



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ALLO

Segunda serie - Primera edición

(1111) OROURA 21-7	(1112) VITORIA 22-7	(1113) VALVATERRA 22-7	(1114) ALDABIA 24-7	(1115) CUVINA 26-7	(1116) GARRALDA 26-7	(1117) ORUERAVIA 27-7
(1121) MIRANDA DE EBRO 21-8	(1122) LA PUEBLA DE ARGANZON 22-8	(1123) EJILATE 22-8	(1124) ESTELLA 24-8	(1125) PAMPLONA 25-8	(1126) TALAVERA 26-8	(1127) NAVARQUE 27-8
(1131) CARACANTERA 21-9	(1132) HATO 22-9	(1133) VITORIA 23-9		(1134) TALAVERA 25-9	(1135) SANROQUE 26-9	(1136) SIEGOS 27-9
(1141) ALTO DE LA CABEZA 21-10	(1142) MAJADA 22-10	(1143) LOSBORDO 23-10	(1144) LODIKA 24-10	(1145) PERALTA 25-10	(1146) ALDEA DEL CABALLERO 26-10	(1147) URGASTILLO 27-10
(1148) EZCARAY 25-11	(1149) ARQUILAR 26-11	(1150) MONILLA 28-11	(1151) CASARDELLA 28-11	(1152) ALFARO 29-11	(1153) ZADABA 29-11	(1154) LAINA 29-11

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ALLO

Segunda serie - Primera edición

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

Jefe de Proyecto, Cartografía, Secciones estratigráficas y Memoria. A. Hernández (C.G.S.)

Micropaleontología, Cartografía y Memoria. J. Ramírez del Pozo (C.G.S.)

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

Cartografía y Secciones estratigráficas previas: A. Carbayo, J. Castiella y J. Solé (Dip. Foral de Navarra).

Geomorfología: A. Olivé (C.G.S.).

Estudio de las muestras de roedores: G. Cuenca (Univ. de Zaragoza).

Tectónica: M. Alvaro (C.G.S.).

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

La presente memoria ha sido redactada por A. Hernández y J. Ramírez del Pozo, con la colaboración de M.J. Aguilar.

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

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

Depósito Legal: M. 23.814 - 1987
NIPO: 232 - 87 - 007 - 3

INTRODUCCION

La hoja de Allo ocupa una posición central dentro de la provincia de Navarra.

Desde el punto de vista orográfico esta zona se caracteriza por presentar alturas medias, comprendidas entre los 400 y 600 m, a excepción de una pequeña área situada en los Picos de Montejurra (al Sur de Estella), donde el relieve supera los 1.000 m de altitud.

La red fluvial está constituida principalmente por el río Ega, que atraviesa la hoja de Norte a Sur en su parte central; los ríos Odrón y Arga, que entran en la hoja por sus bordes Oeste y Este respectivamente, presentan un pequeño recorrido. En segundo término la zona está surcada por una red de barrancos que son generalmente de largo recorrido, pendiente poco pronunciada y valles amplios, entre ellos los de Río Cardiel, Arroyo de Riomayor, Arroyo de Labardillejo de S. Pedro, Arroyo de S. Gil, Barranco de la Nava, Río Salado, etc., son los más importantes. Todo el área es distributaria hidrográficamente de la Cuenca del Ebro.

Desde el punto de vista geológico, la hoja de Allo está situada en el borde Norte de la Depresión del Ebro. Los materiales que la constituyen son de origen continental, de edades comprendidas entre el Oligoceno y el Mioceno, a excepción de varios afloramientos existentes en el cuadrante noroccidental que corresponden a la facies Keuper, al Albienense-Cenomaniense y Luteciense marino, también existe un pequeño afloramiento en la esquina NO que corresponde al Cretácico superior.

Desde el punto de vista estructural lo que ha caracterizado a esta zona es su relativa movilidad tectónica que ha ido acompañada de variaciones de cierta importancia en el espesor de las series detríticas.

El hecho que más a influido en la formación de estructuras en la hoja de Allo, es la presencia al N de la hoja del diapiro de Estella, y en menor medida el de Alloz. La intrusión de esta unidad ha debido realizarse en varias etapas, siendo previsible que ya durante el Cretácico la movilidad de los materiales yesíferos fuera un hecho. También afecta a los materiales detríticos del Oligo-Mioceno de la zona de Monjardín-Montejurra, quedando reflejados estos movimientos en las sucesivas discordancias internas que presentan las facies conglomeráticas. Posteriormente afecta a la unidad carbonatada del Mioceno terminal en la zona de Oco.

Las estructuras más importantes relacionadas con el diapiro en sus diversas etapas de desarrollo son la falla inversa de Ayegui, la falla de Muriaín, y las fallas transversales asociados a ellas, la de Urbiola, Luquín, de direcciones aproximadas NO-SE, y la de Morentín y del Ega sensiblemente N-S. En cuanto a pliegues, es el anticlinal de Allo, de orientación general E-O y posición central en la hoja, la estructura de mayor rango paralela al frente del diapiro.

Existen otras estructuras relacionadas sólo en parte con el diapiro como son los sinclinales de Murieta y Olejúa-Monjardín, y las fallas de Oco y de Learza-Monjardín, situadas todas ellas en el cuadrante NO. En el cuadrante SO se sitúan el sinclinal de los Arcos y el anticlinal de Valdelaguardia. En la mitad oriental de la hoja destaca la cubeta sinclinal de Oteiza-Larraga, en parte fosilizada por los depósitos de la zona horizontal de Oteiza.

La evolución tectónica global de la zona debe enmarcarse en el contexto de la apertura del Golfo de Vizcaya en relación con las fases alpinas que estructuraron la cadena Pirenaica.

Para la realización de la cartografía y la redacción de la presente Memoria ha sido de gran utilidad la documentación de la Diputación Foral de Navarra y cuyos autores son para el Keuper y sedimentos marinos A. Carbayo Olivares y para el Terciario continental J.J. Castiella Muruzábal y J. Solé Sedo.

1 ESTRATIGRAFIA

En la estratigrafía de la hoja de Allo se diferencian dos grupos sedimentarios diferentes. Por una parte el “complejo marino” que comprende distintas litofacies de calizas, areniscas, margas, arcillas y yesos de edades comprendidas entre el Keuper y Eoceno. Por otra, el “complejo continental”, que ocupa el resto de la hoja y está constituido por litofacies de areniscas, limos, margas, yesos y calizas, de edades comprendidas entre el Headoniense y el Astaraciense.

Dentro del denominado “complejo continental”, se han diferenciado a su vez cuatro unidades tectosedimentarias (en el sentido de MEJIAS, A. 1982) separadas unas de otras por discontinuidades sedimentarias. En unos casos éstas son claramente discordancias y en otros sus correlativas para conformidades, deducibles éstas no a nivel de afloramiento sino por el comportamiento regional que presentan los cuerpos sedimentarios considerados a gran escala.

La similitud de facies que presentan en ocasiones unidades muy separadas tanto en el espacio como en el tiempo, da pie a correlacionar como depósitos equivalentes aquellos que no obedecen a un mismo proceso y viceversa.

Con el fin de poder tener un esquema gráfico que ayude a comprender la posición y correlación de las distintas unidades dentro de cada U.T.S., así como los nombres asignados en zonas próximas a la del área de estudio, se han representado en el cuadro resumen de la Fig. 1. En él queda reflejado que durante el Oligoceno y Mioceno tienen lugar en la zona, una serie de procesos que dan lugar a la diferenciación de cuatro U.T.S., que a su vez se corresponden con una geometría de la cuenca y una distribución de facies dentro de ella característica.

1.1 TRIASICO

Incluimos en este capítulo las masas arcillosas y yesíferas de los diapirios de Estella y Alloz. El primero ha sido estudiado en detalle por PFLUG, R. (1973).

1.1.1 Arcillas rojas, arcillas yesíferas y yesos (1). Ofitas (2). Facies Keuper

Afloran en el borde N de la hoja en dos zonas, la de mayor extensión corresponde al diapiro de Estella y está comprendida entre las localidades de Estella, Ayegui e Iguzquiza; el segundo afloramiento corresponde a la terminación meridional del diapiro de Alloz (hoja de Estella).

EDAD		UTS	ALLO (172)	TAFALLA (173)	SANGUESA (174)	PERALTA (206)
MIOCENO	ORLEANIENSE-ASTARACIENSE	4	Margas de Miranda Arcillas de Olite Arenisc. de Artajona Conglom. Montejurra	Arcillas de Olite Arenisc. de Artajona Conglom. de Olleta	Arenisca de Ujué Arenisc. de Artajona Conglom. de Gallipienzo	Arenisca de Ujué Calizas de Portillo Margas de Miranda Arcillas de Olite Arenisc. de Artajona
	AGENIENSE		Yesos de los Arcos Margas de Lerín Margas de Larraga Arensc. de Allo Arenisc. de Leoz Conglom. de Muniain	Yesos de los Arcos Margas de Larraga Arenisc. de Allo Arenisc. de Leoz Arenisc. de Rocaforte	Arenisc. de Allo Arenisc. de Leoz Margas de Sangüesa Arenisc. de Rocaforte	Yesos de los Arcos Margas de Larraga
	ARVERNIENSE	3	Yesos de Desojo Margas de Mués Arenisc. de Mués	Yesos de Desojo Margas de Mués	Margas y Cal. Eslava Areniscas y margas de Javier	Yesos de Desojo-Falces Margas de Mués
	SUEVIENSE		Yesos de Añorbe	Yesos de Añorbe	Arenisca. de Liedena	
	HEADO NIENSE	1				

Fig. 1.— Cuadro de la posición estratigráfica de las distintas unidades y su relación con las existentes en las hojas próximas.

La unidad (1), está constituida por arcillas rojas y abigarradas, generalmente son niveles de yesos, yesos de aspecto masivo y brecha salífera, que incluye bloques de tamaño variado de rocas. Estas inclusiones tienen una litología y procedencia muy variada, pues hay cantos del propio Keuper, de ofitas, rocas cristalinas, metamórficas del paleozoico, y una gran variedad de rocas del Mesozoico en general, cuyas composiciones y disposición dentro del diapiro han sido estudiadas por PFLUG (1973).

La unidad (2) corresponde a enclaves de rocas volcánicas básicas de tipo ofítico. El grado de alteración de las mismas, así como la naturaleza mecánica de los contactos con el encajante impiden apreciar su disposición original.

No se ha podido realizar un estudio sedimentológico de la facies Keuper, debido a la ausencia de cortes continuos, ya que por su carácter extrusivo, la masa original se encuentra intensamente replegada y rota. De manera tentativa podemos indicar que su disposición tuvo lugar probablemente en áreas litorales de tipo *sebkha* en condiciones de aridez que permitieron la formación de evaporitas y sales.

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

1.2 CRETACICO

Incluimos en este capítulo las unidades cartográficas del Albiense-Cenomaniense y del Coniaciense-Santoniense que afloran en el borde Noroccidental de la hoja. No existen trabajos específicos que se ocupen del Cretácico de esta hoja, salvo (CINCUNEGUI et al. 1943). Regionalmente tienen interés los trabajos de LAMARE (1936), y RAMIREZ DEL POZO (1971).

1.2.1 Margas grises, margas arenosas con niveles de arenisca (3). Albiense superior — Cenomaniense

Esta unidad aflora al Sur de Estella y en la zona de Metauten, a ambos lados del diapiro de Estella.

El estudio estratigráfico se ha realizado a partir de la sección de Metauten (x: 729.200, y: 896.800).

Litológicamente la unidad está formada por unos 400 m (la mayor parte de ellos fuera de la hoja de Allo) de arcillas y margas arenosas, de colores gris y verde oscuro, micáceas con abundantes Orbitolinas. Generalmente masivas. Presentan pequeñas intercalaciones de areniscas micáceas

más abundantes hacia la base y niveles con nódulos arrinonados, de 0,1 a 1 m de diámetro, ferruginosos. Dispersos en la masa se encuentran cientos que a veces son de la misma composición que el resto del sedimento, mientras que otras corresponden a limolitas arenosas rojizas que destacan por su tonalidad de la litología encajante. La bioturbación es de moderada a abundante.

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

Estos materiales corresponden a medios de plataforma externa abierta, probablemente por debajo del nivel de base del oleaje durante las tormentas.

La microfauna clasificada ha sido abundante. *Eoguttulina anglica* CUSHMAN y OZAWA, *Thalmanninella ticticensis* GANDOLF, *Planomalina buxtorfi* (GANDOLF), *Hedbergella amabilis* LOEBL. y TAPPAN, *Marssoniella oxycona* REUSS, *Tritaxia pyramidata* REUSS, *Arenobulimina macfadyeni* CUSHM., *Ammobaculites subcretacea* CUSHM. y ALEX., *Ammobaculites parvispira* TENDAM., *Haplophragmoides concavus* CHAPMAN., *Haplophragmoides globosus* LOZO., *Citharinella didyma* BERTHELUN., *Gavelinella intermedia* BERTHELIN, *Favusella washitensis* (CARSEY), *Cytherella ovata* (ROEMER), *Cythereis luermannae* TRIEBEL, *Schuleridea jonesiana* BOSQUET, *Protocythere triebeli* DEROO y *Centrocythere denticulata* MERTENS, que indica un Albense superior. En la parte inferior, la presencia de *Rotalipora apenninica* (O. RENZ), *Praeglobotruncana delrioensis* PLUMM., y *Pseudovalvularia cenomanica* BROTZEN define al Cenomanense inferior.

1.2.2 Areniscas micáceas y margas (4). Albienne superior

Esta unidad constituye una cuña detrítica dentro de la unidad anterior. Ha sido reconocida igualmente en la columna de Metauten.

Está constituida por areniscas y areniscas micáceas que alternan con margas con alto contenido arenoso. El tono general es oscuro, aunque se encuentran algunos bancos de areniscas más claros. Presentan abundantes pátinas de óxido de hierro, que en muchos casos enmascaran la verdadera coloración de los estratos, así como nódulos ferruginosos de 2 a 30 cm de diámetro, bien dispersos o formando niveles paralelos a la estratificación. La potencia de este tramo es de unos 50 m.

Estas alternancias se disponen en secuencias de predominio arenoso separadas por otras con predominio de margas y escasa representación are-

niscosa. Las areniscas están afectadas por una fuerte bioturbación que generalmente ha borrado las estructuras primarias de las capas.

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

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

En estos niveles se ha encontrado la siguiente microfauna: *Orbitolina (M.) texana aperta* (ERMANN), *Orbitolina (O.) concava qatarica* HENSON, *Ammobaculites subcretacea* CUSHM. y ALEX., *Ammobaculites parvispira* TEN DAM, *Favusella washitensis* (CARSEY), *Tronchammina obliqua* TAPPAN, *Haplophragmoides concavus* CHAPMAN., *Marssonella oxycona* REUSS., *Cytherella ovata* (ROEMER), *Cythereis luermannae* TRIEBEL y *Schuleridea jonesiana* BOSQUET.

1.2.3 Calizas y dolomías (5). Coniaciense — Santoniense

Esta unidad constituye un pequeño afloramiento en la esquina NO. de la hoja, encontrándose aislado geográficamente de las unidades descritas en los apartados anteriores. Por tanto, no afloran en esta hoja los tramos cartográficos comprendidos entre el Cenomaniense superior y el Coniaciense inferior, presentes en la hoja de Estella.

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

Al microscopio se trata de biomicritas y biopelmicritas arcillosas.

Esta unidad corresponde a depósitos de plataforma abierta relativamente profunda.

Se han clasificado en estos niveles *Pithonella sphaerica* (KAUFM), *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.), *Marssonella*, *Dorothia*, *Tritaxia* y raramente algunos ejemplares de *Globotruncana* y *Heterohelix*.

La asociación de fósiles junto a las características sedimentológicas de la unidad indican que se trata de depósitos de la plataforma externa o abierta en su parte más alta, cerca de la zona de barras bioclásticas.

1.3 TERCIARIO MARINO

Se incluye en este capítulo la unidad cartográfica del Eoceno medio que aflora al Sur de Estella. Los principales trabajos regionales son los de MANGIN (1965, 1959-60), LEON et al. (1971), y la Memoria Geológica de la hoja del Plan Magna de Pamplona (VALLE y PUIGDEFABREGAS, 1978).

1.3.1 Calizas bioclásticas grises. En la base un nivel conglomerático (6). Luteciense

En la hoja de Allo existe solamente un pequeño afloramiento de esta unidad al Sur de Estella, donde se apoya discordantemente sobre las margas de la unidad (3). Forma un resalte que destaca en el paisaje de esta localidad.

