



Gobierno de Navarra
Departamento de Obras Públicas,
Transportes y Comunicaciones

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DE NAVARRA

ESCALA 1:25.000

HOJA 114-II

UHARTE-ARAKIL

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. Triasico	3
2.1.1.1. Arcillas abigarradas yesíferas y yesos (109). Facies Keuper	3
2.1.2. Jurasico	4
2.1.2.1. Dolomías, brechas calcáreas y calizas (113). Rethiense-sinemuriense	5
2.1.2.2. Alternancia de margas, calizas y calizas margosas, de aspecto tableado (114). Sinemuriense-toarciense	8
2.1.2.3. Calizas biocásticas en bancos potentes con margas intercaladas (115). Aalenense-Bathonense	10
2.1.2.4. Margas, margocalizas y calizas con sílex (116). Calloviense-Kimmeridgiense	11
2.1.2.5. Calizas arenosas y oolíticas y areniscas. Calizas organógenas hacia el este (125). Kimmeridgiense	12
2.1.3. Transito jurasico-cretacico	14
2.1.3.1. Margas, margas arenosas y areniscas en la base. Calizas con serpulas a techo (128). Portlandense-Barremiense	15
2.2. CRETACICO	18
2.2.1. Facies de implantación urgoniana	18
2.2.1.1. Arcillas, areniscas calcáreas, margas arenosas y niveles discontinuos de caliza (130). Barremiense-Aptiense	18
2.2.2. Urgoniano	19
2.2.2.1. Calizas micríticas con rudistas y corales. Calcarenitas biocásticas (131) margas, limolitas y areniscas calcáreas (132). Margocalizas y margas (134). Calizas arrecifales con corales y rudistas (133). Margas y margocalizas arenosas. Niveles ricos en orbitolinidos y corales (139). Brechas y megabrechas calcáreas (141)	19
2.2.3. Series terrígenas del Albiense superior	25
2.2.3.1. Brechas y megabrechas calcáreas (141). Lutitas, limolitas y areniscas (140)	25
2.2.4. Calizas arrecifales, margas y margocalizas y limolitas (19). Barremiense-Albiense	28
2.2.5. Margas y margocalizas arenosas (186). Campaniense inferior	28
2.2.6. Arcillas y areniscas (29). Vraconiense-Cenomaniense	30
2.2.7. Margas, calizas arenosas y areniscas calcáreas (166). Cenomaniense-Santoniense	31
2.2.8. Calcarenitas (167). Turoniense-Santoniense	32
2.2.8.1. Margas y calizas margosas (185). Calcarenitas y margas (184). Campaniense-maastrichtiense	33
2.3. CUATERNARIO	34

2.3.1.	Pleistoceno-Holoceno.....	34
2.3.1.1.	Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis (516,517,518 y 519). Pleistoceno.	34
2.3.1.2.	Arcillas de decalcificación. Fondos de dolina (523). Pleistoceno-holoceno.....	34
2.3.1.3.	Fangos con cantos dispersos. Depósitos con influencia periglaciaria (522). Pleistoceno-holoceno. 34	
2.3.2.	Holoceno.....	35
2.3.2.1.	Gravas, arenas y arcillas. Aluvial y terraza baja del río arakil (525), meandros abandonados (530), fondos de valle (527) y conos de deyección (536). Holoceno.....	35
2.3.2.2.	Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis actual-subactual (534), coluviones (543) y depósitos aluvial-coluvial (537). Holoceno.....	36
2.3.2.3.	Fangos y arcillas. Fondos endorreicos y semiendorreicos (542). Holoceno.	36
3.	TECTONICA.....	37
3.1.	LA CUENCA VASCO-CANTABRICA. CONTEXTO ESTRUCTURAL	37
3.2.	UNIDADES ESTRUCTURALES	41
3.2.1.	Terminación oriental del cabalgamiento de aitzgorri.	42
3.2.2.	Unidad de Aralar.	45
3.2.3.	Labios de la falla de Alsasua-Irurtzun.....	46
3.2.3.1.	Sinclinales de Urbasa y Andía.....	46
3.2.3.2.	Anticlinal de Ergoiena	46
3.2.3.3.	Sinclinal de San Donato-Satrustegi	47
3.2.3.4.	Diapiro de OOlo	47
4.	GEOMORFOLOGIA	49
5.	HISTORIA GEOLOGICA.....	51
6.	GEOLOGIA ECONOMICA	59
6.1.	RECURSOS MINERALES.....	59
6.1.1.	CALIZA	59
6.1.2.	HIERRO.....	59
6.2.	HIDROGEOLOGIA	60
6.2.1.	INTRODUCCION	60
6.2.2.	UNIDAD HIDROGEOLOGICA DE ARALAR.....	61
7.	BIBLIOGRAFIA.....	74

1. INTRODUCCION

La hoja de Uharte-Arakil (114-II) a escala 1:25.000 forma parte de la hoja de Alsasua nº 114 a escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Nacional (I.G.N.). Integramente incluida en la provincia de Navarra, presentando la continuación de los relieves principales de la hoja contigua (Lakuntza). Más de los dos tercios de la parte Norte de la hoja corresponden a la Sierra de Aralar, macizo montañoso de dirección aproximada E-W que presenta en este cuadrante su límite meridional en el denominado Valle de Arakil. Este valle está surcado por el río homónimo y pequeñas regatas tributarias, presentando su límite Sur con la Sierra de Andía, en la hoja contigua de Hiriberri-Villanueva Arakil (114-IV). En la zona Norte de este cuadrante tiene su nacimiento el río Larraun, en las fuentes de Iribas. La mayor parte de la Sierra de Aralar tiene un gran desarrollo karstico actual, formando distintos acuíferos; dos de los acuíferos más importantes de este sistema kárstico, el de Iribas y el de Irañeta, descargan en el ámbito de este cuadrante por los manantiales de Iribas (antes mencionado) y Urruntzure-Amurguin, respectivamente.

Las cotas principales de Aralar en este cuadrante corresponden al pico Artxueta y relieves de la zona de Malloak, con alturas que rondan los 1300 m; el Valle de Arakil no sobrepasa los 500 m de altitud.

Las localidades más importantes son Uharte-Arakil e Irañeta; las principales vías de comunicación son la autovía Irurtzun-Vitoria y el FC Pamplona-Alsasua.

Bajo el punto de vista geológico, el cuadrante de Uharte-Arakil se sitúa en la Cuenca Vasco-Cantabrica, parte oriental, acogiendo la estructura anticlinal de Aralar. Este anticlinal se presenta cabalgante en la zona norte de la Sierra, presentando una estructura similar asociada en Oderitz (ambos con vergencia norte). Estas estructuras, de dirección aproximada E-W sufren hacia el Este un cambio de dirección, conjugándose con el accidente NNW-SSE de Irurtzun, el cual sirve de transferencia a los mismos. Al Norte del anticlinal de Oderitz, se distingue un pliegue sinclinal de amplio radio acompañante del juego inverso de aquel. Asimismo, una serie de fallas perpendiculares a los accidentes principales actuaron de relajación de los esfuerzos principales. Cabe también destacar el accidente inverso con vergencia sur de Irurtzun-Alsasua, en la esquina SE de la hoja, entre Egiarreta e Hiriberri-Villanueva.

La evolución tectónica global se enmarca dentro de la apertura del Golfo de Bizkaia, acontecimiento con influencia en la sedimentación y motor principal de las directrices estructurales alpinas. Podemos decir, asimismo, que el área de estudio supone el nexo entre las estructuras del Arco Vasco y las del dominio pirenaico, siendo también el nexo oriental del denominado Dominio Navarro-Cántabro.

Estratigráficamente, afloran materiales desde el Trías (Keuper) al Albiense Superior, así como una pequeña escama del Campaniense inferior aflorante gracias al accidente inverso de Irurtzun-Alsasua, y otra parte del Cenomaniense superior-Santonense al Norte del cabalgamiento de Aralar.

Trabajos previos en la zona son los de CIRY y MENDIZABAL (1949), RUIZ DE GAONA (1952), LAMARE (1952) y RAT (1959). Posteriormente se han realizado investigaciones cartográficas para la Diputación de Navarra (1969) e IGME (1987). Asimismo, es de gran interés el realizado por FLOQUET y RAT en 1975, en la Sierra de Aralar, y la tesis de PASCAL (1984) para el Urgoniano de la Cuenca Vasco-Cantábrica.

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

Los materiales aflorantes en esta hoja se reparten entre tres dominios estructurales:

-Anticlinal cabalgante de Aralar. Aquí se incluyen la mayoría de los afloramientos, abarcando series desde el Lias inferior hasta el Albiense superior, siendo el episodio calizo urgoniano el más ampliamente representado.

-Zona norte de Mugiro. Corresponde al autóctono relativo (parte cabalgada) de la estructura de Aralar. Afloran materiales del Cretácico superior y, a favor de una pequeña escama, Trías Keuper.

-Zona sureste de Egiarreta. Materiales del Campaniense inferior aflorantes en el labio sur de la estructura inversa de Irurtzun-Alsasua.

2.1. MESOZOICO

2.1.1. Triasico

2.1.1.1. Arcillas abigarradas yesíferas y yesos (109). Facies Keuper

Afloran en el diapiro de Lecumberri, los términos superiores del Trías, constituidos por arcillas de tonos abigarrados, con intercalaciones de bancos masivos de yesos, que en ocasiones forman bolsadas discontinuas. Es frecuente la presencia de minerales autigénicos como los cuarzos bipiramidados.

Debido a la intensa tectonización sufrida, así como a la incompetencia de los materiales, no se ha podido realizar un estudio sedimentológico del Keuper, ni evaluar su potencia. De manera tentativa se puede indicar que su deposición tuvo lugar en áreas litorales de tipo sebkha bajo condiciones de aridez que permitieron la formación de evaporitas y sales.

Se atribuyen al Triásico superior, sin mayor precisión cronoestratigráfica, debido a su carácter azoico.

2.1.2. Jurasico

Los materiales del Jurásico de la provincia de Navarra afloran formando una serie de alineaciones o bandas que, de un modo general, siguen una dirección Este-Oeste, a favor de fracturas y frentes de cabalgamiento. En la hoja de Uharte-Arakil, constituyen en parte los relieves de la Sierra de Aralar.

Sobre el Jurásico de la región de Altsasua, existen numerosas publicaciones entre las que destacan la tesis de LAMARE (1936), RAMIREZ DEL POZO (1971) y DUVERNOIS et al (1972), así como los trabajos de VILLALOBOS y RAMIREZ (1971) y SOLER y JOSE (1971) y la hoja MAGNA de Gulina (CARBALLO et al, 1977). FLOQUET et al (1977) y BULARD et al (1981) analizan la amplitud litoestratigráfica de las sucesivas discontinuidades. GARMENDIA y ROBLES (1991) identifican para Navarra y Gipuzkoa a las macrosecuencias para el Lias y el Dogger y establecen las unidades para el Jurásico superior marino.

Para su estudio, se han reconocido las tres columnas estratigráficas clásicas de la zona: Nacadero de Iribas, Baraibar y Cuevas de Amutxete. También, nos apoyamos en el estudio pormenorizado realizado por Guillermo Meléndez, Marcos Aurell, Blanca Fontana, M^a Rosario Gallego y Beatriz Bárdenas del Departamento de Geología de la Univesidad de Zaragoza, sobre la "Reconstrucción Evolutiva de los Ecosistemas Jurásicos de la Cordillera Vasco-Cantábrica oriental (Prov. de Navarra)", adaptando sus conclusiones a las dimensiones de este trabajo.

En general, puede considerarse que el Jurásico marino en la zona estudiada presenta una notable homogeneidad de facies, si bien las potencias de las diferentes unidades muestran variaciones locales significativas.

El límite inferior de la serie jurásica corresponde al contacto entre las arcillas yesíferas del Keuper y el tramo dolomítico inferior del Lías, que incluye a las dolomías de la Fm. Imón y a las Carniolas. El límite superior corresponde a una importante discordancia erosiva entre los materiales del Jurásico marino y los sedimentos continentales de la Facies Weald.

Dentro de este conjunto de rocas carbonatadas se han diferenciado, atendiendo a sus características litoestratigráficas, cinco conjuntos cartográficos, que de muro a techo se describen a continuación:

2.1.2.1. Dolomias, brechas calcareas y calizas (113). Rethiense-sinemuriense

Aflora esta formación en una estrecha banda E-W adosada al cabalgamiento principal de Aralar, y por sus características litológicas da lugar a un resalte topográfico bajo la formación margosa que se le superpone.

Está formada por un término inferior de dolomías cavernosas de tipo "carniolar" y/o brechas con cantos angulosos cementados por una matriz calcárea, de colores grisáceos o rosados. La potencia del tramo no se puede calcular en esta hoja, ya que al estar afectado por el cabalgamiento de Aralar, se encuentra siempre tectonizado e incompleto. En áreas cercanas de la hoja de Tolosa puede cifrarse en unos 150 m.

Dentro de esta unidad cartográfica pueden diferenciarse cuatro litofacies diferenciadas y relacionadas entre sí mediante cambio lateral de facies.

-DOLOMIAS MASIVAS Y BRECHAS: Está constituida por dolomías masivas oquerosas, localmente estratificadas en bancos de hasta 1 m y en ocasiones con superficies ferruginosas internas. Localmente presentan clastos angulosos de caliza y dolomía, de tamaño centimétrico que pueden llegar a constituir niveles de brechas. Estas brechas se disponen en niveles bien estratificados de espesor centimétrico a métrico. Generalmente son no granosostenidas y pueden ser oquerosas, o muy compactas y bien cementadas. Contienen clastos angulosos, heterométricos (1 a 7 cm), de composición calcárea y dolomítica. Se identifican clastos micríticos y dolomíticos con laminación algal, así como clastos con textura wackestone a packestone intraclástico, con ocasionales ooides y bioclastos (foraminíferos bentónicos, crinoides y bivalvos de concha gruesa). Localmente se encuentran clastos de brechas de cantos planos, y evidencias de depósito primario de evaporitas (porosidad móldica, cristales de anhidrita y yeso).

Estas dolomías masivas oquerosas, denominadas tradicionalmente "carniolas", afloran al oeste de Baraibar, en el borde norte de la hoja, próximos al cabalgamiento, con potencias de hasta 85 m. Se presentan generalmente interestratificadas con calizas dolomíticas. En las zonas central y meridional pueden llegar a constituir toda la unidad.

-CALIZAS DOLOMITICAS Y DOLOMIAS: Se trata de calizas ligeramente dolomitizadas, de textura mudstone, y dolomías microcristalinas que presentan laminación algal frecuente y que se disponen en cuerpos tabulares de 0,1 a 0,5 m de espesor. Ocasionalmente contienen bioclastos (foraminíferos bentónicos, bivalvos y equinodermos) así como cuarzo, anhidrita y opacos como accesorios.

-CALIZAS LAMINADAS: Están formadas por calizas de color beige a gris claro, estratificadas en niveles tabulares de 10 a 60 cm de espesor. Estas calizas presentan laminación algal, teppees y, en ocasiones, porosidad fenestral. Intercaladas aparecen calizas bioclásticas (crinoides y bivalvos) y peloidales de texturas mudstone-wackestone a packstone. Localmente, a techo de los estratos se encuentran brechas de cantos planos de espesor centimétrico.

Las calizas laminadas estan representadas en todos los perfiles estudiados, con potencias inferiores a 30 m.

