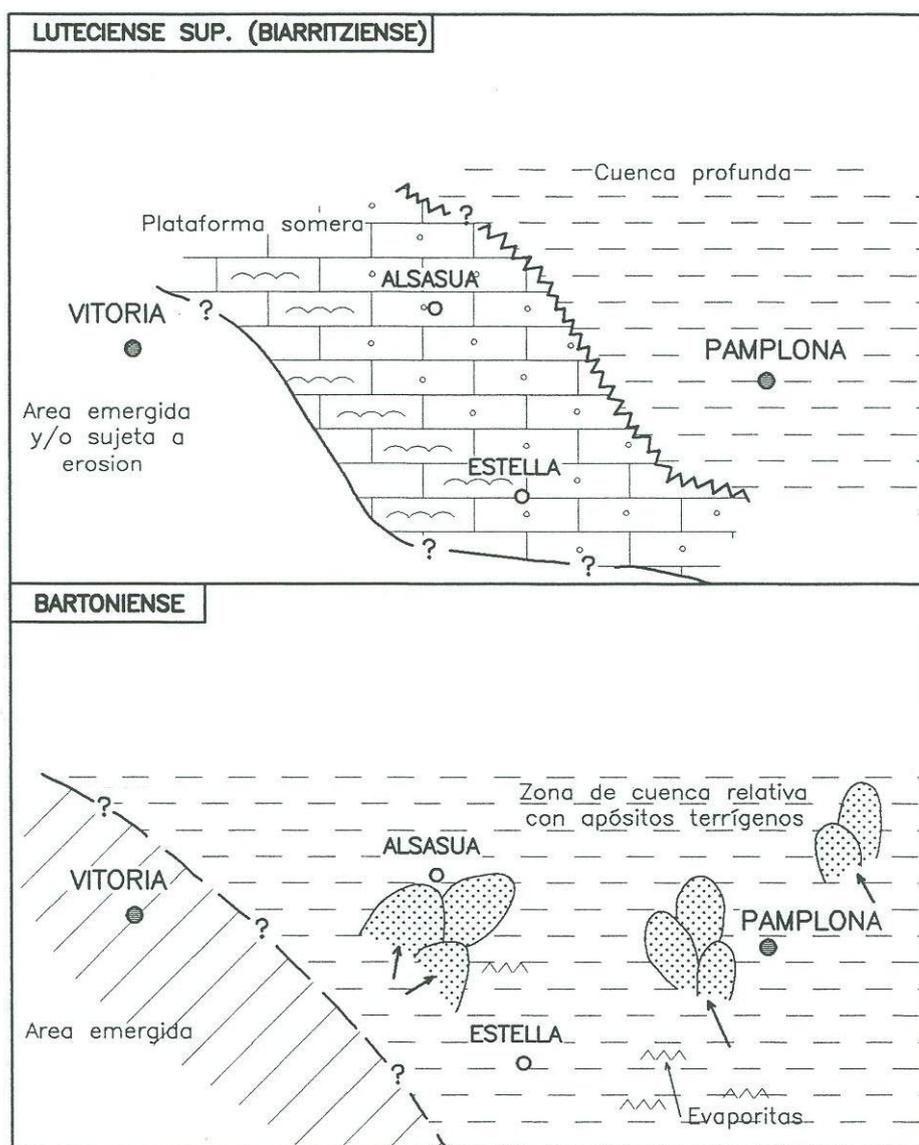


FIG. H-10. DISPOSITIVOS PALEOGEOGRAFICOS GENERALES DURANTE EL LUTECIENSE SUP.(Macrosecuencia Eoceno-2) Y BARTONIENSE (Macrosecuencia Eoceno-3). EXPLICACION EN EL TEXTO.

El dispositivo paleogeografico que se perfila (fig. 10) consta de los siguientes dominios: i) una serie de plataformas carbonatadas con margen bien definido, en cuya zona externa destacan los bioconstrucciones de carácter arrecifal; ii) una zona de transicion plataforma-cuenca dentro de la cual se diferencian a su vez un talud

fundamentalmente erosivo y un pie de talud donde se acumulan materiales resedimentados formando sistemas de "slope aprons"; iii) una cuenca profunda caracteriza por sedimentación pelágica y/o hemipelágica. En las Sierras de Urbasa y Andía, estarían representadas la parte externa y margen de la plataforma; mientras que los afloramientos situados a la base de la Sierra de San Donato-Satrustegi caracterizarían el dominio de transición plataforma-cuenca, y más concretamente la zona de talud. La etapa evolutiva representada por la macrosecuencia paleocena se ha considerado a nivel pirenaico como representativa de la que PUIGDEFABREGAS Y SOUQUET (1986) denominan "transición a las cuencas de antepais". Para la región Vasco-Cantábrica, BACETA (1996) considera que representa un período de relativa calma tectónica entre los movimientos compresivos de finales del Cretácico y la fase tectónica eocena, que bajo un régimen de subsidencia homogénea favoreció la transgresión generalizada con dominio de la sedimentación carbonatada tanto sobre las áreas de plataforma como de cuenca profunda (para esos momentos esta última puede considerarse, de hecho, como una cuenca de tipo "Starred"). A una escala menor, tal transgresión no fue continuada, sino que registro varios momentos de regresión ligados a descensos relativos del nivel marino. BACETA (1996) distingue un total de 8 secuencias deposicionales con expresión desde la plataforma a la cuenca profunda: 2 en el Maastrichtiense superior; 1 en el Maastrichtiense final-Daniense inferior; 4 para el intervalo Daniense superior-Tanetiense superior; y 1 para el Ilerdiense basal. Según el mismo autor la coetaneidad de estas secuencias con las reconocidas en el resto del dominio pirenaico y en otras cuencas europeas (i.e. Mar del Norte), sería indicativa de un origen ligado a cambios globales del nivel del mar.

MACROSECUENCIA EOCENO 1 (ETAPA 4)

Esta macrosecuencia está representada en las cartografías por las unidades 44 a 49 (intervalo Ilerdiense inferior-Luteciense medio) tales unidades asimismo están constituidas por materiales carbonatados que en conjunto configuran una serie de plataformas de carácter claramente progradante hacia el NE. A la vez que estas plataformas progradaron, su límite interno experimentó un desplazamiento hacia el N y NE, de forma que las áreas anteriormente sujetas a sedimentación marino-somera (S de Alava) emergieron de forma progresiva (para el Luteciense inferior el límite continental marino se situaba en el borde SE de la Sierra de Urbasa, fig. 10). Este comportamiento permite deducir una regresión generalizada en gran parte relacionada con la existencia de movimientos compresivos (PUJALTE ET AL 1994; BACETA 1996; PAYROS, 1996). De hecho el intervalo coincide con la creación de los grandes

cabalgamientos de la zona surpireanica central y emersión generalizada de la mayor parte del tercio oriental pireanico. Las facies de transición plataforma cuenca equivalentes a las plataformas progradantes (hoy en día aflorando de forma excepcional en la Sierra de San Donato) son asimismo de naturaleza carbonatada e incluyen intercalaciones de materiales resedimentados. Su equivalente de cuenca correspondería a sucesiones turbidíticas de tipo Flysch (grupo Hecho; flysch de Gipuzkoa y unidades equivalentes). En las Sierras de Urbasa y Andía la existencia de movimientos compresivos se deduce, aparte de por regresión, por el desarrollo de discontinuidades que algunos casos tienen carácter de discordancia (en cartografía la más evidente corresponde a la base de la unidad 49). Basándose en estas discontinuidades PUJALTE et al (1994) y PAYROS (1996), dividen la macrosecuencia Eoceno 1 en un total de 8 secuencias deposicionales de 3er orden.

MACROSECUENCIA EOCENO 2 (ETAPA 5)

Esta macrosecuencia se desarrolla durante el intervalo Luteciense medio-Bartoniense basal, y a escala regional caracterizaría lo que se ha venido a llamar "Transgresión Biarritziense". En las sierras de Urbasa y Andía tal transgresión está representada por un conjunto de materiales carbonatados (Unidades 50 A 52 de la cartografía) dispuestas con un claro diapositivo, retrogrado (Fig. 10). No se conoce con precisión la extensión que alcanzó esta transgresión hacia el interior (hacia el SW). Distalmente, hacia la zona de Pamplona, los depósitos de cuenca equivalentes a las calizas presentes en Urbasa y Andía corresponden a una unidad margosa que se reconoce hasta el E de Navarra (PAYROS, 1996). Aunque no se puede establecer con precisión, por consideraciones regionales esta etapa representaría un periodo de calma o de receso en la intensidad de los movimientos compresivos.

