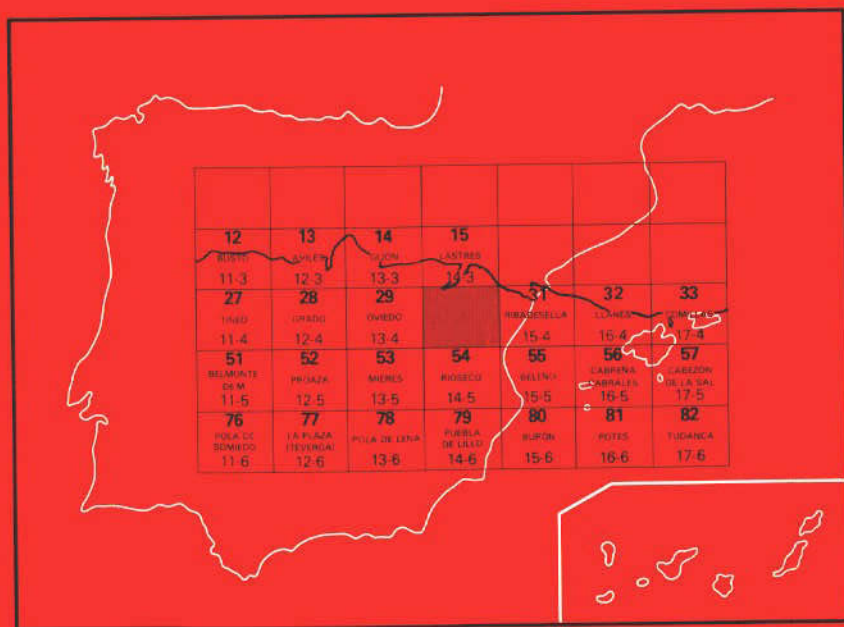


MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

VILLAVICIOSOSA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

VILLAVICIOSA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por ENADIMSA, con Normas, Dirección y Supervisión del IGME, habiendo intervenido en dicha realización los siguientes geólogos e ingenieros de minas:

M. Gervilla (Paleozoico).

C. Beroiz, R. Pignateli, A. Baron, J. E. Coma, C. Felgueroso, J. Ramírez del Pozo y G. Giannini (Mesozoico y Terciario).

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 - 40.651 - 1973

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

Esta Hoja incluye dos conjuntos estratigráficos-estructurales bien diferenciados: El Paleozoico, que se extiende por los bordes sur y este, y el Mesozoico y Terciario, que ocupa el Centro y la parte Nor-Oriental. Los dos conjuntos quedan separados por clara discordancia angular o por fallas de cierta importancia.

El área paleozoica de la Hoja se encuadra en dos de las cuatro subunidades en que queda dividida la zona Cantábrica (JULIVERT, 1967). La mancha carbonífera de Libardón, situada al oeste del macizo del Suevo, y el isleo carbonífero de Viñón, pertenecen a la prolongación norte de la Cuenca Carbonífera Central; los afloramientos del borde sur de la Hoja y este del Suevo, a la «Región de mantos».

Por lo que respecta al Mesozoico y Terciario, se encuentra ubicada en la zona suroccidental de la cuenca mesoterciaria de Asturias, en la que, desde los puntos de vista estratigráficos y estructural, se distinguen tres unidades principales, que de Norte a Sur son: (Fig. 1): 1) Cuenca de Gijón-Villaviciosa; 2) Franja Móvil Intermedia; 3) Surco de Oviedo-Infiesto.

La cuenca de Gijón-Villaviciosa existió durante el Triásico, Jurásico y Cretácico Inferior, y su eje se fue desplazando gradualmente hacia el NE. Por movimientos diferenciales se elevó durante el Dogger y volvió a hundirse en el Malm.

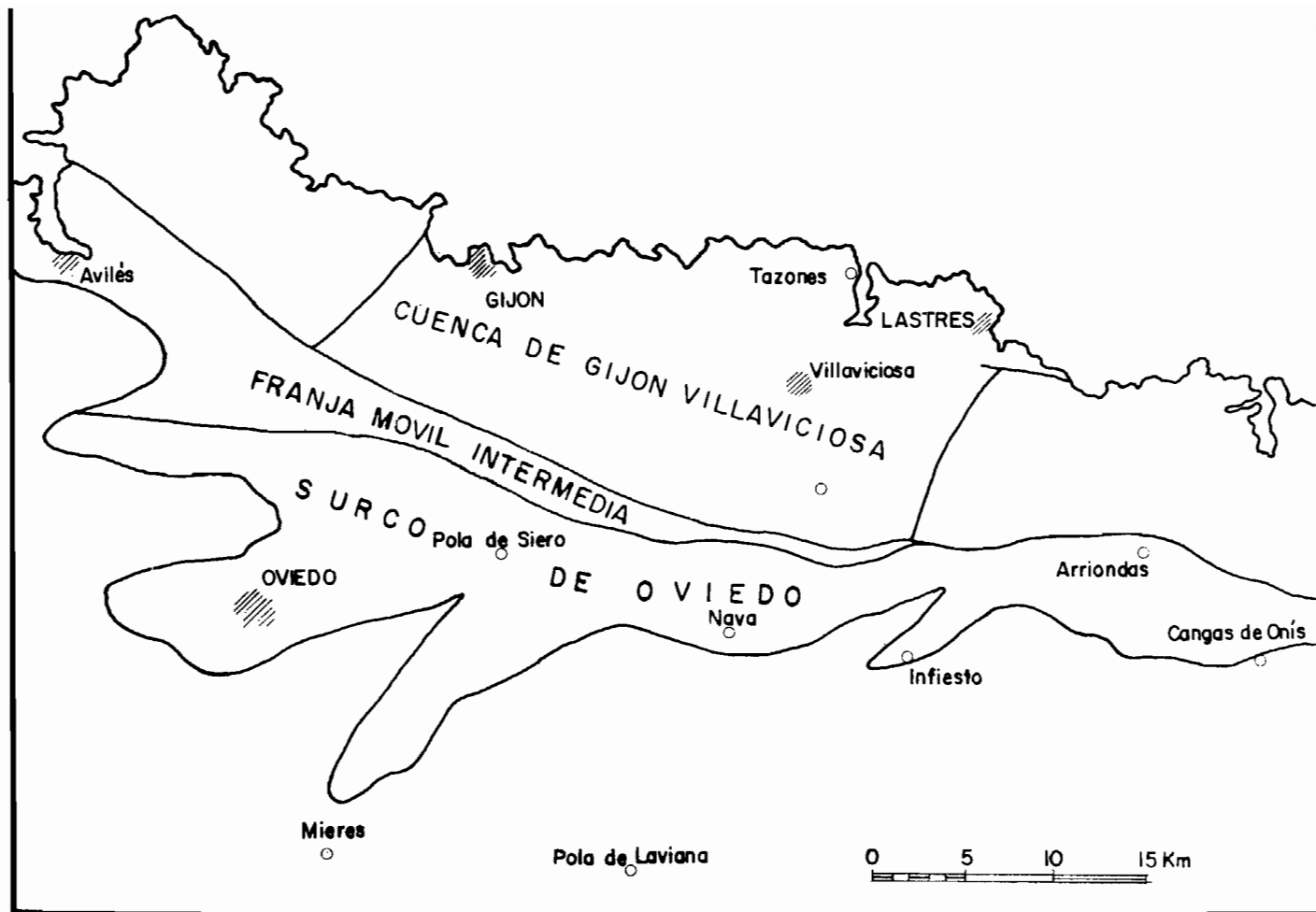


Figura 1.—Unidades paleogeográficas de la cuenca mesoterciaria de Asturias

La franja Móvil Intermedia se sitúa entre las otras dos unidades y ha funcionado como una charnela móvil durante el basculamiento de la cuenca de Gijón-Villaviciosa, al Norte, y el de la cuenca o surco de Oviedo-Infiesto al Sur. Debe estar en relación con un accidente profundo que ha motivado la gran movilidad de esta unidad a través de los distintos pisos geológicos, así como el fuerte trastorno tectónico durante el plegamiento alpino, que, en cambio, se ha dejado sentir ligeramente en el resto de la región. En esta franja afloran sedimentos del Liásico al Cretácico Superior.

El surco de Oviedo-Infiesto representa una zona de alto o umbral desde el Triásico hasta el Cretácico Inferior, faltando los sedimentos del Triásico Superior y Jurásico. Posteriormente, por efecto de un basculamiento al Sur, relacionado con el accidente de la franja móvil intermedia, se depositan sedimentos del Cretácico Inferior (facies de Utrillas), del Cretácico Superior en facies marina poco profunda y del Terciario en facies continental.

El trabajo de campo para el levantamiento de la cartografía geológica de la parte correspondiente al Paleozoico ha sido realizada por M. GERVILLA, de ENADIMSA. Por lo que respecta al área ocupada por los terrenos mesozoicos y terciarios, ha sido llevado a cabo por C. BEROIZ, R. PIGNATELLI, A. BARON, J. E. COMA, C. FELGUEROSO, J. RAMIREZ DEL POZO y G. GIANNINI, del Departamento de Investigación de CIEPSA. La redacción de esta memoria y composición de la Hoja geológica correspondiente ha sido realizada por M. GERVILLA, G. GIANNINI y J. RAMIREZ DEL POZO.

2 ESTRATIGRAFIA

La Hoja de Villaviciosa muestra una gran variedad de terrenos. El Paleozoico está representado por el Cámbrico y Ordovícico Inferior y Medio, y una serie carbonífera que comprende desde el Viseense hasta el Westfalense C-D, donde queda interrumpida por los sedimentos pérmicos.

Por lo que al Mesozoico y Terciario se refiere, se encuentran representados por el Triásico, Jurásico, Cretácico Inferior, Paleoceno y Oligoceno. Del Cuaternario, los materiales más interesantes son los depósitos con relación a las rasas.

2.1 CAMBRICO

Pertenecen a esta edad los materiales más antiguos que afloran dentro de la Hoja. Fue PELLO (1967) quien primero se percató claramente de la existencia de sedimentos cámbricos en la región, y aunque no encontró fauna clasificable, los atribuyó a esta edad por presentar facies similares y ocupar la misma posición que el Cámbrico bien datado en otros puntos de la cordillera Cantábrica, principalmente más al Sur, entre Sebares y San

Juan de Beleño, y entre Campo de Caso y Tarna (JULIVERT, 1965; LOTZE y SDUZUY, 1961).

Aflora en la sierra de Cuesta Cayón y en la vertiente oriental del Sueve, donde forma el nivel de despegue de tres escamas cabalgantes muy apretadas. Un buen corte de la serie se puede ver en las pronunciadas curvas de la carretera que de Arriendas lleva al Alto de Fito.

El nivel más bajo que se observa corresponde a una caliza de 10 a 12 m. de potencia, de color gris-verdoso, clasificada como una bioeudosparita glauconítica. Está formada por gruesos cristales de calcita, en los que se observan algunos restos fósiles (Crinoideos) y abundantes pellas de glauconita. Esta caliza debe ser la equivalente de la formación Láncara (CA₂₁), de edad Acadiense, en esta zona.

A continuación existe un tramo de unos 40 m., de pizarras verdes, también con glauconita, en las que se ha encontrado un Trilobites que denota su edad cambriana, sin poder hacer más precisiones. Deben corresponder a la base de la formación Oville (CA₂-O₁₁). Por encima de estas pizarras se encuentran otras de tonos verdes y bastante micáceas, alternando con areniscas y cuarcitas glauconíticas que gradualmente van aumentando de espesor hasta pasar al nivel siguiente, que está formado por un potente banco de unos 300 m. conocido como «Cuarcita armoricana» (O₁₁₋₁₂). En este conjunto, de unos 70 m. de potencia, se situaría de forma imprecisa el límite Cámbrico-Ordovícico (Postdamiense-Tremadoc).

2.1.1 Cuarcita armoricana (O₁₁₋₁₂)

Sobre la formación anterior y en tránsito, a veces gradual, se apoya un potente banco de cuarcitas blancas masivas con un espesor de 350 a 400 m., denominada frecuentemente en Asturias «Cuarcita armoricana» por asimilación de la cuarcita armoricana de Bretaña.

Desde antiguo, se ha atribuido a esta formación la edad Arenigiense-Skiddawiense, por las Cruzianas y otras pistas que suele contener. Este hecho lo confirman unas muestras tomadas en la vertiente oriental del Sueve, al norte de Robledo, estudiadas por la Universidad de Oviedo, en ellas se ha encontrado *Cruziana goldfussi* (ROUAULT) y *Cruziana aff. rugosa*, D'ORB; asociación que caracteriza el Arenig.

Por encima de la cuarcita se sitúa en algunos puntos una formación pizarrosa, de la que a continuación se tratará, de edad Llanvirniense, bien establecida por unas faunas de Graptolites. Ello permite situar el techo de la «cuarcita armoricana» en el Skiddawiense (PELLO, 1967). La edad de su muro no se puede precisar, dada la ausencia de fósiles en la parte alta de la formación Oville (CA₂-O₁₁) y dado que el Tremadoc no ha sido caracterizado paleontológicamente en la Cordillera Cantábrica. La cuarcita aflora dentro de la Hoja, formando pronunciados relieves que se siguen con cierta

continuidad, tales como las sierras de Qües, Cuesta Cayón y Cuesta de Rodes, y las tres bancadas cuarcíticas que constituyen la vertiente oriental del Suevo.

Encajando dentro de esta cuarcita se encuentran una apófisis ígnea localizada en el borde sur de la Hoja, en la carretera de Santander a Oviedo, entre los kilómetros 166,8 y 167, al oeste de Infiesto. Se trata de una melanogranodiorita con textura hipidiomórfica de grano medio, con tendencia porfídica, de color oscuro, con frecuentes tonos verdosos en superficie. Sus constituyentes principales son los feldespatos, plagioclasa y ortosa, biotita, hornblenda, piroxeno y cuarzo, hallándose como accesorios, apatito, circón y mineral de hierro.

2.1.2 Pizarras del Suevo (O₂₁)

A lo largo de toda la unidad cuarcítica del Suevo y en su prolongación hacia el Sur por la Sierra de Qües, aflora un nivel pizarroso de unos 100 m. de espesor que descansa directamente sobre la cuarcita, formado por unas pizarras negras bien estratificadas, que intercalan algunas capas de mineral de hierro y se conocen localmente con el nombre de «Pizarras del Suevo». Su edad ha sido muy discutida; JUNQUERA encontró un ejemplar de *Asaphus nobilis*, Barr., que atribuyó al Llandeilo. ADARO & JUNQUERA admiten el Gotlandiense en los tramos altos de estas pizarras en virtud de una fauna encontrada por ellos. Esta fauna fue estudiada posteriormente por SAMPELAYO (1942) y no encontró indicios de Gotlandiense, atribuyéndola al Llandeilo (PELLO, 1967).

Descubrimientos paleontológicos recientes (PELLO & PHILIPPOT, 1967) han puesto de manifiesto la existencia de Graptolites de la especie *Didymograptus bifidus*, seis metros por encima de la capa de hierro con muro en la «Cuarcita armoricana» (O₁₁₋₁₂); especie que permite situar este nivel en la base del Llanvirniense. Esto lo confirma el estudio efectuado por la Universidad de Oviedo en unas muestras tomadas en la carretera del Fito a Colunga a unos 25 m. del techo de la cuarcita, en las que se ha encontrado *Ogygites? glabrata*, SALTER; *Neseuretus tristani* (BRONG.); *Dalmatina? sp.*; *Homalonotidae* indet. y *Didymograptus bifidus* (HALL).

El espesor de las pizarras y el hecho de que más al Sur hayan proporcionado *Diplograptus (Glyptograptus) teretiusculus* (HISINGER) (JULIVERT, MARCOS, PHILIPPOT & HENRY, 1968) hace pensar que estas pizarras no representan sólo al Llanvirniense, sino además al Llandeilo.

2.2 CARBONIFERO

La mayor parte de los terrenos paleozoicos de la Hoja pertenecen al Carbonífero: sus afloramientos se pueden agrupar en dos unidades estructuralmente diferentes. Los afloramientos de Libardón y Viñón forman la

prolongación más septentrional de la cuenca carbonífera Central, y los que se disponen al sur y este de la Hoja formando bancos paralelos, pertenecen a la «Región de Mantos».

Desde el punto de vista cartográfico se distinguen dos formaciones: una basal o improductiva y otra superior o productiva.

La improductiva es de predominio calcáreo y comprende cuatro tramos de gran historia geológica: el «griotto», la «caliza de Montaña», el paquete Fresnedo y la «caliza Masiva» o de «Peña Redonda». La productiva, de predominio terrígeno, incluye todos los estratos westfalienses superiores a la «caliza Masiva», perteneciendo los más altos que se han podido datar a la base del Westfaliense D.

2.2.1 Griotto (H₁₂^A)

Sobre las «pizarras del Suevo», unas veces, y directamente sobre la cuarcita ordovícica, otras, se apoyan unas calizas rojizas tableadas, nodulosas, de facies muy característica, asociadas en su base a radiolaritas y que constituyen un nivel guía inmejorable a lo largo de toda la cuenca carbonífera. Su espesor no sobrepasa los 40 m. y su edad Viseiense está bien establecida por su fauna de Goniátidos y Conodontos, que aparecen en unión de Foraminíferos, Ostrácodos, Crinoideos y Radiolarios (GARCIA-LOYGORRI, en prensa).

BARROIS (1881) fue el primer autor que reconoció la edad carbonífera de la formación, atribuyéndola DELEPINE (1928, 1932, 1943) al Viseiense, al clasificar en unas muestras tomadas en ella: *Goniatites subcirculares*, MILLER; *Goniatites granosus*, PORTLOCK; *Goniatites striatus*, SOWERBY, y *Pronorites cyclolobus*, PHILLIPS. Posteriormente LYS & SERRE volvieron a considerar las muestras de DELEPINE, encontrando, además de los Goniátidos, los Foraminíferos: *Ammodiscus sp.*, *Reophax sp.*, y los Conodontos: *Gnathodus bilineatus bilineatus* (ROUNDY), *Gnathodus commutatus commutatus* (BRANSON & MEHL).

Dentro de esta delgada sucesión está representado todo el Viseiense, ya que en ella ha podido determinarse tanto su parte superior como la inferior.

Aflora dentro de la Hoja en corridas bastante continuas y uniformes; así ocurre en la vertiente oriental del Suevo, prolongándose hacia el Sur bajo los terrenos mesozoicos, para volver a aparecer en la ladera N. de la sierra de Oñes. Otros afloramientos se encuentran al sur del pueblo de Valle y en la carretera que sigue el cauce del río Tendi.

2.2.2 Caliza de Montaña (H₁₋₁^{Ba-Bb})

Concordante con el «griotto» (H₁₂^A) y en tránsito, a veces gradual, descansa

una formación calcárea denominada habitualmente «caliza de Montaña». Es una caliza gris oscura, generalmente azoica, de fractura negra y fétida, que en su tramo medio muestra un aspecto masivo y coloraciones más claras. La parte inferior de la caliza presenta bancos bien marcados y regulares, con una microfacies de Radiolarios muy semejante a la del «griotto» (MARTINEZ DIAZ, 1969), mostrando así un tránsito regular de una formación a otra.

Su potencia media en el entorno de la cuenca Central se puede establecer en unos 250 m. (GARCIA-LOYGORRI *et al.* 1972). En la presente Hoja puede sobrepasar los 1.000 m. en el macizo del Suevo, si admitimos que su carácter masivo no enmascara una serie de repliegues que pudieran comunicarle este aumento aparente de espesor; pero su disposición en una banda continua y uniforme entre el «griotto» por un lado y los primeros niveles pizarrosos por otro, parecen indicar una sucesión continua, sin complicadas estructuras que la interrumpen.

La edad namuriense de esta formación viene siendo admitida generalmente, perteneciendo los estratos más modernos, que han podido ser datados hasta el momento, al Namuriense B (E. MARTINEZ, 1971).

Hay que hacer notar, sin embargo, que en un corte efectuado dentro de la Hoja, en la vertiente norte de el Suevo, se ha datado el techo del macizo calizo de esta Sierra como Westfaliense A. Este puede coincidir con el de la «caliza de Montaña» si se admite, como parece indicar la disposición geológica, una «sucesión continua desde el «griotto» que aflora en la ladera meridional, hasta los primeros sedimentos terrígenos. De ser esto cierto habrá que pensar en un posible diacronismo del techo de esta formación, idea ya apuntada por algunos autores en los afloramientos de la provincia de León.