-CALIZAS OOLITICAS: Son calizas oolíticas y peloidales (packstone a grainstone) de color gris a beige claro, en bancos regulares de 10 cm a 1 m de espesor, o formando barras de acreción lateral con laminación cruzada. Ocasionalmente, se observan intercalaciones de calizas con laminación algal y porosidad fenestral, y calizas bioclásticas de textura mudstone a wackestone (bivalvos, pectínidos, crinoides, equinodermos, gasterópodos, foraminíferos bentónicos y belemnites). Presenta potencias homogéneas en torno a los 10 m.

En cuanto a la interpretación sedimentaria de estas litofacies, el origen de las dolomías masivas y brechas, se ha relacionado tradicionalmente con la disolución de evaporitas interestratificadas con calizas y dolomías depositadas en ambientes supramareales, acompañada de procesos de dolomitización y brechificación debida a colapso (e.g. MORILLO y MELENDEZ, 1979). Este proceso de brechificación esta apoyado por la falta de evidencias de transporte en esta brecha y por la similar composición de la materia y los clastos. Los clastos carbonatados con laminación algal y re TRABAJADOS evidencian un ambiente de depósito inter o supramareal en condiciones restringidas, con depósito de sedimentos evaporíticos. Además, la presencia de clastos calcáreos con facies bioclásticas (a menudo los bioclastos presentan gruesas envueltas micríticas) y oolíticas sugiere la instalación esporádica de ambientes de lagoon y barrera.

Las calizas dolomíticas y dolomías se depositaron en una llanura mareal carbonatada, con episódicas exposiciones subaéreas. Cuando estas facies están intercaladas con las dolomías masivas, representan etapas de mayor influencia marina en los ambientes marinos restringidos descritos anteriormente. Teniendo en cuenta su relación de cambio lateral de facies con las unidades laminadas, oolíticas y bioclásticas suprayacentes, esta facies correspondería a los depósitos más proximales de la rampa carbonatada Sinemuriense inferior.

En las calizas laminadas el reconocimiento de las secuencias de somerización y el análisis de facies en cada uno de sus términos permite afirmar que estos materiales se depositaron en una llanura mareal carbonatada, en la totalidad del área estudiada.

En la zona submareal la sedimentación estaría dominada por la decantación de fango carbonatado, como muestra el predominio de las facies micríticas con escasos bioclastos. Localmente, en zonas de alta energía intermitente, se desarrollarían bancos y shoals peloidales y oolíticos, correspondientes a las facies packstones a grainstones de peloides y ooides.

En la zona intermareal el sustrato estaría ampliamente colonizado por algas, dando lugar a las laminaciones algales generalmente planares que caracterizan a las facies de calizas laminadas. La existencia de ocasionales episodios de tormenta viene reflejada por la presencia de láminas con acumulación de ooides y peloides en estas facies algales. Estos componentes serían transportados por las tormentas desde la zona submareal (bancos peloidales y oolíticos).

Las calizas oolíticas se sedimentaron en un ambiente de llanura mareal, en su mayor parte en la zona submareal, aunque localmente aparecen términos intermareales (calizas con laminación algal). La presencia de facies granosostenidas (packstones bioclásticos y packstones-grainstones oolíticos y peloidales), que muestran a menudo morfología de barras, señalan el desarrollo de shoals oolíticos y bioclásticos en los dominios submareales de esta llanura. Localmente existirían zonas de menor energía, con predominio de sedimentación fangosa (facies de mudstones y wackestones bioclásticos).

Los materiales de esta unidad en secuencias de somerización en las que el término submareal está formado por calizas bioclásticas y/o oolíticas, debidas a la

acumulación de restos bioclásticos o a la migración de barras oolíticas. El término intermareal está representado por las calizas laminadas, que son originadas por los tapices algales de tipo estromatolítico.

Estas secuencias caracterizan el depósito en una amplia llanura de marea carbonatada sub-intermareal, en la que ocasionalmente se encuentran niveles de acumulación bioclástica generados por tormentas.

Este conjunto litológico presenta características faunísticas muy pobres. Solo a techo aparece algo de macrofauna. Por consideraciones de tipo regional atribuimos la base al Rethiense, mientras que el hallazgo en el perfil del Nacedero de Iribas (SOLER y JOSE, 1971) de un *Aretites* cf. *bucklandi* permite datar el techo de la formación como sinemuriense inferior-medio, edad que coincide con la clásica de esta unidad regionalmente. La microfauna es, asimismo escasa y poco definitoria. En el corte citado se han reconocido: *Lingulina*, *Lenticulina* y *Ostracodos* que corroboran la datación macropaleontológica. Atribuimos, pues, a esta unidad una edad Rethiense-Sinemuriense.

2.1.2.2. Alternancia de margas, calizas y calizas margosas, de aspecto tableado (114). Sinemuriense-toarciense

Esta unidad que aflora en la zona norte, ocupando una franja alargada de dirección E-O, al sur de Iribas y Baraibar, representa un cambio litológico brusco sobre la unidad anterior. Dada su litología, da lugar a depresiones morfológicas sobre el terreno, encontrándose frecuentemente cubierta por derrubios. Por lo que las observaciones de este tramo suelen ser puntuales.

Hacia la base está formada por una alternancia de calizas margosas compactas grises y margas calcáreas lajosas, dispuestas en niveles de 10 a 30 cm de potencia. Hacia el techo de la unidad aumenta la proporción de los niveles carbonatados con respecto a los de carácter margoso. La textura de las calizas es mudstone a wackestone de bioclastos y fósiles, con belemnites abundantes y de gran tamaño, bivalvos (pectínidos en su mayoría), crinoides equinodermos, braquiópodos y ocasionales ammonites. La bioturbación es frecuente. Localmente se encuentran niveles con concentración de bioclastos, con base erosiva planar. Hacia la parte superior de la serie se pueden observar lumaquelas de pectínidos de gran talla que suelen concentrarse a techo de los estratos.

Al techo del tramo predominan las margas lajosas de color gris o pardo amarillento, estratificadas en niveles regulares de 20 a 30 cm. Presentan intercalaciones ocasionales de caliza y caliza margosas del mismo color, en niveles de espesor decimétrico. La textura de estas calizas es wackestone y ocasionalmente packstone de bioclastos (bivalvos, braquiópodos, belemnites y ammonites abundantes, y escasos pectínidos y crinoides). Estos materiales muestran una bioturbación intensa, con ichnitas de diferente morfología, en su mayoría de tipo Chondrites. Por lo general, la unidad presenta una tendencia al aumento de los términos margosos, hasta aproximadamente la mitad de la serie, y un aumento posterior de los términos carbonatados.

La potencia total de la formación alcanza los 110 m en el Nacedero de Iribas.

Los materiales de esta unidad se depositaron en los dominios medios y externos de una rampa submareal de gran extensión y baja energía, los niveles bioclásticos podrían corresponder a momentos de mayor energía (tormentas). Hacia el sur del área de estudio se situarían las zonas relativamente más someras de esta rampa.

El contenido faunístico es muy abundante en Ammonites, Braquiópodos, Belemnites y Lamelibranquios. Entre la microfauna se han encontrado Lenticulina, Vaginulina, Nodosaria, Nubecularia, Glomospira y Ostrácodos. Regionalmente, en estos niveles se han clasificado Arietites sp. y Oxinotoceras oxinotum en la parte inferior así como Grammoceras striatum, Hildoceras bifrons y Harpoceratidos en la superior. Estas faunas indican una edad que va desde el Sinemuriense superior hasta el Toarciense superior, sin que pueda descartarse la posibilidad de que el techo de la formación corresponda ya al Aaleniano.

En la zona de Baribar G. Melendez, M. Aurell, B. Fontana, R. Gallego y B. Bádenas han caracterizado las Biozonas Tenuicostatum y Serpentinus del Toarciense inferior, la Biozona Bifrons del Toarciense Medio y la Biozona Thouarsense del Toarciense superior.

-Biozona Tenuicostatum: Protogrammoceras paltus (BUCKMAN), Dactylioceras (Orthodactylites) cf. ernsti LEHMANN, Hildaites sp.

-Biozona Bifrons, Subzona Sublevisoni: Hildoceras tehysi GECZY, Hildoceras lusitanicum MEISTER.

Ha sido identificada únicamente la base del Toarciense superior: Biozona Thouarsense, Subzona Bingmani por la presencia de *Pseudogrammoceras struckmanni* (DENCHMANN) y *Haugiella* sp.

2.1.2.3. Calizas bioclasticas en bancos potentes con margas intercaladas (115). Aalenicense-Bathonicense

Aflora como las unidades jurásicas anteriores, adosadas al cabalgamiento de Aralar, y también en la escama de Oderiz. Morfológicamente constituyen un tramo competente, que ocasiona relieves fuertes sobre el tramo margoso subyacente, sobre el que se apoya mediante un contacto transicional. Esta unidad se encuentra muy karstificada, presentando en superficie diversas formas de modelado cárstico.

Esta unidad cartográfica está constituida por cuatro tramos (MELENDEZ, G. et al 1993) comprendidos en una edad Aalenicense, Bajociense, Bathonicense. En la base, es una alternancia de calizas, calizas margosas y margas, con filamentos (wackestone bioclastico), bien estratificadas en capas de 30 a 70 cm., fosilíferas, con frecuentes braquiópodos, bivalvos, belemnites, crinoides y ammonites. Progresivamente hacia el techo la serie pasa a calizas compactas con espongiarios, que no llegan a constituir biohermos y que pasan a bancos decimétricos de caliza con abundantes filamentos muy bioturbadas y localmente oolíticas. Por encima se sitúa un nuevo tramo de alternancia de calizas y margas muy calcáreas, con predominio de bivalvos y filamentos, así como bioturbación de tipo 200 phycus. La serie finaliza con un nivel de removilización con oolitos ferruginosos y abundantes restos de ammonites reabajados, y que marcan el límite Bathonicense-Calloviense.

Es característica la presencia de zoophycos en el conjunto carbonatado.

En Iribas la potencia del tramo es de 123 m.

El ambiente sedimentario de esta unidad corresponde a una plataforma somera, en condiciones submareales, a relativamente profunda y abierta, de energía baja a moderada. Las notables variaciones de espesor dentro de la cuenca, sugiere la existencia en el fondo de una serie de altos y surcos. En las zonas de mayor batimetría se desarrollarían bioconstrucciones aisladas de esponjas. En los dominios someros se produciría la sedimentación producto de la desintegración de las esponjas. Posteriormente se produciría la profundización de la cuenca, retornando a

condiciones submareales relativamente profundas. Las facies más someras corresponden a las facies bioclásticas con restos de esponjas que ROBLES et al (1989) interpretan como depósitos asociados a tormentas.

En el corte de Iribas, los autores citados en el apartado anterior, han caracterizado por medio de ammonideos las Biozonas *Laeviuscula*, *Sauzei* y *Humphresianum*, del Bajociense inferior y las *Subfurcatum* y *Parkinsoni* del Bajociense superior. Asimismo, en el mismo corte identifican las biozonas *Zigzag* (Bathonienense inferior) y *Retrocostatum* (Bathonienense superior).

La microfauna es menos representativa: *Microfilamentos*, *Lenticulina*, *Cornuspira*, *Nodosaria*, *Glabellina*, *Astacolus*, *Lithistidae*, *Eothrix alpina* (LOMB) y *Globochaete alpina* LOMB. Por todo ello, atribuimos a la presente formación una edad Aalenienense-Bathonienense.

2.1.2.4. Margas, margocalizas y calizas con silex (116). Calloviense-Kimmeridgiense

Esta unidad aflora en las mismas áreas de Aralar que el resto del Jurásico, dispuesta sobre una superficie irregular ferruginosa.

Está constituida, en la zona de Oderiz, por una serie fundamentalmente margosa y de tonos grises y negruzcos, con capas de 10 a 25 m. de espesor, de calizas y margocalizas grises, más abundantes hacia el techo del tramo. Por el contrario, en la zona de Iribas-Baraibar esta unidad presenta una sucesión de calizas micríticas y limosas, con intercalaciones de calizas bioclásticas grises con nódulos de silex, distribuidas en bancos tabulares de 0,5 a 1 m de espesor, ligeramente bioturbadas. Hacia el oeste y hacia el techo de la serie, aumenta su contenido detrítico, con la presencia de algunos niveles areniscos intercalados, mientras que los niveles de calizas presentan texturas oolíticas y bioclásticas.

La potencia total de la formación oscila entre 175 y 190 m.

El ambiente de depósito corresponde a una plataforma abierta en condiciones de baja energía, en la que se ha depositado un fango micrítico peloidal con escasos bioclastos.

El contenido faunístico es escaso, se han identificado: Valvulinidos, Lithistidae, Lenticulina, Cornuspira y Eothrix alpina LOMB. Atribuimos a la formación una edad de Calloviense-Oxfordiense, siendo probable que los últimos metros puedan pertenecer ya al Kimmeridgiense inferior.

En cuanto a la macrofauna existente en esta unidad, para G. Meléndez, M. Aurell, B. Fontana, R. Gallego y B. Bádenas, los escasos datos de ammonites parecen confirmar la laguna generalizada del Oxfordiense inferior (y probablemente del Calloviense terminal) ya evidenciada en otros puntos de la Provincia Submediterránea. La sedimentación parece haber recommenzado, al igual que en otros puntos (Cordillera Ibérica) en la Biozona Transversarium (Oxfordiense Medio) (MELENDEZ, 1989), como vendría indicado por el registro de escasos ejemplares de Otosphinctes característicos de esta biozona en Baraibar. En el sector Central de la Sierra de Aralar el límite Calloviense-Oxfordiense, se localiza en una superficie ferruginosa y encostrada en la base de un nivel de caliza arenosa de 15 cm de espesor con bivalvos y ammonites silicificados. Estos ammonites han sido descritos como Perisphinctidos del Oxfordiense Medio (BULARD et al, 1979) Dichotomosphinctes antedens SALFELD, de la parte superior de la Biozona Plicatilis. El ejemplar figurado por los autores no obstante, se ajusta mejor a un representante de Perisphinctes (Dichotomosphinctes) wartae BUKOSWSKI, de la parte superior de la Biozona Transversarium, Subzona Rotoides, o a un Dichotomoceras primitivo, de la Biozona Bifurcatus, Subzona Stenocycloides. De acuerdo con esto la amplitud bioestratigráfica de la laguna asociada al límite Calloviense-Oxfordiense en este sector sería similar a la registrada en áreas más meridionales (Cordillera Ibérica: Meléndez, loc. cit.).

Las faunas del Calloviense y Oxfordiense en el área estudiada presentan una afinidad biogeográfica submediterránea (dominio de los Macrocephalitidae, Reineckeidae, Hecticoceratinae, Peltoceratinae, Perisphinctidae) al igual, también, que en la Cordillera Ibérica.

2.1.2.5. Calizas arenosas y oolíticas y areniscas. Calizas organogenas hacia el este (125). Kimmeridgiense

Esta unidad aflora en el ámbito de la Sierra de Aralar dando lugar a fuertes escarpes morfológicos que constituyen alineaciones de cumbres en la sierra. Suelen estar intensamente carstificadas. SOLER, J. et al, (1971) le dan el nombre de Malm oolítico-subrecifal.

