



IGME

205

24-10

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LODOSA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

LODOSA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por la Diputación Foral de Navarra bajo normas, dirección y supervisión del IGME.

La Cartografía la han llevado a cabo Carlos Beroiz Pi y Javier Castiella Muruzábal, Licenciados en Ciencias Geológicas. La redacción de la Memoria la ha realizado Javier Castiella Muruzábal, de la Investigación Geológica de Navarra, Diputación Foral de Navarra, que dirige técnicamente Joaquín del Valle de Lersundi, Doctor Ingeniero de Minas.

El Estudio micropaleontológico ha corrido a cargo del Doctor en Ciencias Geológicas, José Ramírez del Pozo.

La Sedimentología ha sido estudiada en el Laboratorio de ENADIMSA.

Los análisis químicos se han realizado en el Laboratorio Químico de la Diputación Foral de Navarra.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 41.655 - 1977

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

La Hoja de Lodosa, enclavada, casi en su totalidad, en la provincia de Navarra, comprende en el ángulo SO. parte de la de Logroño.

Linda por su lado oriental con la Hoja de Peralta, y junto con ésta, y con las de Viana, Allo y Alfaro forma un conjunto en el que, en líneas generales, son análogos los caracteres estratigráficos y estructurales.

Responde perfectamente a las características geológicas comunes a la depresión del Ebro, encontrándose depósitos de origen continental, cuyas edades oscilan entre el Oligoceno y Mioceno.

Entre los materiales del Terciario continental destacan los yesos y las arcillas, más o menos calcáreas, con capas de areniscas y de calizas subordinadas. Corresponden, en gran parte, a las facies centrales de la cubeta terciaria del Ebro. Están afectados por un sistema de pliegues de dirección ONO.-ESE., probablemente de origen halocinético.

Las terrazas, que recubren de manera discontinua los sedimentos terciarios, a veces se encuentran ligeramente deformadas, como consecuencia de los movimientos de los yesos.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 TERCIARIO

El estudio del Terciario continental de la Depresión del Ebro encierra serios problemas, los cuales vamos a intentar exponer.

El primer problema planteado es el de establecer el trazado de los límites cronoestratigráficos, debido al escaso conocimiento que se tiene de los microfósiles característicos (oogonios de Charáceas y Ostrácodos), cuya determinación viene dificultada por una constante resedimentación, así como por la falta de conocimiento de la dispersión vertical de los microorganismos y de su variación con las distintas facies.

Hay que hacer constar que un gran número de muestras recogidas son azoicas. Asimismo, los yacimientos de vertebrados fósiles existentes son muy escasos y están muy alejados de la zona, por lo que la correlación es prácticamente imposible.

Todo esto hace que dispongamos de muy pocos puntos de apoyo paleontológicos. Entonces, la estratigrafía tiene que apoyarse en el estudio de los niveles guía y de las líneas fotogeológicas, siempre en la medida que los frecuentes cambios laterales de facies lo permitan. La variada distribución de las facies, a veces plantea problemas de correlación. Vemos que se trata de una labor muy expuesta, siempre sujeta a cambios a medida que se vayan descubriendo nuevos yacimientos fosilíferos.

También crea problemas, a la hora de establecer los niveles guía, la disposición diácrona de la facies. Este hecho fue comprobado ya por RIBA (1964) en los yesos de Desojo, en las vecinas Hojas de Viana (171) y Allo (172). En una investigación preliminar el mismo autor los había considerado como un nivel guía. En esta Hoja, se han observado fenómenos análogos, de menor escala, que nos han puesto en alerta en el momento de aplicar las correlaciones por medio de niveles guías, para elaborar el mapa cronoestratigráfico. No obstante, siempre que se tengan presentes estas dificultades, es necesario recurrir a un minucioso estudio fotogeológico.

Apoyados en la micropaleontología, así como en la fotogeología, en el estudio de campo, y en el conocimiento de la geología regional, y salvando los problemas mencionados, se ha realizado el mapa cronoestratigráfico.

2.1.1 STAMPIENSE

2.1.1.1 Formación Falces. Unidad Ty^A_{c32}

(Yesos de Falces, Yesos de Desojo. RIBA, 1964; CRUSAFONT et al., 1966.)

Aflora en el núcleo del anticlinal diapírico de Falces. Se extiende, en dirección SE., por la Hoja de Peralta (206) hasta la Hoja de Alfaro (244).

La potencia total la desconocemos por no aflorar la base de dicha formación, y además los materiales, dado el carácter diapírico de la estructura, están fuertemente replegados.

Litológicamente consiste en una serie de tramos de potencia variable formados por finas pasadas (1 cm.) de yesos terrosos, grisáceos, yesos fibrosos y arcillas yesíferas, que le dan al conjunto una estructura hojosa ca-

racterística. Esporádicamente, esta sucesión de finas capas de yeso queda interrumpida por alguna capa de 10 a 40 cm. de potencia, de yeso blanco sacaroideo, alabastrino, con disyunción bolar.

Entre estos tramos, esencialmente yesíferos, existe alguna intercalación de arcillas, más o menos calcáreas, con abundante yeso disperso. Frecuentemente se observa entre las arcillas pequeñas hiladas de yeso fibroso secundario que, normalmente, rellena grietas oblicuas a la estratificación.

En ocasiones, sobre la superficie de los bancos de yeso, se desarrolla una especie de costra en la que crecen unos cristales de yeso que recuerdan a las conocidas «rosas del desierto».

Estos materiales fueron depositados en un régimen lacustre evaporítico.

Las muestras recogidas en esta unidad o son azoicas, o los microorganismos encontrados carecen de valor estratigráfico. Por la posición estratigráfica se ha datado como Stampiense.

2.1.1.2 **Unidad** T_{c32}^A

Constituye el núcleo del anticlinal de Carcar («Anticlinal de Arguedas», Hoja de Alfaro, 244). Hacia el NE. y el NO. pasa lateralmente a facies detríticas con episodios evaporíticos y carbonatados de menor importancia (Unidades T_{c32-33}^A y T_{c32}^A), quedando reducida a zonas muy limitadas de los flancos de los anticlinales de Falces, de Carcar y de Alcanadre.