Otros afloramientos donde está bien representada la «caliza de Montaña» se sitúan en el borde sur-oriental de la Hoja, dispuestos en tres bandas paralelas de dirección aproximada N.-70°E.; y al oeste de Arriendas, entre Cuadroveña y Collia.

2.2.3 Paquete Fresnedo ^{Bb-Bc} (H₁₋₁)

Se da este nombre al monótono conjunto de pizarras marinas con algunas intercalaciones de areniscas, que se superponen a la «caliza de Montaña» (H₁₋₁^{Ba-Bb}), separándola de la caliza de Peña Redonda. Se inicia un tránsito gradual desde la «caliza de Montaña» por unas pizarras marrones con niveles negruzcos y pasos más arenosos, que intercalan en los niveles superiores, próximos a la caliza de Peña Redonda, algún banco de caliza de 3 ó 4 m. de espesor.

Su potencia media dentro del ámbito de la Cuenca Central es de unos 450 m. En la Hoja de Villaviciosa este valor disminuye considerablemente

en los afloramientos que forman el borde oriental de dicha Cuenca; es decir, en el de Libardón y en el de Campanal, situado en el ángulo suroeste de la Hoja, observándose en contrapartida un aumento de espesor muy considerable en la «caliza de Montaña» dentro de estas zonas.

Esto puede explicarse admitiendo un cambio lateral hacia el Norte, de la facies terrígena de este paquete a la facies calcárea de la «caliza de Montaña», lo que explicaría el posible diacronismo del techo de esta última formación, apuntado en el apartado anterior. Para su comprobación haría falta un estudio más detallado de estas dos formaciones a lo largo de todo el borde oriental de la Cuenca Central, entrando ya en los dominios de las Hojas de Puebla de Lillo, Mieres y Rioseco.

Su edad no ha podido ser determinada hasta el momento, dada la carencia de restos fósiles en los puntos en que ha sido estudiada; sin embargo, al constituir el yacente de la «caliza de Peña Redonda», de la que a continuación se trata, debe representar el tránsito del Namuriense al Westfaliense.

En la parte final de este paquete y situado al este de Infiesto, entre las localidades de Valle y Sevares, se presenta un afloramiento ígneo encajado concordantemente dentro de las pizarras. Su espesor oscila entre 8 y 10 m. y se puede seguir a lo largo de varios kilómetros. Por su composición se ha clasificado como una riodacita de textura porfídica con matriz alotriomórfica microgranular, formada por cristales de plagioclasa y biotita, como minerales principales, y con apatito, como mineral accesorio. El feldespato potásico y el cuarzo son escasos.

2.2.4 Caliza Masiva o de Peña Redonda ^B (H₂₁)

Fue descrita por JULIVERT (1960) con el nombre de «caliza Masiva», y con el de «caliza de Peña Redonda» por GARCIA LOYGORRI *et al.* (1971). Se conoce también con los nombres de «formación Escalada» (VAN GINKEL, 1965) y «caliza de Fusulinas» (JULIVERT, 1960).

Es una caliza de color gris claro, con Fusulínidos, formando generalmente un banco compacto de un espesor que varía entre los 100 y 300 m., pero que, a veces, queda dividido en dos por una intercalación de pizarras calcáreas.

Su datación ha proporcionado opiniones muy contradictorias; DELEPINE asignó la edad Muscoviense a esta caliza, que más tarde fue confirmada por VAN GINKEL, quien cita una fauna de Fusulinas tempranas correspondientes al horizonte ruso Kashir Superior, de la cuenca de Moscú. Siguiendo las correlaciones rusas entre las escalas estratigráficas de este país y de Europa occidental, las dataciones de los autores anteriores obligarían a clasificar esta caliza dentro del Westfaliense C (GARCIA-LOYGORRI, en prensa).

Por otra parte, MARTINEZ DIAZ ha estudiado recientemente cortes detallados de esta caliza dentro de la Hoja de Mieres, encontrando *Profusulinella*,

Endothyra ex. gr. spirilliniformis, BRAZH y POT; *Archaediscus aff. variabilis*, REITLINGER; microfauna que sitúa este nivel en el Baskiriense Medio (Westfaliense A). Por último, este autor ha clasificado en unas muestras tomadas en los afloramientos de esta caliza, entre Arriendas y Cofiño, la microfauna siguiente: *Globivalvulina*, *Glomospira*, *Ammodiscus*, *Tuberitina callosa*, *T. bulbacea*, *T. rotundata*, *Fenestella*, *Dvinella*, *Tetrataxis*, *Endothyra ex. gr. spirilliniformis*, *Bradyina ex. gr. nautiliformis*; *Profusulinella*; asociación que caracteriza al Westfaliense A.

Como se puede comprobar, estas diferencias de opinión son notables e implican interpretaciones muy distintas para la datación de las formaciones comprendidas entre el final de la «caliza de Montaña» y las primeras que han sido datadas con flora.

En la cartografía de la Hoja se ha aceptado la opinión de MARTINEZ DIAZ por considerarla más apoyada, ya que este autor ha estudiado, dentro de la Hoja de Mieres, una serie continua de unos 2.000 m., situada inmediatamente a techo de la caliza de Peña Redonda, en la que ha podido clasificar microfaunas que caracterizan, sin interrupción aparente, a los pisos superiores, acercándose en líneas generales a las dataciones efectuadas en los estratos que presentan las primeras floras clasificables. Una revisión posterior de estas muestras llevada a cabo por M. H. SOLOVJEVA confirma la edad Westfaliense A para la caliza de Peña Redonda.

2.2.5 Formación superior o productiva (H₂₁₋₂₄^B)

Se incluye en esta formación toda la sucesión carbonífera que se superpone a la «caliza Masiva» (H₂₁^B). Esta serie, a pesar de su gran variedad litológica —pizarras arcillosas y calcáreas, areniscas, calizas, carbón, etc.—, resulta muy monótona. Ello es debido a las sucesivas repeticiones de estos materiales a lo largo de los 2.000 m. de espesor que, aproximadamente, presenta este conjunto en el afloramiento de Libardón.

Un buen corte del tramo basal se ha obtenido en la vertiente Noroeste del Suevo, por el camino que baja al pueblo de Los Campones. Se inicia la serie por un tramo de pizarras arcillosas con fauna marina, de unos 2.000 m. de espesor, que intercalan dos bancos de caliza de 20 y 25 m. de potencia; a partir de aquí la alternancia pizarra-caliza se hace más frecuente, disminuyendo los espesores de estas últimas, y las pizarras pasan a ser más arenosas, llegando en algunos puntos a ser verdaderas areniscas. Próximo al pueblo de Los Campones, las calizas pasan a ser más escasas, llegando incluso a desaparecer, y los tramos pizarrosos adquieren mayores espesores, intercalando algunas capas de carbón de potencias considerables, que han sido explotadas localmente en esta región. MARTINEZ DIAZ ha dife-

renciado en este tramo los pisos Westfaliense A, Westfaliense B y Westfaliense C.

Un buen corte del tramo superior se puede encontrar en la carretera de Libardón a Riera. La serie aquí es más detrítica, apareciendo frecuentes bancos de micropudingas, que alternan con pizarras arenosas, areniscas y algunos lechos de cuarcitas muy tableadas y de escasa potencia. Aparece esporádicamente algún hilo de carbón, con suelo de vegetación y techo marino, de escaso valor minero; las calizas sólo se dejan ver en los últimos metros finales, donde aparecen dos bancos de unos 10 m. de potencia, datados por MARTINEZ DIAZ como Westfaliense C-D. La fauna determinada en ellos es la siguiente: *Ammodiscus* (entre ellos *A. aff. tenuissimus*), *Radiolarios*, *Equinodermos*, *Paleotextularia*, *Tuberitina maljavkini*, *Tuberitina rotundata* y *Pseudostafella*.

Por otra parte, CARIDE ha determinado en unas muestras tomadas en las pizarras de la base de esta formación: *Fenestella sp.*, *Columnal granulatus* (MOORE), *Rhipidomella cf. lyelliana* (de KONINCK), *Echinoconchus punctatus* (SOW.), *Lithostrotion sp.*, *Karavankina sp.*; asociación que atribuye al Westfaliense A-Westfaliense B.

Teniendo en cuenta este estudio y la edad asignada a la «caliza Masiva», en esta formación estarían incluidos todos los pisos westfalienses, aunque poco representado el Westfaliense D.

Otro afloramiento de gran importancia por su interés minero es el de Viñón. La carretera que va de Viñón a Villaviciosa proporciona un buen corte de la serie que presenta la facies típica de los niveles superiores del Westfaliense. Se caracteriza por la ausencia de calizas y por la presencia de un número considerable de capas de carbón con suelos de vegetación y techos de plantas, intercaladas en una alternancia de pizarras y areniscas con marcada tendencia a micropudingas. Muchas de estas capas han sido explotadas por las antiguas minas de Viñón, cerradas no hace muchos años. En sus labores, WAGNER encontró una flora clasificable que dató como Westfaliense D.

Hay que señalar la presencia de rocas ígneas en la parte baja de esta formación, aflorantes a levante de Infiesto, entre Valle y Sevares. Arman entre pizarras, ocupando posiciones concordantes con ellas y se hallan situadas, la primera, al techo de la caliza de Peña Redonda, y las otras dos, a 150 y 300 m. por encima de ella, constituyendo niveles de 8 a 10 m. que siguen claramente la estratificación del conjunto. Son riolitas alcalinas muy duras, de tonos rosados en superficie, con textura porfídica, compuestas por cristales de feldespatos potásico y otros más escasos de biotita y cuarzo, en una matriz alotriomórfica granular.

2.3 PERMICO [P]

de la serie que presenta la facies típica de los niveles superiores del West-

faliense C-D, y los materiales rojizo-vinosos típicos del Buntsandstein, se sitúan en la región occidental de la costa cantábrica una serie de niveles detrítico-arcillosos bastante metamorfizados, azoicos, que corresponden al Pérmico, también denominado por otros autores como Permotriás o Permoeste-faniense a causa de su incierta definición.

Para el establecimiento de esta serie estratigráfica nos hemos basado en las secciones estratigráficas La Puerta, Valle y Breceña, situadas al sur y al este de Viñón en la presente Hoja.

Respecto a la atribución al Pérmico de estos sedimentos, no se han obtenido de nuestros estudios nuevos datos paleontológicos y su datación está, por tanto, basada en la posición estratigráfica y en la flora pérmica (*Callipteris conferta*, BRONG, y *Walchia piniformis*, SCHLOT) y restos vegetales, que PATAC (1920) cita en Bregueres (Pola de Siero) y en Sama, respectivamente. También MELENDEZ (1950), KARREBERG (1934), así como RIOS Y ALMELA (1962), atribuyen esta serie al Pérmico.

La serie completa, con una potencia máxima de 500 m., puede subdividirse en cuatro tramos principales, que son: a) tramo inferior calizo-margoso; b) tramo con efusiones lávicas y diques basálticos; c) tramo margoso-arenoso con intercalaciones calcáreas, y d) tramo superior detrítico con restos piroclásticos.

El *tramo inferior* se sitúa discordante sobre el Carbonífero, y de muro a techo está constituido por: pizarras y areniscas de tonos gris-parduzcos muy parecidas a las carboníferas; conglomerado calizo, compacto, de color grisáceo con manchas oscuras debidas a los cantos semiangulosos de «caliza de Montaña», cuya matriz es calcárea también, dando al conjunto una gran compactación; serie margo-arcillosa de tonos grises y rojos con disyunción bolar y niveles de arcilla roja compacta análoga a la del Buntsandstein; serie margo-calcárea de tonos grisáceos, que posee tres bancos de 1 m. de espesor de caliza gris, compacta, microcristalina, con zonas muy limonitizadas. A veces aparece algún nivel de cuarcita de unos 20 cm. de espesor. Hacia el techo se pasa insensiblemente a una serie arcillo-arenosa, donde alternan areniscas de grano muy fino, algo arcillosas, margas arenosas de tonos gris-azulados, ocres, y margas más arcillosas de tonos rojos que se asemejan a la facies del Buntsandstein.

El *tramo con efusiones lávicas y diques basálticos* se presenta de tonos claros fundamentalmente. Dentro de él se pueden distinguir dos zonas: una inferior, con pocas manifestaciones volcánicas, y otra superior, con marcado carácter volcánico.

La zona inferior es margo-arenosa, continuación del tramo anteriormente descrito; las areniscas son feldespáticas, de tonos variados, ocres y parduzcos; las margas son arcillosas compactas. Presentan, en general, un marcado metamorfismo, influencia de los niveles que se sitúan encima.

La zona superior se caracteriza por una gran influencia volcánica, lavas

interestratificadas, que alternan con areniscas feldespáticas, grauwackas y subgrauwackas. La presencia de rocas piroclásticas, fundamentalmente tobáceas, y basaltos porfídicos interestratificados, sumada a abundantes procesos de hidrotermalismo, dan gran complejidad al conjunto.

El tramo margo-arenoso con intercalaciones calcáreas lo constituye una serie fundamentalmente margosa, de unos 25 a 30 m. de espesor. La secuencia está constituida por margas arcillosas muy metamorizadas, arcillas arenosas de tonos grises, areniscas cuarcíticas de tonos grises claros, de grano muy fino, con muy poca matriz, a veces limonitizadas, y niveles calizos muy finos, algo dolomíticos, de unos 20 cm. de espesor.

El tramo superior, de 30 a 35 m. de potencia, es una serie fundamentalmente detrítica de colores gris-verdosos, algo rojizos hacia la parte superior, constituida por areniscas de grano grueso, arcóscicas, donde abundan elementos feldespáticos e intraclastos volcánicos, alternando con niveles más arcillosos de pizarras bien estratificadas de color gris-verdoso y niveles conglomeráticos poligénicos (cantos de caliza y matriz de tipo piroclástico). Hacia el techo predominan los cantos cuarcíticos sobre las calizas, al tiempo que son más numerosas las intercalaciones de arcillas arenosas de tonalidades rojo-vinosas, pareciéndose a la facies Buntsandstein.

De las observaciones obtenidas principalmente en el estudio petrográfico de las secciones de Valles, Puerta y Breceña, se desprenden los siguientes datos:

En la primera se pone de manifiesto la existencia de dos tipos dominantes de rocas: 1) tobas volcánicas, líticas o litocristalinas, con ligera proporción de elementos terrígenos, y 2) arcillas o areniscas finas, con matriz sericítica (probablemente procedente de la alteración de rocas volcánicas), con cantos de rocas volcánicas o fragmentos de cristales de las mismas (feldespatos alterados) y mayor o menor proporción de cemento limonítico, a veces como alteración de biotitas y óxidos de hierro o como sideritas alteradas.

Los cantos de rocas volcánicas, con gran variabilidad de texturas (holocristalinas, porfídicas holocristalinas e hipocristalinas, etc.), tienen una composición semejante. A pesar del grado de alteración, se observa predominio de feldespatos potásicos, ausencia o débil proporción de cuarzo (0-10 por 100) y máficos escasos (biotita, anfíbol). Pueden clasificarse posiblemente como riolitas y traquitas.

El cuarzo fino (30-150 micras), anguloso, y la moscovita componen la fracción terrígena, que está acompañada de circón, turmalina y rutilo. La biotita, matriz sericítica y productos ferruginosos pueden ser aportados a partir de los materiales volcánicos.

Es difícil saber si hay verdaderas tobas volcánicas contemporáneas de los sedimentos o si sus aglomeraciones son sedimentarias postvolcánicas.

En todo caso, están generalmente reelaboradas en medio acuoso y más o menos contaminadas de productos sedimentarios.

La presencia esporádica de glauconita parece indicar un ambiente de sedimentación marino en algunos niveles. Sin embargo, no se reconocen restos fósiles indicadores del medio.

Al ascender en la serie estratigráfica se observa un aumento de la proporción del cemento ferruginoso en las areniscas finas.

En la sección de Puerta, encima del conglomerado de base calcárea, con escasos cantos de cuarcitas, aparecen niveles de cineritas que se caracterizan por contener, sobre todo, fragmentos de cristales de feldespatos más o menos alterados, biotitas, etc. Se trata de tobas finas (cenizas tobáceas) cristalinas.

En la parte basal del Pérmico hay calizas microcristalinas con restos fósiles que parecen Ostrácodos y cristales de siderita ferruginizada. Sigue una serie formada por tobas lítico-cristalinas, de composición semejante a las del corte de Valles, generalmente muy alteradas. A veces la cementación de las tobas se hace por medio de una pasta silícea microcristalina (calcedonia), lo que puede ser un índice de correlación con ciertos niveles análogos del corte de Breceña. Inmediatamente encima de ellos, la roca volcánica tiene carácter masivo, pudiendo representar una colada, más que un nivel piroclástico.

La serie superior es análoga, variando la proporción relativa de elementos terrígenos (cuarzo, moscovita, minerales pesados, matriz arcillosa) y de elementos piroclásticos más o menos reelaborados sedimentariamente. Hay que destacar una intercalación masiva interestratificada de un basalto olivínico (olivino y piroxeno muy alterados).

La parte más alta del Pérmico es más terrígena y apenas se aprecia la presencia de fragmentos de rocas volcánicas, aunque buena parte de la matriz de sericita y de los óxidos de hierro puedan proceder de la alteración de ellas. La presencia de «cantos blandos» y fragmentos de areniscas indica la participación de procesos erosivos que preceden a la sedimentación discordante del Triásico.

En la sección de Breceña, los niveles piroclásticos volcánicos están más definidos que en el corte de Valles. Su composición petrográfica es análoga, pero existe una menor contaminación de estos materiales con productos sedimentarios terrígenos. Los fragmentos de cuarcitas y granos de cuarzo que se observan pueden provenir, bien de deposiciones procedentes de las explosiones volcánicas, bien de aportes sedimentarios.

Las tobas volcánicas presentan pocos cantillos y más bien son cineritas ricas en fragmentos de cristales con cantos de lapilli, todos de composición ácida feldespática, generalmente sin cuarzo y con los minerales máficos muy alterados a limonita.

La limonita, por alteración de máficos, o bien por movilizaciones poste-

rios, rellena las vacuolas de las rocas. Algunos fragmentos de rocas volcánicas están totalmente ferruginizados.

Hacia la parte alta del corte son más abundantes las intercalaciones de arcillas limolíticas que contienen cantillos y fragmentos de cristales de rocas volcánicas.

En esta serie apenas si hay contaminación de las tobas por productos terrígenos. La presencia de niveles tobáceos con cemento de calcedonia puede ser un índice de correlación respecto al corte de Puerta.

El tránsito del Pérmico al Buntsandstein viene dado por una pequeña discordancia angular de muy pocos grados (5 a 6), lo que hace que en muchos puntos el paso sea insensible. A escala regional se puede observar con mayor claridad esta discordancia, ya que el Buntsandstein en unos puntos descansa sobre los tramos basales conglomerático, mientras que en otros se sitúa sobre los niveles detríticos verdosos superiores.

Desde el punto de vista paleogeográfico esta formación se encuentra fundamentalmente localizada en el ámbito de la Cuenca Central carbonífera, desde las inmediaciones de Mieres al Sur, fuera de la Hoja, hasta más allá de la línea de costa actual. Por el Este, su área de sedimentación queda limitada por el gran macizo de El Sueve, formando en conjunto un gran surco que se acuña hacia el Sur.

2.4 TRIASICO

Sobre la compleja serie azoica que hemos atribuido al Pérmico descansan con una ligera discordancia (5 ó 6°) unos niveles rojizos, detrítico-arcillosos que constituyen el Triásico.

La serie completa puede ser dividida en tres tramos principales: *a)* tramo inferior, con predominio de facies arenosas y conglomeráticas; *b)* tramo intermedio, constituido por conglomerado calizo con tránsito lateral a calizas rosáceas; *c)* tramo superior de arcillas y margas rojas con yesos y jacintos de Compostela.

El tramo inferior, atribuible al Buntsandstein, comienza con un conglomerado basal cuarcítico, de cantos de tamaño variable, que oscila entre 5 y 10 cm. La matriz es arenosa, fina y ferruginosa en algunas zonas, dando al conjunto gran compactación. Su potencia oscila de 6 a 10 m.