Está constituida por una gran variedad de facies. Así, mientras en Iribas corresponden a un conjunto de unos 140 m. de calizas, desde peloidales y microoncolíticas a bioclasticas arrecifales en bancos gruesos de 0,5 a 1,5 m de potencia, más al oeste contienen calizas oolíticas y localmente areniscas y microconglomerados, con estratificaciones cruzadas a gran escala. Localmente aparecen niveles dolomíticos, en ocasiones con nódulos de sílex. Existe una gradación de facies entre unos términos litológicos y otros. El techo de este tramo está afectado por la discordancia kimmérica, marcando una discontinuidad a escala de afloramiento, sobre la que se disponen los materiales terrígenos de la unidad suprayacente.

Al microscopio se reconocen facies de biomicritas, intrabiomicritas con pseudoolitos e intrabiosparitas oolíticas.

Los materiales presentes en esta unidad se depositaron en los dominios internos y medios de una rampa carbonatada.

Las facies de floatstone a rudstone de corales, señalan la existencia de bioconstrucciones de estos organismos, probablemente en la zona media de la rampa (por encima del nivel de base de las tormentas). Estos edificios serían destruidos por la acción de las tormentas, de forma que los bioclastos serían transportados hacia zonas más externas. En estos edificios, las algas juegan un papel muy importante puesto que contribuyen al mantenimiento de la estructura, aglutinando los fragmentos de los corales. Este hecho permite que en ocasiones se preserve la morfología de la bioconstrucción.

Las facies peloidales y microoncolíticas se depositarían en áreas de menor energía, es decir en las zonas de sombra que existen en torno a las bioconstrucciones.

Las facies oolíticas que se encuentran a techo de la unidad se depositaron en medios agitados, como muestra la presencia de ooides con envueltas bien desarrolladas y la alta homometría de la facies. Estas características junto con el desarrollo de barras de acreción lateral permite interpretar estas facies como depósitos de cordón litoral situados en la zona interna de la rampa. En los afloramientos situados más al oeste, estas facies coexisten con facies arenosas y microconglomeráticas, formando las secuencias anteriormente descritas. La presencia de estos niveles y del conjunto arenoso y microconglomerático masivo del techo de la serie, corresponden a la entrada de material siliciclástico en la rampa. Así, se puede interpretar que las

secuencias con términos arenosos a la base y términos oolíticos a techo corresponden a la interdigitación de las facies de cordón litoral con las facies arenosas. Estas facies arenosas serían retrabajadas en esta zona de la rampa, formando barras. El conjunto de facies arenosas-margosas con estratificación flasher y microconglomeráticas con estratificación cruzada en surco, que se organizan en secuencias grano y estratocrecientes, corresponderían a la progradación de un frente deltaico sobre los dominios internos de la rampa.

Presenta la unidad un elevado contenido faunístico: radiolas de Equínidos, Crinoideos, Briozoos, Braquiópodos, Codiáceas y Corales, entre los que se han determinado *Calamophylliopsis fabellum* y *Stylosmilia michelini*. La microfauna también es diversa: *Pfenderina*, *Spirohtalmidium*, *Trocholina* cf. *alpina*, algas solenoporáceas (*Cayeuxia*), *Labyrintina mirabilis* WEYNSCH, *Nautiloculina*, *Glomospira*, *Quinqueloculina* y *Bacinella*, que permiten datar el Kimmeridgiense.

Según DUVERNOIS, C. et al (1972) la presencia de los siguientes foraminíferos: *Alveosepta jaccardi* MAYNC, *Conicospirillina basiliensis* MOHLER y *Pianella pygmea* GUEMBEL, y por correlación de macrosecuencias deposicionales (PUJALTE, 1989) permite datar, asimismo, al Kimmeridgiense.

2.1.3. Transito jurasico-cretacico

En este apartado se incluye el conjunto de materiales que abarcan desde el Malm calcáreo, francamente marino, hasta la base del Complejo Urgoniano, de edad Aptiense. Han recibido, desde el punto de vista facial, el nombre de "wealdico", a su vez subdividido entre una facies Purbeck, que incluye el Portlandiense, Berriasiense y Valanginiense inferior, y otra facies Weald que comprende el Valanginiense superior, Hauteriviense y Barremiense (RAMIREZ DEL POZO, 1971). SOLER y JOSE (1971) denomina a estos materiales como complejo Purbeck-Neocomiense.

Estos depósitos se han estudiado en las columnas de Nacedero de Iribas y Cuevas de Amutxete.

Los trabajos más interesantes sobre el tránsito Jurásico-Cretácico en este sector son los de LAMARE, P. (1936), RAMIREZ DEL POZO, J. (1971), SOLER, J. y JOSE (1971) y DUVERNOIS, C. et al (1972).

2.1.3.1. Margas, margas arenosas y areniscas en la base. Calizas con serpulas a techo (128). Portlandiense-Barremiense

Esta unidad está presente en la Sierra de Aralar, en una estrecha banda de dirección este-oeste, además de en la escama de Oderiz. Aflora como blando relativo, sobre el fuerte resalte de la unidad anterior.

Constituye un episodio sedimentario con clara tendencia regresiva, entre la sedimentación marina del techo del Jurásico y la implantación de la plataforma marina urgoniana.

En el corte de Iribas, por encima de las calizas del Kimmeridgiense se disponen unos 100 m de calizas fosilíferas alternando con niveles de margas oscuras. Las calizas son grisáceas, oscuras o azuladas, con abundante piritita y asfalto. Algunos bancos son verdaderas lumaquelas de sérpulas y ostreidos. Intercalados, también se encuentran bancos de calizas arenosas y dolomías. Las microfacies más características son dismicritas y biomicritas con Characeas, Serpulas, Ostreidos y restos de Crinoides y Ostracodos. En este paquete se realiza el tránsito Jurásico-Cretácico.

En Cuevas de Amutxete, a unos 5 km al oeste del anterior corte, la serie presenta algunas variaciones importantes. En primer lugar un ligero aumento de espesor, pues de los 100 m de Iribas pasa a unos 120 m en esta zona. La base es un tramo de 15 m de areniscas amarillentas, ferruginosas y de calizas microcristalinas, algo arcillosas, con porosidad fenestral y con oogonios y restos de Characeas, Ostracodos y Moluscos. También hay niveles que son auténticas lumaquelas de moluscos. Son niveles de facies lacustre o palustre.

Sobre ellos descansan 100 m de calizas, algo arcillosas, grises, en bancos de hasta 1 m de potencia con intraclastos y Sérpulas, Glomospira, Fabreina, Gasterópodos, Ostrácodos y tubos de Anélidos, que son equivalentes de los niveles asignados al Valanginiense en Iribas e interpretados como depósitos de un "lagoon" carbonatados.

Hacia el oeste se acentúa el aumento de contenido detrítico y espesor de esta formación, hasta alcanzar unos 500 m. Es de destacar en este sector, la presencia en la base de la serie, de un potente tramo de unos 300 m., de alternancia de margas y arcillas oscuras detríticas con calizas pisolíticas y lumaquéllicas con disminución de los carbonatos respecto al corte de Iribas.

Por las características litológicas, sedimentológicas y faunísticas de la unidad atribuimos su génesis a ambientes continentales salobres de tipo palustre que evolucionan paulatinamente en el sentido de un aumento de la salinidad que podrían corresponder a esporádicas inundaciones de áreas litorales, hasta alcanzar, durante el Valanginiense inferior condiciones menos restringidas de un medio de tipo lagoon, generalmente con subambientes de baja energía. La relativa abundancia de estructuras como laminaciones de ripples y de secuencias con términos en los que los componentes de las calizas (intraclastos, bioclastos) se presentan granoclasificados indican aumentos en la energía del medio probablemente causados por la existencia de corrientes tractivas.

En la Fig. 1 se han representado la evolución lateral de las litofacies existentes en esta unidad.

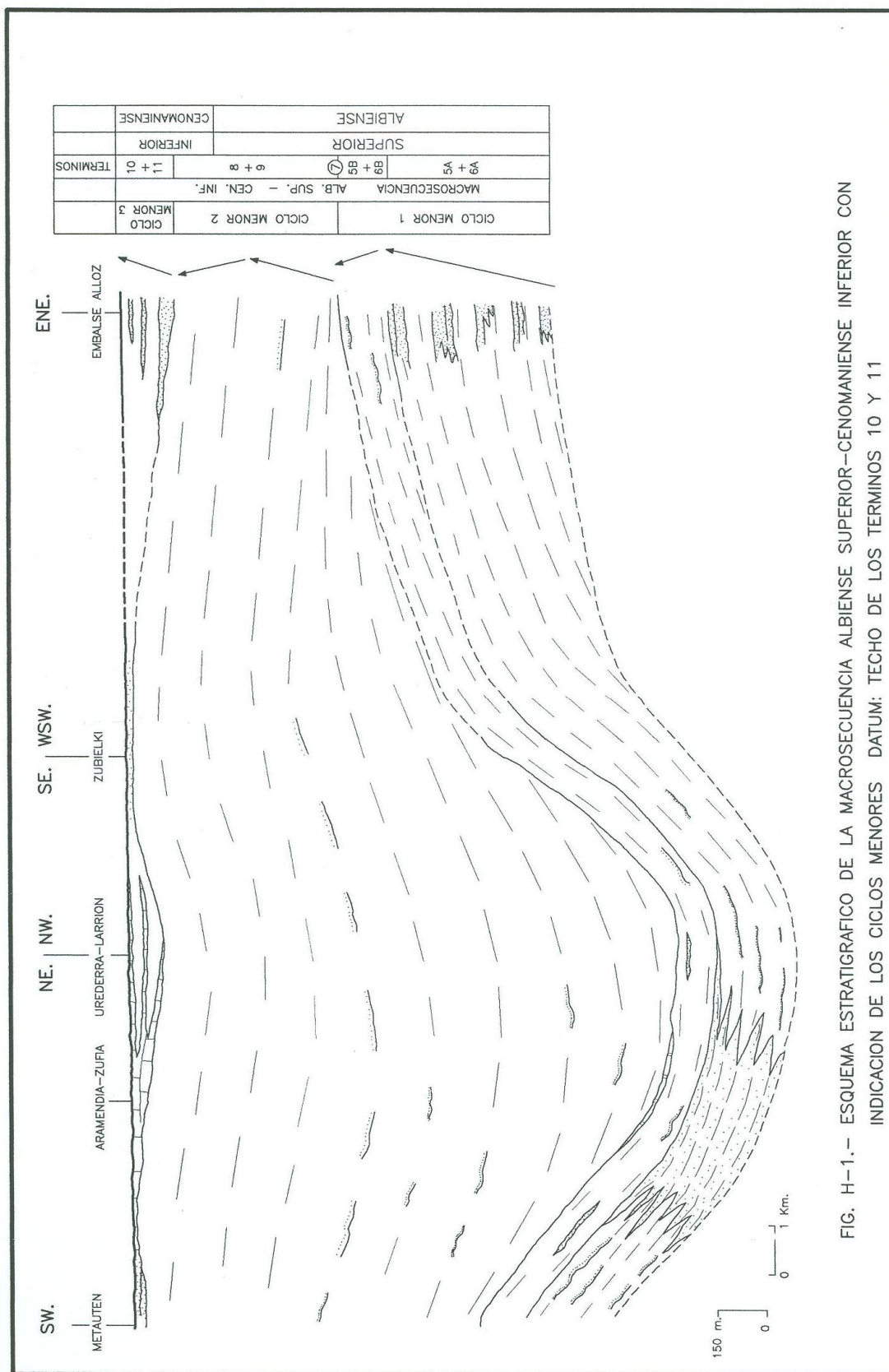


FIG. H-1.- ESQUEMA ESTRATIGRAFICO DE LA MACROSECUENCIA ALBIENSE SUPERIOR-CENOMANIENSE INFERIOR CON INDICACION DE LOS CICLOS MENORES DATUM: TECHO DE LOS TERMINOS 10 Y 11

2.2. CRETACICO

2.2.1. Facies de implantacion urgoniana

2.2.1.1. Arcillas, areniscas calcareas, margas arenosas y niveles discontinuos de caliza (130). Barremiense-Aptiense

Conjunto de materiales que preceden a la primera instauración generalizada de calizas con rudistas y que se sitúan estratigráficamente por encima de las calizas con serpúlidos, de edad Neocomiense. No obstante, se pueden encontrar litologías similares a aquellas dentro de este intervalo, pudiendo ofrecer un tránsito ligeramente gradual entre ambos grupos.

Básicamente, ofrece la misma composición que en la hoja continua (Lakuntza, 114-I), pero con mayor porcentaje de carbonato en las facies. Presentan areniscas sucias, margas arenosas y, hacia techo, niveles calizos con bioclastos diversos, pelecípodos y equínidos. La potencia disminuye desde la zona W a la E. conforme nos adentramos en áreas de plataforma más interna, más cerca del macizo continental de Bortziri (Cinco Villas), variando de 500 m cerca de Errenaga (hoja de Lakuntza) a no mas de 130 m en Madoz (hoja de Uharte-Arakil).

Este tramo se interpreta como originado en un medio marino somero restringido que evoluciona a medio marino abierto hacia techo; no obstante, hacia el W presenta facies terrigenas que indicarían un medio de transicion fluvio-deltaico.

La edad atribuida a este intervalo se puede definir por posición estratigráfica y por la aparición de ammonites (Deshayesites sp) hacia techo en areas equivalentes de Gipuzkoa, pudiendose situar entre el Neocomiense alto y Aptiense inferior.

2.2.2. Urganiano

2.2.2.1. Calizas micriticas con rudistas y corales. Calcarenitas bioclasticas (131) margas, limolitas y areniscas calcareas (132). Margocalizas y margas (134). Calizas arrecifales con corales y rudistas (133). Margas y margocalizas arenosas. Niveles ricos en orbitolinidos y corales (139). Brechas y megabrechas calcareas (141).

Conjunto litológico compresivo cuya facies característica son las calizas micríticas ricas en rudistas y corales (RAT, 1959); comprende además litologías variadas como areniscas y margas, entre otras y englobando, por tanto, diversos ambientes sedimentarios, desde sistemas deltaicos a cuencas intraplataforma. En edad queda comprendido entre el Aptiense Inferior y el Albiense Superior, parte alta, siendo este límite superior variable según las zonas de la Cuenca, pero no sobrepasando en ningún caso esta edad.

La pérdida paulatina de la fracción terrígena de la unidad infrayacente se completa con el desarrollo generalizado (a nivel de cuenca Vasco-Cantabrica) del primer episodio carbonatado de plataforma somera típicamente urgoniano, compuesto básicamente por calizas micríticas ricas en rudistas y corales (131). Lateralmente, ofrece cambios de facies, llegando a presentar calcarenitas bioclásticas cuyos granos pueden presentar envueltas oolíticas (zona de Madoz). Este cambio, así como la pérdida constante de potencia de W a E (pasa de cerca de 200 m en la zona W a 30 m en Madoz) sugiere un sistema de rampa carbonatada con desarrollo de facies muy someras (envueltas oolíticas) en el E de Aralar que pasan hacia el W a partes cada vez más distales, comparativamente más profundas, pero asimismo someras (calizas con rudistas). Este primer episodio calizo puede considerarse como Aptiense Inferior en base a sus orbitolinidos (DUVERNOIS et al 1972).