MACROSECUENCIA EOCENO 3 (ETAPA 6)

Esta macrosecuencia tiene escasa expresión en la Sierra de Urbasa (unidades 53 y 54 de la cartografía), aunque en la zona de Pamplona alcanza un gran espesor (superior a 1000 m). En conclusión representa la última etapa de sedimentación marina en la parte W de Navarra. Los depósitos acumulados corresponden principalmente a margas y margocalizas de ambientes marino-someros (Margas de Pamplona s.l.), entre las que se registran episódicamente fuertes aportes de material siliciclástico (Fig. 10). PAYROS (1996) interpreta un contexto general regresivo que en sus últimos momentos culminó de hecho, con la instauración generalizada de la

sedimentación continental. Es necesario destacar que en la parte superior de la macrosecuencia, entre las margas se desarrollan materiales evaporíticos que han sido explotados de forma intensiva.

A nivel regional, es la etapa puede considerarse como representativa de un contexto de tectónica activa durante el cual se produjo la emersión de la mayor parte de los Pirineos y de la propia Región Vasco-Cantábrica. Tras ella todo el dominio pasa a constituir un área principalmente sujeta a erosión, desarrollándose a ambos lados de la cadena emergida sendas cuencas marginales rellenas por depósitos continentales.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. RECURSOS MINERALES

En la hoja de Alsasua no existen explotaciones mineras. Las canteras abiertas extren fundamentalmente arcillas (para tejería), calizas (para cemento y áridos) y mármol. Tambien hay un indicio de asfalto y otro de agua minero-medicinal.

6.1.1. ARCILLAS

Los materiales arcillosos explotados pertenecen al Cretácico inferior (Albiense). Estan constituidos por lutitas y limolitas con niveles centimétricos de areniscas de grano fino.

Los análisis realizados en estos materiales han dado los siguientes resultados:

DESCRIPCION:

Lutita margosa gris verdosa con laminación grosera definida por términos de aspecto masivo con intercalaciones milimétricas, finamente laminadas y físoles.

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (14%) / Feldespato (<5%) / Calcita (18%)

Illita (43%) - Clorita (6,6%) - Caolinita (16,5%)

Nº	SITUACION	HOJA	ESTADO	COORDENADAS	
				X	Y
73	Echarri (Cerámica	114-III	Activa	577.6	4751.3
74	Utzubar)	114-III	Activa	00	00
76	Echari (cerámica Imaz)	114-III	Abandona	576.5	4751.8
77	Bacaicoa	114-III	da	50	00
78	Echarri	114-III	Abandona	573.1	4750.4
	Echarri	114-III	da	00	50
			Abandona	577.0	4751.1

			da	50 576.8 00	50 4751.4 50
--	--	--	----	-------------------	--------------------

6.1.2. CALIZAS

Los materiales calizos acanterados pertenecen al Cretácico y Paleoceno.

Los primeros están constituidos por calcarenitas distribuidas en cuerpos métricos de aspecto canaliforme.

Las del Paleoceno son calizas grises y dolomías, de aspecto masivo y calizas bioclásticas diferentes en bancos métricos.

Existen las siguientes explotaciones:

Nº	SITUACION	HOJA	ESTADO	COORDENADAS	
				X	Y
281	Arizaste	114-III	Abandona da	567.0 00	4752.3 00
282	Est. alsasua	114-III	Abandona da	567.7 00	4749.0 50
284	km. 31 Pto. Urbasa	114-III	Abandona da	566.9 75	4745.8 50
290	Hta. San Adrian	114-III	Abandona da	577.9 50	4746.5 00
292	Cegata de Zurquillo	114-III	Abandona da	578.3 50	4748.9 50
	Alsasua	114-III	Abandona da	566.7 50	4750.0 50

6.1.3. MARMOL

Existen dos yacimientos de marmol en la hoja de Alsasua, que pertenecen a las calizas del Campaniense (en Lizarraga) y del Santoniense (al sur de Alsasua).

Nº	SITUACION	HOJA	ESTADO	COORDENADAS	
				X	Y
297	Lizarraga	114-III	Yacimiento	578.600	4747.225
298	Pto. Urbasa-Asasua	114-III	Yacimiento	567.150	4747.600

6.1.4. AGUA MINERO MEDICINAL

Existe un indicio de agua minero medicinal a unos 2 km al norte de Alsasua (Fte. de la Salud) que mana en el contacto de las calizas del Albiense en el contacto con los tramos margosos de la misma edad.

Nº	SITUACION	HOJA	ESTADO	COORDENADAS	
				X	Y
301	Asasua	114-III	Abandonada	567.100	4751.350

6.1.5. ASFALTO

Hay un indicio de material bituminoso que impregna las margas negruzcas del Aptiense-Albiense, al oeste de Alsasua.

Nº	SITUACION	HOJA	ESTADO	COORDENADAS	
				X	Y
302	Asasua	114-III	Indicio	566.500	4750.050

--	--	--	--	--	--

6.2. HIDROGEOLOGIA

6.2.1. INTRODUCCION

La hoja E. 1:50.000 de Alsasua presenta con toda seguridad la hidrogeología más compleja, pero a su vez más importante y mejor estudiada de toda la Comunidad Foral de Navarra.

En 1975 la Comunidad Foral puso en marcha el Proyecto Hidrogeológico de Navarra, que en sus dos Fases, se prolongó hasta 1983. Este estudio permitió definir dentro del Territorio Foral 11 unidades. Posteriormente sucesivos estudios han ampliado considerablemente el grado de conocimiento de cada una de estas unidades.

En la hoja 1:50.000 de Alsasua se diferencian claramente dos unidades:

-

Unidad Hidrogeológica de Aralar, que aflora en la mitad Norte de la Hoja.

-

Unidad Hidrogeológica de Urbasa, que aflora en la mitad sur.

No obstante, teniendo en cuenta la compartimentación interna de cada una de estas unidades, y el que estas no se suscriban solamente a determinados cuadrantes, se ha utilizado un sistema para abordar el estudio hidrogeológico de cada una de ellas. Así por cada cuadrante se realizará una descripción general de cada una de las unidades presentes, así como un estudio detallado de cada uno de los acuíferos, manantiales o sondeos de cada unidad que se encuentren presentes en cada cuadrante.

Todos los materiales presentes en el cuadrante 114-I LAKUNTZA pueden englobarse dentro de la unidad Hidrogeológica de Aralar.

6.2.2. UNIDAD HIDROGEOLOGICA DE ARALAR

SITUACION GEOGRAFICA

La Unidad Hidrogeológica de Aralar, que coincide en líneas generales con lo que geográficamente se conoce por Sierra de Aralar, se extiende a lo largo de una banda de 208 km² dentro del territorio foral y dirección E-W. Esta unidad es la más septentrional de las unidades kársticas del Oeste de Navarra, y sus materiales se encuentran presentes en las hojas 1:50.000 de Tolosa, Alsasua y Ansoain.

CLIMATOLOGIA E HIDROLOGIA

Tanto la pluviometría como las temperaturas medias son variables dentro de lo que se conoce como Sierra de Aralar.

Existe una clara diferencia entre la zona Norte y Noreste, en la que la precipitación es superior a la vertiente Sur. Para un año definido como medio, se pueden considerar valores de precipitación que oscilan entre los 1850 mm de Osimberde, pasando por los 1750 mm de Iribas, y los 1550 del área de Latasa.

Las temperaturas aparecen más mediatizadas por la altitud de cada área.

Las descargas principales de esta unidad se producen en las cuencas hidrográficas del Larraun y Araquil.

GEOLOGIA Y ESTRUCTURA

La Sierra de Aralar, que está formada por materiales fundamentalmente calcáreos, con intercalaciones margosas del Jurásico y Cretácico Inferior, constituye una doble estructura anticlinal asimétrica, de vergencia Norte, en la que los núcleos están constituidos por materiales de edad Jurásica y los flancos por materiales calcáreos del Cretácico (Urgoniano).

En su borde Noreste la estructura está cortada por el cizallamiento de Azcarate. Al Sur, las calizas Urgonianas se encuentran recubiertas por las formaciones margosas del Cretácico Superior.

Los tramos que constituyen los principales acuíferos son fundamentalmente tres:

Calizas y calizas dolomíticas del Rhetiense-Sinemuriense Inferior.

Calizas del Bajociense-Kimmeridgiense junto a las facies Pürbek

Calizas Urgonianas del Aptiense-Albiense

Por otra parte, no se realiza una descripción litológica ni estructural profunda de estos materiales, debido a que esta se realiza en los capítulos correspondientes de la presente memoria.

PRINCIPALES ACUIFEROS DE LA UNIDAD

Tanto la litología como la estructura de la Sierra de Aralar condicionan la formación de varios acuíferos con funcionamientos hidrogeológicos diferentes. Los principales son:

ACUIFERO DE IRIBAS:

Presenta una superficie de cuenca de 68 km², incluidos los correspondientes al acuífero de Aitzarreta que descarga en este, y un volumen de roca saturado de unos 1.000 Hm³ (10 km² x 0,13 km).

Se trata de un acuífero libre, formado por calizas del Jurásico Medio y Superior y de la Facies Purbeck.

La recarga se realiza por infiltración directa del agua de lluvia y por infiltración de las aportaciones del acuífero superior que se drena por Aitzarreta y que tras transcurrir por un corto recorrido por el río Ercilla, se infiltra en el acuífero inferior.

La descarga se realiza exclusivamente por el manantial de Iribas. Se trata de un conjunto de manantiales situados debajo de la población a diferentes cotas, aunque estas se encuentran comprendidas en un intervalo de 3 metros. El caudal medio para este se puede estimar en unos 2,5 m³/sg.

El estudio de las curvas de agotamiento revela dos regímenes parciales para este; el α_1 en el que se produce la descarga de las cuevas y conductos kársticos, así como de

las grandes y medianas fisuras conectadas entre si, y el α_2 que refleja el lento drenaje del agua que se encuentra almacenada en las pequeñas fisuras, mal conectadas con los sistemas principales de drenaje y empapando los depósitos limosos y arenosos que rellenan los conductos y cavidades, así como aguas localmente colgadas que se movilizan con dificultad.

A fin de tener un mejor conocimiento del funcionamiento hidrogeológico y de su capacidad de regulación, durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" (1975-1983) se realizaron en este acuífero dos sondeos de reconocimiento (R-1 y R-2) y dos de preexplotación (P-3 y P-4).

Los principales datos correspondientes a estos sondeos se pueden observar en los cuadros 1 y 2.

ACUIFERO DE LATASA:

Presenta una superficie de cuenca de 18 km².

Es un acuífero libre que queda separado del acuífero de Iribas por una falla de dirección NNW-SSE al Este de Allí y Astiz. Está formado por calizas Urgonianas y Jurásicas.

CUADRO Nº 1.- CARACTERISTICAS DE LOS SONDEOS DE RECONOCIMIENTO

SONDEO	ACUIFERO	COTA (m)	PROFUNDIDAD (m)	NIVEL AGUA (estiaje)	OBSERVACIONES
IRIBAS R1 (1)	JURAS. MED-SUP	619,942	148,1	56,0	Inutilizado
IRIBAS R2	Calizas	608,420	286,75	44,5	

LATASASA R2	JURAS. MED-SUP	474,00	282,6	6,10	
	Calizas	565,00	251,7	Surgente	
LIZARRUSTI R1	JURAS. MED-SUP	489,00	265,5	Surgente	
HUARTE- ARAQUIL R1	Calizas	565,00	186,75	Surgente	
	CRETACICO INF.	472,116	200,00	1,80	
IRAÑETA R1	Calizas Urganianas y margocalizas	578,00	203,65	3,93	
IRAÑETA R2	CRETACICO INF.				
URDIAIN R1	Calizas Urganianas				
	CRETACICO INF.				
	Margas				
	CRETACICO INF.				
	Caliza Urganiana				
	CRETACICO INF. y SUP.				
	Margas y margocalizas y calizas				

CUADRO Nº 2.- CARACTERISTICAS DE LOS SONDEOS DE PREEXPLOTACION

NOMBRE NUMERO	ACUIFERO	COTA (m)	PROF. (m)	N.E. (m)	PERFO- RA- CION	ENTUBA- CION	FILTROS	CEMEN- TACION	OBSERVA- CIONES
IRIBAS P3	Jurásico	608,59	93	44,40	0	0 - 93	16	0 - 6	
24074033	Med-Sup	7							
	Calizas	620,17	160	55,96	- 93	450	10	0 - 13,75	ACIDIFICADO (X-80)
IRIBAS P4		9	116	Surgente	600	0 - 100	44		
	Jurásico							0 - 8	ACIDIFICADO
24074034	Med-Sup	568	139	3,5	0 - 100	450	54		(V-81)
								0 - 6	
LIZARRUS- TI P2	Calizas	474,31			600	100 - 160			ACIDIFICADO
		7						16 - 19	(V-81)
	Cretacico				100	0 - 116			
24072031	Inf.				160		400		
IRAÑETA P3	Margocalizas y				400				
						0 - 138			
						0 - 116			
24074035	calizas						400		
					550				
	Cretácico								
	Inf.					0 - 139			
	Calizas				550				

La recarga del acuífero se realiza por la infiltración directa del agua de lluvia, y la descarga por flujo directo al río Larraun, en el tramo comprendido entre Latasa e Irurzun.

El caudal medio para este oscila entre 0,5 y 0,8 m³/seg.

Durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" (1975-1983) se realizó en este área un sondeo de reconocimiento (Latasa R-2) no llegándose a realizar sondeos de preexplotación.

Este acuífero se encuentra comprendido prácticamente en su totalidad en la hoja 1:50.000 de Ansoain.

ACUIFERO DE IRAÑETA:

Tiene una superficie de cuenca de 23 km²

Es un acuífero libre en su sector Norte, pasando hacia el Sur a confinado al quedar recubiertas las calizas urgonianas por los materiales impermeables suprayacentes.

La recarga se realiza por infiltración directa procedente de la lluvia y la descarga por los manantiales de Urruntzurre (Irañeta) y Amurguin (Huarte-Arakil). El caudal medio se puede estimar en 0,6 m³/seg por Urruntzurre y de 0,1 por Amurguin.

El estudio de las curvas de agotamiento revela tres regímenes parciales para este, el α_1 en el que se produce la descarga de las cuevas y conductos karsticos, el α_2 que caracteriza la descarga de las diaclasas y fisuras bien conectadas y el α_3 que refleja el lento drenaje del agua que se encuentra almacenada en las pequeñas fisuras, mal conectadas con los sistemas principales del drenaje y empapando los depósitos limosos y arenosos que rellenan los conductos y cavidades, así como aguas localmente colgadas que se movilizan con dificultad.

Con el fin de tener un mejor conocimiento del funcionamiento hidrogeológico y de su capacidad de regulación, durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" (1975-1983) se realizaron en este acuífero 3 sondeos de reconocimiento (Irañeta R-1, R-2 y Huarte Arakil R-1) y uno de preexplotación (Irañeta P-3).

Los principales datos correspondientes a estos sondeos se pueden observar en los cuadros 1 y 2.

ACUIFERO DE LIZARRUSTI:

Por su escasa entidad es considerado como uno de los acuíferos menores.

Se trata de un acuífero libre en el Norte, que pasa a confinado hacia el Sur. Esta constituido por una barra Urganiana (Aptiense-Albiense) con cambios laterales a facies más margosas al Oeste.

El acuífero descarga por el manantial de Txortxorre (Lizarrusti) con un caudal medio estimado en 0,05 m³/seg.

A fin de tener un mejor conocimiento del funcionamiento hidrogeológico durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" (1975-1983) se realizaron en este acuífero un sondeo de reconocimiento (Lizarrusti R-1) y uno de preexplotación (Lizarrusti P-2).

Los principales datos correspondientes a estos sondeos se pueden observar en los cuadros 1 y 2.

ACUIFEROS DE AMEZQUETA Y OSIMBERDI:

Se trata de dos acuíferos, con una superficie de cuenca de 12 y 28 km² respectivamente, situados dentro del territorio de la Comunidad Autónoma del País Vasco.