La potencia de esta unidad en el flanco S. del anticlinal de Falces es de 340 m. (perfil de Vallacuera), sin embargo este espesor es muy variable, disminuyendo considerablemente hacia el O. de la Hoja, en los anticlinales de Alcanadre y Carcar, donde la potencia varía entre 15 y 40 m., a la vez que el techo va pasando a niveles detríticos y calizos. En la parte central de la Hoja (perfil de Carcar), no se conoce la potencia total, ya que la base no aflora, pero se ha medido un mínimo de 260 m. Fundamentalmente esta unidad está constituida por una sucesión de tramos yesíferos y tramos arcillosos, de espesor variable.

Los primeros presentan, como en la unidad anterior, una estructura hojosa que consiste en una alternancia fina de yesos terrosos, yesos fibrosos y arcillas yesíferas, en capas bien estratificadas de alrededor de 1 cm. Esporádicamente se intercalan en la secuencia niveles de yesos más potentes, de 10 a 40 cm., de tonos blanquecinos y textura sacaroidea o alabastrina, a menudo muy replegados.

Frecuentemente se intercalan entre los yesos tramos de arcilla calcárea de tonos rojizos, grises y pardo-amarillentos, con abundante yeso disperso y yeso fibroso secundario relleno de grietas. Además, se observan delgadas capas de arenisca, más o menos calcárea, de caliza arenosa, de caliza gris fétida, de caliza pardo-amarillenta y de yeso interestratificadas. Es-

tos niveles subordinados a las arcillas adquieren un mayor desarrollo hacia el O., a medida que la unidad va perdiendo espesor, como consecuencia del cambio de facies.

Una gran proporción de muestras recogidas en esta unidad son azoicas y la mayor parte de los microorganismos hallados carecen de valor estratigráfico. Por la posición estratigráfica ha sido datada como Stampiense. Sin embargo, desde el punto de vista micropaleontológico, parece ser que pertenece al Sannoisiense Superior, como lo testifica la asociación.

Rabdochara cf. stockmansii, GRAMB.

Harrisichara cf. tuberculata

lo cual nosotros lo aceptamos con muchas reservas.

2.1.1.3 Unidad Tc^A_{C32}

Aflora a lo largo de la zona afectada por el anticlinal de Alcanadre y por el anticlinal de Cárcar, en su extremo occidental. Corresponde, como hemos mencionado, a un cambio de facies con la unidad anterior.

No se conoce la potencia total, pues en ningún caso tenemos la base. Se ha llegado a medir un mínimo de 180 m. (perfil de «La Laguna»).

Litológicamente consta de dos tramos bien definidos:

a) Un tramo inferior constituido esencialmente por arcillas calcáreas rojas con intercalaciones de areniscas en capas que representan depósitos de canal de pequeñas dimensiones (máximo 1 m. de espesor).

b) Un tramo superior integrado por arcillas calcáreas rojas y gris blanquecinas con frecuentes intercalaciones de finas capas (normalmente no sobrepasan el metro) de areniscas, más o menos calcáreas, a veces yesíferas, de calizas arcillo-arenosas, de tonos grises y beige, en ocasiones con abundantes Gasterópodos, y de yesos que, localmente, pueden alcanzar un gran desarrollo. Algunas de estas areniscas y calizas arenosas forman paleocanales de poco espesor, máximo de 2 m., y las otras se presentan en capas bien estratificadas, aisladas o apiladas, con óndulas de corriente.

Aunque los resultados del estudio micropaleontológico no son satisfactorios en la mayoría de los perfiles, por la gran proporción de muestras azoicas y por el escaso valor estratigráfico de los microorganismos encontrados, podemos atribuir esta unidad al Stampiense. Esta datación viene corroborada por la siguiente asociación (perfil de Imaz):

Tectochara meriani L. y N. GRAMB.

Candona sp.

No obstante, la casi totalidad de las muestras, según los análisis micropaleontológicos, corresponden al Sannoisiense Superior, tal como lo indica la asociación:

Rabdochara cf. stockmansis GRAMB.

Harrisichara cf. tuberculata,

lo cual difiere mucho de nuestro punto de vista.

Los Gasterópodos encontrados tampoco tienen valor estratigráfico.

2.1.2 STAMPIENSE-CHATIENSE

2.1.2.1 Unidad T^A_{c32-33}

Aflora en los flancos del anticlinal de Falces. Presenta una variación de potencia de 260 m. en el flanco N. (perfil de Cavizgordo) a 540 m. en el flanco S. (perfil de Baigorana). Hacia el E. la potencia se reduce en ambos flancos, puesto que se va pasando insensiblemente a la unidad T^A_{c32} (*). También la unidad referida experimenta, dentro del flanco S., una disminución de espesor hasta los 180 m. (perfil de Sesmilla), al cambiar de facies con la unidad inmediatamente superior, de edad Chatiense. Por esa razón, este tramo, claramente Stampiense, se ha subido hasta el Chatiense.

La reducción de espesor es función, como hemos podido comprobar, de los cambios de facies, y también de la disminución de la sedimentación.

Litológicamente se caracteriza por ser un tramo esencialmente margoarcilloso de tonos pardo-amarillentos, grises y rojizos, con intercalaciones de capas finas (normalmente de 20 a 30 cm.), de calizas, más o menos arenosas, areniscas y yesos. Los niveles calcáreos son casi siempre oquerosos, de tono gris oscuro, con abundante bioturbación en el techo.

Las areniscas representan unas veces paleocanales aislados de 20 a 50 cm. de espesor y de muy poca extensión lateral, y otras se disponen en bancos de unos 20 cm. de espesor y de bastante extensión horizontal, con óndulas de corriente del tipo «climbing».

Los yesos son fibrosos y sacaroides. Predominan en el flanco S.

Los resultados obtenidos del estudio micropaleontológico, a excepción de algún perfil, son bastante positivos, tanto por la abundancia de microorganismos como por la validez de los mismos. Las muestras estudiadas han dado la siguiente asociación, que define claramente la unidad como Stampiense:

Chara microcera GRAMB. y PAUL

(*) SOLE, J., en la Hoja 25-11 (Alfaro) agrupa ambas unidades en la «Formación Cárcar».

Tectochara meriani L. y N. GRAMB.
Psilochara acuta GRAMB. y PAUL
Rhabdochara major GRAMB. y PAUL
Sphaerochara hirmeri, var. *longiuscula*
Candona sp.
Eocytheropteron sp.
Limmocythere sp.

2.1.3 CHATIENSE-AQUITANIENSE

2.1.3.1 Formación Lerín. Unidades T_{c33-11}^{A-Ba} y Ta_{c33-11}^{A-Ba}

Es la que más extensión tiene. Aflora prácticamente en toda la Hoja.

La potencia es muy variable, como en todas las unidades de la zona. Mientras en el flanco N. del anticlinal de Falces el espesor oscila entre los 480 m. (perfil de «La Sarda») y los 620 m. (perfil de Sesma), en el flanco S., y en el resto de la Hoja, la potencia varía de 570 m. (perfil de Sesmilla) a 900 m. (perfil de Vallacuera) en la parte más oriental de la zona.

En cuanto a su litología, podemos decir que en la mayor parte de la Hoja es esencialmente yesífera con niveles arcillosos de espesor variable interestratificados. Estos materiales, básicamente yesíferos, constituyen la unidad T_{c33-11}^{A-Ba} . Sin embargo, a lo largo del flanco N. del anticlinal de Falces y en su terminación periclinal se definen claramente, mediante cambios de facies, dos tramos arcillosos, que alternan con los niveles predominantemente yesíferos de la unidad referida.

Dado el gran desarrollo que estos materiales arcillosos adquieren, han sido cartografiados como la unidad Ta_{c33-11}^{A-Ba} . Por su estrecha relación con la unidad básicamente yesífera T_{c33-11}^{A-Ba} han sido estudiadas conjuntamente y ambas constituyen la Formación de Lerín.

El nivel superior de dicha formación corresponde a los Yesos de Los Arcos, nivel R de RIBA (1964) y CRUSAFONT et al. (1966), que dichos autores tomaban como separación del Oligoceno y Mioceno.

Los yesos son similares a los de las unidades descritas, es decir, forman secuencias que consisten en una alternancia fina y rítmica de capas bien estratificadas, de unos 10 a 15 mm., de yesos terrosos, yesos fibrosos y arcillas, con unas tonalidades pardo-amarillentas y grises. Intercalándose en esta rítmica secuencia aparecen niveles yesíferos más potentes muy bien definidos, con espesores del orden de 10 a 40 cm. Son yesos de tipo sacaroido, alabastrinos, de color blanquecino. En ocasiones, sobre la superficie de los bancos se desarrolla una especie de costra en la que crecen unos cristales de yeso que recuerda a los agregados conocidos como «rosas del desierto». Frecuentemente se observan asociadas a los yesos finas

capitas, de alrededor de 2 cm., de caliza arcillosa pardo-amarillenta, típicamente lacustre. Así como finos lechos de halita.

Los tramos arcillosos se caracterizan por poseer vivos colores, grises, pardo-amarillentos y rojizos, y por presentar frecuentes intercalaciones de capas, normalmente de 10 a 30 cm., de areniscas con óndulas de corriente, de calizas arcillosas, más o menos arenosas, de calizas arcillosas pardo-amarillentas de grano muy fino, por lo general, asociadas a yeso y de yeso. A medida que van pasando a las facies predominantemente evaporíticas, en el flanco S. del anticlinal de Falces, los niveles calcáreos van desapareciendo.

Las calizas arenosas son de tono gris, se presentan bastante bioturbadas, y contienen, a veces, una gran proporción de cantos blandos arcillosos.

Las areniscas, generalmente de grano medio a fino, unas veces forman capas extensas de poco espesor, con óndulas de corriente, y otras representan paleocanales de reducidas dimensiones.

Desde el punto de vista micropaleontológico, una gran proporción de muestras son azoicas, otras contienen una elevada cantidad de microorganismos resedimentados. Únicamente han dado resultados positivos los perfiles de «La Sarda» y «Cavizgordo», realizados en el flanco N. del anticlinal de Falces. Las muestras estudiadas han dado la asociación que define la Formación de Lerín como Chatiense-Aquitaniense. Tal asociación, en este caso, se reduce a los microfósiles característicos siguientes:

Gyrogona cf. medicaginula LAMARCK

Chara cf. cylindrica MADLER

Elkocythereis aff. bramletti.

2.1.3.2 **Unidad** Ty_{c33-11}^{A-Ba}

Aflora en el ángulo SO. de la Hoja y equivale, en facies caracterizadas por una alternancia de secuencias evaporíticas y terrígenas (arcillas y limos), a la parte alta de la unidad T_{c33-11}^{A-Ba} , descrita anteriormente.

Aunque litológicamente resultan ser muy similares, en la unidad en cuestión las arcillas calcáreas rojas, más o menos limosas, predominan sobre los bancos de yeso. Estos, de potencia variable, se adelgazan hacia el S., a medida que la proporción de arcillas calcáreas aumenta y van apareciendo finos niveles de marcado carácter calizo, lo cual indica que se va pasando a facies más de borde.

No se tiene ninguna evidencia paleontológica, pero, por las observaciones realizadas de las facies, no dudamos en datar esta unidad como Chatiense-Aquitaniense.

2.1.3.3 **Unidad** Tc_{c33-11}^{A-Ba}

Como ya se ha mencionado, los depósitos esencialmente evaporíticos

van pasando insensiblemente hacia el S. a las facies de arcillas calcáreas y calizas, que dan lugar a esta unidad. Por sus características geológicas corresponde a la Formación Tudela, que será descrita a continuación.

La potencia de este tramo es del orden de 80 a 100 m. Las arcillas calcáreas, de tonos grises y pardo-rojizos, presentan intercalaciones esporádicas de calizas muy puras (micrita) en capas de 10 a 30 cm.

Como representan el paso lateral de la unidad anterior tienen la misma edad, lo cual queda constatado por la siguiente asociación (perfil de Ausejo):

Chara cylindrica MADLER
Elkocythereis aff. *bramletti*

2.1.4 AQUITANIENSE-VINDOBONIENSE

2.1.4.1 Formación Tudela. Unidades T_{c11}^{Ba-Bc} y T_{a11}^{Ba-Bc}

La Formación Tudela, propiamente dicha, la constituyen los materiales de naturaleza arcillosa y calcárea de la unidad T_{c11}^{Ba-Bc} , que afloran al NE. de la Hoja, en el núcleo del sinclinal de Miranda de Arga. Tienen su equivalente en las facies arcilloso-limosas rojizas, más o menos calcáreas, que rellenan el surco del sinclinal de Peralta y que forman la unidad T_{a11}^{Ba-Bc} . Por eso, aunque esta unidad no contenga en esta zona los niveles calizos que caracterizan la Formación Tudela, no dudamos en considerarla como tal formación.

Los niveles basales de la unidad T_{c11}^{Ba-Bc} pasan lateralmente en la Formación Lerín (Unidad T_{c33-11}^{A-Ba}), tanto por el N. como por el S. Los niveles más altos, que integran el flanco S. del sinclinal de Miranda de Arga, se encuentran en discordancia progresiva con dicha formación. No obstante, aunque difícilmente visible, creemos que la discordancia comienza dentro de la sedimentación evaporítica que determina la Formación Lerín.

La potencia total de la unidad referida no se conoce, pues no tenemos el techo de la misma; no obstante, podemos dar una potencia de 520 m. (perfil Valdebuta).

Litológicamente consiste en un tramo de arcillas calcáreas, más o menos limosas, de tonos pardo rojizos, pardo amarillentos y grises, con intercalaciones de calizas arcillosas beige y grises, a veces, algo arenosas, y de areniscas con óndulas de corriente. En la mitad inferior los bancos están muy espaciados y presentan un espesor que oscila entre 10 y 30 cm. En la mitad superior no se observan areniscas, y los bancos de caliza se hacen más frecuentes a la vez que aumentan sensiblemente de espesor, pudiendo alcanzar los 50 cm.

De acuerdo con los resultados micropaleontológicos obtenidos, la base

del tramo considerado pertenece al Chatiense-Aquitaniense Inferior, lo cual es lógico ya que constituye, como hemos visto, el paso lateral del techo de la Formación Lerín. No obstante, la casi totalidad del tramo, datada a partir de la asociación:

Cypridopsis kinkelini LIENENKL

Candona cf. *praecox* STRAUB.

Chara ?

Planorbis

es claramente Aquitaniense Superior-Burdigaliense, aunque quizá la parte más alta pueda corresponder al Vindoboniense.

2.1.4.2 Formación Alfaro. Unidad T_{cII}^{Ba-Bc}

Ocupa el ángulo suroccidental de la Hoja. Constituye el paso lateral de facies, hacia el SO., de la Formación Tudela.

No se conoce la potencia total, pues sólo está representada una parte de la unidad, que sobrepasa los 110 m., medidos en el perfil de Ausejo.

Está integrada por arcillas rojas, bastante puras, con frecuentes intercalaciones de bancos de areniscas con óndulas de corriente, de espesor variable, según la naturaleza de los bancos. Existen dos tipos de areniscas, unas, que forman bancos normalmente de 20 a 40 cm., de grano fino, con bastante proporción de cemento calizo (alguna muestra con un 60 por 100), con proporciones de un 25 por 100 y de un 15 por 100 de cuarzo y de fragmentos de roca respectivamente. Las otras, que constituyen cuerpos de 1 a 3 m. de espesor, son de grano variable, matriz calcárea, muy poco cementadas, y tienen mayor proporción de granos de cuarzo que las anteriores (alrededor del 40 por 100). Por lo general, representan depósitos de canal.

Esta unidad ha sido datada como Aquitaniense-Burdigaliense, partiendo de la asociación siguiente, obtenida en la Hoja de Logroño:

Cypridopsis kinkelini LIENENKL.

Sphaerochara minutissima MADLER.

No obstante, sabemos que el techo puede llegar hasta el Vindoboniense.

2.2 CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios, que recubren de una manera discontinua la región, podemos clasificarlos en diferentes tipos. Unos son de origen fluvial y forman las terrazas de los ríos Ebro y Ega, constituidas por una acumulación de cantos alóctonos; otros, de origen lateral, formados por aportes laterales arrancados a las vertientes, que se denominan glaciais;

otros, relacionados con la terraza inferior actual o llanura de inundación, originados por los arroyos que drenan los valles y que se han dado como fondo aluvial o relleno de valle. Estas formas se encuentran frecuentemente asociadas, constituyendo un único conjunto morfológico, cuya separación es prácticamente imposible.

El desarrollo de las terrazas se encuentra, en parte, condicionado y favorecido por la suave estructura geológica, así como por la fragilidad de los materiales terciarios (arcillas calcáreas y yesos), donde se asienta la red fluvial.

Los glacis, que se extienden sobre las vertientes con una suave inclinación, vienen condicionados por la existencia de una superficie de erosión y por la acción de un clima árido que facilita la denudación de los materiales y, por consiguiente, el suministro de derrubios.

Se han cartografiado a lo largo del Ebro, con el actual, ocho niveles de terrazas cuya altitud relativa es de alrededor de 0/5 m., 5/10 m., 10/20 m., 20/30 m., 70/80 m., 110/120 m., 130/140 m. y 170/180 m.

Los niveles más bajos se encuentran también sobre el Ega, concretamente los que poseen las altitudes siguientes: 0/5 m., 5/10 m. y 20/30 m.

Se ha creído conveniente agruparlos de un modo más o menos arbitrario, basándonos en caracteres litológicos, morfológicos, y en la altitud relativa con respecto al Ebro. Así, pues, los hemos clasificado de la siguiente manera:

Terrazas altas: Niveles Q_1^{T1} (170/180 m.), Q_1^{TG2} (130/140 m.), Q_1^{T3} (110/120 m.) y Q_1^{T4} (70/80 m.).

Terrazas medias: Niveles Q_1^{TG5} (20/30 m.) y Q_1^{TG6} (10/20 m.).

Terrazas bajas: Niveles Q_2^{T7} (5/10 m.) y Q_2^{A1} (0/5 m.).

Un fenómeno que se da con bastante frecuencia en toda la región es la deformación de las terrazas como consecuencia del movimiento de los yesos subyacentes. Por eso, a veces, resulta difícil la determinación de los niveles de terraza, y por consiguiente, su correlación.

No existe ninguna evidencia paleontológica para datar las terrazas, tal como hemos hecho. Por eso, es necesario acudir a criterios morfológicos para establecer una cronología que al menos sitúe relativamente estos depósitos cuaternarios dentro del ámbito general de esta época.

Las terrazas altas, terrazas medias y las terrazas deformadas se han incluido dentro del Pleistoceno; las terrazas bajas, en el Holoceno.

2.2.1 PLEISTOCENO

2.2.1.1 Terrazas altas. Niveles Q_1^{T1} , Q_1^{TG2} , Q_1^{T3} y Q_1^{T4}

Las alturas relativas de estos niveles de terrazas son las siguientes, de

más antigua a más moderna: 170/180 m., 130/140 m., 110/120 m. y 70/80 m.

En la orilla derecha del Ebro, la terraza de nivel Q_1^{TG2} (130/140 m.) enlaza sin solución de continuidad con un glacis inferior originado a expensas de dicha terraza.

Las terrazas altas están constituidas por gravas poligénicas, por lo general bien consolidadas, con algunos lentejones de arenas, limos y arcillas, ricos en materia orgánica. Predominan los cantos de caliza, cuarcita y arenisca. En el techo se desarrolla una costra calcárea (caliche) que, a veces, alcanza un metro de espesor. Las referidas terrazas se presentan colgadas o suspendidas.

2.2.1.2 Terrazas medias. Niveles Q_1^{TG5} y Q_1^{TG6}

Se encuentran a una altura sobre el nivel actual del río de 20/30 m. y 10/20 m.

Son, como las anteriormente descritas, colgadas y se caracterizan por estar asociadas a glacis, con los que forman una misma unidad morfológica prácticamente imposible de separar.

Constan casi exclusivamente de gravas poligénicas, poco cementadas, compuestas por cantos, relativamente homométricos, de calizas secundarias y eocenas, y de cuarcitas y areniscas permotriásicas. En algunas zonas se observan lentejones de arenas blanco-amarillentas con cantos englobados, lechos arenosos ricos en materia orgánica, y niveles de caliche.

2.2.1.3 Terrazas deformadas. Q_1^{Td}

Han sido tratadas ampliamente por SOLE SABARIS (1953), RIBA y BOMER (1957), RIBA (1964), BOMER y RIBA (1965), por eso poco queda por añadir al estudio realizado por dichos autores.

Incluimos en este apartado unas terrazas, localizadas en el ángulo SE. de la Hoja, que se extienden a lo largo de los pliegues diapíricos de Cárcar y Lodosa y que han sido fuertemente deformadas por la acción de la tectónica diapírica de los yesos. Por ese motivo, resulta difícil el atribuirles un nivel que las sitúe dentro del Cuaternario. No obstante, creemos que se trata de niveles comprendidos entre 10/20 m. y 110/120 m.

En este caso concreto, parece que son deformaciones producidas por el movimiento de las charnelas de los pliegues, desarrollados en los plásticos depósitos yesíferos.

2.2.1.4 Glacis. Q_1^G

Los glacis se asientan sobre las arcillas calcáreas rojas y las areniscas de la Formación Alfaro (Tc_{c11}^{Ba-Bc}), en el borde sur de la cuenca, en contacto

con la cadena Ibérica. Su desarrollo está favorecido por las inmejorables condiciones de las arcillas calcáreas rojas a ser erosionadas y por la presencia de conglomerados terciarios en el borde sur de la depresión, que son la fuente de donde proceden los aportes.

Están formados esencialmente por cantos de caliza y arenisca muy heterométricos y poco rodados, los cuales están unidos por un cemento arcilloso calcáreo poco consistente, por lo que los cantos se presentan bastante sueltos.

2.2.2 HOLOCENO

2.2.2.1 Terrazas bajas. Niveles Q_2^{T7} y Q_2^{Al}

A diferencia de las anteriores, la terraza de inundación actual o llanura aluvial y la terraza inmediatamente superior, con niveles de 0/5 m. (Q_2^{Al}) y 5/10 m. (Q_2^{T7}) respectivamente, se presentan encajadas. Hemos relacionado con la llanura de inundación de los ríos Ebro y Ega, el fondo aluvial o relleno de valle depositado por los pequeños arroyos, afluente de los ríos en cuestión. Este revestimiento cuaternario tiene poco espesor, máximo 5 m., y se compone de arcillas y limos que engloban cantos en su interior.

Por el contrario, las terrazas bajas se componen de dos tramos bien diferenciados, uno inferior de gravas de variada naturaleza (calizas secundarias y eocenas, cuarcitas y areniscas permotriásicas) y otro superior de limos y arcillas. Localmente, entre las gravas aparecen lentejones de arenas. El espesor total de estas terrazas, registrado en los sondeos, es del orden de 25 m., pudiendo variar considerablemente, por lo general, a cifras más altas.

El curso actual del río Ebro presenta una gran actividad, variando constantemente, y dejando una gran cantidad de meandros abandonados sobre la llanura de inundación. Lo mismo ocurre en el río Ega, pero en mucho menor grado. Los meandros abandonados destacan perfectamente en la foto aérea.

2.2.2.2 Meandros abandonados. Q_2^M

Los ríos Ebro y Ega, que drenan la región, describen, como se ha mencionado, meandros de llanura aluvial, los cuales al evolucionar sufren un estrangulamiento y dan lugar a brazos muertos conocidos como meandros abandonados. En la llanura aluvial del Ebro, estos meandros adquieren un gran relieve, por lo que hemos creído conveniente cartografiarlos, apoyados en la foto aérea.

La última etapa por la que pasa el meandro abandonado es la de su fosilización por una colmatación de aluviones finos (arcillas y limos).

2.2.2.3 Barras de acreción lateral actual. Q_2^B

Son depósitos actuales ligados al funcionamiento de los meandros de llanura aluvial («point bar»), que van creciendo lateralmente por efectos de la mecánica fluvial en esos tramos del río. Están constituidos por arenas, gravas y limos.

2.2.2.4 Glacis modernos y rellenos de valle. Q_2^1

En ocasiones, existen glacis característicos asociados, por lo general, a fondos aluviales o rellenos de valle, formando un mismo sistema morfológico.

Tapizan los surcos de los sinclinales y las zonas deprimidas en los yesos, ya que se originan a expensas de los mismos. Constan exclusivamente de limos yesíferos, que difícilmente sobrepasan los 2,5 m.

3 TECTONICA

La Hoja de Lodosa presenta, en líneas generales, una serie de pliegues, anticlinales de Falces, Cárcar y Alcanadre, con los ejes arrumbados de ONO. a ESE., caracterizados por sufrir frecuentes inflexiones. Estos pliegues son probablemente de origen halocinético, lo cual condiciona la formación de los sinclinales de Miranda de Arga, Peralta y Lodosa.

Según O. RIBA (1964), «la halocinesis terciaria del Ebro no se manifiesta mediante la formación de domos salinos, sino más bien por la formación de intumescencias salinas, a veces muy alargadas, que, en algunos casos, poseen un núcleo perforante». Este fenómeno se manifiesta en el anticlinal de Falces, cuyo núcleo diapírico desborda en ciertos lugares sobre los materiales terciarios que constituyen los flancos. Circunstancia que no se da precisamente en esta región, donde los yesos del núcleo, algo replegados, se presentan en contacto aparentemente normal con las capas suprayacentes. Por el contrario, en las Hojas vecinas de Peralta y Alfaro, los materiales salinos cabalغان a los de los flancos.

El mismo autor afirma que la halocinesis es un fenómeno lento. Esta particularidad hace que las fases de plegamiento pirenaico queden «enmascaradas», dando sensación de continuidad, lo cual se refleja en la aparición de discordancias progresivas, en la diferencia de espesores en los flancos de un mismo pliegue como consecuencia de los movimientos del surco sedimentario, y en la sedimentación típica de los materiales en grandes niveles imbricados, que se acuñan hacia el Sureste, motivados por la inflexión de los ejes sinclinales («polaridad axial», RIBA, 1964).

Lo expuesto en el párrafo anterior se manifiesta exactamente en el sin-

clinal de Miranda de Arga, donde en el flanco S. las arcillas rojas y calizas de la unidad Tc_{c11}^{Ba-Bc} descansan en discordancia sobre los materiales yesíferos de la Formación Lerín. La disposición de las capas en el referido sinclinal, viene condicionada por la intrusión diapírica del anticlinal de Falces. Los efectos del levantamiento se dejan notar primero en el extremo NO., afectando en primer lugar a los depósitos del Aquitaniense (quizá Chatiense), y van pasando progresivamente hacia el SE., hasta hacerse notar en las arcillas y calizas del techo, probablemente Vindoboniense. Los esfuerzos tectónicos durante estos períodos también producen fallas de desgarre horizontal, en dirección perpendicular a los plegamientos.

Otra característica, bastante frecuente en esta región, es, como ya se ha mencionado, la deformación de las terrazas por efecto de la continua y lenta actividad halocinética de los yesos.

En ocasiones los yesos se presentan muy replegados, sin que por ello lo estén los tramos inferiores o superiores de naturaleza arcillosa. Esto es debido a que la reacción frente a esfuerzos tectónicos u otras causas, es diferente según la naturaleza de los materiales.

Las estructuras se complican muchas veces por la creación de numerosas inflexiones en los ejes de los pliegues, y de terminaciones anómalas de los mismos, tales como «ensilladuras». Los mecanismos que han originado estas deformaciones parece ser que van ligados a fenómenos halocinéticos y a movimientos verticales del substrato de los yesos. Todo esto presenta serios problemas a la hora de hacer la cartografía.

Vamos a ver, a continuación, algunas de las ideas que se tienen, hasta el momento, sobre las fases tectónicas de esta región. RIBA (1964) establece en el reborde pirenaico de Navarra tres fases. La primera, que es la más importante, ocasionaría la discordancia de Barbarín, la formación de las fallas maestras y la cicatrización de las mismas por los conglomerados de Montejurra, Perdón y Gallipienzo. Se la atribuye al final del Oligoceno (Chatiense). Esta edad coincidiría con la tercera fase tectónica pirenaica, establecida por SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970).

En la segunda fase, situada en el Mioceno Inferior (Aquitaniense), se ponen de manifiesto los procesos halocinéticos, que darían lugar a las discordancias progresivas y fenómenos anejos a éstos. Una tercera fase finimiocena, que causaría los cabalgamientos de Alaiz, Cantabria y Codés, en el borde Norte.

Por otra parte, ROJAS, LATORRE y FERNANDEZ VARGAS (1971) deducen, basándose en datos micropaleontológicos, que entre el Chatiense y el Aquitaniense no ha existido ninguna fase tectónica, pero que hubo un movimiento intraoligoceno (Stampiense-Chatiense) que precedió y sustituyó a dicha fase.

Los resultados micropaleontológicos que se han obtenido en ésta y en

Hojas vecinas hace que nos inclinemos más en la postura de RIBA (1964) y SOLER y PUIGDEFABREGAS (1970).

4 HISTORIA GEOLOGICA

En líneas generales diremos que la evolución paleogeográfica de la depresión del Ebro está íntimamente ligada a la orogénesis alpina y a la subsidencia diferencial. Es preciso tener en cuenta que los depósitos de la cubeta terciaria del Ebro son sinorogénicos a los movimientos alpinos. A continuación, vamos a dar una síntesis paleogeográfica y evolutiva de las formaciones geológicas de esta región.

- 1.º Durante el Oligoceno hay un gran predominio de las facies lacustres evaporíticas de centro de cubeta, tal como lo atestiguan los potentes depósitos de yeso que afloran en el núcleo del anticlinal de Falces.

No obstante, al finalizar este período, se produce una serie de acarreo detríticos, entre los que predominan las arcillas y las areniscas. Las estructuras de corriente observadas en las areniscas y la presencia de algún paleocanal aislado nos induce a pensar en una influencia de débiles corrientes fluviales dentro del ambiente sedimentario lacustre.

- 2.º En el Chatiense-Aquitaniense tiene lugar, en esta región, una sedimentación predominantemente evaporítica, con algún episodio terrígeno, que correspondería a los depósitos del centro de la cubeta oligo-miocena. Hacia el SO., estos materiales salinos van pasando insensiblemente a depósitos más de borde, como son las arcillas y calizas de la unidad Tc_{c33-11}^{A-Ba} .

La distribución de las facies está regida por un importante movimiento tectónico regional, que empieza en el Chatiense y llega hasta el Aquitaniense. Dicho movimiento, más al norte, ocasionó el frente de conglomerados de Montejurra, Perdón, etc.

- 3.º Durante el Aquitaniense y resto de Mioceno hasta el Vindoboniense, tiene lugar la formación de la discordancia progresiva que pone en contacto la unidad Tc_{c-11}^{Ba-Bc} (Formación Tudela: arcillas rojas y calizas) con la unidad inferior Tc_{c33-11}^{A-Ba} (Formación Lerín: yesos con niveles arcillosos subordinados). Como ya dijimos, este accidente fue promovido por el lento levantamiento del anticlinal de Falces.

La enorme masa de sedimentos acumulados y los movimientos del substrato de los yesos, probablemente fallas, hicieron que se produjera una migración de los yesos hacia el núcleo del anticlinal, con el consiguiente hundimiento del Sinclinal de Miranda de Arga.

Así se cebó el proceso halocinético. A medida que se originaba el levantamiento diapírico, se efectuaba la sedimentación arcillosa y calcárea referida. Hacia el SO. estos depósitos iban pasando a facies marginales con arcillas y areniscas (Formación Alfaro) con una clara influencia fluvial.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

5.1 MINERIA Y CANTERAS

Actualmente las explotaciones se limitan a las arcillas rojas del tramo inferior de la unidad $T_{C_{32}}^A$ (Stampiense), que se utilizan para la industria de cerámica, y a las graveras cuaternarias de origen fluvial. Las terrazas que más se prestan a la explotación de áridos son las «terrazas bajas» y las «terrazas medias».

Creemos que para la industria de cerámica o tejería pueden ser interesantes las Formaciones de Alfaro y Tudela, en las que hay un predominio de arcillas rojas, bastante puras.

5.2 HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista hidrogeológico las «terrazas bajas» (llanura aluvial y terraza inmediatamente superior) son las que más posibilidades tienen, debido a que se presentan encajadas y a que poseen una permeabilidad alta. Todos los pozos destinados a usos agrícolas y a usos industriales, normalmente industrias conserveras, se hallan situados en dichas terrazas. A veces, alcanzan profundidades de 25 m., pero es muy posible que las terrazas tengan mayor espesor.

Respecto a las fuentes, como ya observaron A. del VALLE, MENDIZABAL y CINCUNEGUI (1934), son aguas muy selenitosas con abundancia de magnesio y anhídrido sulfúrico, por lo tanto, de muy malas condiciones de potabilidad, pero aprovechables por el ganado porcino y ovino.

6 BIBLIOGRAFIA

- ALASTRUE, E. (1958).—«Nota sobre la estratigrafía de las Bárdenas en su extremo meridional». *N. y C. del IGME*, núm. 50, fasc. 2.º, Madrid, 1958.
- ALLEN, J. R. L. (1965).—«The sedimentation and Paleogeography of the Old Red Sandstone of Anglesy, North-Wales». *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 34 (8), pp. 139-185.

- BEROIZ, C. (1972).—«Memoria explicativa de la Hoja 244, Alfaro, del mapa 1:25.000». *Diputación Foral de Navarra*. Documento interna. Pamplona (inérita).
- (1972).—«Memoria explicativa a la Hoja 282, Tudela, del Mapa 1:25.000». *Diputación Foral de Navarra*. Pamplona (inérita).
- BOMER, B., y RIBA, O. (1965).—«Deformaciones tectónicas recientes por movimiento de yesos en Villafranca de Navarra». Com. C. 6-3 del Tomo V de las publicaciones del «*Coloquio Intern. sobre las obras públicas en terrenos yesíferos*». Madrid, 1965.
- CARBAYO, A., CASTIELLA, J., y SOLE, J. (1974 a).—«Memoria explicativa a la Hoja 172, Allo, escala 1:25.000». *Diputación Foral de Navarra*. Pamplona (inérita).
- (1974 b).—«Memoria explicativa a la Hoja 171, Viana, del mapa de Navarra a escala 1:25.000». *Diputación Foral de Navarra*. Pamplona (inérita).
- CASTIELLA, J. (1973).—«Memoria explicativa a la Hoja 205, Lodosa, del mapa 1:25.000». *Diputación Foral de Navarra*. Documentación interna. Pamplona (inérita).
- CRUSAFONT-PAIRO, M., y GOLPE-POSSE, J. M. (1974).—«Nuevos yacimientos del Terciario Continental del NE. de España». *Acta Geológica Hispánica*, tomo IX, núm. 3, pp. 81-83.
- CRUSAFONT-PAIRO, M., TRUYOLS SANTOJA, J., y RIBA ARDERIU, O. (1966).—«Contribución al estudio de la estratigrafía del Terciario continental de Navarra y Rioja». *N. y C. del IGME*, núm. 90, pp. 53-76.
- FLORISTAN SAMANES, A. (1951).—«La Ribera Tudelana de Navarra». *Diputación F. de Navarra e Inst. J. S. Elcano, C. S. I. C.*, 316 pp., 40 fig., 63 lám., Zaragoza.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. (1947).—«Rasgos fisiográficos y geológicos del Suroeste y Este de las tierras navarras». *Príncipe de Viana*, tomo 8, número 26, pp. 73-86. Pamplona.
- (1949).—«Las Bárdenas Reales. Rasgos fisiográficos y geológicos». *Rev. «Príncipe de Viana»*, año 10, núm. 37. pp. 440-472, 9 lám., fig. 3, 1 mapa.
- MALDONADO, A. (1971).—«Memoria explicativa a la Hoja 283, Fustiñana, del Mapa 1:25.000». *Diputación Foral de Navarra*. Pamplona (inérita).
- MENDIZABAL y CINCUNEGUI, M. (1932).—«Nota acerca de la extensión del Oligoceno en Navarra». *Información de carácter geológico*, 2.ª Región. *N. y C. IGME*, núm. 4, pp. 140-142.
- MENSUA, S. (1960).—«La Navarra media oriental. Estudio Geográfico». *Inst. «Príncipe de Viana», D.º Geol. Aplic. Zaragoza, Ser. Reg. 8*, p. 186, 40 fig., 25 láminas.
- PANZER, W. (1948).—«El desarrollo de los valles y el clima de la época cuaternaria en el NE. de España (1926)». *Trad. esp. de C. V. en Est. Geogr.*, núm. 30, pp. 79-130. Madrid.

- PUIGDEFABREGAS, C. (1971).—«Memoria explicativa de la Hoja 206, Peralta, del Mapa 1:25.000». *Diputación Foral de Navarra*. Pamplona (inédita).
- (1972).—«Memoria explicativa de la Hoja 173, Tafalla, del Mapa 1:25.000». *Diputación Foral de Navarra*. Pamplona (inédita).
- (1973).—«Miocene point-Bar deposits in the Ebro basin. Northern Spain». *Sedimentology*, V. 20, núm. 1, pp. 133-144.
- (1975).—«La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca». Tesis leída en la Facultad de Ciencias de Barcelona. Próxima publicación en Pirineos.
- RIBA, O. (1955).—«Sur le type de sédimentation du Tertiaire continental de la part ouest du bassin de l'Ebre». *Geol. Rundschau*, t. 43, núm. 2, pp. 363-371, 1 fig. Stuttgart.
- (1964).—«Estructura sedimentaria del Terciario continental de la depresión del Ebro en su parte riojana y Navarra». *Aportación española al XX Congr. Geogr. Int. Reino Unido*, pp. 127-138, fig. 4. Zaragoza.
- RIBA, O., y BOMER, B. (1957).—«Les terrasses et glacis du bassin de l'Ebre dans la Ribera de Navarra et la Rioja Baja». *Livr. Guide exc. núm. 3, Villafranchien de Villarroya. INQUA, Congr. Int. Madrid-Barcelona*, pp. 7-10, mapa 1, fig. 1. Barcelona.
- RIBA, O., y LLAMAS, M. (1962).—«Libro-guía del viaje de estudios número 3, Canal de Lodoso-Presa de Alloz». *Coloquio Internacional sobre Obras Públicas en terrenos yesíferos. R. S. E. H.^a Nat.*, pp. 335, Madrid.
- RIBA, O., y PEREZ MATEOS, J. (1962).—«Sobre una inversión de aportes sedimentarios en el borde Norte de la cuenca terciaria del Ebro». *II Reunión de Sedimentología. Sevilla, 1961. C. S. I. C. Inst. de Edafología*, pp. 201-222, 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». *Congreso de Geol. Económica Hispano-Luso-Americano*. Madrid.
- RUIZ DE GAONA, M., VILLALTA COMELLA, y CRUSAFONT-PAIRO, M. (1946). «El yacimiento de mamíferos fósiles de las yeseras de Monteagudo (Navarra)». *N. y C. IGME*, núm. 16, pp. 159-182. Madrid.
- SOLE SABARIS, L. (1953).—«Terrazas cuaternarias deformadas en la cuenca del Ebro». *Mem. R. Acad. Cienc. Art. Barcelona*, t. 31, núm. 7, pp. 239-258, 2 figs.
- (1954).—«Sobre la estratigrafía de Las Bárdenas y los límites del Oligoceno y del Mioceno en el sector occidental de la depresión del Ebro». *Real Soc. Esp. de Hist. Nat. Tomo Extr. Hernández Pacheco*, pp. 637-658.
- SOLE SEDO, J. (1972 a).—«Formación de Mués: Litofacias y procesos sedimentarios». Tesis de Licenciatura. Facultad de Ciencias. Universidad de Barcelona (inédita).
- (1972 b).—«Memoria explicativa de la Hoja 207, Sos del Rey Católico, del mapa 1:25.000». *Diputación Foral de Navarra*. Pamplona (inédita).

- «Memoria explicativa de la Hoja 25-11 (Alfaro)». *IGME*.
- SOLER, M., y PUIGDEFABREGAS, C. (1970).—«Líneas generales de la Geología del Alto Aragón Occidental». *Pirineos*, 96, pp. 5-20.
- VALLE, A. DE; MENDIZABAL, J., y CINCUNEGUI, M. (1934).—«Memoria explicativa de la Hoja 205, Lodosa». *IGME*, 22 pág., 6 figs.
- (1935).—«Memoria explicativa de la Hoja 244, Alfaro». *IGME*, 22 págs., 12 figs.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS. 23 · MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA