

IV

El Malm: Jurásico Detrítico

En el presente capítulo estudiaremos la litoestratigrafía, la bioestratigrafía y la cronoestratigrafía del Jurásico detrítico, que comprende desde los niveles removilizados que coronan el Jurásico calcáreo, hasta una posible laguna de edad comprendida, quizás, entre el Kimmeridgense y el Aptense inferior.

Dadas las similitudes de facies entre el Jurásico detrítico y el Cretácico y el hecho de que este último sistema se encuentre al N. sobre el Paleozoico (en la región del Cabo de Peñas, por ejemplo) y al S. en relación con los sedimentos jurásicos («faja intermedia» de ALMELA y RÍOS, 1962), y aún más al S., independientemente del Jurásico (cuenca de Oviédo), se comprenderá, pues, la problemática que existe.

Tan sólo dos ammonites del Kimmeridgense hallados en Ribadesella (DUBAR, 1925; DUBAR y MOUTERDE, 1957) ponen un poco de orden en la bioestratigrafía. No obstante, por encontrarse en el extremo nororiental de los afloramientos y en los tramos estratigráficamente altos, dejan algunas pocas centenas de metros de espesor de sedimentos detríticos acotados (con biozonaciones de Ammonites) entre el Bajocense inferior-¿medio? y el Kimmeridgense, es decir que, como máximo, pueden significar el Bajocense superior, el Bathonense, el Calloviense, el Oxfordense y parte del Kimmeridgense inferior.

a) ANTECEDENTES

Hasta 1925 se consideró este Jurásico detrítico como Lías, desde el trabajo de SCHULZ (1858), quien denominó piedra fabuda al conglomerado cuarcítico, según nombre popular en la región.

Este autor ya hizo notar la existencia de areniscas y margas fosilíferas en el N. de Lastres, en Luces, en Tereñes y en Ribadesella. En el N. de Lastres y en Luces encuentra fósiles, tal vez referibles a *Cardinia hybrida* STUCHB., *C. fascicularis* BUB., *Thalassites listeri* QU., *Astarte detrita* GOLDF., *Trigonia* sps., *Cardium* sps., *Gervillia* sps. muy cilíndricos, de hasta 11 cm. de largo. Por encima de estos estratos y en concordancia con ellos abundan *Melania* sps. y *Turritella* sps.

Muy probablemente, por haber encontrado en Lastres estos niveles fosilíferos «debajo» del Pliensbachense y Toarciense, es por lo que siempre pensó SCHULZ que los tramos margoso-areniscosos eran del Lías inferior, idea que llevó también BARROIS a Francia. En estas margas oscuras, pardas o negruzcas de Lastres, cita SCHULZ (1858) pequeñas *Tellina* sps., *Astarte* sps., *Cardinia* sps. (Véase la referencia a los fósiles de Lastres de SCHULZ que se ha hecho en el apartado de Antecedentes del Jurásico calcáreo).

En Ribadesella y Tereñes encuentra los mismos niveles. En La Atalaya (Ribadesella) en estas margas halló algunas *Trigonia* sps., entre las que piensa pueda estar la *Tr. navis* LMK.

A 10 Km. escasos al S. de Gijón, en Ruedes, cita el hallazgo de un diente de *Squalus*.

En estos niveles detríticos observó SCHULZ (1858) frecuentes pozos de hundimiento en la pudinga o en la arenisca, que interpretó como debidos a la disolución de sales en profundidad o bien a la disolución de bancos calizos, ya que halló algunos ríos que nacían en fuentes de «piedra-toba».

En 1835 LYCETT publica en Londres sus monografías y reproduce dos especies nuevas de Ribadesella, que le proporcionó BARROIS, estimando que eran de la base del Lías. Se trata de las especies *Trigonia oviedensis* LYCETT (1885, Supplement to «A monograph of the British fossil Trigoniae», Palaeont. Soc. London, vol. 39) y la *Trigonia infracostata* LYCETT (1885, ídem, p. 3, figs. 3-4).

MALLADA (1885), simultáneamente reproduce en España estas especies de LYCETT, en el t. II, p. 86, lám. 30-c, figs. 1 y 2, respectivamente. En 1902 MALLADA considera que es un diente de Megalosauro el *Squalus* de Ruedes citado por SCHULZ (1858).

DUBAR (1925) encontró la clave de la estratigrafía del Jurásico asturiano en Ribadesella, donde describe el siguiente corte.

Muro: Calizas y margas del Toarciense de la playa de Ribadesella, en concordancia aparente con los niveles superiores.

- 1) 14,00 m. Pudingas silíceas con cantos de cuarcitas, y areniscas con estratificación «torrentielle». Hacia la parte superior de las pudingas se encuentra una antigua galería donde se explotaron lignitos piritizados.
- 35,00 m. Areniscas margosas rojas, margas rojo-violáceas, lechos de caliza margosa amarillento-verdosa.
- 2) 70,00 m. Margas y areniscas más o menos groseras, con trazas de carbón, rojizas, gris-amarillentas, de tonos irisados.
- 3) 6,00 m. Areniscas margosas gris-azuladas, duras, que se adentran en el mar. Contienen algunas escamas de ganoideos y un diente de esqualo. (Desde la base hasta aquí, se midió el corte en la playa).
- 4) 50,00 m. Margas pizarrosas y areniscas negras, que presentan unas faunas de gasterópodos y lamelibranquios: *Cerithium* cf. *manselli* DE LORIOI, *Alaria* cf. *beaugrandi* DE LORIOI, *Natica venelia* DE LORIOI, *Astarte*, *Nucula*, *Cyprina*, *Sphoenia*. (Estas faunas las reconoció en el techo accesible del corte de la playa y de nuevo en La Atalaya y en la segunda bahía al E. de Ribadesella, donde estimó su espesor y es donde continúa, hasta el final).
- 5) 8 a 10 m. Arenisca oscura, potente, uno de cuyos bancos superiores está lleno de trigonias: *Tr. oviedensis* LYCETT (que la refirió este autor a la base del Lías en este yacimiento y las consideró como los primeros representantes conocidos del género), *Trigonia* intermedia entre *Tr. oviedensis* y *Tr. variegata* CREDNER, *Tr. infracosta* LYCETT, *Tr. bronni* AC., *Astarte*

elegans ZIET., *Astarte* sp., *Homomya* sp. Continúan margas negras y areniscas.

- 6) Areniscas en bancos muy gruesos, con ripple-marks en la superficie; en un banco que destaca en medio de estas areniscas: *Aspidoceras longispinum* Sow. Continúan las margas negras y algunos bancos de arenisca.
- 7) Areniscas y margas negras con *Exogyra virgula* DEFR., *Modiola* sp., *Lucina* sp. Los últimos bancos areniscosos se sumergen en el mar.
- 8) Potente conjunto de margas pizarrosas negras con septaria, que excava el mar al NE. del Monte Corvero (hoy La Atalaya), que debe situarse estratigráficamente encima del 7), cuya edad no ha podido ser determinada por no haber hallado fósiles.

T e c h o : No visible por hundirse en el mar.

Finalmente, correlaciona la pudinga de Gijón con esta de Ribadesella y cita el hallazgo de bloques caídos en cuya base se encuentran cantos de calizas liásicas con belemnites, al E. inmediato de Gijón.

Por los fósiles hallados en Ribadesella, a estas series les atribuye DUBAR una edad Kimmeridgense. Estima que este piso es transgresivo sobre el Lías en Asturias. (En la nota que publica (1925) en la Academia de Ciencias de París, a estos fósiles añade *Arca texta* y *Perna bayani* DE LOR., en los tramos altos y fosilíferos de Ribadesella).

GÓMEZ DE LLARENA y ROYO GÓMEZ (1927), estudiando las terrazas y rasas de Asturias, se refieren al conglomerado de Avilés (Peñón de Raíces y la rasa de Corripio) llamada *pie d r a f a b u d a* «que por los caracteres que presenta acaso corresponda al mismo nivel, Jurásico superior, que DUBAR (1925) distinguió al E. de Asturias». En realidad en los mapas geológicos de SCHULZ (1858) y ADARO (1914, 1916 y 1926) esta correlación ya se había establecido, pero fue en 1927 cuando por vez primera se planteaba la existencia del Jurásico detrítico tan al W., en el límite occidental de los afloramientos mesozoicos de Asturias.

KARRENBERG (1934) ve en todo este conjunto detrítico que se dispone sobre el Lías un «Wealdense» precoz, que en Ribadesella pudo comenzar en el Kimmeridgense según DUBAR (1925), pero que en su mayor parte es Cretácico, como en Cantabria. Para él estos depósitos significan un tránsito de series marinas (al N.) a continentales (al S.) y cita «al E. de la carretera carbonera, al S. de Llantones, una pequeña fauna salobre semejante a la cantábrica».

Interpreta estas series detríticas como depositadas sobre una superficie abombada o plegada, con pliegues de radio muy amplio, que originaron una erosión diferencial (más intensa al S., en la cuenca de Oviedo, menos, al N., en la de Gijón-Ribadesella). En algunos puntos de Asturias (borde N. de Peña Careses) hubo también fracturas.

El área fuente de los sedimentos detríticos «wealdenses» los sitúa al SW. de la capital, Oviedo, en las masas paleozóicas, pues estima que es notable la disminución del espesor de las series detríticas gruesas y el menor tamaño de los cantos hacia el NE. (de 15 cm. de diámetro hacia el SW., a los 3 ó 4 cm. en Ribadesella). Paleogeográfica-

mente KARRENBERG, que para el Lías hizo una reconstrucción aislando Asturias de Cantabria, unifica la cuenca «Wealdense» de Asturias, Santander, Palencia, Burgos...

La edad de estas flexiones y fracturas, post-Caloviense y pre-«Wealdense» en Cantabria, es decir, debidas probablemente al plegamiento neokimérico, en Asturias no queda tampoco clara, puede ser neokimérica temprana o fase deistérica, o acaso más antigua, según las observaciones de KARRENBERG (1934), partiendo de que el Kimmeridgense es ya detrítico en Ribadesella.

HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1944) da un corte del Pico Fario y menciona por aquellos lugares la existencia de calizas pisolíticas y de flora liásica, que reproduce. Sus datos no son fáciles de interpretar pero parece probable que esta flora sea Kimmeridgense. Es difícil definirse en si esas calizas pisolíticas son las que llamanos calizas oolíticas de Deva (ver el apartado de Litoestratigrafía en el Jurásico calcáreo) que son liásicas o bien las confundió con las calizas de algas del Kimmeridgense (VIRGILI y otros, 1968) de las que existe un biohermo en aquella comarca. Sitúa el conglomerado fabuda en el Cretácico, siguiendo a KARRENBERG (1934).

ALMELA, RÍOS y de la REVILLA (1955), basados en las litologías y en unas determinaciones paleontológicas provisionales, distinguen tres tramos en el Jurásico detrítico asturiano. a) Tramo inferior de margas rojas que pasan al W. de la ría de Villaviciosa a conglomerados de cuarcita (fabuda). Hallaron fucoides, estratificaciones irregulares y cruzadas y restos vegetales convertidos en lignito y azabache. b) Tramo intermedio o de las margas grises, en que alternan calizas, margas y areniscas, con faunas que determinaron con carácter provisional: Playa de La Ñora: *Thracia lata* GOLDF.; Playa de Careñes: *Neritina* aff. *bidens* SANDB.; Acantilados-N.-Tazones: *Pleuromya tenuistria* AGASS., *Pl. alduini* AGASS., *Astarte minima* PHILL., *As. depresa* GOLDF., *As. mühlbergi* GREPP., *Tancredia truncata* LYC., *Arca minuta* SOW., *Corbula attenuata* LYC., *Leda lachrina* SOW., *Le.* aff. *dammeriensis* BUV., *Nucula* sp., *Chemmitzia variabilis* MORRIS, *Kilvertia pulchra* LYC., *Paracerithium cossmanni* RICHE, *Procerithium* aff. *incaunnense* COSM., *Cerithium* sp., *Fussus* aff. *roemeri* MUNST. En los acantilados al W. del Cabo de Lastres: *Mytilus* (*Pachymytilus*) *struckmanni* CHOFF., *Gervillia bathonica* MORR.-LYC., *Cucullaea clathrata* LECK. Los atribuyen al DOGGER, principalmente al Bathonienense y algunos tal vez bajocienses. c) Tramo superior o de las areniscas amarillas, difícilmente separable del anterior y con restos vegetales. Ven en él la típica facies Weald y estiman que en algunas comarcas pueda ser ya cretácea, aunque sin pruebas paleontológicas (ej.: en la parte meridional de la divisoria de aguas comprendida entre la carretera Adanero-Gijón y Pola de Siero-Gijón). Reproducen algunos de estos fósiles.

De acuerdo con sus resultados, la fase intradogger de STILLE es la más próxima a la asturiana, pero piensan que debió de haber actuado aún algo antes, es decir, en el límite Lías-Dogger. El tránsito al Cretácico inferior les resulta desconocido. Destacan la importancia de las fallas que separan las cuencas de Oviedo y Gijón, que les parece jugaron lentamente durante largos períodos y opinan que la cuenca de Oviedo, durante el Jurásico, debió haberse mantenido más alta que la de Gijón.

En 1956 LLOPIS da unas ideas sobre el Cretácico de Oviedo notablemente influido por KARRENERG (1934). Desde 1954 ya se había ocupado, aunque desde el punto de vista tectónico, del mesozoico de Asturias.

Debe destacarse aquí cómo cada autor llega a distintas ideas estratigráficas según el punto de arranque de sus trabajos:

—SCHULZ (1858) basó la estratigrafía del Jurásico en el corte de Lastres y debido a una falla no caracterizada invirtió en parte su estratigrafía. Por ello se observa en SCHULZ una tendencia a «bajar» estratigráficamente el Jurásico asturiano.

—DUBAR (1925) tuvo una visión excelente, gracias a haber comenzado sus trabajos en Ribadesella donde el Malm descansa sobre un Lías, ambos bien caracterizados. Se encuentra su tendencia a «subir» moderadamente la estratigrafía del Jurásico detrítico en Asturias.

—KARRENERG (1934), que reconoció una región mucho más amplia, quiso aplicar el esquema estratigráfico de Cantabria a Asturias y confundió en parte el Jurásico detrítico con el Cretácico. KARRENERG «subió» aún más la estratigrafía del Jurásico detrítico asturiano, metiéndolo en el «Wealdense».

—ALMELA, RÍOS y de la REVILLA (1955) que polarizaron sus estudios en las cuencas de Oviedo y Gijón, vieron la posibilidad de adaptar las distintas ideas y, basados en unos fósiles de facies, «bajaron» nuevamente el Jurásico detrítico, al que consideraron Dogger en gran parte.

—LLOPIS (1954 y 1956), que había trabajado en la cuenca de Oviedo y en la región de Avilés y del Cabo de Peñas, vuelve a «subir» estratigráficamente el Jurásico detrítico para considerarlo en gran parte Cretácico.

Así las cosas, aparecen los trabajos de DUBAR y MOUTERDE (1957) que ven en el relieve del Jurásico calcáreo la existencia de movimientos intrajurásicos y sitúan nuevamente el Jurásico detrítico en el Kimmeridgense, con la mención de nuevas faunas, entre ellas otro ammonites hallado en Ribadesella.

Estos autores franceses que reconocieron minuciosamente la costa entre Ribadesella y Gijón, distinguen tres series en el Jurásico detrítico asturiano.

1) Serie inferior, detrítica, de tonos rojos o pardos en cuya base aparecen conglomerados de cuarcita más o menos desarrollados, en general más potentes hacia el W. Citan en su base cantos de caliza liásica fosilífera, a menudo enrojados como si hubiesen sido rubefactados. Puede sobrepasar el centenar de metros de espesor.

2) Serie media, poco potente, margoso-arenosa, de tonos verdosos, con restos vegetales y dientes de *Lepidotus* en Tazones, escamas de ganoideos, dientes y huesos de reptiles al W. de Ribadesella. En Tereñes, con conglomerados multicolores, al techo presenta lumaquelas de lamelibranchios pequeños.

3) Serie superior, negra, margo-areniscosa, que alcanza por lo menos 200 m., con fósiles marinos de muro a techo. En su base puede distinguirse un conjunto pizarroso, negro o azul oscuro, entre Ribadesella y Lastres. En la parte alta aparece un conjunto areniscoso, de bancos gruesos, con pátina amarillenta, que parece más potente al W., donde sustituye a parte del conjunto pizarroso basal (Cabo de Lastres, Tazones, Arenal de Aranzón).

En toda la serie superior encuentran *Exogyra virgula* DEFR., junto con grandes *Cyprina*, *Corbis rathieriana* (COTT.), *Co. formosa* CONT., *Gervillia kimmeridgiensis* d'ORB., *Isognomon bayani* DE LOR. También citan trigonias: *Trigonia cf. alina* CONT., *Tr. boidini* DE LOR., *Tr. cf. monilifera* AG., así como *Tr. variegata* CREDN. y variedades, *Tr. oviedensis* LYC., *Tr. monilifera* AG., *Tr. cf. juddiana* LYC. En los tramos más altos, recogieron en Ribadesella un *Aulacostephanus cf. eudoxus* (d'ORB.) que, junto con el *Aspidoceras longispinum* (SOW.) hallado por DUBAR (1925), caracterizan el Kimmeridgiense en el W. de Europa. No hallaron pruebas paleontológicas del Portlandense, aunque quedan por encima de estos ammonites unas decenas de metros de espesor de sedimentos que, tal vez, pudieran pertenecer a este piso, en opinión de estos autores.

LLOPIS (1961) en la región del Cabo Peñas no encuentra Jurásico detrítico, aunque menciona una «epirogénesis neokimmérica» entre el Lías y el «Wealdense».

MARTÍNEZ ALVAREZ (1961) insiste en la correlación cartográfica de los conglomerados cuarcíticos de Pola de Siero-Gijón-Avilés, admitiendo una edad Kimmeridgiense, de acuerdo con los resultados de DUBAR y MOUTERDE (1957).

Sintetiza el corte del Jurásico detrítico de Gijón, entre las playas de Peñarrubia y La Ñora, considerando una serie detrítica grosera, de 60-70 m. de espesor, con zonas de pudingas y lentejones de areniscas y de margas pizarrosas blanquecinas. Sobre ella se dispone una serie detrítica fina, de 70 m. visibles de potencia, con un tramo inferior margo-arcilloso y que presenta alguna intercalación de caliza arenosa. Reconoce restos carbonosos y que es fosilífero. Encima va el tramo superior, margo-arenoso y fosilífero, que parece adquirir bastante importancia fuera de la región descrita.