ACUIFEROS MENORES:

Aquí se agrupan un conjunto de acuíferos de menor importancia que se drenan por la zona de Aiarturrieta, Inza, Zaldivia, etc. y que en conjunto tienen una superficie aproximada de 50 km².

PARAMETROS HIDRAULICOS

Las transmisividades se han obtenido a partir de los ensayos de bombeo y de recuperación en los sondeos de preexplotación, teniendo en cuenta también los ensayos de permeabilidad en los sondeos de reconocimiento.

En el cuadro adjunto se pueden observar los valores adoptados como válidos para cada zona:

ACUIFERO	TRANSMISIVIDAD
IRIBAS	400-800
LATASA	15
LIZARRUSTI-IRAÑETA	15-60

La porosidad eficaz se ha intentado calcular, donde ha sido posible, a partir de los caudales drenados y de las oscilaciones piezométricas, teniendo en cuenta las curvas de agotamiento y las curvas de evolución de los niveles en los piezómetros. En los otros casos se ha evaluado a partir de datos subjetivos.

Los resultados se pueden observar en el siguiente cuadro:

ACUIFERO	TRANSMISIVIDAD
IRIBAS	4%
LATASA	0,3%
IRAÑETA	0,3%

CALIDAD QUIMICA DE LAS AGUAS

Las aguas de la Sierra de Aralar presentan una gran uniformidad en cuanto a su contenido químico.

Son generalmente aguas potables, de dureza media, mineralización ligera y bicarbonatadas cálcicas.

En cuanto a su clasificación del U.S.S.L.S. para aguas de riego, todas tienen un código C2S1 ó C1S1 y por lo tanto útiles para todo tipo de cultivos.

RECURSOS Y RESERVAS

Los recursos hídricos subterráneos totales de la Sierra de Aralar son de aproximadamente 206 Hm³/año, lo que significa un caudal medio de 6,5 m³/seg.

Por lo que se refiere a los acuíferos que afectan a Navarra, los datos de reservas y recursos son:

ACUIFERO DE IRIBAS:

Los recursos calculados para este acuífero son de 83 Hm³/año, lo que significa un caudal medio de 2,64 m³/sg.

Las reservas estimadas son de unos 50 Hm³.

ACUIFERO DE LATASA:

Los recursos, según el balance, son de 17 Hm³, lo que significa un caudal medio de 0,53 m³/año.

Las reservas estimadas son de 4,5 Hm³.

ACUIFERO DE IRAÑETA:

Los recursos son de 21 Hm³, lo que significa un caudal medio de 0,63 m³/sg.

Las reservas así calculadas son de 9 Hm³.

6.2.3. UNIDAD HIDROGEOLOGICA DE URBASA

SITUACION GEOGRAFICA

La Unidad Hidrogeológica de Urbasa, se extiende sobre 430 km² en la Navarra media occidental. Comprende, en sentido geográfico, las sierras de Urbasa y Andía con sus estribaciones (San Donato, Satrustegui, Saldiese, Sarvil y Guesalaz). Sus materiales se reparten entre las hojas 1:50.000 de Salvatierra, Alsasua, Ansoain, Eulate, Estella y Pamplona.

CLIMATOLOGIA E HIDROLOGIA

Tanto la pluviometría como las temperaturas medias son variables dentro de lo que se conoce como Sierra de Urbasa.

Para un año definido como medio, se pueden considerar valores de precipitación que oscilan entre los 1000 mm del casco urbano de Alsasua, pasando por los 1500 mm de la Sierra de Andía y los mas de 1600 mm de la Sierra de San Donato.

Las temperaturas aparecen muy mediatizadas por la altitud de cada área.

Las principales descargas de la Unidad se producen en las cuencas Hidrográficas Arakil-Arga y Urederra-Ega.

GEOLOGIA Y ESTRUCTURA

Desde el punto de vista Geológico, está constituida por una potente serie carbonatada del Paleoceno-Eoceno medio, de espesor variable, de alrededor de 800 metros en la zona Norte, a unos 400 metros en la zona sur. Localmente se observan alternancias de calizas y margas, así como importantes tramos de margocalizas y margas.

El Paleoceno Superior y el Eoceno Inferior, con una importante presencia de margocalizas y margas, se acuña y desaparece a lo largo de todo el borde meridional de la Unidad, excepto en un reducido sector al Sureste de Urbasa.

Todo este conjunto descansa directamente sobre una formación básicamente margosa del Cretácico, sobre la que se ha modelado el corredor de la Barranca Burunda y el valle de las Améscoas.

La Sierra de Urbasa corresponde a un suave sinclinal colgado, con los bordes como puntos mas elevados y la zona central deprimida.

La Sierra de Andía ofrece una estructura más compleja, con un gran número de accidentes tectónicos, tales como el sinclinal de San Donato, el anticlinal de Ergoyena, el sinclinal de Andía, y el anticlinal de Ulanz-Sarvil, todos ellos con ejes que siguen aproximadamente la dirección pirenaica E-O.

Ambas Sierras están afectadas además por dos familias de fallas; una de desgarre, con una direccion NNE-SSO, que corta principalmente la Sierra de Andía y forma el cortejo de la falla de Lizarraga; otra de fallas normales, con una orientación NE-SO, que corta a la anterior, y hace descender, de una manera escalonada, la Sierra de

Andía hasta la depresión Estellesa donde queda recubierta por los depósitos detríticos del Terciario continental.

Estas fallas llevan asociadas varias familias de diaclasas, que juegan un papel primordial en la evolución morfológica de las calizas.

Otro rasgo estructural importante son los diapiros de Anoz, Ollo y Salinas de Oro. La intrusión salina ha producido, un conjunto de fracturas radiales, en algunos casos (diapiros de Salinas de Oro) muy bien desarrolladas.

PRINCIPALES ACUIFEROS DE LA UNIDAD

A partir de los conocimientos hidrogeológicos se han identificado dos subunidades hidrogeológicas, separadas por la falla de Lizarraga:

Subunidad de Urbasa

Subunidad de Andía

SUBUNIDAD DE URBASA

Situada al Oeste de la falla de Lizarraga. En esta subunidad hidrogeológica se han diferenciado dos acuíferos:

ACUIFERO ZADORRA-ANDOAIN:

Se encuentra en territorio Alavés, y presenta un área de recarga de 25 km².

ACUIFERO DE URBASA:

Presenta un área de recarga de unos 175 km². Se trata de un acuífero libre, formado esencialmente por dolomías, calizas y calcarenitas del Paleoceno-Eoceno de Karstificación variable, siendo en ocasiones intensa.

La recarga se realiza por infiltración directa del agua de lluvia, y la descarga se realiza principalmente por el manantial de Urederra, con un caudal medio de 4,5 m³/seg.

El volumen de roca saturada para este acuífero es de 17.500 Hm³.

Los resultados obtenidos a partir de las curvas de agotamiento se pueden observar en el siguiente cuadro:

Periodo de validez (días)	Caudal inicio agotamiento (Q ₀ (m ³ /seg))	Coefficiente agotamiento α	Volumen almacenado (Hm ³)
0-2	17,70	0,776	1,54
1-31	4,014	0,034	5,94
31-164	2,15	0,014	7,24
164-Final agotamiento	0,48	0,004	5,49

Los cuatro coeficientes determinados, correspondientes a los diferentes regímenes parciales (microregímenes) que integran las curvas de agotamiento, responden a las diferentes características hidrogeológicas de los acuíferos kársticos.

A fin de tener un mejor conocimiento del funcionamiento hidrogeológico y de su capacidad de regulación, durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" (1975-1983) se realizaron en este acuífero 9 sondeos de reconocimiento (Urbasa R-1 a R-9) y dos de preexplotación (Urbasa P-10 y P-11).

Los principales datos correspondientes a estos sondeos se pueden observar en los cuadros 1 y 2.