Sobre este conglomerado descansa una serie de arcillas arenosas, compactas, rojo-vinosas, a veces algo verdosas, con intercalaciones de areniscas de grano fino, feldespáticas y cuarcíticas. Hacia el techo disminuyen las facies detríticas, predominando las arcillosas.

En el corte de Viñón se han observado areniscas más o menos arcillosas, rojas, y ricas en cemento de siderita, generalmente muy limonitizadas. En la parte media de la serie aparecen brechas calcáreas o calizas nodulosas, intraclásticas, con matriz de arena ferruginosa. Puede tratarse de nive-

les de «slumping», de brechas sinsedimentarias asociadas o paleocanales, etc. El carácter de los «intraclastos» calcáreos es de dismicritas, a veces con estructuras pisolíticas. Podría tratarse de calizas lacustres reelaboradas por procesos fluviales prácticamente sedimentarios.

Se extiende preferentemente por el surco de Lieres-Moñeca, así como por toda la cuenca de Viñón-Villaviciosa.

El tramo intermedio está constituido por el denominado conglomerado de La Riera. Se observa en zonas aisladas y siempre con muy poca continuidad. Se trata de un conglomerado calizo de tipo brechoide con cantos muy poco rodados de caliza gris, cuyo tamaño oscila de 2 a 18 cm. El cemento es arenoso y arcilloso, rojizo. En general es muy compacto, y en el corte de La Riera tiene una potencia de unos 50 m. Parece que pasa lateralmente, al mismo tiempo que se reduce su espesor, a una caliza gris algo rojiza, compacta y microconglomerática de pocos metros de potencia.

En la zona oriental de la Franja Móvil se observa a la altura del Km. 8 de la carretera Infiesto-Anayo formando el alto de Pallerones. Descansa aquí discordante directamente sobre el Carbonífero. En las inmediaciones de Borines, al sur del Sueve, ligado a una serie de pliegues apretados, aparece también este conglomerado calizo, si bien con desarrollo mucho menor, formando alineaciones E.-O.

Esta serie conglomerática con episodios calizos, aunque carece de fauna, podría corresponder al Muschelkalk, teniendo en cuenta su posición dentro del Triásico.

El tramo superior, atribuible al Keuper, descansa sobre el conglomerado de La Riera o directamente sobre el Buntsandstein, y está constituido fundamentalmente por una serie de arcillas, predominantemente rojizas, con algunas manchas verdosas, arenosas y micáceas, en varios niveles, aumentando el contenido en arena hacia la parte inferior. Son poco compactas, ocasionalmente hojosas, y por regla general, escamosas. En su parte superior presentan niveles de yeso, que suelen ser raros en los afloramientos, aunque en Veriña, fuera de la Hoja, han sido objeto de explotación. También se observan algunos cuarzos bipiramidados de tonos claros y rojizos (jacintos de Compostela) de pequeño tamaño. Niveles salinos no se encuentran en superficie, aunque en un sondeo perforado por ENADIMSA, en la Hoja colindante de Lastres, se cortó una sección de sal con intercalaciones de anhidrita.

El área de sedimentación del Keuper queda limitada desde la Franja Móvil hasta la cuenca de Gijón-Villaviciosa, donde alcanza su máximo desarrollo en espesor.

Dado el extraordinario recubrimiento con que siempre se presentan los afloramientos triásicos, así como la ausencia del techo o muro de este sistema en los mismos, es de todo punto imposible levantar una sección estratigráfica representativa del Triásico de la Hoja, por lo que no se puede

conocer su potencia exacta, aunque por los datos de sondeos y secciones parciales de superficies medidas en esta Hoja, puede estimarse que alcanza valores del orden de los 500-1.000 m. Por otra parte, los espesores del Triásico (facies Buntsandstein y Keuper conjuntamente) se reducen considerablemente hacia el Oeste, es decir fuera ya de esta Hoja, donde se tienen las potencias mínimas dentro de la cuenca mesozoica asturiana.

Teniendo en cuenta el carácter lenticular y discontinuo del conglomerado de La Riera y equivalentes, así como su reducido espesor, ya indicados, desde el punto de vista cartográfico se ha incluido parcialmente dentro del Buntsandstein y Keuper, por lo que en el mapa se distinguen dos unidades principales: la inferior del Buntsandstein, incluyendo parte del Muschelkalk (T_{G1-2}), y la superior del Keuper, también comprendiendo parte del Muschelkalk (T_{G2-3}). Por otra parte, dado que localmente resulta muy difícil la separación de las dos facies, nos hemos visto obligados a considerar la formación triásica como indiferenciada (T_c), especialmente en las regiones más orientales de la Hoja, donde el paso se hace muy gradual. Además, la ausencia total de fósiles en toda la serie no permite la diferenciación de las dos facies que, como se sabe, tiene que establecerse forzosamente por criterios litológicos.

2.5 JURASICO

Los sedimentos del Jurásico afloran con continuidad y máximo espesor en la zona septentrional de la Hoja (cuenca de Gijón-Villaviciosa), mientras que al Sur, el gran accidente que da lugar al hundimiento de la Franja Móvil Intermedia hace aparecer algunos retazos de Jurásico en las localidades de San Román y Pandernes (este de Sariego), en Viyao (Km. 3 de la carretera de Infiesto a Colurpe), en las inmediaciones de Borines (al sur del Suevo), aunque en estas dos últimas localidades, por tratarse de pequeños pliegues volcados, se presenta muy tectonizado. En toda la cuenca de Oviedo-Infiesto, incluido el surco de Lieres-Moñeca, no hay vestigios de sedimentación. Numerosos sondeos efectuados en esta zona pasan directamente del Cretácico al Paleozoico o al Buntsandstein.

Desde el punto de vista cartográfico se han distinguido, como en las demás Hojas de la zona, un conjunto marino inferior calizo-dolomítico, que incluye al Hettangiense y Sinemuriense Inferior y Medio; otro también marino, margoso-calizo, de edad Sinemuriense Superior, Pliensbachiense y Toarciense; otro continental, representado por el conglomerado del Dogger («Fabuda»), y finalmente la formación terrígeno-carbonatada superior, incluida en el Malm, que representa a la facies Purbeck.

La mayor parte de los datos sobre series descritas han sido publicadas anteriormente por RAMIREZ DEL POZO (1969).

2.6 HETTANGIENSE-SINEMURIENSE MEDIO (J₁₁₋₁₂⁰⁻²)

El tránsito Keuper-Hettangiense es poco neto, repitiéndose varias veces las calizas tableadas microdolomíticas y azoicas, y las arcillas rojas, también azoicas, entre las que no es raro ver niveles de carniolas. En algunos lugares contienen las calizas microdolomíticas restos de faunas mal conservadas, referibles a Moluscos (Lamelibranchios y Gasterópodos), cuyos cortes se presentan muy recristalizados. El espesor de este nivel de tránsito es de unos 30-40 m. Fuera de la Hoja, en la zona de Avilés, se encontró excepcionalmente el *Ammonites Caloceras pironii*, REYNES, en las calizas dolomíticas del Hettangiense Inferior (DUBAR, MOUTERDE y LLOPIS, 1963). Todo el conjunto del Hettangiense presenta una gran uniformidad desde el punto de vista litológico, por lo que no se puede dividir debido a la ausencia casi infalible de microfauna.

El Sinemuriense Inferior y Medio está representado por calizas grises o negruzcas en superficie, más oscuras en fractura, generalmente fétidas, y estratificadas en bancos gruesos. En lámina delgada son microcristalinas, en ocasiones con «pellets» conteniendo solamente radiolas y restos de caparazón de Crinoideos. Son también bastante pobres en macrofauna, encontrándose ocasionalmente artejos de *Pentacrinus*, *Terebratula* y *Gryphaea*.

En determinados niveles son calcareníticas de matriz cristalina (oosparitas e intrabiosparitas oolíticas), conteniendo Gasterópodos, radiolas y restos de Equinodermos y algunos Textuláridos. Estas calcarenitas han sido observadas dentro de la Hoja en las series de Lauría. En ocasiones se observan también restos de Algas calcáreas, y es muy frecuente que los oolitos presenten como núcleo a un grano de arena o algún resto fósil no identificable. La matriz puede presentarse muy recristalizada, no siendo raro observar el contorno de los oolitos parcialmente disuelto en aquélla.

El espesor del Sinemuriense oscila entre los 50-60 m. en Lauría y entre los 80-100 m. más al norte en Amandi.

2.7 SINEMURIENSE SUPERIOR-TOARCIENSE (J₁₂₋₁₄³⁻⁰)

A las calizas del Sinemuriense les sigue una serie muy irregular en la que alternan delgados lechos de margas y calizas arcillosas, estratificadas en capas muy regulares y uniformes, con espesores medios de unos 20-40 cm. Son, tanto las margas como las calizas arcillosas, de colores grises y gris-azulados, con abundantes microfósiles: Cidáridos, *Pecten*, *Terebratula*, Belemnites, Ammonites, Ostreidos, etc.

Las calizas son biomicritas arcillosas, con algunos fósiles: *Lingulina*, *Lenticulina*, *Astacolus*, restos de Equinodermos, etc.

La microfauna de las margas es más abundante, y merced a ella es posible distinguir perfectamente el Pliensbachiense del Toarciense, en los lugares donde se encuentra este último nivel. La base de este tramo margoso corresponde muy probablemente al techo del Sinemuriense (zona de *Echioceras raricostatum*).

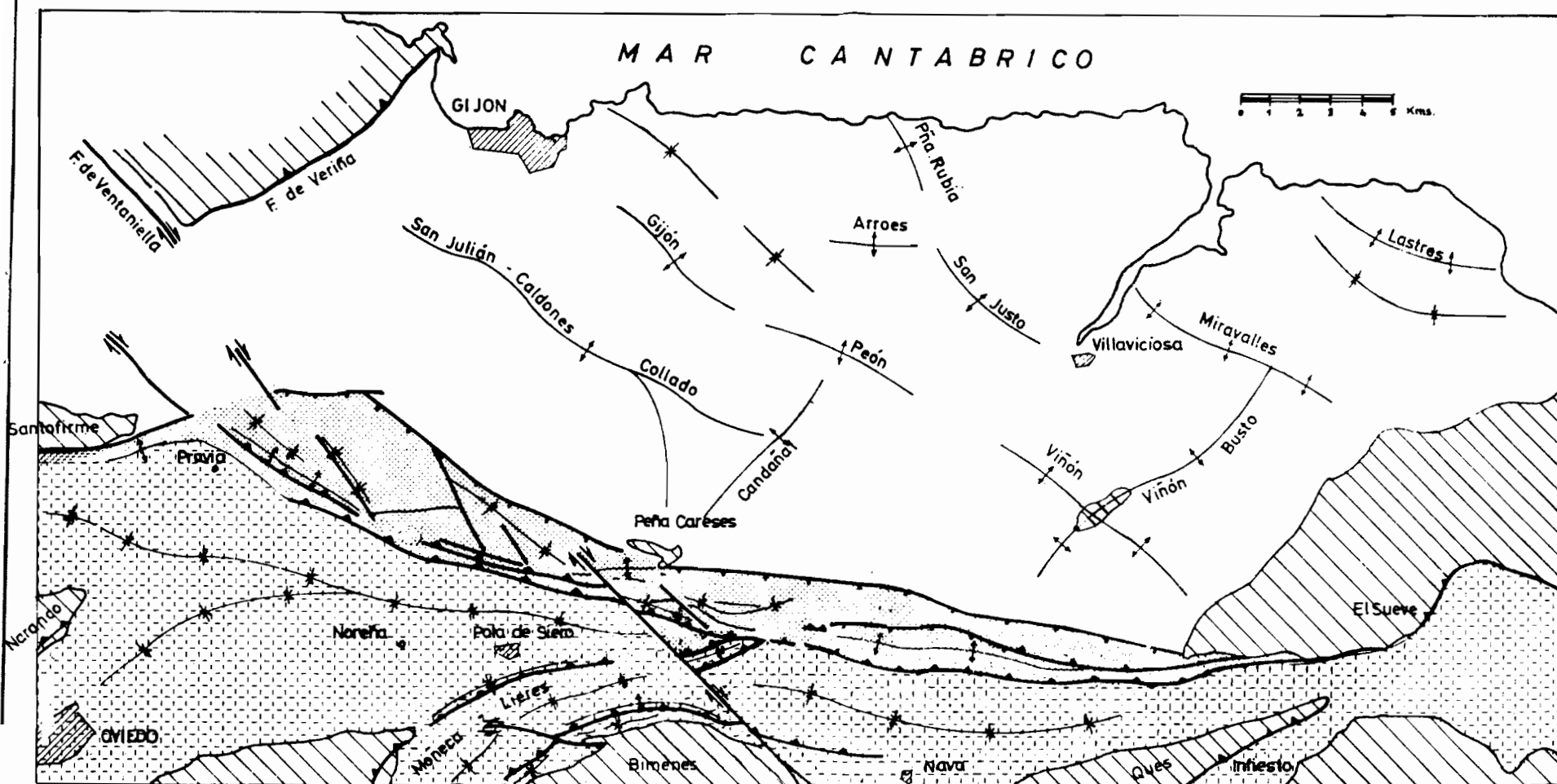
Encima del Lías margoso descansan unos niveles que se encuentran solamente en la parte más oriental de la cuenca Gijón-Villaviciosa, constituidos por margas arcillosas, amarillentas, limoníticas, ocasionalmente con Lamelibranquios y Ammonites, y por lo general con abundantes restos vegetales (lignito). Denominaremos a este tramo como Lías atípico.

En el perfil de Lauría se midieron 135 m., muy cubiertos, de Lías margoso, en su facies típica y atípica, que corresponden en su totalidad al Pliensbachiense. El material levigado del Lías de facies típica contiene: *Lingulina pupa* (TERQ), *Dentalina terquemi*, D'ORB, *Lenticulina münsteri* (ROEMER), *Astacolus prima*, D'ORB, *Marginulinopsis speciosa* (TERQ), *Bairdia molesta*, APOST., *Hungarella amalthei* (QUENTS) y *Procytheridea* sp. Esta microfauna caracteriza al Pliensbachiense Inferior y Medio. El material estudiado en lámina delgada es de biomicritas y biogabelmicritas con limo de cuarzo y secciones de *Lenticulina*, *Lingulina*, Frondicularia, Gasterópodos y fragmentos de Crinoideos. El Lías atípico levigado contiene *Procytheridea* sp., E., y las láminas delgadas son biomicritas arcillosas con *Lenticulina* y restos de Crinoideos. Se data, por tanto, como Pliensbachiense al Lías atípico de Lauría.

En Amandi, todo el Lías margoso con carácter típico se presenta completamente cubierto, estimándose el espesor del Lías típico y atípico en unos 130 m., es decir, muy semejante al de Lauría. Las muestras estudiadas del Lías atípico son azoicas.

En el Valle de San Justo, en el corte trazado al S.-SE. del sondeo del mismo nombre, se han reconocido 110 m. aproximadamente de Lías margoso, muy cubierto. Las láminas delgadas son biomicritas arcillosas con *Lingulina* y radiolas y restos de Equinodermos. Por encima de este Lías margoso se presenta, como en otras series estratigráficas, el Lías atípico, más arcilloso y limonítico, amarillento, con algunos Lamelibranquios y Ammonites. En las margas del Lías de San Justo, en la cantera al sur del Barrio de la Llanada, ALMELA y RIOS (1962) encontraron: *Chlamys textorius*, SCHOT.; *Pholodomya* sp.; *Arietites geometricus*, PHILL.; *Arietites conibeari*, SOW. Todo el Lías de San Justo corresponde al Pliensbachiense. Desde Rodiles, en la Hoja de Lastres y hacia el Este, el Lías margoso ya comprende al Pliensbachiense y al Toarciense. Es muy fosilífero, tanto en macro como en microfauna, en todos los afloramientos localizados en el borde nororiental de esta Hoja.

Al sur del monte de la Cobertoria, sobre el Lías de facies margosa típica, datado como Pliensbachiense, se encuentra el Lías de facies atípica con



BOSQUEJO ESTRUCTURAL DE LA CUENCA MESOTerciaria DE ASTURIAS


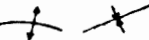






- | | | | |
|--|--|---|---|
|  | MONOCLINAL ONDULADO GIJON-VILLAVICIOSA |  | ANTICLINALES, SINCLINALES |
|  | FRANJA TECTONIZADA INTERMEDIA |  | GRAN FALLA DE HUNDIMIENTO (Falla de Peña Careses) |
|  | SINCLINORIO DE OVIEDO-INFIESTO |  | CABALGAMIENTOS |
|  | PALEOZOICO HERCINICO |  | SISTEMA DE FALLAS DE DESGARRE |

Figura 2

pequeños Gasterópodos, junto a *Lenticulina münsteri* (ROEMER) y algunos moldes de Lamelibranquios y Braquiópodos. Aquí el Lías atípico puede co-responder tanto al Pliensbachiense como al Toarciense.

2.8 DOGGER (BAJOCIENSE-CALLOVIENSE) (J₂₂₋₂₄)

En toda la región asturiana, sobre el Lías de facies marina, descansa un tramo de conglomerados, de espesor variable, que es conocido en la región bajo el nombre de «Fabuda».

Los yacientes de la «Fabuda» son diferentes de unas zonas a otras. En general es el Lías Inferior (Hettangiense) el yacente en la zona occidental, fuera de la Hoja (Pruvia, Beranes, Veriña), mientras que hacia el Este y Norte los yacientes van siendo niveles más altos del Lías. En Lauría y San Justo descansa la «Fabuda» sobre el Pliensbachiense, en facies de Lías margoso atípico, mientras que en el borde nororiental de esta Hoja el yacente es el Toarciense. El contacto es, pues, regionalmente disconforme sobre una superficie de erosión en algunos lugares y de falta de depósito en otros. En la playa de Serín, en la Hoja de Gijón, hay una discordancia angular de unos 5° entre el Lías típico y atípico, siendo este último concordante con la «Fabuda» y procediendo de la erosión de Lías de facies típica.

Los conglomerados están constituidos por cantos muy bien rodados de cuarcita, generalmente no superiores a lcs 20 cm. El cemento es siempre escaso y de arenisca. Excepcionalmente se observan, además de los cantos de cuarcita, pequeños fragmentos de calizas de tonos grises, lajeadas, que con bastante probabilidad proceden del Hettangiense. El espesor de estos conglomerados aumenta hacia el Oeste, alcanzando valores superiores a los 140 m. en Santa Cecilia, en la Hoja de Oviedo. Hacia el Este disminuye, pues, rápidamente, siendo de 35 m. en Amandi. Se intercalan cíclicamente bancos de areniscas grises, de tonos amarillentos y arcillas limolíticas de tonos rojizos.

Hacia el Este y Norte, área de Villaviciosa-Lastres, al mismo tiempo que se reduce en espesor, cambia de litología, pasando a facies más finas, de areniscas y arcillas rojizas con bandas margosas. Ocasionalmente se observan intercalaciones conglomeráticas. Este cambio de facies se produce muy bruscamente, aproximadamente a la altura de la ría de Villaviciosa, donde se observan una gradación y selección de los materiales que indican una sedimentación más tranquila y más alejada del área de origen. En un corte del conglomerado jurásico se observa que las variaciones son muy fuertes, en la vertical, aunque por regla general en la base el material es más fino que hacia el centro del paquete. Aunque ya hemos indicado que este primer conglomerado es transgresivo o «extensivo» (se deposita sobre diferentes niveles del Lías), a lo largo de su deposición se observa un carácter ligera-

mente regresivo, en sentido ascendente de la serie. Es evidente que hacia la mitad del periodo de deposición aumentó el índice de energía del medio ambiente deposicional, adquiriendo las corrientes fluviales mayor fuerza de arrastre, lo que puede deberse a un aumento de la pluviosidad y a un rejuvenecimiento del área fuente del aporte.