ALMELA y RÍOS (1962) completan las determinaciones paleontológicas provisionales (1955) de las faunas recogidas en el que denominaron tramo intermedio o de las margas grises. Al E. de la playa de La Ñora, encuentran: *Corbula attenuata* LYC., *Leda lachrima* SOW., *Le. aff. dammeriensis* BUV. En la playa de Tazones citan: *Modiola leckenbii* MORR.-LYC., *Mo. compresa* GOLDF., *Leda lachrima* SOW., en el nivel 1.º; y en el nivel 2.º: *Cardium subtrigonum* MORR.-LYC., *Unicardium aff. gibbosum* MORR.-LYC., *Myacites modica* BEAN., *My. decurtatus* PHILL., *Ostrea* sp. Del puerto de Tazones, son: *Corbula attenuata* LYC., *Leda lachrima* SOW., *Le. aff. dammeriensis* BUV., *Modiola cuneata* SOW., *Mo. imbricata* SOW.

Teniendo en cuenta que estas faunas estaban sujetas a revisión, que MELVILLE & COX las estudiaron posteriormente y las consideraron estratigráficamente más altas, por el aspecto general de la sinecia (quizá portlandenses), y vistos los resultados de DUBAR (1925) y DUBAR y MOUTERDE (1957), ALMELA y RÍOS (1962) estiman que los niveles basales de arcillas y margas rojas y de conglomerado representan total o parcialmente el Dogger.

Describen una discordancia de 5 a 7º entre el Jurásico calcáreo y el Jurásico detrítico de la playa de Scrín.

Reconocen ALMELA y RÍOS (1962) la existencia de otro conglomerado de cantos de cuarcita entre niveles cretáceos, en relación con la franja de fracturas que constituye la divisoria de aguas de Oviedo y Gijón y más meridional todavía. Opinan que

este conglomerado (que puede faltar) es más rubio que la *f a b u d a*, abunda más en él el cemento arenoso y su dureza es menor, por lo que suele explotarse en canteras, al resultar una roca más deleznable. Pero en otros puntos no aprecian estas diferencias.

A este conglomerado cretáceo, que encuentran transgresivo (descansa sobre distintos terrenos del Devónico al Liásico), le asignan una edad aptense-albense por los fósiles que contienen las series sobre él depositadas.

Destacan la gran importancia paleogeográfica de las fracturas que atraviesan en estrecha franja (*f a j a i n t e r m e d i a* la denominan) entre Oviedo y Gijón, que destaca particularmente en la distribución de las paleocuecas jurásicas y cretácicas.

Textualmente, resumen de esta forma la historia tectónica de la región:

«1) Plegamiento post-westfaliense, con acción posterior erosiva y creación de relieve.

2) Iniciación del anegamiento gradual hasta el Liás.

3) Movimientos postliásicos (quizás kimmeridgienses) que hacen emerger las series meridionales, posiblemente con erosión que elimina los sedimentos liásicos, si es que han llegado a depositarse (tal vez la emersión ha comenzado antes). Se acusa por la falta de sedimentos liásicos y jurásicos. (Esto se refiere sin duda a la cuenca de Oviedo-Pola de Siero y su prolongación al E., es decir, al S. de la *f a j a i n t e r m e d i a*).

4) Emersión parcial del elemento septentrional, donde se depositan sedimentos en facies mixtas wealdenses (mucho resto vegetal) y marinos (faunas jurásicas).

5) Invasión de los mares cretáceos (Aptense con orbitolinas) y paso a régimen continental transitorio (Albense con lignitos).

6) Consolidación del régimen marino durante el Cretáceo superior. (En toda esta época ignoramos el comportamiento del bloque septentrional a falta de sedimentos cretáceos, dicen ALMELA y RÍOS).

7) Probable emersión a mediados del Senonense (falta de sedimentación a partir del Maestrichtense hasta mediados del Eoceno, pues la base del Paleogeno es Ludense).

8) Paso a fines del Cretáceo a régimen continental que debe persistir hasta fines del Oligoceno (faltan datos paleontológicos). La actividad alpina se inicia entonces, con discordancias progresivas intrapaleogenas, así como el carácter erosivo sobre el Cretáceo de la sedimentación paleogena, que elimina espesores mayores, e incluso de la totalidad de las formaciones cretáceas, buscando yacientes antecretáceos».

Finalmente, se refieren a las tectónicas herciniana y alpina, a veces aberrantes (directrices hercinianas dominantes: SSW.-NNE, ídem alpinas: WNW.-ESE.), pero que en algunas comarcas coinciden absolutamente y que ALMELA y RÍOS (1962) interpretan «como un hecho casual, debido a las inflexiones de las directrices hercinianas que han recogido y orientado los empujes alpinos».

ZIEGLER (1964, *in* HÖLDER) reconoció el Jurásico de Ribadesella. Menciona la abundancia de lamelibranchios y gasterópodos. Destaca las trigonias y, en los horizontes superiores, las *Exogyra* sp. (probablemente *E. nana* y *E. virgula* escasa y sólo muy arriba). No halló ammonites y, por los datos de DUBAR (1925) y ARKELL (1956), con-

sidera que sobre el Lías se depositó probablemente un Dogger de gran influencia continental (detrítico, con restos vegetales y sin faunas marinas) y sobre él viene el Malm marino que no parece sobrepasar el Kimmeridgense inferior.

Merece la pena destacar aquí que ya ARKELL (1956) había resumido los resultados de DUBAR (1925) y había cambiado ligeramente su cronoestratigrafía para el Jurásico detrítico. El problema es puramente especulativo y lo trataremos en el apartado correspondiente, pero puede adelantarse que en el NW. de Europa la z. Eudoxus, que es la que representan los ammonites de Ribadesella, se atribuye al Kimmeridgense inferior (ARKELL, 1956; DONOVAN & HEMINGWAY, 1963, etc.), en tanto en el S. de Europa (Francia, principalmente) se considera del Kimmeridgense superior (Grupo Francés del Jurásico, *in* MOUTERDE y otros, 1971). Bioestratigráficamente, pues, es lo mismo. Por ello en este trabajo nos referimos siempre a la zona o al Kimmeridgense, sin entrar en pormenores.

LLOPIS (1965) plantea el problema de la diferenciación de los conglomerados cretácicos y jurásicos, en el trabajo de Llanera. Para ello describe los caracteres litológicos del Kimmeridgense de Gijón (La Providencia, sobre el Jurásico calcáreo de Peñarrubia y Serín) y del Aptiense al S. de Oviedo (Km. 3 de la carretera de Trubia), que resumimos en el cuadro siguiente.

<i>Caracteres</i>	<i>Jurásico</i>	<i>Cretáceo</i>
<i>Redondeamiento</i>	Mediano	Mediano
<i>Aplanamiento</i>	1,6 — 1,8	1,8 — 1,9
<i>Composición</i>	95 % cuarcita 5 % lidita	98 % cuarcita 2 % lidita
<i>Matriz arenosa</i>	Idem composición que cantos	Idem composición que cantos
<i>Cemento</i>	Silíceo	Sin cemento
<i>Isotropía</i>	Marcada	Anisótropo; granoseleccionado
<i>Cohesión</i>	Muy alta	Baja
<i>Compactación</i>	Elevada	Sin compactar
<i>Lapidificación</i>	Por diagénesis	Sin lapidificar
<i>Lentejones</i>	Algunos, de areniscas muy compactas y de margas	Frecuentes, de arena con estratificación cruzada, arcillas oscuras y lechos de lignito
<i>Centil</i>	10 cm	3 cm.

En Avilés y Llanera encuentra superpuesto el conglomerado cretácico al jurásico y cita el corte del Km. 155-156 de la trinchera del ferrocarril Oviedo-Gijón como ejemplo. Considera el conglomerado de Santofirme como el límite SW. de la transgresión kimmeridgiense.

Respecto a la tectogénesis alpídica LLOPIS (1965) diferencia dos etapas: la pre-sanoisiense y la postsanoisiense. A nuestro objeto nos interesan las postliásicas y a este fin describe LLOPIS las: a) sinorogénias kimméricas (entre el Kimmeridgiense y el Turonense); b) un posible plegamiento larámico (entre el Turonense y el Ludicense); c) una fase pirenaica que completa el plegamiento (entre el Ludicense y el Sanoisiense); d) formación de la cuenca de Llanera y sedimentogénesis ludicense-sanoisiense; e) una fase sálica, con plegamiento del Sanoisiense y fragmentación en bloques («tectónica germanotípica»); f) morfogénesis post-sálica.

Como él mismo manifiesta, LLOPIS adopta una posición intermedia entre las conclusiones tectónicas de KARRENBERG (1934) y las de ALMELA y RÍOS (1962).

Para LLOPIS (1965) la franja de fracturas de la divisoria de aguas de Oviedo-Gijón, significa el límite plataforma-talud continental: «en ella comienza el máximo espesor de sedimentos, pues la serie mesozoica está completa (Trías-Lías-Kimmeridgiense-Cretácico), mientras que en la plataforma (cuenca de Oviedo) sólo se depositó el Cretácico y aún muy litoral y de espesor reducido. Además, esta franja fue zona de choque durante el plegamiento y por ello allí se localizan los pliegues más apretados».

MARTÍNEZ (1965) sintetiza la geología del oriente de Asturias, aportando numerosos datos cartográficos inéditos y haciendo un resumen estratigráfico y tectónico. Posteriormente (1966, con TORRES) completan la cartografía del NW. de España con un mapa geológico a escala 1/500.000.

CADAVIECO y otros (1966) estudian los conglomerados desde el meridiano de Villaviciosa al de Avilés y no encuentran diferencias notables entre los atribuidos al Jurásico y al Cretácico, aunque sí se esboza una distinción entre la asociación de minerales pesados. Se señala un borde de cuenca hacia el W. de la región y se demuestra la existencia de un transporte fluvial y un depósito marino.

Paralelamente, DE LA VEGA y otros (1966) realizan un estudio de índices morfométricos reales y aparentes en estos conglomerados.

CADAVIECO (1966) llama complejo detrítico de Argañoso, calizas de Fumarea, areniscas de Cima y margas fosilíferas de la costa a los tramos del Jurásico detrítico.

VIRGILI y otros (1968) citan el hallazgo de un nivel-guía de caliza de algas sobre el conglomerado jurásico, señalan sus límites e indican que se trataba de un medio marino o con neta influencia marina por la determinación de algunas de estas algas (Solenoporáceas, *Cayeuxia*, etc.), precisamente en afloramientos de los más meridionales del jurásico asturiano (Cimero, Pozo de Los Lobos, etc.).

VIRGILI y otros (1968), sintetizan los resultados de sus estudios del Jurásico de Asturias haciendo hincapié en la heterocronía del sustrato sobre el que se apoyó el conglomerado del Jurásico detrítico. En todos estos trabajos se suponen kimmeridgienses estos sedimentos clásticos, basados en los resultados de DUBAR (1925) y DUBAR y MOUTERDE (1957) en la costa.

MARTÍNEZ y otros (1967 a 1970), aportan diversos datos, principalmente cartográficos, al conocimiento de los alrededores de Gijón, borde occidental de la cuenca carbonífera central de Asturias, etc.

RAMÍREZ DEL POZO (1969) caracteriza una facies Pürbeck que comprende los sedimentos depositados sobre el Jurásico calcáreo y por debajo de un segundo conglomerado de elementos de cuarcita que localiza en el interior, en las proximidades del límite meridional de la cuenca. (Se trata, probablemente, de los mismos tramos que ALMELA y RÍOS (1955 y 1962) suponían como típicos Weald, que al S. quedaban acantonados cerca de la divisoria de aguas de Oviedo y Gijón).

Reproducimos aquí las microfaunas que esquematiza este autor en su fig. 16.

MICROFOSILES	DOGGER (Conglom.)	OXFORD.	KIMMERIDG. PORTLAND. INF.
Oogonios y talos de Characeas			
Lepidotus		_____	
Macrodentina aff. dictyota MALZ			_____
Schuleridea cf. triebeli (STEGHAUS)			_____
Orthonotacythere aff. interrup. TRI.			_____
Galliaecytheridea sp.			_____
Girvanella			_____
Fabanella polita polita (MART.)			_____
Eocytheropteron cf. aquitanum (DON.)			_____
«Cypris» pygmaea (ANDERS.)			_____
Clypeina jurassica jurassica FAVRE			_____
Pseudocyclammina lituus YOKOYAMA			_____
Bisulcocypris nov. sp.			_____
Scabriculocypris trapezoides ANDERS.			_____
Rhinocypris jurassica jura. (MARTIN)			_____
Darwinula leguminella (FORBES)			_____
Solenoporaceas			_____
Cypridae cf. binodosa MARTIN			_____
Macrodentina cf. punctatula MALZ			_____
Cyprione (Darwinula) oblonga (ROE.)			_____
Bisulcocypris forbesii (JONES)			_____

Fig. 2. Distribución estratigráfica de los principales microfósiles de la facies Pürbeck de Asturias (según RAMÍREZ DEL POZO, 1969).

El segundo conglomerado, dice que llega a alcanzar cerca de Peñaferruz 35 m., disminuye de espesor y desaparece rápidamente. Lo correlaciona con unas areniscas blanco-amarillentas, en estratos gruesos, que presentan intercalaciones

de margas de tonos ocres y amarillentos, que denomina facies amarilla o de Lastres. Como supone que el segundo conglomerado debe representar al Cretácico inferior pre-Aptense, la facies amarilla de Lastres y Tazones, que descansa sobre la facies Pübeck, también será del Cretácico inferior, de acuerdo con la correlación litológica establecida por RAMÍREZ DEL POZO (1969). Por la presencia de Characeas correlaciona también estos tramos con los niveles detríticos de la base de la serie de S. Pedro de Antromero (Luanco), donde el Aptiense inferior marino, que se dispone sobre dichos niveles, está bien datado (SCHROEDER & WIENANDS, 1966).

Según RAMÍREZ DEL POZO (1969) este Jurásico detrítico alcanza su espesor máximo al S. de Gijón (Sta. Cecilia, al S. de La Camocha), es decir, en las proximidades del límite meridional de la cuenca, donde sobrepasa los 600 m. de espesor (allí el conglomerado tiene más de 150 m. y la facies Pürbeck, propiamente dicha, que lo cubre, unos 450 m. de potencia, siempre de acuerdo con los datos proporcionados por RAMÍREZ DEL POZO en 1969). Así la cuenca del Jurásico detrítico presenta un umbral, con una acumulación de sedimentos que no alcanzó los 200 m. de espesor, que corresponde a una estrecha franja en forma de sector circular que abarca de Gijón hasta Rodiles y Sta. Mera, cuya concavidad está orientada al N.

La historia sedimentaria la ve así RAMÍREZ DEL POZO (1969). Por medio del Lías atípico se pasa de la facies marina a la conglomerática del Dogger, como hemos señalado en el capítulo anterior. En el Dogger se inicia una nueva fase transgresiva, se deposita la f a b u d a , se rebaja enormemente la salinidad de la cuenca por fuertes aportes de agua dulce, las corrientes adquieren gran fuerza de arrastre por un probable aumento de pluviosidad, junto a un rejuvenecimiento de las áreas fuentes, y los límites de la cuenca se desbordan hacia el W. y hacia el S. con relación a los del Lías, debido a que la región se ve afectada de un basculamiento hacia el SW. (De esta forma se explica la mayor subsidencia al SSW. de Gijón). Durante el Malm (facies Pürbeck estricta), cesan los aportes fluviales y prosigue una sedimentación lacustre y salobre que al N. (actual línea de costa) pasa a facies salobres, transicionales a marinas, muy fosilíferas.

El límite superior de la facies Pürbeck, es decir, los sedimentos inmediatamente inferiores a la facies amarilla de Lastres o su equivalente el segundo conglomerado, llegan evidentemente al Portlandiense en algunos puntos, según RAMÍREZ DEL POZO (1969), como por ejemplo en Tazones que, sobre el Kimmeridgiense, las series contienen *Cypridea* cf. *binodosa* MARTIN, *Macrodentina* cf. *punctatula* MALZ y *Cyprione oblonga* (ROEMER). Igualmente, en la playa de España encuentra ostracodos y por la presencia de *Pseudocyclammina lituus* YOK. (y *Clypeina jurassica jurassica* FAVRE) puede pertenecer al Portlandiense inferior. En la serie de Sta. Cecilia que es bastante meridional, en los tramos superiores halló microfauas kimmeridgiense-portlandienses, en las calizas de algas, y la parte más alta, por el hallazgo de *Cypridea* cf. *binodosa* MARTIN (y *Bisulcocypris forbesii* (JONES)) piensa de nuevo que representa el Portlandiense.

El límite inferior de la facies Pürbeck RAMÍREZ DEL POZO (1969) lo atribuye al Dogger y Oxfordiense, influido sin duda por la fase neokimérica temprana que para él significa, en el fondo, el Lías atípico.

Resumiendo, RAMÍREZ DEL POZO (1969) intenta ensamblar los resultados de DUBAR y DUBAR y MOUTERDE (1925 y 1957), de KARREBERG (1934) y de ALMELA y RÍOS (1935 y 1962). Y, en realidad, sus propias conclusiones micropaleontológicas le manifiestan sistemáticamente que en Asturias sólo se puede hablar, por ahora, en estas series detríticas, del Kimmeridgense, como había demostrado DUBAR hace casi cincuenta años, y del Cretácico inferior, conocido de SCHULZ (1858) y de BARROIS (1878 y 1882) y bien caracterizado desde KARREBERG (1934), LLOPIS (1956 a 1965), ALMELA y RÍOS (1962), hasta SCHROEDER y WIENANDS (1966) en la región del Cabo de Peñas.

Los trabajos posteriores de DUBAR, MOUTERDE, VIRGILI y SUÁREZ (1970) y VIRGILI, SUÁREZ y RINCÓN (1971) mantienen la tesis de que, en el Jurásico detrítico de Asturias, sólo se debe hablar, en términos cronoestratigráficos, del Kimmeridgense. En el interior de la provincia, cerca de la franja tectonizada y en ella misma, puede admitirse la existencia de un Cretácico inferior en facies Weald, que en algún punto puede disponerse sobre el Jurásico detrítico, como señalan ALMELA y RÍOS (1955 y 1962), LLOPIS (1965) y RAMÍREZ DEL POZO (1969), pero las relaciones entre ambos grupos de sedimentos detríticos no están claras, debido sobre todo a la mala calidad de los afloramientos y a la tectónica violenta que afectó a aquellas series.