CUADRO Nº 1.- CARACTERISTICAS DE LOS SONDEOS DE RECONOCIMIENTO SUBUNIDAD DE URBASA

SONDEO	ACUIFERO	COTA (m)	PROFUNDIDAD (m)	NIVEL ESTIAJE (m)	OBSERVACIONES
URBASA R1 (1)	EOCENO.	851,575	216,00	89,0	
URBASA R2	Calizas, calcarenitas y margas	879,12	328,40	118,05	Inutilizado
URBASA R3	PALEOCENO. Dolomías, calizas y margocalizas	898,507	310	102,32	Inutilizado
URBASA R4	PALEOCENO INF.	891,407	164	97,90	
URBASA R5	Dolomías y calizas	867,28	309	131,13	
URBASA R6	PALEOCENO.	862,218	372,55	126,11	
URBASA R7	Dolomías y calizas	911,772	234,85	148,91	
URBASA R8	PALEOCENO. Calizas y margocalizas	864,154	173,15	131,09	
URBASA R9	PALEOCENO INF.- EOCENO	934,090	263,25	168,40	
URBASA R10	Dolomías, calizas y calcarenitas				
URBASA R11	PALEOCENO- EOCENO.				

URBASA P-10	PALEOCENO	879,18	116	0- 104	600	0-234	400	58,5	ACIDIFICADO (IX-81)
24075078	Dolomías, calizas y margocalizas	3 967,37 0	131,13	104- 234	500 400	234-301	300 400	56	ACIDIFICADO (IX-81)
URBASA P-11	PALEOCENO INFERIOR- EOCENO			234- 302	600	230-307	300		
24031019	Dolomías, calizas y calcarenitas			0- 92 92- 230 230- 308	500 400				

SUBUNIDAD DE ANDÍA:

En la subunidad hidrogeológica de Andía, la compleja tectónica de pliegues y fallas, ha condicionado la formación de tres importantes acuíferos.

ACUIFERO DE ARTETA:

Presenta un área de recarga de 100 km². Se trata de un acuífero libre originado en las calizas y dolomías del Eoceno.

La marga se realiza por infiltración directa del agua de lluvia y la descarga se produce a través del mamantal de Arteta, con un caudal medio de 3 m³/seg.

El volumen de roca saturado para este acuífero es de 8.000 Hm³

Los resultados obtenidos mediante el estudio de las curvas de agotamiento quedan sintetizados en los siguientes cuadros:

12/6/80 a 30/9/80

Periodo de validez (días)	Caudal inicio agotamiento (Q_0 (m ³ /seg))	Coefficiente agotamiento α	Volumen almacenado (Hm ³)
0-2	6	0,307	0,77
2-24	3,35	0,047	3,6
24-80	1,6	0,015	3,6
80-Final agotamiento	0,65	0,0038	11

13/5/81 a 30/9/81

Periodo de validez (días)	Caudal inicio agotamiento (Q_0 (m ³ /seg))	Coefficiente agotamiento α	Volumen almacenado (Hm ³)
0-3	4,55	0,087	1,03
3-37	3,82	0,035	5,9
37-75	2,21	0,02	3,3
75-Final agotamiento	0,66	0,0038	11

Los cuatro coeficientes determinados responden a las diferentes características hidrogeológicas de los acuíferos de naturaleza kárstica.

Durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" se realizaron en el área del manantial de Arteta un total de diez sondeos de reconocimiento (Arteta R-1 a R-9 y Arteta R-12) y cuatro sondeos de preexplotación (Artera P-10, P-11, P-13 y P-14).

Los principales datos correspondientes a estos sondeos se pueden observar en los cuadros 3 y 4.

CUADRO Nº 3.- SONDEOS DE RECONOCIMIENTO SUBUNIDAD DE ANDÍA. A. DE ARTETA

IDENTIFICACION	ACUIFERO	COTA (m)	PROFUNDIDAD (m)	NIVEL DE AGUA		OBSERVACIONES
				Máximo	Mínimo	
ARTETA R1	PALEOCENO INF.	537,55 6	188,75	Surgente	8,55	Inutilizado
ARTETA R2	Calizas,	546,24	270,25	Surgente	14,04	
ARTETA R3	dolomías	541,63	211,45	Surgente	12,52	Inutilizado
ARTETA R4	PALEOCENO.	2	337	1,86	23,02	
ARTETA R5	Calizas, dolomías	553,77 3	154,3	Surgente	8,85	
ARTETA R6			368,62	8,26	27,8	
ARTETA R7	PALEOCENO INF.	537,55 1	241,34	Surgente	14,47	
ARTETA R8	Calizas y dolomías	560,66 4	313,1	1,4	19,47	
ARTETA R9			204,55	1,13	13,6	
ARTETA R12	PALEOCENO EOCENO.	543,52 2	200	Surgente	9,2	
	Calizas, dolomías, margocalizas	550,66 4				
	PALEOCENO	543,11				

	INF.	540,13				
	Calizas, dolomías	2				
	PALEOCENO EOCENO.					
	Calizas, dolomías, margocalizas					
	PALEOCENO INF.					
	Calizas, dolomías					
	PALEOCENO					
	Calizas, dolomías					
	PALEOCENO INF.					
	Calizas, dolomías					
	PALEOCENO INF.					
	Calizas, dolomías					

CUADRO Nº 4.- SONDEOS DE PREEXPLORACION SUBUNIDAD DE ANDÍA. A. DE ARTETA

IDENTIFICACION	ACUIFERO	COTA (m)	PROF. (m)	ENTUBACION		FILTROS	OBSERVACIONES
				TRAMO (m)	φ mm		
ARTETA P13	Calizas marmóreas y dolomías	540,21 2	160	0-112	500-556	56	ACIDIFICACION
ARTETA P11		543,35	178	111-160	450-	28	ACIDIFICACION
ARTETA P10	Calizas marmóreas	2	190	0-114	466	48	
ARTETA P14	dolomías	546,22 5	250	112-178	550-556	38	
				0-177		80	
	Calizas marmóreas	551,27		177-189	450-466	49	
	Calizas marmóreas			0-170 158-250	450-462 350-382 550-566 450-462	52	

ACUIFERO DE RIEZU:

El área de recarga es de aproximadamente 80 km²

La recarga se realiza directamente por infiltración del agua de lluvia, produciéndose la descarga por el manantial de Riezu, con un caudal medio de 2,25m m³/sg.

El volumen de roca saturado para este acuífero se ha estimado en 3.500 Hm³.

Los resultados obtenidos mediante el estudio de las curvas de agotamiento se reflejan en el siguiente cuadro:

10/5/81 a 30/9/81

Periodo de validez (dias)	Caudal inicio agotamiento (Qo (m ³ /seg)	Coefficiente agotamiento α	Volumen almacenado (Hm ³)
0-6	19,9	0,316	4,6
6-12	3,02	0,067	0,86
12-60	2,04	0,034	2,77
60-Final agotamiento	0,34	0,006	3,5

Resultados muy característicos de acuíferos kársticos.

Se han realizado tres sondeos de reconocimiento (Riezu R-1, R-2 y R-3) y dos de preexplotación (Riezu P-4 y P-5)

Los principales datos se pueden ver en los cuadros 5 y 6.

ACUIFERO DE IBERO-ECHAURI:

Presenta un área de recarga de 25 km².

Los manantiales de Ibero y Echauri, nacen en las margas del Eoceno, a través de una falla de dirección NE-SW que se cruza con la falla de Echauri. Drenan el acuífero confinado de Ibero-Echauri. Son los más regulares de todos los manantiales descritos. Los caudales medios estimados son de 0,25 m³/sg respectivamente.

ACUIFEROS MENORES:

Bajo este epígrafe se agrupa un conjunto de manantiales de pequeña importancia regional. Los principales son: el de Albertura, con un área de recarga de 9 km², el de San Donato, con un área de recarga de 8 km², el de Iraunzu, con un área de recarga de 5 km², el de Osquíá, con un área de recarga de 4 km² y el de Anoz, con un área de recarga de 2 km².

PARAMETROS HIDRAULICOS

Las transmisividades se han obtenido a partir de los ensayos de bombeo y de recuperación en los sondeos de preexplotación, y a partir de los ensayos de permeabilidad en los sondeos de reconocimiento.

En el acuífero de Arteta únicamente a partir de los ensayos de permeabilidad y mediante la aplicación de la fórmula de Darcy.