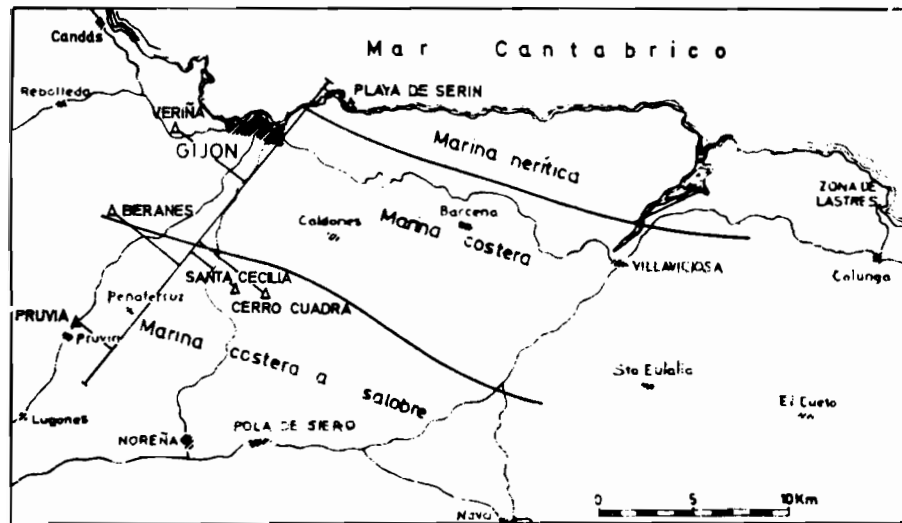
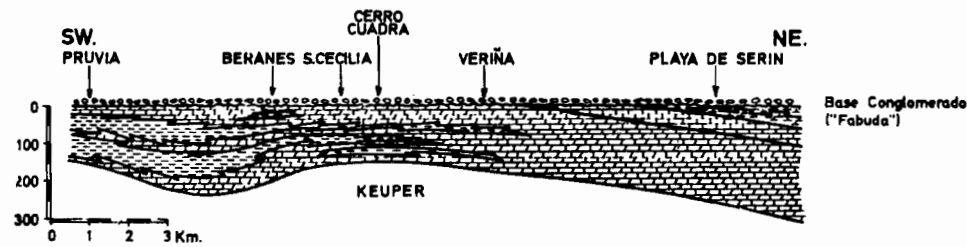
Algunas muestras de las arcillas intercaladas en los conglomerados, tomadas en la serie de Amandi, han resultado, desgraciadamente, estériles de microfauna. En algunas muestras se encontraron algunos coprolitos de Gasterópodos salobres, lo que, al menos, da indicación sobre la facies. Creemos que el conglomerado puede datarse como Dogger, teniendo en cuenta las edades de infra y suprayacente.

2.9 MALM EN FACIES PURBECK (J_{F3})

Sobre el nivel de conglomerados y arcillas limolíticas intercaladas («Fabuda») descansa una serie de facies Purbeck que muestra dos litofacies diferentes de difícil delimitación.

Al Norte, en la costa, principalmente en Tazones (Hoja de Lastres), tiene una potencia de unos 155 m., en los que los 110 m. inferiores, inmediatamente encima del conglomerado («Fabuda»), son una alternancia de areniscas rojizas o blancas de grano medio, de cuarzo y cuarcita, con poca matriz arcillosa, y de arcillas limolíticas abigarradas, con restos vegetales (lignito). Presenta algunos Gasterópodos y restos inclasificables de Charáceas. La serie superior es de carácter carbonatado, constituida por margas, generalmente calcáreas, con intercalaciones delgadas de areniscas de grano fino. Esta serie superior es muy fosilífera, tanto en macro (Gasterópodos y Lamelibranchios, que en algunos niveles constituyen lumaquelas), como en microfósiles (principalmente Ostrácodos, entre los que se destacan *Macrodentina aff. dictyota*, MALZ; *Macrodentina cf. punctata*, MALZ; *Cypridea cf. binodosa*, MARTIN; *Schuleridea cf. triebeli* (STEGHAUS); *Cyprione oblonga* (ROEMER), y *Galliaecytheridea* sp. La edad de esta serie superior es Kimmeridgiense y Portlandiense.

En la Hoja de Villaviciosa el Malm se encuentra solamente en los bordes noroccidentales y nororiental, en afloramientos de poca extensión, generalmente muy cubiertos. Por ello, los cortes que pueden obtenerse son muy incompletos, y los niveles de constitución blanda se presentan siempre cubiertos. Así, en la serie de Amandi, sobre el conglomerado «Fabuda», se han medido 150 m., en los que solamente afloran bancos de areniscas, entre los que deben existir intercalaciones de arcillas y calizas pisolíticas, que aunque se presentan aquí cubiertas, se conocen en cortes próximos, situados en la Hoja de Oviedo (Santa Cecilia). Por comparación con estos cortes, asignamos estos afloramientos al Jurásico Superior en facies Purbeck.



LEYENDA







-  Conglomerado ("Fabuda")
-  Arcillas y margas arenosas y limolíticas a veces con lignite (Lias margoso atípico) Facies nerítica a costera
-  Margas y calizas arcillosas Facies marina nerítica (interior a exterior de la plataforma)
-  Calizas microcristalinas, calcareníticas y cristalinas en algún nivel (Intrabiosperitas y Oosperitas) Facies marina nerítica a costera
-  Calizas dolomíticas y Dolomías Facies marina costera
-  Arcillas gris-oscuro y de tonos vinosos, hojoso Facies costera a salobre

Figura 3.—Diagrama y distribución de facies del Jurásico marino (Según J. RAMIREZ DEL POZO, 1969)

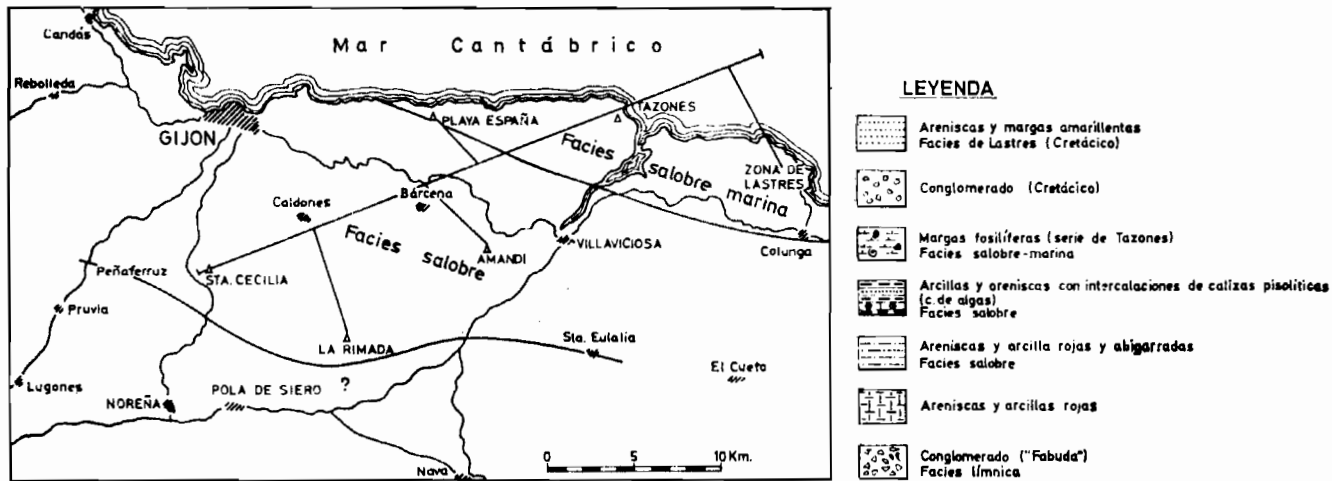
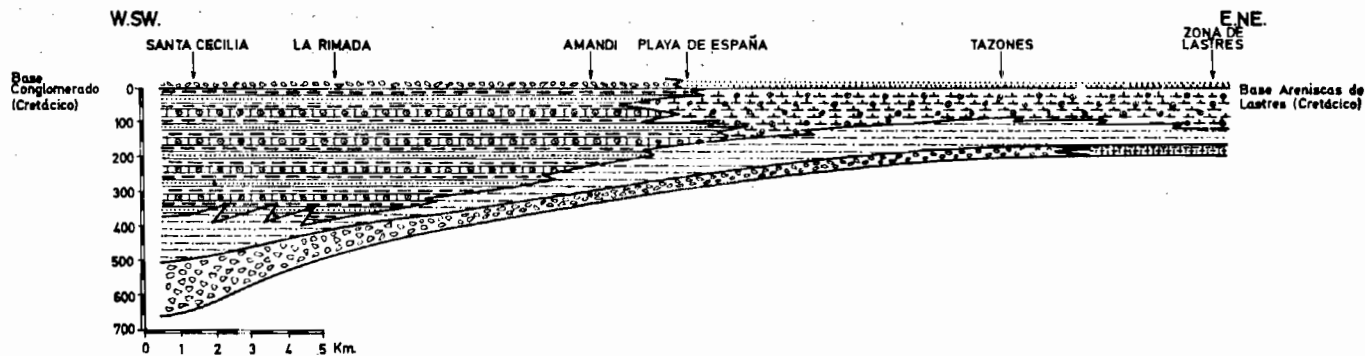


Figura 4.—Diagrama y distribución de facies del Purbeck (Según J. RAMIREZ DEL POZO, 1969)

2.10 Cretácico Inferior en facies Weald (C_{w14}) y Aptiense (C₁₅)

Dado que en esta Hoja los sedimentos de estas edades solamente están representados por un pequeño y aislado afloramiento en la zona de Miyares, cerca de Borines, su descripción se hace conjuntamente.

Se trata de un tramo de conglomerados calcáreos, muy cementados y compactos, poligénicos (cantos de diferentes niveles del Jurásico, Triásico y Carbonífero), cementados por calcita muy cristalina, que se apoyan discordantemente sobre el Liásico y en posición invertida. Su potencia es del orden de 50 a 60 m. Sobre estos conglomerados, y también en posición invertida, se presenta un nivel de arcillas plásticas, de tonos grises y amarillentos que tiene, entre otros, los siguientes fósiles: *Glaucónita*, *Choffatella decipiens*, SCHLUMB.; *Valvulamina* sp.; *Schluridea jonesiana*, BOSQUET; «*Clithrocytheridea*» aff. *brevis*, CORNUELL; *Dolocytheridea intermedia*, OERTLI; *Macrodentina (Dictyocythere)* nov. sp., y *Cypridea rotundata*, ANDERS.

Por comparación con las series más completas de las Hojas de Oviedo y Gijón, se asigna el tramo conglomerático al Barremiense en facies Weald, mientras que el nivel arcilloso superior, por sus microfósiles, debe datarse como Aptiense Inferior. Por otra parte, en las mencionadas Hojas, la facies Weald se sitúa siempre por debajo de los niveles marinos del Aptiense y presenta un carácter conglomerático que podría indicar la base de la transgresión del Aptiense.

2.11 ALBIENSE (C₁₆)

Está constituido por unos niveles detrítico-terrigenos que se sitúan entre el Aptiense y Cenomaniense marinos y que corresponden a la conocida «Facies Utrillas» de otras regiones de España.

En todas las secciones donde se ha observado, viene definida por una serie de tramos de arcillas, más o menos arenosas, de tonos grises y vinosos, generalmente abigarradas, con restos de lignito y arenas y areniscas poco cementadas, de tonos blanco, rosado, amarillo o rojo vinoso, según niveles. Las areniscas son de grano medio a grueso, generalmente subredondeado, con una matriz arcillosa muy escasa. Los granos son de cuarzo, cuarcita y de feldespatos potásicos (estos últimos en una proporción menor del 5 por 100 sobre el total de la roca). Entre los minerales pesados destaca la presencia de circón, turmalina y rutilo, y según los estudios de GUTIERREZ CLAVEROL (1968), presentan un elevado contenido en andalucita.

Tanto las arcillas como las areniscas muestran estratificación de tipo lenticular, y las últimas tienen una clara estratificación cruzada, siendo frecuentes los fragmentos, e incluso lechos, de lignito. Presentan siempre una o varias intercalaciones conglomeráticas, que son generalmente muy constantes. El conglomerado no es muy compacto y está constituido por cantos

de cuarcita semirredondeados, con un cemento de arenisca poco consolidado de grano medio a grueso, idénticas a las de los tramos de areniscas. El espesor de este tramo o tramos conglomeráticos oscila entre 10 y 25 m. y tiene un carácter extremadamente lenticular. El color es como en los niveles donde predominan las areniscas, muy blanquecino, aunque en algunas localidades adquiere una tonalidad algo más amarillenta. Los tonos blanquecinos de estas areniscas y conglomerados son debidos a la presencia de caolín, que es particularmente abundante en algunos niveles.

Como los otros niveles conglomeráticos («Fabuda» y Weald), este nivel tiene también un carácter transgresivo o «extensivo», descansando sobre materiales de edades diferentes: Liásico, Triásico y Carbonífero.

El espesor total de la facies de Utrillas es difícil de evaluar en muchos lugares, aunque en la «Franja Móvil Intermedia» parece tener un máximo de 150 m. Respecto a la edad, debe incluir al Albiense (probablemente Medio y Superior), y en muchos lugares debe comprender también la base del Cenomaniense. En este sentido debemos señalar que el techo de la facies de Utrillas presenta un acusado diacronismo en toda la región, siendo más moderno en las zonas occidentales, donde buena parte del Cenomaniense está representado por estas facies. Además, es muy frecuente que dentro de la serie marina del Cenomaniense haya intercalaciones de arenas de facies Utrillas.

Denominamos a estos niveles como facies de Utrillas por su extraordinario parecido litológico y cronológico con el que presentan estos tramos en las series de Burgos (RAMIREZ DEL POZO, 1971). Por otra parte, son idénticas a las facies que afloran en Utrillas (Teruel) y que se han definido como «formaciones arenas de Utrillas» (AGUILAR, RAMIREZ y RIBA, 1971) y que ha sido datada como Albiense Medio y Superior. Todas las muestras estudiadas son azoicas.

2.12 CENOMANIENSE-CONIACIENSE (C₂₁₋₂₃) Y SANTONIENSE (C₂₄)

Descansando sobre las facies de Utrillas, y en concordancia con las mismas, hay una serie de tramos de calizas que alternan con otras de arcillas, margas o arenas; todo ello en un conjunto de facies marina. Constituye una serie muy monótona que resulta muy difícil de dividir litológicamente. Afortunadamente son niveles ricos en micro y macrofauna, lo que permite distinguir el Cenomaniense, el Turoniense Inferior y el Coniaciense en la mayor parte de la región, y el Santoniense en la zona de Infiesto.

2.12.1 Cenomaniense

En la sección de Nava, el Cenomaniense, que tiene un espesor de unos 90 m., presenta la siguiente sucesión:

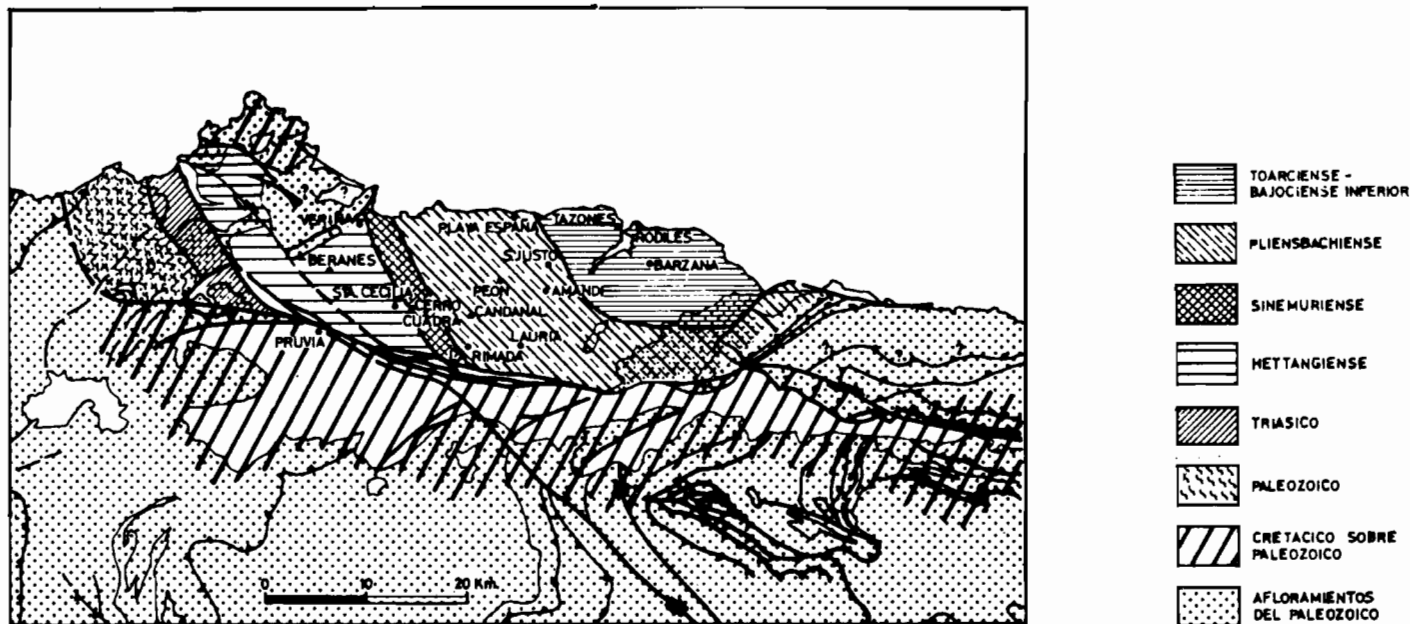


Figura 5.—Infrayacentes del Conglomerado del Dogger («Fabuda») (Según M. JULIVERT, J. RAMIREZ DEL POZO y J. TRUYOLS, 1971)

- a) La parte inferior, caracterizada por una alternancia de calizas y margas, generalmente arcillosas. Las calizas son arenosas, aumentando de espesor a medida que ascienden en la serie, mientras que los tramos margosos aumentan su contenido en arcilla y arena o limo, según se desciende en la misma. En los tramos margosos se determinaron un buen número de especies de Foraminíferos y Ostrácodos, entre los que se destacan: *Haplophragmoides cenomana* (CUVILL. y SZAK.); *Flabellamina alexanderi*, CUSHMAN; *Thomasinella punica*, SCHLUMB.; *Orbitolina concava qatarica*, HENSON; *Tritaxia pyramidata*, REUSS; *Orbitolina (Mesorbitolina) texana aperta* (ERMAN); *Cytherella ovata* (ROEMER); *Centrocythere denticulata*, MERTENS; *Schuleridea jonesiana* (BOSQUET); *Cythereis picofrentensis*, GREKOFF y DEROO; *Cythereis* aff. *reticulata* (JONES & HINDE); *Platycythereis* sp. 2; *Dolocytheridea bosquetiana* (JONES & HINDE); *Pterigocythere* y *Paracypris* sp. 1, GREKOFF y DEROO. Las calizas son biogravelmicritas, con óxidos de hierro y bioclastos generalmente redondeados, entre los que señalaremos: *Praealvolina cretacea brevis*, REICHEL; *Praealvolina simplex*, REICHEL; *Cuneolina* cf. *pavonia*, D'ORB.; *Pseudocyclammina*, *Nummuloculina*, *Orbitolina* ex. gr. *concava* (LAMARCK), y *Marssonella* cf. *trochus*, D'ORB. Todos los microfósiles mencionados, tanto en las margas como en las calizas, caracterizan al Cenomaniense Inferior.
- b) La parte superior, constituida por unos 20 m. de calcarenitas (biogruvelsparitas, localmente con oolitos), que hacia arriba se hacen muy arenosas, pasando a areniscas calcáreas con glauconita. En conjunto contienen los siguientes fósiles: *Orbitolina concava concava* (LAMARCK); *Orbitolina conica* (D'ARCH); *Marssonella* cf. *trochus*, D'ORB.; *Cuneolina pavonia*, D'ORB.; *Nezzazzata simplex*, OMARA; *Nummuloculina*; fragmentos de *Praealvolina*; Briozoos; Algas calcáreas (*Boueina pygmaea*, PIA); *Lithothamnium*; *Exogyra*, etc. En la carretera de Laviana a Nava se observa también este tramo calcarenítico, donde contiene los mismos fósiles. La microfauna mencionada indica que la edad de este nivel es la transición entre el Cenomaniense Inferior y Superior, por lo que puede situarse en el Cenomaniense Medio.

En la serie de Bierces, en posición muy tectonizada y en contacto con las cuarcitas del Ordovícico, afloran arcillas negras, hojosas, limolíticas y micáceas con una intercalación de calcarenitas arenosas (biosparitas), con *Orbitolina* ex. gr. *concava* (LAMARCK); *Aulotortus (Paratrocholina) lenticularis* (PAALZOW); *Haplophragmium*; *Quinqueloculina*; Briozoos, etc. El espesor de este tramo, que por los fósiles mencionados corresponde al Cenomaniense Inferior, no puede estimarse debido a los accidentes tectónicos señalados.

2.12.2 Turoniense

El Turoniense de Nava está constituido por un tramo de margas con intercalaciones de calizas arcillosas, con un espesor total de unos 48 m. Se trata de un conjunto de abundantes microfósiles, tanto en las calizas, que son biomicritas o biopelmicritas con glauconita, como en las margas, que son de tonos gris-oscuro, plásticas y limolíticas. Los microfósiles más frecuentes en las calizas son: *Hedbergella paradubia* (SIGAL); *Pithonella sphaerica* (KAUFFMANN); *Tritaxia* cf. *tricarinata*, REUSS; *Heterohelix*, *Marssonella* cf. *trochus*, D'ORB., y *Lenticulina*, etc. En las margas predominan los Foraminíferos arenáceos y los Ostrácodos: *Ammobaculites sthephensoni*, CUSHMAN; *Pseudoclavulina brayi*, COLOM; *Pterigocythere allinensis* (GREKOFF y DEROO); *Quadracythere*, *Parcypideris*, etc. Esta microfauna caracteriza al Turoniense Inferior, y en particular *Hedbergella paradubia* (SIGAL) es un microfósil guía de la base de este piso. BARROIS (1880) menciona en el Turoniense de Nava: *Ammonites* cf. *lewesiensis*, *Inoceramus labiatus* y *Periaster verneuili*, que caracterizan también al Turoniense Inferior

Finalmente, en la serie de Bierces el Turoniense se presenta en afloramiento prácticamente continuo, pudiendo separarse dos tramos litológicos:

- a) En la base, 1½ m. visibles de margas limolíticas, grises, con hiladas de calizas nodulosas. Las margas contienen: *Ammobaculites sthephensoni* (CUSHMAN); *Globotruncana* cf. *renzi*, GANDOLFI; *Ammovertella*, *Lenticulina*, *Pseudocyclammina*, *Dentalina*, *Palmula*, *Pterigocythere allinensis* (GREKOFF y DEROO), *Quadracythere*, *Bairdia*, *Paracyprideis*, *Terebratula*, Ostreoides (*Exogyra*), Equinodermos, etc. Las calizas intercaladas son biomicritas limolíticas, con *Pithonella sphaerica* (KAUFFMANN); *Marssonella* cf. *trochus*, D'ORB.; *Pseudocyclammina*, Políperos, Algas y Gasterópodos.
- b) Unos 24 m. de calizas nodulosas, de aspecto brechiforme, con limo (biopelmicritas), que tienen algunas intercalaciones delgadas de margas arcillosas grises, limolíticas. La microfauna característica de este tramo es: *Hedbergella paradubia* (SIGAL); *Pithonella sphaerica*, KAUFFMANN; *Tritaxia* cf. *tricarinata*, REUSS; *Marssonella* cf. *trochus*, D'ORB.; *Pseudocyclammina*, *Boueina pygmaea*, PIA; *Neomeris pfenderae*, KONISHI y EPIS; *Acicularia*, etc. Son también muy frecuentes en estos niveles los Políperos, Briozoarios, Gasterópodos, Rudistas, Equinodermos, etc. La presencia de *Hedbergella paradubia* (SIGAL) en estos tramos más altos del Turoniense indica que corresponden al Turoniense Inferior, como en todas las demás zonas de Asturias.

2.12.3 Coniaciense-Santoniense

Los cortes o series de la zona occidental de la Hoja (Nava) incluyen

solamente la base de este conjunto, mientras que en Bierces la serie del Cretácico Superior marino comprende hasta el Santoniense inclusive (C₂₄).

La base del conjunto Coniaciense-Santoniense está definida por un tramo de calcarenitas de unos 5 a 10 m. de espesor, que en la base son microcristalinas y contienen glauconita y limo (biopelmicritas o biogravelmicritas), y en la parte alta son cristalinas (biosparitas). En el corte de Nava sólo está representada la parte inferior o microcristalina, que contiene: *Dictyosella* cf. *kiliani*, MUN.-CHALM.; *Minouxia lobata*, GENDROT; *Tritaxia*, cf. *tricarinata* REUSS; *Spirophthalmidium*; *Quinqueloculina*; *Pseudolituonella reicheli*, MARIE; *Cuneolina pavonia*, D'ORB; *Pithonella sphaerica* (KAUFFMANN); *Lithothamnium*; *Acicularia*; *Boueina* cf. *pygmaea*, PIA; *Neomeris* cf. *cretacea*, STEINMANN; *Halimeda*, abundantes Rudistas, Políperos y Briozoos. Parece muy probable que este tramo calizo represente al Coniaciense Medio o Superior, existiendo, por tanto, una laguna o hiato estratigráfico del Turoniense Superior y Coniaciense Inferior, como se ha señalado en las series del sur de Alava y Burgos (RAMIREZ, 1971).

En la región oriental de la presente Hoja (cortes de Bierces e Infiesto) continúa la sedimentación en facies marina hasta el Santoniense Superior. En Nava se observa por encima del tramo de calizas ya descrito, un nivel de unos 4 m. de areniscas calcáreas con intraclastos y pseudoolitos, así como abundantes granos de glauconita y escasos restos orgánicos (Miliólidos, *Acicularia* y restos de Equinodermos) que demuestran su carácter marino de poca profundidad. En las calizas de Nava, BARROIS (1880) encontró: *Hippurites organisans*, *Hippurites cornuvaccinum* y *Nerinea monolifera*.

En esta región oriental, el primer tramo de calizas del Coniaciense tiene una potencia de 14 m., y en su parte superior es de carácter cristalino (biosparitas), donde, además de los microfósiles ya mencionados, contiene *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.). El resto del Cretácico Superior presenta, de abajo a arriba, la siguiente sucesión:

- a) 3 m. de areniscas poco cementadas, de grano medio, micáceas y azoicas.
- b) 6 m. en los que alternan arcillas limolíticas grises y amarillas con calcarenitas gruesas y arenosas (intrabioesparruditas con oolitos), con *Quinqueloculina*, *Lithothamnium*, *Acicularia*, *Boueina*, Políperos, Rudistas y Briozoos.
- c) 40 m. en los que alternan arenas amarillas y rojas con estratificación cruzada con pasadas microconglomeráticas y arcillas gris-oscuras, micáceas, arenosas o limolíticas, plásticas y con restos de vegetales. Hay una intercalación de calizas microcristalinas, blancas, de aspecto noduloso (biopelmicritas), con *Minouxia lobata*, GENDROT; *Vidalina hispanica*, SCHLUMB.; *Dicyclina schlumbergeri*, MUN.-CHALM.; *Cuneolina pavonia*, D'ORB.; *Quinqueloculina* y secciones de Rudistas.

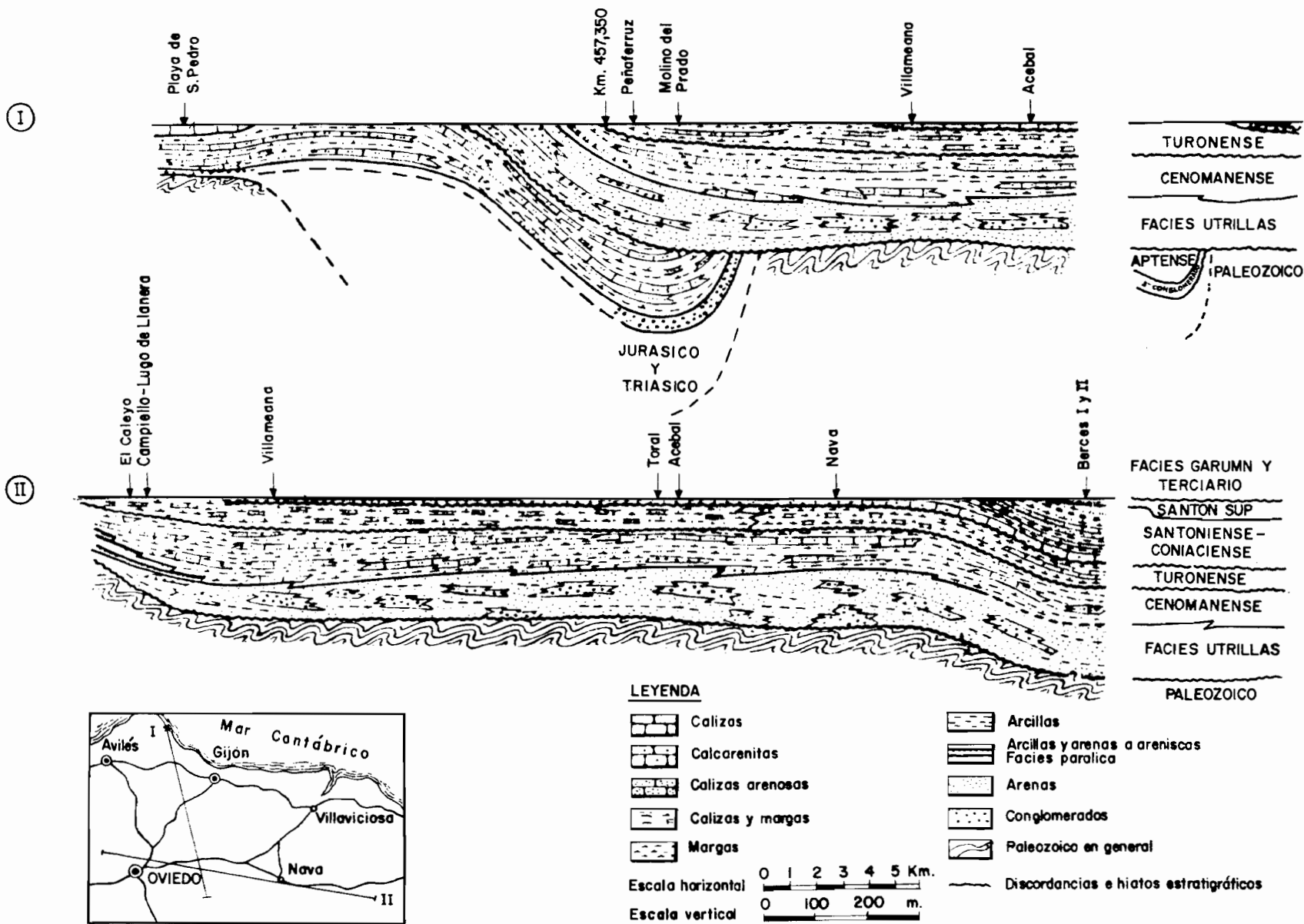


Fig. 6 — Cortes esquemáticos de la Cuenca Cretácica

(Según J. Ramirez del Pozo, 1.971)

- d) 7 m. de calizas microcristalinas, brechoides de tonos claros, arenosas en la parte inferior (biomicritas), con *Vidalina hispanica*, SCHLUMB.; *Spirocyclina choffati* (MUN.-CHALM.); *Dictyopsella* cf. *kiliani*, MUN.-CHALM.; *Dicyclina schlumbergeri*, MUN.-CHALM.; *Minouxia conica*, GENDROT; *Nezzazzata*; *Pseudolituonella reicheli*, MARIE; *Cuneolina pavonia*, D'ORB.; *Boueina pygmaea*, PIA; *Neomeris*, Políperos, Briozoos, Rudistas, etc. En la base hay una intercalación de 20 m. de arcilla carbonosa negra con Briozoarios.
- e) Tramo de unos 70 m. de margas nodulosas arcillosas y limolíticas, con macrofauna (*Gryphaea*, *Rhynchonella*, etc.) *Globotruncana fornicata* (PLUMM.); *Globotruncana lapparenti lapparenti*, BOLLI; *Marginulina trilobata*, REUSS; *Nummofallotia cretacea*, SCHLUMB.; y *Barkenina* sp. En la base hay algunas intercalaciones de calcarenitas arenosas pardo-amarillentas.
- f) 10 m. de limos calcáreos amarillentos con pasadas de calcarenitas arenosas y teñidas por óxidos de hierro (biomicritas, biopelmicritas y biogravelmicritas). En los levigados se ha reconocido: *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.); *Idalina antiqua*, D'ORB.; *Quinqueloculina* y Briozoos. En las calcarenitas: *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.); *Vidalina hispanica*, SCHLUMB.; *Rotalia* cf. *reicheli*, HOTT.; *Marssonella* cf. *trochus* D'ORB.; *Quinqueloculina*, *Lockartia*, *Lithothamnium*, *Pithonella sphaerica* (KAUFFMANN), Briozoos, etc. De este nivel, ALMELA y RIOS (1962) clasifican *Rhynchonella difformis*, D'ORB.; *Exogyra langlosi*, COQ.; *Exogyra sipinosa*, MATH., y *Pycnodonta vesicularis*, LAM.
- g) Termina el Cretácico Superior en facies marina con un banco de 7 m. de potencia de calcarenitas de tonos claros (biopelmicritas o intrabiomicritas), con *Lacazina elongata*, MUN.-CHALM.; *Nummofallotia cretacea* (SCHLUMB.); *Idalina antiqua*, D'ORB.; *Quinqueloculina*; *Spiroplectammina*; *Rotalia* cf. *reicheli*, HOTT.; Briozoos, etc.

Tanto los microfósiles mencionados en los niveles d) a f), como la macrofauna determinada por ALMELA y RIOS demuestra que dichos niveles corresponden al Santoniense Inferior. La presencia de *Lacazina* en el nivel g) indica, sin la menor duda, que dicho nivel pertenece al Santoniense Superior.

2.13 Terciario (T₁₋₃^{AA})

Sobre los sedimentos del Cretácico Superior en facies marina ya descrito, y limitada a la cuenca de Oviedo-Infiesto, se sitúa una serie de facies continental, que en su base está constituida por arcillas, arenas (a veces conglomeráticas) y conglomerados («pudinga de Posada»), preferentemente calcáreos. La base de esta serie se atribuye a la facies Garúmnica.

En Nava, directamente encima de las areniscas calcáreas de facies ma-

rina, atribuidas al Coniaciense, se reconoce una serie de arenas amarillas de grano grueso, con pasadas microconglomeráticas y con estratificación cruzada, entre las que se intercalan lechos de arcillas plásticas de tonos variolados, con pequeños nódulos de yeso. Esta serie detrítica, atribuida al Oligoceno por todos los autores, parece yacer en concordancia sobre la serie de facies marina del Cretácico Superior. En los niveles arcillosos se han reconocido algunos Briozoos, con señales de resedimentación y calcificaciones determinadas como *Microcodium*. LUCAS y MONTENAT (1967) indican que la dispersión de este organismo ya desde el Cretácico Superior al Eoceno Superior, caracterizan a las facies Garúmnicas. Los últimos niveles de Terciario que pueden reconocerse en Nava están definidos por arenas y areniscas, poco compactas, de tonos rojizos, con óxidos de hierro, que presentan lentejones pequeños de conglomerados de cantos calcáreos gruesos.

En Bierces, la base de la facies Garúmnica (hasta ahora denominada Terciario continental) viene definida por una alternancia de arcillas calcáreas rojizas, con nódulos calcáreos y de conglomerados de cantos calizos. Más abajo, intercalado dentro de la serie del Cretácico Superior marino, hay un tramo de arenas amarillas con pasadas microconglomeráticas y de arcillas plásticas intercaladas, idéntico a los mencionados en la facies Garúmnica de Nava. La facies Garúmnica de Bierces fue ya descrita anteriormente en una pequeña nota (RAMIREZ, 1968). Las arcillas rojizas contienen algunos microfósiles resedimentados del Cretácico Superior (normalmente del Santoniense), y en la parte baja, cerca del contacto con el Cretácico marino, algunos ejemplares de *Microcodium*. Los conglomerados están formados por cantos calizos procedentes del Santoniense Superior (Biopelmicitas, con *Lacazina*, *Nummofallotia*, *Dicyclina*, *Dyctyopsella*, *Idalina*, etc.), cementados por calcita microcristalina (dismicrita a pisomicrita), que contiene también *Microcodium* y que en algunos casos son los que cementan a los cantos. La proporción entre el cemento y los cantos varía considerablemente de unos niveles a otros, pues mientras en unos son dismicritas pisolíticas con muy pocos cantos de pequeño tamaño, en otros (sobre todo en la parte más baja de la serie) el cemento es muy escaso frente al número y tamaño de los cantos.

Respecto a la parte superior del Terciario, debido al extraordinario recubrimiento, resulta muy difícil reconstruir dicha serie, aunque, en general, está constituida por un conjunto muy terrígeno de areniscas, arcillas limolíticas rojas y conglomerados calcáreos; estos últimos («pudinga de Posada») particularmente desarrollados a lo largo del borde sur de la Franja Móvil Intermedia, donde representan a todo el conjunto del Terciario Continental.

ALMELA y RIOS (1962) atribuyen la serie inferior del Terciario al Ludense, mientras que el resto correspondería al Oligoceno, no pudiendo establecerse una subdivisión más precisa debido a la extraordinaria monotonía de estas series. ADARO (1916) atribuyó estos tramos al Cretácico.

aunque el hallazgo de restos de Mamíferos (*Paleotherium*) [REGUERAL y GOMEZ DE LLARENA, 1926], en las yeseras cercanas a Oviedo y en niveles próximos al Cretácico marino, confirmó que estos tramos pertenecen al Ludicense. La determinación de los mamíferos fue realizada por ROYO y GOMEZ (1927), quien atribuyó también al Terciario la «pudinga de Posada». Respecto a la naturaleza del contacto Cretácico-Terciario, KARREBERG (1934) señala que existe concordancia, mientras que LLOPIS LLADO (1950, 1957) indica que es ligeramente discordante y ALMELA y RIOS (1962) señala que el contacto es aparentemente discordante, aunque hay una superficie irregular en el contacto con el Cretácico, no existiendo, por tanto, una continuidad en la sedimentación. Finalmente, MARTINEZ ALVAREZ (1968) señala que el contacto es discordante y disconforme, habiendo claras señales de meteorización y carstificación en el mismo. En Bierces, la serie de facies continental parece aparentemente concordante con el Cretácico marino, como sucede en Nava, según hemos indicado anteriormente.

En resumen, creemos que la base del Terciario continental se presenta en muchos lugares (Nava, Bierces) en facies Garúmnica. La datación de estos niveles de facies continental está todavía, en nuestra opinión, muy lejos de haberse realizado con suficiente garantía, quedando aún sin resolver bastantes problemas. Lo que sí parece estar relativamente claro es su edad paleocena o eocena.

Respecto al contacto entre el Cretácico y la serie continental, creemos que es aparentemente concordante en algunos lugares (paraconformidad), mientras que en otros puede ser ligeramente discordante.

El espesor total del Terciario es desconocido. En Bierces-Infiesto se han medido unos 30 m., y en Nava unos 50 m., que corresponden a la parte inferior en facies Garúmnica. Sin embargo, el espesor total en el centro de la cuenca puede estimarse en unos 250 m.

2.14 CUATERNARIO (Q)

Dentro de esta Hoja los depósitos cuaternarios están exclusivamente representados por los aluviones de los ríos, materiales de derrubios de ladera, conos de deyecciones y suelos, etc.

Son de destacar en particular los depósitos aluviales de los ríos Piloña y Llovones, así como la ría de Villaviciosa, que ocupan una cierta extensión.

Por otra parte, como es conocido, toda la región se presenta intensamente recubierta por tierras de labor, prados y abundante vegetación que oculta la mayor parte de las formaciones paleozoicas y sobre todo las mesozoicas. Como es obvio, estos extensos y poco potentes materiales modernos no se han cartografiado, a fin de poder mostrar la cartografía del Paleozoico y Mesozoico de una manera gráfica evidente.

3 TECTONICA

Las estructuras que afectan al Paleozoico de esta Hoja no cobran todo su significado si no se consideran dentro de un marco más amplio y se estudian conjuntamente con las Hojas vecinas.

Desde el punto de vista tectónico, el área paleozoica se encuadra dentro de dos de las cuatro subunidades en que queda dividida la zona Cantábrica (JULIVERT, 1967); la mancha carbonífera de Libardón y el isleo carbonífero de Viñón, pertenecen a la prolongación norte de la cuenca carbonífera Central, y los afloramientos paleozoicos del borde sur de la Hoja y los situados al E. del macizo calizo del Suevo, a la «Región de Mantos».

La cuenca Central forma una gran área deprimida, en la que se han conservado unos 6.000 m. de materiales carboníferos, sobre los que actuó violentamente la orogenia herciniana, quedando dispuestos en forma de sinclinatorio.

Las direcciones de los pliegues mayores se alinean en forma de arco, siguiendo las directrices del arco Astúrico, es decir, variando sus rumbos de N.-S. a direcciones más E.-O.

Esta tónica general se puede observar, dentro de la Hoja, en la mancha carbonífera de Libardón, donde los estratos y pliegues generales se ordenan según la dirección NE.-SO.; estos últimos son: un sinclinal fallado por el eje, cuyo flanco N. ha descendido, y un anticlinal normal, ligeramente asimétricos; ambos, desplazados en su prolongación sur por una serie de fallas transversales de carácter normal y de dirección NO.-SE. que afecta también en algunos puntos a la cobertera mesozoica y terciaria, siendo por ello fallas de edad postherciniana, posiblemente de tipo alpídico.

En Viñón, los estratos se ordenan de igual forma NE.-SO., estando dispuestos según una estructura anticlinal que también sigue esta dirección.

La «Región de Mantos», según JULIVERT (1971), constituye una unidad muy bien individualizada, tanto tectónica como paleogeográficamente. Desde el punto de vista paleogeográfico, se caracteriza por la ausencia del Ordovícico Medio y Superior (salvo en la escama de Laviana, representada dentro de esta Hoja), del Silúrico y del Devónico. Desde el punto de vista tectónico, por la existencia de una multitud de unidades despegadas, por debajo de la Formación Láncara (bien representadas dentro de la Hoja) y corridas hacia el Este.

Estas unidades corridas son afectadas por una serie de pliegues normales a ellas, que prueban una edad posterior a la formación de las primeras. Esto coincide con las dos etapas de deformación herciniana que señalan JULIVERT & PELLO (1967); la primera, de edad intrawestfaliense, es la que da lugar al emplazamiento de mantos y formación de pliegues paralelos

a las mismas, y la segunda, de edad intraestefaniense, produce pliegues de gran radio que deforman las estructuras anteriores y son las responsables de la inversión de los frentes cabalgantes.

Siguiendo la nomenclatura utilizada por JULIVERT en esta región, las diferentes unidades tectónicas que afectan a la Hoja son: conjunto cabalgante del Sueve, escama de Campo de Caso y escama de Espinaredo.

De las tres unidades, el conjunto cabalgante del Sueve, es lo único que cobra todo su significado dentro de la Hoja; constituye la prolongación hacia el Norte de las escamas de Laviana y Rioseco, siendo la primera la que forma el borde oriental de la cuenca Central. Se extiende por el S. a lo largo de la sierra de Oñes, donde aflora de una forma incompleta por estar recubierta a ambos lados por el Cretácico y Terciario. El contacto con el Terciario en la ladera sur de la sierra es por falla, estando bien visible en el punto de cruce con la carretera de Santander a Oviedo; aquí el Terciario se pone casi en vertical en su contacto con la cuarcita ordovícica, debido, probablemente, al arrastre producido por la falla. Según PELLO (1967), esta disposición de los materiales en su proximidad a la falla, parece indicar que ésta se originó durante la deposición terciaria.

Más hacia el Norte, antes de llegar al pueblo de Miyares, el Paleozoico se oculta bajo la cobertura mesozoica, para volver a aparecer, después de ser desplazado hacia el Este por una falla, a la altura del pueblo de Robledo. A partir de aquí el conjunto cabalgante adquiere toda su importancia, estando formado por tres escamas paralelas muy apretadas que tienen como base de despegue los materiales cámbricos.

En la escama más oriental, el Cámbrico cabalga a la «caliza de Montaña» entre los pueblos de Villar y Cofiño, pasando más hacia el Norte, sobre las pizarras del paquete Fresnedo. Este conjunto carbonífero, junto con la «caliza Masiva» o de Peña Redonda, forman el flanco oriental de un sinclinal que se detecta claramente en la carretera de Arriondas a El Fito, pudiéndose comprobar la repetición de estos materiales en sus dos flancos, así como el cambio de sentido de crecimiento de la serie por la orientación de los suelos de vegetación de unos carboneros que se presentan a techo de la caliza de Peña Redonda.

En las otras dos escamas los materiales cámbricos cabalgan sobre la cuarcita ordovícica, llegando a aflorar, en la intermedia, la caliza gluconítica del Acadiense.

La escama de Campo de Caso aparece al sur de la Hoja por el pueblo de Pesquerín y se dirige hacia Caldevilla, donde es recubierta por el Cretácico para volver a aparecer en las inmediaciones de Arriondas. El frente lo forma la «caliza de Montaña», que cabalga sobre las pizarras improductivas del paquete Fresnedo.

Por último, la escama de Rioseco, poco representada dentro del mapa, aparece en el ángulo Sureste de la Hoja. El frente vuelve a estar formado

por los materiales cámbricos que cabalgan sobre las pizarras de Fresnedo. Adosado a las pizarras del Cámbrico aparece el conjunto integrado por la cuarcita ordovícica, «griotto», «caliza de Montaña» y paquete Fresnedo, siendo este último cabalgado por la escama de Campo de Caso.

Por lo que se refiere al área de recubrimiento mesozoico y terciario de Asturias, se puede dividir desde un punto de vista estructural en tres unidades principales de diferentes características, que, como ya se ha indicado en la Introducción, corresponden en general a áreas paleogeográficas con diferente evolución geológica (figs. 1 y 2).

Estas unidades de Sur a Norte, son las siguientes:

- 1) *Sinclinorio de Oviedo-Infiesto*.—Eq. Surco de Oviedo-Infiesto.
- 2) *Franja tectonizada intermedia*.—Eq. Franja Móvil Intermedia.
- 3) *Monoclinal ondulado de Gijón-Villaviciosa*.—Eq. Cuenca de Gijón-Villaviciosa.

La delimitación entre estas unidades es bastante neta, sobre todo por la presencia entre la septentrional y la meridional de una franja larga y estrecha, caracterizada por una tectónica violenta, que contrasta con la suave de las unidades contiguas. Esta franja es debida con gran probabilidad a un accidente profundo que ha jugado un papel fundamental a lo largo de toda la historia geológica del conjunto sedimentario postcarbonífero. Consiste posiblemente en una gran falla (o fallas) con dirección general E.-O. que desde la zona de Avilés, cruzando nuestra área, se extiende aun fuera de los límites de nuestro mapa. Esta falla, además de haber sido activa, con desplazamientos relativos a uno y otro lado, en diferentes tiempos geológicos, constituye, como se verá, una importante divisoria de sedimentación y de facies.

Por lo tanto, se puede considerar esta gran fractura o línea de discontinuidad (que llamaremos falla, fractura o accidente intermedio) como el rasgo tectónico fundamental de la historia postpaleozoica de la región.

1) *Sinclinorio de Oviedo-Infiesto*.—Se trata de un sinclinorio en general bastante suave, de dirección aproximada Este-Oeste (Fig. 2), que además queda subrayado por la depresión topográfica general de los terrenos más altos estratigráficamente (Terciario). Solamente en la zona de contacto con la franja intermedia se observan trastornos e inversiones bruscas en la disposición de los estratos. Pero más al Sur la tectónica es bastante suave y los estratos pierden rápidamente pendientes en esta dirección, dando lugar también a débiles ondulaciones en el Terciario. Al sur del borde terciario aflora nuevamente el Mesozoico (Cretácico), que se apoya regularmente, con pendientes no muy fuertes, sobre el subyacente paleozoico. Más al Este, la unidad va estrechándose cada vez más con respecto al área occidental, manteniéndose su carácter sinclinal.

En la zona central de la Hoja esta estructura está dividida por el macizo paleozoico de Qües, originando al Sur el monoclin de Infiesto por efecto de una gran falla de hundimiento, probablemente cabalgante, de clara directriz hercínica (NE.-SO.). Esta gran falla es probablemente la que continúa más al NE., delimitando al SE. el macizo paleozoico del Suevo.

2) *Franja tectonizada intermedia.*—Representa una franja muy compleja, fuertemente fallada y plegada con una vergencia general de los pliegues al Sur. Las direcciones predominantes de los elementos tectónicos (fallas, pliegues, cabalgamientos), son NO.-SE. en la parte occidental, fuera de la Hoja, y E.-O. dentro de ella (Fig. 2). En profundidad esta serie de cobijaduras y fallas inversas de superficie deben corresponder a un conjunto de «horst» y «graben» que la gran falla (o fallas) intermedia ha debido producir durante su compleja historia geológica.

La estructura general de la Franja Móvil tiene una forma zigzagueante, con una región central compleja, de directrices NO.-SE. (posiblemente afectado por el «decrochement» hercínico de Avilés-Nava-Campo de Caso o falla de Ventaniella) y dos regiones laterales, una occidental fuera de la Hoja y otra oriental, comprendida dentro, con directrices E.-O.

La zona oriental de esta franja, comprendida en esta Hoja, forma una banda estrecha y alargada de dirección Este-Oeste, que se extiende desde el valle de Sariego hasta Borines, al sur del Suevo.

Al igual que en la zona central de la Hoja colindante de Oviedo, existe al Norte una gran falla de hundimiento (falla de Peña Careses, con el labio Sur hundido), que la desgaja de la cuenca de Gijón-Villaviciosa, y una falla cabalgante al Sur que lo separa del sinclinorio de Oviedo-Infiesto. **Ambos** accidentes presentan una directriz Este-Oeste. Su continuidad con los existentes en la zona central es clara con la salvedad del cambio de directriz ya indicado, que se produce de una zona a otra.

Los dos sistemas de fallas, de desgarr horizontal y de distensión, que se presentan en la zona central (Oviedo), muy ligados al «decrochement» hercínico, no se observan en esta zona, que aparentemente es más tranquila. Existe, sin embargo, un tercer accidente entre los dos anteriores, bien desarrollado, que pone en contacto el Cretácico Superior con diferentes niveles: Carbonífero, Pérmico y Buntsandstein.

En las inmediaciones de Fresnedo esta falla de hundimiento adquiere un carácter cabalgante afectando al Carbonífero y a niveles de facies Utrillas. Sin embargo, hacia el Oeste, parece actuar con carácter de falla normal, que va perdiendo salto considerablemente, hasta poner en el valle de Sariego, en contacto a niveles de Buntsandstein con la facies Utrillas.

Esta franja oriental se va estrechando hacia el Este hasta desaparecer prácticamente al sur del Suevo, dando lugar en esta extremidad a pequeños pliegues apretados, a veces volcados (Borines), de material mesozoico, que se pone en contacto bruscamente con el Paleozoico.

La falla de hundimiento, situada al Norte, se extiende desde Sariego hasta Villares y se pierde en esta localidad para volver a aparecer unos kilómetros más al Este, al norte de la localidad de Viyao, siguiendo el arroyo de Cuesta Villar hacia Borines.

3) *Monoclinal ondulado de Gijón-Villaviciosa*.—Representa la unidad más septentrional, recubierta de sedimentos mesozoicos (Triásico-Jurásico-Cretácico Inferior).

La tectónica de esta unidad es muy sencilla y puede definirse como de tipo ondulado-tabular. Las pendientes de los estratos son bastante suaves, salvo accidentes muy locales. La directriz tectónica a pesar de su general indecisión, deja apreciar la influencia de un plegamiento alpino que ha dado lugar a una serie de alineaciones largas y estrechas, cuyos ejes se presentan ondulados a lo largo de una dirección predominantemente NO.-SE.

Las alineaciones principales observadas, desde el NE. al SO., son: San Justo-Miravalles y Peón-Viñón (Fig. 2). En general, no son continuas, sino que originan una serie de pequeñas estructuras alineadas entre sí.

Hay que subrayar que los débiles empujes de la fase alpina, en esta región, a causa del escaso recubrimiento mesozoico, han podido ser regidos y orientados muchas veces por las directrices profundas hercínianas (NE.-SO.), así que hay zonas en que los pliegues resultantes se cruzan en las dos direcciones y llegan a enmascarar la directriz estructural predominante.

Un factor que puede disminuir la importancia de estos pliegues de tectónica alpina es la presencia de la serie plástica triásica con episodios evaporíticos (yesos, anhidrita y sal), cuyo contacto con formaciones subyacentes más rígidas (Buntsandstein, Pérmico o Paleozoico) habría podido constituir una superficie de despegue, dando origen así a una estructuración epidérmica y, por tanto, sin repercusión sobre los niveles más profundos.

Otros elementos tectónicos que caracterizan la cobertera mesozoica de esta región son una serie de fracturas y fallas normales, que a pesar de su salto débil, originan muchas veces contactos anormales, trastornos e inversiones bruscas en la disposición de los estratos.

Estas fallas presentan dos direcciones principales: una NO.-SE. de directriz alpina, y otra, de dirección NE.-SO., ligadas a las antiguas alineaciones hercínianas. Estos dos tipos de falla, que a veces cruzan los pliegues, pueden llegar a enmascarar aún más la presencia de estructuras individualizadas.

Finalmente, otro rasgo tectónico de importancia regional ligado a una alineación hercínica afectada por los empujes tangenciales alpinos, es el anticlinal (o anticlinorio) de Viñón-Busto, de dirección dominante NE.-SO. y cruzado por alineaciones (fallas y pliegues) NO.-SE. En el núcleo de esta estructura aflora el Carbonífero, que representa probablemente un paleorrelieve a lo largo de una alineación hercínica dentro de la cuenca Central carbonífera.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Durante el Cámbrico Medio predominó la deposición de facies calcáreas, que según las características que presenta, debió de hacerlo en un medio nerítico poco profundo; estas calizas y pizarras calcáreas suelen ser muy ricas en fósiles (Trilobites, Equinodermos, Braquiópodos), que sólo en ocasiones se presentan fragmentadas y redondeadas, ZAMARREÑO & JULIVERT (1967).

El régimen sedimentario cambia en el Cámbrico Superior y Ordovícico Inferior; los materiales son más detríticos, se depositan arenas de grano relativamente grueso y de escasa profundidad; esto lo atestiguan la presencia de Cruzianas y de Scolisthus. De este modo se formaron las cuarcitas que aparecen en los tramos superiores de Oville y la «cuarcita Armoricana», que representa la culminación de un período de sedimentación de arenas y materiales pelíticos en una serie alternante (Oville Superior).

Durante el Ordovícico Medio vuelve a cambiar la sedimentación, que lo vuelve a hacer en un medio nerítico, dando lugar a la deposición de las pizarras del Sueve.

La falta de sedimentación desde el Ordovícico Medio hasta los primeros aportes carboníferos, en la zona situada al E. de la cuenca carbonífera Central, indica la existencia de un área con tendencia positiva a la emersión, en la que probablemente no hubo depósitos e incluso pudo existir una erosión en determinadas áreas (región de Riosol y Mampodre) (JULIVERT, 1967), hecho que se ha relacionado con los movimientos bretónicos (COMTE, DE SITTER, WAGNER).

La sedimentación carbonífera en Asturias se inicia en determinadas localidades por unas pizarras negras, que al igual que en León, pueden atribuirse al Tournaisiense, aunque en la mayor parte de las ocasiones es el «griotto», de edad viseiense, el que inaugura esta sedimentación.

El mar carbonífero se extendía por buena parte de lo que actualmente es mar Mediterráneo, uniéndose por el Asia Menor con el brazo de mar ruso y prolongándose hacia el Este a través de las cadenas persas y del Himalaya. Merced a su particular carácter geotectónico, la subsidencia ha jugado un papel muy importante, permitiendo la deposición de una serie sedimentaria muy potente, que para el conjunto de los estratos carboníferos de la cuenca Central alcanza aproximadamente unos 6.000 m. de espesor, que están representados casi en su totalidad dentro de la Hoja; de ellos, más del 80 por 100 son de origen marino. Enmarcaban a este gran mar en el área española los terrenos antiguos que hoy día podemos encontrar en las regiones de Galicia y norte de Portugal, volviéndose a abrir hacia el Oeste por el sur de este último país, como lo atestiguan las formaciones

marinas del Carbonífero Inferior del sur de Portugal y norte de Valle del Guadalquivir (GARCIA-LOYGORRI, en prensa).

Tras una deposición química en aguas poco profundas, de la facies carbonatada del «griotto» y «caliza de Montaña» que se encuentra en todo el ámbito de la cuenca carbonífera, se implanta una sedimentación principalmente terrígena, que inicia una facies hullera en régimen calciparácico. Las inversiones del mar que son frecuentes se producen desde el Este y Sur hacia el Oeste y el Norte, y perduran, aunque dentro de un fenómeno regresivo de orden mayor; es decir, de carácter continental creciente, hasta que la fase Astúrica de la orogenia hercínica interrumpe el proceso con el plegamiento de la cuenca (GARCIA-LOYGORRI, en prensa).

Los primeros tramos de la sedimentación terrígena que suceden al depósito calcáreo del «griotto» y de la «caliza de Montaña» son de predominio marino, extendiéndose este régimen a lo largo de unos 1.400 m. de serie, aunque ya empiezan a aparecer tímidamente algunos pasos de carbón, localmente explotados. Tras un episodio continental de unos 120 m. de potencia, se inicia una serie preferentemente marina de unos 1.000 m. de potencia que forma el tramo superior de la formación. A todo lo largo de estas series marinas, que esporádicamente incluyen pasos continentales con suelos de vegetación poco desarrollados al muro de las hiladas de carbón, no es raro encontrar secuencias ordenadas en ritmos sedimentarios, que ponen de manifiesto ciertas sacudidas en el juego de la subsidencia de la cuenca, traducidos en la presencia de cuarcitas y calizas en el techo de algunas vetas de carbón abortadas en su formación.

La instalación de la laguna hullera se manifiesta de una forma clara en el Carbonífero de Viñón, aparecen ya tramos continentales de considerable espesor que encierran capas de carbón, explotables, con suelos de vegetación bien desarrollados que hablan de la permanencia de la vegetación hullera en la cuenca, comprobada también por la existencia de numerosos techos de plantas flotadas o de fósiles de agua dulce. Los sedimentos son más detríticos, apareciendo frecuentes niveles de micropudinga y predominan las pizarras de tipo arenoso.

La fase Astúrica de la orogenia hercínica interrumpe este proceso de sedimentación, con la formación de la Cordillera Cantábrica, que queda sometida seguidamente al desgaste por la erosión.

La historia geológica de la cuenca meso-terciaria de Asturias, en cuya parte suroriental está enclavada la presente Hoja, comienza al final del Carbonífero, cuando la fase de descompresión que siguió a la tectónica hercínica provocó el hundimiento de la parte septentrional de la región asturiana. Este fenómeno tuvo lugar a lo largo de dos accidentes profundos de dirección aproximada ONO.-ESE. (falla o fallas intermedias), y NE.-SO. (falla de Veriña), originando la «cuenca de Gijón-Villaviciosa» al Norte y la «Franja Móvil Intermedia» al Sur, jalonando ésta la línea de debilidad NO.-SE.

Más tarde, a causa de un basculamiento general al Sur y por el cambio de sentido de esta fractura intermedia, se formaba el «surco de Oviedo-Infiesto». La «Franja Móvil Intermedia» presenta, por lo tanto, unas condiciones privilegiadas desde el punto de vista paleogeográfico, ya que actuó como zona limítrofe de charnela a dos cuencas sedimentarias con características muy diferentes.

Durante el intervalo de tiempo que media entre el final de la tectónica herciniana y la transgresión triásica, el área de la cuenca mesozoica que se iba formando se vio afectada por un relieve morfológico o estructural, que no alcanzó probablemente completa peneplanación. Por tanto, los sedimentos pérmicos y, en parte, los del Buntsandstein, se depositaron en las zonas deprimidas, rellenándolas, siendo posteriormente solapados por la transgresión del Keuper arcilloso-evaporítico. Durante el Liásico se inicia un régimen marino con una sedimentación predominantemente carbonatada, y en el Dogger, como efecto de las primeras fases neokímméricas, comenzó un movimiento de elevación que probablemente tuvo su culminación en la cuenca de Gijón-Villaviciosa. Se dio paso a una sedimentación clástico-terrágena de facies continental que empieza con el conglomerado del Dogger («Fabuda») y equivalentes, y que se encuentra especialmente desarrollada en el área Suroeste, de mayor subsidencia (Fig. 3). En el Malm continúa este movimiento de basculamiento y la sedimentación es predominantemente de facies lacustre y salobre al SO., y salobremarina al N.-NE. (facies Purbeck) (Fig. 4).