A techo de estas calizas se sucede un nuevo episodio terrígeno-carbonatado, compuesto básicamente por margas y limolitas, con alguna pasada areniscosa hacia el W (132). Supone una recuperación de las condiciones pre-urgonianas debido a un nuevo avance de los sistemas terrígenos. Configura un dispositivo de rampa mixta somera con ganancia en carbonato cálcico (calizas margosas ricas en orbitolinas, así como algunos ammonites hacia techo) hacia partes más internas de la misma, (zona de Madoz) al E de la Sierra de Aralar. Asimismo, presenta reducción de potencia al

estilo de las calizas infrayacentes, pasando de 200 m (hoja de Lakuntza) a 50-70 m (hoja de Uharte-Arakil). Edad: Aptiense superior (DUVERNOIS et al 1972).

A techo de esta última litología nos encontramos con calcarenitas margosas y margas (134); son de grano fino a medio, más grueso hacia el E, donde pierden su contenido terrígeno, pasando lateralmente a calizas micríticas con corales y rudistas (133). Las calcarenitas contienen abundante fauna bentónica de foraminíferos, así como algunos ostreidos y equínidos. Esta litología también presenta una evolución vertical a calizas micríticas de plataforma. Corresponden a la parte más distal de un dispositivo de rampa carbonatada, en su parte inferior, así como también representan la base de un sistema de plataforma somera carbonatada con resalte. Presentan una potencia máxima de 200 m. Pueden datarse como Aptiense Superior (?)-Albiense inferior (FLOQUET y RAT, 1975).

Las calizas con corales y rudistas dibujan, a continuación, varios estadios de plataforma somera carbonatada con tránsito a margas y calizas margosas (139). Estas litologías margosas se disponen o bien en áreas distales de la plataforma (cuenca relativa), o bien en las áreas más proximales, configurando cuencas intraplataforma y zonas de trasarrecife (plataforma interna). En estas últimas zonas presentan pequeños crecimientos coralinos, ricos a su vez en esponjas calcáreas y orbitolínidos, así como algunas entradas terrígenas de posible origen deltaico-mareal.

Sin embargo, en zonas distales de cuenca relativa son básicamente margas, con algunos pelecípodos y ammonites. Según su posición estratigráfica, las potencias oscilan entre 20 y 400 m. Su edad se puede definir como Albiense inferior y Albiense Superior, parte baja (FLOQUET y RAT, 1975 y correlación con otras zonas de la Cuenca Vasco-Cantábrica). Las calizas del Albiense Superior equivalentes laterales de estas facies margosas, presentan también hacia cuenca relativa, tránsito a limolitas calcáreas, con desarrollo de algún episodio brechoide (141). Estos episodios de resedimentación están compuestos de parabrechas, slumps fangosos con bioclastos y calcarenitas, indicativos de la existencia de taludes destructivos en el margen de plataforma; no superan, cada uno, 20-30 m de potencia.

Las calizas micríticas (133) presentan relieves positivos monticulares en zonas de margen de plataforma, siendo los más espectaculares los que actualmente originan los relieves de Aitzondo y Madalenaitz, con crecimientos micríticos abruptos agradacionales, indicativos de subidas rápidas relativas del nivel del mar.

La potencia del episodio urgoniano en la hoja de Uharte-Arakil oscila entre 2200 (areas de Arruazu-Aitzondo) y 1000 m (area de Madoz), presentando la misma reducción de potencias de W a E que el episodio pre-urgoniano.

Las muestras de arcillas analizadas en la unidad (139) han dado los siguientes resultados:

DESCRIPCION:

Caliza margosa negra, compacta y masiva. Incluye terrígenos dispersos y restos de bioclastos. Localmente tonos ocres de oxihidróxidos de hierro.

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos 36%

Cuarzo 13%

Feldespatos <5%+

Calcita 49%

Dolomita -

Yeso -

Celestina -

Halita -

Otros -

+ Los Feldespatos son casi exclusivamente plagioclasas.

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita 70%

Esmectita -

Vermiculita 18%

Clorita -

Caolinita 12%

Interestrat.id.

Indice de Biscaye-

Indice de Kubler 4.7

Vermiculita de carga variable y muy baja cristalinidad

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (13%) / Feldespato (<5%) / Calcita (49%)

Illita (25%) - Vermiculita (6,5%) - Caolinita (4,5%)

DESCRIPCION:

Caliza margosa negra a grisácea con cierta laminación irregular. Presenta bioclastos rotos y fracción detrítica fina dispersa. En planos rellenos calcíticos.

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos 24%

Cuarzo 18%

Feldespato <<5%+

Calcita 57%

Dolomita -

Yeso -

Celestina -

Halita -

Otro -

+ Los Feldespatos son calco-sódicos.

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita 72%

Esmectita -

Vermiculita 11%

Clorita -

Caolinita 17%

Interestrat. -

Indice de Biscaye-

Indice de Kubler 4.1

Vermiculita de carga variable y muy baja cristalinidad

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (18%) / Feldespato (<<5%) / Calcita (57%)

Illita (17%) - Vermiculita (3%) - Caolinita (4%)

DESCRIPCION:

Limolita arenosa algo margosa de color gris a negro de compacidad moderada y laminación-fisilidad (shale).

MINERALOGIA EN FRACCION TOTAL

Filosilicatos 60%

Cuarzo 18%

Feldespatos 5%+

Calcita 17%

Dolomita -

Yeso -

Celestina -

Halita -

Otros -

+ Los Feldespatos son calco-sódicos.

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita 66%

Esmectita -

Vermiculita -

Clorita 3

Caolinita 28%

Interestrat. 3%

Indice de Biscaye-

Indice de Kubler 2.7

Interestratificado irregular, posible clorita degradada

COMPOSICION MINERALOGICA:

Recalculadas las arcillas sobre el porcentaje de filosilicatos)

Cuarzo (18%) / Feldespato (5%) / Calcita (17%)

Illita (39,5%) - Clorita (1,8%) - Caolinita (16,8%) Interestratificado (1,8%)

2.2.3. Series terrigenas del Albiense superior.

2.2.3.1. Brechas y megabrechas calcareas (141). Lutitas, limolitas y areniscas (140)

Con este nombre incluimos litologías básicamente terrígenas, tales como limolitas, lutitas, areniscas y pasadas esporádicas de material carbonatado resedimentado procedente de plataformas carbonatadas adyacentes. Esto último nos indica la equivalencia lateral de este sistema terrígeno con calizas de plataforma coetáneas.

Este conjunto litológico terrígeno se ha venido denominando Complejo Supraurgoniano, desde que su autor, Pierre Rat, lo introdujo en 1959, para englobar en él a sistemas siliciclásticos suprayacentes a las calizas urgonianas. Hoy en día apenas es usado este término compresivo debido a la compleja arquitectura deposicional que presenta en relación con las calizas urgonianas. Asimismo, en las contiguas hojas de Lakuntza, Zegama, Olazti y Alsasua se presenta como infrayacente de los últimos carbonatos someros de la Unidad Albeniz.

En el área de estudio, este intervalo terrígeno se compone casi totalmente de limolitas, calcáreas hacia techo, y limolitas calcáreas (140) en tránsito lateral de calizas de plataforma coralinas (133), a excepción de algunas areniscas muy finas en capas centimétricas y discretos tramos con slumps y parabrechas provenientes de los márgenes arrecifales (141). Asimismo, son relativamente frecuentes capas de 2-10 cm de nódulos sideríticos, con escasos ammonites. La fauna bentónica es también escasa, pudiéndose encontrar algún equínido y gasterópodos.

En la hoja de Lakuntza, este episodio presenta areniscas de origen turbidítico que hacia Zegama-Olatzi pasan a areniscas de carácter deltaico. Este esquema paleogeográfico define un surco de plataforma en la zona de Lakuntza-Lizarrusti, cuya parte E se presenta en este cuadrante en tránsito a calizas de plataforma; esto ocurre geográficamente, en la zona N de Arruazu.

Las limolitas se interpretan como la parte distal y equivalente lateral de un sistema deltaico (zona de prodelta).

La edad de este intervalo en la hoja de Uharte-Arakil es Albiense superior, parte baja (aprox. zona inflatum) en base a correlación con áreas próximas bien datadas con ammonites (hoja de Zegama; WIEDMANN, 1979).

El análisis realizado en los niveles arcillosos de la unidad (140) ha dado el siguiente resultado:

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%

Feldespato <5%+

Calcita 18%

Dolomita -

Yeso -

Celestina -

Halita -

Otros -

+ Los Feldespatos son calco-sódicos.

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita 65%

Esmectita -

Vermiculita -

Clorita 10%

Caolinita 25%

Interestrat. -

Indice de Biscaye-

Indice de Kubler 4.1

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%)

2.2.4. Calizas arrecifales, margas y margocalizas y limolitas (19). Barremiense-Albiense

Esta unidad se ha diferenciado al este de Astiz y Oderitz, en el paraje de Amaurro. Zona muy cubierta y con escasos afloramientos.

Se trata de una serie de calizas, margas y margocalizas con niveles intercalados de limolitas, equivalentes a las diferenciadas desde la unidad (130) a la (142) y que en esta zona se incluyen en este término compresivo debido a que la tectonización de la serie, además de la calidad de los afloramientos, impiden la separación en unidades menores.

2.2.5. Margas y margocalizas arenosas (186). Campaniense inferior

Aflora en la esquina SE de este cuadrante, al S de la falla Irurtzun-Alsasua. Generalmente, muy cubierto; debido a ello se observa en pocos puntos con mala representación. No obstante, las observaciones realizadas han permitido asignar estos afloramientos al Campaniense Inferior. Presenta las mismas facies que en todo el valle de Burunda-Arakil en sus afloramientos de la zona sur de dicho corredor geográfico. Está compuesto de margas y margas arenosas que presentan una rica fauna de inocerámidos, constante típica de este intervalo; asimismo se han distinguido algunos restos de ammonites. Representaría un medio de plataforma marina abierta distal, puede que profunda en parte, indicado por la fauna de inocerámidos.

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%

Feldespatos 5%+

Calcita 37%

Dolomita -

Yeso -

Celestina -

Halita -

Otros -

+ Los Feldespatos son calco-sódicos.

MINERALOGIA DE LA ARCILLA:

Illita 24%

Esmeclita 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%) - Esmeclita (30.4%) - Caolinita (0.8%)

2.2.6. Arcillas y areniscas (29). Vraconiense-Cenomaniense

Esta unidad aflora en dos pequeñas zonas dentro de la hoja de Uharte-Arakil, , en su borde norte, continuando en la hoja 1:50.000 de Tolosa, donde ocupa una gran extensión superficial. GARCIA MONDEJAR (1982) la denomina Formación del Alto de Huici, localidad donde llega a alcanzar 1000 m de potencia.

Está constituida por una serie de arcillas pizarrosas, margas arcillosas y limolitas arenosas, de tonos negros y azulados, con niveles intercalados de 20 a 40 cm de espesor de areniscas y calizas arenosas.

Los niveles más detríticos presentan características turbidíticas, como granoclasificación positiva, laminación paralela y laminación de ripples, además de flutes y microslumps en la base de algunas capas.

El medio de sedimentación se interpreta como de mar abierto, relativamente profundo, con niveles intercalados de turbiditas distales.

La formación presenta un contenido faunístico pobre y escaso. DUVERNOIS et al (1972) citan *Hedbergella* sp, *Rotalipora* sp, *Globorotalites*?, *Gavelinella*, *Haplophragmium*? *Marsonella*, *Heterohelix*, *Praeglobotruncana* y *Globorotalites* gr. *subconica* (?), asociación que pese a no ser demasiado determinativa data al Albiense sup-Cenomaniense.

2.2.7. Margas, calizas arenosas y areniscas calcareas (166). Cenomaniense-Santoniense

Aflora como la unidad anterior en el borde Norte de la hoja y asimismo cabalgada mediante falla inversa por la unidad de Aralar. LAMARE (1936) la denomina "flysch subpirenaico" y equivale a la Formación de Elgueta de MATHEY (1982).

Aunque, por lo general, se encuentra muy recubierta, lo que impide un estudio detallado mediante el levantamiento de una sección estratigráfica completa, existen buenos afloramientos puntuales, en los escarpes de la carretera de Lekumberri a Pamplona, así como en los de la autovía de Pamplona a S. Sebastian.

Tiene una naturaleza fundamentalmente margo-calcárea. Está formada por margas arcillosas grises, eventualmente algo limosas, en bancos de 0,2-1 m de espesor que alternan con niveles de calizas margosas, calizas arcillosas, calizas limo-arenosas y calizas sin contenido terrígeno, con espesores que rara vez superan los 0,5 m y generalmente son centimétricos. La potencia estimada del conjunto en la vecina hoja de Tolosa supera probablemente los 500 m.

Al microscopio las calizas suelen ser micritas arcillosas, biomicritas, bioesparitas e intrabiomicritas.

La relativa abundancia de deslizamientos de tipo gravitacional, slumps en el seno de la unidad, así como la esporádica existencia en los términos calizos más arenosos de laminaciones paralelas y onduladas correspondientes a secuencias de Bouma de tipo Tb-d, Tb-e y Tc-e nos hacen referir el ambiente de sedimentación de la unidad al de un talud-cuenca.

Aunque no contienen microfauna determinativa, se han clasificado: *Pithonella sphaerica* (KAUFMANN), *Globotruncana* cf. *helvetica* BOLLI, *Dicyclina* cf. *schlumbergeri*, *Pseudolituonella* cf. *mariae*, *Minouxia conica* GENDROT, además de los generos *Tritaxia* sp, *Heterohelix* sp, *Hedbergella* sp, *Dictyopsella* sp, *Rotalipora* sp, *Marsonella* sp, y *Pseudovalvulineria* sp, entre otros, y que permiten atribuir una edad a la unidad que abarcaría desde el Cenomaniense, probablemente medio hasta el Coniaciense, y tal vez el Santoniense más inferior, sin descartar la posible presencia de lagunas estratigráficas internas.

2.2.8. Calcarenitas (167). Turoniense-Santoniense

Afloran en la esquina noreste de la hoja, entre las localidades de Mugiro y Arruiz, donde constituyen unas barras alargadas, durante varios kilómetros, con dirección NO-SE, intercaladas en los materiales (166) descritos anteriormente, dan dando un resalte en la topografía, debido a su comportamiento más resistente a la erosión que el de los sedimentos que la rodean.

Está formada por calizas arenosas y limosas grises que ocasionalmente pueden llegar a ser areniscas calcáreas, estratificadas en bancos de 0,1-0,5 m. siendo lo más frecuente espesores de 0,2-0,3 m y que constituyen el 95% de la masa de la formación. Los tramos pelíticos son de una potencia muy escasa, del orden de milímetros a pocos centímetros, y pueden llegar a faltar dando lugar a amalgamaciones de las capas calcareo-arenosas. La potencia no sobrepasa los 150-200 m.

Al microscopio, las calizas se clasifican como biomicritas y bioesparitas arenosas fundamentalmente.

Conservan abundantes estructuras internas como laminación paralela, laminación cruzada debido a ripples, granoclasificación positiva y eventualmente, marcas basales de tipo flute que indican direcciones de corriente E-O con sentido hacia el O, aunque estas son poco abundantes. Se organizan en secuencias de Bouma que rara vez son completas, siendo las mas frecuentes de los tipos Ta-c, Tb-e y Tb-c, correspondientes a facies C2 (raras) y D1. Las capas, cuya geometria es variable con formas convexas hacia techo unas veces y hacia muro otras, se organizan en ciclos de compensación.

Por estas razones atribuimos la sedimentación de estas turbiditas a la parte media de un lóbulo deposicional.

Se le asigna una edad Turoniense-Santoniense por posición estratigráfica.

2.2.8.1. Margas y calizas margosas (185). Calcarentias y margas (184). Campaniense-maas-trichtiense

Aflora, al igual que las unidades anteriores, en la esquina NE de la hoja. Gran parte de la misma aparece cabalgada por la Sierra de Aralar.

Se trata de un conjunto ampliamente representado, aunque generalmente de forma deficiente debido a su carácter fundamentalmente margoso, incluido en el denominado "flysch surpirenaico" (LAMARE, 1936). Las margas intercalan delgados niveles carbonatados, que confieren aspecto rítmico al conjunto en ocasiones estos llegan a ser la litología dominante, apareciendo en el terreno como un ligero resalte morfológico que ha permitido su diferenciación cartográfica como nivel (184).

Su paso a las unidades infrayacente es gradual, habiéndose observado espesores que disminuyen desde los valores máximos de la plataforma de Beunza (hoja de Gulina) próximos a 1000 m.

Su aspecto es turbidítico, alternando margas gris-azuladas y calizas margosas o calcarenitas, dispuestas en niveles de orden decimétrico y centimétrico. Al microscopio, los niveles carbonatados aparecen fundamentalmente como biomicritas arcillosas.

En estos niveles se ha encontrado la siguiente microfauna: Globotruncana lapparenti lapparenti, BOLLI, G. fornicata PLUMM, G. ventricosa (BROTZ), y Gaudryina rugosa D'ORB que permite datar al Campaniense. Atribuimos a la unidad cartográfica una edad Campaniense-Maastrichtiense? por consideraciones regionales, así como por no descartar que puntualmente llegue a no estar recubierta por el cabalgamiento de Aralar la parte basal del Maastrichtiense.

2.3. CUATERNARIO

2.3.1. Pleistoceno-Holoceno

2.3.1.1. Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis (516,517,518 y 519). Pleistoceno.

Estas morfologías con depósito se encuentran representadas, sobre todo, en el borde Sur de la hoja, en la margen derecha del valle del Arakil. También en la zona Norte, se localizan algunos pequeños retazos, en la vertiente Norte de Aralar.

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 (516, 517 y 518) 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. Arcillas de decalcificación. Fondos de dolina (523). Pleistoceno-holoceno.

Corresponden al relleno de algunas depresiones de origen kárstico (dolinas, 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.

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

2.3.1.3. Fangos con cantos dispersos. Depósitos con influencia periglacial (522). Pleistoceno-holoceno.

En la zona noroccidental de la hoja, en zonas elevadas de la Sierra de Aralar, se ha reconocido la presencia de un conjunto de fangos arcillosos y limosos, con algún

canto disperso, asociados a zonas de relieve suave, que pudieran tener en su génesis influencia periglaciaria.

Su espesor pudiera superar los 2 m., y se les ha asignado una edad Pleistoceno-Holoceno.

2.3.2. Holoceno

2.3.2.1. Gravas, arenas y arcillas. Aluvial y terraza baja del río arakil (525), meandros abandonados (530), fondos de valle (527) y conos de deyección (536). 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.

Por último, los conos de deyección (536) existentes, sobre todo en la vertiente meridional de Aralar, están formados por cantos en matriz limoarcillosa, y pueden alcanzar los 2-3 m. en sus zonas frontales.

2.3.2.2. Cantos en matriz limo-arcillosa. Glacis actual-subactual (534), coluviones (543) 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 Holoceno.

Se han cartografiado también aquellas laderas que presentan asociados depósitos de tipo coluvión (543), 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 meridional de Aralar, en su enlace con el valle del Arakil, 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 en torno a los 2 m. y su edad es holocena.

2.3.2.3. Fangos y arcillas. Fondos endorreicos y semiendorreicos (542). Holoceno.

Aunque no es infrecuente en el área, la presencia de zonas de drenaje deficiente que pueden, ocasionalmente, presentar procesos de encharcamiento, solamente se ha cartografiado un área endorreica-semiendorreica en la zona NO de Aralar, por tener una tendencia mayor de estabilidad del proceso.

Está rellena por fangos arcillosos y limosos, de escaso espesor, 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. 2) se depositaron principalmente materiales de edad mesozoica, mayoritariamente del Cretácico (Figura 3). 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).



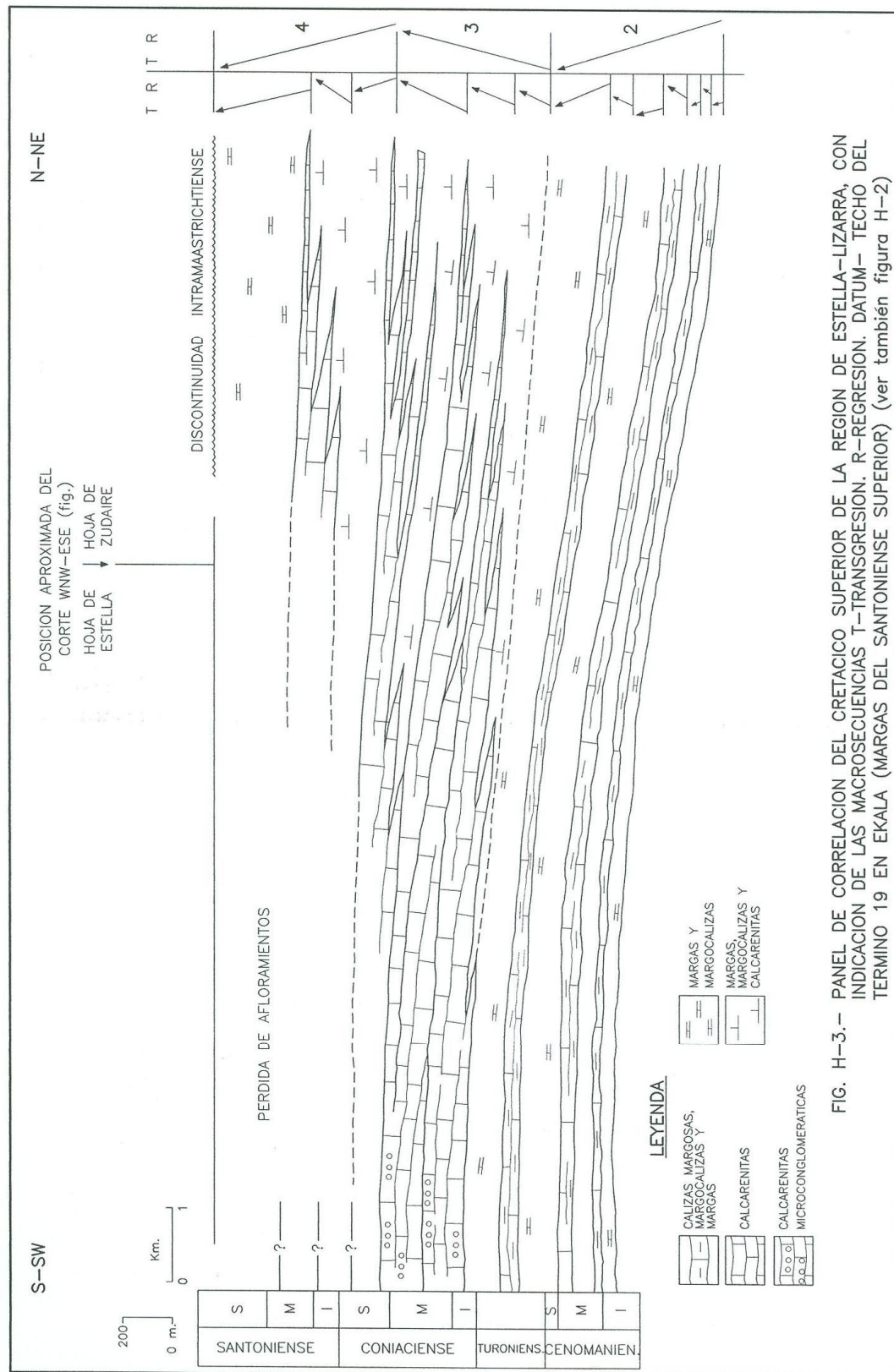


FIG. H-3.- PANEL DE CORRELACION DEL CRETACICO SUPERIOR DE LA REGION DE ESTELLA-LIZARRA, CON INDICACION DE LAS MACROSECUENCIAS T-TRANSGRESION, R-REGRESION, DATUM- TECHO DEL TERMINO 19 EN EKALA (MARGAS DEL SANTONIENSE SUPERIOR) (ver también figura H-2)

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 sinclinatorio 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 región Vasco-Cantábrica 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. 3). La zona de Irurtzun-Alsasua, objeto de este estudio, queda incluida en los dominios Navarro-Cantabro y Arco Vasco (nº 4 en fig. 3), 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 depósitos 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 4).

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 5) y el relevo mediante fallas de dirección NW-SE entre Otzaurte (Guipuzkoa) y Orobe (Navarra) (ver fig. 3). 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 antiformal 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.

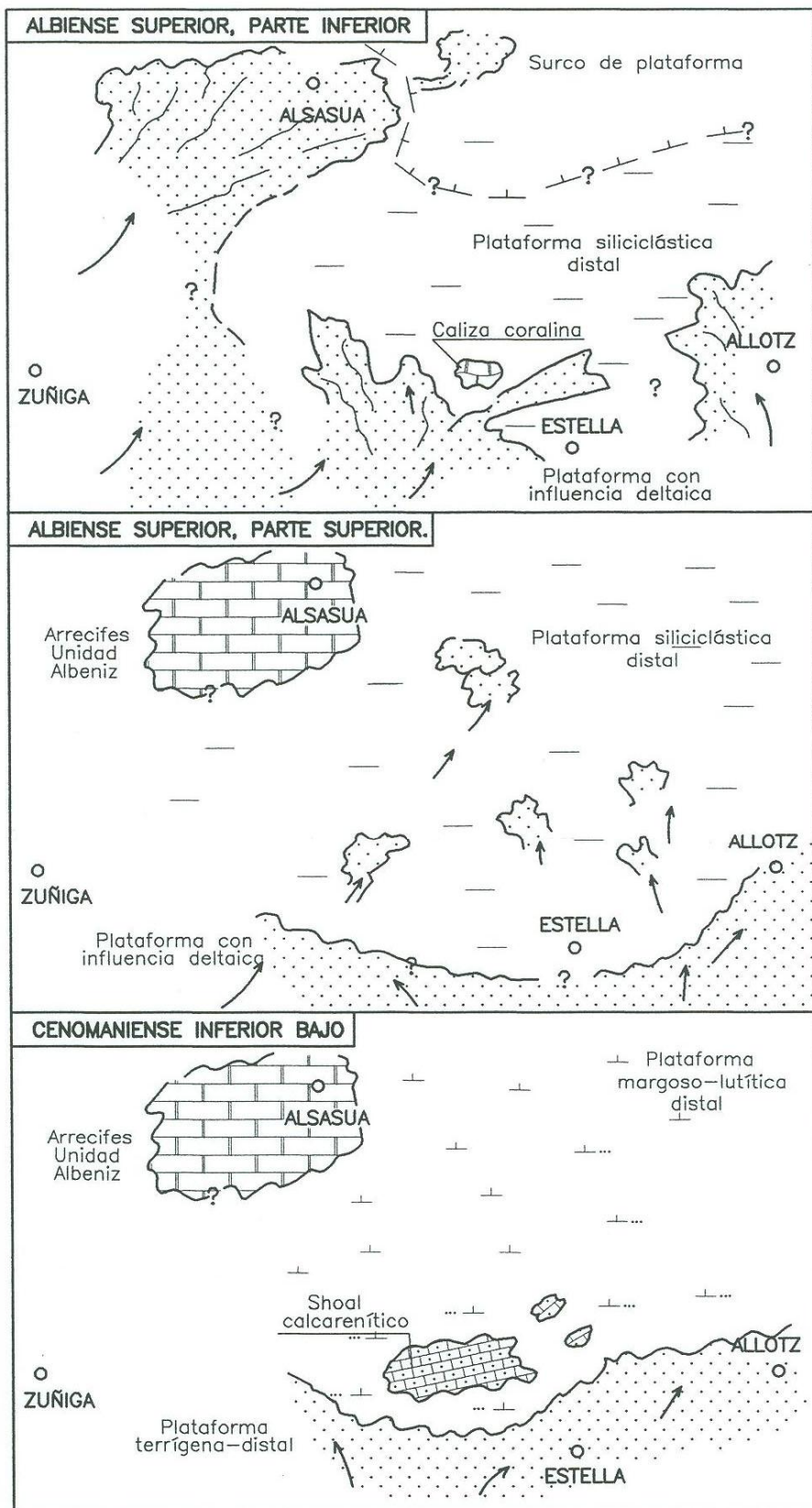


FIG. H-4. MAPAS PALEOGEOGRAFICOS DEL ALBIENSE SUPERIOR-CENOMANIENSE INFERIOR.

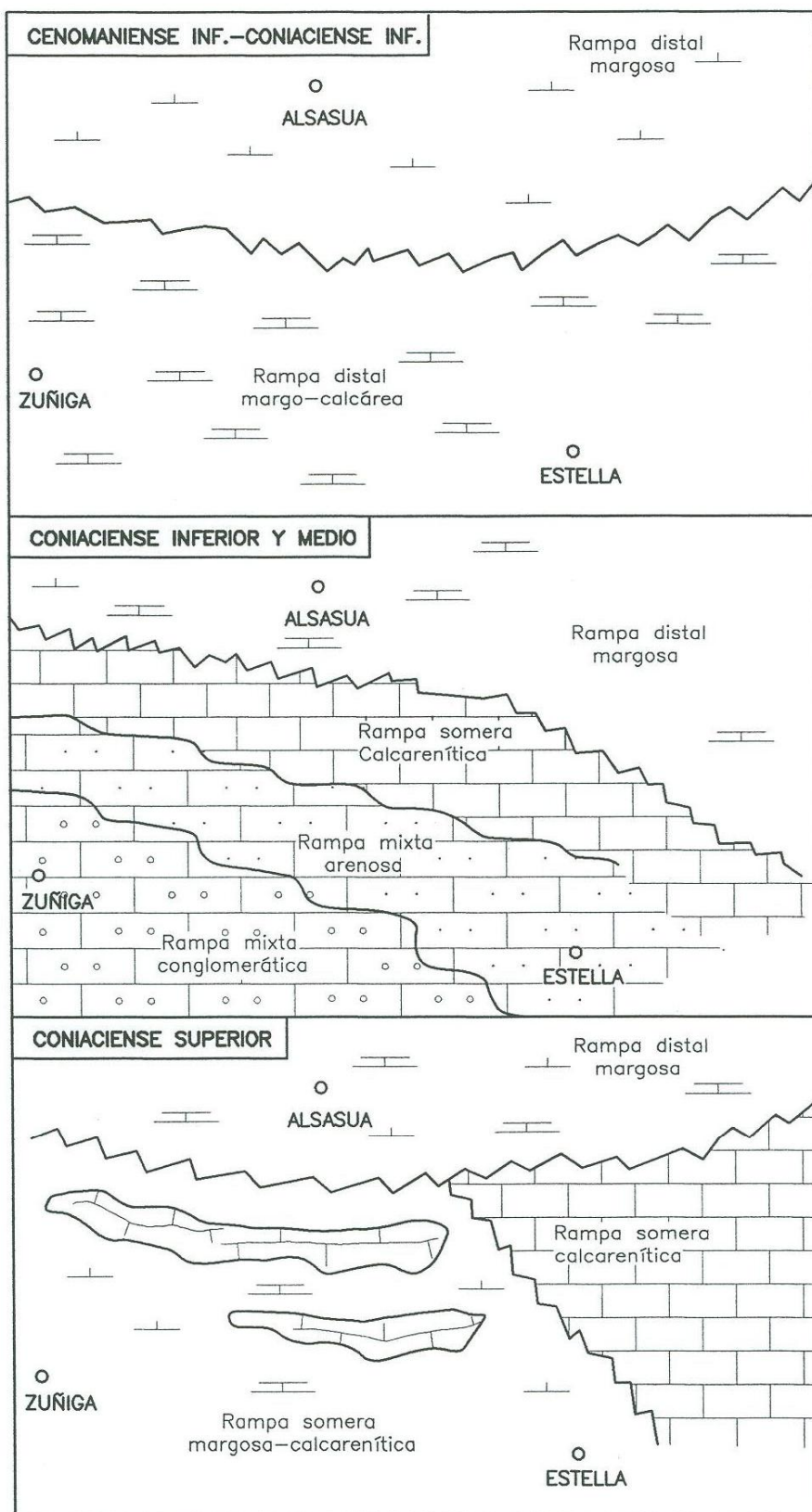


FIG. H-5. MAPAS PALEOGEOGRAFICOS DEL CENOMANIENSE INFERIOR AL CONIACIENSE SUPERIOR.