CUADRO Nº 5.- SONDEOS DE RECONOCIMIENTO SUBUNIDAD DE ANDÍA. A. DE RIEZU

SONDEO	ACUIFERO	COTA (m)	PROFUNDI- DAD (m)	NIVEL ESTIAJE (m)	OBSERVACIO- NES
RIEZU R1 (1)	EOCENO	506,861	150	Surgente	Inutilizado
RIEZU R2	Calizas, calcarenitas y margas	519,311	282,50	9,5	
RIEZU R3	PALEOCENO INF.- EOCENO Calcarenitas, calizas y dolomías PALEOCENO INF. Dolomías y calizas		112	Surgente	

CUADRO Nº 6.- SONDEOS DE PREEXPLORACION SUBUNIDAD DE ANDÍA A. DE RIEZU

Nombre	Acuífero	Cota (m)	Prof. (m)	Nivel Esti.	Perforación		Entubación	
					Tramo (m)	φ mm	Tramo (m)	φ mm
RIEZU P4	PALEOCENO INFERIOR	506,427	71	<u>Surgente</u> <u>9,5</u>	0-71	530	0-70	450
RIEZU P5	Dolomías y calizas	519,277	190		600	700	0-100	450
	PALEOCENO INF.EOCENO				530	530	100-190	300
	Calcareni- tas, calizas y dolomías				0-7,25	400		
					7,25-23			
					23-100			
					100-190			

Urbasa, se ha aplicado la Ley de Darcy y se ha podido comprobar que la transmisividad del sistema principal de drenaje puede ser muchísimo más alta que la del resto del acuífero, del orden de 700 m²/dia.

La porosidad eficaz se ha calculado relacionando el volumen de agua almacenado en un determinado momento, deducido a partir de las curvas de agotamiento de los manantiales y el volumen de roca correspondiente a la variación en el almacenamiento, en el periodo considerado.

Los valores de estos parámetros son:

ACUIFERO	TRANSMISIVIDAD (m ² /día)
URBASA	5-10
ARTETA	600-1700
RIEZU	2000
IBERO-ECHAURI	150
ABARZUZA	20
ANOZ	5

MICROREGIMEN	POROSIDAD EFICAZ %		
	Acuífero de Urbasa	Acuífero de Arteta	Acuífero de Riezu
1º	0,28	0,12	2,3
2º	0,34	1	0,72
3º	2	1,6	4,6
4º	0,16	4,5	1,7
MEDIA	0,4	1	2

CALIDAD QUIMICA DE LAS AGUAS

Las aguas de la Unidad de Urbasa pertenecen a dos tipos claramente definidos. En el primero, se incluyen las aguas de los principales manantiales (Urederra, Arteta y Riezu), y en el segundo, se incluyen las aguas termominerales de Belascoain, Echauri e Ibero que provienen del acuífero confinado de Ibero-Echauri y que han estado en contacto con los diapiros, o se han mezclado con aguas más salinizadas.

En el primer grupo, las aguas son de dureza media, mineralización ligera y bicarbonatadas cálcicas. Se trata de aguas químicamente potables y aptas para el riego. Poco variables con el tiempo.

En el segundo grupo las aguas son duras o extremadamente duras y de mineralización notable o fuertemente mineralizadas. Estas aguas son bicarbonatadas cloruradas sodicocálcicas, con una clara tendencia al aumento en cloruro y en sodio, y en menor grado, en potasio, calcio y magnesio.

Son aguas no potables por la presencia de nitritos y amoníaco, aunque en pequeñas cantidades. Si se eliminan dichos elementos, las aguas pasarían a ser potables o sanitariamente tolerables por exceso de cloruro y residuo seco.

Tienen salinidad media y contenidos bajos y medios en sodio, por lo que deben ser utilizadas para riego con ciertas precauciones.

RECURSOS Y RESERVAS

Los recursos de la unidad Hidrogeológica de Urbasa son de 364 Hm³/año, lo que representa un caudal de agua drenado por los manantiales de 11,6 m³/s.

La distribución de estos recursos por acuíferos queda sintetizada en el cuadro adjunto:

	Hm ³ /año	m ³ /sg
SUBUNIDAD HIDROGEOLOGICA DE URBASA (220 km ²)	142	4,5
Acuífero de Urbasa	20	0,65
Acuífero Zadorra-Adoin	162	5,15
TOTAL		
SUBUNIDAD HIDROGEOLOGICA DE ANDIA (230 Km ²)	102	3,25
Acuífero de Arteta	70	2,25
Acuífero de Riezu	17	0,55
Acuífero de Ibero-Echauri	5	0,15
Acuífero de Abárzuza	8	0,25
Acuíferos, otros	202	6,45
TOTAL		
SUBUNIDAD HIDROGEOLOGICA DE URBASA	162	5,15
SUBUNIDAD HIDROGEOLOGICA DE ANDIA	202	6,45
TOTAL	364	11,60

Las reservas de los principales acuíferos son las siguientes:

- Acuífero de Urbasa 70 Hm³ (17500 Hm³ x 0,004)

- Acuífero de Arteta 80 Hm³ (8000 Hm³ x 0,01)

- Acuífero de Riezu 70 Hm³ (3500 Hm³ x 0,02)

6.2.4. CUADRANTE 114-III. ALSASUA

INTRODUCCION

El mapa escala 1:25.000 de Alsasua ocupa el cuadrante inferior occidental de la hoja a escala 1:50.000 de Alsasua.

Como ya se ha dicho anteriormente, los materiales presentes en este cuadrante pertenecen en su mayoría a la Unidad de Urbasa, salvo una banda situada en el sector Norte que pertenece a la Unidad Hidrogeológica de Aralar.

En este apartado se pretende realizar un estudio aislado el estudio de las características hidrogeológicas de los materiales presentes en el cuadrante, sin extenderse en connotaciones regionales, que por otra parte ya han sido realizados en capítulos precedentes. Para ello se estudiaron los acuíferos cuyos manantiales y sondeos se encuentren presentes dentro del cuadrante, remitiendo al estudio de la Unidad Hidrogeológica Regional para todos aquellos materiales presentes en el cuadrante, y que perteneciendo a esta u otras unidades tengan sus descargas e infraestructuras en otros cuadrantes.

ACUIFEROS PRINCIPALES

En este cuadrante aparecen materiales pertenecientes a dos unidades diferentes:

Unidad de Aralar

Unidad de Urbasa (Subunidad de Urbasa y Subunidad de Andía)

UNIDAD DE ARALAR:

Aparece representada por una banda de materiales de edad Albiense-Cenomaniense y directrices generales E-W.

En estos materiales no aparece ningun manantial ni infraestructura importante, siendo sus materiales aflorantes dificiles de ubicar dentro de algunos de los acuíferos de la unidad.

No obstante, para una ampliación de los conocimientos hidrogeológicos del área ver el capítulo correspondiente a la Unidad Hidrogeológica de Aralar.

UNIDAD DE URBASA (subunidad de Urbasa):

Se encuentra ampliamente representado, ocupando la mayor parte del cuadrante. Se trata de un acuífero libre formado esencialmente por dolomias, calizas y calcarenitas del Paleoceno-Eoceno Medio, de karstificación variable, aunque en ocasiones intensa.

La recarga se realiza por infiltración directa del agua de lluvia y la descarga dentro del cuadrante se realiza por el manantial de Olazaiguitia, aunque la principal descarga del acuífero es el manantial de Urederra (Hoja 1:50.000 de Estella) con un caudal medio aproximado de 4,5 m³/seg.

No se ha efectuado ningun estudio de las curvas de agotamiento del manantial de Olazaiguitia, aunque el estudio realizado para el manantial de Urederra, revela que los cuatro coeficientes determinados (ver capitulo 5.2.3.4.), correspondientes a los diferentes regímenes parciales (microregímenes) que integran las curvas de agotamiento, responden a las diferentes características hidrogeológicas de los acuíferos kársticos.

A fin de tener un mejor conocimiento del funcionamiento hidrogeológico del acuífero y de su capacidad de regulacion, durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" (1975-1983) se realizaron en el area de Olaziguitia 5 sondeos de reconocimiento (Urbasa R-2, R-3, R-4, R-7 y R-9) y un sondeo de preexplotación.

Los principales datos correspondientes a estos sondeos se pueden observar en los cuadros 7 y 8.