Está constituida por unos 50 m de calizas bioclásticas grises (*packstone a grainstone*), en bancos gruesos y masivas, con gran contenido de Alveolinas, Nummulites y otros foraminíferos bentónicos. Estas calizas se encuentran moderadamente bioturbadas. En la base del tramo hay un nivel discontinuo, aproximadamente de 1 m de potencia, de conglomerados de cantos redondeados de calizas y calizas arenosas del Cretácico, cuyo diámetro mayor está comprendido entre 3 y 40 cm, presentan microfacies de biopelmicritas, biogravelmicritas y biomicritas eventualmente algo arenosas, con glauconita y/o organismos incrustantes del tipo de las algas Rodofíceas.

Se interpretan como depósitos de una plataforma interna carbonatada con *shoals* bioclásticos.

Se han clasificado *Nummulites uronensis* DE LAHARPE, *Nummulites millecaput* BOUBEE, *Alveolina stipes* HOTT., *Alveolina frumentiformis* SCHWAGER, *Eorupertia magna* LE CALVEZ, *Fabiania cassis* (OPPENH.), abundantes Algas Rodofíceas (*Lithothamnium*, *Lithoporella melobesioides* FOSLIE) y Briozoos. En la parte alta se han reconocido *Alveolina prorecta* HOTT, y *Nummulites cf. aturicus* JOLY y LEYM.

1.4 TERCIARIO CONTINENTAL

Durante el Eoceno superior (Priaboniense) se producen una serie de fenómenos tectónicos de índole regional que invierten el carácter sedimentario de la cuenca en esta zona. Así, se inicia un nuevo ciclo sedimentario de carácter continental, que va a sufrir una serie de modificaciones durante el Oligoceno y parte del Mioceno. Estas modificaciones quedan reflejadas en la

cuenca en una serie de discordancias y sus relativas paraconformidades. Estas nos han permitido definir 4 unidades tectosedimentarias (U.T.S.) que se corresponden con una geometría de la cuenca y una distribución de facies dentro de ella característica (Fig. 2, 3 y 4).

1.4.1 Headoviense. Unidades litológicas de la 1^a U.T.S.

Los materiales de la 1^a U.T.S. afloran de forma muy incompleta a lo largo de la Falla de Oco y en el anticlinal de Cirauqui (en la esquina NE de la hoja).

El estilo de estos afloramientos, reducidos a pequeñas superficies muy separadas unas de otras, en ocasiones por decenas de kilómetros, dificulta la interpretación sedimentológica del conjunto así como su representación espacial.

En la hoja de Allo únicamente está presente la unidad de Yesos de Añorbe.

1.4.1.1 Yesos (*Yesos de Añorbe*) (7). Headoviense

Afloran en la esquina NE de la hoja, formando parte de la prolongación occidental del anticlinal de Añorbe (hoja de Tafalla). Otros afloramientos de menor entidad, limitados por fallas, existen en la zona de Codes – Monjardín, donde presentan un aspecto laminado.

Esta unidad es conocida como "Yesos de Añorbe" (PUIGDEFABRE-GAS, 1972) y "Yesos de Puente la Reina y Mués" (RIBA y PEREZ MATEOS, 1962).

Está constituida por yesos masivos y alabastrinos de color blanquecino, con capas de yesos laminados y de arcillas yesíferas grises; hacia el techo de la unidad los niveles arcillosos toman coloraciones rojizas. La potencia del tramo se desconoce porque no aflora la base de la unidad. En la zona de Cirauqui se estima un espesor visible de 100 a 125 m.

Por datos obtenidos en sondeos realizados en lugares próximos se ha comprobado la existencia de halita en el núcleo del anticlinal.

Desde el punto de vista sedimentológico se han interpretado como materiales depositados en un ambiente lacustre evaporítico.

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

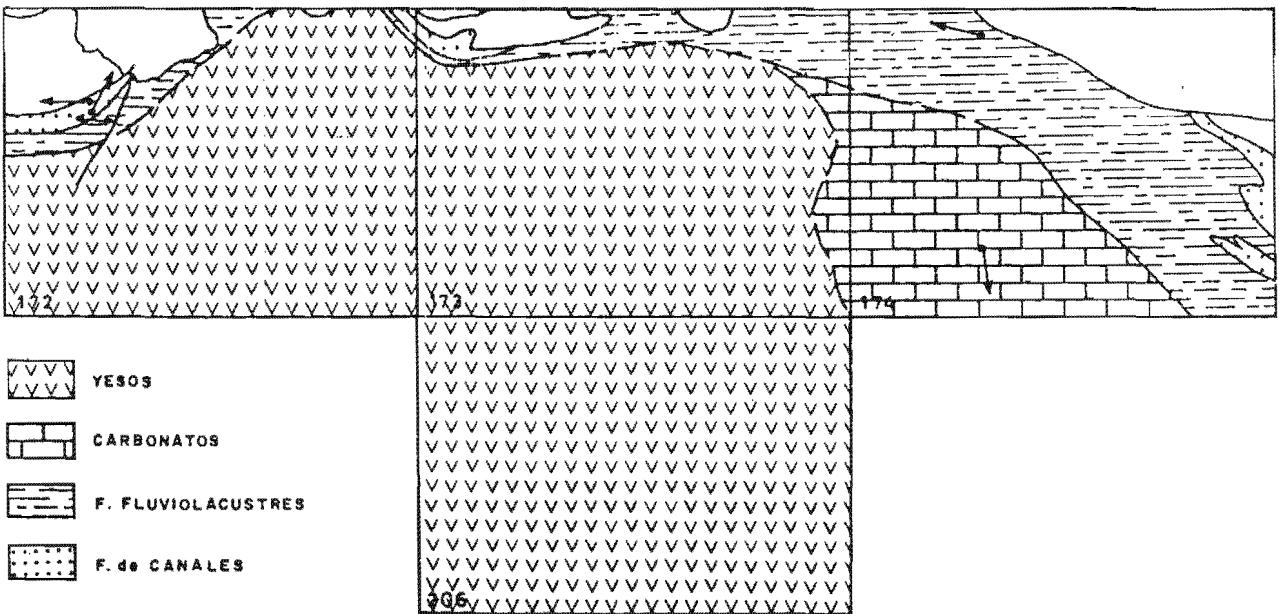


Fig. 2.- Distribución de las facies durante la 2^a UTS.

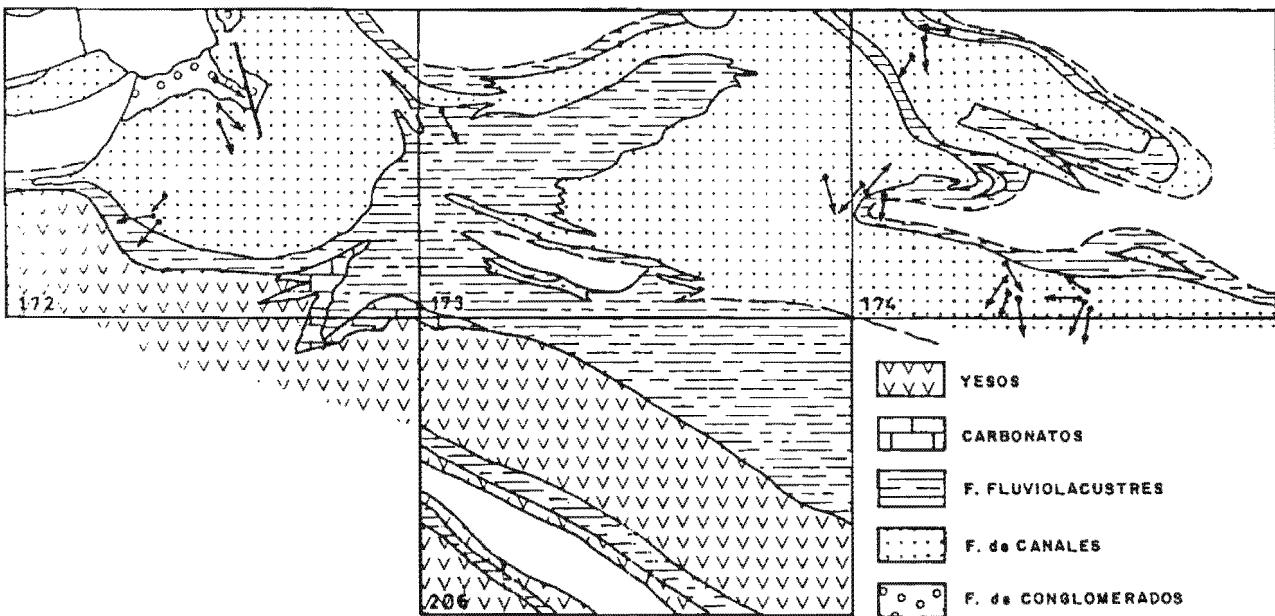


Fig. 3.— Distribución de las facies durante la 3^a UTS

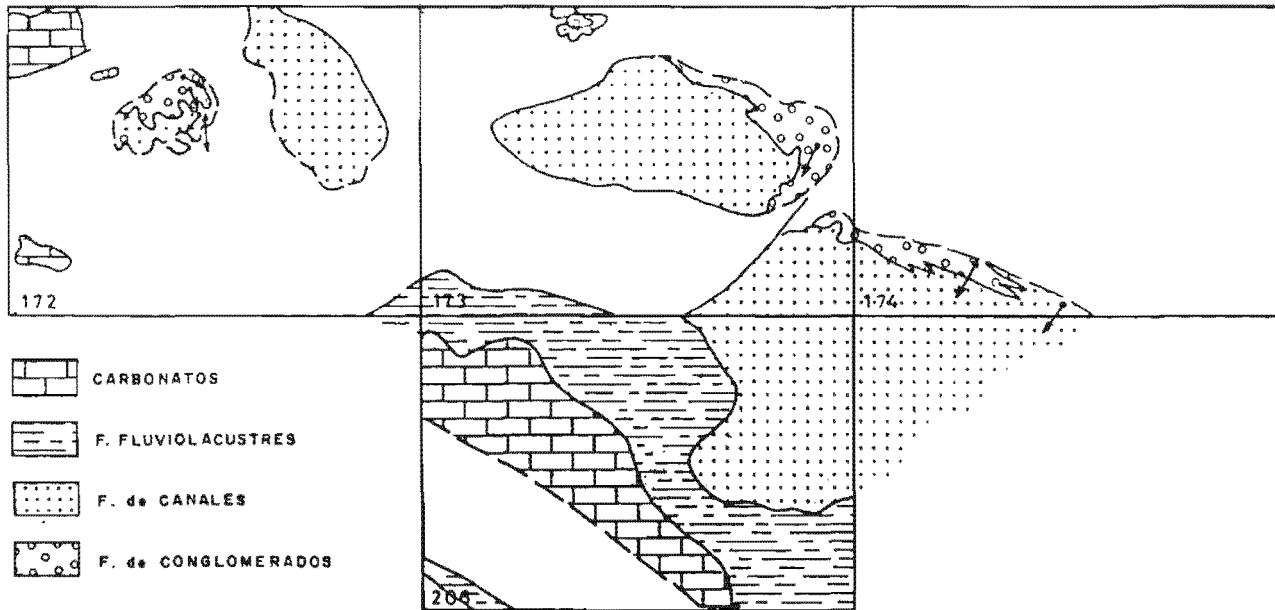


Fig. 4.— Distribución de las facies durante la 4^a UTS

1.4.2 Headoviense — Sueviense — Arverniense. Unidades litológicas de la 2^a U.T.S.

Como puede observarse en la Fig. 2, durante la 2^a U.T.S. se estarían depositando en el cuarto noroccidental de la hoja de Allo, los materiales de origen fluvial (8) y fluviolacustre (9), mientras que en el resto se depositarían las facies yesíferas (U. Yesos de Desojo). Han sido estudiadas con detalle en las columnas de Olejua 03 y Cirauqui 04.

Un detallado estudio sobre las litofacies y procesos sedimentarios de esta Formación fue realizado por SOLE SEDO (1972). El estudio se ubica en las hojas de Allo y Viana.

1.4.2.1 Areniscas rojas (U. de Mues) (8). Headoviense-Sueviense

Los materiales de esta unidad son principalmente las areniscas, que alternan con limos margosos y margas de tonos rojizos, amarillentos y grises.

La potencia del tramo dentro de la hoja de Allo es variable, en el sector NE es de 700 m y en el sector occidental de 1.050 m.

Las areniscas son generalmente de grano medio a grueso, a veces con pequeñas gravillas, en la base de los canales. Las capas de menor potencia presentan laminaciones debidas a *ripples*, rara vez laminación paralela. Suelen estar bioturbadas, de moderada a elevada, habiendo borrado en ocasiones las estructuras primarias. Las capas de mayor potencia llegan a veces a alcanzar 6 m de potencia, por amalgamación de canales, aunque las más frecuentes oscilan entre 1 y 3 m.

Estos materiales se disponen formando secuencias granodecrecientes (*fining-upwards*) de unos 10 a 30 m de potencia formados en la base por un cuerpo arenoso, con la base canalizada y estructuras de barras y canales, superficie de acreción lateral, *ripples*, etc. Suelen estar bioturbados y son frecuentes las inclusiones de cantos blandos y restos vegetales.

Estos materiales se describen como depósitos de meandros producidos por canales no muy profundos. Representan el paso de unos depósitos formados en un ambiente fluvial de gran energía, con cursos de agua anastomosados y regímenes de *sheet-flood*, con presencia de abanicos aluviales, a unos depósitos de régimen fluvial meandriforme de energía decreciente.

Se atribuye la edad al Headoviense-Sueviense por posición estratigráfica.

1.4.2.2 Arcillas, margas y areniscas rojas, localmente con niveles de yeso. (9). Headoviense — Arverniense

Esta unidad de carácter heterolítico procede en parte de la unidad

descrita anteriormente, de la que es equivalente distal hacia el E., y a la que sustituye totalmente en la zona de Añorbe (hoja de Tafalla). Sin embargo, en la columna de Cirauqui, se sitúa por encima de ella.

Está formada por margas grises y violáceas, con capas centimétricas de areniscas, limos carbonatados y calizas grises, localmente contiene niveles centimétricos de yeso.

Las areniscas suelen presentar laminación paralela y *ripples* de corriente, siendo la bioturbación de moderada a elevada, siendo ésta más frecuente en la parte superior de la unidad. También se encuentran en estos materiales costras y huellas de retracción (*mud-craks*).

Las características sedimentarias mencionadas indican para estas zonas distales y de llanura lutítica, el predominio de la deposición de lutitas, a menudo como resultado de inundaciones generalizadas originadas por fenómenos de arroyada en manto (*sheet-floods*), aunque coexistiendo con esporádicos flujos canalizados. En estas zonas se formarían esporádicamente charcas efímeras con depósitos de carbonatos.

Estas zonas conectarían lateralmente con áreas lacustres situadas más al interior de la cuenca.

Las areniscas estudiadas son litarenitas, de granos subangulosos-sobredeondeados de clastos silíceos y carbonatados, estos últimos en mayor proporción, con textura de esqueleto denso, con contactos tangenciales y apretados y marcada orientación paralela de los granos, cementados por carbonatos más o menos sucios e impregnados de OxFe, haciéndose difícil la distinción cuantitativa entre cemento y clastos. Por el grado de compacidad del esqueleto se estima que la proporción de cemento varía entre 20 y 30% del total de la roca. El porcentaje de siliciclastos se distribuye en: 20-30% de cuarzo, 0-5% de feldespato, 5-10% de clastos de sílex, 0-10% de fragmentos de cuarcitas, esquistos y pizarras, y 0-10% de granos ferruginosos. Los clastos carbonáticos corresponden a fragmentos de calizas y fragmentos de bioclastos. Su porcentaje varía entre el 25 y 50% del total de la roca.

No se observa una variación significativa respecto a la composición de las areniscas de otras unidades litológicas.

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

1.4.2.3 Yesos (U. de Desojo). (10). Sueviense—Arverniense

Esta unidad cartográfica se la conoce regionalmente con los nombres

de Yesos de Desojo (RIBA, 1964) y Yesos de Falces (CASTIELLA, 1973, PUIGDEFABREGAS, 1972 y BEROIZ, 1972).

Dentro de la hoja de Allo, aflora en dos franjas de forma alargada. En la primera, situada en el sector occidental (Corte de Olejúa) presenta una dirección E-O, y con buzamientos próximos a la vertical; en la segunda (Corte de Cirauqui), situada en la esquina NE., de la hoja, tiene una dirección NO-SE y los buzamientos son ligeramente inferiores a los anteriormente indicados.

Está formada por una alternancia de bancos de yesos blanquecinos y negruzcos y tramos grises y verdosos. Los bancos oscilan entre pocos centímetros y 25 m aproximadamente. En detalle estos bancos están formados por capas alternantes de yeso alabastrino blanquecino de tipo microlenticular, con aspecto externo masivo, y yesos laminados negruzcos. Estos últimos presentan litofacies de yeso primario laminado, estando constituidas las láminas por acumulaciones de lensoïdes de pequeño tamaño, que pueden disponerse paralelos a la estratificación o no. Localmente se encuentran niveles de areniscas *ripples*.