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 echelon 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 Ollo 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 OOlo

El diapiro de Ollo, situado en el extremo suroriental de la hoja de Ollo (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.

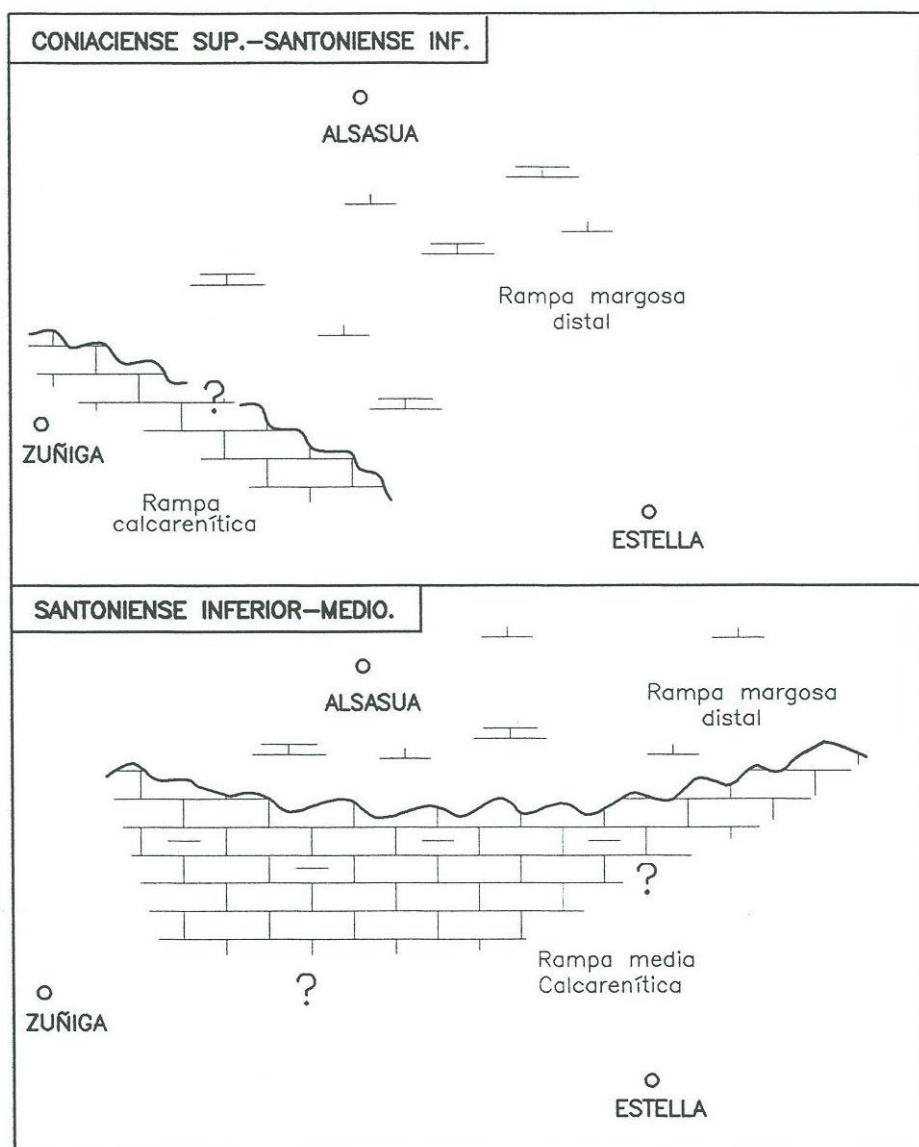


FIG. H-6. MAPAS PALEOGEOGRAFICOS DEL CONIACIENSE SUPERIOR AL SANTONIENSE MEDIO.

4. GEOMORFOLOGIA

En la parte del territorio navarro en la que se ubica la hoja de Uharte, 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).

La hoja de Uharte incluye, en sus dos tercios septentrionales buena parte de la unidad de Aralar, mientras que el tercio meridional corresponde al valle del Arakil.

Se diferencian, por tanto, dos ámbitos geomorfológicos claramente diferenciables: por una parte, la Sierra de Aralar 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 Sur de la sierra, está condicionada por la presencia de depósitos de ladera, que constituyen el enlace entre los relieves de Aralar y la depresión del Arakil.

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

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 el tercio meridional de la hoja de Uharte son, como se ha indicado, las morfologías deposicionales 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 Sur.

La vertiente de enlace entre Aralar y el valle del Arakil, está dominada por procesos de ladera, con abundantes depósitos de coluvión, que tapizan de forma casi continua la vertiente. Son también observables en esta zona algunas morfologías de conos de deyección, asociadas a las salidas de algunos barrancos.

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

En la región que nos ocupa los materiales del Triásico superior en F. Keuper se depositaron en medios transicionales retringidos de una plataforma marina del tipo sabkha litoral.

En el límite Triásico-Jurásico comenzó la ruptura de la rampa triásica, donde se habría depositado durante el Rhetiense una facies carbonatada marina somera. Esta ruptura fue consecuencia de una actividad tectónica extensional que provocó la reactivación de la denominada Falla de Leizta, y dió lugar a la formación de una serie de cuencas de semigraben, originadas por fallas lístricas normales (GALLEGO et al, 1993).

Estas cuencas de semigraben fueron rellenadas por unidades de brechas y ruditas y por sucesiones de carbonatos y evaporitas. Los primeros materiales depositados fueron las brechas, que cambian vertical y lateralmente hacia el Sur a unidades carbonatadas y evaporíticas depositadas en un ambiente de sabkha (dolomías masivas y brechas) con episódicas influencias marinas (dolomías y calizas dolomíticas intercaladas con las carniolas).

Posteriormente tendría lugar una importante transgresión debida a una subida relativa del nivel del mar, que invadiría toda el área dejandola bajo condiciones de una amplia llanura mareal. Así, las calizas dolomíticas y dolomías que se localizan hacia la base del Hettangiense, corresponden a sedimentos depositados en un ambiente de llanura intermareal. La extensión lateral de estas calizas dolomíticas y dolomías tableadas refleja una progresiva inundacion de la cuenca desde el NW.

Continuando con la tendencia transgresiva, el medio evolucionó hacia condiciones inter a submareales, con el depósito de las calizas laminadas, oolíticas y bioclásticas del Sinemuriense inferior. Estas facies interdigitadas de llanura mareal se depositaron dentro de una plataforma somera, en un ambiente más abierto.

Progresivamente las condiciones cambian hacia un medio cada vez menos somero, con la instalación de un medio de sedimentación francamente submareal muy uniforme.

Durante el Lías Medio y Superior la sedimentación marina se produjo en una plataforma abierta relativamente profunda. En este período se pueden diferenciar dos secuencias sedimentarias principales de distinta polaridad ambiental.

La transición a las condiciones de plataforma media es generalmente gradual con alternancia de margas y de calizas bioclásticas con encostramientos ferruginosos locales. La sedimentación, a partir de ahora se produce en los dominios medios y externos de una rampa de gran extensión, cuya facies más representativa es la de margas y calizas margosas, con fauna tanto bentónica como nerítica y muy bioturbadas. Esta secuencia presenta una tendencia a la profundización.

Durante este intervalo la cuenca se encuentra estructurada en una serie de altos relativos y surcos pelágicos más subsidentes que culminaron con la formación de cuencas euxínicas en casi todo el ámbito ocupado por la cuenca Vasco-Cantábrica, aunque apenas se encuentran representadas en Navarra. El variado contenido fosilífero y la bioturbación existentes en esta unidad, en los afloramientos estudiados, indican unas condiciones ambientales más oxigenadas en la parte oriental de la cuenca Vasco-Cantábrica.

Posteriormente, durante el Toarciense, se invierte el sentido por una tendencia a la somerización, representada en Navarra por zonas de rampa relativamente más someras.

Al iniciarse el Dogger la tendencia a la somerización continúa, en un ambiente de plataforma abierta, con la sedimentación de margas y calizas muy bioclásticas y bioturbadas (frecuentemente zoophycus) en un medio relativamente profundo, de baja energía. En esta etapa la plataforma está estructurada en una serie de altos y surcos, como puede deducirse por la acusada variación lateral de potencias (aunque con facies similares), presentando los mayores espesores en la banda de Leiza.

La somerización culmina con el depósito de una sucesión de calizas compactas con espongiarios, filamentos y agregados ferruginosos-tuberosos, que en conjunto caracterizan una plataforma somera de energía moderadamente alta. Esta facies de esponjas se habría depositado en una plataforma relativamente somera, por encima del nivel de base de oleaje, o al menos por encima de dicho nivel en condiciones de tempestad, con un nivel marino relativamente estable. Estas condiciones debieron favorecer la expansión de las facies y su retrabajamiento más o menos importante.

Posteriormente se inicia un hundimiento generalizado de la plataforma con unas condiciones de relativa profundidad y baja energía. Darán lugar al depósito de facies homogéneas con potencias similares en todo el área de estudio mientras que en el área occidental de la cuenca Vasco-Cantábrica coexistieron, durante el Bathoniense, plataformas carbonatadas someras con otras más profundas de facies margosas y en ocasiones euxínicas.

En los sectores meridional y oriental de la Cuenca Vasco-Cantábrica el Malm está caracterizado por la persistencia de las condiciones marinas durante el Oxfordiense y el Kimmeridgiense.

Durante el Oxfordiense se acentúan las condiciones restringidas del medio, ya iniciadas probablemente en el Calloviense, aunque se mantiene un pequeño sector más abierto en el Oeste de la actual Sierra de Aralar.

En el Kimmeridgiense se instalan unas condiciones más abiertas y de mayor energía con la instalación de parches arrecifales, hasta que desde el Oeste progresa un frente deltaico, con el que finaliza la sedimentación marina del Jurásico en Navarra.

Durante el tránsito Jurásico-Cretácico se sitúan diversos movimientos de tipo epirogénico englobados dentro de las fases neokimméricas que traen como consecuencia el acentuamiento del dispositivo de surcos y umbrales heredado del Jurásico, hasta el punto que localmente los segundos llegaron a emerger y erosionarse, como ocurre en Echarri, en las proximidades del borde N de la hoja de Altsasua.

El complejo Purbeck-Weald constituye también un ciclo transgresivo-regresivo que comienza bajo condiciones marino-salobres con influencia de las áreas continentales durante el Portlandiense-Berriasiense. La presencia de abundante materia orgánica indica también un marcado carácter reductor. Durante el Valanginiense inferior se alcanza el máximo transgresivo con el desarrollo de facies carbonatadas en medios de lago. Del Valanginiense superior al Barremiense transcurre el episodio regresivo con el depósito de las series detríticas de ambiente salobre con fuerte influjo continental del Weald. En el área de Aralar, la potencia del Weald crece hacia el W, como corresponde a su posición dentro del anticlinal de Vizcaya.

Posteriormente a la sedimentación de las facies Purbeck-Weald, se produce un cambio brusco en las condiciones, marcado por una discontinuidad importante a nivel de Cuenca Vasco-Cantábrica, ya citada por diversos autores (PUJALTE, 1989, p. ej.). Ello conlleva una regresión generalizada que tiene como consecuencia el avance de los sistemas terrígenos de transición de tipo fluvio-deltaico, dando comienzo de esta manera a las denominadas "facies de implantación urgoniana", episodio terrígeno, básicamente, previo a las primeras calizas con rudistas y corales. Se define así un ciclo (nº 1 en fig. 7) que marca una secuencia positiva con ganancia hacia techo de facies cada vez más finas (margas lutitas), con influencia paulatinamente más marina, indicativo de una transgresión generalizada. Esta transgresión culmina con la aparición en el Aptiense Inferior de calizas ricas en rudistas y corales. A techo de esta barra de caliza "urgoniana", la primera de carácter generalizado en toda la Cuenca, se localiza una ruptura importante a nivel regional (GARCIA- MONDEJAR, 1979; FERNANDEZ-MENDIOLA, 1986), generada a techo del Aptiense Inferior. Esta ruptura marca la base de otro ciclo mayor (nº 2 en fig. 7), que comienza con una regresión generalizada que favorece la aparición de sistemas deltaicos, con una nueva llegada areniscosa a la cuenca, en el Aptiense Superior, aunque de menor intensidad que la del ciclo anterior.

Posteriormente, una transgresión posibilita la génesis de nuevo de calizas con rudistas y corales. Esta vez se instaura un sistema de rampa carbonatada en el que las calizas pasan lateralmente hacia cuenca relativa, a calcarenitas y margas. El carácter progradante de esta rampa marca el posterior inicio de una regresión que culminará con la creación de una nueva ruptura posiblemente causada por una bajada relativa del nivel del mar. Este evento tiene ya lugar dentro del Albiense Inferior (correlación con otros lugares de la Cuenca). De esta manera entramos en el siguiente ciclo, del Albiense Inferior (nº 3 en fig. 7), en el que se produce un marcado cambio en la subsidencia, lo que posibilita la creación de un sistema carbonatado de rampa que evoluciona en la vertical a un sistema de plataforma con resalte (creación de margen arrecifal y cuenca intraplataforma). Este cambio en la subsidencia de la zona pudo estar condicionado por la actuación de posibles fallas sinsedimentarias, cuya actuación constante marcaría la invariabilidad en la posición del margen agradacional, unido a un ascenso paulatino del nivel del mar en un marco transgresivo.

El último ciclo del Albiense Inferior (nº 4 en fig. 7) comienza con una base neta sobre las calizas del ciclo anterior, posible ruptura originada por una bajada relativa del nivel del mar, con marcada regresión y cambios de facies hacia cuenca relativa (estos

momentos son los idóneos para génesis de rasgos kársticos por exposición subaérea). Una transgresión posterior permite la recuperación de los sistemas carbonatados. Esta vez se origina una rampa progradante y agradacional en tránsito a margas de cuenca relativa y con desarrollo de facies margosas de plataforma interna. En este caso no se produce una evolución a plataforma con margen propiamente dicho, indicativo probablemente de una ralentización o cese de la actuación de las estructuras sinsedimentarias. Así entonces, tenemos como principal factor condicionante la subida relativa del nivel del mar y la propia dinámica de construcción carbonatada.