La clave de la cuestión del paso Jurásico-Cretácico está en los alrededores de Ribadesella y es poco probable que en las comarcas de Lastres y Tazones pueda resolverse algo. Nos referimos, naturalmente, a las series septentrionales. Merece la pena destacar que quienes preconizaron la existencia de un Cretácico inferior sobre el Jurásico detrítico de la costa asturiana, no han estudiado con suficiente detalle los afloramientos más orientales, los de Ribadesella, precisamente los únicos que, hasta el presente, han suministrado faunas de ammonites.

Otra comarca de sumo interés en la investigación del tránsito Jurásico-Cretácico, en el interior, es la faja intermedia o franja tectonizada y sus proximidades, pero la mala calidad de los afloramientos unida a la complejidad tectónica, imposibilitó hasta el presente el hallazgo de un corte geológico donde poderse estudiar el paso con una base paleontológica firme.

En el estado actual de nuestras investigaciones, hemos comprobado la existencia de importantes hiatos y «vacíos erosivos» en esta faja, por lo que sus posibilidades para resolver el enigma de este paso parecen disminuidas.

NOTA. Además de los autores mencionados, nos consta que han pasado diversas jornadas estudiando el Jurásico detrítico distintos especialistas de Universidades y otros centros de investigación de Inglaterra, Alemania, Francia, etc., a lo largo del último decenio. Unos eran sedimentólogos, otros bioestratígrafos del Malm e, incluso, del Cretácico, etc., pero no hemos conocido hasta la fecha sus publicaciones.

b) EL CONTACTO JURASICO CALCAREO-JURASICO DETRITICO.

La naturaleza del contacto del Jurásico detrítico sobre el Jurásico calcáreo suscitó diferentes interpretaciones. Así en el corte de Gijón-Pe-

ñarrubia-Serín, MARTÍNEZ (1961) señala que es concordante y ALMELA y RÍOS (1962) citan una discordancia de 5 a 7^o.

Además de estos cortes de los acantilados costeros próximos a Gijón, puede estudiarse bien la naturaleza del contacto: en el extremo E. de la playa de Serín (donde unas pequeñas fallas lo hacen perfectamente accesible); entre El Puntal y Tazones; en los acantilados de Sta. Mera; en la playa de Vega; en la de Ribadesella. Es posible que cuando se limpie un poco de derrubios recientes, el corte de la playa de Lastres sea otro buen punto de observación.

En los cortes del interior hemos hallado escasos afloramientos aceptables. Uno de ellos está en el punto de coordenadas lat. N. 43° 25' 16" y long. W. 1° 56' 18" (confluencia de los caminos de Muncó y de Muñó, al N. inmediato de Ordiales). Otro, en el de coordenadas lat. N. 43° 24' 30" y long. W. 1° 56' 49" (al pie de una casa abandonada). De todas formas, por toda esta comarca al N. de Pola de Siero (en la divisoria de aguas entre Pola de Siero y Gijón) puede reconocerse mejor que en los restantes que conocemos, el contacto **Jurásico calcáreo-Jurásico detrítico**.

En los acantilados de Peñarrubia y Serín se observa la existencia de unos 10 m. de sedimentos detríticos comprendidos entre el techo de la ritmita liásica (en este caso de la base del Pliensbachense inferior) y el muro del conglomerado de cantos de cuarcita, que aquí alcanza un espesor de cerca de unos 60 m. La masa fundamental la constituye una arenisca margosa o marga areniscosa (según los puntos), de rojiza a grisácea, en la que con carácter lentejonar y oblicuo aparecen niveles de cantos de calizas liásicas, grises, amarillentos y rojizos, más o menos evolucionados y con un centil que varía notablemente según los afloramientos (hasta de 10 cm.). Ocasionalmente entre estos elementos aparece algún canto silíceo de pequeño centil (menor de 35 mm.). De estos cantos calizos, algunos contienen restos de braquiópodos, lamelibranquios y belemnites. Otras veces, restos de estas faunas pueden hallarse individualizadas entre los elementos calizos.

Precisamente en estos niveles de margas areniscosas y de areniscas margosas de Serín, halló RAMÍREZ DEL POZO (1969) mezcla de microfaunas pliensbachenses y toarcienses, que interpretó como **Lías atípico** y encuentra también discordante sobre la ritmita.

Quizá uno de los puntos donde mejor puede estudiarse este contacto sea en los acantilados entre El Puntal y Tazones. Allí pueden verse varias secciones de este límite, limpias de derrubios. En unos puntos parece perfectamente concordante y cien metros más allá se observan hasta cerca de 20^o de discordancia.

Observando detenidamente todos y cada uno de estos contactos en la costa, encontramos que los niveles detríticos basales muestran un carácter lentejonar y oblicuo. Si a esto le sumamos la existencia de un relieve, como se aprecia en los acantilados inaccesibles de la playa de Serín, cerca de su límite E., en que se ve cómo hacia el W. se van apoyando las areniscas margosas gris-rojizas sobre niveles cada vez más bajos de la ritmita, llegaremos a la conclusión de que todos los autores tienen razón.

En resumen, no se puede negar la existencia de una discordancia, que en todo caso será menor de 10^o en la costa, pero lo que sí queda patente, cuando hay perspectiva adecuada de observación, es la existencia de un relieve en el techo de la ritmita y la

estratificación cruzada de la base del Jurásico detrítico. Cuando en un punto se dan ambos hechos (caso de la playa de Serín, de El Puntal y de Ribadese-lla) la discordancia aparece acentuada.

Se admite pues, la existencia de una pequeña discordancia y una marcada disconformidad, que se hace más notoria en la cartografía, viéndose cómo hacia el W. el Jurásico detrítico descansa sobre niveles más bajos, hasta desbordar el Lías y el «Triás» (VIRGILI y otros, 1968).

En el eje del laxo sinclinal de los acantilados de Peñarrubia, donde se encuentra excavado un pequeño valle que facilita el acceso, se puede observar la naturaleza de este contacto, aunque los derrubios dificultan un poco el detalle. Este eje sinclinal viene marcado por un conjunto de fallas, algunas de las cuales dan la sensación de estar fosilizadas por el Jurásico detrítico.

Como este hecho, de pequeñas fallas directas que se observan en la ritmita y que se amortiguan hasta desaparecer totalmente sin salirse de ella, es bastante frecuente, y la existencia de derrubios entorpece un tanto la observación minuciosa en Peñarrubia, queda en este caso sin interpretación, o, si se prefiere, achacándolo al azar y a las malas condiciones del afloramiento, o bien a un fenómeno local y aislado (de momento).

En los afloramientos meridionales, al N. de Pola de Siero, se observa la existencia de un conglomerado generalmente más suelto que el costero, con cantos de caliza de tonos grises, amarillentos y rojizos y algunos de cuarzo, cuarcita y lidita, en la base. Tanto los de caliza como los silíceos, muestran un centil mayor que los costeros basales.

El contacto, en estos afloramientos meridionales, suele tener lugar entre las calizas oolíticas de Deva y el conglomerado, que aquí oscila entre 5 y 35 m. de espesor, que aumenta al N. El trazado de este contacto parece localmente mecánico pero lateralmente es demasiado sinuoso (sinuosidad que sólo se puede observar a escala 1/25.000 ó mayor) para ser por falla. Un ejemplo típico lo tenemos en el valle al S. del río Noreña, entre las carreteras Pola de Siero-Gijón y Noreña-Gijón (al SW. inmediato de La Collada). En toda esta comarca pensamos que sobre las calizas oolíticas-esparíticas del Sinemuriense se desarrolló un karst y así el conglomerado del Jurásico detrítico se depositó sobre un fuerte relieve, en unas partes es más potente, en otras desaparece, etc. Obsérvese que se trata de una interpretación, no de una demostración, pero sería interesante investigar con más éxito este límite.

Conclusiones:

- 1) Existe una fase erosiva intrajurásica, de edad post-Bajocense inferior-medio, pre-Kimmeridgenense, es decir, post-z. *Sauzei-Humphriesianum*, pre-z. *Eudoxus*.
- 2) Existe un relieve en el Jurásico calcáreo, tanto al N., en la costa actual, como al S., en los límites cartográficos meridionales, antes del depósito del Jurásico detrítico.
- 3) Existe una posible discordancia y una marcada disconformidad, con un importante e imprecisable «vacío sedimentario» en el Jurásico calcáreo.

4) Existen niveles de ritmita decalcificados (arcillas de Castiello). Esta decalcificación, de acuerdo con los datos de campo y petrográficos, sólo ha sido observada al S. de la actual línea de costa. Pudo haber sido originada:

a) Post-Jurásico calcáreo, pre-Jurásico detrítico.

b) Post-Jurásico detrítico, pre-Terciario (partimos de que del Terciario son las principales fallas que afectaron a esta cuenca, de acuerdo con los datos cartográficos), ya que existen fallas que ponen en contacto la ritmita decalcificada con la ritmita normal y con el Jurásico detrítico.

c) Decalcificación actual y selectiva, desarrollada solamente en donde el conglomerado se dispone sobre ciertos tramos del Toarciense y Pliensbachense y favorecida, tal vez, por la elevada humedad y por los ácidos orgánicos que proceden de la espesa vegetación que cubre ahora la región asturiana. La presencia de cortes del Toarciense no alterados, como el de Colunga, parece ir en contra de esta hipótesis que, por otro lado, resulta algo rebuscada.

5) Existe un posible karst o un fuerte relieve, muy irregular, de edad post-Bajocense, pre-Kimmeridgense, desarrollado en las calizas liásicas más meridionales. Es difícil decir si además existen unas fallas intrajurásicas.

La evidencia de estos fenómenos nos conduce a interpretar que hubo una emersión post-Bajocense y pre-Kimmeridgense, que parece tanto más intensa y más evidente cuanto más al S. de la cuenca donde se depositó el Jurásico calcáreo.

Donde el Jurásico detrítico se depositó sobre los tramos magnesianos y dolomíticos, no hemos podido observar el fuerte relieve que aparece en donde el Jurásico calcáreo es calizo.

c) ESTRATIGRAFIA DEL JURASICO DETRÍTICO. LAS ARENISCAS DE RIBADESELLA.

El estudio del Jurásico detrítico requiere otro enfoque absolutamente distinto al del calcáreo y por ello se sale un tanto de los métodos de trabajo que nos habíamos señalado.

Nuestra esperanza de volver a encontrar ammonites, sobre todo en los afloramientos costeros más occidentales (La Griega, Lastres, Sta. Mera, Tazones, playa de Careñes, playa de España, playa de La Ñora), de momento se ha visto defraudada. Aunque hemos localizado yacimientos con abundantes *Isognomon*, *Corbula*, *Trigonia*, *Exogyra*, restos óseos y escamas de vertebrados, restos vegetales, etc., etc., a lo largo de la línea de costa (que hemos recorrido varias veces) entre Gijón y el extremo NE. del acantilado de Ribadesella, la posibilidad de hallar ammonites es pequeña, porque se trata sin duda de un medio en el que no vivieron y queda reducido a la buena suerte de encontrar alguna concha que haya flotado hasta allí (como en el caso del Hettangense, de la base del Sinemuriense superior y, tal vez, en el Kimmeridgense de Ribadesella).

Los estudios realizados desde Salinas (Avilés), hasta Ribadesella y que serán detallados en diferentes columnas estratigráficas (Salinas, La Felguera, Argañoso

en el interior, Gijón, Tazones, Lastres, Tereñes y Ribadesella en la costa), nos permite hacer una síntesis estratigráfica de nuestros hallazgos y replantear los problemas lito- bio- y cronoestratigráficos.

Litoestratigráficamente definiremos la formación areniscas de Ribadesella, que consta de tres miembros: el inferior llamado conglomerados y areniscas de Gijón (= fabuda), el intermedio o margas grises-negras de Tereñes y el superior o ritmita margo-areniscosa de Ribadesella. Estos dos últimos pasan al W. a convertirse en la ritmita margo-areniscosa de la playa de La Ñora (Gijón) a la de España.

En el interior, estos tres miembros también quedan reducidos a dos, el inferior o conglomerado y areniscas de Gijón (fabuda) y el superior o calizas y areniscas de algas de La Collada, localidad minera que puede considerarse como centro de una extensa región cuyas cumbres presentan bien desarrollado este miembro.

FORMACION ARENISCAS DE RIBADESELLA			CRONO-ESTRATIGRAFIA
Miembros de la costa o septentrionales		Miembros del interior o meridionales.	
Ritmita margo-areniscosa de Ribadesella.	Ritmita margo-areniscosa de la playa de La Ñora (Gijón) a la playa de España.	Calizas y areniscas de algas de La Collada.	KIMMERIDGENSE
Margas grises-negras de Tereñes.			KIMMERIDGENSE A POST-BAJOCENSE
Areniscas y conglomerados de Gijón.			INF.—¿MED.?

CUADRO-RESUMEN LITO- y CRONOESTRATIGRAFICO DEL JURASICO DERITICO ASTURIANO. (V. lám. 34 y 36).

El paso de unos miembros a otros, tanto en vertical como en horizontal, es gradual e imprecisable. Debe destacarse que al estar erosionada esta formación, su techo real es desconocido. Ocurre, por tanto, igual que en el caso del Jurásico calcáreo.

Igualmente, dada la discontinuidad de los afloramientos, desde el punto de vista cartográfico sólo es posible diferenciar el conglomerado de los miembros superiores a él.

RAMÍREZ DEL POZO (1969) caracterizó como facies Pürbeck estricta del N., las aquí llamadas margas grises-negras de Tereñes (que él estudió solamente en Lastres y en Tazones, donde no está bien definida su base ni su techo, a

causa de pequeñas fallas o porque realmente falta y dicho autor denominó serie de Tazones) y como facies Pürbeck estricta del S., las que denominamos calizas y areniscas de algas de La Collada, que él estudió también en aquella comarca.

Por encima de estos miembros, como se observa claramente en los acantilados de Tereñes y en los de Ribadesella, vienen las alternancias de margas y areniscas (= ritmita margo-areniscosa de Ribadesella), que también se puede estudiar entre Tazones y Gijón y que RAMÍREZ DEL POZO (1969) denomina facies amarilla de Lastres y la correlaciona con el segundo conglomerado del interior y con los niveles detríticos basales del Cretácico inferior de la playa de S. Pedro de Antromero. Puesto que precisamente en la ritmita margo-areniscosa de Ribadesella es donde se hallaron el *Aspidoceras* y el *Aulacostephanus*, queda demostrado que, hasta ahora, los miembros más altos de la formación areniscas de Ribadesella, la ritmita margo-areniscosa de La Ñora a la playa de España y las calizas y areniscas de algas de La Collada, son del Kimmeridgense. Más adelante aludiremos al problema del segundo conglomerado.

De aquí se desprende inmediatamente que la facies Pürbeck de Asturias, hasta ahora bien caracterizada, queda estratigráficamente debajo de los ammonites kimmeridgenses, o bien, todo lo más alta (véanse los cortes de la playa de España y de Sta. Cecilia de RAMÍREZ DEL POZO, 1969), ligeramente debajo de su misma posición estratigráfica, si nos atenemos a las variaciones de espesor de las distintas series estudiadas.

Al no corresponder la bioestratigrafía basada en estos microfósiles, con la de los ammonites de Ribadesella, que caracterizan la z. *Eudoxus* del Kimmeridgense, creemos que debe replantearse su verdadero significado cronoestratigráfico, ya no sólo en los resultados de Asturias (RAMÍREZ DEL POZO, 1969) sino en los de toda la región Vasco-Cantábrica (RAMÍREZ DEL POZO, 1968 a 1971).

d) EL MIEMBRO INFERIOR: ARENISCAS Y CONGLOMERADOS DE GIJÓN.

Puede ser estudiado entre los acantilados de Peñarrubia y La Ñora (Gijón), aunque está afectado por abundantes fallas de poco salto que hacen algo imprecisa su potencia total. Lo han estudiado MARTÍNEZ (1961), ALMELA y RÍOS (1962), LLOPIS (1965), CADAVIECO y otros (1966), RAMÍREZ DEL POZO (1969).

Su espesor es de 80 a 90 m.

Está constituido por cantos de elementos de cuarcita (95 % de cuarcita, y el 5 % restante se reparte muy irregularmente, entre cantos de cuarzo blanco, lidita, arenisca, pizarra y rocas endógenas alteradas no caracterizadas).

De tonos pardo-marrones, presenta intercalaciones alentejonadas de areniscas y margas de tonos claros, que son más frecuentes hacia el W. (acantilados de Peñarrubia) y más raras hacia el E. (entre Serín y La Ñora).

Se pueden diferenciar en él entre seis y ocho ritmos, de desigual importancia, cada uno constituido por un paquete principal de conglomerado que termina al techo, mejor o peor individualizado, en unos niveles areniscosos, encima de los cuales se disponen otros horizontes de margas arenosas a modo de interestratos.

Son relativamente frecuentes en él los fragmentos de restos vegetales, carbonizados o limonitizados.

Se encuentran a menudo centiles, de la cuarcita, comprendidos entre 10 y 25 cm., indistintamente repartidos de muro a techo en cada ritmo, aunque la moda es inferior en los tramos basales (de unos 3 cm.), respecto a los intermedios y superiores (4 a 6 cm.), disminuyendo rápidamente al techo.

De las cinco determinaciones de los minerales pesados que hemos hecho en este miembro en La Providencia, Serín y La Ñora, la Andalucita no baja del 60 % y el resto se lo reparten entre el Rutilo, Circón, Turmalina y Silimanita. (No se han considerado las micas, ni los opacos, que son bastante abundantes). En general, los minerales pesados son escasos.

Se han estudiado seis muestras de la fracción arena del conglomerado, en general brillante y angulosa, con ligero predominio del grano grueso sobre el fino, según el método de FRIEDMAN, 1962. El calibrado es moderadamente bueno y la mediana suele ser de arena fina. Todos los datos del medio sedimentario, de acuerdo con las tablas de FRIEDMAN, apuntan en estas arenas a unos medios de transición que oscilan entre bahía, playa y litoral, pocas veces en el dominio fluvial.