La potencia de la unidad varía de 1.000 m en la zona occidental (Corte de Olejúa) a 350 m en la zona oriental (Corte de Cirauqui) (Ver Fig. 5).

Las características sedimentológicas de los materiales de esta unidad hace pensar en que se depositaron en un medio lacustre de elevada salinidad. La sedimentación de las evaporitas fue subacuática.

1.4.3 Arverniense — Ageniense, Unidades litológicas de la 3^a U.T.S.

La distribución regional de las unidades de la 3^a U.T.S. están representadas en la Fig. 3. Como puede observarse en la figura las facies detríticas se extienden por la mayor parte de la superficie de las hojas de Allo (172), Tafalla (173) y Sangüesa (174), mientras que las facies lacustres se distribuyen por la zona Sur de la hoja de Allo y por la mayor parte de la de Peralta (206). Estas últimas no están representadas en la hoja de Sangüesa, donde por el contrario las facies detríticas tienen un gran desarrollo.

En la Fig. 6 se ha representado las variaciones regionales de potencia de la suma de espesores de las distintas unidades detríticas de la 3^a U.T.S. No se ha podido hacer individualizadamente para cada unidad debido a los cambios de facies que existen entre unas y otras. En esta figura se observa que el depocentro está situado en la mitad occidental de la hoja de Sangüesa, con 3.400 m de potencia, disminuyendo paulatinamente hacia el SO a la vez que son sustituidas por las unidades lacustres del mismo período considerado (U. de Los Arcos, U. de Lerin, etc.) Fig. 7.

18

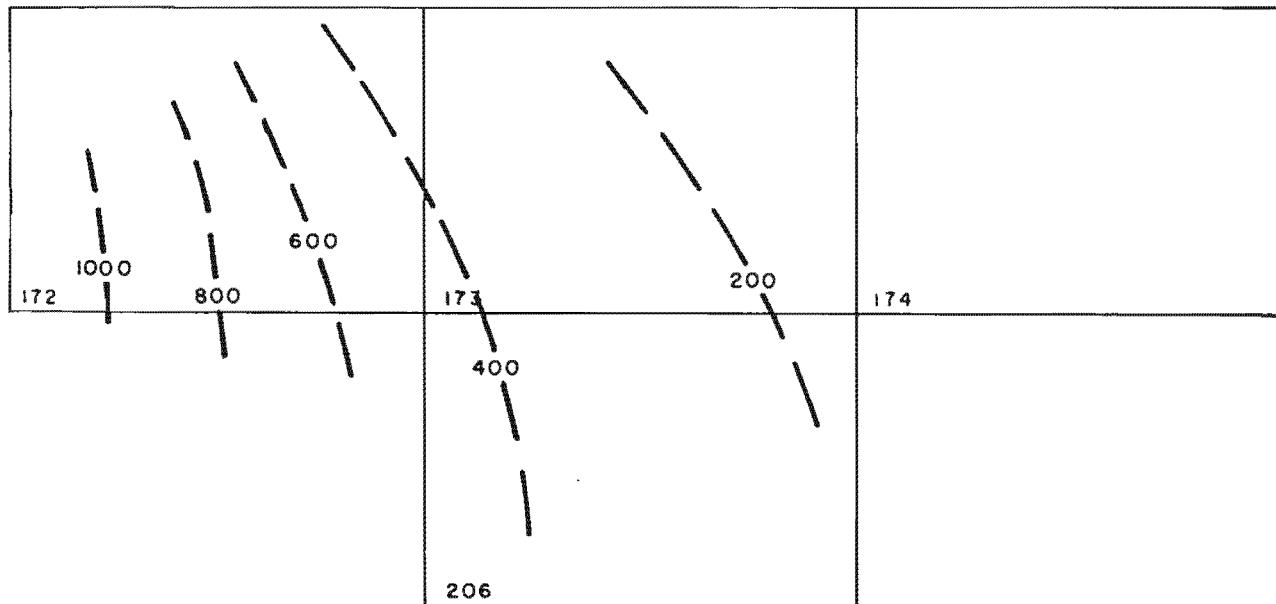


Fig. 5.— Mapa de Isopacas de la unidad de yesos de Desojo.

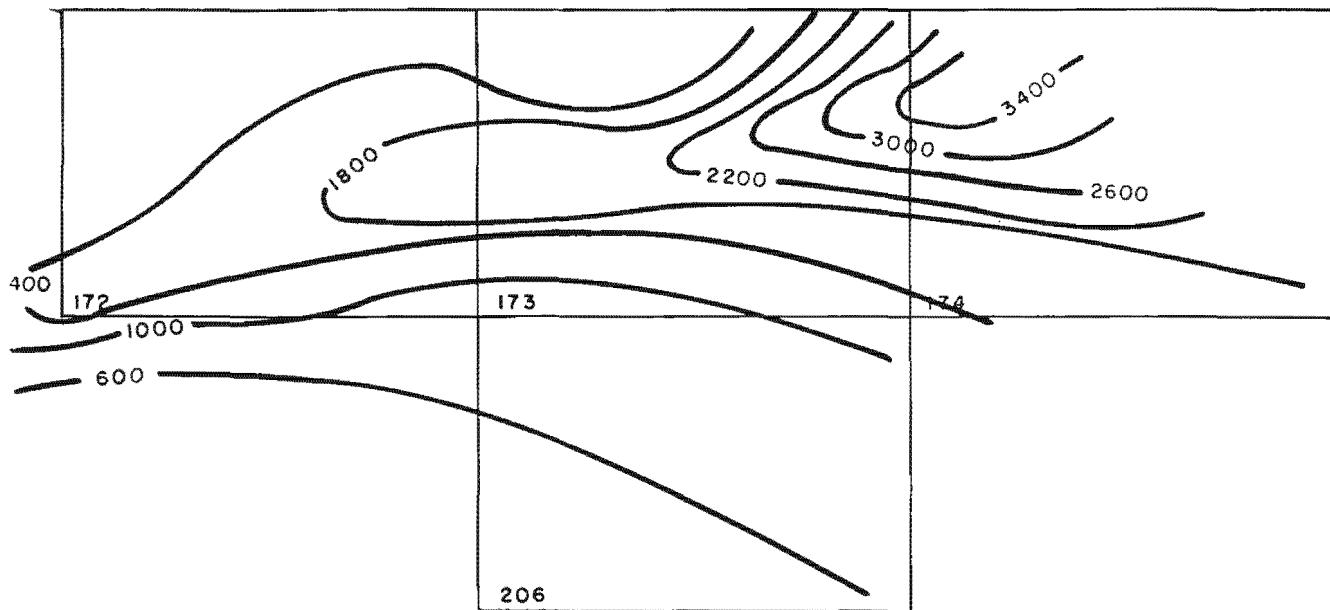


Fig. 6.— Mapa de isopacas de las unidades detríticas de la 3^a UTS (U. Rocaforte + U. de Sangüesa + U. de Leoz + U. de Allo + U. de Larraga).

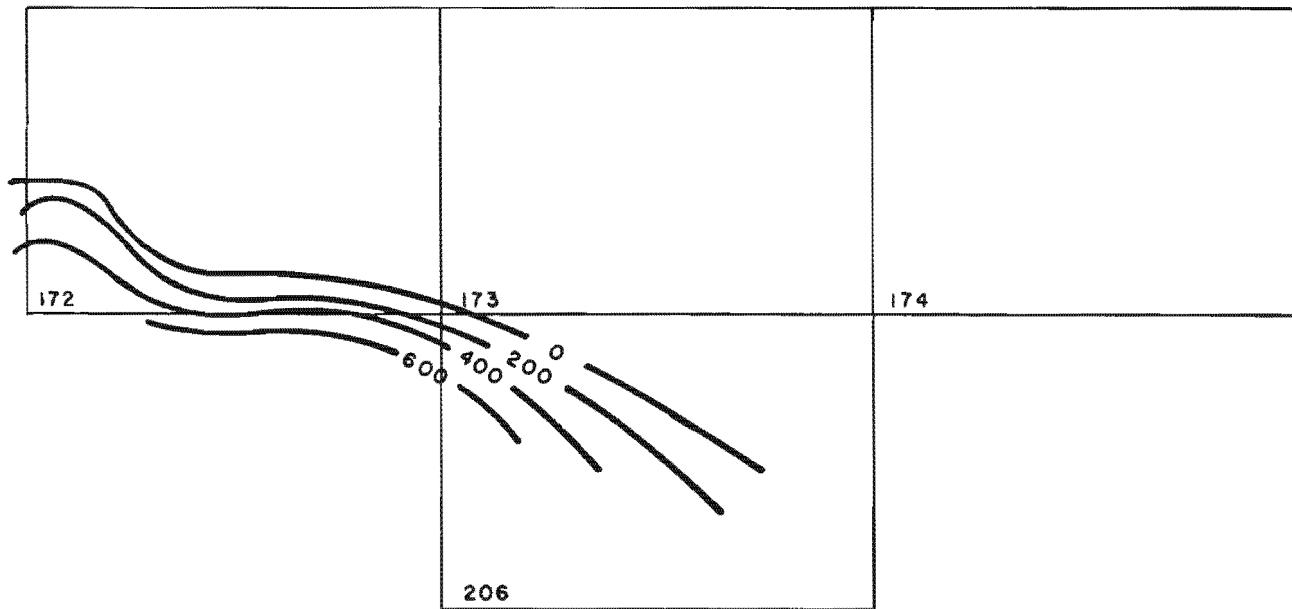


Fig. 7.— Mapa de isopacas de las unidades lacustres de la 3^a UTS (U. de los Arcos + U. de Lerín).

1.4.3.1 Arcillas con canales dispersos (U. de Leoz). (11). Arverniense

Esta unidad que en otras zonas está ampliamente representada (límite de las hojas de Tafalla y Sangüesa), en la hoja de Allo sin embargo solamente aflora en la zona de Olejúa, donde constituye el tránsito entre las unidades (12) y (14) con las que comparte ciertos aspectos litológicos.

Está constituida por lutitas amarillentas y ocres, en las que aparecen intercalados niveles de orden métrico de areniscas, correspondientes a rellenos de paleocanales fluviales, por lo general con sección transversal lenticular y escasa relación anchura/altura.

Esta facies se interpreta como depósitos de un sistema fluvial, localizado en zonas distales de abanicos aluviales.

La edad se ha atribuido por posición estratigráfica.

1.4.3.2 Areniscas en capas extensas, limos y arcillas. (U. de Allo). (12). Arverniense – Ageniense

Esta unidad es la que ocupa mayor extensión en la hoja.

Su composición litológica es variable, siendo característico en numerosos puntos sus cambios laterales de facies con las unidades vecinas, existiendo un tránsito gradual de las facies más próximas al borde de cuenca, representadas por la unidad (13), hasta las intermedias distales, representadas por la (11) y (14).

Se ha reconocido con cierto detalle en las columnas de Luquin-01, Monjardín-02, Olejúa-03, Cirauqui-04 y Morentín-06.

Está constituida por una alternancia de areniscas, limos y arcillas de tonos amarillentos y rojizos. Las areniscas se disponen en capas de hasta 5 m de potencia de aspecto externo tabular con continuidad lateral hectométrica. En detalle estas capas están formadas por la incisión de varios canales amalgamados procedentes de varias fases erosivas, y que presentan individualmente estructuras tractivas del tipo de estratificaciones de surco y planar, con cantos blandos dispersos en la masa arenosa y a veces concentrados en la base de los canales, y *ripples* en el techo de los bancos arenosos. En estas secuencias el tramo lutítico superior suele faltar por erosión. Las areniscas suelen ser de grano grueso, a veces microconglomeráticas, aunque también se presentan areniscas de grano fino en capas decimétricas con estructura interna de *ripples* y con bioturbación de baja a moderada.

Las características expuestas indican que la sedimentación se produciría por flujos acuosos canalizados, con fases erosivas debidas a episodios tractivos distintos y que producen el amalgamiento de canales, alternando con coladas de fango esporádicas.

Las areniscas estudiadas son litarenitas de granos subangulosos a subangulosos-subredondeados de clastos silíceos y carbonatados, estos últimos en mayor proporción, con textura de esqueleto denso, con contactos tangenciales y apretados y marcada orientación paralela de los granos, cementados por carbonatos más o menos sucios e impregnados de OxFe, haciéndose difícil la distinción cuantitativa entre cemento y clastos. Por el grado de compacidad del esqueleto se estima que la proporción de cemento varía entre 20 y 30% del total de la roca. El porcentaje de siliciclastos se distribuye en: 20-30% de cuarzo 0-5% de feldespato, 5-10% de clastos de sílex, 0-10% de fragmentos de cuarcitas, esquistos y pizarras, y 0-10% de granos ferruginosos. Los clastos carbonáticos corresponden a fragmentos de calizas y fragmentos de bioclastos. Su porcentaje varía entre el 25 y 50% del total de la roca.

No se observa una variación significativa respecto a la composición de las areniscas de otras unidades litológicas.

La edad se ha atribuido por su posición estratigráfica.

1.4.3.3 Conglomerados y areniscas en paleocanales (U. de Muniain) (13). Arverniense

Á flora en los picos de Montejurra y San Cripian en el borde Sur del Diapiro de Estella.

Este tramo tiene una potencia superior a los 1.000 m, aunque es difícil hacer una valoración exacta dada la disposición de las capas en abanico, así como por las cicatrices de discordancias angulares por las que están afectados.

Está compuesta básicamente por conglomerados en bancos potentes y masivos de cantes rodados heterométricos y polígenicos. Hacia el S y hacia el E se indentan con areniscas de grano medio a grueso, en las que se intercalan limos y arcillas rojizas.

Corresponden a depósitos tipo *debris-flow* de zonas proximales de abanicos aluviales.

1.4.3.4 Arcillas y niveles de areniscas (U. de Larraga). (14). Arverniense – Ageniense

Tiene su mayor desarrollo en el cuadrante SE de la hoja, intercalándose hacia el Oeste, con las unidades (15), (16) y (17) y hacia el N con la (12) por un aumento progresivo de la fracción arena.

Está constituida por arcillas y limos de tonalidades dominantes amarillentas y rojizas, con capas intercaladas de areniscas de grano fino, cuya

potencia no sobrepasa los 30 cm. Localmente pueden encontrarse niveles de calizas grises muy limosas, así como capas de yeso.

Las estructuras sedimentarias no son muy abundantes en los tramos inferiores, donde se reducen a *ripples* en las areniscas. En las zonas intermedias hay estructuras que implican una mayor energía como estratificaciones cruzadas de surco y planar, en algunas capas se observa grano selección positiva y bioturbación de baja a moderada aunque siguen siendo las laminaciones cruzadas las más abundantes. En la parte superior del tramo y fundamentalmente hacia el Sur y en la hoja de Peralta además de estas estructuras se encuentran *mud-cracks*, costras, y pisadas de vertebrados inclasificables. En ocasiones las lutitas presentan horizontes de nódulos carbonatados, a veces muy apretados, de origen edáfico.

Las características sedimentológicas mencionadas indican, para estas zonas distales y de llanura lutítica, el predominio de la deposición de lutitas, a menudo como resultado de inundaciones generalizadas originadas por fenómenos de arroyada en manto (*sheet-floods*) aunque coexistiendo con esporádicos flujos canalizados. En estas zonas se formarían esporádicamente charcas efímeras con depósitos de carbonatos y evaporitas. Estas zonas conectarían lateralmente con áreas lacustres situadas más al interior.

1.4.3.5 Arcillas con niveles de caliza y areniscas. (15). Ageniense

Esta unidad de carácter heterolítico aflora en el cuadrante SE de la hoja. Presenta potencias muy variables ya que hacia el E se acuña con la unidad (14) por un aumento progresivo de la fracción detrítica, y hacia el O pasa a la unidad (16), por un enriquecimiento en el contenido yesífero. En el corte de San Marcos la potencia máxima es de 200 m.

Está formada principalmente por arcillas y margas de tonalidades amarillentas y rojizas, con capas intercaladas de calizas, a veces limolíticas, grises, de 10 a 20 cm de espesor. La frecuencia de estas capas, así como su potencia, aumentan hacia el Sur. Esporádicamente se observan capas de areniscas de grano fino a muy fino, y sólo localmente niveles de yeso.

Las estructuras sedimentarias son poco abundantes, solamente se encuentran *ripples* en las capas de arenisca, y huellas de bioturbación moderada en las calizas.

Corresponden a sedimentos depositados en un ambiente de transición de fluvialacustre a lacustre.