Una importante ruptura a nivel regional marca el fin de esta secuencia y el inicio de la siguiente (nº 5 en fig. 7), evento que ha podido ser datado como el límite Albiense Inferior-Albiense Superior en la zona de Gorbea, Bizkaia (GOMEZ PEREZ, 1994). No disponemos de dataciones precisas en las calizas de Aralar, pero la correlación de ciclos mayores con otras partes de la Cuenca Vasco-Cantabrica nos hace pensar en que la base de esta última secuencia de Aralar sea el límite anteriormente mencionado. Este límite implica un hiato de aproximadamente 3,5 millones de años, detectado en plataforma con desarrollo de paleokarst (GOMEZ PEREZ, 1994), y en cuenca por el desarrollo de grandes episodios de megabrechas, como las de la cantera de la carretera de Lizarrusti; éstas se acuñan hacia plataforma, correspondiendo al depósito del momento regresivo. Asimismo, esta regresión trae consigo la llegada de sedimentos terrígenos areniscosos y lutíticos de manera importante, suponiendo un importante retroceso de los sistemas carbonatados hacia posiciones más internas de la plataforma. Esto está unido a la posible reactivación de estructuras previas que condicionan la creación de un surco paleogeográfico terrígeno (pasillo de Lakuntza-Lizarrusti; ver fig. 8). El carácter positivo de este último ciclo es asimismo indicador de un retroceso en los aportes terrígenos, condicionado por el consiguiente ascenso relativo del nivel del mar; ascenso que, por otra parte, pudo ser rápido, debido al confinamiento de los carbonatos con márgenes fuertemente agradacionales; el desarrollo de subcuencas en posiciones internas de la plataforma pudo estar además marcado por la actuación de estructuras sinsedimentarias (áreas de Aitzondo y Madalenaitz). Un dato a favor de la edad del último ciclo es la presencia de ammonites del Albiense Superior, parte media, en equivalentes laterales de Madalenaitz (WIEDMANN, 1979).

Este ciclo (nº 5) presenta hacia techo el inicio de una transgresión muy fuerte que comienza hacia el Cenomaniense Inferior, evento que se manifiesta con una pérdida

paulatina del contenido terrígeno tamaño arena y limo, pasándose a limolitas calcáreas y margas, ya en el Cenomaniense Medio a Superior. Sólo en altos paleogeográficos en la zona de Alsasua se depositó el último episodio carbonatado somero, con desarrollo de parches arrecifales aislados (Orobe, Aldoirar, ver. fig. 8), zonas donde la transgresión pudo compensarse debido posiblemente a la actuación de estructuras sinsedimentarias (fuera de la influencia del surco de Lakuntza-Lizarrusti) de tipo local.

Otro efecto importante que se puede deducir del gráfico de la figura 7 es la gran variación de potencias de E a W; variación paulatina que nos está indicando una subsidencia a nivel de cuenca, que coge gran expresión conforme nos alejamos del área de influencia continental, situada para este momento en la zona del macizo de Bortziri (Cinco Villas), al Este del área de estudio, fuera de la hoja de Alsasua a escala 1:50.000 (114).

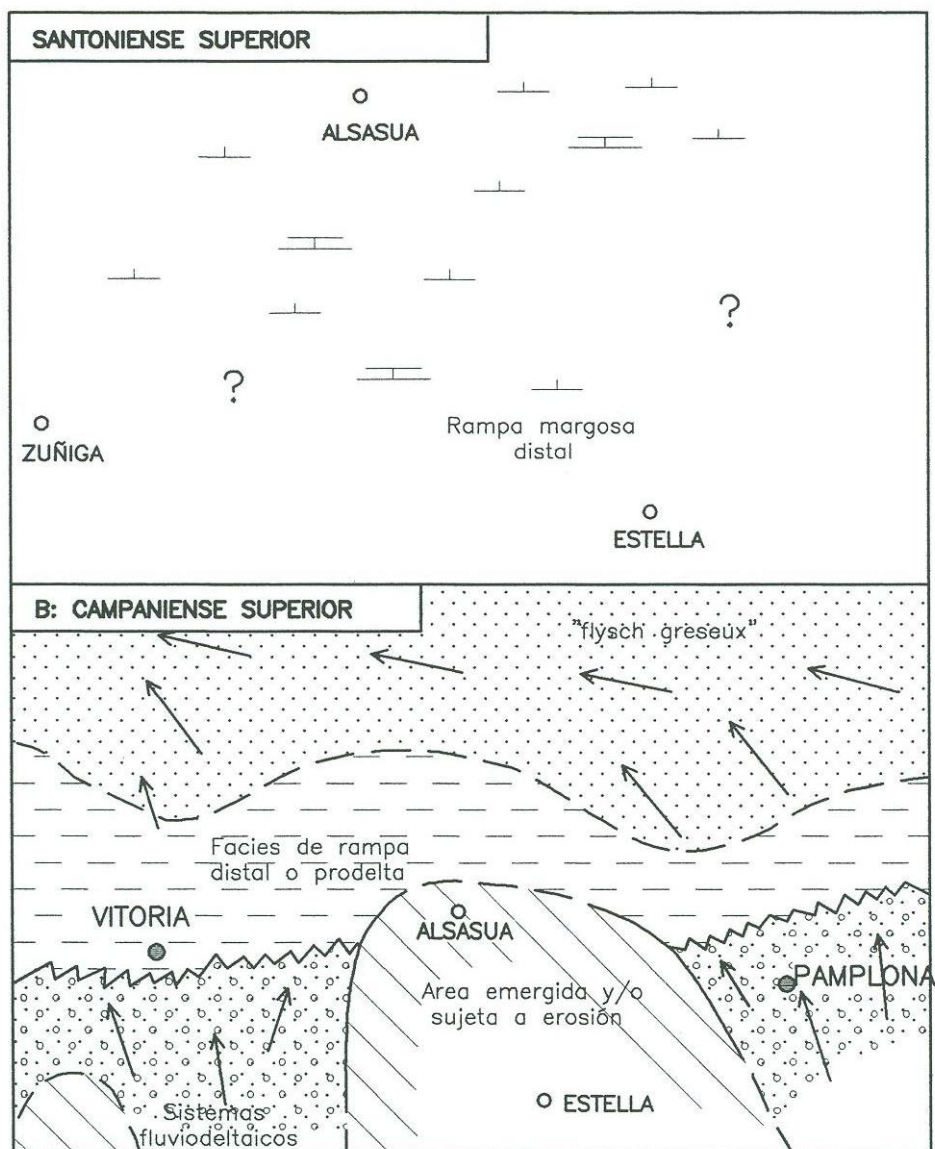


FIG. H-7. MAPAS PALEOGEOGRAFICOS DEL SANTONIENSE SUPERIOR AL CAMPANIENSE SUPERIOR.

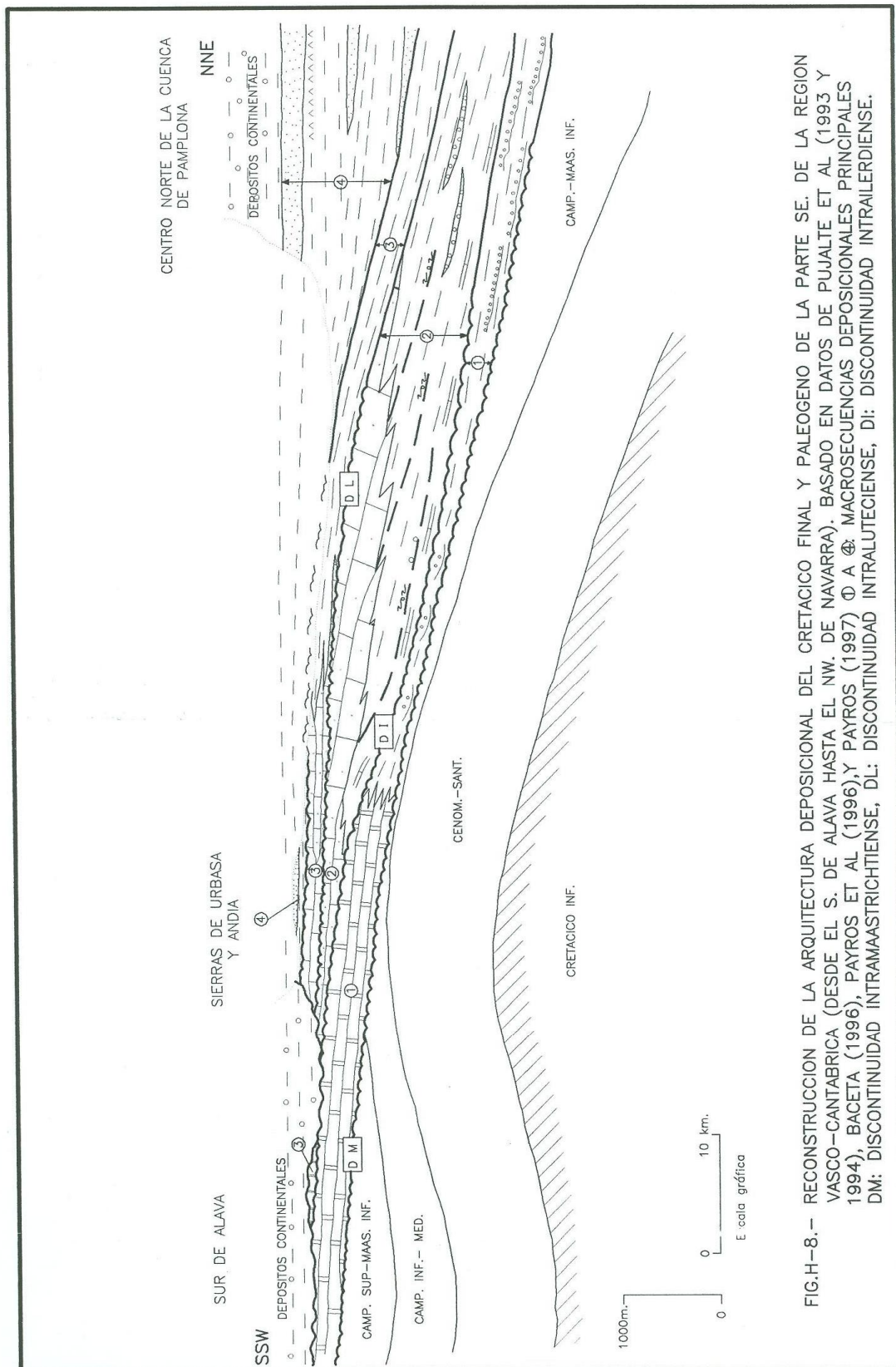


FIG.H-8.- RECONSTRUCCION DE LA ARQUITECTURA DEPOSICIONAL DEL CRETACICO FINAL Y PALEOGENO DE LA PARTE SE. DE LA REGION VASCO-CANTABRICA (DESDE EL S. DE ALAVA HASTA EL NW. DE NAVARRA). BASADO EN DATOS DE PUJALTE ET AL (1993 Y 1994), BACETA (1996), PAYROS ET AL (1996), Y PAYROS (1997) Ø A Ø: MACROSECUENCIAS DEPOSICIONALES PRINCIPALES DM: DISCONTINUIDAD INTRAMAASSTRICHTIENSE, DI: DISCONTINUIDAD INTRALUTECIENSE, D: DISCONTINUIDAD INTRALUTECIENSE.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. RECURSOS MINERALES

6.1.1. CALIZA

En la hoja de Uharte se han explotado las calizas del Jurásico y Cretácico en cuatro canteras, actualmente abandonadas.

Del Jurásico se han explotado las calizas del Dogger en Alli y Baraibar. Estos materiales están formados por una alternancia de calizas en bancos de 0,3 a 0,7 m con juntas centimétricas margosas.

Al Cretácico inferior (Aptiense-Albiense) pertenecen los materiales extraídos al este de Madoz, constituidos por calizas micríticas y coralígenas de aspecto masivo.

Las calizas del Cretácico superior se han explotado en Muguiro, donde afloran unas calizas arenosas pardo amarillentas en bancos de 0,5 m con pasadas margosas.

Nº	SITUACION	HOJA	ESTADO	COORDENADAS	
				X	Y
285	Desvio a Mguiro C.N.	114-II	Abandona	590.8	4761.3
287	240	114-II	da	00	50
288	Alli	114-II	Abandona	590.2	4760.2
289	Baraibar-Fores	114-II	da	50	00
	Km. 21 Eguiarreta-		Abandona	587.9	4760.0
	Madoz		da	50	25
			Abandona	593.0	4754.0
			da	00	50

6.1.2. HIERRO

Solamente existe un indicio de hierro en las calizas del Cretácico inferior, a unos 2 km al norte de Uharte.

Nº	SITUACION	HOJA	ESTADO	COORDENADAS	
				X	Y
300	Uharte-Arakil	114-II	Indicio	584.8 00	4754.2 50

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 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-II UHARTE 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, de 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 Urganianas 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 Purbek

-Calizas Urganianas 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.

CUADRO Nº 1.- CARACTERÍSTICAS DE LOS SONDEOS DE RECONOCIMIENTO

SONDEO	ACUIFERO	COTA (m)	PROFUNDIDAD (m)	NIVEL AGUA (estiaje)	OBSERVACION
IRIBAS R1 (1)	JURAS. MED-SUP	619,942	148,1	56,0	Inutilizado
IRIBAS R2	Calizas	608,420	286,75	44,5	
LATASA R2	Calizas	474,00	282,6	6,10	
LIZARRUSTI R1	JURAS. MED-SUP	565,00	251,7	Surgente	
	Calizas	489,00	265,5	Surgente	
HUARTE- ARAQUIL R1	JURAS. MED-SUP	565,00	186,75	Surgente	
	Calizas	472,116	200,00	1,80	
IRAÑETA R1	Calizas	578,00	203,65	3,93	
IRAÑETA R2	CRETACICO INF.				
URDIAIN R1	Calizas Urgonianas y margocali- zas				
	CRETACICO INF.				
	Calizas Urgonianas				
	CRETACICO				

	<p>INF. Margas CRETACICO INF. Caliza Urgoniana CRETACICO INF. y SUP. Margas y margocalizas y calizas</p>				
--	--	--	--	--	--

CUADRO Nº 2.- CARACTERISTICAS DE LOS SONDEOS DE PREEXPLORACION

NOMBRE NUMERO	ACUIFERO	COTA (m)	PROF. (m)	N.E. (m)	PERFORACION	ENTUBACION	FILTROS	CEMENTACION	OBSERVACIONES
IRIBAS P3 24074033	Jurásico Med-Sup	608,59 7	93	44,40	0- 93600	0 - 93450	16	0 - 6	ACIDIFICADO (X-80)
	Calizas	620,17	160	55,96	0 -	0 -	10	0 - 13,75	
IRIBAS P4 24074034	Jurásico Med-Sup	9 568	116	Surgente 3,5	100600 100 - 160400	100450	44 54	0 - 8 0 - 6	ACIDIFICADO (V-81)
LIZARRUS- TI P2 24072031	Calizas Cretacico Inf.	474,31 7			0 - 116550 0 -	116400 0 - 138400		16 - 19	ACIDIFICADO (V-81)
IRAÑETA P3 24074035	Margocalizas y calizas Cretácico								

	Inf.								
	Calizas								

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.

