

14

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

20 SET 1974

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

GIJON

Segunda serie - Primera edición

3 2 14

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

20 SET 1973

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por:

Paleozoico: M. Julivert y J. Truyols (Universidad de Oviedo).

Mesozoico: J. Ramírez del Pozo y G. Giannini (Compañía General de Sondeos, S. A.).

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-32.699-1973

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1 INTRODUCCION

Esta Hoja incluye dos conjuntos estratigráficos-estructurales bien definidos: El Paleozoico, que se extiende por la parte Noroccidental y el Mesozoico, por la Centro-Oriental. Hay también conservados algunos pequeños retazos de Mesozoico sobre el Paleozoico de la región Occidental. Los dos conjuntos quedan separados por fallas de cierta importancia.

El área paleozoica de esta Hoja está comprendida dentro de la llamada zona Cantábrica. Esta zona está formada por toda el área paleozoica situada al E. del gran antiformal del Narcea, en cuyo núcleo afloran pizarras precámbricas y que se extiende desde Cudillero, en la costa, hasta La Magdalena, junto a la cuenca terciaria del Duero. Dentro de la zona Cantábrica pueden distinguirse varias subunidades, de las cuales la más occidental ha sido llamada «región de pliegues y mantos» y queda definida como el área comprendida entre el antiformal del Narcea y la Cuenca Carbonífera Central. El área paleozoica de esta Hoja, junto con la parte oriental de la Hoja de Avilés, forman el extremo N. de la «región de pliegues y mantos», aunque no abarcan una transversal completa de la misma, ya que la cobertura mesozoica oculta parte de esta unidad, así como su límite con la Cuenca Carbonífera Central y la mayor parte de la prolongación norte de la cuenca carbonífera.

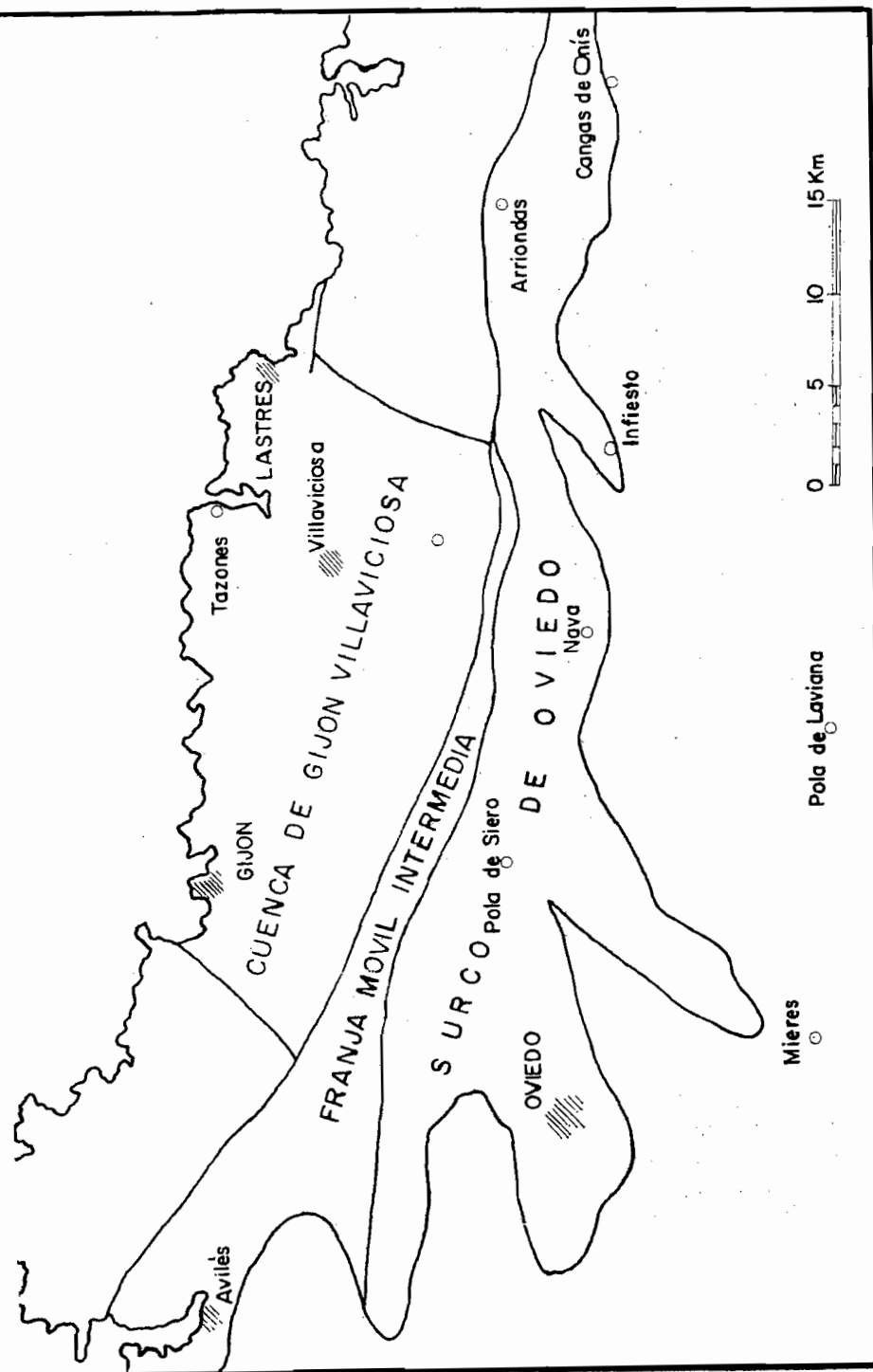


Fig. 1.—Unidades paleogeográficas de la cuenca mesoter terciaria de Asturias.

Por lo que al Mesozoico se refiere, éste queda localizado en el borde Septentrional de la Cuenca Mesozoico-terciaria de Asturias, en la que desde los puntos de vista estratigráfico y estructural se distinguen tres unidades principales, que de Norte a Sur son: 1) Cuenca de Gijón-Villaviciosa, 2) Franja móvil intermedia, 3) Surco de Oviedo (fig. 1).

La Cuenca de Gijón-Villaviciosa fue una cuenca de sedimentación durante el Triásico, Jurásico y Cretácico Inferior, con el eje desplazándose gradualmente hacia el NE. Por movimientos diferenciales se elevó durante el Dogger y volvió a hundirse en el Malm. La presente Hoja queda incluida dentro de esta unidad.

La franja móvil intermedia es una franja estrecha que separa las otras dos unidades y que ha funcionado como una charnela móvil a lo largo del Mesozoico y el Terciario. En esta franja afloran sedimentos del Liásico al Cretácico Superior.

El surco de Oviedo representa una zona de alto o umbral durante el Triásico y el Cretácico Inferior, faltando los sedimentos del Triásico y Jurásico. Contienen sedimentos del Cretácico Inferior (equivalentes 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 realizado por M. Julivert y J. Truyols. Por lo que respecta al área ocupada por terrenos del Mesozoico, los trabajos han sido realizados por el Departamento de Investigación de CIEPSA, habiendo intervenido los siguientes geólogos: C. Beroiz, R. Pignatelli, A. Barón, J. E. Coma, C. Felgueroso, G. Giannini y J. Ramírez del Pozo. La redacción de la Memoria correspondiente al Mesozoico y la composición de la Hoja correspondiente han sido llevadas a cabo por Compañía General de Sondeos, S. A., con la intervención de J. Ramírez del Pozo y G. Giannini.

2 ESTRATIGRAFIA

La Hoja de Gijón muestra una gran variedad de terrenos. Por lo que al Paleozoico se refiere, se encuentra una sucesión continua hasta el final del Devónico, por lo menos en algunos puntos, hecho que es excepcional en la zona Cantábrica. Dejando de lado el Cámbrico que, aunque presente en el subsuelo, casi no se encuentra en afloramiento, pueden verse buenas sucesiones de los demás Sistemas, especialmente del Ordovícico y del Devónico. El Carbonífero, aunque presenta buenos cortes, está mal representado en la Hoja.

Por lo que se refiere al Mesozoico, éste se encuentra representado por

el Triásico, Jurásico y Cretácico Inferior. Del Cuaternario, los materiales más interesantes son los depósitos en relación con las rasas.

3 PALEOZOICO

3.1 CAMBRICO-ORDOVICICO INFERIOR (CA₂-O₁)

Los terrenos más antiguos afloran en el Cabo de Peñas y en una franja que se extiende desde el Cabo Torres a Monte Areo y que forma el límite meridional del Paleozoico de la Hoja. En ambos puntos aflora muy visiblemente una cuarcita masiva del Ordovícico Inferior (O₁), tan extensamente representada en toda el área cantábrica y conocida desde antiguo con los nombres de Arenisca de Cabo Busto (BARROIS, 1882), Cuarcita de los Cabos (ADARO & JUNQUERA, 1916), cuarcita «armoricana» (ADARO & JUNQUERA, 1916, HERNANDEZ-SAMPELAYO, 1942) y cuarcita de Barrios (COMTE, 1937). Esta cuarcita alcanza en la franja de Cabo Torres un espesor de 400 a 500 m. y en el Cabo de Peñas un espesor mínimo de 500 m. En conjunto se trata de un nivel bastante masivo de cuarcitas blancas; no obstante existen intercalaciones de pizarras, bien visibles en el acantilado de Cabo Peñas.

Por debajo de esta cuarcita masiva se encuentra en toda el área Cantábrica una sucesión de pizarras verdosas y pardas alternando con cuarcitas; es el conjunto denominado Formación Oville (CA₂-O₁) (COMTE, 1937). Estos materiales aparecen en la zona de Monte Areo, donde la Cuarcita de Barrios se encuentra repetida tectónicamente formando dos franjas separadas por un estrecho valle en el cual aflora la Formación Oville. En el Cabo de Peñas la Cuarcita de Barrios forma un anticlinal cuyo núcleo está en el mar, por ello no llegan a aflorar en este punto niveles inferiores a la misma.

La zona de Monte Areo es pues la única donde aflora la Formación Oville, y aún bastante defectuosamente, por lo que no es posible conocer los tramos de la misma que están representados. Por ello no se ha podido encontrar tampoco fauna. En la zona Cantábrica es un hecho general que los tramos inferiores de la Formación Oville sean ricos en faunas de Trilobites del Cámbrico Medio, mientras que los tramos superiores son azoicos. Por consiguiente, no se puede situar con exactitud el límite Cámbrico-Ordovícico, aceptándose convencionalmente que el Cámbrico Superior está representado en la parte superior de la Formación Oville.

Por lo que respecta a la Cuarcita de Barrios, se le asigna una edad Arenig (y Tremadoc?) por la presencia de diversos tipos de pistas. Dentro del área de esta Hoja, SAMPELAYO (1944) citó *Cruziana* en El Musel, y nosotros hemos recogido en el Monte Areo, *Cruziana furcifera* orb. y *Skolithos*.

3.2 ORDOVICICO MEDIO (O₂) Y SUPERIOR (O₃)

Materiales correspondientes al Ordovícico Medio y Superior se encuentran tan sólo en el Cabo de Peñas. El mejor corte se obtiene en el acantilado oriental del cabo, dentro de esta Hoja. La sucesión es de abajo arriba (JULIVERT & TRUYOLS, 1972) la siguiente:

MURO: Cuarcita blanca masiva (Cuarcita de Barrios).

- | | |
|---|------------|
| 1. Pizarras alternando con capas de cuarcita de 20 a 60 cm. ... | 50 m. |
| 2. Roca volcánica básica con algunos metros de areniscas ferruginosas en el techo | 18 m. |
| 3. Pizarras oscuras frecuentemente piritosas, con varios niveles de nódulos y alguna capa fina (hasta 10 cm.) calcárea o dolomítica. Con dos delgados niveles lumaquéllicos, formados esencialmente por braquiópodos y trilobites y situados en la mitad superior de la sucesión | 350-450 m. |
| 4. Sucesión vulcano-detritica, que en la parte superior presenta coladas basálticas o basalto-andesíticas, con disyunción columnar | 450-500 m. |
| 5. Calizas gris blanquecinas, en dos niveles de 5 y 9 m. de espesor, separados por 15 cm. de capas tobáceas y cherts ... | 29 m. |

TECHO: Pizarras de Formigoso.

La fauna más baja ha sido encontrada en el nivel 3, que corresponde a las Pizarras de Luarca, de BARROIS (1882), unos 10 m. por encima de su base, consta de *Glyptograptus teretiusculus* (HIS.) e indica, por consiguiente, el Llandeilo. Conjuntamente y en los metros siguientes se ha encontrado: *Neseuretus tristani* (BRONG.), *Colpocoryphe?* sp. y *Tomaculum*; *Tomaculum problematicum* (GROOM), citado por RADIG (1964), debe proceder también de este nivel.