1.4.3.6 Margas con niveles de yeso y caliza (16). Ageniense

Las unidades (14) y (15), descritas en los apartados anteriores pasan hacia el Oeste y Suroeste a facies margosas cuyo contenido en niveles de yeso se va haciendo progresivamente mayor, en la dirección indicada. Hacia la zona de los Arcos esta unidad se indenta con la unidad (17) (Y. de los Arcos).

Está constituida por margas y arcillas, gris verdosas, con intercalaciones de capas de yesos sacaroideos blanquecinos, de potencia variable, y en menor frecuencia de areniscas de grano fino y muy fino con *ripples* y de caliza. En Cortabacoy la potencia del tramo es de 250 m.

Se interpretan como depósitos fluviolacustres con pasadas evaporíticas.

1.4.3.7 Yesos. (U. Yesos de los Arcos). (17). Ageniense

Afloran en el cuadrante SO de la hoja, y proceden por cambio lateral de facies de las unidades (14), (15) y (16) hacia el centro de la cuenca terciaria.

Regionalmente se la conoce con los nombres de Yesos de Los Arcos (RIBA, 1964), Yesos de Caparroso (PUIGDEFABREGAS, 1972) y Formación de Lerin (BEROIZ, 1972 y CASTIELLA, 1973).

Están constituidos por yesos masivos, de aspecto terroso, a veces sacaroideo, o con disyunción bolar, de tonos blanquecinos, grises y verdosos, interestratificados con niveles finos de arcillas y margas yesíferas, grises con nódulos de yesos.

En la columna de Cortabacoy alcanza una potencia de 250 m.

Estos materiales se han depositado en una zona con sedimentación de evaporitas subacuáticas dentro de un complejo lacustre.

1.4.4 Orleaniense — Astaraciense. Unidades litológicas de la 4^a U.T.S.

La distribución regional de las unidades de la 4^a U.T.S. está representada en la Fig. 4. En la hoja de Allo predominan las facies conglomeráticas (U. de Gallipienzo y Montejurra), y de canales (U. de Artajona) quedando las unidades fluviolacustres y lacustres restringidas al sector suroriental y en el borde occidental de la hoja.

Debido a que estas unidades detríticas presentan frecuentes cambios laterales de facies entre ellas, así como, en particular en la hoja de Allo, se encuentran muy incompletas no ha sido posible la representación aislada, en un mapa de isopacas. En la Fig. 8 se ha representado las variaciones re-

gionales de espesores del conjunto de las unidades detríticas de la 4^a U.T.S. En ella se observa como se produce una disminución de potencias en sentido SO., que coincide con un aumento de espesores de las unidades de centro de cuenca, durante el mismo período considerado, Fig. 9.

Es importante destacar los estudios regionales y de detalle realizados por PUIGDEFABREGAS (1973 y 1975) en las facies detríticas de este grupo.

1.4.4.1 *Conglomerados y areniscas (U. de Gallipienzo – Montejurra) (18). Orleaniense*

Esta unidad aflora en los Picos de Montejurra discordante sobre los conglomerados de la unidad (13). Ambas presentan unas características lito-lógicas y sedimentarias parecidas.

Está constituida por conglomerados como litología dominante alternando con capas de arenisca y limolitas rojas. Los conglomerados son masivos, aunque localmente se observan estratificaciones cruzadas de gran escala y cicatrices erosivas, que a menudo corresponden a varios niveles menores amalgamados. Están formados por cantos de hasta 25 cm de diámetro máximo, heterométricos, redondeados y de composición dominante caliza y arenisca. Las areniscas por lo general de grano grueso y microconglomeráticas, presentan estructuras de estratificación cruzada de surco y planar, y laminación paralela. En la parte superior del tramo es frecuente la bioturbación, de baja a moderada, y localmente caliches.

Estos materiales se distribuyen en secuencias cuyo orden de potencias oscilan entre 3 y 8 m. En el corte de Montejurra estos depósitos alcanzan una potencia de 150 m.

Las características expuestas indican que estos depósitos de abanicos se originaron por procesos de corrientes tractivas acuosas, coladas de derrubios (*debris flow*) y coladas de fango (*mud-flow*). La parte superior de la unidad se depositó probablemente bajo la influencia de corrientes canalizadas tipo *braided*.

1.4.4.2 *Areniscas, limos y arcillas, localmente conglomerados. (U. de Artajona). (19). Orleaniense*

Hay dos afloramientos de esta unidad en la hoja de Allo, el primero se sitúa en la zona de Montejurra y el segundo en la de Oteiza. El nombre de Artajona lo recibe de esta localidad situada en la hoja de Tafalla. Es característico de esta unidad, su disposición subhorizontal, siendo escasos los buza-

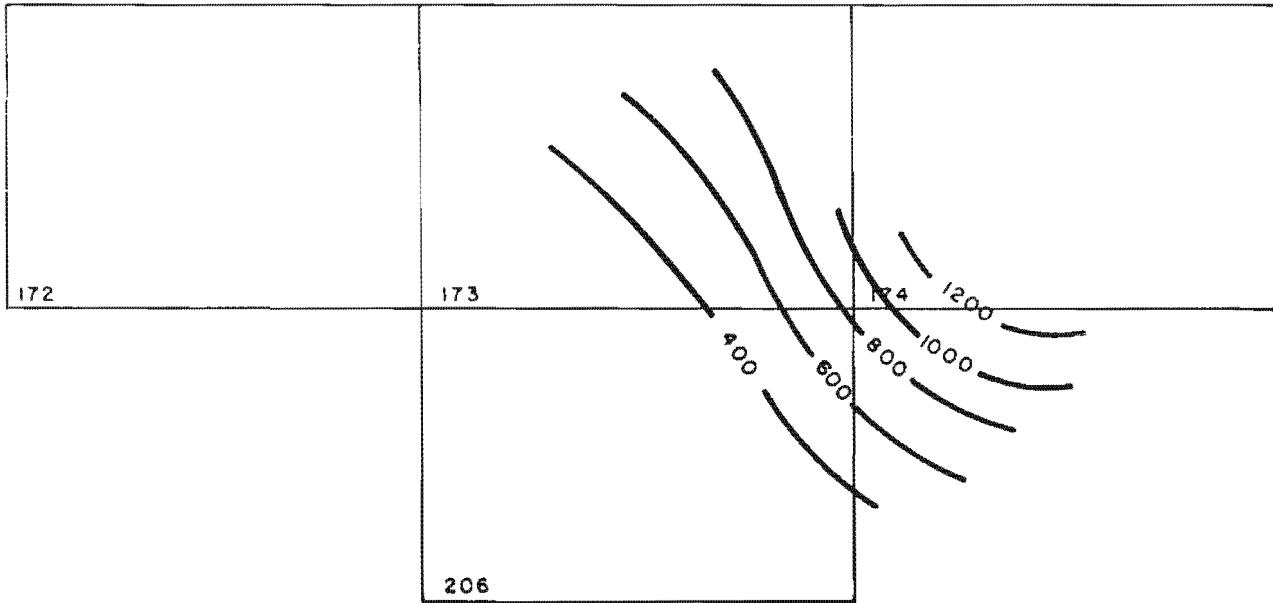


Fig. 8.— Mapa de isopacas de las unidades detríticas de la 4^a UTS (U. de Gallipienzo+ U. de Artajona+ U. de Ujué)

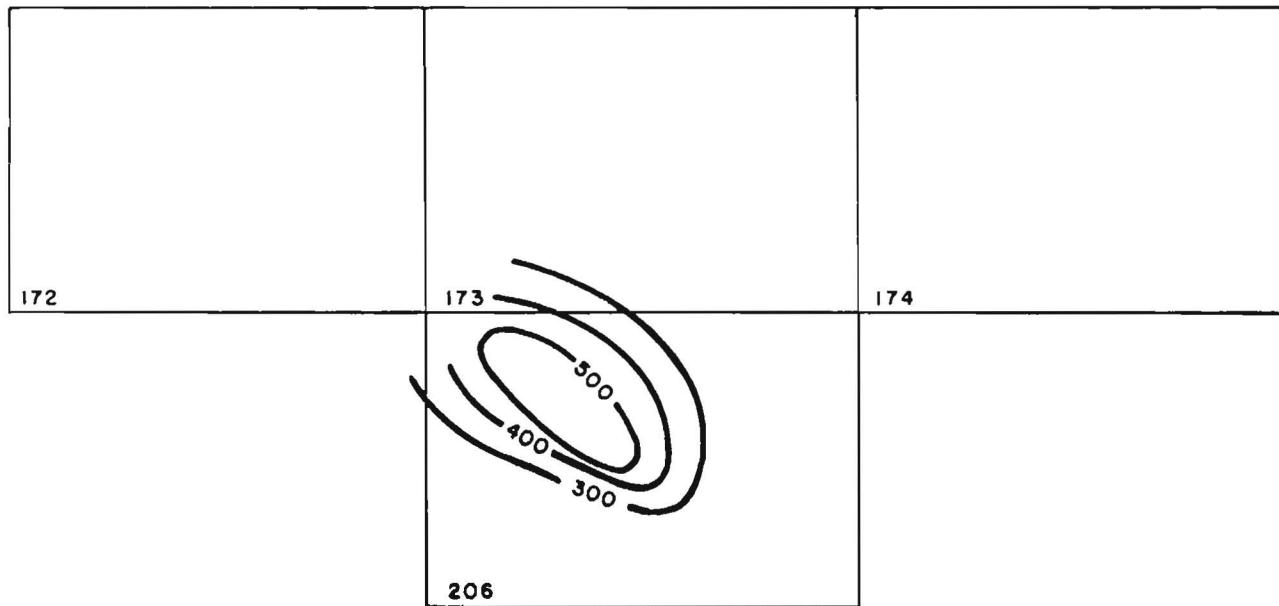


Fig. 9.— Mapa de isopacas de la unidad fluviolacustre (U. de Olite) y Lacustres (U. de Miranda y U. de Portillo) de la 4^a UTS.

mientos superiores a los 20°. Se apoya mediante discordancia sobre la unidad (12), aunque generalmente ésta es difícilmente observable sobre el terreno.

Litológicamente está formada por arcillas y limos amarillentos y rojizos, en los que se intercalan capas de areniscas correspondientes a rellenos de paleocanales, de sección transversal lenticular y escasa relación anchura/altura. Tienen megaestratificación cruzada y son frecuentes las estructuras de acreción lateral. Aparte de los canales se intercalan numerosos bancos de arenisca fina casi siempre con *ripples* de corriente, a veces agrupados en pequeños haces en forma de canales. En los fangos son frecuentes las huellas de bioturbación debida a raíces, que conservan la posición de vida. Las secuencias son marcadamente granodecrescentes.

Estos materiales representan el paso de unos depósitos formados en un ambiente fluvial de gran energía con cursos de agua anastomosados y regímenes de *sheet flood*, con presencia de abanicos aluviales, a unos depósitos de régimen fluvial meandriforme de energía decreciente, donde predominan los sedimentos de llanura aluvial.

1.4.4.3 Arcillas con capas finas de areniscas (U. de Olite) (20). Orleaniense

Esta unidad aflora en la zona de Berbinzana (borde SE), discordante sobre las unidades (14) y (15).

Las condiciones de los afloramientos son poco favorables para un reconocimiento detallado, en parte debido a la incompetencia de los materiales arcillosos que la constituyen y en parte al recubrimiento cuaternario asociado al río Arga (hoja de Tafalla).

Las mayores potencias dentro de la hoja son del orden de los 60-70 m en la zona de Berbinzana.

Está constituida por arcillas y limos de tonos anaranjados y amarillentos, localmente rojizos, que incluyen capas de 10 a 50 cm de areniscas de grano fino. Localmente, se intercalan capas de mayor potencia (entre 1-1,5 m), de areniscas de grano medio.

Las estructuras predominantes son laminación paralela y laminación cruzada de pequeña escala con bioturbación de baja a moderada. Localmente las estructuras son de mayor energía, bases erosivas, estratificación cruzada planar y de surco y cantos blandos. Estas últimas forman cuerpos canalizados de escasa continuidad lateral.

Hacia el techo de la unidad pueden contener niveles de escasa potencia de calizas.

Las características sedimentológicas mencionadas indican, para estas zonas distales y de llanura lutítica, el predominio de la deposición de lutitas, a

menudo como resultado de inundaciones generalizadas, originadas por fenómenos de arroyada en manto (*sheet floods*), con esporádicos flujos canalizados. En estas zonas se formarían esporádicas charcas efímeras, con depósitos de carbonatos. Lateralmente estas zonas conectarían con áreas lacustres.

1.4.4.4 *Arcillas y margas rojizas, con capas finas de caliza (U. de Miranda). (21). Orleaniense*

Esta unidad que aflora en la esquina SO de la hoja, en la zona del Sinclinal de Los Arcos, tiene una composición litológica muy parecida a la anterior; se diferencia de ella porque los niveles intercalados son exclusivamente de caliza. La potencia medida en el corte de Cortabacoy es de 50 m.

Corresponden a depósitos lacustres, en zonas con escasa sedimentación carbonatada.

1.4.4.5 *Margas blancas con capas de caliza (22). Orleaniense – Astaraciense*

Esta unidad aflora en la esquina NO de la hoja, discordante sobre la unidad (3), y mediante contacto mecanizado con el Keuper.

Está constituida por unos 50 m de margas blanquecinas con capas de calizas lacustres, con moldes de Gasterópodos, y niveles de arcillas grises ligníticas.

Normalmente este tramo se encuentra cubierto por coluviones, ya que la unidad suprayacente (23) forma un gran resalte morfológico.

Corresponden a depósitos lacustres.

1.4.4.6 *Calizas (23). Orleaniense – Astaraciense*

Afloran en los mismos lugares que la unidad anterior, formando el sinclinal de Murieta.

Está constituida por una alternancia de calizas beige, en capas de 0,5 m de potencia, totalmente bioturbadas por raíces y calizas blanquecinas de aspecto laminado con niveles de margas blancas. Son frecuentes los moldes de Gasterópodos y los nódulos de sílex. La potencia aproximada de la unidad es de 70 m.

Estos materiales se han depositado en un ambiente lacustre de escasa profundidad.

1.4.5 Arcillas rojas. (24). Plioceno

Estos depósitos se extienden por el cuadrante NO, de la hoja, apoyándose discordantemente sobre varias de las unidades descritas en apartados anteriores. Su origen probablemente esté en relación con la formación de las fosas producidas por las fallas de Learza-Monjardín y de Oco.

Se trata de arcillas y limos de color rojizo intenso, con cantos de calizas dispersos.

1.5 BIOESTRATIGRAFIA Y CRONOESTRATIGRAFIA DEL TERCARIO CONTINENTAL

La datación y caracterización bioestratigráfica del Terciario continental se ha llevado a cabo mediante el estudio de los oogonios de Carofitas y de los Ostrácodos. También se ha prospectado posibles yacimientos de Micromamíferos en los tramos de facies más favorables, aunque no se han obtenido resultados de gran valor cronoestratigráfico.

En cuanto al estudio y caracterización de los oogonios de Carofitas los resultados no han sido todo lo satisfactorios que sería de desear debido a varios factores, entre los que deben destacarse: facies poco apropiadas para la fosilización y conservación y facies con abundante resedimentación, no sólo del Cretácico superior, Paleoceno y Eoceno marinos, sino del propio Terciario continental. Ambos aspectos son más acusados en las unidades cartográficas que se corresponden con sedimentos relativamente proximales de medios fluviales y con frecuentes paleocanales. No olvidemos que las Carofitas suelen encontrarse en las facies de aguas tranquilas (lagos, pantanos) que tienen un fondo cenagoso rico en humus, así como en los medios con corrientes de agua muy lentas, mientras que los medios muy turbulentos (abanicos aluviales, paleocanales, etc.) son desfavorables para su crecimiento y fosilización. En este sentido son mucho más favorables las facies desarrolladas hacia el centro de la cuenca del Ebro (hojas situadas al Sur de la presente) donde se han encontrado asociaciones más ricas en ejemplares y especies. También se desarrollan preferentemente en medios muy someros (desde unos centímetros a unos 10 m), ya que necesitan la luz solar para realizar la fotosíntesis.

Recordemos que debido al carácter no endémico de estos microfósiles, y por tanto no regional, las floras son muy semejantes en casi todo el mundo, lo que ha permitido establecer entre Europa occidental y América. Las zonaciones y dataciones que se realizan mediante Carofitas suelen basarse en asociaciones o estadios evolutivos, más que en la presencia de especies características.

Como se ha señalado anteriormente las asociaciones encontradas en esta hoja han resultado muy pobres y en algunas muestras asociadas a los medios fluviales han sido frecuentes los microfósiles resedimentados de distintos niveles mesozoicos y terciarios. Por otra parte, y aunque se han consultado el mayor número de trabajos que ha sido posible sobre sistemática y bioestratigrafía de Carofitas de Europa occidental, ha habido muchas especies que han tenido que ser clasificadas en nomenclatura abierta (con un número), lo que es de esperar que en el futuro pueda precisarse más en su identificación.