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. Está constituido por una barra Urgoniana (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

5.2.3.CUADRANTE 114-II. UHARTE-ARAKIL

INTRODUCCION

El mapa escala 1:25.000 de Huarte-Arakil ocupa el cuadrante superior oriental de la hoja a escala 1:50.000 de Alsasua.

Como ya se ha dicho anteriormente, todos los materiales presentes en este cuadrante se pueden englobar dentro de la Unidad Hidrogeológica de Aralar.

En este capítulo se pretende realizar de forma aislada el estudio de las características hidrogeológicas de los materiales presentes en el cuadrante, sin estenderse en connotaciones regionales, que por otra parte ya han sido realizados en capitulos precedentes. Para ello se realizará solamente el estudio de aquellos acuíferos cuyos manantiales y sondeos se encuentran presentes dentro del cuadrante, remitiendo al estudio de la Unidad Hidrogeológica Regional para todos aquellos materiales presentes en el cuadrante, y que perteneciendo a estas u otras unidades, tengan sus descargas e infraestructuras en otros cuadrantes.

ACUIFEROS PRINCIPALES

En este cuadrante cabe destacar dos acuíferos importantes:

-Acuífero de Iribas

-Acuífero de Irañeta

ACUIFERO DE IRIBAS:

Se trata de un acuífero libre, de 68 km² de cuenca, formado por calizas del Jurasico 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 Aiztjarreta y que tras transcurrir por un corto recorrido por el rio Ercilla, se infiltra en el acuífero inferior.

La descarga se realiza por el manantial de Iribas, con un caudal medio estimado en 2,5 m³/seg.

El estudio de las curvas de agotamiento realizado durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" (1975-1983) revela dos regímenes parciales para este; el α_1 en el que se produce la descarga de las cuencas y conductos kársticos, así como de las grandes y medianas fisuras conectadas entre sí, 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 las aguas localmente colgadas que se movilizan con dificultad.

En las inmediaciones de la descarga (Iribas) se realizaron durante la campaña (1975-1983) dos sondeos de reconocimiento (R₁ y R₂) y dos sondeos de preexplotación (P₃ y P₄).

Los principales datos correspondientes a estos sondeos se pueden observar en el Cuadro 3.

La columna litoestratigráfica más representativa de la Unidad, es la atravesada por el sondeo Iribas R-1. Los datos resumidos se expresan a continuación:

CUADRO Nº 3.- SONDEOS ACUIFERO IRIBAS

NOMBRE	ACUIFERO	COTA m	PROFUNDI- DAD m	NIVEL DE AGUA	PERFORA- CION tramo ϕ mm	ENTUBA- CION tramo ϕ mm	FILTROS	OBSERVA- CIONES
IRIBAS R-1	Jurásico Med.-Sup. Calizas	619,94 2	148,1	56				
IRIBAS R-2	Jurásico	608,42 0	286,75	44,5				

	Med-Sup.							
	Calizas							
IRIBAS P-3	Jurásico	608,59 7	93	44,40	0-93600	0-93450	36	
	Med.-Sup.							
	Calizas							
IRIBAS P-4	Jurásico	620,17 9	160	55,96	0-110600	0-110450	30	Acidific. (X.80)
	Med.-Sup.				110- 160400	100-160		
	Calizas							

0-0,6 m:Suelo vegetal.

0,6-213 m:Caliza gris azulada, más o menos compacta, con ocasionales veteados de calcita. Jurásico Medio (Dogger)

213-286,4:Caliza compacta con vetas y geodas de calcita, presencia de materia orgánica. Exporádicas intercalaciones métricas de caliza brechoide. Jurásico Medio (Dogger).

286,4-287,75:Calizas margosas. Jurásico Inf. Medio. Lias Superior.

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/dia):400-800

Porosidad eficaz:4%

Por otra parte el sondeo de preexplotación Iribas P-4 fue sometido a un proceso de acidificación, incrementando su caudal específico de 1,94 lts/seg/m a 5,88 l/sg/m, lo que supone un incremento del 203%.

ACUIFERO DE IRAÑETA:

Se trata de un acuífero de 23 km³ de cuenca, libre en el sector Norte y confinado al sur.

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

Durante el "Proyecto Hidrogeológico de Navarra" (1975-1983) se realizaron en este área tres sondeos de reconocimiento (Irañeta R-1, R-3 y Uharte-Arakil R-1) y uno de preexplotación (Irañeta P-3) (cuadro nº 4).

La columna litoestratigráfica resumida, atravesada por el sondeo Uharte-Arakil R-1 es la siguiente:

0-148 m: Margas, a veces calcáreas, gris azuladas, compactas, con esporádicas intercalaciones de calizas arenosas, en bancos de espesor variable. ALBIENSE.

148-265,5: Calizas arrecifales masivas, en ocasiones muy recrystalizadas. ALBIENSE.

Y la correspondiente al Irañeta R-2 es la siguiente:

0-10 m: Arcillas, más o menos calcáreas azuladas, compactas y calizas margosas. ALBIENSE.

10-200 m: Calizas construidas o bioclásticas arrecifales, con frecuentes recristalizaciones de calcita. ALBIENSE.

Los parámetros hidráulicos obtenidos a partir de los ensayos de bombeo y de recuperación, así como los ensayos de permeabilidad realizados son:

Transmisividad (m^2/dia)=15-60

Porosidad eficaz=0,3%

El sondeo de preexplotación Irañeta P-3 fue sometido a un proceso de acidificación, sufriendo un incremento en su caudal específico de 0,119 l/sg/m a 0,924 l/sg/m, lo que supone un incremento del 364%.

CUADRO Nº 4.- SONDEOS ACUIFERO IRAÑETA

NOMBRE	ACUIFERO	COTA m	PROFUNDI- DAD m	NIVEL DE AGUA	PERFORA- CION tramo φmm	ENTUBA- CION tramo φmm	P
IRANETA R-1	Cretácico Inf. Margas	565	186,75	Surgente			
IRANETA R-2	Cretácico Inf. Caliza Urgoniana	472	200	1,8			
UHARTE ARAKIL R-1	Cretácico Inf. Caliza Urgoniana	489	265,5	Surgente			
IRANETA P-3	Cretácico Inf. Calizas	474,317	138	2,5	0-138550	0-138400	5

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. Nº 16, 75-87.

BATALLER, J.R. (1945).- "Bibliografía del Cretácico de España". Est. Geol. núm. 1, pp. 7-10.

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.

BRINKMANN, R., y LOGTERS, H. (1968).- Diapire in Western Pyrenees and foreland, Spain. En: Braunstein, J., y O'Brien, G.D. (eds) Diapirism and Diapirs. AAPG Bolletin, p. 275-292.

BULARD, P.F. FEUILLEE, P. y FLOQUET, M. (1981): "La limite Jurassique Moyen-Jurassique Supérieur dans la Sierra d'Aralar (Pyrénées Basques espagnoles)". Cuad. Geol. 10 (1979), pp. 179-196.

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).

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 inferieur". 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. París. 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.

-
- 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".
- DUVERNOIS, C.; FLOQUET, M. y HUMBEL, B. (1972).- "La Sierra d'Aralar, Pyrenees Basques Espagnoles. Stratigraphie-structure". Thesis Inst. Sc. de la Terre Univ. Dijon, pp. 1-292.
- DUVERNOIS, C.; FLOQUET, M. et HUMBEL, B. (1977).- "La Sierra d'Aralar. Le support sedimentaire et l'architecture les paysages". Munibe T-29, fas. 3-4 pp. 167-194.
- 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. (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 Cretace moyen du Nord et l'Ouest de la Navarre espagnole". Actes 4º 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, Paleocology. V. 9. Núm. 4, pp. 277-311.
- 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. et RAT, P. (1975).- "Un exemple d'interrelation entre socle, paleogeographie et structure dans l'Arc Pyrénéen Basque: La Sierra d'Aralar". Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn. Vol. 17. pp. 497-512.
- FONTANA, B., GALLEGO, R., JURADO, M. J. y MELENDEZ, G. (1992).- "El Jurásico de la Cordillera Vasco-Cantábrica meridional y oriental (Provincias de Alava y Navarra): Correlación de datos de superficie y de diagrfias de sondeos". III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Simposios Tomo 2, pp. 88-97. Salamanca 1992.
- GARCÍA-MONDÉJAR, J. (1979 a). -"El Complejo Urganiano 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). -"El cretácico inferior de la cuenca vasco-cantábrica. En: El Cretácico de España. Universidad Complutense, Madrid, p 63-84.
- GARCÍA-MONDEJAR, J. (1989). -"Strike-slip subsidence of the Basque-Cantabrian basin of norther Spain and its relationship to Aptian-Albian opening of Bay of Biscay". En: Tankard, A. J. y Balkwill, H. R. (eds.). Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins. AAPG Memoir 46, p. 395-409.
- GARCÍA-MONDEJAR, J.; PUJALTE, V. Y ROBLES, S. (1986). -"Características sedimentológicas, secuenciales y tectoestratigráficas del Triásico de Cantabria". Cuad. Geol. Ibérica 10, p. 151-172.
- GARMENDIA, J.M. y ROBLES, S. (1991): "Litoestratigrafía del Jurásico de Guipúzcoa y NW de Navarra. Geogaceta, 10, 6-10 pp., 3 fig.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1948).- "Huellas del glaciario cuaternario en la Sierra de Aralar (Guipúzcoa y Navarra). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. T. XLVI, núm. 3-4, pp. 257-262.
- 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).
- KIND, H.D. (1967).- "Diapire und Alttertiar in südöstlichen Baskenland (Nordspanien)". Besch. Geol. Jb. V. 66. Hannover.
- KOOP (1965).- "Límite de la nieve perpetua y clima de la época glaciario Wumiense en la Sierra de Aralar". Munibe, pp-3.

- hr/>
- KRAUSSE, H.F. (1971).- "The tectonical evolution of the western Pyrenées". Pirineos. Núm. 111, pp. 69-96.
- LAMARE, P. (1928).- "Sur la stratigraphie du Cretacé des Pyrenées navarraises". Bull. Soc. Geol. France, 4ª Serie, XXVIII, pp. 93-111.
- LAMARE, P. (1931).- "Les éléments structuraux des Pyrénées Basques d'Espagne. Essai de synthese tectonique". B.S.G.F. 5ª Ser. T 1, pp. 95-130.
- LAMARE, P. (1936).- "Recherches geologiques 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.
- 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 Altsasua (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.
- MARTINEZ TORRES, L.M. (1991).- El Manto de los Mármoles, Geologia Estructural y Evolución Geodinámica. Editorial de la Universidad del Pais Vasco. 294. pp.
- MATTAUER, M. et SEURET, M. (1971).- "Les relations entre la Chaîne des Pyrénées et le Golfe de Gascogne". In Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, vol. 4, pp. 1-24. Paris.
- MELENDEZ-HEVIA, F. (1976).- "El interés petrolífero del Jurásico marino de la parte SW de la Cuenca Cantábrica". II Jornadas Nacionales del Petroleo y Gas natural. Ponencia I: Exploración y Producción.
- 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 GUENNOC, 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.

PALACIOS, P. (1915).- "La formación wealdense en el Pirineo Navarro". *Bol. Inst. Geol. Min. España*, T-36, pp. 9-15.

PASCAL, A. (1976).- "Variations sequentialles rapides de sedimentation sur la bordure des platesformes urgoniennes dans le Nord de l'Espagne". *Bull. Soc. Geol. Fr. Paris*, XVIII, pp. 1005-1008.

PASCAL, A. (1984). -"Les systemes biosédimentaires urgoniens (Aptien-Albien) sur la marge Nord-Ibérique" Tesis Doctoral. *Mémoires géologiques de l'Université de Dijon* 10, 56l pp.

PUJALTE, V. (1977).- "El Complejo Purbeck-Weald de Santander: Estratigrafía y Sedimentación". Tesis, Univ. de Bilbao, 202 pp.

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

PUJALTE, V. (1982).- "Unidades litoestratigráficas del Arco Vasco del tránsito Jurásico-Cretácico, Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense y Barremiense". In "*Cretácico de España*". Univ. Comp. Madrid, pp- 59-61.

PUJALTE, V. (1988).- "Las sucesiones del Malm-Neocomiense de la región Vasco-Cantábrica: Ensayo de correlación basado en secuencias deposicionales". *III Col. Estrat. y Paleogeogr. Jurásico de España*, vol. resúmenes, pp. 81-82. Logroño.

PUJALTE, V. (1989).- "Ensayo de correlación de las sucesiones del Oxfordiense-Barremiense de la región Vasco-Cantábrica, basado en las macrosecuencias deposicionales: implicaciones paleogeográficas". *Cuad. Geol. Ibér.*, 13, pp. 199-215.

PUJALTE, V. y MONGE, C. (1985). -"A tide-dominated delta systems in a rapidly subsiding basin: the middle Albion-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.

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.

RAMIREZ MERINO, J.I.; OLIVE, A.; VILLALOBOS, L. y SOLE, J.(1983).- "Memoria explicativa de la hoja núm. 89 (Tolosa). MAGNA". IGME.

RAT, P. (1959).- "Les pays Basco-cantabriques". Thesis. Fac. Sc. Univ. Dijon. T. 18, pp. 1-525.

RAT, P. (1963).- "Problemes du Crétacée Inférieur dans les Pyrénées et le Nord de l'Espagne". Sonderd. Geol. Rundschau núm. 53, pp. 205-220.

RAT, P. et al. (1983).- "Vue sur le 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 nord-Ibérique. 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-Alsasua". Ciepsa (inédito).

RUIZ DE GAONA, M. (1943).- Nota sobre crustáceos decápodos de la cantera del Monte Orobe, (Alsasua). 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.

SALOMON, J. (1982).- "Les formations continentales du Jurasique superieur et du Cretace inferieur en Espagne du Nord (Chaines Cantabrique et Iberique)". Mem. Geol. Univ. Dijon. pp. 1-1128.

SOLER y JOSE, R. (1971).- "Estudio geológico de la Sierra de Aralar (Cuenca Cantábrica oriental)". Sol. Geol. Min. T. 82, V. pp. 406-428.

SOLER y JOSE, R. (1971).- "El Jurásico marino de la Sierra de Aralar (Cuenca Cantábrica oriental): los problemas postkimméricos". Cuad. Geol. Ibérica, núm. 2, pp. 509-532.

SOLER y JOSE, R. (1972): "El Jurásico y Cretáceo Inferior de Leiza y Tolosa (Cuenca Cantábrica Oriental)". Bol Geol. Min.España, LXXXIII-VI, pp. 582-594.

VILLALOBOS, L. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).- "Estratigrafía del Jurásico del NO de Navarra". Cuad. Geol. Ibérica, Vol. 2, pp. 541-558.

VOLTZ, H. (1964).- "Zur Geologie der Pyrenaiden im Nordwestlichen Navarra (Spanien)". Munster Diss.

VOORT, H. B. (1963).- "Zum flysch problem in den Westpyrenäen". Geol. Runds. 53, 220-233.

ZIEGLER, P.A. (1982).- "Geological Atlas of Western and Central Europe". Elsevier, 2 vol. 130 pp.