Durante el Cretácico Inferior, el área N. («cuenca de Gijón-Villaviciosa») llegó probablemente a una emersión parcial, mientras se acentuó la subsidencia del área SO. Se depositan los sedimentos de facies Weald y Utrillas, entre los que se intercala en el Aptiense un episodio marino.

En el Cretácico Superior (Cenomaniense-Turonense-Coniaciense-Santonense) el mar vuelve a invadir el área sur de la cuenca, en donde se delinea cada vez más la formación del «surco de Oviedo-Infiesto».

Finalmente se inicia de nuevo una fase regresiva, el surco de Oviedo es rellenado por sedimentos continentales terciarios y los movimientos alpinos dan lugar a los diferentes rasgos estructurales de las tres unidades mencionadas.

Por lo que se refiere a la Hoja de Villaviciosa, las facies observadas en los sedimentos aflorantes del Triásico al Terciario son las que a continuación se describen, según datos publicados por RAMIREZ DEL POZO (1969 y 1972).

En el Buntsandstein se produce una sedimentación continental, predominantemente detrítica, que se depositaba en los surcos preexistentes que tendieron a rellenarse. Sedimentos correspondientes a la facies Muschelkalk podrían ser considerados el conglomerado calizo de la Riera, con su equivalente lateral de caliza gris rojiza de muy poco espesor y extensión. Recordamos

también que en los sondeos La Matona y Caldones, fuera de la Hoja, se cortaron unas calizas que podrían atribuirse a la facies *Muschelkalk*.

Durante el Keuper se comprueba la existencia de una cuenca evaporítica en la que se depositaban, junto a las arcillas rojas, yesos y localmente otras sales. No se han observado ofitas en el Keuper de la Hoja, así como en el resto de la cuenca asturiana, lo que hace suponer la ausencia de estas manifestaciones volcánicas durante la sedimentación triásica, que, por otra parte, son muy frecuentes en otras regiones de España.

Durante el Hettangiense se instaura un régimen de sedimentación marina muy somera, con profundidades no superiores a los 20-25 m. y depositándose sedimentos carbonatados de facies nerítica o costera. Al final del Hettangiense, la zona situada aproximadamente al O. del meridiano de Gijón se eleva, cesando la sedimentación, sin llegar apenas a producirse la erosión de los sedimentos ya depositados. Este régimen de sedimentación se continuará durante el Sinemuriense Inferior y Medio, aunque las biofacies son algo más profundas, de carácter nerítico, con profundidades medias del mar del orden de 40 m. Generalmente el índice de energía deposicional del medio era muy tranquilo (sedimentación de micritas), aunque eventualmente pudiera aumentar (calcareniticas esparíticas). Desde el Sinemuriense Inferior se observa un gradual desplazamiento del borde de la cuenca hacia el Este y Norte, encontrándose sucesivamente los sedimentos más modernos del Jurásico marino en este sentido.

A partir del Sinemuriense Superior el mar se hace más profundo, debido probablemente al hundimiento de la cuenca en la parte norte y oriental de la Hoja, lo que da lugar a una sedimentación margo-calcárea de facies nerítica. Este ambiente deposicional habrá de continuar durante el Pliensbachiense y Toarciense con biofacies más profundas, siempre de tipo nerítico y profundidad de la cuenca del orden de los 60-80 m.

La subsidencia es muy pequeña y no tienen lugar durante todo el Jurásico marino movimientos tectónicos de importancia, salvo la manifestación incipiente de las primeras fases neokimméricas ya señaladas y que darán lugar a la deposición de las facies «atípica» y conglomerática («Fabuda»), tan características de la región asturiana.

La deposición de la facies «atípica», muy reducida en esta Hoja, representa durante el Toarciense la transición entre las sedimentaciones marina y continental, observándose en ocasiones una ligera discordancia con el conglomerado superior («Fabuda»). La gran cantidad de fósiles observados en algunos niveles de esta facies «atípica», solamente puede ser explicada como consecuencia de que, en este rápido cambio de régimen, las condiciones ambientales de profundidad y salinidad son particularmente desfavorables, produciéndose una súbita muerte de la fauna.

En el Dogger, después de la regresión general del área, se inicia una nueva fase «extensiva» sobre la anterior. La cuenca, debido a los fuertes

aportes de agua dulce, rebaja considerablemente su salinidad, depositándose los conglomerados de carácter continental y fluvial. Hacia la mitad del período de deposición aumentó el índice de energía del medio ambiente, adquiriendo las corrientes fluviales mayor fuerza de arrastre, lo que pudo deberse a un aumento de la pluviosidad junto a un rejuvenecimiento de las áreas fuente de aportes, situadas al Sur y al Oeste. Como hemos indicado, este conglomerado descansa sobre términos cada vez más antiguos hacia el Sur y Oeste. Dentro de la Hoja los yacentes son el Toarciense y el Pliensbachense, mientras que fuera de ella hasta llega a descansar sobre el Triásico (Zona de Avilés) y Paleozoico (Fig. 5).

Durante el Malm (facies Purbeck), cesan los aportes fluviales de elementos gruesos, prosiguiendo una sedimentación esencialmente lacustre y salobre, que hacia arriba pasa a formaciones muy fosilíferas de facies salobre transicional a marina, bien desarrolladas en el extremo oriental de la cuenca, en parte fuera de la Hoja.

Después de la sedimentación del Malm en facies Purbeck, se acentúa la regresión seguida por la deposición en las áreas colindantes de esta Hoja de la facies Weald, con materiales fundamentalmente fluviales, sedimentados en una cuenca muy somera, salobre o al menos de salinidad más baja que la marina normal. Los conglomerados calizos de la zona de Borines, atribuidos a la facies Weald, representan probablemente una sedimentación local relacionada con una fuerte pendiente de la costa, de dominio fundamentalmente calizo [Jurásico-«caliza de Montaña», etc.].

Durante el Aptiense, los mares, aprovechando la depresión que se iba formando por efecto del cambio de sentido de la flexura (falla intermedia), invaden el país, proviniendo posiblemente en parte de la zona de Avilés y depositando sedimentos, quizá de carácter discontinuo, a lo largo de una estrecha faja que correspondería a parte del actual surco terciario de Oviedo y de la Franja Móvil Intermedia, llegando hasta el área de Borines-Miyares. Es también posible que los sedimentos aptienses del extremo oriental de la Hoja sean debidos al entrante marino que ya se iba esbozando desde la zona de Torrelavega y que se desarrollará posteriormente en el Cretácico Superior y Terciario.

Los depósitos aptienses son siempre marino-costeros o neríticos y la profundidad del mar parece que no fue nunca superior a los 35-40 m.

Vemos, pues, que en esta época se inicia un ciclo transgresivo marino que se afianzará más tarde durante el Cenomaniense, aunque antes tiene que ocurrir una pausa: en el Albienes los aportes terrígenos vuelven a predominar, y se depositan en facies Utrillas, arenas, arcillas y conglomerados.

Durante la sedimentación de esta facies la cuenca sufrió un fuerte movimiento de basculamiento al SO. que dio lugar a la deposición de las facies terrígenas. La intercalación del nivel conglomerático debe corresponder a un episodio de rejuvenecimiento de las zonas emergidas y aumento de la

pluviosidad. Estas facies se extienden ampliamente en el «surco de Oviedo-Infiesto» y en la parte más meridional de la «Franja Móvil Intermedia». Las facies de Utrillas son netamente transgresivas o «extensivas», penetrando hacia el Sur sobre el Carbonífero, depositándose en la parte oriental de la «Franja Móvil Intermedia» sobre el Liásico o incluso sobre sedimentos más antiguos. El techo de las facies de Utrillas es muy diacrónico, comprendiendo, a parte del Cenomaniense en los bordes de la cuenca de sedimentación, donde pueden tenerse facies parálicas. La base es también más moderna en los bordes. Admitiendo una edad albiense para las facies de Utrillas, hay que localizar una laguna estratigráfica en la base, en el contacto con el Aptiense Inferior. Este hiato o disconformidad es una consecuencia de las fases Aústricas, que han tenido un carácter de relleno de la cuenca, no habiendo erosionado prácticamente.

Tanto durante la sedimentación de las facies de Utrillas como la del Cretácico Superior, el centro de la cuenca se situaba en las zonas orientales del área que aquí se estudia; es decir, lo contrario que en el Aptiense y facies Weald. Por esta razón creemos que hay un marcado diacronismo en el paso de la facies de Utrillas al Cenomaniense marino, que se hace más moderno hacia la zona occidental. Por dicha causa, el Cenomaniense Inferior de esta zona presenta facies parálica, con lechos carbonosos y niveles de facies transicional marina-no marina, es decir, representa la transición a la facies de Utrillas.

El Cretácico Superior se muestra a lo largo del «surco de Oviedo-Infiesto» (hasta sobrepasar el meridiano de Cangas de Onís) y de la «Franja Móvil Intermedia» (parte meridional de la misma). La cuenca asturiana se enlaza hacia el Este con el Cretácico Superior de la cuenca Cantábrica en la zona de Torrelavega-Santander.

En conjunto, todo el Cretácico Superior de Asturias presenta facies de borde de cuenca, generalmente neríticas o costeras, haciéndose más profundas en el Turoniense Inferior y de un modo general en las series más orientales.

La sedimentación en facies marina del Cretácico Superior parece que se ha terminado en el Coniaciense en la mayor parte de la Hoja, alcanzando al Santoniense Superior en la región de Infiesto. Al igual que la cuenca Cantábrica (RAMIREZ DEL POZO, 1971), hay un hiato en el techo de Cenomaniense que se relaciona con la mayor parte del Cenomaniense Superior y otro entre el Turoniense y Coniaciense que afecta al Turoniense Superior y al Coniaciense Inferior. Esta última laguna estratigráfica debe ser explicada por un movimiento de basculamiento o de elevación del borde de la cuenca cretácica, posiblemente durante el Coniaciense Inferior, que motivó la falta de depósito en este último nivel y la erosión o falta de sedimentación del Turoniense Superior.

En el Coniaciense (en la mayor parte de la Hoja) y en el Santoniense

(en la zona oriental de la misma) se inicia en toda la región un ciclo transgresivo, como consecuencia de las primeras fases de la orogenia Alpina. El mar se retira definitivamente, comenzando un régimen de sedimentación continental lacustre que se extiende exclusivamente en el «surco Oviedo-Infiesto» y que incluye a lo que hemos denominado facies Garúmnica y Terciario continental. La deposición de estos sedimentos tiene un carácter transgresivo o «extensivo», debiendo existir una interrupción en la sedimentación en el paso del Cretácico marino a los mismos. Esta interrupción en la sedimentación es posible que no sea muy importante en la zona oriental (serie de Infiesto), aunque en otros lugares de la laguna sedimentaria parece ser de cierta intensidad (alrededores de Oviedo). La subsidencia del «surco de Oviedo-Infiesto», que ya había comenzado a ser importante durante el Cretácico Superior, se acentúa, lo que da lugar a que este surco adquiera cada vez mayor importancia.

Durante el Terciario los movimientos Alpinos se hacen más intensos, plegando la zona y acentuándose el escarpe de la «Franja Móvil Intermedia», lo que da lugar a la formación de potentes conglomerados («pudinga de Posada»), cuyos materiales provenían fundamentalmente del Cretácico de esta franja. Hacia el Sur se observa un cambio de facies, haciéndose la sedimentación cada vez más fina e instaurándose un régimen más lacustre con deposición de arcillas y areniscas.

En la figura 6 se representan dos cortes esquemáticos de la cuenca cretácica, en los que quedan resumidas algunas de las ideas expuestas.

Finalmente, los movimientos alpinos, ya en el Terciario, actúan plegando suavemente la zona. Sólo en la faja correspondiente a la Franja tectonizada, debido precisamente —creemos— a la debilidad de la zona, los accidentes que se producen son violentos. Una serie de cobijaduras y de fallas inversas reflejan en superficie el conjunto de «horst» y «graben» que la fractura ha debido producir en profundidad, al actuar con distinto sentido a lo largo de los tiempos geológicos.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

Dentro de la superficie de la Hoja de Villaviciosa, las explotaciones industriales más importantes se refieren al espato flúor y a las rocas industriales.

La minería del espato flúor, que beneficia los yacimientos encajados en el Permotriás, se sitúa en el extremo nororiental de la Hoja, siendo las principales sociedades explotadoras Fluoruros, S. A., y Fluoritas Asturianas, S. A. Sus principales minas, a cielo abierto, se localizan en las proximidades de Caravia, ubicándose respectivamente en Pie de Potro y en el Vallín.

El Carbonífero de Viñón fue en tiempos explotado, pero en la actualidad todas las minas se hallan clausuradas.

Para áridos se explotan calizas carboníferas y liásicas y conglomerados jurásicos y cretácicos especialmente. Las canteras de mayor envergadura se hallan emplazadas en las arenas y cretácicos conglomerados, cretácicos de Nava, siguiéndoles en importancia las de las calizas carboníferas de Sevares y liásicas de Fuentes.

Con aplicaciones cerámicas se benefician arcillas en canteras abiertas en el Permotriás, Jurásico y Cretácico.

Es de señalar el hecho de que en la caliza carbonífera de Cardes se encuentra enclavada la única cantera de mármol existente en la costa asturiana, utilizándose su producción anual, próxima a los 2.000 m³, en cerámica fina, terrazo y ornamentación.

8 BIBLIOGRAFIA

- ADARO DE L. Y JUNQUERA, G. (1916).—«Hierros de Asturias.» *Mem. Inst. Geol. Esp., Criaderos de Hierro de España*, t. 2, 1 vol. texto, 35 figs., 12 láms., 610 pp., 1 vol., 10 láms. Madrid.
- ADRICHEM BOOGAERT, H. A. VAN (1967).—«Devonian and Lower Carboniferous Conodonts of the Cantabrian Mountains and their stratigraphic application.» *Leidse Geol. Mededel.*, vol. 39, pp. 129-192, 68 figs., 3 láms. Leiden.
- AGUILAR, M. J.; RAMIREZ DEL POZO, J., y RIBA, O. (1971).—«Algunas precisiones sobre la sedimentación y paleoecología del Cretácico Inferior en la zona de Utrillas-Villarroya de los Pinares (Teruel).» *Est. Geol.*, vol. 27, núm. 6, pp. 407-512, Madrid.
- ALMELA, A., y RIOS, J. M. (1953).—«Datos para el conocimiento de la geología asturiana.» *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 65, Madrid.
- (1962).—«Investigación del hullero bajo los terrenos mesozoicos de la costa cantábrica [zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa-Inflesto].» *Empresa Nac. «Adaro» de Inv. Min.*, 171 pp., mapa geol. 1:50.000, 1 lám., cortes. Madrid.
- ALMELA, A.; RIOS, J. M., y REVILLA, J. (1955).—«Acerca de la edad de la facies Wealdense del norte de Asturias.» *Not. y Comunic. del Inst. Geol. y Min. Esp.*, núm. 37, pp. 111-131. Madrid.
- ALTEVOGT, G. (1963).—«Die oberdevonischen rugosen Korallen von der asturischen Küste (Cabo Peñas, Nordspanien).» *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, vol. 117, pp. 9-38, 11 figs., 3 láms., Stuttgart.
- (1967).—«Devonian tetracorals from Spain and their relation to North American species.» *Intern. Symp. on Devonian System.* Calgary, 1967, vol. II, pp. 755-769, 2 figs., 2 láms. Calgary.
- ARBIZU, M. (1972).—«El Devónico Inferior de la costa asturiana entre la Punta de Narvata y la ensenada de Moniello.» *Brev. Geol. Ast.*, año XVI.
- ARKELL, W. J. (1956).—«Jurassic geology of the World.» *Oliver and Boyd Ltd.* London.
- BARON, A. (1967).—«Informe geológico de campo de la cuenca de Gijón.» *Informe interno de CIEPSA* (in litt.).
- BARROIS, C. (1880).—«Memoria sobre el terreno Cretáceo de la Cuenca de Oviedo.» *Bol. Com. Mapa Geol. Esp.*, vol. 7, pp. 115-114, láms. 1-3. París.
- (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice.» *Mém. Soc. Geol. Nord.*, t. 2, núm. 1, 20 láms. Lille.
- BEROIZ, C. (1969).—«Estudio geológico de la franja móvil intermedia y cuenca de Oviedo-Cuenya.» *Informe interno de CIEPSA* (in litt.).

- BERTHOIS, L.; BRENOT, R., y AILLOUD, P. (1965).—«Essais d'interprétation morphologique et tectonique des levés bathymétriques exécutés dans la partie sud-est du golfe de Gascogne.» *Rev. Trav. Ints. Pêches marit.*, vol. 29, núm. 3, 10 figs., pp. 323-342.
- BOILLOT, G. et d'OZOUVILLE, L. (1970).—«Etude structurale du plateau continental nord-espagnol entre Avilés et Llanes.» *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 270, pp. 1865-1868, 2 figs., 1 lám. Paris.
- BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P. A.; LE MANN, F. et d'OZOUVILLE, L. (1970).—«Etude stratigraphique des terrains affleurant sur le plateau continental nord-espagnol entre Avilés et Llanes.» *C. R. Somm. Soc. Geol.*, pp. 78-79, 1 fig. Paris.
- BOUROZ, A. (1962).—«Sur la présence de *Reticuloceras paucicrenulatum* BISAT & HUDSON dans le Carbonifère du Nord de la province des Asturies (Espagne).» *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 255, pp. 1968-1970. Paris.
- CADAVIECO, J.; SUAREZ VEGA, L. C., y DE LA VEGA, J. I. (1966).—«Características genéticas y paleogeográficas de la formación conglomerática del Jurásico en Asturias (de Avilés a Villaviciosa).» *Brev. Geol. Astúrica. Mem. y Com. de la IV reunión del grupo español de sedimentología*, t. 2, pp. 15-31. Oviedo.
- CIEPSA (1968).—«Asturias: Geología y posibilidades de Hidrocarburos de la Cuenca costera mesoterciaria.» *Informe interno de CIEPSA* (in litt.).
- COMTE, P. (1934).—«Sur les couches intermédiaires entre le Silurien et le Dévonien dans les Asturies.» *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 198, pp. 1164-1166. Paris.
- (1936).—«Le Dévonien moyen et supérieur du León (Espagne).» *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 202, pp. 1198-1200. Paris.
- (1937).—«La serie cambrienne et silurienne du León (Espagne).» *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 204, pp. 604-606. Paris.
- (1959).—«Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique.» *Mém. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. LV, pp. 440, 6 figs., 1 mapa. Madrid.
- DAMOTTE, B.; DEBYSER, J.; MONTADERT, L., y DELTEIL, J. R. (1969).—«Nouvelles données structurales sur le golfe de Gascogne obtenues par sismique réflexion "flexotir".» *Rev. Inst. Fran. Pétrol.*, vol. 24, núm. 9, pp. 1061-1072, 2 figs., 5 láms. Paris.
- DELEPINE, G. (1928).—«Sur l'âge des grés du Naranco (Asturies).» *C. R. Ac. Sci. Paris*, t. 187, pp. 239-241. Paris.
- (1932).—«Sur la présence d'une faune givétienne en Asturias (Espagne).» *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, vol. XV, pp. 204-206. Paris.
- DUBAR, G. (1925).—«Note sur les formations du Lías et du Jurassique supérieur dans les Asturies.» *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 180, p. 216. Paris.
- (1927).—«Les mouvements de mers dans les Pyrénées et dans le NO. de l'Espagne aux temps Jurassiques.» *Congr. Geol. Inter. C. R.*, 2. Madrid.