Respecto a los Ostrácodos pueden hacerse muchas de las observaciones anteriores en cuanto a frecuencia y resedimentación en relación con los medios definidos en la hoja. Son microfósiles buenos indicadores paleoecológicos, en particular de la paleosalinidad y profundidad, que se desarrollan más favorablemente en los medios distales, principalmente en las facies lacustres. Las escalas bioestratigráficas basadas en Ostrácodos del Terciario continental están en general muy mal definidas en toda Europa occidental, lo mismo que la mayor parte de las especies que todavía están por descubrir, razón por la que se puede considerar a este grupo de microfósiles como inédito o virgen. Muy recientemente se está comenzando a abordar el estudio de los Ostrácodos del Paleógeno y Neógeno continentales de varias cuencas de Europa. Por estas razones, se han determinado en nomenclatura abierta a muchas especies (con una letra).

Para el estudio de los oogonios de Carofitas y Ostrácodos de esta hoja han sido muestreadas las secciones de Olejúa, Cirauqui, Morentín, San Marcos, Cartabacoy, Luquín, Montejurra y Monjardín.

En el cuadro adjunto se da resumidamente las asociaciones de Carofitas y Ostrácodos de las unidades cronoestratigráficas separadas en este sector del Valle del Ebro y las equivalencias adoptadas entre los pisos antiguamente admitidos y las unidades basadas en Mamíferos, actualmente en uso. También figuran en el citado cuadro las zonas de Mamíferos del Neógeno, los yacimientos de Vertebrados conocidos en la cuenca del Ebro y que se sitúan no muy lejanos a esta hoja y las muestras de Micromamíferos que se han prospectado y dado resultados cronoestratigráficos significativos con motivo de la realización de las hojas de Viana, Allo, Tafalla, Sangüesa y Peralta.

En cuanto al contenido en Carofitas y Ostrácodos de las unidades cartográficas del Terciario continental de esta hoja, haremos las siguientes observaciones:

La unidad 7 (yesos de Añorbe) se sitúa en la base de las secciones de Olejúa y Cirauqui y aunque no ha sido muestreada, su edad Headoniense viene definida por la de la unidad superior.

Las unidades 8 (areniscas de Mués) y 9 (margas de Mués) pasan lateralmente entre sí y se han estudiado en las series de Olejúa y Cirauqui. En la 8, en su base que es fluvio-lacustre se encuentra: *Rhabdochara cf. stockmansii* GRAMB., *Sphaerochara* sp. (Chara 12), Chara 11, *Grovesiella* sp. (chara 10), *Fabanella* o *Neocytheridea* sp., *Limnocythere* (Ostrácodos sp. H) y *Eocytheropteron* (Ostrácodos sp. E), que caracteriza al Headoniense. En el resto de la unidad 8, de facies fluvial meandriforme se ha determinado *Sphaerochara* sp. (Chara 12), Chara 11, Chara microcera GRAMB. y PAUL, *Rhabdochara major* GRAMB. y PAUL, *Nitellopsis* (*Tectochara*) meriani L. y N. GRAMB., *Candona* sp. (Ostrácodos sp. D). Ostrácodos sp. G, *Eocytheropteron* sp. (Ostrácodos sp. F), *Limnocythere* sp. (Ostrácodos sp. H) y "Cypris" tenuistriata, asociación que caracteriza al Sueviense y Arverniense inferior. La unidad 9 tiene, dentro de la hoja una edad que va desde el Sueviense al Arverniense inferior, con una asociación de Carofitas y Ostrácodos muy similar a la mencionada en la unidad cartográfica 8: *Sphaerochara hirmeri longiuscula* GRAMB. y PAUL, *Nitellopsis* (*Tectochara*) meriani L. y N. GRAMB., *Grovesiella* sp. (Chara 10), Chara 11, *Sphaerochara* sp. (Chara 12), *Candona* sp. (Ostrácodos sp. D), *Limnocythere* sp. (Ostrácodos sp. H), *Eocytheropteron* sp. (Ostrácodos sp. F) y Ostrácodos sp. G.

La unidad 10 (yesos de Desojo) estudiada en las series de Olejúa y Cirauqui, normalmente carece de microfósiles, excepto en la última sección donde se ha identificado Chara 11, *Sphaerochara* sp. (Chara 12), *Nitellopsis* (T.) meriani L. y N. GRAMB., *Candona* sp. (Ostrácodos sp. D) y *Limnocythere* sp. (Ostrácodos sp. H). Esta asociación caracteriza al Sueviense y Arverniense inferior.

Las unidades cartográficas 12 (Allo) de un medio fluvial meandriforme a anastomosado y 14 (Larraga) de facies fluvio-lacustre alternan por presentarse interdigitadas, en las series de Olejúa y Cirauqui donde normalmente carecen de microfósiles excepto en una intercalación de la unidad 12 de la sección de Cirauqui, situada en una posición alta, donde se han identificado Chara cf. cylindrica MADLER, *Gyrogona* cf. medicaginula LAM., *Candona* cf. praecox STRAUB y Gasterópodos (*Planorbis*), que define una edad Arverniense superior-Ageniense. En cambio en un tramo de la unidad 14 localizado en la base de las alternancias de la misma serie de Cirauqui, se ha reconocido Chara microcera GRAMB. y PAUL, *Rhabdochara major* GRAMB. y PAUL, *Sphaerochara hirmeri longiuscula* GRAMB. y PAUL, *Nitellopsis* (*Tectochara*) meriani L. y N. GRAMB., *Psilochara acuta* GRAMB. y PAUL, Ostrácodos sp. G., *Limnocythere* sp. (Ostrácodos sp. H) y *Eocytheropteron* sp. (Ostrácodos sp. F), que caracteriza al Arverniense no muy alto.

La unidad 12 (Allo) de ambiente fluvial braided también se ha estudiado en las series de Morentín, Monjardín y Luquín donde sólo contiene microfósiles resedimentados especialmente del Cretácico superior. En la última serie, se ya determinado en alguna muestra, muy excepcionalmente *Nitellopsis* (*Tectochara*) *meriani* L. y N. GRAMB. y *Gyrogona* cf. *medicaginula* LAM.

En la sección de San Marcos, las unidades 14 (Larraga) de facies fluvio-lacustre y 15 (Lerín) de facies lacustre, alternan, siendo en ambos casos muy fosilíferas. Contienen: *Gyrogona* cf. *medicaginula* LAM., *Nitellopsis* (*Tectochara*) *meriani* L. y N. GRAMB., *Rhabdochara* *langeri* (ETTINGS) MADLER, *Chara* *notata* GRAMB. y PAUL, *Ranzieniella* *nítida* GRAMB., *Chara* 3, *Candona* *praecox* STRAUB, *Candona* aff. *chassei* DICK y SWAIN, *Ostrácodos* sp. G., *Limnocythere* cf. *pterigoventrata* DICK. y SWAIN y *Elkocycthereis* sp. (*Ostrácodos* sp. I). Esta asociación de Carofitas y Ostrácodos es típica de los niveles más altos del Oligoceno y de los basales del Mioceno, siendo su edad Ageniense. A estas unidades corresponde la muestra de *Micromamíferos* AH 7109 que ha proporcionado *Gliravus* sp. y *Gliravus* aff. *bruijni* HUGUENEY que indican una edad Oligoceno superior. La unidad 14 también se ha estudiado en la serie de Cortabacoy, donde contiene microfósiles como en San Marcos, aunque son más escasos.

La unidad 13 (conglomerados de Muniaín) está representada por depósitos típicos de abanico aluvial, que carecen de microfósiles, habiendo sólo algunos resedimentados. Se ha estudiado en la sección de Morentín.

Las unidades 16 (equivalente lateral de los Yesos de Los Arcos) que se presenta en San Marcos y la 17 (yesos de Los Arcos) cortada en la sección de Cortabacoy, son depósitos de facies lacustre evaporítica, normalmente sin microfósiles, aunque excepcionalmente, en Cortabacoy, se ha reconocido *Chara* cf. *cylindrica* MADLER.

La unidad 18 (conglomerados de Montejurra) son depósitos de abanico aluvial, que carecen de fósiles o presentan frecuentes microfósiles resedimentados en Luquín y Monjardín, mientras que en Montejurra se ha determinado *Gyrogona* cf. *medicaginula* LAM., *Nitellopsis* (T.) *meriani* L. y N. GRAMB., *Candona* cf. *praecox* STRAUB, *Elkocycthereis* sp. (*Ostrácodos* sp. I) y *Cypridopsis* *kinkelini* LIENENKL. Es una asociación típica del Asturciense, aunque los microfósiles podrían presentarse algo resedimentados, de acuerdo con el medio del depósito.

En la unidad 19 (Artajona) examinada en la sección de Montejurra no hay microfósiles, y si, en cambio, frecuentes restos resedimentados.

Finalmente la unidad 21 de facies lacustre contiene, en Cortabacoy, *Chara* *notata* GRAMB. y PAUL, *Chara* *cylindrica* MADLER, *Chara* *brong-*

ENSAYO DE SUBDIVISION CRONOESTRATIGRAFICA POR ASOCIACIONES DE CAROFITAS Y OSTRACODOS EN EL TERCARIO CONTINENTAL DE NAVARRA

CRONOESTRATIGRAFIA			CAROFITAS	OSTRACODOS	YACIMIENTOS VERTEBRADOS Y MICROMAMIFEROS
PISOS	UNIDADES DE MAMIFEROS	ZONAS DE MEIN			
MIOCENO	PONTIENSE	TUROLIENSE	MN 12 MN 11 MN 10 MN 9		
	VINDOBON. SUP.	VALLESIENSE	MN 8	<i>Chara notata</i> GRAMB. y PAUL <i>Chara mollasica</i> STRAUB. <i>Nitellopsis</i> (<i>Tectochara</i>) <i>meriani</i> L. y M. GRAMB. (<i>Chara</i> 13) <i>Rhabdochara</i> sp.	"Cypris" curvata (LIENENKL) (<i>C. ophthiamica</i> (JURINE)) <i>Candona recta</i> LIENENKL, (- <i>C. neglecta</i> SARS) <i>Linnocythere</i> aff. <i>inopinata</i> (BAIRO) <i>Gyrideis torosa</i> (JONES) <i>Ilyocypris gibba</i> (RAMDOHR)
	VINDOBON. INF.	ASTARACIENSE	MN 7		
			MN 6		
			MN 5	<i>Chara notata</i> GRAMB. y PAUL <i>Chara</i> cf. <i>brongniarti</i> (BRAUN) (<i>Chara</i> 4) (en parte inf.) <i>Nitellopsis</i> (<i>Tectochara</i>) <i>meriani</i> L. y N. GRAMB. (<i>Chara</i> 13)	<i>Candona</i> cf. <i>praecox</i> STRAUB <i>Cypridopsis</i> <i>kinkelini</i> LIENENKL. <i>Candona</i> aff. <i>chassei</i> DICK. y SWAIN <i>Elkocystherella</i> sp. (<i>Ostracodo</i> sp. I) <i>Cyprideis</i> aff. <i>miocenica</i> (LIENENKL.) <i>Candona</i> <i>exigua</i> STRAUB
			MN 4b	<i>Chara</i> 7 <i>Chara</i> 3	
			MN 4a	<i>Gyrogena</i> cf. <i>medicaginula</i> LAM. (<i>Chara</i> 5)	
	BURDIGALIENSE	ORLEANIENSE	MN 3b	<i>Chara tenuiecta</i> STRAUB (<i>Chara</i> B) <i>Sphaerochara</i> cf. <i>ulmensis</i> (STRAUB) <i>Rhabdochara</i> sp.	
			MN 2a		
			MN 2b	<i>Nitellopsis</i> (<i>Tectochara</i>) <i>meriani</i> L. y N. GRAMB. (<i>Chara</i> 13) <i>Chara</i> cf. <i>cylindrica</i> NADLER <i>Chara</i> cf. <i>brongniarti</i> BRAUN (<i>Chara</i> 4)	<i>Candona</i> cf. <i>praecox</i> STRAUB. (en parte superior) <i>Haplocythereidae</i> aff. <i>helvetica</i> (LIENENKL.) <i>Linnocythere</i> cf. <i>pterigoventra</i> DICK. y SWAIN <i>Candona</i> aff. <i>chassei</i> DICK. y SWAIN (en parte sup.) <i>Elkocystherella</i> sp. (<i>Ostracodo</i> sp. I) <i>Ostracodo</i> sp. 6 <i>Darwinula</i> aff. <i>stevensonii</i> (BRADY y ROBERTSON)
			MN 1	<i>Chara</i> 3 <i>Chara</i> 7 (en parte superior) <i>Rhabdochara</i> <i>praehangeri</i> CASTEL (en parte inferior) <i>Rhabdochara</i> <i>langeri</i> (ETTINGS.) MADLER	
OLIGOCENO	AOQUITANIENSE	AGENIENSE			
	CHATTIENSE	ARVERNIENSE			
	STAMPENSE				
	SUEVIENSE				
	SANNOISIENSE	HEADONIENSE			

niarti (BRAÜN), Gyrogona medicaginula LAM., Nitellopsis (Tectochara) meriani L. y N. GRAMB. y Cypridopsis kinkelini LIENENKL., que indica una edad Orleaniense.

1.6 CUATERNARIO

1.6.1 Gravas y arenas. (Terrazas). (25) y (26). Pleistoceno

Se ha diferenciado en los valles de los ríos Ega, Salado y Arga, unos materiales que en ocasiones tienen una gran extensión y potencia. Corresponden a depósitos de terrazas, y están formados por gravas, arenas y limos.

Se han distinguido dos niveles, el inferior (26) situado entre 0 y 10 m del cauce actual, y el superior (25) entre 15 y 20 m.

1.6.2 Gravas, arenas y arcillas. (Glacis). (27). Pleistoceno-Holoceno

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

Se localizan principalmente en las vertientes del Pico de Montejurra y Monjardín.

1.6.3 Gravas, arenas y arcillas. (Aluvial, Fondos de Valle) (28). Holoceno

Corresponden a los depósitos de los valles de los ríos y arroyos más importantes.

1.6.4 Arcillas con cantes. (Conos de Deyección). 29). Holoceno

Hay un pequeño Cono de Deyección junto al Corral de Armuza (Esquina SO de la hoja), en la salida de un barranco pronunciado que corta a la Unidad de Yesos de los Arcos.

1.6.5 Arcillas con cantes. Coluvión. (30). Holoceno

Están asociados a las laderas de los relieves más importantes, donde se localizan acumulaciones de derrubios de cantes con matriz limo-arcillosa. También en la zona de los Carriles (borde SO de la hoja) los materiales blandos de la unidad (16) se encuentran coluvionados.

2 TECTONICA

2.1 TECTONICA REGIONAL

El territorio ocupado por las hojas de Sangüesa, Peralta, Tafalla y Allo está situado en la zona externa meridional de la Cadena Pirenaica.

El conjunto de los Pirineos se ha interpretado recientemente mediante un modelo estructural de piel fina ("thin skinned tectonics"), (WILLIAMS y FISCHER, 1984). En este modelo la Cadena Pirenaica se interpreta como un cinturón de cabalgamientos de doble vergencia generado por la colisión de Iberia y Europa. La estructura alpina de los Pirineos está condicionada básicamente por un cabalgamiento hacia el Sur sobre una falla maestra basal que buza unos 6° hacia el Norte. El extremo frontal del sector meridional pirenaico es en general un cabalgamiento ciego que queda cubierto por los depósitos oligo-miocenos de la Cuenca del Ebro, y que suele manifestarse mediante un amplio anticlinal. Este cabalgamiento frontal puede ser una rampa emergente hacia el Este y Oeste del sector estudiado, en las Sierras Exteriores y la Sierra de Cantabria. Hacia el interior (Norte) se desarrolla a nivel de mesozoico un abanico imbricado de cabalgamientos, con un sistema de cabalgamientos ciegos o que cortan sedimentos terciarios, que enraizan a nivel del Trías. Las cuencas terciarias existentes en la vertiente meridional de la Cadena son interpretables como cuencas de antepaís (*foreland basins*) inducidas por el engrosamiento tectónico (PORTERO y ALVARO, 1984) que evolucionan de acuerdo con los eventos estructurales del cinturón de cabalgamientos pirenaico.

La mayor parte del territorio de las hojas está constituido por depósitos clásticos continentales de edad oligomioceno. La sedimentación muestra evidencias claras de su carácter sintectónico:

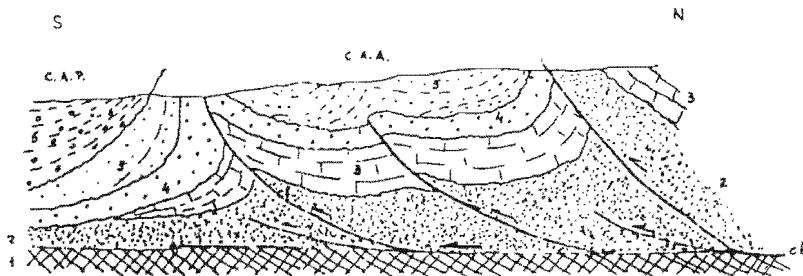


Fig. 10.— Esquema estructural de la zona frontal subpirenaica. 1.— Zócalo; 2.— Mesozoico; 3.— Eoceno masivo; 4.— Oligoceno inferior; 5.— Oligoceno superior; 6.— Mioceno posttectónico; c-b: Cabalgamiento basal; c-f: Cabalgamiento frontal; C.A.A. Cuenca de antepaís alóctona de la molasia sintectónica C.A.P. Cuenca de antepaís pasiva de la molasia posttectónica.

- Gran espesor (mayor de 7 kilómetros), que indica una subsidencia continuada e importante. La causa de la subsidencia es la flexión de la litosfera inducida por el engrosamiento tectónico.
- Migración de facies y depocentros hacia el Sur, a lo largo del tiempo, condicionado por la migración de los frentes de cabalgamiento.
- Existencia de discordancias progresivas condicionadas por pliegues sinsedimentarios (*growth-folds*), posiblemente en relación con cabalgamientos ciegos en el sustrato mesozoico.
- Disposiciones sedimentarias en on-lap, muy evidentes en la unidad tectosedimentaria Arverniense-Ageniense (Figura 9).

Los ciclos sedimentarios (UTS) definidos en las hojas estudiadas están en relación clara con la actividad de los cabalgamientos. Los pulsos de subsidencia y las discontinuidades estratigráficas mayores están asociadas a la discontinuidad de la actividad tectónica: las discontinuidades estratigráficas marcan las principales etapas de actuación o aceleración de los cabalgamientos. La discontinuidad luteciense (fase Pirenaica) marca el comienzo de la estructuración en este de la Cadena, generándose los cabalgamientos de las zonas internas. Las discontinuidades oligocenas (fases Sávica y Castellana) están en relación con la progresión de los cabalgamientos hacia las zonas externas (Sur) durante esta época. El despegue de la cobertura debió alcanzar la actual zona frontal surpirenaica durante el Oligoceno superior. Sin embargo, la actividad tectónica persistió hasta el Mioceno inferior (Fase Neocastellana).

Es destacable la correlación existente entre las principales etapas de cabalgamiento en los Pirineos y las discontinuidades que originan en los depósitos sintectónicos de sus cuencas de antepaís, y las fases de deformación en las Cadenas Costero-Catalanas y Celtibéricas indicando que la génesis de las tres cadenas corresponde a un mismo acontecimiento geotectónico de orden mayor.

La evolución de las cuencas terciarias de antepaís en este sector de la vertiente surpirenaica se puede esquematizar de la siguiente manera:

Durante el Eoceno se inicia la deformación con la fase Pirenaica (Luteciense). Se forman cuencas con sedimentación marina, depósitos de tipo "flysch" (turbiditas), en las zonas situadas más al Norte de las hojas estudiadas.

La progresión del despegue basal hacia el Sur convierte a estos surcos en cuencas alóctonas "thrust sheet top basins", "piggy back basins" ORI y FRIEND (1984), ELLIOT et al., (1985), HOMEWOOD et al (1985), RICCI LUCCHI y ORI (1985), que son transportadas hacia el Sur sobre el conjunto de la cobertura despegada.

Los afloramientos mesozoicos de Yesa, Sierra de Alaiz, etc. corresponden a la rampa frontal del “flysch” inicial de un conjunto de nuevos surcos cuyo relleno principal consiste en depósitos clásticos continentales oligocenos y miocenos, la “Molasa sintectónica”. Estos surcos también son deformados internamente de manera progresiva y transportados hacia el Sur sobre el cabalgamiento basal. Este cabalgamiento finaliza en una rampa frontal que se manifiesta en superficie como pliegues anticlinales y cabalgamientos que afectan a los depósitos oligocenos.

Las estructuras de plegamiento del relleno sintectónico de la cuenca de antepaís corresponden también, posiblemente, a cabalgamientos ciegos que afectan a la cobertura mesozoica subyacente. Localmente algunos cabalgamientos son características de *growth-tectonics*.

Delante (sur) del cinturón de cabalgamientos y de sus cuencas de antepaís activos (Alóctonos), se desarrolla una fase de antepaís pasiva, la Cuenca del Ebro, inducida por el engrosamiento tectónico de la Cadena y la acumulación de depósitos sinorogénicos en su borde. Esta cuenca no ha sido deformada, y su relleno, mediante la “Molasa posttectónica o autóctona”, tiene lugar principalmente durante una fase de relleno pasivo en el Mioceno. Asimismo algunas depresiones condicionadas por las estructuras residuales de las cuencas alóctonas (sinclinal de Itacayo en la hoja de Tafalla, por ejemplo) completan su relleno final durante la etapa posttectónica.

2.2 DESCRIPCION DE LAS ESTRUCTURAS

Desde el punto de vista estructural se han distinguido en la hoja de Allo los siguientes dominios:

2.2.1 Diapiros de Estella y Alloz

El Keuper que constituye el relleno del diapiro de Estella, se compone principalmente de yeso y brecha salífera, que incluye bloques de variado tamaño de otras rocas. La litología de las inclusiones es variable, magmáticas, neis, pizarras, cuarcitas, etc. de edad indeterminada dentro del Paleozoico, así como otros cantos identificables como del Buntsandstein, Muschelkalk, Jurásico, etc. (PLUG, 1973). El tamaño de los cantos tiene por término medio 5 cm de diámetro y su aspecto externo varía desde bien redondeados a angulosos.

El aspecto de la brecha salina, en algunos puntos, hace suponer que su origen haya sido sedimentario; en otras zonas, por el contrario se ha consi-

derado como de origen tectónico. Es probable que en toda la masa que constituye el diapiro parte tenga procedencia sedimentaria y parte tenga un origen tectónico.

La relación entre estos materiales y los que constituyen las rocas encantantes, es de carácter mecánico. Así, en la zona oriental del diapiro el Keuper cabalga sobre las margas arenosas del Cretácico, mediante un accidente que invierte la disposición inicial de aquellos, en las zonas próximas al accidente, quedando en posición normal el resto de la serie. En la parte noroccidental el contacto con los materiales del Oligo-Mioceno es mediante una falla normal, y hacia el Sur y Suroeste el contacto es mediante una falla inversa de unos 80° de buzamiento hacia el N.

En cuanto a la edad de la intrusión del diapiro se supone que se ha producido en diversas fases, a lo largo del Cretácico y del Terciario.

El diapiro de Alloz ocupa una pequeña extensión en el borde N de la hoja. Su mayor desarrollo se encuentra en la vecina hoja de Estella. Está afectado por un sistema complejo de fracturas que llegan a repetir los términos basales del Jurásico, varias veces. Tiene una disposición alargada según la dirección NO-SE, paralela a la dirección del anticlinal de Mañeru.

En este dominio se distinguen las siguientes estructuras:

2.2.1.1. *Falla inversa de Ayegui*

Constituye el límite Sur del diapiro de Estella. Por esta fractura de dirección SO-NE los materiales del Keuper cabalgan sobre los conglomerados del Oligo-Mioceno que presentan, en la zona del contacto, buzamientos verticales e invertidos.

2.2.1.2. *Fallas de Lorca*

Comprende una serie de fallas de dirección sensiblemente paralelas a la NO-SE, que afectan a los materiales detríticos del Oligo-Mioceno y cuyos orígenes están íntimamente relacionados con los últimos movimientos del diapiro de Alloz.

2.2.2. *Dominio del Cretácico y Eoceno marinos*

Ocupa una pequeña zona del borde N de la hoja. El afloramiento Cretácico de Metauten y los del Cretácico y Eoceno marinos en la zona de Estella, ocupan respectivamente los flancos de un anticlinal originando por la intrusión del diapiro de Estella.

2.2.3 Dominio plegado de la Cuenca del Ebro

Este dominio ocupa la mayor parte de la hoja, y está formado por los materiales detríticos del Oligoceno y Mioceno inferior, afectados por pliegues y fallas. Los primeros son en general de amplio radio, aunque en las zonas próximas a fallas importantes sus flancos están verticalizados, e incluso invertidos.

Los elementos tectónicos más importantes de este dominio son:

2.2.3.1 Falla de Learza – Monjardín

Es una falla de carácter normal, de dirección E-O en su mitad occidental, incurvándose hacia el NE, a partir de la localidad de Etayo. Afecta a materiales del Oligoceno, cuyas capas en las proximidades de la estructura, presentan buzamientos comprendidos entre 70º y 90º algunos de ellos invertidos. El salto de la falla es de gran importancia, si consideramos que pone en contacto materiales que están separados en la columna estratigráfica al menos 2.000 m.

2.2.3.2 Fallas de Urbiola y Luquín

Describimos estas dos estructuras, de direcciones paralelas NE-SO porque ambas tienen un origen común, al estar relacionadas con el levantamiento del diapiro de Estella en esta zona.

Estas fallas presentan el mayor salto en la zona norte, en las proximidades del diapiro reduciéndose, este salto, de forma brusca, hacia el Sur, donde queda fosilizado por sedimentos en parte coetáneos y en parte posteriores. Asociadas a estas estructuras o como consecuencia de ellas se producen discordancias progresivas en los materiales detríticos de edad Oligoceno-Mioceno inferior, que conforman Los Picos de Montejurra. La edad del funcionamiento de estas estructuras es equivalente por tanto a la de los materiales afectados por las discordancias progresivas.

En mapas geológicos anteriores se había cartografiado como una discordancia neta, de carácter angular, (discordancia de Barbarín) lo que en el mapa actual se representa por el sistema formado por las dos fallas mencionadas.

2.2.3.3 Fallas de Morentín y del Ega

Estas fallas sensiblemente paralelas, de direcciones NNO-SSE, forman otro sistema relacionado con el levantamiento del diapiro de Estella en esta

zona, como en el caso de las fallas descritas en el apartado anterior. La importancia de estas estructuras, así como su salto, no es tan evidente como en el caso anterior, al afectar a materiales litológicamente similares.

2.2.3.4 *Falla de Muniaín*

Esta falla de dirección ONO-ESE, es ligeramente transversal a las estructuras descritas anteriormente. Afecta a los materiales del Oligoceno – Miocene inferior que bordean al diapiro de Estella por la zona.

2.2.3.5 *Sinclinal de Olejúa – Monjardín*

Los materiales de la unidad (12) forman en la zona de Monjardín un sinclinal, de radio amplio, de dirección NE-SO. En las zonas próximas a la falla de Learza-Monjardín las capas que forman el flanco Sur del pliegue presentan buzamientos próximos a la vertical, como consecuencia del hundimiento del bloque que ocupan.

2.2.3.6. *Sinclinal de Barbarín y zona fallada de Arroyo Salado*

La falla de Luquín descrita en el apartado 2.2.3.2. termina hacia el Sur en una serie de fallas en abanico (zona fallada de Arroyo Salado), de menor importancia.

Entre los bloques que constituyen estas fallas se forma una estructura sinclinal (sinclinal de Barbarín) de carácter asimétrico. Los materiales que forman el flanco NO presentan buzamientos superiores a los 45°.

2.2.3.7 *Anticinal de Allo*

Los materiales de la unidad (12) forman en la zona de Allo, un anticinal cuyo eje, de forma curvada, presenta una dirección general E-O. Su origen posiblemente esté relacionado con el levantamiento y empuje hacia el Sur del diapiro de Estella. Apoya esta hipótesis el hecho de que el pliegue queda limitado lateralmente por las fallas de Luquín y del Ega.

2.2.3.8 *Sinclinal de Oteiza - Lárraga*

Este pliegue tiene una forma arqueada con dirección general NO-SE, con tendencia a curvarse según la E-O, en su terminación oriental. Es de radio amplio con buzamientos inferiores a los 20° en ambos flancos.

Esta estructura queda en parte enmascarada por los sedimentos postecónicos que forman la zona horizontal de Oteiza.

2.2.3.9 *Sinclinal de los Arcos y Anticlinal de Valdelaguardia*

En la esquina SO de la hoja, los materiales yesíferos de la unidad de Y. de los Arcos forman unas estructuras amplias y suaves de direcciones NO-SE y E-O. El sinclinal de Los Arcos, como en el caso ya citado del sinclinal de Oteiza Lárraga, queda en parte fosilizado por sedimentos posteriores de disposición subhorizontal.

2.2.4 Dominio subhorizontal de la Cuenca del Ebro

Corresponden a las zonas ocupadas por los materiales depositados después del movimiento principal de la fase Neocastellana. Generalmente presentan una disposición subhorizontal, o suavemente plegada, como las zonas de Oteiza, Berbinzana, Llanos de Montejurra-Arellano o del sinclinal de Los Arcos.

En la esquina NO, de la hoja y en las proximidades del diapiro de Estella, los materiales carbonatados del Mioceno superior forman el sinclinal de Murieta, cuyo flanco Norte presenta buzamientos superiores a los 25°, y el flanco Sur está afectado por la Falla de Oco, de dirección E-O. Estas estructuras son debidas a una fase póstuma, de carácter distensivo, de edad finimiocena.

3 GEOMORFOLOGIA

Geomorfológicamente, la zona comprendida dentro de la hoja de Allo, presenta características bastante sencillas.

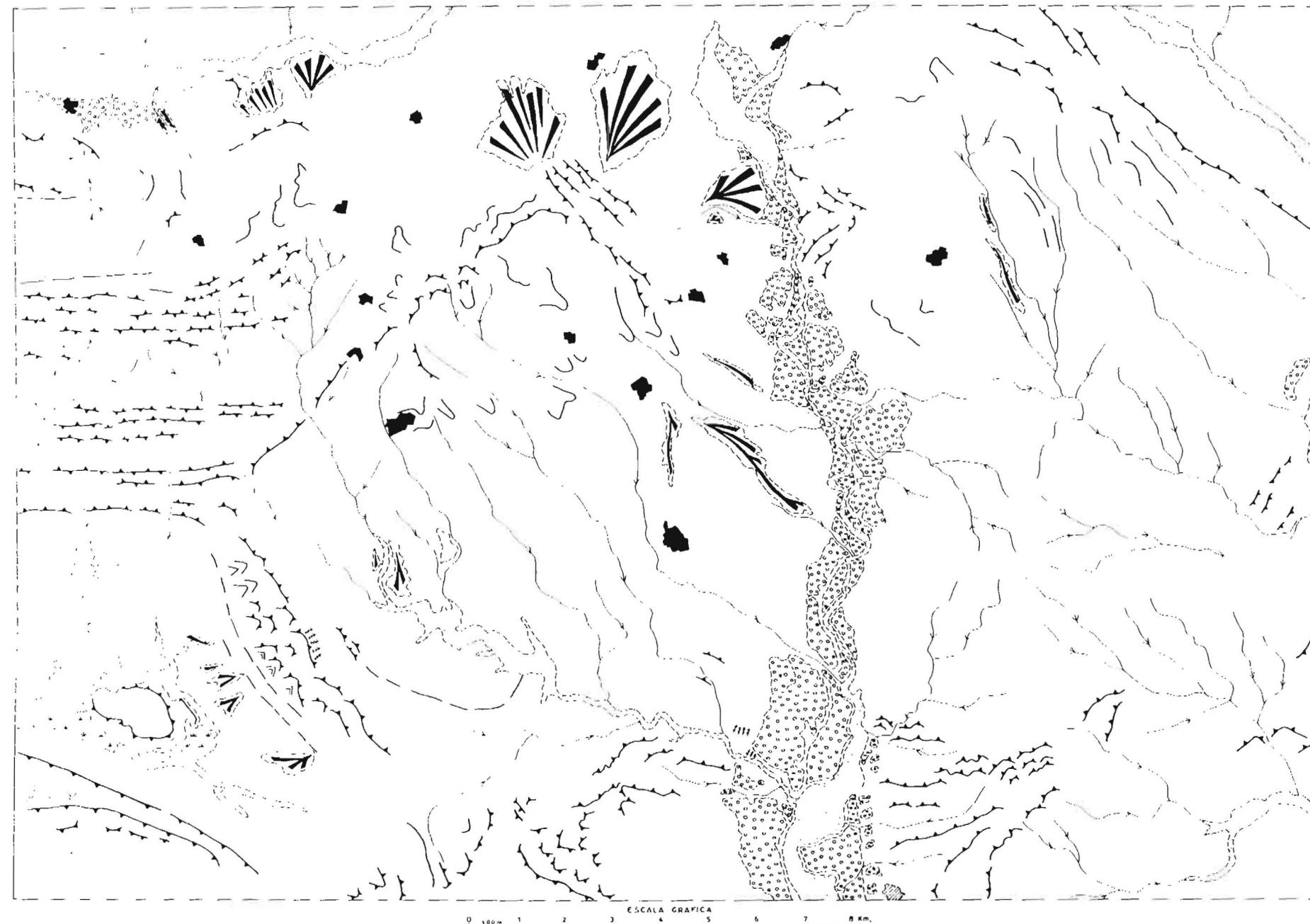
La naturaleza, en general poco consistente, de los materiales terciarios dominantes en el ámbito de la hoja, hace que la acción de los agentes de la dinámica externa hayan modelado un relieve poco contrastado. Solamente en algunas zonas, sobre todo en el cuadrante nor-occidental, la presencia de intercalaciones de sedimentos más resistentes (conglomerados, areniscas), así como la disposición verticalizada de las capas, propicia la aparición de formas bien definidas.

En esta zona se reconocen morfologías de *barras*, *hog-backs* y *crestas* asociadas a las capas competentes del Oligoceno. En los reversos de algunas

ALLO

172
24-09

MAPA GEOMORFOLOGICO



LEYENDA

MODELAGO - CUEVA DURA

- Bacca
- Hoya back
- Conejera
- Ladera - de capa dura
- Ladera - con capa espesa y resistente
- Depresión - fondo liso - con cuchilla - talud empinado - piso calizante

MODELAGO - DEPOSITUAL

- Valle - fondo de valle - con piso duro - fondo duro
- Terraza
- Garganta
- Zona - con aguas dulces - clima seco

Otras - FORMAS

- Barrocos de mareas
- Carcavón
- Nevado - alto piso

cuestas se han cartografiado ocasionalmente morfologías en *chevron* de escasa entidad. La presencia de abundantes capas duras en la serie propicia la apacición en este conjunto de morfologías que, de cualquier modo, han sido representadas en el mapa de forma esquemática, debido a la gran abundancia de formas asociadas a las mismas.

También es reconocible en esta misma zona un área deprimida limitada por *fallas con clara expresión morfológica* (sector Learza-Olejúa) generada con posterioridad a las grandes estructuras alpinas.

Este tipo de depresiones, con orientación E-W y NE-SW son frecuentes en el área de la Sierra de Cantabria localizada al Oeste y al Norte de esta hoja. Su origen se relaciona con una etapa distensiva fini-miocena que provoca una articulación del relieve en áreas elevadas y deprimidas. Como consecuencia de ello, los relieves resultantes son sometidos a erosión y sus productos rellenan las áreas de bajo relieve originadas, teniendo estos sedimentos una edad básicamente pliocena y cuaternaria.

En esta hoja, como hemos indicado, se reconoce la terminación más oriental de una de estas depresiones con relleno fundamentalmente pliocuaternario (zona de Learza-Olejúa en el cuadrante NW) y que presenta un alto contenido en material arcilloso de color rojo intenso característico. Estimamos que la procedencia principal de estos depósitos sería septentrional, como producto de una fuerte denudación de las áreas elevadas que previamente habrían sufrido procesos de karstificación que generarían un residuo de terras rossas.

Con posterioridad a estos procesos, se desarrollan en algunas áreas de la hoja, asociadas a los valles fluviales principales o a relieves importantes, unos depósitos con morfología de glacis, que tapizan algunas vertientes. Las más importantes se sitúan en las proximidades de Montejurra y en el Valle del Ega al N de Allo.

En la red fluvial que disecta los sedimentos de la hoja de Allo debe destacarse el curso del río Ega que, tras penetrar en la hoja por su ángulo noroccidental la abandona para volver a discurrir con clara dirección submeridiana por la parte central de la hoja.

En ambos extremos, occidental y oriental, de la hoja se localizan algunos depósitos de los ríos Odrón y Arga, respectivamente, que alcanzan mayor desarrollo en las hojas vecinas. El resto de la red, afluente de estos sistemas principales, es de menor orden no presentando características morfológicas notables.

En el Valle del Ega, además de los niveles de glacis ya citados, se localizan depósitos de *terrazas* bastante bien desarrollados en ambas vertientes, y entre las cuales, las situadas a 8-10 m, 34-48 m y 48-50 m del cauce

actual alcanzan una mayor representatividad y continuidad. Están compuestas por cantos redondeados de composición silícea dominante, con algunos clastos de ofitas en una matriz arenolimosa. Las terrazas más altas presentan a techo, en ocasiones, carbonataciones en enrejado de origen edáfico producidas sin duda por la circulación de aguas calcáreas a favor de la permeabilidad de estos materiales.

También los sistemas del Odrón y Arga antes citados presentan depósitos correspondiente a terrazas si bien su desarrollo y extensión como ya hemos indicado es muy reducido en el ámbito de la hoja.

La red de menor orden presenta, generalmente, en la zona de cabecera características de barrancos de incisión lineal que, en ocasiones, dan lugar a la formación de *carcavas* de escaso desarrollo. Las partes más bajas evolucionan a valles de fondo plano que dado el escaso relieve existente en algunas zonas pueden dar lugar a *zonas de encharcamiento* de tipo estacional coincidente con momentos de mayor pluviosidad.

El relleno de estos valles es fundamentalmente limo-arenoso con abundancia de arcillas y se debe a procesos de meteorización en vertientes de los materiales arenolimosos e incluso yesíferos dominantes en la serie. Las partículas resultantes de esta meteorización se movilizan por dinámica de vertientes o a favor de los aportes longitudinales de los valles constituyendo el relleno de los mismos.

Si bien en esta zona no se ha podido constatar su presencia es interesante señalar, que en otras áreas de la Depresión del Ebro se han encontrado evidencias de una influencia eólica en cuanto a la movilización de estos residuos de meteorización.

Finalmente, las vertientes del área presentan una importante regularización bastante generalizada, pudiendo observarse, localmente, fenómenos de solifluxión actual.

4 HISTORIA GEOLOGICA

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

Aunque en esta hoja no afloran materiales paleozoicos las observaciones realizadas en la región demuestran que se han depositado, constituyendo el substrato de los sedimentos posteriores. El vestigio más cercano de rocas del paleozoico se encuentra en el diapiro de Estella, donde flotan entre el Keu-

per bloques de granitos, rocas metamórficas, y cuarcitas y pizarras paleozoidas.

Tras la etapa tectogenética hercínica, una etapa distensiva tardihercínica tiene singular importancia en la posterior evolución paleogeográfica de la región, al marcar zonas de fracturas de directrices fundamentalmente E-W que posteriormente han rejugado durante los tiempos alpinos. El final de esta fase trae consigo la emersión del macizo hercínico y el posterior desmantelamiento erosivo del mismo, permitiendo la sedimentación de potentes series clásticas durante el Pérmico superior y Trías inferior, principalmente en las áreas deprimidas del zócalo.

No afloran en esta hoja depósitos correspondientes al Triásico y Jurásico. Los más próximos se encuentran en las hojas situadas al E y N respectivamente de la de Allo. Por tanto, para la breve descripción de esta etapa nos apoyaremos en lo descrito en dichas memorias.

El Muschelkalk en la zona de Estella se presenta en facies de plataforma marina somera bajo influjo de mareas, y abre paso a la facies Keuper, depositada en medios transicionales restringidos del tipo sebkha litoral. En el Keuper se emplazan importantes masas de rocas volcánicas básicas de tipo ofítico.

Durante el Jurásico, la sedimentación tuvo lugar dentro de una extensa plataforma carbonatada. La unidad basal, de edad Rethiense-Sinemuriense inferior, corresponde a una secuencia transgresiva en el ámbito de dicha plataforma. A techo de esta unidad se establece ya un régimen marino somero francamente abierto.

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

A comienzos del Dogger se inicia una secuencia regresiva con disminución de la batimetría y señales de mayor proximalidad dentro de la plataforma.

A finales del Dogger debió producirse un rejuvenecimiento de los relieves emergidos que tuvo por consecuencia el progresivo aumento de aportes terrígenos durante el Malm.

No existe constancia en estas zonas de sedimentos correspondientes al Jurásico más alto y Cretácico inferior en facies Purbeck y Weald, lo cual es probablemente consecuencia del funcionamiento como umbral de la zona durante esta época, tal vez debido, como adelanta KING (1967) a una precoz actividad diapírica.

En el Albienense ocurre una nueva pulsación tectónica de tipo epirogenético, correspondiente a la fase aústrica, originando el rejuvenecimiento de

los relieves emergidos y por consiguiente el aumento de aportes terrígenos hacia el interior de la cuenca. La sedimentación en esta área tiene lugar en medios de plataforma externa abierta con una alta contaminación detrítica.

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

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

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

En el tránsito Santoniense-Campaniense concluye el proceso de apertura del Golfo de Vizcaya, a la vez que se produce la elevación del Macizo del Ebro que estaría situado al S de la zona de estudio, con el consiguiente aumento de aportes detríticos en la cuenca. Este período regresivo ocupa el Campaniense superior y Maastrichtiense con depósitos de plataforma interna con una gran contaminación terrígena, en un ambiente sometido probablemente a la acción de las mareas.

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

El ciclo Paleoceno tiene características regresivo-transgresivas y está representado en su base por facies de tipo intermedio entre el Garumiense típico y el Paleoceno marino, para terminar con niveles marinos que nos indican un ambiente restringido (calizas de algas del Montiense-Thanetense).

Durante este período existen nuevas pulsaciones tectónicas que se traducen en hiatos locales, que son las causantes de la falta de afloramientos del tránsito Paleoceno-Eoceno.

El Luteciense descansa sobre una importante discontinuidad. En esta época se desarrollan facies de alta energía de barras bioclásticas.

Posteriormente la secuencia se va haciendo más detrítica en la plataforma. Se establece una cuenca con el depósito uniforme de las margas de Pamplona.

Al final del Eoceno se inicia una etapa compresiva correspondiente a la fase pirenaica. Esta origina discordancias locales, al mismo tiempo que se produce una pérdida de la profundidad en la cuenca, se inician las estructuras con direcciones pirenaicas, a la vez que se va restringiendo la cuenca marina progresivamente hasta que se establece un régimen lacustre.

A partir de este momento se inician una serie de procesos geológicos que van a dar lugar a la formación de cuatro Unidades Tectosedimentarias, que van a tener un gran desarrollo en la zona considerada.

En las Fig. 3, 4 y 5 se han representado las distribuciones paleogeográficas de cada U.T.S. En términos generales se puede afirmar que las unidades detríticas, características del borde de la cuenca, se van situando progresivamente más al Sur en cada proceso, respecto a la situación que ocupaban sus equivalentes detríticas del proceso anterior.

Durante la 2^a U.T.S. las facies de borde ocupan una orla a lo largo del borde N de las hojas de Allo y Tafalla, y la zona E de la de Sangüesa; las facies lacustres ocuparían el resto de las tres hojas mencionadas y se extenderían por toda la superficie de la de Peralta. Por los datos obtenidos de las columnas estratigráficas se observa que las facies lacustres evaporíticas ocuparían el sector occidental de la cuenca, mientras que las carbonatadas estarían situadas en el sector oriental (hoja de Sangüesa).

Durante la 3^a U.T.S. las unidades detríticas cubren discordantemente las facies lacustres del proceso anterior, previamente plegadas, en la mayor parte de las hojas de Allo, Tafalla y Sangüesa, mientras que en un sentido amplio las facies lacustres de esta U.T.S. se apoyan mediante paraconformidad sobre sus equivalentes del proceso anterior, en las zonas de Peralta y Sur de la hoja de Allo.

Por último los materiales detríticos de la 4^a U.T.S. ocuparían la mayor parte de la zona estudiada, ocupando sus equivalentes únicamente el sector SO de la hoja de Peralta. Este último proceso tuvo lugar como resultado de la Fase Neocastellana, que es el último de carácter compresivo en la región.

En zonas próximas durante el Mioceno superior — Plioceno se produce una fase distensiva que origina una serie de fosas llenas posteriormente por sedimentos. Más tarde se produce el encajamiento de la red fluvial con depósitos de terrazas y sistemas de Glacis.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

Las únicas explotaciones mineras existentes en la hoja de Allo, hoy abandonadas por su baja rentabilidad, se encuentran en la unidad Areniscas rojas de Mués (8). En ellas se extraía mineral de cobre, generalmente en forma de carbonatos, malaquita y azurita, y más raramente calcosina. El mineral se suele encontrar concentrado en la base de los paleocanales y asociados a materia orgánica, conservándose en ocasiones la estructura de las ramas y pequeños troncos.

En cuanto a los materiales canterables, los yesos de la unidad Y. de Añorbe (7) se explotan en la localidad de Cirauqui (esquina NE de la hoja). En menor medida, se utilizan los yesos de la unidad Y. de los Arcos (17), que se extraen en diversos puntos próximos a Lerin (borde Sur de la hoja).

También se explotan graveras en diversos puntos del valle del río Ega.

5.2 HIDROGEOLOGIA

Los recursos hídricos de la provincia de Navarra son relativamente bien conocidos por haberse realizado durante los años 1975 a 1982 en dos fases de estudio y a cargo de la Diputación Foral de Navarra un proyecto hidrogeológico de toda la provincia. Un resumen de este proyecto fue publicado recientemente (CASTIELLA, et al. 1982) del que se han tomado la mayor parte de los datos aquí expuestos y al que se remite al lector que quiera obtener información más detallada.

En la actualidad la Comunidad Autónoma de Navarra se encuentra en condiciones muy favorables para resolver muchos de los problemas de demanda de agua, así como plantear la planificación integral de los recursos hídricos, habiéndose por tanto, dado un paso muy importante para la utilización óptima de las aguas subterráneas.

En el mencionado proyecto y debido a la gran variedad, tanto geológica, como climática e hidrológica de la provincia de Navarra fue preciso subdividirla en 11 unidades hidrogeológicas que fueron definidas fundamentalmente por los materiales que las forman y por su estructura.

La hoja de Allo se ubica prácticamente en su totalidad en la Unidad Sur, incluyendo además los Cuaternarios del río Ega y un pequeño entrante en el borde NO de la Unidad de Lóquiz.

La Unidad hidrogeológica Sur está formada por los materiales del Terciario continental de la Depresión del Ebro. Tanto la litología de los materiales de esta unidad, como su disposición estructural, bastante tranquila, ha sido descrita en los capítulos correspondientes. Por criterios litológicos se distinguen 3 tipos de acuíferos:

— En las facies detríticas de borde se encuentran los acuíferos constituidos por conglomerados generalmente cementados y los formados por areniscas en alternancia con arcillas. Estas areniscas se corresponden con paleocanales de espesor entre 0,5 y 3 m aunque excepcionalmente pueden llegar a sobrepasar los 10 m. Son acuíferos confinados, cuya recarga se realiza por infiltración del agua de lluvia y cuya descarga se origina a través de un gran número de manantiales dispersos y por un flujo subterráneo hacia los ríos u arroyos a través de los materiales cuaternarios asociados a los mismos. Los caudales son bajos hasta el punto que la mayor parte de los manantiales inventariados, tanto en areniscas como en conglomerados, son inferiores a los 5 l/seg. En los pozos los caudales son escasos dependiendo del número de capas de areniscas que atraviesan, aunque varían entre 0,5 y 2 l/seg. En cuanto a la calidad del agua, suele ser de dureza media y mineralización notable con composición iónica bicarbonatada o bicarbonatadas sulfatadas cálcicas.

— En las facies evaporíticas la alimentación y descarga de los acuíferos se realiza como en el caso de las facies detríticas. Los caudales de los manantiales inventariados son todavía menores, la mayoría inferiores a 1 l/seg., no sobrepasando en ningún caso los 5 l/seg. Suelen ser aguas extremadamente duras y muy mineralizadas (sulfatadas y sulfato-cloruradas cálcicas y sódico-cálcico-magnésicas).

— Las facies carbonatadas, que ocupan la parte central de la unidad, prácticamente no están representadas en la hoja, y dan caudales muy pobres por presentarse las calizas compactas y alternando con margas.

El aluvial del río Ega presenta depósitos con una secuencia vertical muy sencilla, con un espesor, según los datos de Geofísica y sondeos existentes, que no sobrepasa los 20 m. Así en algunos perfiles realizados cerca de Lerín se muestra una gran heterogeneidad y reducido espesor de los niveles de gravas y arenas. En cualquier caso estos recursos son difíciles de evaluar ya que forman un sistema único con los ríos que lo cruzan, produciéndose la recarga del acuífero a partir de la infiltración procedente de la lluvia directa, la procedente del excedente de riego y de las inundaciones por desbordamiento en épocas de crecida.

Las reservas totales dentro del curso del río Ega en la provincia de Navarra son de 35 Hm³, oscilando el coste del agua subterránea para un

pozo de 40 m a pie del mismo, entre 3,35 Ptas./m³ (para un caudal de 50 l/seg., 2.000 horas de bombeo al año y 20 m de altura manométrica) y 0,61 Ptas./m³ (para 150 l/seg., 6.000 horas de bombeo al año y una altura manométrica de 10 m).

La Unidad de Loquiz, sólo presente en el ángulo NO de la hoja se caracteriza por presentar una parte inferior margosa, un tramo calcarenítico del Coniaciense superior-Santoniano inferior que constituye el acuífero principal y que sólo está representado en el borde N de la hoja, y un tramo calizo-margoso del Cretácico más superior, no presente en la hoja de Allo. La recarga de los acuíferos que son cautivos se realiza por infiltración directa del agua de lluvia y de los ríos, mientras que la descarga se hace a través de varios manantiales presentes en la unidad. La unidad hidrogeológica tiene un gran interés por haber dado los sondeos realizados caudales muy importantes pero como se ha señalado se localiza prácticamente fuera de la hoja.

6 BIBLIOGRAFIA

- ALMELA, A. y RIOS, J.M. (1946).— “Datos para el conocimiento estratigráfico y tectónico del Pirineo Navarro. VI Algunos datos paleontológicos de la región subpirenaica navarra”. Not. y Com. IGME, núm. 16, pp. 75-87.
- ALVARADO, M. (1959).— “Mapa geológico de España 1:50.000. Explicación de la hoja núm. 175 (Sigües)”. I.G.M.E. Madrid.
- AMIOT, M. (1982).— “El Cretácico superior de la región Navarro-Cántabra” en “El Cretácico de España”. Univ. Comp. Madrid, pp. 88-111.
- BATALLER, J.R. (1945).— “Bibliografía del Cretácico de España”. Est. Geol. núm. 1, pp. 7-10.
- BEROIZ, C. (1972).— “Mapa Geológico de España 1:50.000. Explicación de la hoja núm. 244 (Alfaro)”. I.G.M.E. Madrid.
- BOILLOT, G. (1980).— “De la subduction a la collision: L'exemple des Pyrénées”. Bull. B.R.G.M. secc. 1, núm. 2, pp. 93-101.
- BOMER, B. y RIBA, O. (1965).— Deformaciones tectónicas recientes por movimientos de yesos en Villafranca de Navarra”. Com. C. 6-3 del Tomo V. 1º Coloquio Internacional sobre las obras públicas de terrenos yesíferos”.
- CARBAYO, A.; CASTIELLA, J.J. y SOLE, J. (1974).— “Memoria explicativa de la hoja núm. 172 (Allo)”. Informe inédito. Excma. Diputación de Navarra.

- CASTIELLA, J. (1973).— "Mapa Geológico de España 1:50.000. Explicación de la hoja núm. 205 (Lodosa)". *I.G.M.E. Madrid*.
- CASTIELLA, J.; SOLE SEDO, J.; NIÑEROLA, S. y OTAMENDI, A. (1982).— "Las Aguas subterráneas en Navarra. Proyecto hidrogeológico". Diputación Foral de Navarra — Dirección de Obras Públicas. Servicio Geológico. Pamplona.
- CHOKROUNE, P.; LE PICHON, A.; SEGURET, M. y SIBUET, J.C. (1973).— "Bay of Biscay and Pyrenees". *Earth Planet. Sc. Letters*. vol. 18, pp. 109-118.
- CHOKROUNE, P. y SEGURET, M. (1973).— "Tectonics of the Pyrenees: role of compression and gravity". In *Gravity and Tectonics*. Ed. John Wiley, pp. 141-156.
- CINCUNEGUI, M.; MENDIZABAL, J. y VALLE, A. (1943).— "Mapa geológico de España 1:50.000. Explicación de la hoja núm. 172 (Allo)". *I.G.M.E. Madrid*.
- CIRY, R. (1951).— "L'évolution paleogeographique de l'Espagne septentrionale au Crétacé inférieur". *Inst. Geol. Min. Esp. Libro Jubilar*. T. 2, pp. 17-51.
- CIRY, R. (1951).— "Observation sur le Crétacé de la Navarre espagnole du Nord-Ouest de Pampelune". *C.R. Ac. Sc. Paris*. T. 233, pp. 72-74.
- CIRY, R. y MENDIZABAL, J. (1949).— "Contribution à l'étude du Cénomanien et du Turonien des confins septentrionaux des provinces de Burgos, d'Alava et de la Navarre occidentale". *Ann: Hébert et Haug*. T. 7, pp. 61-79 (Libre Jubilare Charles Jacob).
- COLOM, G. (1945).— "Estudio preliminar de las microfaunas de Foraminíferos de las margas Eocenas y Oligocenas de Navarra". *Est. Geol.* núm. 2, pp. 33-84.
- CRUSAFONT, M.; TRUYOLS, J. y RIBA, O. (1966).— "Contribución al conocimiento de la Estratigrafía del Terciario continental de Navarra y Rioja". *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E.* 90, pp. 53-76. Madrid.
- FEUILLEE, P. (1962).— "Le Crétacé moyen en Navarre espagnole". *Mem. Cong. Int. Est. Pirenaicos*. P. 12. Pau.
- FEUILLEE, P. (1963).— "La base de Flysch Sud-Pyrénéen (Navarre Espagnole)". *C.R. Acad. Sc.* T. 256. pp. 2640-2642.
- FEUILLEE, P. (1965).— "Contribution à la connaissance des Crétacé moyen du Nord et l'Ouest de la Navarre espagnole". *Actes 4º Congrès Int. Et. Pyren.* pp. 48-59.
- FEUILLEE, P. y RAT, P. (1971).— "Structures et Paleogeographies pyrénées-cantabriques". In *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*. Inst. Fran. Petrol. Vol. 2, pp. 1-48.

- GARCIA SINERIZ, J. (1941).— "Investigación sísmica en Puente la Reina Obanos – Tirapu". *Mem. I.G.M.E.* T. 44, pp. 127-152.
- 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.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972).— "Explicación del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares". *I.G.M.E.*, pp. 1-113.
- KING, H.D. (1967).— "Diapire un alttertiär im südostlichen Baskenland (Nordspanien)". *Beich Geol. Jb.* T. 66 Hannover.
- KRAUSSE, H.F. (1971).— "The tectonical evolution of the western Pyrenees". *Pirineos* núm. 111, pp. 69-96.
- LAMARE, P. (1936).— "Recherches géologiques dans les Pyrénées basques d'Espagne". *Mem. Soc. Geol. France*, n. 5, mem. 27. París.
- LEON, L. (1972).— "Síntesis paleogeográfica y estratigráfica del Paleoceno del Norte de Navarra. Paso al Eoceno". *Bol. Geol. y Min.* T. 63, pp. 234-241.
- LEON, L.; PUIGDEFABREGAS, C. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).— "Variaciones sedimentarias durante el Eoceno medio en la Sierra de Andía (Navarra)". *Acta. Geol. Hispánica*. Año VI, núm. 2.
- LOTZE, F. (1946).— "Elementos estructurales dirigidos al NE, que intervienen en la constitución de los Pirineos occidentales". *Publ. extr. sobre Geol. de España*. T. III, pp. 301-313.
- LLOPIS LLADO, N. (1945).— "Sobre la estructura de Navarra y los enlaces occidentales del Pirineo". *Miscelánea Almela*. T. 1, núm. 7, pp. 159-186.
- MANGIN, J. Ph. (1965).— "L'Eocene inférieur des provinces de Burgos, d'Alava et de la Navarre Occidentale". *Comp. Rend. Acad. Sc. Paris*. T. 241, pp. 73-75.
- MANGIN, J., Ph. (1958).— "Observaciones sobre la orogénesis pirenaica durante el período nummulítico". *Notas y comunicaciones del IGME*. núm. 52, pp. 125-132. Madrid.
- MANGIN, J. Ph. (1959-60).— "Le Nummulitique Sud-pyrénéen à l'Ouest de l'Aragon". *Pirineos*. núm. 51-58. *C.S.I.C.* 631 pp. Zaragoza.
- MATHEY, B. (1982).— "El Cretácico superior del surco vasco". In. "El Cretácico de España". Univ. Comp. Madrid. pp. 111-135.
- MATTAUER, M. et SEGURET, M. (1971).— "Les relations entre la Chaîne des Pyrénées et le Golfe de Gascogne". In *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*. Vol. 4, pp. 1-24. París.

- MEJIAS, A.G. (1973).— Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (Prov. de Huesca y Lérida). Tesis Doctoral Univ. de Granada.
- MEJIAS, A.G. (1982).— Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. *V Congreso Latinoamericano de Geología*. Argentina 1982. Actas, vol. I, pp. 185-402.
- MENDIZABAL, J. y CINCUNEGUI, M. (1932).— "Nota acerca de la extensión del Oligoceno en Navarra". *Notas y comunicaciones del IGME*. Madrid.
- MENSUA, S. (1960).— "La Navarra Media Oriental. Estudio Geográfico". Inst. "Príncipe de Viana". Dpto. Geol. Aplic. Zaragoza. Ser. Reg. 8, 186 pág., 40 fig., 25 lám.
- 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.
- PLAZIAT, J. Cl. (1970).— "Le limite crétacé-tertiaire en Alava meridionale (Pays Basque espagnol): Le Regnacien n'y pas l'équivalent continental du Danien". *C.R. Somm. Soc. Geol. France*. 3 pp. 77-78.
- PFLUG, R. (1973).— "El diapiro de Estella". *Munibe*. t. 25, pp. 171-202.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1972).— "Memoria geológica de la hoja núm. 173 (Tafalla). Informe inédito. *Excma. Diputación de Navarra*.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1973).— "Miocene point-bar deposits in the Ebro basin northern Spain". *Sedimentology journal of the international associations of sedimentologists*. Vol. 20, núm. 1, pp. 133-134.
- PUIGDEFABREGAS, C. (1975).— "La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca". Monogr. del Inst. de Estud. Pirenaïs, núm. 104, 188 pp. Jaca.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).— "Bioestratigrafía y microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España. (Región Cantábrica)". Mem. IGME, t. 78, (3 vols.), 357 pp.
- RIBA, O. (1955).— "Sur le type de sedimentation du Tertiaire continental de la part Ouest du Basin de l'Ebro". *Geol. Bundeschan* T. 43, núm. 2, pp. 363-371, 1 fig. STUTTGART.
- RIBA, O. (1964).— "Estructura sedimentaria del Terciario Continental de la Depresión del Ebro en su parte Riojana y Navarra". XX Congreso Geográfico Internacional. R. Unido, Julio-Agosto, pp. 127-138.
- RIBA, O. y BOMER, B. (1957).— Terrasses et glacis du bassin de l'Ebro dans la Ribera de Navarra et la Baja Rioja". Livr. Guide Exc. núm. 3. Villafranchien de Villarroya. INQUA, Congr. Int. Madrid-Barcelona, pp. 7-10.

- RIBA, O. y PEREZ MATEOS, J. (1962).— "Sobre una inversión de aportes sedimentarios en el borde Norte de la cuenca Terciaria del Ebro (Navarra)". *II Reunión del Grupo Español de Sedimentología*. Sevilla 1961.
- RIOS, J.M. (1948).— "Diapirismo". *Bol. I.G.M.E.* T. 60, pp. 155-238.
- RIOS, J.M. (1960).— "Algunas zonas especiales de las zonas subpirenaicas y de la cuenca del Ebro". *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E.* Madrid.
- ROJAS, B.J. de, LATORRE, F. y FERNANDEZ VARGAS, E.A. (1971).— "Contribución al conocimiento de la última fase de los movimientos Meso-Alpinos en las provincias de Navarra, Zaragoza y Huesca". *I Congr. Hispano-Luso americano. Geol. Econ.* T. 9, núm. 33, pp. 377-385. Madrid.
- RUIZ DE GAONA, M. (1952).— "Notas y datos para la Geología de Navarra". *C.S.I.C.*
- RUIZ DE GAONA, M. (1952).— "Algunos datos geológico-paleontológicos sobre el Valle de la Barranca (Navarra)". *Actes 1^{er} Congr. Int. Est. Pyren.* pp. 5-14.
- RUIZ DE GAONA, M. (1956).— "Memoria estratigráfica de los yacimientos ofíticos de Navarra". *Est. Geológicos. I.* Lucas Mallada (C.S.I.C.), núm. 31, pp. 327-341.
- RUIZ DE GAONA, M.; VILLALTA, J.F. y CRUSAFONT (1946).— El yacimiento de mamíferos de las yeseras de Monteagudo (Navarra). *Notas y com. del I.G.M.E.* núm. 16, pp. 157-182.
- SAAVEDRA, J.L. (1964).— "Microfacies del Secundario y del Terciario de la zona pirenaica española". *Mem. I.G.M.E.* T. 65.
- SOLE SABARIS, L. (1954).— "Sobre la estratigrafía de las Bárdenas y límites del Oligoceno y Mioceno en el sector Occidental de la Depresión del Ebro". *R. Soc. Est. Hist. Nat. Libro Hom. Hernández Pacheco*, pp. M. 639-656.
- SOLE SEDO, J. (1972).— "Formación de Mues: Litofacies y procesos sedimentarios". Tesina de Licenciatura Univ. Central de Barcelona (inédito).
- SOLER, M. y PUIGDEFABREGAS, C. (1970).— "Líneas generales de la Geología del Alto Aragón occidental". *Rev. Pirineos*, núm. 96, p. 5-20.
- VALLE, A. del (1932).— Descubrimiento de la cuenca potásica de Navarra". *Notas y Com. del I.G.M.E.* Madrid.
- VALLE, A. del ARACENA, C. (1930).— "Mapa Geológico de España 1:50.000. Explicación de la hoja núm. 173, (Tafalla)". *I.G.M.E.* Madrid.
- VALLE, A. del, CINCUNEGUI, M.; MENDIZABAL, J. y J.M. ALMELA, A. (1950).— "Mapa geológico de España. 1:50.000. Explicación de la hoja núm. 174. (Sangüesa)". *I.G.M.E.* Madrid.

- VALLE, A. del; MENDIZABAL, J.; CINCUNEGUI, M. (1934).— "Mapa geológico de España 1:50.000. Explicación de la hoja núm. 174. (Sangüesa)". *I.G.M.E.* Madrid.
- VALLE, J. del y PUIGDEFABREGAS, C. (1978).— "Memoria explicativa de la hoja núm. 141 (Pamplona). MAGNA". *I.G.M.E.* Madrid. pp. 1-23.
- VILLALOBOS, L. y RAMIREZ DEL POZO, J. (1971).— "Contribución al estudio del Cretácico superior de facies Flysch de Navarra". *Pirineos* 111, pp. 5-20.
- VOLTZ, H. (1964).— "Zur Geologie der Pyrenäiden in Nord-westlichen Navarra (Spanien)". *Münster Diss.* (Inédito).

BIBLIOGRAFIA TEMATICA

- ELLIOT, T. APDS, G.; DAVIES, H.; EVANS, M.; GHIBAUDO, G. y GRAHAM, R.H. (1985).— "A structural and sedimentological traverse through the Tertiary foreland basin of the External Alps of South-East France". *International Symposium on Foreland Basins. Excursion Guide-book* field excursion B, p. 39-73, P. Allen, P. Homewood y G. Williams Eds. Friburgo (Suiza). Sept. 1985.
- HOMWOOD, P.; ALLEN, P.A.; WEIDHANN, M.; FASEL, J.M. y LATELIN, O. (1985).— "Geological Excursion to the Swiss Molasse Basin". *International Symposium on Foreland Basins. Excursion Guide-book*, field excursion A.p. 5-38, P. Allen, P. Homewood, y G. Williams. Eds. Friburgo (Suiza). Sep. 1985.
- ORI, G.G. y FRIEND, P.F. (1984).— "Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets". *Geology* 12: 475-478.
- PORTERO, J.M. y ALVARO, M. (1984).— La Depresión del Guadalquivir. Cuenca de antepaís durante el Neógeno. Génesis, evolución y relleno final. *I Congr. Esp. Sedimentología*. Tomo IV. p. 241-252. Segovia. Abril 1984.
- RICCI LUCHI, F. y ORI, G.G. (1985).— "Synorogenia deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic foreland: Examples from Emilia-Romagna region, northeon. Apennines". *International Symposium on Foreland Basins. Excursion Guidebook*, field Exc. D. p. 137-176. P. Allen, P. Homewood y G. Williams. Eds. Friburgo (Suiza). Spt. 1985.
- WILLIAMS, G.D. y FISCHER, M.W. (1984).— A balanced section across the Pyrenean Orogenic Belt. *Tectonics* 3 (7): 773-780.



INSTITUTO GEOLOGICO

Y MINERO DE ESPAÑA

RIOS ROSAS, 23 · MADRID-28003