Las granulometrías realizadas en la fracción gruesa, es decir, en los elementos de cuarcita, nos han proporcionado resultados coherentes con los que hemos obtenido anteriormente (ver CADAIECO y otros, 1966), aunque por la compacidad del conglomerado este método de trabajo es demasiado laborioso. A unos 10 m. sobre la base del conglomerado, es decir, a unos 20 m. sobre el techo del Jurásico calcáreo del extremo E. de la playa de Serín, obtuvimos estos resultados, para un intervalo de los cantos de cuarcita entre 30 y 60 mm.:

$$\begin{array}{l} \text{Centil} = 164 \text{ mm.} \\ \text{Moda} = 47 \text{ mm.} \end{array} \quad \text{Ind. de aplanamiento} \quad \left\{ \begin{array}{l} 50 \% = 1,5 \\ 85 \% = 2 \end{array} \right.$$

$$\text{Ind. de elasticidad} = 3,48; \quad \text{Ind. de disimetría} \quad \left\{ \begin{array}{l} 50 \% = 717 \\ 85 \% = 810. \end{array} \right.$$

Ello indica que, tal como apuntábamos en la repetida nota de 1966 (ver fig. 6 de la misma), la disimetría máxima podemos extenderla hasta el E. inmediato de Gijón.

Aunque al techo abundan los niveles areniscosos, alentejonados, sobre el último banco con predominio de cantos, al E. inmediato de los acantilados de la playa de La Ñora, se pueden observar unos 17 m. de areniscas grises, algo calcáreas, con pátina amarillenta, entre las cuales se intercalan algunos bancos de margas arenosas abigarradas, ricas en restos vegetales (como las areniscas).

En estas areniscas, suelen ser frecuentes las apariciones esporádicas de cantos de cuarcita muy heterométricos, y en general aislados, más frecuentes al muro de los

bancos y de un centil de hasta 13,5 cm. También son frecuentes en ellos las estratificaciones y laminaciones cruzadas, algunas estructuras de peso en la base («load structures») y aparecen en los 10 últimos metros los ripple-marks. (Realmente los hemos estudiado en bloques desprendidos, porque resultan inaccesibles en el acantilado estos metros finales, en donde siguen abundando los restos vegetales y aparecen los primeros lentejones lumaquéllicos de lamelibranquios y gasterópodos).

Un conjunto de fallas bastante importantes nos hacen perder la continuidad estratigráfica y por falta de niveles-guía, el resto de la serie hasta la playa de España lo consideramos como perteneciente al miembro superior o ritmita margo-areniscosa de La Ñora a la playa de España, que comenzaría, pues, en la parte alta de las areniscas y conglomerados de Gijón. El límite entre ambos miembros lo marca el primer nivel fosilífero de lamelibranquios y gasterópodos, que constituye la base de esta ritmita margo-areniscosa. También los primeros ripple-marks (de oscilación y de interferencia, sobre todo), según vimos en otros cortes (Tazones, Lastres, etc.), pertenecen a la base el miembro superior. Igualmente, el enriquecimiento en carbonatos de las areniscas nos indica el paso a ese miembro.

En resumen, tenemos que el miembro de areniscas y conglomerados de Gijón en el corte tipo presenta un espesor que oscila entre los 80 y 90 m. y contiene restos vegetales y costras ferruginosas y limoníticas, estratificaciones cruzadas y algunas estructuras de peso, así como frecuentes cicatrices en el techo y muro de los estratos, como pueden estudiarse también en Tazones, Lastres, etc. En la base presenta margas rojas y cantos del Jurásico calcáreo. Al techo se observa un enriquecimiento en carbonatos.

Correlaciones con niveles equivalentes.

Naturalmente, estas correlaciones están basadas en la posición estratigráfica y en la litofacies, así como en los frecuentes restos vegetales que presentan.

Al W. inmediato de Gijón, por El Musel, Jove y Serín, es decir, al pie de la cuarcita armoricana que constituye el Cabo de Torres, existen unos niveles detríticos que MARTÍNEZ (1961) correlacionó con el Jurásico detrítico. Desde el punto de vista de los resultados proporcionados por la asociación de minerales pesados y granulometrías, esta correlación parece acertada. Realmente es de mucho menor espesor y más areniscoso que el del E. de Gijón. No obstante, la litofacies es diferente y como podría tratarse de depósitos post-jurásicos, los consideramos del Jurásico detrítico con duda.

Al E. de Gijón, en Tazones, predominan las areniscas sobre los conglomerados, que solo son auténticamente conglomerados hacia la base. Son bastante frecuentes las areniscas y margas rojizas. El lentejón conglomerático estratigráficamente más alto (con elementos de cuarcita poco evolucionados y un centil aparente de 11 cm., así como algunos cantos aislados de caliza) aparece en Tazones a 100 m. sobre su muro, es decir, casi (10 m. más alto) como en La Ñora (Gijón). Son muy abundantes las cica-

trices, estratificaciones cruzadas y restos limonitizados y de vegetales. Son frecuentes las arcillas, margas y areniscas rojas.

El espesor de este miembro en Tazones alcanza 144 m., que lo hace el mayor o uno de los mayores que hemos encontrado, pero teniendo en cuenta que en el miembro inmediato superior a él falta una buena parte de las margas arenosas grises de la base (de las margas gris-negras de Tereñes), podemos pensar que, probablemente, existe un cambio lateral de facies entre estos horizontes.

En Rodiles ocurre otro tanto, aunque los afloramientos son de peor calidad.

En Sta. Mera los niveles conglomeráticos desaparecen total o casi totalmente.

En Lastres hemos reconocido la presencia de un nivel con cantos de caliza (centil aparente = 4 cm.) y cuarcita (centil = 9 cm.), que tal vez corresponda al contacto sobre el Jurásico calcáreo. (Bloque hallado suelto al pie del mismo). El espesor estimado de estas series detríticas ricas en restos vegetales, cicatrices y estratificaciones cruzadas, así como en areniscas rojas, es de 56 m., aunque por quedar cubierto su techo por edificaciones y muros de contención de la villa, el límite no se ve.

En la playa de Vega y acantilados de Tereñes, a causa de la tectónica y derrubios sólo hemos podido reconocer los tramos basales y los superiores de este miembro, respectivamente.

En la playa de Vega hemos hallado cantos de cuarcita en los primeros 16 m., es decir, en la base del Jurásico detrítico, con centiles aparentes de cuarcita que disminuyen hacia el techo desde 21 a 2,1 cm. A 35 m. sobre el contacto con el Jurásico calizo, aparecen en el detrítico cantos calizos rojizos y grises, de 5,2 a 5,4 cm. de centil aparente, entre los que se han reconocido fragmentos de belemnites de hasta 2,3 cm. de dimensión máxima. Aunque su límite superior no se ha reconocido, hemos estimado un mínimo de 97 m. de potencia para el miembro inferior del Jurásico detrítico en este punto.

En los acantilados de Tereñes hemos medido 105 m. de espesor de este miembro inferior, aunque su muro no se conoce por existir abundantes derrubios, probablemente originados por unas fallas. Entre estos derrubios de la base hemos recogido calizas que, petrográficamente, son muy similares a las calizas de algas de La Collada, pero desgraciadamente, no las hemos hallado «in situ».

Predominan, en estos niveles de Tereñes, los tonos grises y vinosos en las areniscas y margas arenosas, los restos vegetales y los limonitizados. También las cicatrices. Algunas preparaciones petrográficas nos muestran areniscas con elementos de cuarzo y de caliza. Aparecen dispersos a lo largo de la mitad de este miembro, lentejoncillos de conglomerados poligénicos de elementos de cuarcita y cuarzo (centil aparente de hasta 3 cm.) y de caliza y margas (centil aparente = 9 cm.). Aunque en los 50 últimos metros no los hemos localizado, puede ser debido a que los afloramientos de estos niveles del techo no son nada buenos.

A mitad de esta serie, se observan en Tereñes unos bancos de areniscas rojas con magníficos ejemplares de estratificaciones oblicuas planares, en las que medimos: N. 166°/18° E., N. 10°/8° E. y N. 8°/25° E., en una estratificación general cuya dirección y buzamiento son N. 0°/20° E.

En la playa de Ribadesella aparecen cantos de cuarcita sólo en los 12 primeros

metros (basales), y hasta los 16 m. son frecuentes los lentejones de lignito que fueron explotados antiguamente. El espesor total de este miembro constituido por areniscas y margas arenosas y areniscosas de tonos rojizos y grises, principalmente, es de unos 120 m. en Ribadesella.

En las series del interior, es decir, al S. de la costa actual, este miembro queda bien definido tanto mejor cuanto más al N. y al E. No obstante, gracias a la caracterización de las calizas de algas (que aquí llamamos miembro de las calizas y areniscas de algas) (VIRGILI y otros, 1968), que RAMÍREZ DEL POZO (1969) demostró eran de típica facies Pürbeck, es posible correlacionar con las areniscas y conglomerados de Gijón las series detríticas que aparecen debajo de estos niveles con algas.

Al S. de La Camocha, E. de Caldones, Deva a La Olla, etc., el espesor del conglomerado que hemos estimado no pasa de 100 m., de los cuales los 10 m. de la base a veces son más bien areniscosos, con cantos dispersos, y los 30 m. del techo, son también areniscas con lentejones de conglomerados, abundantes restos vegetales y restos limonitizados. Los centiles de los tramos en que el conglomerado está bien desarrollado llegan por toda esta comarca a los 15 cm., y las características granulométricas son semejantes a las de Gijón. No ocurre así con los minerales pesados, pues en estos conglomerados parece sufrir una disminución la Andalucita (que suele seguir siendo, no obstante, la más abundante) en beneficio sobre todo de la Turmalina. Igualmente, las Micas son menos frecuentes que en Gijón. Más al S., entre la carretera Noreña-Gijón y el ferrocarril de Langreo, en el límite con la franja tectonizada, hemos observado una disminución del centil (= 7,6 cm.) y unos porcentajes de minerales pesados y unos resultados granulométricos muy parecidos a los de Gijón.

Como hemos visto al hablar del contacto Jurásico calcáreo-Jurásico detrítico, en los afloramientos más meridionales, en relación con la faja intermedia y más al E., al N. de la cuenca de Nava-Infiesto, etc., se observa la presencia de un conglomerado (con cantos calizos en la base) de cantos de cuarcita, que no sobrepasa los 35 m. de espesor y que en ocasiones está sustituido total o parcialmente por areniscas, en tránsito insensible a las calizas y areniscas de algas. Donde falta el miembro superior, el de las algas, la diferenciación entre el conglomerado basal del Jurásico detrítico y otros conglomerados cuarcíticos posteriores (segundo conglomerado de RAMÍREZ DEL POZO, 1969 y otros posibles conglomerados netamente cretácicos), entramos en el campo de la interpretación que hoy es absolutamente subjetiva y que esperamos nos resuelva nuestro compañero RINCÓN con la ayuda de una cartografía detallada y basada en resultados sedimentológicos, ya que los paleontológicos, al menos hasta ahora, se nos han mostrado esquivos: siempre que hemos hallado microfósiles cretácicos, hemos tenido que atravesar cerca de 1 Km. de «tierra de nadie», al S. de las series claramente jurásicas, con unas condiciones de afloramiento pésimas.

Al W. y al S., es decir, en relación con la faja intermedia hacia el W. del meridiano de Gijón, desaparecen las calizas y areniscas de algas y da la sensación de que, efectivamente (ALMELA y RÍOS, 1962, LLOPIS, 1965, RAMÍREZ

DEL POZO, 1969) existen dos conglomerados cuarcíticos, uno el basal, más coherente y otro el superior más claro, más rubio y más desmenuzable.

Una de las transversales donde «mejor» se puede estudiar esta superposición, es en el camino que, entrando por Pinzales, nos lleva hacia el S. hasta el Molino del Prado y sigue subiendo hasta la Ermita del Piñuco. (V. lám. 23).

Este corte esquemáticamente nos proporciona, de muro a techo, en el sentido del camino (hacia el S.):

- Muro: 50 m. de calizas con algunas intercalaciones arcillosas hacia la base (Lías). Contacto con las series detríticas superiores no visible.
- 10 m. Conglomerado bastante coherente de cantos de cuarcita de tonos pardos. Estos cantos presentan estas características:

$$\begin{array}{l} \text{Centil} = 101 \text{ mm.} \\ \text{Moda} = 49 \text{ mm.} \end{array} \quad \text{Ind. de aplanamiento} \left\{ \begin{array}{l} 50 \% = 1,72 \\ 85 \% = 2,02 \end{array} \right.$$

$$\text{Ind. de elasticidad} = 2,06; \quad \text{Disimetría} \left\{ \begin{array}{l} 50 \% = 670 \\ 85 \% = 780 \end{array} \right.$$

La asociación de minerales pesados en la matriz es: Andalucita: 46 %, Rutilo: 7 %, Circón: 32 %, Turmalina: 15 %. Opacos abundantes y Micas escasas. Las granulometrías de la matriz nos proporcionan resultados similares a los de Gijón.

- 40 m. Estimados, de areniscas parduzcas con intercalaciones de arcillas grises y rojizas y algún lentejón de conglomerado; abundantes restos vegetales y limonitizados. Las granulometrías de estas areniscas nos proporcionan unos resultados muy similares a la de la matriz del conglomerado que está debajo.
- 25 m. Estimados, de conglomerado «rubio», poco coherente, cuyos elementos nos han suministrado estos caracteres:

$$\begin{array}{l} \text{Centil} = 102 \text{ mm.} \\ \text{Moda} = 46 \text{ mm.} \end{array} \quad \text{Ind. de aplanamiento} \left\{ \begin{array}{l} 50 \% = 1,58 \\ 85 \% = 1,92 \end{array} \right.$$

$$\text{Ind. de elasticidad} = 2,21 \quad \text{Disimetría} \left\{ \begin{array}{l} 50 \% = 685 \\ 85 \% = 800 \end{array} \right.$$

La asociación de minerales pesados en la matriz es: Andalucita: 40 %, Rutilo: 5 %, Circón: 10 %, Turmalina: 40 %, No identif.: 5 %. Los Opacos son abundantes y las Micas relativamente más abundantes que en el conglomerado de la base de este corte.

En este mismo conglomerado, un poco más al NW. (1,5 Km.), en la estación que denominamos Carbaínos (ver CADAVIECO y otros, 1966), que ALMELA y RÍOS (1962) señalan como conglomerado cretácico, los datos

que entonces recogimos fueron éstos, para los elementos del conglomerado:

Centil = 215 mm.	Ind. de aplanamiento	50 % = 1,5
Moda = 16,5 mm.		
Ind. de elasticidad = 13;	Disimetría	50 % = 560
		85 % = 690

Y la asociación de minerales pesados en este mismo punto, descontando como siempre los opacos y las micas, es la siguiente: Andalucita: 15,6 %, Rutilo: 26,20 %, Circón: 42,3 %, Turmalina: 11,2 %, otros minerales: 4,7 %. Entonces (1966) hicimos notar que este afloramiento presentaba más abundancia de pesados que los típicamente jurásicos, pero posteriormente nos ha parecido que la riqueza relativa era más bien cuestión de azar, pues varía mucho en desmuestres realizados a pocos metros, en el mismo nivel.

—30 m. Areniscas arcillosas de tonos claros («rubias»). En el valle inmediato al E. del Molino del Prado, como a 200 m. de este molino, hemos hallado una biomicrota gris con bastante limo de cuarzo, anguloso, a veces corroído, con orbitolinas y otras faunas cretácicas. Desgraciadamente, la relación entre el Jurásico y este Cretácico queda sin determinar de «visu», por la mala calidad de los afloramientos, pero esta misma caliza, que a veces es una arenisca calcárea, la hemos vuelto a reconocer más al SE., en Arniella, donde parece que la falla es más neta.

T e c h o : Arcillas, areniscas y calizas con faunas cretácicas.

Este corte esquematizado, que en facies cada vez más conglomeráticas podríamos extender hasta el extremo W. de la cuenca (Avilés, Salinas, etc.), es un resumen de las incógnitas que nos plantean estas series detríticas del límite Jurásico-Cretácico, en relación con el conglomerado típicamente Jurásico. (V. lám. 23).

Ni desde el punto de vista de los datos litológico-sedimentológicos estudiados, ni desde el punto de vista cartográfico, ni, en fin, desde el punto de vista de los espesores considerados, parece oportuno separar en dos estos conglomerados. Ahora bien, ¿dónde está el paso al Cretácico? ALMELA y RÍOS (1962) resolvieron este problema por medio de una falla que separa ambos dominios: al N. el Jurásico, al S. el Cretácico. Pero así y todo, sobre el dominio jurásico o septentrional, les queda conglomerado, como el de Carbaños, que allí consideran cretácico, un tanto aislado del resto de la faja intermedia.

LLOPIS (1965), que también cartografió esta parte de Carbaños, estima que salvo unos metros basales situados sobre las calizas liásicas, que los atribuye al Kimmeridgense, el resto pertenece a la que llama facies detrítica-oriental del Aptiense. Pero esta extensión del Cretácico tan al N., al E. inmediato nos chocaría bruscamente con las calizas y areniscas de algas, que sabemos son kimmeridgenses.

A falta de pruebas definitivas, a nosotros nos parece buena solución lo que estudiamos al N. de Pola de Siero: *un dominio jurásico detrítico al N. y en la faja intermedia, y un dominio cretácico detrítico solamente en dicha faja y al S. de ella*, utilizando la existencia de la posible falla que separaría ambos dominios.

Si ahora se observa en el N. un dominio exclusivamente Jurásico, no nos hace pensar que allí el Cretácico no se depositó (que sí lo hizo, como prueban los abundantes restos cretácicos de la *pu ding a de Posada*), sino que *hoy día, por las sucesivas erosiones a que fue sometido, ha sido eliminado del bloque N., el Cretácico*, al igual que lo ha sido en la *faja intermedia* una buena parte del Jurásico.

e) EL MIEMBRO INTERMEDIO : MARGAS GRISES-NEGRAS DE TEREÑES.

En los acantilados de Tereñes, cerca de Ribadesella, se encuentra perfectamente desarrollado este miembro, que es afectado por unas pequeñas fallas que no impiden su caracterización. Se dispone sobre las areniscas rojas del miembro inferior, en un cambio brusco y llamativo, que destaca en el acantilado. (V. lám. 28).

Se trata de 138 m. de margas areniscosas, areniscas margosas y calizas arcilloso-areniscosas que presentan dos niveles netamente diferenciados: el inferior de tonos grises claros y el superior gris oscuro a negro.

El nivel inferior está constituido en la base por media docena de bancos gruesos (entre 0,70 y 2,50 m. de espesor) de areniscas margosas y margas arenosas, mal estratificadas, en las que son frecuentes cantos calizos poco evolucionados (cuyo centil aparente es de 2 cm.), dispersos o en pequeños lentejones y que presentan diversas tonalidades, entre las que predominan las rojizas, grisáceas y pardas. Esta parte basal tiene 14 m. de espesor.

La parte alta del nivel inferior está formada también por areniscas margosas y margas areniscosas, que comienzan con un banco grueso, más arenoso, en cuyo techo aparecen unos centímetros de conglomerados calcáreos similares a los anteriores pero de mayor centil (aparente = 6 cm.), entre cuyos cantos son frecuentes los restos vegetales y piritizados, así como unas curiosas lajas areniscosas de algunos milímetros de grosor y hasta 20 cm. de dimensión máxima. A partir de este banco aparecen unas alternancias de calizas areniscosas grises, de tonos claros, y margas arenosas de tonos oscuros, en unidades de estratificación que no suelen sobrepasar de los 20 cm., las más calizas, y de 80 cm. las más margosas. En los ritmos superiores se observa una estratificación ondulada característica. La parte alta del nivel inferior mide 11 m. de espesor, por lo que, en total, el miembro inferior tiene una potencia de 25 m. en Tereñes.

El nivel superior del miembro margas grises-negras de Tereñes está constituido por 113 m. de margas areniscosas y areniscas calcáreas,

con finas laminaciones paralelas, todas ellas debidas a bandas areniscosas, más gruesas en las areniscas y mucho más finas en las margas.

En la base de este nivel, constituida por margas areniscosas de tonos más claros, aún se observan dos capas alentejonadas con cantos calizos de pequeño centil (aparente = 3 cm.). Encima, los bancos de margas oscuras sobrepasan frecuentemente el metro de espesor y los de areniscas calcáreas o calizas arenosas (que de todo hay) no pasan de los 18 cm. de potencia, por lo que resultan muy distanciados entre sí. En la base empiezan a ser frecuentes los fósiles: fragmentos de lamelibranquios, escamas y otros restos de vertebrados, así como trozos de azabache.

Un poco más arriba los finos lechos areniscoso-calcáreos se hacen intermitentes lateralmente, las laminaciones paralelas a la estratificación se hacen más frecuentes y empiezan los niveles lumaquéllicos de lamelibranquios (que van siendo de mayor tamaño a medida que se asciende en la serie). Esas intermitencias laterales en los niveles areniscoso-calcáreos, hace que a menudo parezcan nódulos o, incluso, «septarias».

A continuación comienza otra alternancia de margas areniscosas y areniscas calcáreas en la base, de tonos grises más claros que los del sustrato, seguidas de otra veintena de metros de margas gris oscuro, con delgadas hiladas de areniscas calcáreas y calizas areniscosas separando los gruesos bancos margosos. Al techo se observan lumaquelas de lamelibranquios.

Estas alternancias se suceden y en los últimos 20 m. las margas se hacen negras, con tonos azul-violáceos idénticos a los observados en la ritmita plienschachense de la playa de Vega. Al final, es decir, al techo, se van haciendo bastante areniscosas. En los diez metros basales de estos últimos 20 metros es donde las «septarias» están mejor desarrolladas: se trata de lentejones de varios decímetros que presentan en sección oquedades y fisuras rellenas parcialmente de calcita, que recuerdan a las septarias.

De estos niveles procede la *Exogyra virgula* DEFR. que reproducimos en la lámina 17, fig. 2, de fotos.

El nivel de margas negras areniscosas del techo, muestra una marcada cicatriz (que se puede reconocer varios metros al W., en la bajamar, por el acantilado) que demuestra la existencia de una erosión desarrollada previamente al depósito del primer banco de areniscas potentes del miembro superior o ritmita margoareniscosa de Ribadesella, que aquí en Tazones sólo alcanza 40 m. de espesor en los acantilados, hundiéndose en el mar los restantes niveles superiores, dado su marcado buzamiento al N.

En Tereñes se han recogido algunos restos de peces en las margas negras. En el museo de la Facultad de Ciencias de Oviedo se encuentra un magnífico ejemplar, clasificado provisionalmente como *Coelodus saturnus* HECKEL, pero hay quienes creen se trata más bien de una especie de *Lepidotus*.

Correlaciones con niveles equivalentes.

En la playa de Ribadesella el tránsito de las series rojas inferiores o areniscas y conglomerados de Gijón, a las margas grises-

negras de Tereñes es menos brusco que en los acantilados de Tereñes y se pasa a ellas a través de unos 14 m. de areniscas y margas areniscosas rosadas, grisáceas y rojizas, a las que siguen 6 m. de margas areniscosas con cantos calizos rojos y grises, más abundantes, aunque siempre dispersos, hacia la base (centil aparente = 5 cm.), en las cuales halló DUBAR (1925) algunas escamas de ganoideos y un diente de escualo. (Este es el nivel inferior del miembro de Tereñes).

A continuación siguen alternancias de areniscas entre gruesos bancos de margas areniscosas gris oscuro (que en el acantilado que limita al N. este corte exhiben unas huellas de retracción espectaculares) que se sumergen en el mar, aunque en el acantilado NW. aún continúan una treintena de metros.

Pasando al otro lado de la ría, al pie de La Atalaya y más al E., DUBAR (1925) y DUBAR y MOUTERDE (1957) determinaron en los 50 m. siguientes (que corresponden al nivel superior del miembro de las margas grises-negras de Tereñes): *Astarte* sp., *Nucula* sp., *Cyprina* sp., *Sphoenia* sp., *Cerithium* cf. *manselli* DE LOR., *Alaria* cf. *beaugrandi* DE LOR., *Natica venelia* DE LOR., *Corbis* sps., *Corbula* sps., *Gervillia* sps., *Isognomon* sp. y *Exogyra virgula* DEFR.

En la playa de La Griega y en Lastres, aparece también este miembro. Las margas negras lumaquéllicas, se disponen directamente sobre las areniscas margosas grises en el límite E. de La Griega y sobre las areniscas rojas en la playa de Lastres. Suponemos que estas margas lumaquéllicas están tapadas por los edificios de la villa de Lastres.

Obsérvese que, de nuevo, entre La Griega y Lastres, a 1 Km. de distancia, se encuentran diferencias en el Jurásico detrítico a favor de mayor sedimentación hacia el E. de la desembocadura del río Libardón, como ya habíamos destacado en el Jurásico calcáreo (ver los afloramientos del río Libardón, en los cortes del interior).

Más al W., entre el puerto de Lastres y el Cabo de Lastres vuelven a aparecer las margas negras lumaquéllicas en pequeñas vaguadas de arroyos que desembocan directamente en el mar.

Siguiendo hacia el W., en Tazones, se encuentra bien caracterizada la parte superior de este miembro y la inferior queda reducida a 3 m. de margas areniscosas grises.

El nivel superior del miembro margas grises-negras de Tereñes está muy bien desarrollado en Tazones, donde predominan las margas areniscosas negras lumaquéllicas (con espesores de 1 a 4 m., generalmente) sobre las margas areniscosas grises con pátina ocre (de menos de 80 cm. de potencia y casi siempre de unos 10 cm.), que también aparecen en hiladas intermitentes (a veces semejan nódulos), pero sin llegar a los tramos de las estructuras que en Tereñes recuerdan a las «septarias». Este nivel superior en Tazones alcanza unos 50 m. de espesor y en él hemos recogido los géneros *Ostrea*, *Corbula* (*Corbula mosensis* BUVIG., representada en lám. 17, figura 1 A-B), *Isognomon*, *Gervillia*, etc., etc., así como *Exogyra virgula* DEFR. El paso al miembro superior o de la ritmita margo-areniscosa de Ribadesella no se ve en Tazones, por coincidir con el valle y la villa, pero encima se le

observa (como en Lastres) perfectamente caracterizado, ocupando todo el talud W. del acantilado, que puede estudiarse detenidamente sin problemas de mareas.

Más al W., entre Gijón y la playa de España, no hemos podido volver a caracterizar el miembro de las margas grises-negras de Tereñes, aunque no cabe duda de que en el sondeo de Careñes se reconoció.

El problema se reduce a que al E. inmediato de la playa de La Ñora existe una sucesión de fallas que hacen descender notablemente el bloque E., de modo que por la inclinación de las capas, según recorremos el acantilado hacia el E. desde el Arenal de Aranzón, por la desembocadura del arroyo de La Tuerva, etc., hasta la ensenada de España, a pesar de la existencia de otras pequeñas fallas vamos descendiendo en este miembro, hasta que cerca de la playa de España existe un laxo sinclinal que nos repite la serie que veníamos estudiando.

Una prueba de esto es que a ALMELA y RÍOS (1962) les resultan perfectamente correlacionables los horizontes fosilíferos del E. de la playa de La Ñora, con los de Tazones. Otra prueba es que los microfósiles determinados por RAMÍREZ DEL POZO (1969) en la playa de España y los de las margas negras de Tazones y Tereñes son para él cronoestratigráficamente equivalentes, además de presentar diversas formas comunes, aunque, como demostramos en el apartado siguiente, en nuestra opinión, esta correlación sólo parece válida para los tramos más inferiores de la playa de España, pues los niveles estratigráficamente más altos pertenecen incuestionablemente al miembro superior con trigonias, es decir, son superiores a los de la playa de Tazones.

Esto nos permite mantener que el miembro de las margas grises-negras de Tereñes, entre los meridianos de Careñes y playa de España cambia lateralmente de facies y pasa a la que hemos denominado *ritmita margo-areniscosa* de La Ñora a la playa de España, que estratigráficamente llega aún a niveles más altos que las margas de Tereñes y Tazones, como demostraremos en el capítulo siguiente.

Por culpa de la erosión y de las fallas, el miembro de La Ñora a la playa de España no queda bien caracterizado, según hemos visto, debido a su peculiar estructura, aunque aún podremos matizar más cuando nos volvamos a referir a su parte alta.

En el interior, estos miembros se difuminan casi totalmente debido a la abundante vegetación que los cubre. Se observan aislados afloramientos de alternancias de areniscas calcáreas de pátina amarillenta y margas grises o rojizas con abundantes restos de vegetales que podemos identificar con la *ritmita* de La Ñora a la playa de España y que se sitúan siempre sobre la *fabuda*. Así en la carretera de Ribadesella a Canero, Km. 60, en una pequeña explotación ahora abandonada, estas alternancias allí suelen proporcionar restos de floras (incluso de partes blandas) perfectamente conservadas.

Siguiendo hacia el S. llegamos, finalmente, a la comarca de La Collada, en cuyas cumbres vecinas aparece sobre la *fabuda* el miembro que hemos denominado de las calizas y areniscas de algas de La Collada (VIRGILI y otros, 1968). Esta localidad es el centro de un círculo imaginario de unos 7 Km. de radio (aunque al S. queda reducido a menos de 3 Km. por culpa de las fallas de la

f a j a i n t e r m e d i a) en cuya superficie cartográfica abunda extraordinariamente este miembro de las algas.

En Sta. Cecilia (= pico S. Martín = S. de La Camocha), al N. de La Collada, RAMÍREZ DEL POZO (1969) describe una serie de unos 450 m. de potencia sobre la f a b u d a. En los 140 m. basales, encuentra areniscas de grano medio, subanguloso a subredondeado, de cuarzo y cuarcita y matriz de arcilla cloritizada, que alternan con arcillas rojas. No localiza fauna y compara este tramo con la parte inferior de Tazones que considera del Oxfordiense. Sobre ella distingue unos 310 m. de arcillas rojas, arenosas, con intercalaciones de areniscas de grano medio a grueso, porosas y de caracteres similares a las inferiores, entre las cuales aparecen bancos de calizas de 1 a 3 m. de espesor (dismicritas y calizas pisolíticas). Localiza algas *Girvanellas*, Characeas (talos y oogonios), lamelibranquios (*Corbula*), gasterópodos, coprolitos de gasterópodos, etcétera, etc., así como ostracodos: *Cyprinotus* sp. (sensu KNEUPER = *Cetacella* ? MARTIN), *Darwinula leguminella* (FORBES), *Scabriculocypris trapezoides* ANDERSON, *Rhynocypris jurassica jurassica* (MARTIN), *Macrodentina* aff. *dictyota* MALZ, *Fabanella polita polita* (MARTIN), «*Cypris*» *purbeckiensis* (FORBES), «*Cypris*» *pygmaea* (ANDERSON), *Schuleridea* cf. *triebeli* (STEGHAUS), *Cypridea* cf. *binodosa* MARTIN (sólo en parte superior), *Bisulcocypris forbesii* (JONES) (sólo en parte superior) y *Bisulcocypris* sp. nov. Por la presencia de la *Cypridea* cf. *binodosa* al techo, estima que la serie rebasa el Kimmeridgiense y en la parte superior es Portlandiense.

Equivalen posiblemente estos niveles a los encontrados por KARRENBERG (1934) algo más al W., en Llantonos y que él consideró «wealdenses» por analogía con los de Cantabria.

Este interesante corte descrito por RAMÍREZ DEL POZO (1969) y que podríamos considerar como el tipo del miembro de La Collada, presenta la dificultad de interpretación, ya que existen abundantes fallas por todos aquellos contornos y estimamos que los espesores se han exagerado.

Nuestra interpretación es que los 140 m. de alternancia de areniscas y arcillas de la base es en buena parte en realidad la f a b u d a en cambio de facies (por aquellos contornos la f a b u d a es más bien areniscosa que conglomerática), por lo que, como ocurre en el resto de la comarca, sobre las a r e n i s c a s y c o n g l o m e r a d o d e G i j ó n, se depositan las calizas y areniscas de algas en tránsito insensible e imprecisable (tránsito jamás superior a los 70 m. de potencia) por la mala calidad de los afloramientos, que en el pico de S. Martín alcanza un espesor estimado no superior a los 200 m.

Hemos realizado unas granulometrías a lo largo de esta serie areniscosa y las hemos encontrado moderadamente calibradas, con predominio, en general, del grano grueso, sin observarse una evolución hacia el techo. El medio sedimentario es de transición, de fluvial a marino.

Los minerales pesados más resistentes (circón, turmalina, rutilo) se presentan muy rodados, a diferencia de los granos de cuarzo, angulosos o subangulosos (y brillantes). Véase el cuadro de la página siguiente.

La media docena de muestras de caliza de algas estudiada son de micritas a biomicritas, con abundantes algas, restos de lamelibranquios, de gasterópodos, os-

ASOCIACION DE MINERALES PESADOS EN LAS CALIZAS Y ARENISCAS DE ALGAS DE LA COLLADA

Localidad	% Andalucita	% Rutilo	% Circón	% Turmalina	Otros minerales	
N. DE LA COLLADA = med.	100	—	—	—	Bastante mica (moscovita). Opacos abundantes.	
PICO S. MARTIN = S. DE LA CAMOCHA inf.	80	7	—	13	Bastante mica (moscovita) Escasos opacos	
LA FLORIDA	sup.	96	—	4	Escasas micas Algunos opacos	
	med.	88	9	3	Escasas micas Algunos opacos	
	inf.	55	22	9	14	Escasas micas Algunos opacos
LA FELGUERA.	sup.	69	6	11	14	Algunas micas Escasos opacos
	inf.	64	8	21	7	Algunas micas Algunos opacos

tracodos, etc., etc. Presentan un tránsito lateral a calizas areniscosas y a areniscas con algas y restos carbonosos. Al E., en el Pozo de Los Lobos, contienen algas solenoporáceas y *Cayeuxia*. La máxima potencia estimada aparece en las laderas del valle al S. del río Noreña, en La Felguera, donde existen unos 40 m. de espesor, fundamentalmente de calizas. (V. lám. 31).

En toda la banda W. de la carretera de Sama de Langreo a Gijón, entre La Felguera y Grandarrasa, aparecen encima de las calizas de algas, arcillas arenas o areniscas y lentejones de pudingas de elementos de cuarcita. A veces se observan lechos de cantos calizos y suelen ser frecuentes los restos carbonosos. Posiblemente se podría interpretar como el segundo conglomerado, pero para nosotros no son más que secuencias (tal vez de origen climático) de clastos algo más gruesos, dentro de un conjunto detrítico.

Hacia el W. las calizas y areniscas de algas pasan probablemente a conglomerados y areniscas que alcanzan gran desarrollo en la región de Avilés y Salinas, donde quizás todo o parte del Jurásico detrítico esté representado por 100 m. de conglomerados, pero esto son meras hipótesis ya que nos faltan allí las caracterizaciones paleontológicas precisas para tener una base de argumentación, así como niveles superiores al conglomerado que nos pudiesen dar una idea de su techo. No obstante,

merece la pena destacar que en ningún caso los conglomerados de Avilés a Salinas nos recuerdan la base del Cretácico inferior de S. Pedro de Antromero, tan próximo geográficamente.

f) EL MIEMBRO SUPERIOR: RITMITA MARGO-ARENIS-COSA DE RIBADESELLA.

A pesar de que este miembro en Ribadesella está muy afectado por la tectónica y aún no hemos desentrañado totalmente su estratigrafía detallada, nos parece imprescindible definirlo aquí por estas razones:

1) En ningún sitio está mejor caracterizado, ya que cuando no es la tectónica es la erosión quien lo interrumpe.

2) Ribadesella ha suministrado hasta el presente los dos únicos ammonites clasificables (que reproducimos en la lámina 18 y 18 A) de este miembro, que se reconoce también en Tereñes (límite NE. del acantilado), Lastres (talud W. del puerto y acantilados al NW. de dicha villa) y Tazones (acantilado al NW. del puerto).

El límite inferior de este miembro está caracterizado por la presencia del primer banco potente arenoso de tonos pardo-amarillentos (aunque en fractura fresca son grises). Se dispone rellenando una marcada cicatriz desarrollada sobre las margas grises-negras de Tereñes, punto en que este contacto puede ser bien estudiado.

Entre La Atalaya y el límite oriental de los afloramientos, todo ello en los acantilados al N. de la villa de Ribadesella, puede ser observado este miembro, cuyo espesor hemos estimado en no menos de 100 m. En Tereñes hemos medido cerca de 40 m.; en las inmediaciones de Lastres, 38 m., pero siguiendo por los acantilados hasta el cabo de Lastres se pueden calcular otros 60 m., con lo que hacen un total de 100 m. (ver DUBAR y MOUTERDE, 1957) como mínimo; en Tazones hemos medido un espesor de 89 m. hasta unas fallas que nos han impedido la continuidad.

Las alternancias de margas arenosas y areniscas irregularmente estratificadas se suceden sin cesar, pero con cambios de espesor notables, observándose tramos con predominio arenoso y otros más margosos. En definitiva, son estas asociaciones o dominios los que más destacan en los acantilados, con espesores de hasta 3 ó 4 m., en general mayores en los complejos arenosos que en los margosos.

Desde el punto de vista de las estructuras sedimentarias, son abundantes las laminaciones y estratificaciones cruzadas, las convoluciones («convolutos»), los ripple-marks (de oscilación y de interferencia, principalmente), las cicatrices con o sin costras ferruginosas, las marcas de peso («load») en la base de los estratos arenosos, que en algunos casos se individualizan «descolgándose» en el seno de la marga infrayacente (pseudonódulos de MACAR, 1948). También hemos medido nódulos calcáreos de hasta 20 cm.

Abundan las «pistas» al techo y muro de los estratos arenosos, de trazado generalmente anárquico y multidireccional. También aparecen marcas de corriente, observables sobre todo en el muro de los estratos arenosos.

A partir de los 30 m. basales, comienzan a aparecer algunos bancos areniscosos potentes, con «bolas» del mismo material que forma el resto del estrato. Se pueden encontrar en el corte de Tazones, pero los mejores ejemplares los hemos hallado en el acantilado al NE. inmediato de la playa de España, donde medimos algunas «bolas», perfectamente esféricas, de hasta 50 cm. de diámetro. En principio, más parecen debidas a rodadura que a fenómenos diagenéticos, en los cuales, normalmente, se suele apreciar una marcada excentricidad.

Las margas, siempre arenosas, suelen presentar micas y además de los pseudonódulos pueden contener nódulos de diversos tamaños (son bastante frecuentes los de 20 cm. de dimensión máxima), algunos de los cuales recuerdan a las septarias.

Debido a la complejidad estructural es difícil asegurar a qué distancia de la base de la ritmita de Ribadesella aparecen las primeras faunas interesantes, pues los restos (a veces grandes) de vegetales, carbonosos (azabache, etc.), o limonitizados, abundan por doquier, tanto en las margas como en las areniscas, así como lamelibranquios y gasterópodos banales.

Por los cortes estudiados al W. de Ribadesella, en Tereñes, Lastres, Tazones..., parece que los primeros *Isognomon bayani* DE LOR., *Corbis rathieriana* (COTT.), *C. formosa* CONT., *Gervillia kimmeridgiensis* d'ORB., *Cyprina* sps. grandes, junto con *Exogyra virgula* DEFR., aparecen a una distancia de la base de este miembro que oscila entre los 30 y 40 m., es decir, aproximadamente en relación con las primeras «areniscas de bolas».

Unos 20 m. por encima, al NW. de Lastres, en los acantilados comprendidos entre la villa y el cabo del mismo nombre (DUBAR y MOUTERDE, 1957) aparecen, con *Exogyra virgula* DEFR., *Trigonia* cf. *alina* CONT. (reproducida en lám. 17, fig. 3), *Tr.* gr. *alina* CONT. (ídem, fig. 4), *Tr.* aff. *boidini* DE LOR., *Tr.* cf. *monilifera* AC.

Aproximadamente a 40 m. por encima del horizonte anterior, también con *Exogyra virgula* DEFR., se hallan abundantes trigonias: *Tr. variegata* CREDN., y numerosas variedades, *Tr. oviensis* LYC. (reproducida en las láminas de fotos, lám. 17 fig. 6), *Tr. monilifera* AC., *Tr. cf. juddiana* LYC.

Con toda probabilidad estos horizontes equivalen al que halló DUBAR (1925) en Ribadesella, por encima del que llamamos miembro de las margas grises-negras de Tereñes, con *Homomya* sp., *Astarte* sp., *As. elegans* ZIET., *Trigonia bronni* AC., *Tr. infracostata* LYC., *Trigonia* sp. intermedia entre *Tr. oviensis* LYC. y *Tr. variegata* CREDN., *Tr. oviensis* LYC.

20 m. por encima, en que continúan las alternancias de areniscas en bancos gruesos (con ripples) y margas pizarrosas al E. de La Atalaya, halló DUBAR el *Aspidoceras* cf. *longispinum* (Sow.), (reproducido en lám. 18 A, fig. 2).

Al pie mismo de La Atalaya, en el saliente más septentrional, constituido por bancos de pizarras areniscosas intercaladas entre margas areniscosas con grandes nódulos que recuerdan las «septarias», DUBAR y MOUTERDE (1957) hallaron, además de *Exogyra virgula* DEFR. y pequeños ammonites, *Aulacostephanus* aff. *eudoxus* (d'ORB.), (reproducido en lám. 18, fig. 1 de fotos). Estos niveles, que corresponden al horizonte octavo de DUBAR (1925), no se han podido situar estratigráficamente respecto a los del *Aspidoceras*, aunque está claro que son superiores. Tal vez y dicho sea con toda clase

de reservas, puedan existir unos 25 m. de alternancia de areniscas y pizarras intercaladas entre ambos ammonites. (V. lám. 29 y 30).

Por encima, continúan aún unos 60 m. (visibles) de pizarras negras areniscosas, prácticamente inaccesibles.

De acuerdo con el significado de estas faunas, parece indiscutible que todos estos niveles fosilíferos son Kimmeridgenses, representando los ammonites la z. Eudoxus. La zona inmediata superior (*Gravesia* sps.), que sería la base del Portlandense en sentido francés o del S. de Europa y la base del Kimmeridgense medio, en sentido anglo-alemán o del NW. de Europa, *no aparece en Asturias*. Todo lo más que podría admitirse (como ya apuntaron en 1957 DUBAR y MOUTERDE) es que se hallase en esos 60 últimos metros de Ribadesella el Portlandense inferior en sentido francés, *pero no en otros puntos de la costa entre Gijón y Ribadesella, que suelen ser estratigráficamente más bajos que los niveles donde se hallaron en Ribadesella los ammonites*. (Véase el cuadro de la pág. 222-223).

De ser ciertas o muy aproximadas las correlaciones y estimaciones basadas en estos niveles fosilíferos, lo cual parece bastante probable, el miembro de la ritmita margo-areniscosa de Ribadesella nos resulta de unos 200 m. de potencia. aproximadamente, hallándose los ammonites a unos 115 y 140 m. contados a partir del muro de este miembro. Es decir, que medidos desde la base del conglomerado fabuda (asignamos el espesor del miembro de las margas grises-negras de Tereñes pues en Ribadesella no pudo medirse), están los ammonites kimmeridgenses a 400 y 425 m. respectivamente.

Correlaciones con niveles equivalentes.

La correspondencia entre la ritmita de Ribadesella y la de las playas de La Ñora y España es una cuestión interesante que no está del todo aclarada debido a la presencia de fallas al E. inmediato de La Ñora que, aunque visibles, no se les puede calcular el salto por ser mayor que la altura del talud costero y carecer de niveles guía.

Los cortes parciales realizados, parecen poner de manifiesto que en los acantilados entre La Ñora (Gijón) y la playa de España, afloran no más de 100 ó 150 m. de ritmita, que sabemos es superior pero no a qué distancia estratigráfica exacta se encuentra por encima del conglomerado.

La serie está constituida por un conjunto de alternancias irregulares de areniscas calcáreas y margas, entre las cuales pueden diferenciarse no más de cinco bancos de calizas areniscosas biostrómicas, con abundantes restos de algas, visibles macroscópica y microscópicamente.

Entre las areniscas predominan los tonos pardo-amarillentos, superficiales, ya que cuando no están alteradas (decalcificadas) son grises. Las margas son de tonos grises más oscuros. Esporádicamente aparecen niveles rojizos y ocreos similares a los que existen junto al dique del puerto de Tazones.

Desde el punto de vista sedimentológico hemos estudiado diversas muestras del tramo comprendido entre la playa de La Ñora y el Arenal de Aranzón, en unos 100 m.

de sedimentos y siempre hemos obtenido porcentajes de Andalucita superiores al 70 % quedando el resto repartido entre el Rutilo, Circón, Turmalina y otros minerales menos corrientes; las Micas resultan aquí moderadamente más abundantes y los opacos escasos. En general, los minerales pesados son bastante poco frecuentes y se hace necesario recoger abundante cantidad de roca para obtener una cifra significativa de estos minerales. Los resultados de las granulometrías según el método de FRIEDMAN (1962) nos han apuntado siempre hacia medios de transición, de playa, bahía, etc., y nunca fluviales típicos. Suele predominar la arena fina sobre la gruesa.

La petrografía de los niveles calizos pone de manifiesto la existencia de micritas fosilíferas, oosparitas fosilíferas y biomicritas; en todas ellas es frecuente, incluso, abundante la arena y sobre todo el limo de cuarzo, así como los restos carbonosos dispersos (lignito, azabache, etc.), lamelibranquios, algas, etc.

Estos niveles, de acuerdo con la estructura geológica, van ganando altura en el acantilado, a medida que nos acercamos a la playa de España desde el W. y son, muy probablemente, los que estudió RAMÍREZ DEL POZO (1969) en esta playa, donde cita en un corte de unos 160 m: *Macrodentina* aff. *dictyota* MALZ, *Schuleridea* cf. *triebli* (STEGH.), *Galliaecytheridea* sps., *Fabanella polita polita* (MARTIN), *Eocytheropteron* cf. *aquitatum* (DONZE), *Ostracodo* sp. 103 SCHMIDT 1955, *Cypris pigmaea* (ANDERS.). En algún nivel de calizas arenosas de la parte superior determinó *Clypeina jurassica jurassica* FAVRE, *Pseudocyclamina lituus* YOKOY. y algas Solenoporáceas. No suele encontrar aquí Charáceas más que en un nivel a unos 50 m. del techo. Piensa que toda esta serie, como hemos señalado antes, es Kimmeridgense, pudiendo significar los últimos metros el Portlandense inferior.

Tenemos otros dos datos que nos pueden ayudar a aclarar el problema de la posición estratigráfica de este tramo que, en opinión de RAMÍREZ DEL POZO, equivale a los últimos niveles de las margas negras de la playa de Tazones (= margas grises-negras de Tereñes), como hemos visto en otro apartado anterior. (V. lám. 26 y 36).

Por un lado, en Arenal de Aranzón, hemos localizado en relación con los niveles con fallas, unos horizontes ricos en trigonias, entre las que se ha clasificado la *Trigonia variegata* CRED. (véase lám. 17, fig. 5 de fotos, donde está reproducida). Esto indica la existencia de niveles equivalentes a la ritmita margo-areniscosa de Ribadesella, inmediatamente inferiores (unos 20 m., aproximadamente) al primer ammonites de Ribadesella, a escasas centenas de metros al E. de la playa de La Ñora. La interpretación puede ser que las fallas entre La Ñora y Arenal de Aranzón sean importantes, incluso del orden de unos 300 m. de salto... o bien que las fallas no sean de esta categoría y los sedimentos en esta comarca tengan un espesor bastante menor que más al E. (Tazones, Lastres...).

Por otro lado, el segundo dato a que antes nos referimos (para aclarar el problema de la posición estratigráfica de la serie comprendida entre las playas de La Ñora y España), es que al NE. inmediato de la playa de España, en los acantilados pueden encontrarse las «areniscas de bolas» con *Isognomon* sp. y otros lamelibranquios y gasterópodos, semejantes a los niveles del acantilado NW. de Tazones.

Como se ve, ambos hechos nos inducen a considerar que, efectivamente, en la playa de España podemos volver a encontrarnos en el segundo nivel con trigonia (el más alto estratigráficamente) del NW. de Lastres y de Ribadesella, unas decenas de metros por debajo de los ammonites de Ribadesella.

Otra prueba de la verosimilitud de estas conclusiones la tenemos en el sondeo de Careñes (ALMELA y RÍOS, 1962), donde puede calcularse en unos 430 m. (véase nuestro apéndice de sondeos) el espesor de las series detríticas, que es perfectamente coherente con nuestra estimación de potencias totales para el Jurásico detrítico.

Los niveles con lumaquelas de *Isognomon* sp. hemos vuelto a localizarlos en los acantilados entre la playa de España y Tazones, a unos 300 m. al W. del acceso por los molinos del río de Oles. Sin embargo aquí no se observan las areniscas calcáreas con «bolas».

En resumen, tenemos que en toda la franja costera entre Gijón y Ribadesella no parecen alcanzarse, ni menos rebasarse, los horizontes con ammonites de Ribadesella, aunque entre Gijón y Tazones y Sta. Mera y Lastres existen algunos puntos en que se llega hasta los niveles superiores de trigonias.

Para el interior, la correlación con la parte superior de las calizas y areniscas de algas de La Collada, ya había sido establecida cartográficamente por ALMELA y RÍOS (1962), matizada por VIRGILI y otros (1968) y corroborada paleontológicamente por RAMÍREZ DEL POZO (1969).

Al venirse desarrollando sobre estos miembros una constante meteorización y erosión, el límite superior del Jurásico detrítico asturiano es por ahora imprecisable. Sólo el posible hallazgo de algún tramo preservado por su estructura o hundido por las fallas, que nos haya pasado desapercibido, puede proporcionar alguna sorpresa.

Debe mencionarse que a unos 300 m. al NW. de la playa de Careñes (también conocida como playa de Merón), en unos derrubios procedentes de niveles superiores a las «areniscas con bolas» (que allí originan un paso difícil), hemos observado pequeños niveles conglomeráticos constituidos por cantos de distintas litologías: cuarzo rosado (centil aparente = 120 mm.), cuarzo blanco (centil aparente = 50 mm.), cuarcita (centil aparente = 110 mm.), lilita (centil aparente = 46 mm.), caliza bastante angulosa (centil aparente = 100 mm.), así como placas de naturaleza cuarzosa, similares a las observadas en los niveles inferiores del miembro de las margas grises-negras de Tereñes en los acantilados de Tereñes.

También hemos hallado cantos de cuarcita de un centil de 70 mm. en un bloque desprendido probablemente de un nivel de areniscas «rubias», de unos 3 ó 4 m. de espesor, que aparece hacia la mitad del talud del acantilado, en el plano axial del sinclinal laxo que se localiza al NW. inmediato de la playa de España y al cual ya nos hemos referido en el apartado anterior.

Por ello no nos preocupa demasiado la presencia del segundo conglomerado en el interior, que aparece al W. inmediato de la carretera carbonera o carretera Sama de Langreo a Gijón y llega hasta la carretera nacional de Adanero a

Gijón (o carretera Gijón-Oviedo), en el borde septentrional de la faja intermedia, pudiendo seguirse aún algo más al W. pero resultando cada vez más difuso y difícil de identificar.

Y no es que no nos resulte interesante este segundo conglomerado, sino que pensamos que puede cambiar lateralmente de facies y presentarse bien sea como la parte superior de las calizas y areniscas de algas, bien sea como la parte superior de la ritmita de La Ñora a la playa de España, bien sea como la ritmita margo-areniscosa de Ribadesella, de acuerdo pues, con la correlación propuesta por RAMÍREZ DEL POZO (1969) en cuanto a la litología, no a la cronología y significado.

Más al W. tenemos aún los conglomerados de Avilés que descansan en pocos kilómetros en aquella cuenca (V. lám. 23) sobre el Paleozoico, sobre las series rojas «permotriásicas» y al E. de la ría sobre el Lías inferior. LLOPIS (1965) los desdobra en dos, el inferior y menos potente del Kimmeridgense, el superior mucho más importante, del Cretácico inferior.

Al no haber podido completar aún el estudio sedimentológico del mismo, es difícil tomar posiciones. Aunque la idea de LLOPIS (1965) nos parece posible, la diferenciación práctica de ambos conglomerados no puede establecerse en muchos puntos, así que nosotros los seguiremos considerando como del Jurásico detrítico con duda. (V. lám. 37).

Aún más al S. y al W., y separados cartográficamente de los aquí considerados, existen afloramientos aislados de estos conglomerados dispuestos sobre el Paleozoico, que la mayoría de los autores modernos en sus cartografías consideran del Jurásico detrítico, aunque hasta ahora nadie ha aportado pruebas sobre su verdadero significado cronoestratigráfico.

g) PALEONTOLOGIA. BIOESTRATIGRAFIA Y CRONOESTRATIGRAFIA.

1) PALEONTOLOGIA

Se describen brevemente los principales fósiles del Jurásico detrítico de Asturias que han sido reproducidos en este trabajo. Posteriormente se expone el significado de estas faunas en el ámbito europeo.

AMMONITINA

PERISPHINCTIDAE

Aulacostephanus sp., aff. *Aulac. eudoxus* (d'ORBIGNY, 1850). Según nos ha comunicado el Prof. TINTANT, el *Aulacostephanus* de Ribadesella difiere del tipo

d'ORBIGNY (p. 552, lám. 213, figs. 3-6) por sus costillas más fuertes y bifurcadas sencillamente. Pero entra en el dominio de variación de la especie, según ZIEGLER (1962) y se aproxima bastante al de la lám. 5, fig. 19 de este autor. Por el tipo de bifurcación podría referirse al *A. (Aulacostephanoceras) eudoxus furcatus* ZIEGLER (lám. 8, fig. 9), pero éste último tiene un ombligo más amplio y costillas más derechas y menos prominentes. Por el relieve de sus costillas y tubérculos, recuerda al *A. (A.) eudoxus pro* ZIEGLER (lám. 8, fig. 8) pero éste tiene un índice de división más elevado. ¿Puede tratarse de una raza local? De la z. Eudoxus de La Atalaya (Ribadesella). (Reproducido en lám. 18, fig. 1. Colección DUBAR, Facultades Católicas de Lille).

ASPIDOCERATIDAE

Aspidoceras sp., cf. *Aspid. longispinum* (SOWERBY). Según el Prof. TINTANT, este ejemplar de Ribadesella parece pertenecer al grupo *A. longispinum*, dadas la estrechez de su ombligo, la gruesa sección y la tendencia a presentar una costilla que uniría los tubérculos laterales. Sin embargo dichos tubérculos no se corresponden biunívocamente y parecen insinuarse unas costillas sobre la región ventral o periférica. De la z. Eudoxus de Ribadesella. Esta especie ha sido figurada también por d'ORBIGNY (1850. p. 544, lám. 209, figs. 1-3). (Reproducido en lám. 18 A, fig. 2. Colección DUBAR).

BIVALVIA

CORBULIDAE

Corbula mosensis BUVIGNIER. Del Kimmeridgense de Tazones. (Reproducido en lám. 17, fig. 1. Colección DUBAR. Facultades Católicas de Lille).

GRYPHAEIDAE

Exogyra virgula DEFRANCE. Del Kimmeridgense de Tereñes. (Reproducido en lám. 17, fig. 2. Colección DUBAR).

TRIGONIIDAE

Trigonia sp., cf. *Trig. alina* CONTEJEAN. Ejemplar algo más pequeño que el tipo de CONTEJEAN y con tubérculos ligeramente más apretados. Del Kimmeridgense del Cabo de Lastres. (Reproducido en lám. 17, fig. 3. Colección DUBAR).

Trigonia sp., del grupo de la *Trig. alina* CONTEJEAN. Del Kimmeridgense del NW. de Lastres (reproducido en lám. 17, fig. 4. Colección DUBAR).

Trigonia variegata CREDNER *in* DE LORIOI (1875, lám. 11, fig. 9, no lám. 7).

Del Kimmeridgense del Arenal de Aranzón. (Reproducido en lám. 17 A, fig. 5. Colección DUBAR).

Trigonia oviedensis LYCETT. „De la z. Eudoxus? del E. de Ribadesella. (Reproducido en lám. 17 A, fig. 6. Colección DUBAR).

2) BIOESTRATIGRAFIA Y CRONOESTRATIGRAFIA

La asociación faunística descrita en Asturias: *Gervillia*, *Isognomon*, *Corbula*, *Exogyra*, *Trigonia*, *Cypris*, etc., junto con *Aspidoceras* y *Aulacostephanus*, es única en el SW. de Europa y sólo en Francia, en parte de la cuenca de Aquitania (?) y en la de París, sobre todo al N., como ejemplo en los alrededores de Boulogne, y en Inglaterra, por Dorset, encontramos grupos faunísticos casi idénticos. Concretamente las biofacies del «Boulonnais» son, quizás, las más afines a las asturianas.

En España, por parte de Vasco-Cantabria es fácil que al menos algunas trigonias, exogyras, etc., puedan hallarse cuando se intensifiquen los trabajos de investigación en estos tramos. Pues no debe olvidarse que ya se ha citado *Exogyra virgula* DEFR. en el Pirineo leiridano (PEYBERNÈS, 1968), en el aragonés (PAPON, 1969) y en la rama aragonesa de la Ibérica, cerca de La Almunia (RICHTER, 1930). En este último lugar, iba acompañada de *Gervillia tetragona*, *Corbula mosensis*, *Astrea alveolata* y *Montlivaultia* sp.

En Tortosa (Tarragona), GEYER (1963) cita y reproduce una fauna «submediterránea» con abundantes *Aspidoceras*, entre los que halló *A. acanthicum* (OPP.), *A. binodum* (OPP.), *A. (Pseudowaagenia) bathori* HERB., *A. (Orthaspidoceras) cf. uhlandi* (OPP.), junto con bastantes *Sutneria* y, además, *Simosphinctes rachistrophus* (GEMM.) y *Phylloceras* sp. Según la escala bioestratigráfica que propugna el Grupo Francés del Jurásico (in MOUTERDE y otros, 1971), que hemos reproducido al final de este apartado, los ammonites más altos de Tortosa significan aproximadamente la z. *Acanthicum*, es decir, la inmediata inferior a la z. Eudoxus en el S. de Europa. Se trata, además, de una asociación mucho más mesogea que la asturiana.

La z. *Acanthicum* también es la más alta caracterizada, hasta ahora, con ammonites en Portugal, según comunicación personal de ROCHA. Tampoco las macrofaunas portuguesas muestran afinidades con las asturianas sino que son más mesogea.

En fin, en la Península Ibérica hay que ir bastante al S., por debajo del paralelo de Soria (según los datos hasta ahora conocidos habría que llegar a las Béticas) para encontrar ammonites cronoestratigráficamente equivalentes a los de Asturias, pero entramos sin duda en un dominio mesogeo.

No podemos dejar de mencionar los famosos yacimientos del Montsech, enclavados en la cuenca pirenaica, también de carácter transicional como el asturiano, aunque con mucha mayor influencia continental y que son aproximadamente equivalentes, aunque como se sabe, su verdadero significado cronoestratigráfico ha sido muy discutido.

En resumen, tenemos que las macrofaunas asturianas del Jurásico detrítico podemos considerarlas kimmeridgenses desde las más bajas, caracte-

rizando la asociación de *Aulacostephanus* aff. *eudoxus* (d'ORB.) y *Aspidoceras* cf. *longispinum* (SOW.) la z. *Eudoxus* del Kimmeridgense, ammonites que son de claras afinidades boreales o, más exactamente, «atlánticas», idénticos a los de la Cuenca de París a Inglaterra.

Por lo menos, algunas de las microfaunas también son muy próximas a las del Kimmeridgense de la Cuenca de París descritas por OERTLI (1963), según RAMÍREZ DEL POZO (1969). (Véase el cuadro de microfósiles de la facies Pürbeck de Asturias, según RAMÍREZ DEL POZO, 1969, en la pág. 194).

Todo ello nos lleva a poder afirmar que la facies Pürbeck asturiana, caracterizada por RAMÍREZ DEL POZO (1969) y extendida a través de Oxfordense, Kimmeridgense y Portlandense por este autor, *debemos considerarla netamente Kimmeridgense, sin que existan hasta ahora pruebas paleontológicas definitivas de que haya comenzado antes (aunque es innegable la existencia de más de 100 m. de sedimentos detríticos sin caracterizar), ni de que haya terminado posteriormente a la z. Eudoxus.*

Es probable que esta facies Pürbeck haya podido alcanzar en Asturias niveles estratigráficos más altos de los hasta ahora caracterizados e, incluso, es admisible pensar que en algunos puntos de esta cuenca haya existido una continuidad con la facies Weald, pero todo esto, de momento, son suposiciones que no han sido demostradas, ya que después del Kimmeridgense, los primeros fósiles que aparecieron hasta ahora son del Aptense inferior.

En los cuadros que siguen, se recogen las distintas zonas de ammonites del Jurásico terminal europeo y sus correlaciones en los respectivos dominios paleogeográficos, siendo de destacar el hecho de que al encuadrarse Asturias por sus faunas en el dominio del NW. de Europa, boreal o «atlántico», la separación entre la z. *Eudoxus* y el Portlandense es demasiado grande para pensar que pueda hallarse una sedimentación continua con ammonites o faunas equivalentes desde el punto de vista bio- y cronoestratigráfico, en Asturias.

NW. EUROPA		S. DE EUROPA		
ZONAS		ZONAS Y SUBZONAS DE AMMONITES		
		ZONAS DE CALPIONELLAS		
PORTLANDEN.	PURBECK	Transitorius, (Delphinensis), (Chaperi)	Zona B: <i>Calpionella</i> dominantes (parte inferior)	TITHONICO SUPERIOR
	Giganteus Gorei Albani	Scruposus, (Microcanthum)	Zona A: <i>Crassicollaria</i> dominantes.	
			Zona con <i>Chitinoidella</i>	

NW. EUROPA		S. DE EUROPA			
ZONAS		ZONAS Y SUBZONAS DE AMMONITES			
KIMMERID. MED. Y SUPER.	Pallasioides	Gra- vesia	Concorsi, (Bavaricum)	Palmatus Ciliata	TITHONICO MED.
	Rotunda		Penicillatum, (Rothpletzi)		
	Pectinatus		Vimineus	Palatinum	TITHONICO INF. s. l.
	Hudlestoni		Triplicatus	Subvimineum Tagmersheimense	
	Wheatleyensis			Moernsheimense • Ruppelianus Riedense	
	Scitulus		Lithographicum, (Hybonotum)	TITHONICO INF. s. s.	
	Elegans				
	ZONAS		ZONAS	SUBZONAS	
KIMMERIDENSE INFERIOR	Autissiodorensis	Beckeri	Setatum Subeumela		KIMMERIDG. SUP.
	Eudoxus (1)	Eudoxus, (Pseudomutabilis)			
	Mutabilis	Acanthicum			
	Cymodoce, (Uralensis)	Divisum	Balderum, Uhlandi		KIMMERIDG. INF.
		Hypselocyclum			
Baylei	Platynota				

EL KIMMERIDGENSE Y PORTLANDENSE DE EUROPA: ZONAS, SUBZONAS Y CORRELACIONES ENTRE LOS DIFERENTES DOMINIOS. Según ENAY y ENAY, TINTANT, RIOULT (in MOUTERDE y otros, 1971). En (1) tenemos la z. Eudoxus, caracterizada en los tramos superiores del Jurásico detrítico de Ribadesella. Obsérvese que en este dominio del NW. de Europa, al que pertenece por sus faunas pelágicas y bentónicas, el Portlandense queda, biostratigráficamente, muy separado de la z. Eudoxus.

1) Según MALLADA (1892), hasta entonces se habían localizado dos *Aspidoceras longispinum* (Sow.) en España. La primera cita fue de VILANOVA (1863) en Torredevilla (Teruel). La segunda fue hecha

por KILIAN (1889), en Loja (Cabra). Es decir, proceden de las cordilleras Ibérica y Béticas, respectivamente. Recientemente BEHMEI (1970) cita *Aspidoceras* gr. *longispinum* (SOW.) en el prebético de Murcia.

2) En Venta Quesada, también en las cordilleras Béticas, LINARES y VERA (1966) citan y reproducen un *Aspidoceras* cf. *rafaeli* (OPP.), del Titónico.

3) En los límites de las cordilleras Béticas e Ibérica FOURCADE (1970) en su tesis doctoral describe el hallazgo de ammonites del Kimmeridgense inferior: *Sutneria platynota* (REIN.) y *Ataxioceras* sps., continuando las biozonaciones con foraminíferos bentónicos, hasta un Portlandense marino inclusive, pero sin ammonites.

h) LOS MEDIOS SEDIMENTARIOS Y LA PALEOGEOGRAFIA.

Clásicamente, un conglomerado cuarcítico de la importancia del miembro inferior del Jurásico detrítico asturiano, sugiere la existencia de un rejuvenecimiento del relieve continental, la implantación de un régimen climático algo más árido que el precedente, que provoca una deforestación al menos parcial en el continente (pues el conglomerado jurásico suele contener bastantes partes resistentes de vegetales), la implantación de una red fluvial muy competente, capaz de arrastrar cantos que pueden sobrepasar 1 Kg. de peso, un transporte largo pues se trata de cantos muy evolucionados (fabuda se le llama en la región, pues recuerdan estos elementos la forma de las alubias), etc., etc.

El hecho de presentar en la base restos del Jurásico calcáreo nos indica que una parte de los primeros detríticos que llegaron a la cuenca eran más cercanos, es decir, que hubo un área fuente inicial más próxima que la que proporcionó las arenas y cantos de cuarcita y que ese área fuente siguió suministrando elementos del Jurásico calcáreo cierto tiempo, como indica la presencia de belemnites fragmentados, muy por encima del conglomerado, en la playa de Vega (19 m. sobre el techo del conglomerado que allí comprende, intermitentemente, los 16 m. basales). Tal vez los cantos calizos que aparecen en la base del miembro de las margas grises-negras de Tereñes, en la ritmita de La Ñora y también en el segundo conglomerado del interior, al W. de La Collada, sean en parte del Jurásico calcáreo pero este extremo no hemos podido probarlo paleontológicamente, aunque por la litofacies lo pueden ser.

Enseguida comienzan a llegar a la cuenca importantes cantidades de cantos cuarcíticos sobre todo, de pequeño centil en la parte inferior, pero rápidamente los centiles sobrepasan sistemáticamente los 100 mm. y llegan en algún punto a los 320 mm. (Agüera). En determinadas comarcas, sobre todo a partir, aproximadamente, del E. del meridiano de Gijón, se observan en la fabuda unas ciertas ritmicidades que comienzan por un grueso banco de conglomerado que al techo presenta unas areniscas y encima unos lechos de arcillas o margas arenosas, generalmente rojizas, pero estas alternancias no son constantes ni en número, ni en grosor, lateralmente.

CADAVIECO, SUÁREZ y DE LA VEGA (1966), en el estudio granulométrico de los cantos de cuarcita del conglomerado jurásico asturiano, realizado donde alcanza mayor desarrollo, entre Villaviciosa y Salinas (Avilés), llegan a las conclusiones siguientes:

1) Estos cantos muestran un largo transporte en un medio fluvial, como señalan los índices morfométricos.

2) La sedimentación ha tenido lugar en un medio marino, según los valores de la heterometría.

3) El depósito ha sido muy rápido, ya que los cantos suelen conservar la morfología y la morfometría propias del medio fluvial.

4) La elasticidad, el centil y el aplanamiento indican un borde de cuenca hacia el sector W. de la región y, quizás, también hacia el S., pero este sentido meridional no parece tan claro.

5) La forma «fluvial» de los cantos ha sido en parte borrada en los elementos situados más al E. y al N., es decir al E. inmediato del meridiano de Gijón, como se deduce de la aparición de dos máximos en los histogramas de la moda y, sobre todo, en los del aplanamiento.

6) La parte superior de este conglomerado parece indicar una mayor tranquilidad en los aportes y en el medio sedimentario debida, quizás, a una menor competencia de la red fluvial, como parece deducirse de la disminución hacia el techo del índice de elasticidad.

El espesor de este conglomerado ronda los 100 m. desde el W. hasta el E. inmediato al meridiano de Gijón, disminuye hasta desaparecer prácticamente (aunque pueden observarse cantos aislados de cuarcita y a veces poligénicos en las areniscas rojas basales y «microconglomerados» de cantos de caliza) en Sta. Mera, Lastres y La Griega, y vuelve a aparecer en lentejones intermitentes que no sobrepasan los 16 m. de espesor en las playas de Vega y Ribadesella, en el extremo oriental de los afloramientos.

En el interior, disminuye notablemente de potencia en la faja intermedia o franja tectonizada, donde raramente sobrepasa el conglomerado los 35 m. de espesor e incluso puede verse sustituido por areniscas. En los afloramientos más meridionales y orientales, al S. del Sueve, por Viyao, Borines y Pandiello-Villar, se sospecha su existencia, por las litofacies de los detríticos que cubren el Lías en esta región, pero dada la mala calidad de los afloramientos y la proximidad de un Terciario también detrítico, en parte con muchos restos liásicos, no nos atrevemos a asegurarlo. Pero, de ser la base del Jurásico detrítico, es francamente margo-areniscoso y suelen predominar los cantos calizos entre los que se reconocen belemnites, braquiópodos, etcétera.

En definitiva, tenemos que el conglomerado jurásico puede rebasar la cuenca del Jurásico calcáreo, como se ve por ejemplo en Salinas (Avilés), donde descansa sobre el Paleozoico y sobre el «Permotriás». Pero conviene no olvidar que el *Jurásico calcáreo sufrió una fase erosiva más que el Jurásico detrítico*, precisamente la que precedió al depósito del *Jurásico detrítico*.

Esto nos demuestra *que es muy aventurado señalar los límites de las cuencas del Jurásico calcáreo y del Jurásico detrítico*. Si recordamos que RAMÍREZ DEL POZO (1969) indica la presencia al E. inmediato de Gijón de microfauñas toarcienses y pliensbachenses en la base del *Jurásico detrítico*, y observamos que el Toarciense no lo hemos hallado al W. de Careñes (y decimos Careñes porque en el

sondeo situado cerca de este pueblo costero pensamos que se cortó este piso), es decir, a unos 10 Km. del afloramiento de Gijón, nos podemos dar una idea de que *la erosión que precedió al depósito del Jurásico detrítico ha sido muy importante.*

Después del depósito del miembro inferior viene un período de tiempo en que se instaura un régimen más tranquilo y más marino, sobre todo al E. del meridiano de la playa de España, aproximadamente, que corresponde a la sedimentación de las margas grises-negras de Tereñes. Al S. se constituyen auténticos biohermos de calizas de algas calcáreas, en un medio más somero y que debía rebasar los afloramientos actuales y llegar bastante más al S. y quizás al W., porque es frecuente observar intercalaciones de areniscas calcáreas con restos de algas y no pensamos que en un medio tan rico en detríticos se desarrollasen, así que deben ser transportadas de regiones más meridionales, en parte.

La comunicación con el mar abierto en este golfo o bahía estaba asegurada principalmente por el NE. de la región, como demuestran las faunas marinas halladas en esa comarca.

Entretanto, la red fluvial seguía proporcionando material detrítico esporádicamente a la cuenca, en un régimen quizás estacional y se formaba en la comarca de Gijón la ritmita margo-areniscosa.

Así que, en este momento, tenemos la cuenca del Jurásico detrítico asturiano dividida en tres partes o subcuencas: la más nororiental de Ribadesella a Tazones, la de Gijón a la playa de España y la más meridional al N. de Pola de Siero. Una cuarta subcuenca, la de Avilés, sigue siendo una incógnita aunque el hecho de ser estos sedimentos tanto más detríticos cuanto más al W. nos hace pensar en que sigue siendo éste el borde de cuenca más neto, como durante el depósito del conglomerado.

Finalmente, vuelven a aparecer sedimentos gruesos en la cuenca, el segundo conglomerado, lo que quiere decir un nuevo aumento de energía en la red fluvial y las subcuencas se unifican quedando restos de este conglomerado tanto más abundantes cuanto más al W. (tal vez sea este el verdadero momento en que se depositan la mayor parte de los conglomerados en la cuenca de Avilés), aunque sus vestigios han llegado, quizás, hasta cerca de Tazones, y en toda la cuenca se depositan ritmos de margas arenosas y areniscas calcáreas más o menos arcillosas, en las que se encuentran los fósiles típicamente kimmeridgenses: *Trigonia*, *Exogyra*, etc., y algunos ammonites que flotaron hasta un medio en el que probablemente no vivieron. Es el momento en que al NE. se alcanzan las condiciones ambientales más marinas. Al S. quizás hayan seguido desarrollándose eventuales «praderas» de algas que eran sistemáticamente cubiertas por depósitos detríticos, alternando estas condiciones de acuerdo con las corrientes marinas y, probablemente, con la mayor o menor llegada de detríticos fluviales.

El final de esta historia no lo conocemos aunque la existencia de un conglomerado en la base de los sedimentos Cretácicos nos hace pensar en otra fase erosiva post-Kimmeridgense, pre-Aptense, que pudo haber sido selectiva, es decir, afectar a unas comarcas más que a otras.

Quedan dos problemas que no hemos mencionado: la cronología de estos fenómenos y la procedencia o área fuente de las cuarcitas.

Desde el punto de vista estricto, la mayor parte de los depósitos del Jurásico detrítico asturiano son post-bajocenses y pre-kimmeridgenses, sin que en la z. Sauzei (o en la posible z. Humphriesianum) del Bajocense se hayan observado señales del comienzo de una emersión de la cuenca, ya que siguen existiendo ammonites hasta las últimas capas del Jurásico calcáreo y las microfacies son similares a las precedentes, como hemos indicado en el capítulo del Lías-Dogger.

Como todos estos depósitos pre-kimmeridgenses, hasta las margas grises negras de Tereñes exclusive, sólo proporcionaron hasta ahora restos vegetales no clasificables, desde el punto de vista paleontológico no obtenemos solución para este problema.

Pero, dado que se trata de un espesor de sedimentos que no sobrepasa los 200 m. y casi nunca los alcanza y dado que en todas las partes de la cuenca abundan las pruebas de ser un medio con elevada energía y *gran rapidez de depósito*, como hemos demostrado en el estudio sedimentológico del conglomerado entre Avilés y Gijón, parece indicado acercar la edad de estos depósitos al *Kimmeridgense*, basados también en la comunidad de litofacies.

Como hemos señalado en una nota anterior (DUBAR y otros, 1970), últimamente se han puesto de manifiesto importantes discontinuidades en la sedimentación en torno al límite Callovo-Oxfordense, a lo largo y ancho de los depósitos jurásicos de la Península Ibérica. ¿Podemos atribuirle esta edad a la fase neokimmérica de Asturias?

La respuesta no es fácil. Para contestar a este interrogante conviene recordar la historia post-bajocense de la cuenca asturiana.

De acuerdo con lo que hemos ido viendo y, en especial, si repasamos el apartado que trata del límite Jurásico calcáreo-Jurásico detrítico, veremos que el período de tiempo que precede al depósito del Jurásico detrítico es relativamente largo:

1) Emersión postbajocense de la cuenca donde se depositó el Jurásico calcáreo, emersión tanto más acentuada y, posiblemente también tanto más duradera, cuanto más al S. Aproximadamente, el límite subáreo-subacuático es paralelo y se dispone sobre, o ligeramente al S., de la actual línea de costa. Pudo ir acompañada de leve plegamiento y pequeñas fracturas.

2) Meteorización (carstificación y alteración) y erosión de todos o de una porción de estos materiales, tanto más importante, naturalmente, cuanto más al S., hasta el punto de que, en la cuenca de Oviedo (capital), debieron de haber desaparecido en su mayor parte los depósitos del Jurásico calcáreo, como ya señalaron ALMEIDA y RÍOS (1962).

3) Subsistencia de esta cuenca. Durante la fase inicial, las redes fluviales comienzan a abastecer de detríticos que indican la presencia de dos áreas fuentes: una cuarcítica, lejana, y otra calcárea, cercana, del propio Jurásico calizo.

4) Llegada de abundantes detríticos gruesos. La distribución de este conglomerado parece indicar que rellenó un relieve, pues cuanto más alto estratigráficamente es el sustrato sobre el que descansa, menos potencia alcanzan los conglomerados. Así en Salinas, donde descansan sobre el «Permotriás» y parte del Paleozoico, su

espesor es respetable, a pesar de estar erosionados. De Gijón a Sta. Mera su potencia disminuye, con un mínimo señalado en el sondeo de Careñes. Otro mínimo aparece en la región de Sta. Mera a La Griega, donde apenas si se observan algunos cantos dispersos entre areniscas, y que es donde el Jurásico calcáreo alcanza su espesor máximo, llegando al Bajocense. Vuelve a aumentar su potencia en las playas de Vega y de Ribadesella, donde disminuye el espesor de la ritmita del Jurásico calcáreo. En la faja intermedia «s. stricto», el Jurásico detrítico, incluido el conglomerado, parece estar condensado (y no sólo erosionado en la fase erosiva post-Kimmeridgense y pre-Aptense), es decir que en estos movimientos intrajurásicos da la impresión de haber quedado topográficamente más alta que el bloque N. de Gijón-Ribadesella. En el límite SE. de los afloramientos, por Viyao, Borines y Pandiello-Villar, el conglomerado que cubre el Lías se dispone sobre tramos muy distintos del Jurásico calcáreo, con un máximo de preservación de la ritmita en el afloramiento intermedio (Borines).

5) Incremento paulatino de la influencia marina en toda la cuenca, que culmina en el Kimmeridgense bien caracterizado (margas grises-negras de Tereñes, ritmita margo-areniscosa de Ribadesella, parte superior de la ritmita margo-areniscosa de La Ñora (Gijón) a la playa de España y los tramos altos de las calizas y areniscas de algas de La Collada).

De modo que, lo que sí queda claro, es que esta fase intrajurásica pudo haber sido relativamente larga, haber comenzado en el Dogger (*sería interesantísimo buscar, con más éxito que nosotros, restos de faunas en la base del conglomerado, a ver hasta dónde pudo llegar, en realidad, la sedimentación del Jurásico calcáreo*) con un movimiento epirogénico ascendente de la cuenca del Jurásico calcáreo (y el resto del continente, al menos del área fuente que suministró la cuarcita), continuó cierto lapso de tiempo emergida (entonces tuvo lugar la meteorización subaérea) y a continuación se produjo una nueva subsidencia, en la que rápidamente sedimentó la formación de las areniscas de Ribadesella.

En definitiva, la cronología exacta de esta fase neokimmérica temprana podría quedar, en principio, supeditada a la importancia real de la gran «pulsación» detectada en la Península y desarrollada a fines del Calloviense —principios del Oxfordense, aunque pensamos que la que podríamos llamar «fase Riosellánica» (1), tiene personalidad propia.

El otro problema pendiente, el área fuente de las cuarcitas, entra de lleno en la historia del continente que suministró tan extraordinaria cantidad de detrítico no sólo a Asturias, que es una mínima parte del total, sino a toda Vasco-Cantabria y borde NW. de la Ibérica (Santander, Palencia, Burgos, Vascongadas y Soria). E, incluso, los geólogos que trabajan en el SW. de Francia, en la Cuenca de Aquitania (DELFAUD, 1970, 1971), ven en nuestra «meseta» o «macizo hespérico» («s. lato») el área fuente de parte de los materiales que rellenan sus cuencas mesozoicas.

1) *Riosellánica* o relativa a Ribadesella, villa asturiana en que fue caracterizada por DUBAR (1925) y DUBAR y MOUTERDE (1957).

Es harto significativo que a todos los que han trabajado en estas regiones del SW. de Europa, les indiquen los detríticos de la facies Weald «s. lato» un área fuente al W., siempre al W. Y en Asturias, que está al W. de estas cuencas, la procedencia de los detríticos *sigue siendo del W.*

¿Estamos ante un delta intrajurásico-Cretácico inferior de extraordinaria importancia, con un área fuente que, en rigor, podría haber sido una buena parte del NW. de la Península Ibérica y cuyas complejas ramificaciones se extendieron por las provincias antes mencionadas, una de las cuales alcanzó a Asturias?

¿Se trata de importantes redes fluviales individualizadas, *desarrolladas intrajurásicamente* en aquel continente?

La respuesta requiere un estudio sedimentológico, estratigráfico y paleontológico muy detallado, que rebasa, naturalmente, nuestras posibilidades. Por lo que se refiere a Asturias, con un Kimmeridgense tanto más marino cuanto más nororiental y una importante red fluvial desarrollada al W. de la región, cualquiera de ambas soluciones es posible si pensamos, sobre todo, que un delta de tal categoría constituiría en detalle un auténtico mosaico de diferentes medios sedimentarios.

1) Aunque los trabajos sobre la composición de las rocas de la parte occidental de la Península se están desarrollando mucho, es difícil o imposible, sintetizar aún las formaciones que podrían haber suministrado este material a la cuenca asturiana. Además, no debemos olvidar el hecho de que si el 95 % del conglomerado es ahora cuarcítico y si las rocas endógenas y otras más, están en una proporción que no sobrepasa la de indicios, no quiere ello decir que el área fuente haya sido eminentemente cuarcítica, pues sabido es que a lo largo de las redes fluviales, aguas abajo, tiene lugar un notable enriquecimiento en cuarzo, que es el mineral más resistente. Por tanto esta, casi podríamos llamarla monomineralogía, de la gran masa del conglomerado jurásico asturiano, es *residual* y función, principalmente, del clima y de la longitud de la red hidrográfica.

2) Se ha eliminado la posibilidad de que la mayor parte de estos conglomerados del Jurásico asturiano sean heredados de otras formaciones (se pensó, incluso, en los estafanienses de la Cordillera Cantábrica) sobre todo teniendo en cuenta que este Jurásico detrítico debe estudiarse en el contexto peninsular, y entonces resulta que tales espesores de conglomerados y demás restos cuarcíticos no son imaginables en ninguna formación pre-mesozoica conocida de la parte occidental de la Península Ibérica.

3) Cuando estaba redactado este capítulo, hemos tenido conocimiento del hallazgo de Calpionelas titónicas (BOILLOT y otros, *C. R. Ac. Sci. París*, 1971), en el llamado banco «Le Danois», bajo-fondo oceánico situado a unos 70 km. al norte de la costa de Ribadesella-Llanes. Aparte de importantes consideraciones biopaleogeográficas, sobre el itinerario seguido por estas microfaunas mesogeas, este hecho parece apoyar la idea de que al norte de las series costeras estudiadas en nuestro trabajo, es posible hallar un paso continuo Jurásico-Cretácico en series marinas, parecido al hallado en el Pirineo de Lérida por PEYBERNES (1968).

i) CONCLUSIONES Y PROBLEMATICA.

Se ha completado el estudio del Jurásico calcáreo viéndose que su historia presenta un «vacío sedimentario» y un «vacío erosivo» cuya cronoestratigrafía es dudosa, ya que puede abarcar del post-Bajocense al pre-Kimmeridgense.

Por consideraciones cartográficas y litológicas se apoya la tesis de que la laguna estratigráfica, que lleva consigo una *detención de la sedimentación*, una *emersión* de

la mayor parte de la cuenca del Jurásico calcáreo, una *meteorización* subaérea y una erosión, así como una *subsistencia* posterior, debió de haber sido lo suficientemente duradera para que la mayor parte, sino toda, la rápida sedimentación del Jurásico detrítico haya sido de edad Kimmeridgense. La existencia de fallas intrajurásicas y pre-Kimmeridgenses, aunque se sospecha, no se ha podido probar.

Además, el contacto entre el Jurásico calcáreo y el Jurásico detrítico nos muestra la probable existencia de una discordancia que no parece ser superior a los 10^o, y que la estratificación cruzada que presentan los paquetes basales del Jurásico detrítico la puede exagerar.

Este contacto nos pone de manifiesto la alteración (decalcificación) de ciertos tramos de la ritmita en el límite con el Jurásico detrítico suprayacente y la existencia de un posible karst en los afloramientos más calcáreos meridionales, donde el Jurásico detrítico se dispone sobre el miembro de las calizas oolíticas de Deva.

Se ha definido, desde el punto de vista litoestratigráfico, la formación de las areniscas de Ribadesella, que no sobrepasa ahora los 500 m. de espesor, aunque está afectada en su techo por una erosión cuya importancia efectiva no se puede evaluar. La formación areniscas de Ribadesella, de muro a techo presenta los miembros siguientes:

1) El miembro inferior o de las areniscas y conglomerados de Gijón, con una potencia que ronda los 100 m. en la mayor parte de los afloramientos. Sólo contiene restos vegetales y en la base restos detríticos de la ritmita margo-caliza del Jurásico calcáreo.

2) El miembro intermedio o de las margas grises-negras de Tereñes, bien definido al NE., que al W. pasa a la parte inferior de la ritmita margo-areniscosa de la playa de La Ñora (Gijón) a la de España, y al SW. se convierte en la parte inferior de las calizas y areniscas de algas de La Collada. En Tereñes alcanza 138 m. de espesor que es, probablemente, el mayor alcanzado en toda la cuenca. Presenta las primeras faunas kimmeridgenses.

3) El miembro superior o de la ritmita margo-areniscosa de Ribadesella, cuya complejidad estructural nos ha impedido medir allí su espesor, aunque completado con los datos recogidos en cortes próximos podemos estimarlo en unos 200 m. de potencia, aproximadamente. En la parte alta de este miembro, que contiene abundantes faunas kimmeridgenses desde el principio, se ha caracterizado la z. Eudoxus (del Kimmeridgense). Este miembro, bien determinado al NE., pasa al W. a la parte superior de la ritmita margo-areniscosa de la playa de La Ñora (Gijón) a la de España, y al SW se convierte en la parte superior de las calizas y areniscas de algas de La Collada. Estos dos últimos miembros pueden presentar niveles de conglomerados, más importantes al SW.

Dada la discontinuidad y mala calidad de los afloramientos, se han distinguido en la cartografía dos niveles: el conglomerático y los restantes, que se reducen a uno cuando falta el conglomerado.

Se han recogido algunas decenas de fósiles kimmeridgenses que nos han servido para diferenciar los distintos horizontes fosilíferos, de acuerdo con los ejemplares de las colecciones de M. DUBAR y M. MOUTERDE.

Se reproducen ocho fósiles distintos pertenecientes a la colección DUBAR, de los cuales dos son ammonites: *Aulacostephanus* aff. *eudoxus* (d'ORB.) y *Aspidoceras* cf. *longispinum* (SOW.) y los seis restantes corresponde a tres géneros y cinco especies diferentes de lamelibranquios: *Corbula mosensis* BUVIGN., *Exogyra virgula* DEFR., *Trigonia* cf. *alina* CONTEJ., *Tr. gr. alina* CONTEJ., *Tr. variegata* CREDN. y *Tr. oviensis* LYC.

Se han caracterizado diversos dominios o subcuencas en el Jurásico detrítico asturiano, existiendo una mayor influencia fluvial hacia el W. (aunque el medio de depósito es marino desde el principio) y una neta influencia marina hacia el NE. de la cuenca. Se piensa en una amplia bahía o golfo, abierto al mar al NE., en el W. del cual desembocaba una importante red fluvial.

Se ha llegado a la conclusión de que este Jurásico detrítico debe ser estudiado lito- y biostratigráficamente en el contexto de la facies Weald «s. lato» del N. de España (Asturias, Vasco-Cantabria, Palencia, Burgos y Soria). Así se podría llegar a la conclusión de si se trataba de un delta gigantesco o bien de abundantes restos de redes fluviales independientes. (Ver TISCHER, 1966).

Desde el punto de vista tectónico, se ha demostrado la existencia de una fase intrajurásica, neokimmerica, para la cual se propone la denominación de fase «Riosellánica», que originó entre el Bajocense y el Kimmeridgense un ascenso y un descenso de la región centro-septentrional asturiana pero, además, dio lugar en el NW. de la Península Ibérica a un importante relieve que abasteció desde el Kimmeridgense inferior (al menos), hasta bien entrado el Cretácico, abundante material detrítico a una importante área de la mitad nororiental de la Península (por lo menos, pues es posible que también haya abastecido a los medios de transición marino-continentales de Portugal, de esta misma época).

La facies Pürbeck que caracterizó RAMÍREZ DEL POZO (1969) en Asturias, está perfectamente desarrollada en el miembro que hemos denominado calizas y areniscas de algas de La Collada (Calizas de algas según VIRGILI, SUÁREZ, DE LA VEGA y CADAVIECO, 1968) y va perdiendo su carácter hacia el NE., al hacerse más marina.

Hemos demostrado que esta escala biostratigráfica propugnada por RAMÍREZ DEL POZO (1968 a 1971) para la facies Weald «s. lato» del N. de España, llega a tener, para el Kimmeridgense, un desfase del orden de un piso, con respecto a la cronostratigrafía proporcionada por las biozonaciones de los ammonites del dominio «atlántico» o de NW. de Europa, hallados en Ribadesella.

El conjunto macrofaunístico del Jurásico detrítico asturiano puede calificarse de excepcional en el SW. de Europa y de único en la Península Ibérica, hasta ahora.

Los principales problemas de este Jurásico detrítico quedan planteados en la cronostratigrafía de su base y en su techo. Los de su base pueden acotarse aún más, si en la comarca de Sta. Mera-Colunga (principalmente, por ser en donde en-

contramos el Jurásico calcáreo más alto, desde el punto de vista estratigráfico) se tuviese la suerte de descubrir macro o microfaunas por encima de la z. Sauzei-Humphriesianum, que nos diesen una idea más aproximada de la edad que alcanzó el Jurásico calcáreo.

Los problemas de su techo tienen peor solución pues son sedimentos que hoy faltan. Tal vez el estudio detallado de los componentes de la *pudinga de Posada* (del Terciario) nos pudiese proporcionar alguna luz, pues es difícil pensar que en el conglomerado de la base del Aptense inferior o en los de Avilés (si fuesen realmente al techo cretácicos), puedan localizarse restos fosilíferos de valor estratigráfico.

No debemos olvidar que una de las claves definitivas de estos problemas está en el estudio geológico submarino de la plataforma continental asturiana, de la que comenzamos ahora a vislumbrar los primeros datos. Como el reciente hallazgo de Calpionelas (*Crassicollaria*, *Praetinnopsella*), *Globochaete alpina*, y otras microfaunas típicamente meridionales (BOILLIOT y otros, 1971), que nos ilustran, por un lado, de la posible continuidad sedimentaria jurásico-cretácica en algunos puntos, y por otro, de la influencia mesogea a que estuvo sometido el golfo de Vizcaya también a fines del Jurásico superior.