El nivel fosilífero siguiente corresponde a la primera lumaquela, donde HAMMAN (comunicación personal) ha recogido *Neseuretus tristani* (BRONG.), *Placoparia (Coplacoparia) borni*, HAMMAN; *Ectillaenus* sp. y *Ogygites? glabrata* (SALTER), en el acantilado occidental del cabo, dentro ya de la Hoja número 2 (Avilés). En este mismo nivel y en la misma localidad se han recolectado varios cistoides (*Calix* sp., *Aristocystes* sp., *Phlyctocystis?* sp.). Finalmente, el horizonte fosilífero más alto, dentro del nivel 3, es la segunda lumaquela situada a unos 50 m. del techo de este nivel y que ha proporcionado *Giraldiella?* sp.

Todas las faunas citadas corresponden al Llandeilo; el Llanvirn debe encontrarse por debajo y puede estar representado por el nivel 1, ya que en otras localidades no muy alejadas (JULIVERT et. al., 1968; MARCOS, 1970) se ha encontrado fauna del Llanvirn inmediatamente por encima de la cuarcita masiva. En la base del nivel siguiente (nivel 4, denominado por RADIG,

1962, Capas de Castro) se ha encontrado una fauna de braquiópodos en un estado deficiente de conservación; no obstante, algunos ejemplares pueden atribuirse al género *Onniella* o al género *Howellites*, lo cual indica muy probablemente una edad ya Caradoc.

El nivel de calizas, tobas y chert (nivel 5) con el que termina la sucesión descrita y que forma la punta de Sarreo ha proporcionado una fauna

bastante abundante (S_1^A). El nivel de tobas y chert ha proporcionado *Flexicalimene* sp., Ortidos indeterminables y *Eospirifer* sp. Como procedentes de las capas de caliza, RADIG (1962, b) citó *Leonaspis* sp. y SPJELDNAES (1967) algas calcáreas y briozoos (*Chasmatoporella* sp.). Del nivel inferior de calizas se han recogido Rinconeláceos indeterminados y briozoos. Esta fauna no permite una asignación definitiva en cuanto a la edad; *Flexicalimene* indicaría probablemente el Ordovícico, mientras *Eospirifer* y *Leonaspis* hacen pensar en una edad ya silúrica. El tratamiento de algunas muestras de calizas ha permitido la separación de conodontos. Del nivel inferior de calizas se ha obtenido, *Trichonodella* cf. *symmetrica*, BRANSON & MEHL, y *Tr.* cf. *excavata* (BRANSON & MEHL), y del nivel superior, *Panderodus unicosatus* (BRANSON & MEHL), *Neopriniodus* cf. *planus*, WALLISER; *Trichonodella* cf. *asymmetrica*, *Hindeodella* cf. *equidentata*, RHODES; *Lonchodina* cf. *walliseri*, ZIEGLER; *Distomodus?* sp. (Determinación M. LINDSTROM). Esta fauna indica ya una edad silúrica.

3.3 SILURICO S_{1-1}^{A-B} y $S_{1-D_{11}}^B$

Entre la punta de Sarreo y la ensenada Llumeres, por encima de la formación vulcano-detrítica descrita, se encuentran pizarras negras muy replegadas cuyo espesor puede ser evaluado en unos 150 m. Se trata de la formación que BARROIS (1882) denominó Pizarras de Corral, para la zona de Cabo Vidriás (Hoja n.º 2, Avilés) y que equivale a las Pizarras de Formigoso de COMTE (1937), término de uso más generalizado. En el área indicada, dichas pizarras no han suministrado fauna, pero los graptolites encontrados en muchas otras localidades de la zona Cantábrica muestran una edad que abarca desde el Llandovery Medio-Superior al Wenlock Inferior (TRUYOLS, PHILIPPOT & JULIVERT *in litt.*). En la zona del Cabo de Peñas parece pues haber existido una continuidad sedimentaria a lo largo de todo el Ordovícico y Silúrico, dado que la parte terminal del conjunto vulcano-detrítico es ya de edad silúrica.

En la franja de Cabo Torres, en cambio, las Pizarras de Formigoso se apoyan directamente sobre la Cuarcita de Barrios. Existe, pues, una laguna estratigráfica que abarca el Ordovícico Medio y Superior y el Llandovery Inferior. Aunque tampoco en este sector las Pizarras de Formigoso han proporcionado buenas faunas, debido probablemente a las condiciones de

afloramiento, en Veriña, al N. de la línea férrea al puerto del Musel ha sido encontrado un ejemplar de *Monograptus* sp., muy poco por encima del contacto con la Cuarcita de Barrios. Este hallazgo basta de todos modos para confirmar que son las Pizarras de Formigoso las que se apoyan sobre la cuarcita en este sector.

Por encima de las Pizarras de Formigoso se encuentra una formación de areniscas más o menos ferruginosas alternando con pizarras y a las que se conoce en Asturias con el nombre de Areniscas de Furada (BARROIS, 1882) y en León con el de Areniscas de San Pedro (COMTE, 1934). Las Areniscas de Furada afloran dentro de la Hoja de Gijón en dos áreas en las proximidades del Cabo de Peñas, entre la ensenada de Llumeres y Ferrero y formando una franja desde la ría de Aboño hacia el SO. En la primera de estas áreas fue explotado hierro en las minas de Llumeres y Simancas, procedente de capas oolíticas en la parte baja de la Formación. En general, las condiciones de afloramiento en la Hoja no son buenas; no obstante, las labores de la mina de Llumeres permitieron en 1965 obtener una buena sucesión estratigráfica. La parte más inferior está formada por unos 25 a 30 m. de cuarcitas pardas, sin cemento importante de hierro, alternando con pizarras negras; se trata de una zona en cierto modo de tránsito a las Pizarras de Formigoso, pero que COMTE (1959) incluyó en León dentro de su Arenisca de San Pedro. A continuación aparecen las areniscas ferruginosas típicas. Las capas más ricas en hierro forman los 40 m. inferiores. Se trata de areniscas con cementos de óxido de hierro y menos frecuentemente de chamosita. Las capas más inferiores son oolíticas con oolitos de óxidos de hierro con cuarzo en su núcleo. Existen además capas más delgadas con oolitos de chamosita y no son raros los cementos de calcita. El contenido en hierro de esta parte inferior alcanza entre el 40 y el 55 por 100. Desde el punto de vista minero se consideraban en esta parte inferior seis capas con hierro, de las cuales la tercera era la de mayor contenido en hierro. La capa 1, con la que comienza la parte ferruginosa de la Arenisca de Furada, es rica en «*Spirifer*» cf. *vulcani*, COMTE. De esta misma capa, así como de la capa 4, HERNANDEZ-SAMPELAYO (1952) citó una lista de especies que indicarían una edad muy alta («*Spirifer*» *arduennensis*, SCHNUR; «*Spirifer*» *intermedius*, HALL; *Pleurodyctium problematicum*, GOLDFUSS, etc.); esta fauna está en completa contradicción con todos los datos faunísticos de que se dispone del Silúrico y Devónico cantábricos, y no puede ser tomada en consideración. Por encima de este nivel de areniscas muy ferruginosas la sucesión se hace mucho menos rica en hierro y toman además más importancia los niveles pelíticos o de areniscas de grano fino. El espesor medio en la mina de Llumeres es de 120 m., lo que sumado a los niveles antes descritos, da un espesor de 190 m. No obstante, éste no es aún el espesor total de la sucesión, ya que en la zona de Llumeres el contacto

de Furada con la Caliza de Nieva es un contacto cabalgante. El espesor total de la formación puede ser evaluado en 220-250 m.

La edad de las Areniscas de Furada debe corresponder al Wenlock, Ludlow y Gedinense Inferior, perteneciendo probablemente al Ludlow la mayor parte de la formación. El límite Ludlow-Gedinense se sitúa muy alto en la sucesión, correspondiendo a este último probablemente sólo los 20-25 m. finales. Una discusión sobre la edad y una lista de los yacimientos y faunas conocidos de la zona Cantábrica puede verse en el trabajo de TRUYOLS, PHILIPPOT & JULIVERT (*in litt.*), ya citado. Dado que el único yacimiento contenido en la Hoja es el de Llumeres, no se insistirá más sobre este punto.

3.4 DEVONICO

El Devónico consta de un conjunto de formaciones carbonatadas y detríticas. Dejando de lado la Arenisca de Furada, cuya parte más alta es ya devónica, pero que ha sido descrita en el capítulo anterior, las formaciones devónicas son de abajo arriba: Complejo de Rañeces, Caliza de Moniello, Arenisca del Naranco, Caliza de Candás, Arenisca de Candás.

Esta subdivisión litoestratigráfica y buena parte de estos nombres fueron establecidos por BARROIS (1882). Posteriormente, ADARO & JUNQUERA (1916), DELEPINE (1932) y COMTE (1959) introdujeron algunas modificaciones que han dado lugar a la nomenclatura actualmente en uso.

La descripción original de BARROIS se basó en gran parte en el Devónico de esta Hoja y asimismo lo han hecho en gran medida los estudios posteriores. Por ello las localidades del Devónico de esta Hoja y de la Hoja vecina de Avilés, especialmente el corte del acantilado de la costa, son claves para el conocimiento de la estratigrafía de este sistema en Asturias.

3.4.1 Complejo de Rañeces (D₁₁₋₁₃)

A partir de la Punta de Narvata, que limita por el E. la ensenada de Llumeres, comienza una sucesión carbonatada y pelítica que constituye el llamado por COMTE (1959) Complejo de Rañeces. Esta unidad corresponde a las tres formaciones que BARROIS (1882) había denominado de abajo arriba: Calizas y Pizarras de Nieva, Caliza de Ferroñes y Caliza de Arnao. Probablemente el corte comprendido entre la punta de Narvata y la punta de Aguión, cerca de la ensenada de Moniello, sea el más representativo del Devónico Inferior de Asturias, a pesar de que existe un fuerte plegamiento y del carácter tectónico del contacto con la Arenisca de Furada.

De acuerdo con RADIG (1962, a), la Caliza de Nieva consta en su parte más inferior de calizas, margas y dolomías, alternando con areniscas finas, con un espesor de 50 a 100 m. (capas inferiores de Nieva del citado autor).

El resto de la sucesión consta de calizas grises en bancos gruesos que hacia la parte alta se hacen más delgados y con más niveles margosos, el espesor es de 250 a 350 m. (capas superiores de Nieva). En este corte el contacto entre Nieva y su yacente está mecanizado por cabalgamiento de Furada sobre Nieva. Ello determina la falta de cierto espesor de sucesión que ARBIZU (1972) evalúa en 120 m.

Las capas más bajas de Nieva pertenecen al Gedinense Superior, según faunas encontradas en diversas localidades fuera de esta Hoja, especialmente en la Hoja vecina de Avilés. A unos 40 m. por encima de la base, en la Hoja de Avilés aparecen ya faunas siegenienses, y esta es la edad de todas las faunas que aparecen entre la punta de Narvata y la playa de Bañugues. Cerca del contacto con Furada se han encontrado (ARBIZU, 1972) *Schizophoria provulvaria* (MAURER), *Plethorhynchia cf. polentinoi*, BINN. y «*Camarotoechia*» *cypris* (D'ORB), etc., que indican el Siegeniense Inferior. En el borde occidental de la playa de Bañugues se encuentra una fauna con *Schizophoria provulvaria* (MAURER), *Plicostropheodonta murchisoni* (VERN. & ARCH.), *Athyris undata* (DEFR.) e *Hysterolites nereis* (BARR.), propia del Siegeniense Medio-Superior.

El límite Nieva-Ferroñes no queda muy preciso según la descripción de BARROIS. RADIG lo sitúa por debajo de un nivel de dolomías (Dolomías de Ferroñes), al que asigna 20-30 m. de espesor, mientras que ARBIZU, en el corte que se está considerando, coloca las dolomías en la parte alta de Nieva. Estas dolomías forman la parte oriental de la ensenada de Bañugues.

Por encima de las dolomías se encuentra una sucesión alternante de calizas y pizarras muy ricas en fauna, especialmente en braquiópodos (Margas de Ferroñes, de RADIG), con un espesor de unos 100 m. En la parte más baja, la fauna (ARBIZU, 1972) indica el Siegeniense Superior, con *Ptyorthis cf. circularis* (SOW.), *Leptaenopyxis bouei* (BARR.), *Fimbrispirifer trigeri* (VERN.) y *Acrospirifer pellicol* (VERN. & ARCH.). A 35 m. de la base aparece la primera fauna emsiense, con *Leptaenopyxis bouei* (BARR.), *Uncinulus cf. pila* (SCHNUR.), *Athyris subconcentrica* (VERN. & ARCH.) y *Mutationella guerangeri* (VERN.). El Emsiense Medio aparece 55 m. más arriba, con *Uncinulus pila* (SCHNUR), *Pradoia colletti* (VERN.), *Anathyris ezquerari* (VERN. & ARCH.), etc. El Emsiense Superior se inicia cerca del techo, con la aparición de *Schizophoria vulvaria* (SCHLOTH).

La parte superior del Complejo de Rañeces está formada por la Caliza de Arnao, que consta de calizas y pizarras rojas o abigarradas y grises, ricas en crinoideos. BARROIS (1882) definió esta unidad en la localidad de Arnao, en la Hoja vecina de Avilés. RADIG (1962), considerando la localidad poco adecuada, propuso una nueva división, basándose en el corte que se está considerando. Dicho autor separa una parte inferior muy rica en crinoideos y que incluye aun dentro de Ferroñes (Calizas de Crinoideos de Ferroñes, con

20 m. de espesor) y una parte superior de 160 a 180 m., a la que denomina Capas de Aguión. Todo este conjunto contiene faunas del Emsiense Superior. En las capas de crinoideos se encuentra *Trybliocrinus flatheanus* (GELNITZ), *Acrospirifer arduennensis* (SCHNUR.), *Athyris ferronesensis* (VERN. & ARCH.), *Uncinulus pila* (SCHNUR.), etc. En las capas de Aguión se encuentra *Schizophoria vulvaria* (SCHLOTH.), *Plectospira subferita* (VERN.), *Anathyrus phalaena* (PHILL.), *A. ezquerrai* (VERN. & ARCH.), *Pradoia torenoi* (VERN. & ARCH.), *Cimicinella schulzi* (VERN.), *Pentremitidea pailletel* (VERN.), *Cryptoschisma schultzi* (VERN. & ARCH.), etc. (ARBIZU, 1972).

3.4.2 Caliza de Moniello (D₁₃₋₂₁)

Esta formación, descrita y denominada por primera vez por BARROIS (1882), aflora en tres franjas que alcanzan el mar en El Tranquero (entre Perlorra y la ría de Aboño), en Candás y en la Ensenada de Moniello. Esta última localidad, de donde deriva el nombre de la formación, es la única que proporciona un buen corte. En ella, la formación consta de unos 400 m. de calizas bastante ricas en fauna, destacando la abundancia de organismos arrecifales (corales, estromatopóridos, briozoos, etc.). El tránsito de Rañeces a Moniello viene, pues, señalado por un cambio de biotopo, pues desaparecen las grandes praderas de crinoideos que caracterizan la parte alta de Rañeces. Esta riqueza en fauna no es un hecho general para esta formación. En otros puntos, la Caliza de Moniello consta esencialmente de calizas con birdeseyes y es muy pobre en fauna (MENDEZ BEDIA, 1971).

Por lo que se refiere a la edad, las capas más bajas deben pertenecer todavía al Emsiense, como es normal en todo el ámbito cantábrico. A 30 m. de la base aparece una fauna de tránsito al Couviniense, con *Paraspirifer cultrijugatus auriculatus* (SAND.), *Megantheris archiaci* (VERN.), *Xytostrophia umbraculum* (SCHLOTH.), *Orthocrinus elongatus*, BREIMER, etc. (ARBIZU, 1972). Diez metros por encima, en la punta de Moniello, aparece una fauna típica del Couviniense Inferior (ARBIZU, 1972), con *Alatiformia alatiformis* (DREV.), *Paraspirifer cultrijugatus auriculatus* (SAND.), *Euryspirifer paradoxus* (SCHLOTH.) y *Uncinulus orbygnyanus* (VERN.). La parte alta de la sucesión está caracterizada por la presencia de *Calceola sandalina*, LAM.

3.4.3 Arenisca del Naranco (D₂₁₋₂₂)

En 1882, BARROIS dio el nombre de Arenisca de *Gosseletia* a la formación que se superpone a la Caliza de Moniello. Esta formación se conoce actualmente con el nombre de Areniscas del Naranco, nombre que deriva de ADARO & JUNQUERA (1916), pero cuya posición estratigráfica fue definida por DELEPINE (1928, 1932).

Esta formación consta de areniscas, generalmente ferruginosas, alterando con pizarras pardas o verdosas. Su espesor es de unos 400-500 m.

Aflora en cuatro franjas, en ambos flancos de cada uno de los dos sinclinales de Perlorra y Antrómero. Los mejores cortes pueden obtenerse a lo largo del acantilado, al E. de la Ensenada de Moniello, entre Candás y Perán y en El Tranquero.

La fauna contenida en esta formación es escasa. Las especies que la constituyen indican tan sólo el Devónico Medio: *Douvillina interstitialis* (PHILL.), *Euryspirifer paradoxus* (SCHLOTH.) y *Gosseletia devonica*, BARR., recogidas en el corte comprendido entre Candás y Perán. No obstante, por su posición estratigráfica debe pensarse que en ella están representados parte del Couviniense y parte del Givetiense.

3.4.4 Caliza de Candás (D₂₂₋₃₁)

Esta formación fue descrita y denominada por primera vez por BARROIS (1882). Aflora en cuatro franjas, tres de las cuales dan buenos cortes en el acantilado de la costa, en la punta del Castiello, en la ría de Perán y en los alrededores de Luanco.

En el corte de Perán, el espesor es de 260 m. (GARCIA LOPEZ, 1972), siendo abundantes los organismos propios de las formaciones arrecifales. La mayor parte de la sucesión (excepto los 50 m. superiores) contiene fauna propia del Givetiense Superior. GARCIA LOPEZ (1972) cita una fauna de braquiópodos que consta de *Spinocyrtia plicatula* (PAECK.), *Athyris concentrica* (VON BUCH), *Davidsonia verneuili* (BOUCH.), *Aulacella elfeliensis* (SCHNUR), etc. ALTEVOGT (1967) cita una fauna de corales con *Kionelasma mamifera* (HALL), *Scenophyllum conigerum* (OM.), *Heliophylloides halli* (MILNE EDW. & HAIME) y *Tortophyllum cysticum* (WINCH.). En los 160 m. inferiores y en varios niveles se ha encontrado una fauna de conodontos con *Polygnathus varcus* (STAUFFER), propia de la zona de *varcus*, que indica el Givetiense Superior, y en este intervalo (a 125 m. de la base) se ha encontrado además *Icriodus latericrescens latericrescens* (BRANSON & MEHL.); propio del horizonte de su nombre, dentro de la zona de *-varcus* (GARCIA LOPEZ, 1972).

Los 50 m. superiores que coinciden con las «Calizas superiores de Candás», de RADIG (1962, a), contienen ya fauna frasnense con corales (ALTEVOGT, 1963), como *Charoctophyllum lotzei*, ALTEVOGT; *Disphyllum caespitosum furcatum*, ALTEVOGT; *D. Lazutkini* (IVANIJA); *Breviphyllum occidentale*, ALTEVOGT, y braquiópodos (GARCIA LOPEZ, 1972), como *Mucrospirifer bouchardi* (MURCH.), *Cyrtospirifer verneuili* (MURCH.) y *Cyrtina heteroclitia multiplicata* (DEFR.).

En los alrededores de Luanco, desde la punta de La Vaca hasta la punta de Rebolledes, aflora una sucesión litológicamente muy distinta, pero que queda comprendida entre las mismas formaciones (Naranco y Arenisca de Candás). Su espesor es considerablemente mayor, alcanzando unos 400 m.

Aunque la sucesión está interrumpida en Luanco por la presencia de un retazo de materiales del Cretácico Inferior, el intervalo perdido no debe ser muy importante. La sucesión es de abajo arriba como sigue:

MURO: Arenisca del Naranco.

- | | |
|--|------------|
| 1. Calizas algo margosas (este nivel forma la punta de La Vaca al N. de Luanco) | 60 m. |
| 2. Areniscas de grano muy fino | 45 m. |
| 3. Pizarras y margas con algunos braquiópodos, que forman el acantilado al N. del muelle de Luanco. Estos materiales podrían formar continuidad con las pizarras que aparecen inmediatamente al S. del alforamiento cretácico, por lo que se reúnen aquí en un solo nivel. El espesor no puede ser determinado por consiguiente con exactitud | 50-100? m. |
| 4. Calizas, predominantemente arrecifales, que culminan con un banco masivo de estromatopóridos, en El Astillero | 200 m. |
| 5. Arenisca amarillenta y ferruginosa alternando con niveles pelíticos | 80 m. |
| 6. Calizas y margas grises, con niveles algo arenosos, con un nivel de areniscas finas de 10 m., situado a 70 m. de la base | 150 m. |

TECHO: Areniscas de Candás.

Este conjunto es cronológicamente equivalente al de la ría de Perán. El límite Givetiense-Frasniense se sitúa dentro del paquete arrecifal (nivel 4).

3.4.5 Areniscas de Candás (D₃₁₋₃₂)

El Devónico termina con un nivel de areniscas, que fue reconocido ya por BARROIS (1882) en un corte de los alrededores de Candás. No obstante, el nombre de Arenisca de Candás deriva de COMTE (1936). Posteriormente, RADIG (1962, a), propuso el nombre de Arenisca de Piñeros para esta misma formación. Se trata de una formación constituida esencialmente por areniscas y que presenta grandes cambios de espesor. En las franjas más meridionales su espesor es de unas pocas decenas de metros; en Carranques, concretamente, mide sólo de 20 a 25 m. En la franja más septentrional, que alcanza el mar en la playa de Antromero, el espesor es, en cambio, de 350 a 400 m. Esta arenisca es frecuentemente ferruginosa, pero presenta también a veces tonalidades muy blancas, por lo que ha sido confundida en ocasiones con la cuarcita ordovícica.

Por lo general este nivel es azoico, pero en Carranques, en su parte más alta, existe un nivel calizo rico en corales, en el que ALTEVOGT (1963)

determinó una fauna que considera del Frasniense más alto y que contiene entre otras: *Charactophyllum nanum* (HALL & WHIT.); *Disphyllum geinitzi*, LANG & SMITH; *D. caespitosum cylindricum* (SOSHK.), y *Tabulophyllum gorskii*, SOSHK. De estas mismas intercalaciones calizas ADRICHEM BOOGAERT (1967) cita una fauna de conodontos con *Icriodus alternatus*, BRANSON & MEHL; *I. cymbiformis*, BRANSON & MEHL, y *Polygnathus decorosa*, STAUFER.

3.5 CARBONIFERO

En toda la zona Cantábrica, el Carbonífero Inferior (H₁) se presenta extraordinariamente condensado, hasta el punto de que no sobrepasa unas decenas de metros de espesor. El Carbonífero Superior, en cambio, alcanza en dicha zona un gran desarrollo, si bien en el ámbito de la presente Hoja está limitado a unos 300 m. de estratos de edad Namuriense, conservados en los núcleos de los sinclinales de Perlora y de Antromero.

Por encima de la Arenisca de Candás se encuentra en Carranques, cerca de Perlora, una caliza de tonos claros, de unos 10-12 m. de espesor. Esta caliza, a pesar de su poca potencia, constituye un nivel bastante constante en toda el área entre la Cuenca Carbonífera Central y el Antiforme del Narcea (Formación Baleas de WAGNER et al., 1971). En ella, ADRICHEM BOOGAERT (1967) recogió fauna en cuatro horizontes. Los tres más bajos estaban situados en la mitad inferior del nivel calizo y proporcionaron, entre otros, *Polygnathus delicatula*, ULRICH & BASSLER; *P. communis communis*, BRANSON & MEHL, y *Spathognathodus costatus costatus*, E. R. BRANSON; estas faunas corresponderían a la zona de *-costatus*. En el horizonte más alto, situado muy cerca del techo, ADRICHEM BOOGAERT (1967) cita *Polygnathus communis communis*, BRANSON & MEHL; *P. inornata*, E. R. BRANSON; *P. longipostica*, BRANSON & MEHL; *Spathognathodus stabilis* (BRANSON & MEHL); *S. aculeatus* (BRANSON & MEHL), etc. Esta fauna correspondería a la zona de *-kockeli-dentilineata* (cu I). Así, pues, la edad del nivel calizo correspondería, según el autor citado, al Fameniense Superior y al Tournaisiense Inferior. Según estudios recientes de HIGGINS (1971) sobre la formación Baleas, en el valle del río Bernesga (León) existen en dicha formación dos conjuntos faunísticos: el inferior, con una edad cu II α , y el superior, II β/γ .

Por encima del nivel descrito se encuentran unas calizas rojas, nodulosas, asociadas a radiolaritas, que constituyen un nivel muy característico en toda la Cordillera Cantábrica. Se trata de la Caliza de Puente de Alba, de BARROIS (1882), o «caliza griotte». Su espesor no sobrepasa los 25-30 m. y su edad viseense está bien establecida, tanto por sus faunas de goniátidos como de conodontos. Esta delgada sucesión representa en forma condensada todo el Viseense, ya que en ella ha podido determinarse

tanto el Viseense Superior como el Inferior. Dentro del ámbito de la Hoja de Gijón, ya BARROIS encontró, en Carranques, *Goniatites crenistria*, PHILL., del Viseense Superior. ADRICHEM BOOGAERT (1967) citó en la parte baja de la formación, en la misma localidad, una fauna de conodontos con *Spathognathodus stabills* (BRANSON & MEHL); *Polgnathus inornata*, E. R. BRANSON; *P. communis*, BRANSON & MEHL; *Pseudopolygnathus triangula pinnata*, VOGES; *Gnathodus cuneiformis*, MEHL & THOMAS; *G. semiglaber*, BISCHOFF., etc., propios de la zona de *-anchoralis*.

El nivel siguiente lo constituye una caliza oscura (Hc₁^B), generalmente azoica, denominada habitualmente Caliza de Montaña. La parte más baja de esta formación, que contiene aún capas algo rojizas, ha proporcionado en Carranques, entre otras especies, *Proshumardites delepinei*, SCHIND., y *Metacanites chancharensis*, RUZHENCEV, que indican la zona de *Eumorphoceras* (Arnsbergiense); una fauna semejante ha sido encontrada también en el flanco N. del sinclinal de Perlora, en las canteras al O. de esta localidad (KULLMANN, 1962). El espesor de la Caliza de Montaña ha sido evaluado por ZAMARREÑO en 110 m., en la Playa de San Pedro, es decir, en el otro núcleo sinclinal (de Antromero). En esta localidad, la caliza es en su mitad inferior muy homogénea, micrítica, y en su mitad superior es rica en diversos tipos de estructuras sedimentarias (finas laminaciones, microestratificaciones cruzadas, brechas intraformacionales, etc., ZAMARREÑO, 1966). En el núcleo sinclinal de Perlora el espesor puede ser ligeramente mayor, pero al no existir allí las capas inmediatamente superiores no puede hacerse una evaluación.

Los términos superiores (H₁^P) a la Caliza de Montaña se encuentran sólo en el núcleo del Sinclinal de Antromero, y aunque afloran en varios puntos a lo largo del mismo, la única localidad donde puede verse una sucesión estratigráfica es la Playa de San Pedro, esta sucesión ha sido estudiada por VIRGILI & CORRALES (1968). De acuerdo con los citados autores se trata de una sucesión con un espesor visible de unos 150 m., de carácter turbidítico, con colapso-brechas, grano-clasificación, laminaciones paralelas y oblicuas, diversos tipos de «sole marks», etc., y con las secuencias propias de una serie turbidítica.

Por lo que respecta a la edad, el hallazgo de *Reticuloceras paucicrenatum*, B. H., unos 60 m. por encima del techo de la Caliza de Montaña (BOUROZ, 1962), así como de *Proshumardites cf. karspinski*, RAUZ-ISCHEHN (KULLMANN, 1962) (RADIG, 1964), indicando el Namurlense B, hace pensar que toda la sucesión se sitúa dentro del Namuriense.

4 MESOZOICO

4.1 TRIASICO

Se presenta en facies Germánica, incluyendo el Buntsandstein y Keuper. Falta, por tanto, en esta Hoja, como en la mayor parte del ámbito asturiano, la facies marina del Muschelkalk. No obstante, en el sondeo número 26 «La Matona» (ALMELA y RIOS, 1962), perforado al sur de Gijón por la Sociedad Concesión Sabina, se encontraron 5 m. de calizas entre los tramos arcilloso y conglomerático del Triás, que es posible puedan atribuirse al Muschelkalk, aunque ignoramos, incluso, si se trata de una facies marina.

Los sedimentos referibles a la facies Buntsandstein (T₀₁) están representados en esta Hoja por pequeños manchones, localizados en la zona costera, entre el Cabo Torres y Candás, que se sitúan en discordancia sobre el Paleozoico. Además, en parte, queda incluida esta facies en los demás afloramientos Triásicos de la Hoja, en los que resulta extraordinariamente difícil separarla de la del Keuper, como indicamos más adelante.

Se trata de un tramo rojizo, caracterizado por una alternancia de areniscas arcillosas y arcillas, generalmente arenosas o limolíticas, siendo frecuente que los bancos de areniscas presenten estratificación cruzada. Las areniscas son de grano fino y a menudo tienen oquedades rellenas de arcilla roja, no sobrepasando los diferentes bancos el metro de espesor.

En general, y fuera de esta Hoja, dentro del Buntsandstein, se pueden distinguir dos tramos litológicos: el Inferior, de predominio conglomerático, y el superior, de predominio arcilloso-arenoso, al que corresponden la mayor parte de los afloramientos incluidos en la Hoja.

Los conglomerados pueden verse solamente formando la parte basal de la sucesión en los retazos de Triásico conservados sobre el área paleozoica. Se trata en general de conglomerados poligénicos de cantos de tamaño bastante grande.

Desde el punto de vista petrográfico, las areniscas pueden clasificarse como Ortocuarcitas, formadas por granos de cuarzo de morfoscopia subredondeada a subangulosa, que presentan aureolas de crecimiento secundario. El tamaño medio es de unas 200 micras, mientras que el máximo oscila generalmente entre 350 y 600 micras, es decir, que presentan una clasificación relativamente buena. Contienen feldespatos potásicos en proporción media del 5 por 100 sobre el total de la roca, y como minerales pesados muy raros, Circones. El cemento es ferruginoso y la matriz de tipo poropelicular de arcilla ferruginosa con óxidos de hierro, llegando ambos a constituir el 20 por 100 del total de la roca.

Los sedimentos de facies Keuper, junto a los de la del Buntsandstein

(T_c), de la que no se puede diferenciar, se localizan con unas manchas alargadas en sentido Norte-Sur, en el borde Occidental de la Hoja, descansando sobre el Paleozoico. También están representados en la zona SO. de Gijón, situándose bajo el Hettangiense dolomítico-calizo.

Se trata de 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 intercalados, que suelen ser raros en los afloramientos, aunque en Veriña han sido objeto de explotación. También se observan algunos cuarzos bipyramidados de tonos claros y rojizos (jacintos de Compostela) de pequeño tamaño. Niveles salinos no se encuentran en superficie, aunque en algunos sondeos perforados por ADARO, fuera de la Hoja, se cortaron series salinas con intercalaciones de anhídrita.

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 de superficie medidas en la Hoja de Villaviciosa (14-4), ésta puede estimarse que alcanza valores medios del orden de los 500 m. Por otra parte, los espesores del Triásico (facies Buntsandstein y Keuper, conjuntamente) se reducen considerablemente hacia el Oeste, es decir, hacia esta Hoja, donde se tienen las potencias mínimas encontradas dentro de la Cuenca Mesozoica Asturiana.

El tránsito entre las facies arenosas del Buntsandstein y las arcillas del Keuper suele ser siempre muy confuso en toda la región asturiana, presentándose muy gradualmente. Este paso se hace aún más gradual dentro del ámbito de esta Hoja, dado que, como ya se ha indicado anteriormente, los sedimentos de Buntsandstein corresponden a su parte superior, que es la que presenta granulometría más fina, mientras que los correspondientes al Keuper, por tratarse de facies de borde, se hacen algo más terrígenos o arenosos. Por esta razón no ha sido posible separar las dos facies en los afloramientos del borde Occidental de la Hoja y en los situados al SO. de Gijón. Además, la ausencia total de fósiles en toda la serie Triásica no permite la diferenciación de las dos facies, que, como se sabe, tiene que establecerse forzosamente por criterios litológicos.

4.2 JURASICO

Los sedimentos del Jurásico afloran en los alrededores de Gijón, apoyados sobre los del Triásico y en toda la parte oriental de la Hoja, desde el meridiano de Gijón. Los mejores afloramientos se tienen a lo largo

del acantilado costero, al este de Gijón, hasta el borde de la Hoja. La mayor parte de los datos sobre las series descritas se han tomado de RAMIREZ DEL POZO (1969).

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.

4.3 HETTANGIENSE-SINEMURIENSE MEDIO ⁰⁻²₍₁₁₋₁₂₎

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, muy mal conservadas, referibles a Moluscos (Lamelibranquios 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 pironilii*, 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.

Al oeste de Gijón comienzan a aparecer algunas intercalaciones de arcillas hojosas, negras, de tonos vinosos dentro del conjunto dolomítico del Hettangiense. Así, en la sección de Playa de Serín, estas intercalaciones son muy poco importantes o prácticamente inexistentes, mientras que en la de Veriña ya son bien patentes. Más al SO., fuera ya de la Hoja (en Pruvia, en la carretera de Oviedo a Gijón), las intercalaciones arcillosas llegan a adquirir más importancia que los tramos calizo-dolomíticos. En conjunto, y dentro de los tramos calizo-dolomíticos, se observa una disminución en el contenido en dolomía a medida que ascendemos en la serie, de tal modo que en la base son dolomías, mientras que en la parte superior son ya calizas más o menos dolomíticas. Es frecuente que las calizas tengan finas bandas, representando cada una de ellas los ritmos de sedimentación. Dicho bandeado es debido, por una parte, al diferente contenido en arcilla, y por otra, a la alternancia de finas capas con y sin pellets.

El espesor medio del Hettangiense es del orden de los 160-175 m., habiéndose medido en la sección de Veriña 167 m. En Playa de Serín solamente aflora el tramo más alto, con un espesor de unos 60 m.

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

En determinados niveles son calcareníticas y de matriz cristalina (oosparitas e intrabiosparitas oolíticas), conteniendo Gasterópodos, radiolas y restos de Crinoideos y algunos Textuláridos. En ocasiones se observa 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.

Los sedimentos correspondientes al Sinemuriense Inferior y Medio incluidos dentro de la Hoja tienen una potencia media de unos 70 m. Aproximadamente al oeste del meridiano de Gijón no existen sedimentos del Sinemuriense, estando el conglomerado del Dogger («Fabuda») directamente encima del Hettangense (Veriña).

4.4 SINEMURIENSE SUPERIOR - TOARCIENSE (J₁₂₋₁₄)³⁻⁰

A las calizas del Sinemuriense Medio le sigue una serie muy regular, 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-azuladas, con abundantes microfósiles: Cidáridos, *Pecten*, *Terebratula*, *Belemnites*, Ammonites, Ostreidos, etc. Este conjunto margoso incluye al Sinemuriense Superior, Pliensbachiense y Toarciense, extendiéndose solamente en la zona Oriental de la Hoja, al este del meridiano de Gijón.

Las intercalaciones de calizas son biomicritas arcillosas con algunos fósiles, principalmente Lagénidos (*Lingulina*, *Lenticulina*, *Dentalina*, etc.), restos de Crinoideos, de Moluscos, etc. La microfauna de las margas es también muy abundante. La base del tramo margoso corresponde al Sinemuriense Superior (Zona de *Echioceras rarls cotatum*), que será descrita junto al Pliensbachiense.

La sección de Playa de Serín, al este de Gijón, presenta unos afloramientos de excelente calidad en el acantilado de la costa. Se distinguen las siguientes unidades:

A) *Pliensbachiense* (incluyendo el techo del Sinemuriense), constituido por unos 90 m. de monótona alternancia de margas y calizas arcillosas, ge-

neralmente muy fosilíferas. Los levigados se caracterizan por contener *Dentalina terquemi* (D'ORB.); *Frondicularia sulcata*, BORN.; *Marginulina prima*, D'ORB.; *Astacolus radiata* (TERQ.), y *Hungarella contractula* (TRIEB.). También la macrofauna es muy abundante, caracterizándose por la presencia de frecuentes Braquiópodos, principalmente *Rhynchonella* y *Spiriferina*, Belemnites y Ammonites. ALMELA y RIOS (1962) citan *Microthyris punctata*, SOW.; var. *lata*, DUBAR, y *Spiriferina rostrata*, ZIET., en la parte inferior del conjunto margoso, y *Rhynchonella cynocephala*, RICH., en la superior.

B) *Toarciense*: Sobre el tramo margo-calizo del Pliensbachiense y bajo los conglomerados del Dogger («Fabuda») hay en la serie de Playa de Serín un tramo de 20 m. de potencia, que en la base está constituido por cantos calizos procedentes fundamentalmente del Pliensbachiense y que engloba trozos de Belemnites y Braquiópodos con señales de transporte. El resto del tramo está integrado por arcillas limolíticas grises y amarillentas que presentan microfauna abundante con mezcla de especies del Pliensbachiense y Toarciense, entre la que se destaca: *Lingulina pupa* (TERQ.); *Marginulina prima*, D'ORB.; *Marginulinopsis speciosa*, TERQ.; *Dentalina terquemi*, D'ORB.; *Astacolus radiata* (TERQ.); *Vaginulina proxima*, TERQ.; *Frondicularia bicostata*, D'ORB. y *Hungarella* sp. Esta facies arcillosa, con óxidos de hierro, la denominamos «Lías margoso atípico». En este lugar, el Liásico «atípico» yace sobre el Pliensbachiense de facies margosa por medio de una discordancia erosiva. Hay, pues, una pequeña erosión pre-Dogger («Fabuda») con formación de cantos del Pliensbachiense entre el Liásico «atípico» y el conglomerado del Dogger, lo que queda confirmado por la mezcla de microfaunas del Pliensbachiense y Toarciense ya indicada.

En la carretera de Gijón a Villaviciosa, en la Venta de Arroes (borde oriental de la Hoja), las margas contienen, entre otros, los siguientes microfósiles del Pliensbachiense: *Lingulina pupa* (TERQ.); *Marginulina prima*, D'ORB.; *Astacolus matutina* (D'ORB.); *Astacolus radiata* (TERQ.); *Frondicularia bicostata*, D'ORB.; *Frondicularia dubia*, BORN.; *Marginulinopsis speciosa*, TERQ.; *Dentalina terquemi*, D'ORB.; *Hungarella amalthei* (QUENST.), e *Isobythocypris unispinata*, APOST. Las calizas arcillosas intercaladas son, como en Playa de Serín, Biomicritas con secciones de foraminíferos pertenecientes a los géneros *Lingulina*, *Dentalina*, *Lenticulina*, *Marginulina* y *Ammodiscus*. Estos tramos del Pliensbachiense contienen abundantes braquiópodos, entre los que se destacan: *Microthyris punctata*, SOW.; *M. numismalis*, LAM.; *Rhynchonella cynocephala*, RICH., y *Spiriferina rostrata*, ZIET. Como se ve fácilmente, tanto la macro como la microfauna coinciden con la mencionada en Playa de Serín. Por encima se desarrolla la facies «atípica», en la que no hemos encontrado fauna de ningún tipo, que hacia arriba se hace muy arenosa y conglomerática, representando al conglomerado del Dogger.

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

Sobre el Jurásico marino descrito descansa un tramo de conglomerados de espesor variable, que se conoce en la región bajo el nombre de «Fabuda».

Los conglomerados están constituidos por cantos muy bien rodados de cuarcita, generalmente no superiores a los 20 cm. El cemento es siempre escaso y de arenisca. Excepcionalmente, en algunos bloques caídos se observa, además de los cantos de cuarcita, pequeños fragmentos de calizas de tonos grises, lajeadas, con bastante probabilidad proceden del Hettangiense. El espesor de estos conglomerados aumenta hacia el Oeste, alcanzando valores máximos superiores a los 150 m. en Santa Cecilia, fuera de la Hoja, variando las potencias observadas dentro de la misma entre 50 y 80 m.; en Playa de Serín el espesor medio es de 65 m.

Suelen presentar intercalaciones de bancos de areniscas de tonos grises o amarillentos y arcillas limolíticas rojizas.

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 en el ámbito regional los yacientes de este conglomerado son diferentes de unas zonas a otras (Trías a Bajociense Inferior), en esta Hoja descansa desde el Hettangiense (Veriña) al Toarciense (Playa de Serín). Este hecho indica un carácter «extensivo», mientras que su deposición es debida a la regresión regional que se inició en esta zona después del Bajociense Inferior (fase Neokimmérica).

4.6 MALM EN FACIES PURBECK (J₂₃)

Sobre el nivel de conglomerados y arcillas limolíticas («Fabuda») descansa una serie de facies Purbeck, que en el ámbito regional está representada por dos litofacies diferentes de difícil delimitación. Al Norte, en la costa, y muy particularmente en el borde NE. de esta Hoja, se observa una serie arenoso-margosa y fosilífera de facies salobre en transición a marina, mientras que en las regiones situadas más al Sur y Oeste se presenta más salobre y está constituida por calizas pisolíticas con intercalaciones de arcillas y areniscas.

Es en la Playa de España, en el borde NE. de la Hoja, donde mejor puede llevarse a cabo el estudio de estos sedimentos, mostrándose una serie completa con alforamiento continuo a lo largo de la costa. En esta serie se han medido 160 m., en los que alternan arcillas arenosas y limolíticas, abigarradas, con predominio de los tonos ocre, gris y verdoso, con areniscas de grano fino a medio, normalmente subanguloso a subredondeado, de cuarzo y cuarcita, con matriz arcillosa, siempre azoicas. Hacia la parte

superior se intercalan bancos de margas y calizas arcillosas, de tonos grises y azulados, generalmente oscuros. Las areniscas se presentan en bancos gruesos, de 1-8 m., con estratificación cruzada u oblicua, siendo en algunos niveles el cemento calcáreo y conteniendo algunos pisolitos. En los tramos arcillosos y margosos se encuentran algunos Lamelibranchios y Gasterópodos, así como una microfauna de Ostrácodos, abundante en la mayoría de las muestras, y entre los que se presentan con más frecuencia: *Macrodentina* aff. *dictyota*, MALZ; *Schuleridea* cf. *tribelli* (STECH AUS); *Galliaecytheridea* spp.; *Fabanella polita polita* (MARTIN); *Eocytheropteron* cf. *aquitatum* (DONZE); Ostrácodo sp. 103, SCHMIDT, 1955, y «*Cypris*» *pigmaea* (ANDERS).

En algún nivel de calizas arenosas, perteneciente a la parte superior, hemos determinado *Clypeina jurassica jurassica*, FAVRE; *Pseudocyclamina lituus*, YOKOYAMA, y algas Solenoporáceas. Las Charáceas faltan por lo general, y únicamente en alguna muestra se han observado oogonios.

Por los Ostrácodos citados, así como por la presencia de *Pseudocyclamina lituus* y *Clypeina jurassica jurassica*, se incluye a toda la serie de Playa de España en el Malm Superior y más concretamente en el Kimmeridgiense-Portlandiense.

En esta zona, entre la Playa de la Nora y la Playa de España, ALMELA y RIOS (1962) y ALMELA y RIOS y REVILLA (1955) citan los siguientes fósiles: *Corbula attenuata*, LYC, y *Leda lachrima*, SOW.

4.7 CRETACICO

Las series del Cretácico asturiano han sido recientemente descritas por RAMIREZ DEL POZO (1972), en cuya publicación se resumían las principales características estratigráficas y paleogeográficas de las mismas. De este trabajo, realizado dentro del programa de investigación geológica que CIEPSA ha llevado a cabo en Asturias, tomamos la mayor parte de los datos aquí expuestos.

4.7.1 Cretácico Inferior en facies Weald (C_{w14})

Se incluye en la facies Weald del Cretácico Inferior el conjunto de sedimentos comprendido entre la facies Purbeck y el Aptiense marino. Dentro de la Hoja aflora solamente en la Playa de San Pedro, mientras que en el ámbito regional se presenta mucho más desarrollado en la zona Sur, dentro de la Hoja colindante de Oviedo.

En el citado corte de la Playa de San Pedro, debajo de los primeros bancos con Ostreidos y Gasterópodos y directamente encima del flysch carbonífero, hay una serie de 20 m. de areniscas de grano fino y de tonos claros que alternan con arcillas de colores también claros y con algunas

intercalaciones de conglomerados, compuestos por cantos síliceos, bien rodados, generalmente poco consolidados, cementados por arena poco compacta.

Todo el conjunto parece presentar secuencias ciclotemáticas más o menos truncadas. Las arcillas contienen solamente algunos fragmentos de talos de Charáceas.

La falta de datos micropaleontológicos no ha permitido datar con exactitud esta formación ni conocer los hiatos sedimentarios que posiblemente existen dentro de la misma. Sin embargo, por su posición estratigráfica, semejante al conglomerado de base del Aptiense marino de las zonas centro-meridionales (fuera de la Hoja) que yace sobre el Portlandiense, se pueden considerar ambas formaciones cronológicamente equivalentes y por ir siempre unido al Aptiense se asigna a esta formación como del Barremiense en facies Weald.

4.8 APTIENSE (C₁₅)

Los sedimentos correspondientes al Aptiense marino afloran solamente en el borde nor-occidental de la Hoja, en la zona costera entre la Playa de San Pedro y Luanco, así como en una pequeña y delgada mancha en el extremo occidental de la Hoja, discordante sobre el Paleozoico.

El lugar más adecuado para estudiar la sucesión estratigráfica del Aptiense es la Playa de San Pedro, por la costa, hasta Antromero, donde hay una serie monoclinial concordante sobre el Cretácico Inferior en facies Weald, cuyas capas se inclinan buzando hacia el mar; SCHROEDER y WIENANDS (1966) describen con bastante detalle, mencionando especialmente sus Orbitolínidos, la serie estratigráfica del Aptiense, que ya, anteriormente, había descrito KARRENBERG (1934). Este corte comprende unos 75 m. de alternancia de margas grises, arenosas, con areniscas blanquecinas de grano fino, y de varios niveles de diferente espesor, de calizas microcristalinas (biomicritas), generalmente arenosas, con abundante microfauna. En la base hay unos bancos de calizas arcillosas que forman auténticas lumaquelas con *Ostreas* y *Glaucania*. En estos bancos inferiores encontramos *Choffatella decipiens*, SCHLUMB.; *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENB.) y numerosos Ostrácodos, entre los que se han reconocido «*Clithorocytheridea*» aff. *brevis* (CORNUEL), *Paracypris* cf. *jonasi*, BONNEMA; *Platycythereis* sp. 1. y *Dolocytheridea intermedia*, OERTLI. El banco de calizas arcillosas, arenosas y calcareníticas situado por encima, además de *Choffatella decipiens*, SCHLUMB., contiene *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Everticyclammina greigi* (HENSON), Miliólidos y abundantes restos de algas calcáreas (*Munieria* y *Permoalculus*).

En la parte media del corte, donde alternan calizas arenosas y arcillas limolíticas, por debajo de las calizas más altas encontramos otros Orbito-

línidos como *Orbitolinopsis kiliani*, SILV., y *Præorbitolina cormyi*, SCHROED., junto a las especies de microfósiles ya citadas en niveles inferiores. En este tramo se encuentran Lamelibránquios, Gasterópodos y Braquiópodos (*Terebrátula*).

Por los microfósiles mencionados, no hay ninguna duda para asignar toda la serie descrita al Aptiense Inferior (Bedouliense).

Por encima de esta serie, y aflorando solamente en la isla de Antromero, vienen más de 20 m. de calizas compactas, en bancos potentes, algo arcillosas en su parte inferior (nivel j de SCHROEDER y WIENANDS). Contienen *Pseudotoucasia santanderensis*, DOUV.; *Polyconites verneulli*, BAYLE; Lamelibránquios, *Terebrátula*, *Rhynchonella*, Briozoos y Corales, así como los siguientes microfósiles: *Orbitolina (Mesorbitolina) texana parva*, DOUGLASS; *Orbitolina (M.) texana texana* (ROEMER); *Dictyoconus* sp. (referido por SCHROEDER y WIENANDS como *D. pachymarginalis*, SCHROED.); *Everticyclammina greigi* (MENSION); *Sabaudia minuta* (HOFKER); *Pseudochoffatella cuvillieri*, DELOFFRE; *Cuneolina* sp., *Spirolocullina* sp. y algunos Miliólidos y Lituólidos. Las calizas de la isla de Antromero corresponden al paso entre el Bedouliense Superior y el Gargasiense, como demuestran los Orbitolínidos citados.

Estos niveles superiores del Aptiense pueden estudiarse muy bien en el extremo norte de la Playa de Luanco, donde se observa un pequeño corte de 8 m. de calizas estratificadas en bancos de 0,4 a 0,8 m. que están en contacto tectónico con los materiales del Devónico. Las calcarenitas son generalmente microcristalinas (biomicritas y biopelmicritas), con la matriz recristalizada (pseudoesparita) en algunos tramos, arenosas o limolíticas en determinados niveles. En otros contienen muchísimas Orbitolinas, así como *Pseudotoucasia santanderensis*, DOUV.; *Polyconites verneulli*, BAYLE; *Terebrátula* y Corales. El conjunto de la microfauna más característica es: *Orbitolina (Mesorbitolina) texana texana* (ROEMER), *Sabaudia minuta* (HOFKER), *Everticyclammina greigi* (HENSON), *Coskinolinella daguini*, DELMAS y DELOFFRE, y *Cuneolina*. Esta microfauna permite correlacionar la serie de Luanco con la parte más alta del corte de Playa de San Pedro (calizas de la pequeña isla) y datarla como del Gargasiense.

Hacia el Oeste, las facies del Aptiense tienden a hacerse más arcillosas, de tal modo que en el afloramiento del interior, en el borde occidental de la Hoja, predominan las arcillas gris-blanquecinas y amarillentas, plásticas y ligeramente limolíticas, sobre las calizas, que generalmente son limolíticas, y aunque las condiciones del afloramiento no son buenas, parecen adoptar una disposición lenticular. En algunos niveles arcillosos se han encontrado *Choffatella decipiens*, SCHLUMB.; *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENB.); *Haplophragmium* y Ostrácodos, entre los que se destacan: *Cytherella paralela* (REUSS); *Cythereis büchlerae*, OERTLI, y *Platycythereis* sp. 1. Las intercalaciones calizas son biomicritas arenosas y limolíticas, con

Choffatella decipiens, SCHLUMB.; *Palorbitolina lenticularis* (BLUMENB.), algas (*Neomeris*, *Boueina* y *Acicularia*) y abundantes Gasterópodos. Toda la microfauna mencionada demuestra que los afloramientos de la mancha occidental de la Hoja son del Aptiense Inferior (Bedouliense). De esta misma edad son los demás afloramientos que se encuentran en la vecina Hoja de Oviedo, en la «franja tectonizada intermedia». En conclusión, se puede afirmar que los sedimentos del Gargasiense marino están representados solamente en el afloramiento de la zona costera.

4.9 CUATERNARIO (Q)

El rasgo morfológico más característico de la costa asturiana lo constituyen las superficies de arrasamiento conocidas como «rasas». En relación con ellas, con frecuencia aparecen depósitos formados por cantos rodados de origen marino, que las recubren. Las «rasas» costeras, sobre cuyo origen se dieron diversas interpretaciones (VEGA DEL SELLA, HERNANDEZ-PACHECO, CUETO), son en realidad verdaderas plataformas de abrasión marina (GOMEZ DE LLARENA & ROYO, 1927; LLOPIS LLADO, 1957) situadas a distintos niveles. La superficie de Monte Areo se sitúa a 240-260 m., descendiendo hasta 100 m. en los altos de Veriña y El Musel, que es la misma altura de la rígida superficie de Peñas.

Sobre los depósitos marinos de la rasa existen en algunos puntos (Peñas, Musel, etc.) formaciones periglaciares (LLOPIS LLADO, 1961; VIRGILI et al., 1968) y en otros señales evidentes de eolización antigua (MARY, 1970).

Además de estos depósitos, existen materiales cuaternarios de tipo diverso, aluviones, coluviones, suelos, etc. Son de destacar en los alrededores de Gijón los depósitos de relleno de la amplia depresión que rodea a la ciudad; se trata de materiales de naturaleza arcillosa y arenosa que ocupan una cierta extensión y recubren en discordancia a las calizas del Liásico.

Por otra parte, como es conocido, toda la región se presenta intensamente recubierta por tierras de labor, prados y abundante vegetación que ocultan 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 y evidente.

5 TECTONICA

Desde el punto de vista tectónico hay que distinguir entre la tectónica herciniana, que salvo para las formaciones más tardías es de plegamiento,

y una tectónica de fallas que se desarrolla a lo largo del Mesozoico y del Terciario.

Por lo que a la estructura herciniana se refiere, la región objeto de estudio se encuentra situada en el extremo N. de la región de pliegues y mantos, comprendida entre el Antiforme del Narcea y la Cuenca Carbonífera Central. Como es sabido (JULIVERT, 1971), la estructura de esta región cambia lateralmente, pasándose de una estructura en mantos hacia el SE. a una estructura de pliegues hacia el N. En consecuencia con este hecho la estructura del área comprendida en el triángulo Gijón-Avilés-Cabo Peñas es esencialmente una estructura de plegamiento. Los materiales más antiguos (la Cuarcita del Ordovícico Inferior) afloran en los extremos NO. y SE. del área paleozoica, que en líneas generales forma un gran sinclinorio. En él pueden distinguirse dos sinclinales (el de Perlorá y el de Carranques) con materiales carboníferos conservados en sus núcleos, separados por un anticlinal bastante agudo, en cuyo núcleo aflora una estrecha franja de Caliza de Moniello (anticlinal de Candás). En los flancos de estos pliegues se presenta a veces una gran complicación de detalle y se observa un cierto desarrollo de la esquistosidad, especialmente en los niveles formados por alternancias de calizas y margas. Las zonas entre la Punta de La Vaca y la Playa de Antromero y entre Bañugues y la Punta de Aguión son un buen ejemplo de ello. De todos modos, estas estructuras de detalle se desarrollan dentro de una misma formación. En consecuencia, se obtiene una cartografía en franjas muy regulares, orientadas de NE. a SO. No obstante, existe una zona en la que la estructura (y la cartografía) se ve complicada por la existencia de cabalgamientos. Se trata de la zona de Llumeres, próxima al Cabo de Peñas. Si se observa simplemente la sucesión de formaciones, a partir del Cabo de Peñas hacia el SE., por ejemplo a lo largo de la costa, se ve que éstas se disponen ordenadamente hasta el núcleo del sinclinal de Antromero. No obstante, los contactos entre algunas de estas formaciones no son normales; tal sucede en el contacto entre Formigoso y Furada y entre Furada y Rañeces (Nieva). La estructura de este sector, bien conocida por las explotaciones de hierro, activas hasta hace pocos años, es la siguiente: las pizarras de Formigoso, muy replegadas, cabalgan a la Arenisca de Furada, que forma un anticlinal en cuyos dos flancos se explotó el hierro (rama de Rucao, en el flanco NE., y rama de Llumeres, en el flanco SE.). A continuación existe un sinclinal, y Furada cabalga a las Calizas de Nieva. A partir de este punto la sucesión más o menos replegada es ya normal hasta el núcleo sinclinal de Antromero.

La estructura descrita no se ha originado en una sola etapa de deformación. Es bien sabido que tanto la zona Cantábrica como la zona astur-occidental-leonesa adyacente se han visto afectadas por varias fases tectónicas (JULIVERT, 1971; MARCOS, 1971); igualmente ha sucedido con el área objeto de estudio. No obstante, como la estructura de esta Hoja se com-

pleta con la de Avilés, que llega a abarcar incluso el extremo N. del Antiforme del Narcea, se ha creído mejor dejar de tratar este aspecto para discutirlo en la Hoja de Avilés.

Por lo que respecta a la edad de la deformación, pocos datos pueden aportarse con los hechos observables en esta Hoja. La sucesión es continua y concordante, por lo menos hasta el Namuriense B, datado en la Playa de San Pedro, hecho por lo demás general en la zona Cantábrica. Al no existir en la Hoja depósitos más modernos al Namuriense, ningún otro

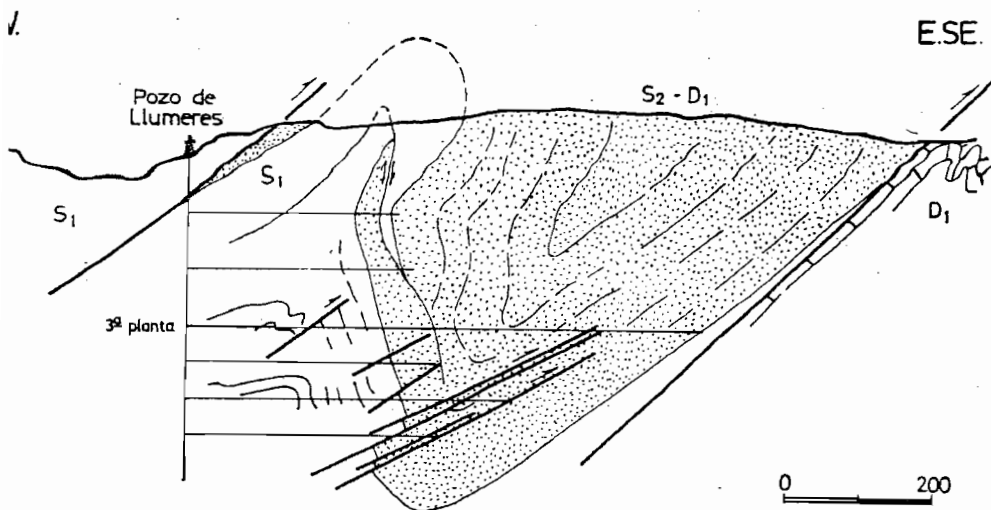


Fig. 2

dato puede aportar el estudio de esta Hoja al problema de la edad de la deformación. Así, pues, vamos a indicar tan sólo que tal como se acepta generalmente para la zona Cantábrica, la deformación debió producirse, en varias fases, en el Westfaliense y en el Estefaniense. Como dato interesante hay que señalar la presencia de las facies turbidíticas de edad Namuriense B, indicadoras de condiciones de inestabilidad en la cuenca de sedimentación y que constituyen los primeros indicios de movilidad tectónica en la zona.

La tectónica herciniana más tardía, así como la que se desarrolla durante el Mesozoico y el Terciario, es una tectónica de fallas. Un análisis de este tipo de deformaciones en la zona Cantábrica ha sido hecho recientemente por JULIVERT, RAMIREZ DEL POZO y TRUYOLS (1971). Dentro de la Hoja de Gijón, donde esta tectónica es más visible es en el área oc-

cidental de la Hoja. En la parte oriental, la presencia de un espesor más considerable de cobertera mesozoica, incluyendo un Triásico plástico, hace menos visibles las fracturas que pueden afectar al substrato paleozoico.

El sistema de fallas más claro que se observa tiene una orientación NO.-SE. La falla más importante de este sistema es la falla Ventaniella, que cruza toda la Cordillera Cantábrica, produciendo un desplazamiento en dirección («strike slip») de unos 4 Km. Esta falla cruza la Hoja por un ángulo SO., desplazando la cuarcita de la franja de Cabo Torres-Monte Areo, según un movimiento dextrógiro. Paralelas a esta falla pueden verse varias fallas más, de mucha menor importancia. Estas fallas forman el borde O. del área paleozoica, formando sus límites el Triásico, según una disposición en relevo. La falla de Ventaniella atraviesa toda la Cordillera Cantábrica, cortando todas las estructuras hercinianas. Es, pues, un accidente muy tardío, que no guarda ya ninguna relación con el arco asturiano. El movimiento dextrógiro de estas fallas podría ser de edad pérmica o permo-triásica, aunque luego han tenido lugar movimientos verticales, limitados a veces a ciertos sectores. Así, la falla de Ventaniella tiene un movimiento vertical muy neto donde corta a la franja de cuarcitas de Cabo Torres-Monte Areo, pero este movimiento no afecta, por lo menos con igual intensidad, a la falla en todo su recorrido. El trazado NO.-SE. de la costa entre los cabos Peñas y Torres debe ser debido también a una falla del mismo sistema. Esto viene atestiguado por la falla de Candás, paralela y muy próxima a la costa, y por una flexión (la línea de Gijón-Candal) que se observa en el subsuelo del área mesozoica y que, bajo la cobertera mesozoica, se sitúa en la prolongación de la línea de la costa, desde Gijón hacia el SE.

Del resto de fallas que pueden verse en la Hoja es interesante el sistema NE.-SO. De estas fallas la más importante es la de Veriña, que limita por el SE. el área paleozoica y que sigue paralela a las estructuras hercinianas, coincidiendo con una antigua superficie tectónica herciniana. La falla de Luanco, en cambio, corta las estructuras. Esta falla produce un arrastre en las capas cretácicas, bien visible en el muelle de Luanco.

Un punto interesante en relación con la tectónica de fallas es la distribución de los materiales mesozoicos en el área occidental de la Hoja. Una observación de la Hoja permite ver los siguientes puntos:

- 1) El Lías falta completamente sobre el área paleozoica; cuando se observa algún terreno por encima del Triásico se trata siempre de materiales cretácicos.
- 2) El Lías está, en cambio, presente, por encima del Triásico, inmediatamente al O. y al S. de las fallas que limitan el área paleozoica.
- 3) El Cretácico Inferior muestra en su distribución una independencia con respecto del Triásico y Liásico.

Como consecuencia se puede deducir que tuvo lugar una fracturación

que produjo una compartimentación de la cuenca, con erosión sobre los compartimientos elevados, antes de la transgresión cretácica. Estos movimientos debieron producirse antes del Aptiense, ya que éste es ya transgresivo, aunque nuevos movimientos pudieron producirse entre el Aptiense y el Albiense. Todos estos movimientos del inicio Cretácico pueden ser simplemente movimientos distensivos.

Nuevos movimientos de las fallas se produjeron en el Terciario (según datos de otras partes de la Cordillera); estos movimientos terciarios fueron los responsables del movimiento de la falla de Luanco, que afecta al Cretácico; probablemente hicieron rejuglar la de Veriña y en mayor o menor grado muchas de las fracturas existentes. Al no existir afloramientos de material terciario en esta Hoja no se insistirá sobre este punto. Para más detalles, véase el trabajo antes citado.

El área Mesozoica que forma la mitad oriental de la Hoja tiene una estructura simple. En líneas generales, puede definirse como un monoclinal ondulado y afectado por numerosas fallas normales. Las estructuras son suaves y hay una general indecisión en las directrices tectónicas, aunque se ve una orientación predominante NO.-SE. y otra NE.-SO., controlada por la orientación de las estructuras hercinianas en el subsuelo. No obstante, los pliegues en el Mesozoico se desarrollan en una cobertera que si bien no es muy espesa contiene en la base una serie plástica triásica de cierta importancia y que incluye materiales evaporíticos. Esto ha podido dar lugar, a veces, a una cierta independencia de las estructuras de la cobertera con respecto a las de su substrato. Las alineaciones principales observadas en el Mesozoico de la Hoja, desde el NE. al SO., son: Arroes, Playa de la Nora y San Julián de Rocas-Caldones (fuera de la Hoja).

6 HISTORIA GEOLOGICA

6.1 PALEOZOICO

Durante el Ordovícico Inferior la sedimentación en todo el NO. de España fue una sedimentación de arenas, de grano relativamente grueso y de escasa profundidad, como atestigua la presencia de Cruziana y de Scolithus. De este modo se formó la Cuarcita de Barrios, como la culminación de un período de sedimentación de arenas y materiales pelíticos, en una serie alternante, en la que frecuentemente (exceptuando la parte más inferior, más pelítica y rica en trilobites) se encuentran también pistas orgánicas indicadoras de un mar de escasa profundidad.

El régimen sedimentario cambió al comenzar el Ordovícico Medio y se establecieron condiciones euxínicas, dando lugar al depósito de las pizarras de Luarca. Paralelamente a este hecho se diferencian áreas en las que se

deposita un buen espesor de sedimentos y otras en las que no hay depósito, o bien éste es reducido, pudiendo ser los materiales depositados, erosionados con facilidad a lo largo del Paleozoico. Durante el Ordovícico Medio tiene lugar asimismo una cierta actividad volcánica, actividad que se había iniciado ya en el Cámbrico Medio (manifestaciones en diversos puntos de la Zona Cantábrica).

Con el Ordovícico Superior la diferenciación en áreas paleogeográficas diferentes se acentúa. Así, se manifiesta muy claramente un surco en la parte occidental de Asturias (MARCOS, 1970; JULIVERT, MARCOS & TRUYOLS, 1972), mientras que la parte central y oriental permanecen emergidas (toda la Zona Cantábrica, con excepción de una pequeña área en los cabos Peñas y Vidrias). En realidad, esta diferenciación se manifiesta también por lo menos a lo largo del Cámbrico Medio y Superior, ya que los espesores son muy diferentes en los dos dominios indicados, aunque las facies indiquen en general poco fondo; de todos modos, al no aflorar casi materiales pre-ordovícicos dentro de la Hoja de Gijón, no se insistirá sobre este punto. Los rasgos generales de la evolución paleogeográfica del norte de España han sido dados por JULIVERT, MARCOS & TRUYOLS (1972). Dentro de la Hoja de Gijón se sitúa el borde E. del citado surco. Así, la sucesión ordovícica en el Cabo Peñas es completa y bastante espesa, mientras que más al SE., en la zona de Cabo Torres-Monte Areo, faltan totalmente el Ordovícico Medio y el Superior. No obstante, el área de Cabo Peñas no es más que una zona de borde, ya que el verdadero surco, en el que tiene lugar el depósito de turbiditas durante el Ordovícico Superior (MARCOS, 1970), se sitúa bastante más al O.

La evolución sedimentaria descrita para el Paleozoico Inferior queda truncada al llegarse al Silúrico. En la zona del Cabo de Peñas, el Silúrico sigue en continuidad estratigráfica al Ordovícico, continuándose incluso la actividad volcánica. No obstante, pronto la cuenca se uniformiza, contrastando así la paleogeografía del Silúrico con la del Ordovícico. Las pizarras con graptolites abarcando parte del Llandovery y del Wenlock se extienden ampliamente, con facies y espesores semejantes. El ciclo sedimentario del Cámbrico y Ordovícico queda cortado al llegarse al Silúrico. En el área de esta Hoja la sedimentación cambia en el Wenlock Medio, depositándose areniscas ferruginosas, e incluso capas de hierro oolítico. A pesar de la uniformidad del Silúrico, en contraste con el Ordovícico y a pesar de que a diferencia de éste, el Silúrico se encuentra por todo el ámbito de la Hoja, algo más al E. se acuña y desaparece también, faltando en la parte oriental de Asturias.

Por lo que se refiere al Devónico, los materiales de esta edad, dentro de la Hoja de Gijón, se presentan en la facies Astur-leonesa de BROUWER. La cuenca devónica dibuja el arco asturiano. Los afloramientos se sitúan en una faja arqueada que desde la zona de las Hojas de Gijón y Avi-

lés se dirige hacia el SO., para cambiar progresivamente de dirección, dibujando un arco, hasta tomar una dirección E.-O., a lo largo de la vertiente S. de la Cordillera. Esta faja queda comprendida entre el Antiforme del Narcea y la Cuenca Carbonífera Central. El Devónico en la facies Asturleonese se caracteriza por su carácter, en buena parte nerítico. A lo largo de la sucesión devónica alternan formaciones de rocas detríticas, depositadas en un medio de escasa profundidad, con formaciones carbonatadas, a veces con facies neríticas y conchíferas (niveles altos de Ferroñes, con braquiópodos), otras con facies arrecifales (Calizas de Candás, y en determinados puntos, las de Moniello) y en algunos casos con facies de tipo ínter o supralitoral (Dolomías de Ferroñes o Calizas de Moniello en algunas localidades).

El mar devónico tenía un borde oriental que queda muy bien definido, puesto que el Devónico falta al E. de la Cuenca Carbonífera Central. Las diferentes formaciones devónicas muestran una progresiva reducción del área de sedimentación, de E. a O. Por lo que respecta al posible borde O. de la cuenca, no pueden darse muchas precisiones por el momento. De todos modos pueden señalarse los siguientes puntos:

1) Mientras que la sucesión devónica se hace cada vez más incompleta hacia el E., los afloramientos más occidentales (más próximos al Antiforme del Narcea) muestran sucesiones devónicas completas.

2) Los espesores aumentan de E. a O. y alcanzan los máximos valores en las localidades más próximas al antiforme del Narcea. La distribución de espesores dentro del área de esta Hoja, de la Caliza de Candás y de la Arenisca de Candás, refleja claramente este hecho.

3) El estudio de las facies muestra también facies más propias de mar abierto hacia el O. que hacia el E.

La falta de sedimentos del Ordovícico Medio Superior, Silúrico y Devónico, a partir de la Cuenca Carbonífera Central hacia el E., indica la existencia de un área con una larga tendencia a la emersión, situada en la parte oriental de Asturias, y que ha recibido diferentes nombres. Este área emergida formaba una plataforma suavemente inclinada hacia el O., sobre la que vivió durante el Devónico una abundante fauna nerítica. Esquemas paleogeográficos mostrando la situación a lo largo del Paleozoico de este área con tendencia a la emersión pueden verse en los trabajos de JULIVERT (1971, b) y JULIVERT, MARCOS & TRUYOLS (1972).

El cabalgamiento de la zona astur-occidental-leonesa hacia el O. y la fuerte erosión que ha sufrido esta zona no permiten de momento dar precisiones sobre el desarrollo de la cuenca hacia el O. De todos modos, por el momento, ningún signo de tierra emergida ha sido detectado en esta dirección.

A finales del Fameniense un acontecimiento importante se deja sentir

en la Zona Cantábrica. Se trata de una transgresión que da lugar a que en toda la zona cantábrica se deposite un cierto espesor de areniscas, aunque en algunos puntos no sobrepase unos pocos metros. A continuación, el Carbonífero Inferior se depositó con poco espesor, con hiatos en la sedimentación (Tourmaisense) y con facies condensadas, como las representadas por las calizas nodulosas rojas del Viseense, facies muy semejantes a las «griottes» devónicas pirenaicas o al «ammonítico rosso» y que presentan faunas de cefalópodos y corales solitarios.

La sedimentación Carbonífera se hace activa en el Namuriense, con el depósito de la Caliza de Montaña, formada en un medio muy reductor. Después aparecen las facies turbidíticas, también namurienses, indicadoras de las primeras señales de inestabilidad ligada a la orogénesis herciniana. Pero sobre la evolución sedimentaria del Carbonífero no va a insistirse aquí, ya que los depósitos carboníferos están muy escasamente representados en esta Hoja. Las relaciones entre la evolución durante el Paleozoico Inferior y durante el Carbonífero pueden verse en el trabajo de JULIVERT (1971), ya citado.

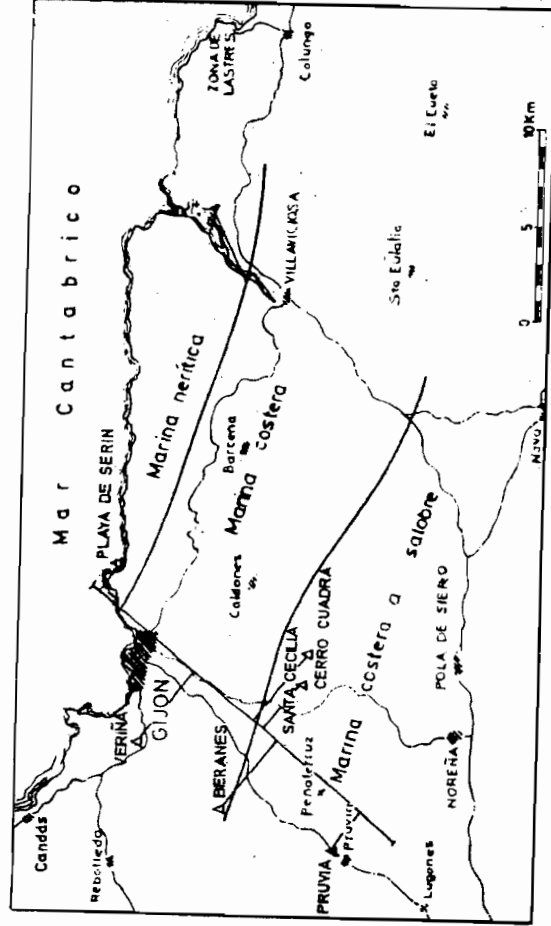
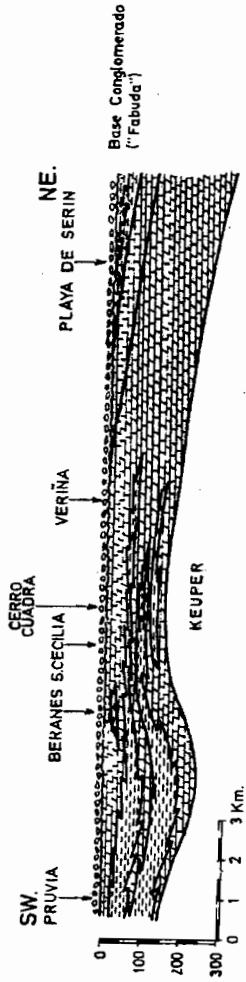
Por lo que respecta a la orogénesis herciniana, ésta tiene lugar, como es bien sabido, durante el Carbonífero (Westfaliense y Estefaniense); pero este punto ha sido ya suficientemente tratado en el capítulo sobre Tectónica.

6.2 MESOZOICO Y TERCIARIO

Dada la reducida extensión del Mesozoico dentro de la Hoja que nos ocupa, y su limitada importancia dentro del ámbito de la Cuenca Mesoterciaria asturiana, para poder narrar los principales acontecimientos geológicos ocurridos durante dichas Eras es imprescindible dar una visión regional de la Historia Geológica.

La Historia Geológica de la Cuenca Meso-Terciaria de Asturias 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 NO.-SE. 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 formará el «Surco de Oviedo».

Otro rasgo paleogeográfico profundo de importancia regional, obtenido por datos geofísicos, es la flexura o fractura Gijón-Candanal, de dirección NO.-SE., que debió representar probablemente el límite aproximado de la cuenca de sedimentación Permotriásica y Buntsandstein y que ha dado ori-



LEYENDA

- Conglomerado ("Fabuda")
- Arcillas y margas arenosas y limolíticas a veces con lignito (Lias margoso alipico) Facies herfítica a costera
- Margas y calizas arcillosas
- Facies marina herfítica (interior a exterior de la plataforma)
- Calizas micreriogialinas, calcareníticas y cristalinas en algún nivel (Intrabioparitas y Oosparitas)
- Facies marina herfítica a costera
- Calizas dolomíticas y Dolomías
- Facies marina costera
- Arcillas gris-oscuro y de tonos vinosos, hojosas
- Facies costera a salobre

Fig. 3.—Diagrama y distribución de facies del Jurásimo marino (según J. RAMIREZ DEL POZO, 1969).

gen a la alineación costera entre Gijón y Cabo de Peñas, como se ha indicado en el capítulo de Tectónica.

Durante el intervalo de tiempo que va del final de la tectónica hercínica hasta 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 lo tanto, los sedimentos Permotriásicos 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 neokimméricas, empezó un movimiento de elevación que probablemente tuvo su culminación en la cuenca de Gijón-Villaviciosa. Se dio paso a una sedimentación clástico-terrigena 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 salobre-marina 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 la zona NO. (Playa de San Pedro) un ligero basculamiento permitió la sedimentación de una delgada serie de facies Weald y Aptiense marino.

En el Cretácico Superior (Cenomanense-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.

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 que se describe, y que está situada en la parte nor-occidental de la «cuenca de Gijón-Villaviciosa», solamente afloran sedimentos pertenecientes al Triásico, Jurásico y Cretácico Inferior, cuyas facies observadas a lo largo de los diferentes pisos de estos Sistemas son las que a continuación se describen, según datos tomados de RAMIREZ DEL POZO (1969 y 1972).

En el Buntsandstein tenemos una sedimentación continental predominantemente detrítica, que se depositaba en los pequeños surcos preexistentes que tendieron a rellenarse. Sedimentos correspondientes a la facies Muschelkalk no afloran en la zona de la Hoja y suponemos que no se hayan depositado como tal facies Muschelkalk, por lo que los equivalentes de

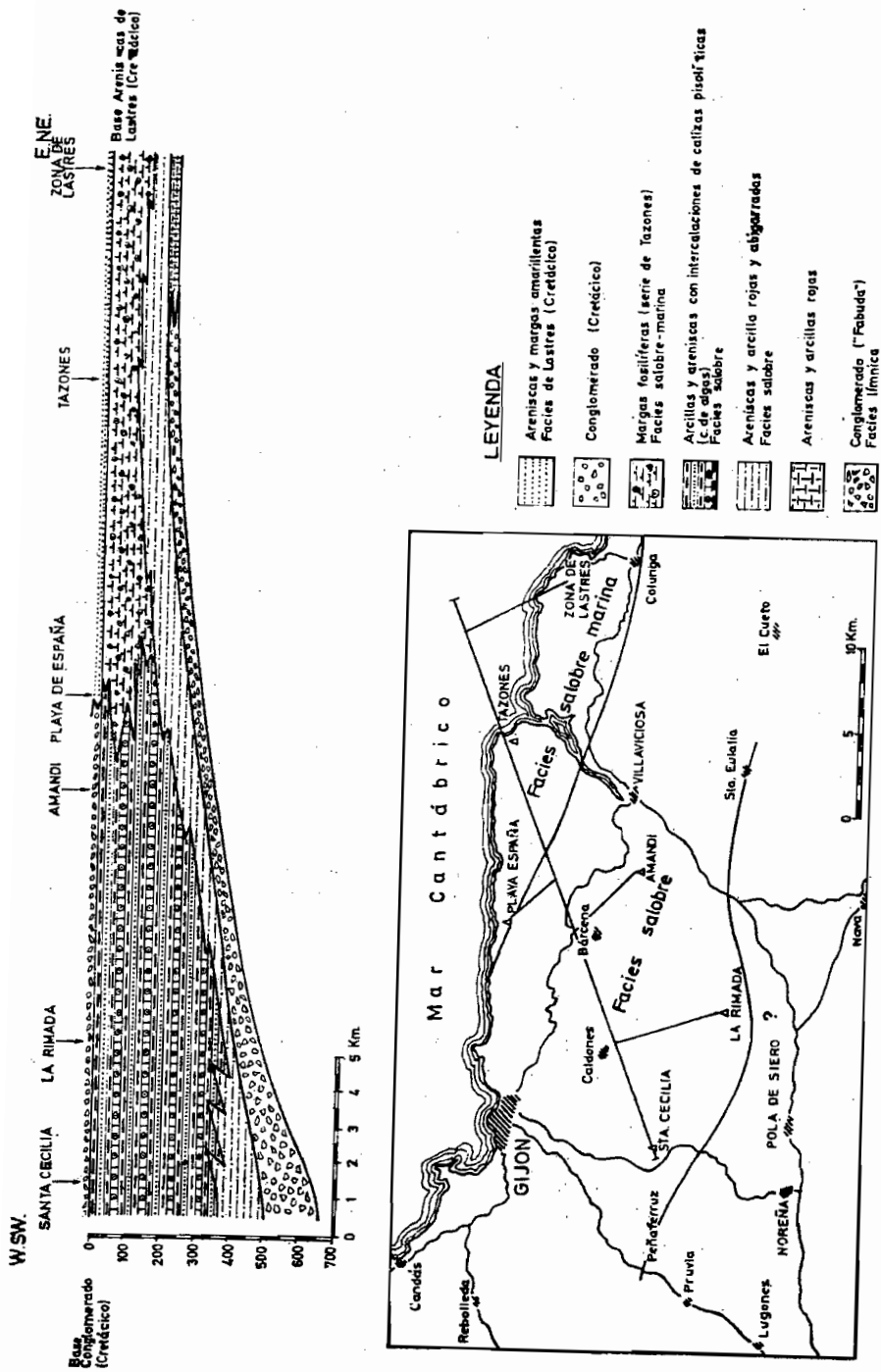


Fig. 4.—Diagrama y distribución de facies del Purbeck (según J. RAMÍREZ DEL POZO, 1969).

la misma están incluidos parcialmente en las facies Buntsandstein y Keuper. Sin embargo, en el sondeo «La Matona» ya indicado, se cortaron 5 m. de calizas que podrían atribuirse a la facies Muschelkalk.

Durante el Keuper tenemos 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 insta un régimen de sedimentación marina muy somero, con profundidades no superiores a los 20-25 m., y depositándose sedimentos carbonatados de facies nerítica o costera. En la zona occidental de la Hoja (Veriña) la facies puede ser salobre o eventualmente transicional (arcillas negras y vinosas). Al final del Hettangiense la zona situada aproximadamente al O. del meridiano de Gijón se eleva, cesando la sedimentación, sin llegar a producirse la erosión de los sedimentos ya depositados, o en el caso de que ésta tuviese lugar, debió ser de muy pequeña intensidad. 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 podría aumentar (calcarenitas 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 el extremo Oriental de la Hoja, lo que da lugar a una sedimentación margo-calcárea de facies nerítica. Este ambiente deposicional se continuará durante el Pliensbachense, en el que las biofacies son más profundas, siempre de tipo nerítico, y la 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 Neokiméricas ya señaladas y que darán lugar a la deposición de las facies «atípica» y conglomerática («Fabuda»), tan característica de la región Asturiana.

La deposición de la facies «atípica», durante el Toarciense, representa la transición entre las sedimentaciones marina y continental, observándose en ocasiones, como en la Playa de Serín, una ligera discordancia con las formaciones subyacentes y concordancia con el conglomerado superior («Fabuda»). La gran cantidad de fósiles observados en algunos niveles de esta facies «atípica» solamente puede ser explicada como debido a que en este

rápido cambio de régimen las condiciones ambientales de profundidad y salinidad son 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 puede 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, en Playa de Serín, y el Hettangiense, en Veriña, mientras que fuera de ella llega a descansar hasta 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, principalmente en el borde SO. de la Hoja, que hacia arriba pasa a formaciones muy fosilíferas de facies salobre transicional a marina (bien desarrolladas en el extremo oriental de la Hoja), cuya evolución desconocemos en el área cubierta actualmente por el mar, donde probablemente se encontraría el centro de la cuenca, con facies quizá ya netamente marinas.

Después de la sedimentación del Malm en facies Purbeck se acentúa la regresión, seguida por la deposición de la facies Weald, solamente representada dentro de la Hoja, en la zona de la Playa de San Pedro, cuyo significado paleogeográfico es difícil de precisar por falta de datos paleontológicos y por el carácter local de los afloramientos. Sin embargo, parece que se trata de unos depósitos fluviales sedimentados en una cuenca muy somera, salobre, o al menos de salinidad más baja que la marina normal, como indican los restos de Charáceas citados.

En el Aptiense, la zona Occidental se ve invadida por el mar, aprovechando el surco o fosa formado a lo largo de la parte occidental de la «franja móvil intermedia», así como un ligero basculamiento al norte del Macizo Paleozoico, en la zona de Playa de San Pedro-Luanco. En esta última área las facies tienen un carácter más acusadamente marino que en la del Sur, fuera ya de la Hoja, lo que hace suponer que la cuenca debía extenderse hacia el mar actual por la mencionada zona de Playa de San Pedro-Luanco. En todo caso, los depósitos son siempre marinos, costeros o neríticos, y la profundidad del mar no parece que fue nunca superior a los 35-40 m.

Desconocemos por completo la evolución paleogeográfica en esta área durante el resto del Mesozoico y Terciario, debido a la falta de sedimentos

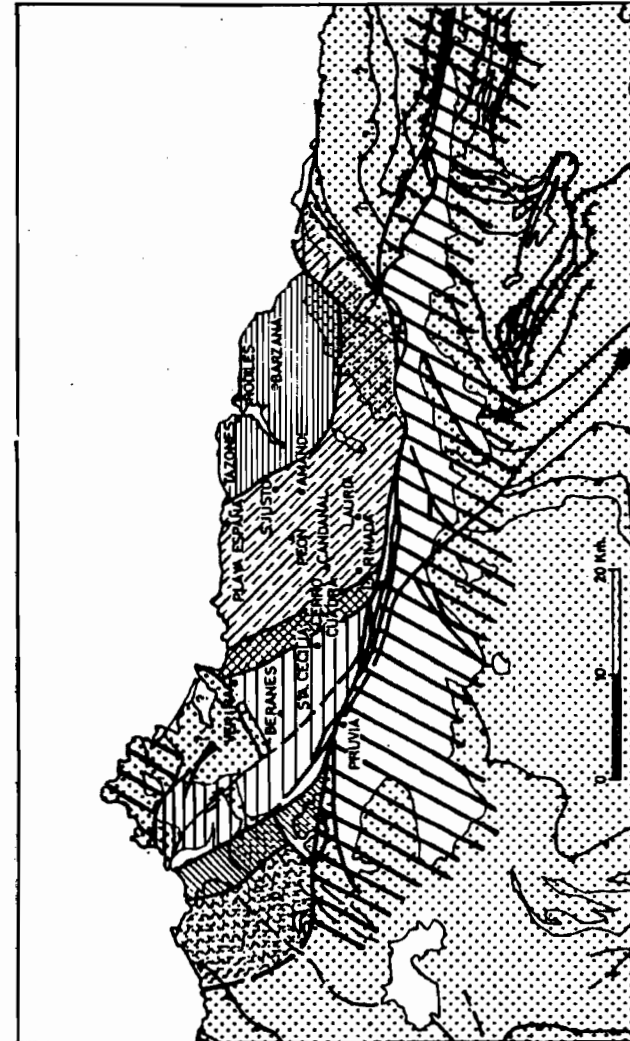
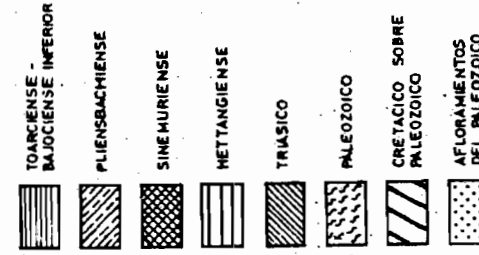


Fig. 5.—Infrayacentes del Conglomerado del Dogger («Fabuda») (según M. JULLIVERT, J. RAMIREZ DEL POZO y J. TRUYOLS, 1971).

de estas épocas. Sin embargo, se considera como más probable que durante el primero no hubo una emersión total del área, sino más bien una sedimentación poco activa, mientras que durante el Terciario ya se puede pensar en una emersión total acompañada de una erosión parcial.

7 GEOLOGIA ECONOMICA

Las capas inferiores de la «arenisca de Furada» que poseen enriquecimientos de hierro oolítico, han sido explotadas en Llumeres, en una estructura anticlinal cuyos dos flancos constituían las llamadas «rama de Rucao» (flanco septentrional) y «rama de Llumeres» (flanco meridional). Tanto las minas de Rucao como las de Llumeres fueron abandonadas hace años.

En cuanto al carbón, en La Camocha se explota una importante zona hullera de edad Namuriense-Westfaliense Inferior, con una producción de 271.000 toneladas en 1971.

Mineralizaciones de barita se beneficiaron en el Devónico, entre Cabo Peñas y Cabo Torres.

Para su utilización como áridos se explotan las cuarcitas ordovícicas y silúricas (55.689 m³/año en El Musel y 4.000 Tm/día en Aboño), así como arenas y conglomerados jurásicos (12.095 m³ anuales en Jove).

Explotaciones antiguas de cuarcita ordovícica se encuentran en diversos puntos (Veriña, etc.).

La caliza de Nieva, del complejo de Rañeces, se ha explotado ampliamente en la zona de Tamón y Ambás; la de Moniello, en Tabaza, en la carretera de Gijón-Avilés; la de Candás, en la Punta del Castiello, junto a Perlora. En el anticlinal que se conoce con este nombre se explota la «caliza de Montaña» en diversas localidades. Destacan por su importancia las canteras devónicas de Perlora, con una producción de 249.447 m³/año, utilizadas en la fabricación de cemento; las de Tamón, con 241.776 m³/año, y las de calizas liásicas de Poago-Veriña, con 109.200 m³/año, beneficiadas para fundentes.

Todas estas canteras suministran la materia prima necesaria para las fábricas siderúrgicas de ENSIDESA, UNINSA y la de cemento de Aboño.

Para usos cerámicos se extraen arcillas triásicas (20.071 m³ anuales, en Granda), jurásicas y cuaternarias.

En la zona noroccidental de la Hoja existen explotaciones de caolín en el Ordovícico de Serín, y de yesos en el Trías (Sotiello, con 8.360 m³/año, y Veriña, con 10.916 m³/año).

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-Infiesto).» *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. París.
- 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. París.
- 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. París.
- 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. París.
- (1936).—«Le Dévonien moyen et supérieur du León (Espagne).» *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 202, pp. 1198-1200. París.
- (1937).—«La serie cambrienne et silurienne du León (Espagne).» *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 204, pp. 604-606. París.
- (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. París.
- DELEPINE, G. (1928).—«Sur l'âge des grés du Naranco (Asturies).» *C. R. Ac. Sci. Paris*, t. 187, pp. 239-241. París.
- (1932).—«Sur la présence d'une faune givétienne en Asturies (Espagne).» *C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, vol. XV, pp. 204-206. París.
- DUBAR, G. (1925).—«Note sur les formations du Lias et du Jurassique supérieur dans les Asturies.» *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 180, p. 216. París.
- (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 region d'Avilés (Asturias).» *C. R. Ac. Sc.*, t. 257, pp. 2306-2308. París.
- GARCIA DE FIGUEROLA, 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.
- 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-Mediterrangebiete, 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 Stringocefálicos 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 mesoterciaria 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 microfácies 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).—«Beitrag 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 marino 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.
- RINCON, 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.; PHILIPPOT, 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 1, pp. 13-16, 3 figs. Barcelona.