CUADRO Nº 7.- SONDEOS RECONOCIMIENTO SUBUNIDAD DE URBASA

SONDEO	ACUIFERO	COTA (m)	PRO- FUN- DIDAD (m)	NIVEL ESTIA- JE (m)	OBSERVACIO- NES
URBASA R2	PALEOCENO	879,12	328,40	118,05	Inutilizado
URBASA R3	Dolomías, calizas y margocalizas	898,12	310	102,31	
URBASA R4	PALEOCENO INF. Dolomías y calizas	891,507	164	97,90	
URBASA R7	PALEOCENO Calizas y margocalizas	911,772	234,85	148,91	
URBASA R9	PALEOCENO SUP.- EOCENO Calizas, calcarenitas y margocalizas	934,090	263,25	168,40	
	PALEOCENO SUP.- EOCENO Calcarenitas, calizas y margocalizas				

CUADRO Nº 8.- CARACTERISTICAS DE LOS SONDEOS DE PREEXPLOTACION EN LA SUBUNIDAD DE URBASA

Nombre	Acuífero	Cota (m)	Prof. (m)	Nivel Esti.	Perforación		Entubación	
					Tramo (m)	φ mm	Tramo (m)	φ mm
URBASA P10	PALEOCENO Dolomías, calizas y margocalizas	879,131	302	<u>116</u>	0- 104	600	0- 234	400
					104- 234	500	234- 304	300
					234- 302	400		

Los parámetros hidráulicos se han obtenido a partir de los ensayos de bombeo y de recuperación, así como los ensayos de permeabilidad realizados en los sondeos de reconocimiento. Los parámetros considerados como más representativos para el acuífero son:

Transmisividad $m^2/día$: 5-10

Porosidad Eficaz (media) %: 0,4

UNIDAD DE URBASA (SUBUNIDAD DE ANDÍA)

Los afloramientos que dentro de este cuadrante se pueden ubicar dentro de la Subunidad de Andía, se reducen en un conjunto de dolomías, calizas y calcarenitas del Eoceno Medio que afloran al Este de la falla de Lizarraga.

Para una ampliación del conocimiento de esta subunidad ver el capítulo sobre hidrogeología general de la Unidad de Urbasa.

7. 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. 1-213.

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. N° 16, 75-87.

AMIOT, M. (1982).- "El Cretácico superior de la región Navarro-Cántabra" en "El Cretácico de España" Univ. Comp. Madrid, pp. 88-111.

AMIOT, M. (1983).- "L'individualisation du domaine navarro-cantabre". En "Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique". Mem. Geol. Univ. Dijon, 9. 191

BACETA, J.L. (1996).- "El Maastrichtiense superior, Paleoceno e Ilerdines basal del País Vasco y Oeste de Navarra: secuencias deposicionales y facies". Tesis doctoral Univ. País Vasco UPV-EHU. 404 P.

BARROSO, M.J. (1944).- "Briozoos del Maastrichtiense de Olazagutia (Navarra)". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. T. XI, 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.

BOILLOT, G. (1980).- "De la subduction á la collision: l'exemple des Pyrénées". Sull. B.R.G.M. Secc, 1 núm. 2, pp. 93-101.

CARBALLO, A.; LEON, L. y 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). MAGNA". IGME, Madrid, pp. 1-36.
- CAVELIER, C., Y POMEROL, C. (1986).- "Stratigraphy of the Paleogene". *Bull. Soc. Géol. France*, II, 2, 255-265.
- CHOKROUNE, P.; LE PICHON, X.; 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.
- CIRY, R. (1951).- "L'Evolution paleogeographique de l'Espagne septentrionale au Crétacé inférieur". *Inst. Geol. Min. España. Libro Jubilar. T. 2*, pp. 17-51.
- CIRY, R. (1951).- "Observations sur le 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 los foraminiferos de las margas Eocenas y Oligocenas de Navarra". *Est. Geol. Núm. 2*, pp. 33-84.
- DEREGNAUCOURT, D. & BOILLOT, G. (1982).- Nouvelle carte structurale du Golfe de Gascogne. *Comptes Rendus Academie des Sciences de Paris. Série II, v. 294*, p. 219-222.
- DIPUTACION FORAL DE NAVARRA (1975-82).- "Proyecto Hidrogeológico de Navarra". (Fases 1 y 2).
- DIPUTACION FORAL DE NAVARRA (1983).- "Las aguas subterráneas en Navarra".
- DIPUTACION FORAL DE NAVARRA (1983).- "Estudio de viabilidad de regulación del Manantial de Arteta".
- EVE (1992).- Mapa Geológico del Pais Vasco escala 1:25.000. Hoja 114-I ATAUN.
- FERNANDEZ-MENDIOLA, P. A. (1986).- El Complejo Urganiano en el sector oriental del Anticlinorio de Bilbao. Tesis Doctoral, Univ. Pais Vasco. *Kobie, XVI*, p. 7-184.
- FEUILLEE, P. (1962).- "Le Cretacée moyen en Navarre espagnole". *Mem. Cong. Int. eSt. Pirenaicos. p. 12*, Pau.

-
- FEUILLEE, P. (1963).- "La base de Flysch Sud-Pyrénéen (Navarre Espagnole)". C. R. Acad. Sc. T. 256, pp. 2640-2642.
- FEUILLEE, P. (1965).- "Contribution a la connaissance des Cretáce moyen du Nord et l'Ouest de la Navarre espagnole". Actes 4° Congrès Int. Et Pyren. Pau, pp. 48-59.
- FEUILLEE, P. (1971).- "Les calcaires biogéniques de l'Albien et du Cenomanien pyreneo-cantabriques: problemes d'environnement sedimentaire". Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology. V. 9. Núm. 4, pp. 277-311.
- FEUILLE, 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.
- FEUILLE, 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.
- FLOQUET, M. (1991).- "La plate-forme Nord-Castellane au Crétacé supérieur (Espagne) Arrière-pays ibérique de la marge passive basco-cantabrique, sédimentation et vie". Tesis doctoral. Mem. Géol. Univ. Dijon. Vol. 14 (dos tomos), 925 p.
- FROUTE (1988).- "Le rôle de l'accident d'Estella dans l'histoire geologique Crétacé supérieur à Miocene des Bassins Navarro-Alavais (Espagne du Nord)". Tesis Doctoral Univ. de Pau, 231 p.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J. (1979 a). -"El Complejo Urgoniano del Sur de Santander". Tesis Doctoral, Universidad del Pais Vasco, 673 pp.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1982).- "Unidades litoestratigráficas del Arco Vasco. Aptiense-Albiense". In "El Cretácico de España". Univ. Comp. Madrid, pp. 77-84.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1982).- Aptiense y Albiense. En: A. Garcia (ed). El Cretácico de España, pp. 63-84.
- GARCIA MONDEJAR, J. (1982). -"El cretacico inferior de la cuenca vasco-cantábrica. En: El Cretácico de España. Universidad Complutense, Madrid, p 63-84.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J. (1989). -"Strike-slip subsidence of the Basque-Cantabrian basin of norther Spain and its realtionship to Aptian-Albian opening of Bay of Biscay". En: Tankard, A. J. y Balkwill, H. R. (eds.). Extensional Tectonics and Strafigraphy of the North Atlantic Margins. AAPG Memoir 46, p. 395-409.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J.; PUJALTE, V. Y ROBLES, S. (1986). -"Características sedimentológicas, secuenciales y tectoestratigráficas del Triásico de Cantabria". Cuad. Geol. Ibérica 10, p. 151-172.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1950).- "Esquema Geológico del País Vasco 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). IGME, Madrid, pp. 1-27.

JEREZ, L.; ESNAOLA, J.M. y RUBIO, V. (1971).- "Estudio geológico de la provincia de Guipúzcoa". Mem. IGME. V, 79, pp. 1-130.

JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972).- "Explicación del Mapa Tectónico de la Península Iberica y Baleares". IGME, pp. 1-113.

KARREMBERG, H. (1946).- "La evolución postvarística de la cordillera cántabro-astúrica". Publ. extr. sobre Geol. de España, T. III, pp. 105-224 (Trad. J. Gómez de Llarena).

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 Pyrénées navarraises". Bull. Soc. Geol. France, 4^a Serie, XXVIII, pp. 93-111.

LAMARE, P. (1931).- "Les éléments structuraux des Pyrénées Basques d'Espagne. Essai de synthese tectonique". B.S.G.F. 5^a 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.

LAMARE, P. (1952).- "Le structure geologique des pyrénées basques". Rev. Inst. Est. Pirenaicos. Inst. Jaime Almela C.S.I.C., núm. 18, pp. 1-44.

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.

LOPEZ-HORGUE, M.A., LERTXUNDI MANTEROLA, D. y BACETA CABALLERO, J.I. (1996).- Evolución sedimentaria del episodio mixto carbonatado-terrigeno del Albiense superior-Cenomaniense Inferior de Alsasua (Nafarroa) y Asparrena (Araba): La Unidad Albeniz. En: Libro homenaje a Máximo Ruiz de Gaona, Príncipe de Viana, Cuadernos de Ciencias., Gobierno de Navarra, Iruñea-Pamplona, (Nos., 14, 15, 16).

LOTZE, F. (1946).- "Elementos estructurales dirigidos al NE que intervienen en la constitucion de los Pirineos occidentales". Publ. extr. sobre Geol. de España, T. III, pp. 310-313.

-
- LOTZE, F. (1960). - "Zur gliederung der oberkreide in der Baskischen depression (Nordspanien)". Neues Jahrbuch Geologische Palaontologische Monatsh 3, p. 132-144.
- LLOPIS LLADO, N. (1945).- "Sobre la estructura de Navarra y los enlaces occidentales del Pirineo". Miscelanea Almela, T. VII, pp. 159-186.
- MANGIN, J., P (1955).- "L'Eocene inferieur des provinces de Burgos, d'Alvar et de la Navarre Occidentale". Comp. Rend. Sc. Acad. Sc. Paris, T. 241, pp. 73-75.
- MANGIN, J. P (1958).- "Nota preliminar sobre la estratigrafía del Nummulítico en la región del Pirineo occidental (vertiente española)". Not. y Com. IGME, núm., 52, pp. 117-124
- MANGIN, J. P (1959-60).- "Le Nummulitique Sud-pyreneen a l'Ouest de l'Aragón". Pirineos. nums. 51-58, C.S.I.C., 631 pp. Zaragoza.
- MANGIN, J. P. y RAT, P. (1962).- "L'evolution post-hercynienne entre Asturies et Aragon (Espagne)". Mem. Soc. Geol. France, T. 1, pp. 333.349.
- MARTINEZ TORRES, L.M. (1984).- "Introducción a la Cuenca Vasca". I Campamento de Geología, Transversal a la Cuenca Vasca (Guía de Campo). Dip. Foral de Alava. Dept. cultura. Servicio de Museos.
- MARTINEZ TORRES, L.M. (1991).- El Manto de los Mármoles, Geología Estructural y Evolución Geodinámica. Editorial de la Universidad del Pais Vasco. 294. pp.
- MATHEY, B. (1982).- "El Cretacico superior del Surco Vasco". in El Cretácico de España. Univ. Comp. Madrid, pp. 111-135.
- MATHEY, B. (1986).- "Les flysch Crétacé supérieur des Pyrenees basques. Age, anatomie, origine du materiel, milieu de dépôt et relation avec l'averture du Golfe de Gascogne". Tesis doctoral. Mem. Géol.. Univ. du Dijon. vol. 12, 399 p.
- MATTAUER, M. et SEGURET, M. (1971).- "Les relations entre la Chaine 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.
- MONTADERT, L., WINNOCK, E., DETTIEL, J.R., GRAN, G. (1974).- Continental margins of Galicia Portugal and Say of Biscay. En: Burk y Drake (eds), Geology of Continental Margins. Springer Verlag, Berlin, p. 323.342.

MONTADERT, L; ROBERTS, D. G.; DE CHARPAL, O. y GUENOC, P. (1979).-"Rifting and subsidence of the northern, continental margin of the Bay of Biscay". En: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 48. D.C., U.S. Government Printing Office, p. 1025-1059.

PAYROS, A., PUJALTE, V., BACETA, J.I., ORUE-ETXEBARRIA, X. Y SERRA-KIEL, J. (1966).- "Las calizas eocenas del Oeste de Navarra: revisión redefinición y nueva interpretación de sus unidades estratigráficas". Libro Homenaje a M. Ruiz de Gaona. F. Príncipe de Viana.

PAYROS, A. (1966).- "El Eoceno de la cuenca de Pamplona: Estratigrafía secuencial y evolución paleogeográfica". Tesis doctoral. Univ. País Vasco, 300, p.

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.

PUIGDEFABREGAS, C. y SOUQUET, P. (1986).- "Tecto-sedimentary evolution and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees". Tectonophysics, 129, 173-203.

PUJALTE, V. (1981). -"Sedimentary succession and palaeoenvironments within a fault-controlled basin: the Wealden of the Santander area, northern Spain". Sed. Geol. 28, 293-325.

PUJALTE, V. y MONGE, C. (1985). -"A tide-dominated delta systems in a rapidly subsiding basin: the middle Albian-Lower Cenomanian Valmaseda Formation of the Basque-Cantabrian region, northern Spain". Abstracts of the 6th European Regional Meeting of Sedimentology (Lleida, Spain), p. 381-384.

PUJALTE, V., ROBLES, S. y VALLES, J.C. (1988).- "Evolución tectoestratigráfica de la parte occidental de la cuenca Vasco-Cantábrica durante el Jurásico". III Col. Estrat. y Paleogeogr. Jurásico de España, vol.resúmenes, pp. 82-84 . Logroño.

PUJALTE, V., ROBLES, S., ROBADOR A., BACETA, J.I. y ORUE-ETXEBARRIA, X. (1993).- "Schelf to basin Palaeocene paleogeography and depositional sequences, Western Pyrenees, North Spain". In "Sequence Stratigraphy and Facies Association". (Eds. Posamentier et al). Spec. Publs. Int. Ass. Sediment, 18, 369-395.

PUJALTE, V., BACETA, J.I., PAYROS, A., ORUE-ETXEBARRIA, X. Y SERRA-KIEL, J. (1994).- "Latest cretaceous-middle eocene sequence stratigraphy and biostratigraphy of the SW and W Pyrenees (Pamplona and Basque Basins, Spain)". Field-trip guidebook, GEP and IGCP 286 Field Seminar Septiembre 1994, 119.

RAMIREZ DEL POZO, J. (1969).- "Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de la facies Purbeckiense y Wealdiense del Norte de España". Ed. Cepsa, pp. 1-68.

-
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).- "Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica)". Mem. IGME, T. 78, pp. 1-357.
- RAT, P. (1959).- "L'extension vers l'Ouest du cretace superieur a Facies Basque". Colloque sur le Cretace superieur en France, Dijon. pp.523-533.
- RAT, P. (1959).- "Les pays Basco-cantabriques". Thesis. Fac. Sc. Univ. Dijon. T. 18, pp. 1-525.
- RAT, P. (1963).- "Problemes du Crétacée Inferieur 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 Cretace Basco-cantabrique et Nord-Iberique". Mem. Geol. Univ. Dijon. pp. 1-191.
- RAT, P. (1988). "The Basque-Cantabrian basin between the iberian and European plates some facts but still many problems". Rev. Soc. Geol. España 1 (3-4) p. 327-348.
- RAT, P., AMIOT, M.; FEUILLÉE, P.; FLOQUET, M.; MATHEY, B.; PASCAL, A. & SALOMON, J. (1983).- Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et nordIbérique. Une marge et son arrière-pays, ses environnements sédimentaires. Mém. Géol. Univ. Dijon, v. 9, 191 pp.
- REY, R.; RICART, J. y SANCHEZ PAUS, J. (1964).- "Informe geológico sobre la región de Salvatierra-Asasua". Ciepsa (inédito).
- RUIZ DE GAONA, M. (1943).- Nota sobre crustáceos decápodos de la cantera del Monte Orobe, (Asasua). Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, XLI, 425-433.
- RUIZ DE GAONA, M. (1952).- "Algunos datos geológico-paleontológicos sobre el Valle de La Barranca (Navarra)". Actes I^{er} Congre. Int 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.
- 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 im Nordwestlichen Navarra (Spanien)". Munster Diss.
- VOORT, H. B. (1963).- "Zum flysch problem in den Westpyrenäen". Geol. Rund. 53, 220-233.
- WIEDMANN, J. (1979).- Itineraire geologique a travers de Cretace Moyen des Chaines Vascogotiques et Celtiberique (Espagne du nord). En: Mid Cretaceous events, Iberian IField Conference 77. Cuadernos de Geología Iberica, 5, p. 127-214.
- ZIEGLER, P.A. (1982).- "Geological Atlas of Western and Central Europe". Elsevier, 2 vol. 130 pp.