- DUBAR, G. y MOUTERDE, R. (1957).—«Extensión del Kimmeridgiense marino en Asturias, desde Ribadesella a Gijón.» *Not. y Comunic. del Inst. Geol. y Min. Esp.*, núm. 46, p. 209. Madrid.
- (1957).—«Précisions sur le Lias des Asturies et sur l'existence des mouvements intrajurassiques dans cette région.» *C. R. Ac. Sc.*, t. 244, pp. 1234-1236. París.
- DUBAR, G.; MOUTERDE, R.; VIRGILI, C., y SUAREZ, L. C. (1971).—«El Jurásico de Asturias (Norte de España).» *Cuadernos Geol. Ibérica*, vol. 2, pp. 561-580. Madrid.
- DUBAR, G.; MOUTERDE, R., y LLOPIS, N. (1963).—«Première récolte d'une Ammonite de l'Hettangien inférieur dans les calcaires dolomitiques de la région d'Avilés (Asturias).» *C. R. Ac. Sc.*, t. 257, pp. 2306-2308. París.
- GARCIA DE FIGUEROA, L. C. (1961).—«Las rocas del Cámbrico.» *N. y Com. I. G. M. E.*, núm. 63, pp. 141-162, 10 figs. Madrid.
- GARCIA LOPEZ, S. (1972).—«Análisis del contenido en Conodontos de un corte de la caliza de Candás en la costa asturiana.» *Brev. Geol. Ast.*, año XVI.
- GARCIA-LOYGORRI et al (1971).—«El carbonífero de la Cuenca Central Asturiana.» *Trabajos de Geología*, 3, Fac. Ci. Univ. Oviedo.
- GOMEZ DE LLARENA, J. & ROYO, J. (1927).—«Las terrazas y rasas litorales de Asturias y Santander.» *B. R. S. E. H. N.*, t. XXVII, pp. 19-38, 15 figs. Madrid.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1927).—«Algunos datos sobre el Terciario continental de Oviedo.» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, vol. 27, pp. 219-220. Madrid.
- GUTIERREZ CLAVEROL, M. (1968).—«Observaciones sobre el conglomerado cretácico asturiano.» *Brev. Geol. Astúrica*, año 10, núms. 1-4. Oviedo.
- GUTIERREZ CLAVEROL, M. y VARGAS ALONSO, I. (1969).—«Contribución al conocimiento litoestratigráfico del Cretácico de la zona central de la región asturiana.» *Acta Geol. Hispánica*, t. 4, núm. 5, pp. 131-134. Barcelona.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1957).—«Las rasas de la costa cantábrica en el segmento oriental de Asturias.» *INQUA, V. Congr. Intern.*, 32 pp., 5 figs. Oviedo.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1942).—«Explicación del nuevo mapa Geológico de España, t. II: El Sistema Siluriano (I).» *Mem. Inst. Geol. y Min. Esp.*, p. 592, 44 figs., 27 láms., 1 mapa. Madrid.
- (1944).—«Datos para el estudio de las Hojas del Mapa Geológico 1:50.000 (Gijón 14 y Oviedo 29).» *Inst. Geol. y Min. Esp.* Madrid.
- (1944).—«De la geología asturiana. Una Cruziana nueva.» *N. y Com. I. G. M. E.*, núm. 12, p. 13, 1 lám. Madrid.
- (1952).—«Minas de Llumeres.» *Inst. Hierro y Acero*, año V (2), pp. 642-648, 2 mapas. Madrid.
- HIGGINS, A. C. (1971).—«Conodont biostratigraphy of the late Devonian-nearly Carboniferous rocks of the South Central Cantabrian Cordillera.»

- Trab. Geol.*, núm. 3 («The Carboniferous of Northwest Spain»), pp. 179-192, 2 figs., 5 láms. Oviedo.
- JIMENEZ DE CISNEROS, D. (1904).—«Datos para el estudio del sistema Liásico en Asturias.» *Bol. Real. Soc. Esp. de Hist. Natural*, t. IV, núm. 7. Madrid.
- JULIVERT, M. (1970).—«Mapa geológico de España 1:50.000. Hoja n.º 54 (Rioseco).» *Inst. Geol. Min. Esp.* Madrid.
- JULIVERT, M.; PELLO, J., y MARCOS, A. (1969).—«Mapa geológico de España 1:50.000. Hoja n.º 31 (Ribadesella).» *Inst. Geol. Min. Esp.* Madrid.
- JULIVERT, M. y PELLO, J. (1970).—«Mapa geológico de España 1:200.000. Hoja n.º 3 (Oviedo). (Memoria explicativa por M. Julivert, J. Truyols y J. García-Alcalde.)» *Inst. Geol. Min. Esp.* Madrid.
- JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1969).—«Sobre la naturaleza del contacto Cretáceo-Terciario en la zona urbana de Oviedo.» *Brev. Geol. Ast.*, año 13, núm. 2, pp. 17-24, 5 figs. Oviedo.
- JULIVERT, M.; RAMIREZ DEL POZO, J., y TRUYOLS, J. (1971).—«Le reseau de failles et la couverture post-Hercynienne dans les Asturies.» *Ed. TECHNIP., Hist. Struct. du Golfe de Gascogne*, t. 2, pp. V. 3-1 a V. 3-33. París.
- JULIVERT, M. (1971).—«Décollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwest Spain.» *Amer. J. of Sci.*, vol. 270, pp. 1-29, 7 figs. New Haven.
- (1971).—«L'évolution structurale de l'arc asturien.» *Publ. Inst. Franç. Pétr., Collect. Coll. et Sem.*, núm. 22 («Histoire structurale du Golfe de Gascogne», t. 1), p. 28, 4 figs. París.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A.; PHILIPPOT, A. & HENRY, J. L. (1968).—«Nota sobre la extensión de las pizarras ordovícicas al E. de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias.» *Brev. Geol. Ast.*, año XII, núm. 4, pp. 1-4, 1 fig. Oviedo.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A., y TRUYOLS, J. (1972).—«L'évolution paléogéographique du NW de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien.» *Colloque de Brest 1971*. Brest.
- JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (*in litt.*).—«L'Ordovicien de Cap Peñas, une succession de référence pour le NW de l'Espagne.» *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J., y GARCIA ALCALDE, J. (1971).—«Mapa Geológico de España, escala 1:200.000. Hoja n.º 3 (Oviedo).» Memoria explicativa. *I. G. M. E.*, 39 págs., 4 figs. Madrid.
- KARRENBERG, H. (1934).—«Die postvarische Entwicklung des Kantabro-asturischen Gebirges (Nordwestspanien). Beiträge zur Geologie der West-Mediterranengebiete, Berlin (Trad. "La evolución post-variscica de la Cordillera Cantabro-astúrica".» *Publ. Extr. Geol. Esp.*, t. III, pp. 104-224, 21 figs., 4 pls. Madrid, 1946.

- KULLMANN, J. (1962).—«Die Goniatiten der Namur-Stufe (Oberkarbon) in Kantabrischen Gebirge, Nordspanien.» *Abh. Akad. Wiss. Lit. Mainz math-naturw.*, 1962, núm. 6, 119 pp., 17 figs., 7 láms. Wiesbaden.
- LLOPIS LLADO, N. (1950).—«Mapa Geológico de los alrededores de Oviedo, escala 1:25.000.» *Serv. Geol. del I. D. E. A. Oviedo*.
- (1956).—«Sobre el Cretáceo de los alrededores de Oviedo.» *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 57, pp. 257-300, 5 figs. Madrid.
- (1957).—«El Terciario continental de los alrededores de Oviedo.» *Est. Geol.*, t. 14, núms. 35-36, C. S. I. C., pp. 287-304, 4 figs., 1 lám. Madrid.
- (1957 a).—«Sobre la estratigrafía del Devónico entre Avilés, Gijón y Oviedo.» *Brev. Geol. Ast.*, año I, núms. 1-2, pp. 5-8, 1 lám. Oviedo.
- (1957 b).—«La Costa Cantábrica.» *V Congr. Intern. INQUA* (Guía Excursión n.º 2), pp. 43-55. Oviedo.
- (1961 a).—«Estudio geológico de la región de Cabo de Peñas (Asturias).» *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. LXXII, pp. 233-348, 22 figs., 10 láms., 2 mapas en color. Madrid.
- (1961 b).—«Sobre las características estructurales de la técnica germánica de Asturias.» *Brev. Geol. Ast.*, año V, núms. 1-2, pp. 3-16, 4 figs. Oviedo.
- LLOPIS LLADO, N. y VALDES LEAL, J. (1961).—«Sobre la extensión de la biozona de Stringocefalidos en Asturias.» *Brev. Geol. Ast.*, año V, núms. 1-2, pp. 17-34, 4 figs. Oviedo.
- LLOPIS LLADO, N. (1965).—«Estudio geológico de la región del N. de Llanera (Oviedo).» *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 76, pp. 143-232, 21 figs., 2 láms., 1 mapa. Madrid.
- MALLADA, L. (1902).—«Explicación del Mapa Geológico de España», t. IV de las *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.* Madrid.
- (1904).—«Explicación del Mapa Geológico de España, t. 5. Sistemas Infracretáceo y Cretáceo.» *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.* 515 pp., 103 figs. Madrid.
- MARCOS, A. (1970).—«Sobre la presencia de un flysch del Ordovícico Superior en el Occidente de Asturias (NO. de España).» *Brev. Geol. Ast.*, año XIV, núm. 2, pp. 13-28, 18 figs.
- (1971).—«Las deformaciones hercinianas en el Occidente de Asturias: la segunda fase de deformación y su extensión en el NO. de la Península.» *Brev. Geol. Ast.*, año XV, núm. 1, 5 figs. Oviedo.
- MARTINEZ ALVAREZ, J. A. (1961).—«Nota sobre la extensión del Jurásico Superior en el triángulo Gijón, Avilés, Pola de Siero.» *Brev. Geol. Ast.*, año 5, núms. 1-2. *IDEA Inst. de Geol. Aplic.* Oviedo.
- (1965).—«Rasgos geológicos de la zona oriental de Asturias.» *Publ. Diputación Prov. Oviedo. IDEA*, 8 figs., 5 tablas, 11 láms., 1 carta, 132 pp.
- (1968).—«Características de la discordancia mesoteriaria en la ciudad

- de Oviedo.» *Rev. Fac. Cienc. Univ. Oviedo*, vol. 9 (nueva serie), núms. 1-2, pp. 215-218, 2 figs. Oviedo.
- (1968).—«Rasgos geológicos y geotécnicos de la zona urbana de Oviedo.» *Doc. de Inv. Geol. y Geotec. Lab. Geol. Esc. Minas*, núm. 8, 4 pp., 1 mapa. Oviedo.
- (1968).—«Consideraciones respecto a la zona de fractura ("Falla cantábrica") que se desarrolla desde Avilés (Asturias) hasta Cervera del Pisuerga (Palencia).» *Ac. Geol. Hisp.*, año 3, núm. 5, 1 fig. Barcelona.
- MARTINEZ ALVAREZ, J. A. y TORRES ALONSO, M. (1966).—«Mapa geológico del Noroeste de España (Asturias, Galicia, León y Zamora).» *Dirección General de Carreteras*. Oficina Regional de Proyectos. 1 mapa geol. 1:50.000. Oviedo.
- MARY, G. (1970).—«Dépôts marins et éolisation ancienne près du phare de Peñas.» *Brev. Geol. Ast.*, año XV, núm. 3, pp. 29-32, 3 figs. Oviedo.
- MELENDEZ, B. (1944).—«Las formaciones del infracretáceo de Asturias.» *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, núm. 13, pp. 181-216. Madrid.
- (1944).—«Yacimientos de lignito cretácico en Asturias.» *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 43. Madrid.
- MENDEZ-BEDIA, I. (1971).—«Notas sobre las microfacies de la formación Moniello (Devónico) en la zona de Teverga (Asturias, NO. de España).» *Brev. Geol. Ast.*, año XV, núm. 2, pp.17-32, 13 figs. Oviedo.
- MENGAUD, L. (1920).—«Recherches dans la région contabrique.» *Imp. Vve. Bonnet*, 1 vol., 370 pp., 18 láms., 1 mapa. Toulouse.
- PATAC, I. (1920).—«La formación Uraliense asturiana.» *Estudios de cuencas carboníferas*, 1 vol., 28 láms., 24 pp. Gijón.
- PELLO, J. (1967).—«Estudio geológico de la prolongación del borde oriental de la Cuenca minera central de Asturias (NO. de España).» *Trabajos de Geol. Univ. Oviedo*, núm. 1, pp. 27-38, 1 mapa, 1 fig. Oviedo.
- PELLO, J.; MARCOS, A., y JULIVERT, M. (1970).—«Mapa geológico de España, 1:200.000. Hoja n.º 2 (Avilés). [Memoria explicativa por J. Pello, M. Julivert y A. Marcos.]» *Inst. Geol. Min. Esp.* Madrid.
- RADIG, Fr. (1962 a).—«Zur Stratigraphie des Devons in Asturien (Nordspanien).» *Geol Rundschau*, vol. 51, pp. 249-267, 7 figs., 2 láms. Stuttgart.
- (1962 b).—«Ordovizium/Silurium und die Frage Prävaris zischer Faltungen in Nordspanien.» *Geol Rundschau*, vol. 52, pp. 346-357, 1 fig. Stuttgart.
- (1964 a).—«Die Lebensspur *Tomaculum problematicum* GROOM 1902 im Llandeilo der Iberischen Halbinsel.» *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, vol. 3, pp. 150-162, 2 figs. Stuttgart.
- (1964 b).—«Baitrag zur Kenntnis der Grenzschichten Devon-Karbon im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien).» *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, vol. 3, pp. 150-162, 2 figs. Stuttgart.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1968).—«Nota sobre la base del Terciario no ma-

- rino de los alrededores de Infiesto (Asturias).» *Brev. Geol. Ast.*, año 12, núm. 3, pp. 10-11. Oviedo.
- (1969).—«Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de la facies Purbeckiense y Wealdense del Norte de España.» *Ediciones CEPSA, S. A.*, 68 pp., 22 figs., 2 tablas, 12 láms. Madrid.
 - (1969).—«Nota acerca de la estratigrafía del Cretácico de los alrededores de Infiesto (Asturias).» *Brev. Geol. Ast.*, año 13, núm. 1, pp. 1-6, 2 figs. Oviedo.
 - (1968).—«Estudio micropaleontológico y estratigráfico del Mesozoico de Asturias.» *Informe interno de CIEPSA* (in litt.).
 - (1969).—«Nota sobre la bioestratigrafía del Cretácico de Nava (Asturias).» *Brev. Geol. Ast.*, año 13, núm. 3, pp. 25-31. Oviedo.
 - (1969).—«Bioestratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de la costa asturiana (Zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa).» *Bol. Geol. Min.*, t. 80, núm. 4, pp. 19-44, 22 figs., 5 láms. Madrid.
 - (1971).—«Bioestratigrafía y Microfacies del Jurásico y Cretácico del Norte de España (Región Cantábrica).» *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, t. 78 (3 vol.). Madrid.
 - (1972).—«Algunas precisiones sobre la bioestratigrafía, paleogeografía y micropaleontología del Cretácico asturiano (zona de Oviedo-Infiesto-Villaviciosa-Gijón).» *Bol. Geol. Min.*, t. 83, núm. 2, pp. 122-162, 9 figs., 12 láms. Madrid.
- REGUERAL, J. C. y GOMEZ DE LLARENA, J. (1926).—«Hallazgo de restos fósiles de un mamífero terciario en Oviedo.» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, vol. 26, 3 figs., pp. 399-406. Madrid.
- RINCÓN, R. (1969).—«El Cretácico de la cuenca de Oviedo.» *Seminarios de Estratigrafía*. Univ. Madrid. Dep. Estr., núm. 1, pp. 3-9. Madrid.
- (1969).—«Descripción lito-estratigráfica de la serie tipo cretácica del Valle de Güeña (Oriente de Asturias).» *Brev. Geol. Ast.*, año 13, núm. 1, pp. 7-10. Oviedo.
- ROYO y GOMEZ, J. (1927).—«Découvertes de restes de Palaeotherium magnum dans la Peninsule Ibérique.» *C. R. Soc. Geol. France.*, núm. 3, pp. 25-27. París.
- SCHROEDER, R., y WIENANDS, A. K. (1966).—«Ueber die marine Unterkreide der asturischen Küste (Nordspanien).» *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 7, pp. 425-433, 4 figs. Stuttgart.
- SCHULZ, G. (1858).—«Descripción geológica de la Provincia de Oviedo.» 138 pp., 1 fig., 1 mapa. Madrid.
- SPJELDNAES, N. (1967).—«The Palaeogeography of the Tethyan region during the Ordovician.» *Syst. Assoc. Publ.*, núm. 7 («Aspects of Tethyan Biogeography»), pp. 45-57, 6 figs. London.
- SUAREZ, O. y MARCOS, A. (1967).—«Sobre las rocas ígneas de la región

- de Infiesto (zona oriental de Asturias, Cordillera Cantábrica).» *Trabajos de Geol.* Univ. Oviedo, núm. 1, 3 figs., 2 pls., pp. 165-173. Oviedo.
- TRUYOLS, J.; PHILIPPORT, A., y JULIVERT, M. (*in litt.*).—«Les formations siluriennes de la Zone Cantabrique et leurs faunes.»
- VARGAS, I. (1967).—«Litoestratigrafía del Cretácico de Nava.» *Brev. Geol. Ast.* Mem. y Com. de la *IV Reunión del Grupo Español de Sedim.*, t. 2, pp. 79-93. Oviedo.
- VEGA, J. I.; DE LA CADAVIECO, J., y SUAREZ VEGA, I. C. (1966).—«Comparación entre los índices morfométricos aparentes y reales en el conglomerado jurásico asturiano.» *Brev. Geol. Ast.*, año 10. Mem. y Com. de la *IV Reunión del Grupo Español de Sedim.*, t. 2, pp. 55-65. Oviedo
- VERNEUIL, A. (1849).—«Sur le terrain Crétacé et le terrain nummulitique des Asturies.» *Bull. Soc. Geol. France.* París.
- VIRGILI, C. y CORRALES, I. (1966).—«Las series molásicas del Occidente de Asturias.» *Acta Geol. Hisp.*, año 1, núm. 4, pp. 17-21, 2 figs. Barcelona.
- VIRGILI, C.; CADAVIECO, J.; SUAREZ VEGA, L. C., y VEGA, J. I. DE LA (1968).—«Quelques résultats concernant le Jurassique des Asturies.» *C. R. Soc. Geol. France.*, fasc. 9, pp. 302-340. París.
- VIRGILI, C.; SUAREZ, L. C.; VEGA, J. I. DE LA, y CADAVIECO, J. (1968).—«Un nivel de caliza de algas en el Jurásico Superior asturiano.» *Acta Geol. Hisp.*, t. 3, núm. 5, pp. 117-119. Barcelona.
- VIRGILI, C.; SUAREZ, L. C., y RINCON, R. (1971).—«Le Mésozoïque des Asturies (Nord de l'Espagne).» *Ed. TECHNIP, Hist. Struc. du Golfe de Gascogne*, t. 2, pp. V. 4-1 a V. 4-20. París.
- (1971).—«La cobertera Mesozoica de Asturias.» *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*. Tomo I, Sección 1 (Geología), pp. 416-469. Madrid-Lisboa.
- VIRGILI, C. y CORRALES, I. (1968).—«Observaciones sobre el flysch carbonífero de la Playa de San Pedro.» *Brev. Geol. Ast.*, año XII, núm. 1, pp. 5-8, 1 fig. Oviedo.
- VIRGILI, C.; MARY, G.; SUAREZ VEGA, L. C., y BRELL, J. M. (1968).—«Depósitos marinos del Cuaternario antiguo (?) sobre la Cuarcita armoricana del Cabo Torres (Gijón).» *Brev. Geol. Ast.*, año XII, núm. 2, pp. 4-8, 3 figs. Oviedo.
- WAGNER, R. H.; WINKLER PRINS, C. F., y RIDING, R. E. (1971).—«Lithostratigraphic units of the Lower part of the Carboniferous in Northern León, Spain.» *Trab. Geol.*, núm. 4 («The Carboniferous of Northwest Spain»), pp. 367-426, 10 figs., 3 láms. Oviedo.
- ZAMARREÑO, I. (1966).—«Estudio de las estructuras sedimentarias de la caliza de montaña de la plaza de San Pedro.» *Acta Geol. Hisp.*, año I, pp. 13-16, 3 figs. Barcelona.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA