

INFORME ESTRATIGRAFICO Y SEDIMENTOLOGICO SOBRE
EL JURASICO. HOJA 15-04. E: 1/50.000
(RIBADESELLA)

M. VALENZUELA
J.C. GARCIA-RAMOS
C. SUAREZ DE CENTI

1.- INTRODUCCION

Los materiales jurásicos dentro de la Hoja, aparecen exclusivamente en una estrecha franja costera prácticamente contínua que se extiende a lo largo de la mitad occidental de la misma. El límite oriental de los afloramientos se sitúa a 1,5 km al E de la localidad de Ribadesella, en el denominado "Pedral de Arra", donde se aprecia el contacto con la caliza carbonifera que tiene lugar por medio de una fractura E-W de importante salto vertical; la prolongación de la misma hacia el E, llegaria a enlazar según BOILLOT et al. (1974) con el denominado Cañón submarino de Llanes.

A lo largo de los afloramientos costeros, la continuidad de la franja jurásica queda interrumpida tan sólo en dos ocasiones, una en la playa de Moris (Caravia Alta) y otra en la playa de Vega; en ambos casos a causa de la aparición de materiales rojizos del Pérmico-Triásico.

2.- ANTECEDENTES

A parte de los trabajos previos de SCHULZ (1858), JIMENEZ DE CISNEROS (1904) y ADARO Y JUNQUERA (1916) que proporcionaron diversos datos sobre el Jurásico de Asturias, DUBAR (1925) fué el primero que estudió con cierto detalle los afloramientos de Ribadesella en donde encuentra y describe una fauna del Kim

meridgiense, transgresiva, según él, sobre los materiales del Toarcieno Medio.

Poco después ROYO GOMEZ y GOMEZ LLUECA (1927) en la misma zona de Ribadesella, citan sobre los depósitos del Lías, una supuesta facies Wealdense, recogiendo en ella una abundante fauna de moluscos, así como el fragmento de un húmero de Dinosaurio.

KARRENBERG (1934) considera los materiales terrígenos costeros entre Gijón y Ribadesella como pertenecientes al Cretácico en facies Wealdense atribuyendo un carácter continental a la mayor parte de los mismos, aunque con intercalaciones salobres y marinas.

ALMELA, RIOS y REVILLA (1955) ponen de manifiesto la probable edad jurásica del supuesto Wealdense de la costa asturiana y separan tres grandes tramos litológicos dentro del mismo.

DUBAR y MOUTERDE (1957) confirman la existencia del Kimmeridgiense en base al hallazgo de ammonites en los acantilados de Ribadesella y describen la sucesión litológica que aparece en la zona costera.

Otras referencias al Jurásico asturiano, aunque fuera de la presente Hoja se deben a ALMELA y RIOS (1962), MARTINEZ ALVAREZ (1965), CADAVIECO et al. (1966), DE LA VEGA et al. (1966) y VIRGILI et al. (1968).

RAMIREZ DEL POZO (1969) analiza la bioestratigrafía y

paleogeografía de los sedimentos jurásicos asturianos, estudiando por primera vez las principales microfacies y separando tres grandes unidades estructurales que denomina: Surco de Oviedo, Franja Móvil Intermedia y Cuenca de Gijón-Villaviciosa.

JULIVERT et al. (1970) cartografián el Jurásico de los alrededores de Ribadesella. En la descripción del mismo, reproducen los datos suministrados por DUBAR (1925).

DUBAR et al. (1971) describen el Jurásico de Asturias abordando además el problema de sus límites inferior y superior. Relacionan además la fauna de ammonites encontrada hasta entonces y establecen su zonación.

JULIVERT et al. (1971) estudian la red de fracturas que afectan al Mesozoico asturiano, y en el caso concreto del Jurásico, la relación entre las mismas y la paleogeografía de los depósitos.

Una de las publicaciones más completas sobre el Jurásico de Asturias es la monografía de SUAREZ VEGA (1974) centrada fundamentalmente en la bioestratigrafía detallada del Lías y parte del Dogger en base a ammonites. Incluye además una cartografía a escala 1:50.000, así como múltiples columnas estratigráficas, algunas pertenecientes a la Hoja de Ribadesella. Finalmente hace una interpretación general de todo el conjunto.

GARCIA-RAMOS y VALENZUELA (1977a y b), dan a conocer por primera vez en Asturias la presencia de huellas de pisada de vertebrados, en su mayoría Dinosaurios (Terópodos, Ornitoló-

podos y Saurópodos) en los afloramientos costeros de Gijón a Ribadesella.

VALENZUELA (1979) describe el Jurásico de la costa y estudia con detalle las facies fluviales del mismo. Una de las secciones se encuentra en los acantilados de la playa de Vega dentro de la Hoja de Ribadesella.

FERNANDEZ LOPEZ y SUAREZ VEGA (1979) realizan una bioestratigrafía precisa sobre el Aaleniano y Bajociano en varias secciones de la costa.

GARCIA-RAMOS y VALENZUELA (1979) describen por una parte las estructuras orgánicas (trazas fósiles) del Jurásico asturiano desde Gijón a Ribadesella, dividiéndolo a su vez en varios Conjuntos litoestratigráficos que son analizados e interpretados someramente. En la segunda de las publicaciones, se contempla el carácter y significado de los depósitos aluviales pertenecientes a uno de dichos conjuntos.

Finalmente, VALENZUELA et al. (in litt.), hacen un estudio de las secuencias margo-calcáreas liásicas (Sinemuriense) incluyendo entre otros datos una columna detallada de estos depósitos en la playa de Vega.

3.- ESTUDIO E INTERPRETACION DE LAS DIFERENTES UNIDADES SEDIMENTARIAS.

Dentro del Jurásico de la Hoja pueden diferenciarse cinco

co Formaciones (VALENZUELA et al., in litt.), que de mayor a menor antigüedad son las siguientes: Fm. Gijón, Fm. Rodiles, Fm. Vega, Fm. Tereñes y Fm. Lastres. Las dos primeras forman parte del denominado Grupo Villaviciosa, de litología predominantemente carbonatada, mientras que las tres últimas quedan integradas en el Grupo Ribadesella, de composición siliciclastica mayoritaria. Ambos pertenecen a su vez a dos modelos de sedimentación totalmente diferentes.

3.1.- FORMACION GIJON.

Los dos únicos afloramientos de interés dentro de la Hoja, se encuentran en los extremos oriental de la playa de Vega y occidental de la de Morís, en Prado (Caravia Alta).

En el primero de ellos, la base de la Formación no es visible, mientras que el techo está representado por un paso gradual a las calizas micríticas nodulosas con intercalaciones locales y discontinuas de margas pertenecientes a los términos más inferiores de la Formación Rodiles suprayacente.

En la playa de Morís, en cambio, se aprecian los tramos basales y de transición con un cambio progresivo en la proporción de los términos lutíticos que son cada vez más escasos, siendo reemplazados finalmente por los carbonatos. El color de aquellos sufre igualmente un cambio de rojizo a gris oscuro o negruzco. Asimismo desaparecen los últimos canales conglomeráticos formados por cantos lutíticos intraformacionales.

Se trata de una sucesión eminentemente calcárea que ha sufrido a menudo procesos sinsedimentarios y/o tardíos de dolomitización con intensidad variable. Esta última se hace más ostensible y generalizada hacia la parte baja de las series. Se han observado asimismo fenómenos postumos de dedolomitización.

Dentro de la Fm. Gijón pueden identificarse a su vez diversas litofacies:

- Calizas grainstone y packstone biclásticas. Los componentes aparecen a menudo con envueltas micritizadas.
- Calizas micríticas con laminaciones finas, en parte debidas a algas, que pueden incluir estructuras de tipo "tepee", porosidad de disolución de evaporitas, moldes de cristales de sal o pequeños pliegues enterolíticos.
- Brechas de clastos calcáreos irregulares y mal calibrados. Se originan por disolución de niveles yesíferos con el consiguiente colapso de los términos superiores (intervalos de aspecto carnioloso).
- Brechas de cantos planos procedentes de la erosión y removilización de las láminas superiores de los "tepees" durante períodos de pequeñas tormentas o en etapas transgresivas.
- Alternancia de calizas y dolomías laminadas con lutitas grises, unas y otras en capas muy delgadas. Contienen a veces pliegues enterolíticos de pequeño tamaño, estructuras de es

cape de fluidos y "tepees" de diferentes tamaños.

- Lutitas gris oscuras y negruzcas con niveles de evaporitas (a menudo disueltas o reemplazadas por procesos de pseudomorfismo) que presentan estructuras nodulosas de tipo "chicken wire".

- Limolitas en lechos muy delgados con laminación cruzada de ripples.

- Calizas micríticas oscuras con "birdseyes".

- Capas lumaquélidas de bivalvos que contienen además en menor proporción: gasterópodos, ostrácodos, algas, etc.

Según SUAREZ VEGA (1974), sus materiales comprenden probablemente en este área el Hettangiense y Sinemuriense Inferior.

El depósito tuvo lugar principalmente en una llanura costera carbonatada, estable y muy extensa, bajo condiciones oscilantes entre supralitorales y sublitorales muy someras, sin apenas entrada de terrígenos que quedan además restringidos a las zonas más hacia el interior del continente. Toda el área estaba sometida a su vez a unas condiciones climáticas tropicales a subtropicales semiáridas. Los términos supralitorales evaporíticos corresponderían a acumulaciones de tipo "sebkha".

3.2.- FORMACION RODILES.

Los principales afloramientos de la misma dentro de la Hoja, están situados en el extremo occidental de la playa de Ribadesella y en los acantilados al E. de la playa de Vega. El contacto con la Fm. Gijón es muy gradual.

Sus materiales, de edad Sinemuriense Superior-Toarcien-
se en esta zona (SUAREZ VEGA, 1974), se han agrupado en dos con-
juntos litológicos diferentes superpuestos estratigráficamente:
un Miembro noduloso situado en la parte inferior de la serie,
perteneciente en su mayoría al Sinemuriense superior y de unos
16m. de espesor medio, y un Miembro rítmico tableado (Pliensba-
chiense-Toarciense) dispuesto por encima del anterior con una po-
tencia aproximada de 70 a 80m. El contacto entre ambos es gradual.

El Miembro noduloso consta de una sucesión de ciclos de
espesor habitualmente decimétrico, aunque algunos pueden llegar a
rebasar el metro. Cada uno de ellos, en los casos de mayor desa-
rrollo, consta a su vez de tres litofacies diferentes que repre-
sentan velocidades de sedimentación distintas. Estas, de carácter
heterolítico, se ordenan por su parte en secuencias de ralentiza-
ción que culminan a menudo en una superficie de omisión o incluso
en un verdadero "hardground".

El término basal consta de una alternancia de margas li-
mosas y de calizas micríticas, unas y otras de tonos grises oscu-
ros, dando el conjunto un aspecto tableado.

El término intermedio es el proporcionalmente mejor representado de los tres, y su carácter es el que da nombre al Miembro. Está formado por una alternancia irregular de calizas nodulosa micríticas y de margas grises. El tipo de estratificación presenta un aspecto entre ondulante y lenticular con capas mamelonas de continuidad lateral muy variable, aunque siempre pequeña. A veces se observan aquí ripples de oleaje.

El término superior, con el que culmina el ciclo ideal, consta de una amalgamación de capas calcáreas micríticas y de trazado irregular. Entre ellas se aprecian algunas láminas margosas discontinuas con estructura tipo flaser. Intercalados en el mismo o a techo aparecen algunos niveles de microconglomerados calcáreos, en parte bioclásticos.

Entre la fauna dominan los bivalvos y los gasterópodos, aunque también aparecen braquiópodos, crinoides, ostrácodos, algas y en pequeña proporción ammonites. Los icnofósiles son abundantes, aunque no hay excesiva diversidad: Thalassinoides, Rhizocorallium, Teichichnus, Chondrites, Conichnus, Planolites y Conostichus. (GARCIA-RAMOS y VALENZUELA, 1979).

Las secuencias representan episodios sucesivos de ralentización en la velocidad de sedimentación, acompañados por una disminución progresiva de los aportes de terrígenos de grano fino procedentes del S. y SW.

El Miembro rítmico tableado se caracteriza por una alternancia más o menos regular de calizas y margas grises oscuras con

bastante continuidad lateral. No obstante, existen localmente algunos intervalos delgados en los que las calizas adoptan una estructura nodulosa o lenticular que recuerda a la del Miembro noduloso infrayacente.

Dentro del mismo, se aprecian pequeños ciclos de espesor centimétrico que comienzan en la capa margosa y culminan en la calcárea. Sin embargo, existen a menudo procesos diagenéticos posteriores de disolución y reprecipitación que modifican parcialmente las alternancias originales dificultando su reconocimiento. Estos ritmos son muy similares a los del término basal de los ciclos del Miembro noduloso.

Entre la macrofauna destacan los braquiópodos, bivalvos, ammonites y belemnites. Una relación detallada de la misma está recogida en SUAREZ VEGA (1974). En cuanto a los icnofósiles, son prácticamente los mismos que los indicados para el Miembro noduloso, aunque cambia ligeramente su carácter, proporción y distribución.

En algunos tramos de la serie, las margas se hacen negras, bituminosas y laminadas, modificándose también el tipo de fauna que contienen, especialmente en lo que atañe a los bivalvos.

El paso de un Miembro a otro dentro de la Fm. Rodiles, viene en parte controlado por un proceso transgresivo. El depósito tuvo lugar sobre una extensa plataforma continental, estable, somera y de muy bajo gradiente, sometida a un cierto grado de restricción como consecuencia precisamente de las características apuntadas.

Concretamente, los términos medio y superior del Miembro noduloso se acumularían en parte por encima del nivel de base del oleaje normal, mientras que el término inferior o basal del mismo y la mayoría de los depósitos del Miembro rítmico tableado, lo harían por debajo del mismo.

3.5.- FORMACION VEGA

Sus mejores afloramientos están situados en la franja de acantilado entre el E. de la playa de Vega y el N. de la localidad de Tereñes. Otra buena sucesión de la misma, aunque afectada por diversas fracturas, se encuentra en el extremo occintal de la playa de Ribadesella.

Consta fundamentalmente de una alternancia de areniscas gris-verdosas o beiges, limolitas y lutitas rojizas. En menor proporción existen conglomerados silíceos y polimicticos intraformacionales, así como términos carbonatados pertenecientes en unos casos a antiguos paleosuelos (caliches), y en otros a intercalaciones de carácter lacustre.

La base de la Fm. es una superficie erosiva generalizada que tapiza una disconformidad sobre la alternancia margo-calcárea de la Fm. Rodiles subyacente.

La edad precisa de los materiales de este conjunto es desconocida. No obstante, la asociación de polen y esporas que ha aparecido recientemente en un intervalo de areniscas muy arcillosas y lutitas limosas gris-oscuras con pequeños cantos cuar

Fm. al E. de la playa de Vega, ha permitido al Prof. LOBOZIAK su atribución al Dogger sin más precisiones.

Dicha asociación consta de los siguientes elementos:

Polen:

Sphaeripollenites elphinstonei

" *scbratus*

Inaperturopollenites deskuamatus

Perinopollenites elatoides

Callialasporites triangularis

" *trilobatus*

Vitreisporites pallidus

Eucommiidites troedsonnii

Monosulcites minimus

Gingkoretectina sp.

Chasmatosporites sp.

Classopollis simplex

Esporas:

Cyathidites minor

Leiotriletes balowensis

Lycopodiumsporites sp.

Osmundacidites wellmanii

Neoraistrickia truncata

" *gristhorpensis*

Tuberositriletes sp.

Ischyosporites variegatus

Uvaesporites glomeratus

Staplinisporites rotalis

En los términos carbonatados, en su mayor parte de carácter lacustre, se han encontrado además oncolitos algares, Characeas, gasterópodos de pequeño tamaño, ostrácodos, etc.

Entre los icnofósiles destacan: moldes de raíces, Planolites sp., huellas de pisada de Dinosaurios (bípedos y tetrapodos), galerías de artrópodos y Scoyenia sp.

El ciclo completo ideal, de carácter positivo, que oscila entre los cinco y los 16m. de espesor, comienza en su base (erosiva), por conglomerados silíceos o poligénicos intraformacionales a los que siguen areniscas de grano grueso a medio de tonos grises claros a beiges, con estratificación cruzada en surco a mediana escala, superpuesta a la de tipo epsilon con láminas sigmoidales producida por acreción lateral; en algunos casos, pueden aparecer también areniscas de grano medio con laminación paralela y alineación de partición, bien inmediatamente encima de los conglomerados, o sobre las anteriores.

La parte alta de los ciclos, consta de areniscas de grano fino limoso-arcillosas y de limolitas arcillosas, ambas rojizas y frecuentemente bioturbadas con estratificación cruzada en surco a pequeña y mediana escala, parcialmente destruida por la actividad orgánica (Planolites y otros); en algunos niveles, puede apreciarse igualmente, laminación paralela o cruzada de bajo ángulo. Dentro de esta parte alta de los ciclos y de abajo a arriba, se observa un aumento gradual del grado de bioturbación y una disminución simultánea del tamaño del grano, así como del espesor de los sets de estratificación cruzada.

El intervalo más superior del ciclo, está formado por lutitas o arcillitas rojizas bioturbadas con aspecto masivo o noduloso (a menudo con alguna intercalación esporádica de areniscas o limolitas rojizas), que contienen con cierta frecuencia estructuras típicas tales como: "peds", "cristalaria", moteado irregular gris-verdoso claro, en relación con restos orgánicos oxidados (en parte raíces), nódulos y separaciones plásticas ferruginosas, grietas de desecación, etc. Dentro de este tramo culminante de tonalidad rojiza es frecuente, también, la presencia de nódulos de caliza micrítica gris (a veces en forma de grandes vetas con desarrollo predominantemente vertical), que coalescen gradualmente hacia arriba hasta convertirse en una capa irregular y a menudo lenticular, de calizas nodulosas. Localmente, pueden aparecer también en los tramos altos de estos ciclos, algunos intervalos lutíticos grises oscuros con nódulos de pirita y abundante materia orgánica sin oxidar.

El tramo basal erosivo y conglomerático de los ciclos que contiene unas veces clastos silíceos (cuarcita, arenisca cuarzosa y en pequeña proporción lidita) y otros elementos poligénicos (calizas grises, lutitas rojizas, areniscas), representa el relleno del fondo del canal durante etapas fluviales muy activas con fuerte descarga. Los clastos silíceos, de subredondeados a bien redondeados, sufrieron un largo transporte y provienen del área madre; los poligénicos, con mezcla de ejemplos angulosos y redondeados, que se generan por la erosión en el borde abrupto y en el fondo del canal, representan un transporte muy corto o intermedio.

Las areniscas grises y beiges, relativamente mal calibradas, de grano medio a grueso con estratificación cruzada en

surco a mediana escala superpuesta a estratificación tabular de tipo épsilon con láminas sigmoidales, que pasan lateral y gradualmente en sus partes inferior y superior respectivas, a conglomerados y sedimentos finos rojizos, representan depósitos de acreción lateral de tipo "point-bar". Se producirían en ríos de alta sinuosidad (frecuentemente meandiformes), en el caso de la estratificación cruzada épsilon, por fuertes divagaciones horizontales de los cauces, al excavar en la orilla cóncava y depositar sedimentos arenosos sucesivos en la convexa; en el caso de la estratificación cruzada en surco superpuesta, por la migración de dunas y barras tridimensionales en el interior del canal y a lo largo del mismo.

Las areniscas de grano medio con laminación paralela y alineación de partición, representan probablemente depósitos del régimen de flujo superior, cuando el fondo del canal se convierte en una capa de tracción de fondo con movimiento continuo de los granos de tamaño arena.

Las areniscas de grano fino y limolitas arcillosas, ambas de tonos rojizos, son el resultado de un depósito en las zonas marginales del canal, que son retocadas tan solo esporádicamente y excepcionalmente, durante intervalos cortos de fuerte descarga. Las coloraciones rojas, prueban que no existe allí agua intersticial permanente, que hubiera reducido en ese caso los compuestos de hierro oxidantes.

Las lutitas o arcillitas rojizas y bioturbadas con intercalaciones locales limolíticas, corresponden a una sedimentación lenta, intermitente y de grano fino, que tiene lugar en

la llanura de inundación, o incluso en áreas topográficamente por encima de aquella, que quedan al descubierto expuestas a fenómenos edáficos y de meteorización durante largos períodos de tiempo. Las estructuras citadas en estas zonas sometidas a intervalos sucesivos de humedad y sequía, son prácticamente idénticas a las que aparecen en los depósitos de caliches o calcretas descritos por diversos autores en zonas semiaridas con lluvias estacionales separadas por largos períodos de sequedad.

Finalmente, los intervalos lutíticos grises oscuros con nódulos de pirita y abundante materia orgánica, que aparecen localmente en la parte alta de algunos ciclos, representan depresiones aisladas que quedaron cubiertas permanentemente por agua (cauces abandonados, pequeños surcos entre los scroll-bars, etc.).

El carácter de alta sinuosidad, y dominante meandri-forme, de gran parte de los cauces fluviales efímeros representados en estos afloramientos jurásicos, viene confirmado, no sólo por los frecuentes depósitos de acreción lateral, sino además por la evidencia de los datos de paleocorrientes, que muestran a menudo sentidos opuestos en el flujo del canal dentro de depósitos próximos pertenecientes a un mismo ciclo, o bien en dos ciclos superpuestos. Por otro lado, la ordenación positiva de muchos de ellos, con perfecta continuidad de procesos en una amplia extensión tanto en horizontal como en vertical, parece confirmar esta hipótesis.

La coloración rojiza, tan característica e intensa en los tramos superiores de los ciclos y ausente siempre en los

inferiores de grano más grueso, en los que aparece, por el contrario, cemento clorítico, materia orgánica, y localmente pirita, prueba que ha tenido lugar en estos últimos una reducción diagenética importante, como consecuencia de la presencia orgánica y de haber retenido agua intersticial durante largos períodos.

Respecto al carácter secuencial o repetitivo tan característico de estas series, habría que invocar dos tipos de procesos responsables actuando simultáneamente y superponiendo sus efectos. Unos de carácter autocíclico, de relativamente pequeña escala y representación local dentro de la cuenca (divagaciones de canales, migración longitudinal y lateral de barras, abandono o acortamiento del cauce), que condicionarían fundamentalmente las secuencias positivas de orden métrico. El segundo tipo, estaría formado por aquellos de carácter alocíclico, con origen externo, de mucha mayor escala y que afectarían a toda la cuenca; en parte, su influencia puede acentuar los efectos de los anteriores, pero fundamentalmente daría lugar a un fenómeno general en las series aquí estudiadas, que consiste en una disminución hacia arriba y hacia el E. en todas ellas, de los espesores de los tramos inferiores de los ciclos a expensas de los de grano fino superiores. Este último hecho sería debido a una atenuación progresiva de la proporción y frecuencia de los aportes, probablemente como resultado de una maduración gradual del relieve en el área madre.

A medida que se avanza hacia la zona oriental y hacia arriba en las series de la Fm. Vega, se pasa a facies de transición con faunas salobres (tramos inferiores de la Fm. Tereñes

suprayacente).

3.4.- FORMACION TEREÑES.

El mejor afloramiento de la misma aparece en los acantilados situados inmediatamente al N. de la localidad que le da nombre. Otro de ellos, aunque de poco espesor debido a una serie de fracturas que hacen desaparecer su parte alta, se encuentra a partir del saliente rocoso más septentrional del extremo W. de la playa de Ribadesella.

Se trata de una sucesión lutítico-margosa de tonos gris oscuros a negruzcos con frecuentes capas y lentejones carbonatados (micritas y microesparitas), así como numerosos horizontes lumaquélidos en los que dominan los Bivalvos (*Isognomon*, *Gervillia*, *Ostreidos*, *Corbúlidos*, *Exogyra*, etc.) seguidos de los Gasterópodos (*Procerithium* y otros). En menor proporción aparecen huesos, dientes y escamas de peces ganoideos, restos de algas (*Solenoporáceas*, *Charáceas* y otras), ostrácodos, fragmentos de huesos de reptiles, etc. Sin embargo, hasta el momento no han aparecido cefalópodos. Entre los bivalvos, el Dr. F.T. FURSICH (1984, com. personal) ha clasificado además: *Corbulomima* sp., *Protocardia* sp., *Anomia* sp., *Nanogyra* sp. y Astartídos.

La serie, cuyo espesor total es de 151m. en la localidad tipo, se subdivide a su vez en dos Miembros de diferente litología y desarrollo.

El Miembro Inferior, con una potencia de unos 20m., contiene además areniscas de tonos gris medio con predominio

de capas gruesas, margas arenosas grises oscuras, calizas nodulosas oncolíticas y localmente lentejones de conglomerados polimicticos. Las areniscas presentan habitualmente una base erosiva así como estratificación cruzada en surco a mediana escala y a veces tabular de tipo ϵ psilon debida a acreción lateral; constituyen en realidad canales de dominio fluvial que están desembocando en una llanura costera con abundantes marismas. Las huellas de pisada de Dinosaurios y las grietas de desecación son también exclusivas de este Miembro Inferior.

En el Miembro Superior de 151m. de potencia, dominan las acumulaciones lumaquélidas de diverso carácter que tienden a organizarse cíclicamente en secuencias con disminución hacia la parte alta de la proporción de fauna. Existen aquí además diversos intervalos formados por limolitas calcáreo-arcillosas con laminación paralela y cruzada de ripples de corriente, que incluyen a menudo en sus bases moldes de cristales de Halita. Localmente, aparecen también algunos niveles de yesos. El depósito tuvo lugar aquí en una amplia plataforma restringida o gran lagoon, siempre por debajo del nivel de base del oleaje.

La edad de la Fm. pudiera ser Malm, a juzgar por las dataciones a base de Ostrácodos obtenidas por RAMIREZ DEL POZO (1969) en sucesiones equivalentes aunque más proximales, situadas hacia el S.W. y fuera de la presente Hoja.

Entre las trazas fósiles comunes a ambos Miembros destacan Thalassinoides sp., Rhizocorallium irregulare, Planolites sp., Pelecyopodichnus sp. y pistas de trazado ondulante.

El conjunto de la Formación representa una gran secuencia transgresiva sobre los depósitos fluviales de la Fm. Vega.

3.5.- FORMACION LASTRES.

Aflora en diversos puntos de la Hoja. La sucesión más completa aparece en los acantilados costeros entre el meridiano de Tereñes y el saliente occidental de la playa de Ribadeseilla. Otro buen afloramiento continuo de la parte más superior de la serie, aunque de difícil acceso, aparece entre la desembocadura del río Sella y el saliente más oriental de la punta de la Atalaya. A partir de aquí y en dirección E., hasta el denominado pedral de Arra, límite de aparición de los materiales jurásicos, la mayor parte de los perfiles costeros contienen depósitos de esta Fm.

Su edad, según DUBAR (1925) y DUBAR y MOUTERDE (1957) debería ser Malm. (al menos en parte Kimmeridgiense) a juzgar por la fauna de Ammonites encontrada por ellos en los alrededores de La Atalaya dentro de la parte alta de la serie: *Aspidoceras cf. longispinum* y *Aulacostephanus aff. eudoxus*.

La sucesión, de más de 400m. de espesor y de litología muy variable, consta a grandes rasgos de una alternancia de areniscas grises y beiges con cemento carbonatado, en capas a menudo gruesas, junto con limolitas, lutitas, capas carbonatadas y horizontes lumaquélidos; éstos últimos se presentan dentro de amplios tramos con características muy similares a las de la Fm. Tereñes infrayacente.

Además de la escasa fauna de Ammonites, estos mismos autores citan diferentes variedades de *Trigonia*, *Exogyra virgula*, *Astarte* sp., *Núcula* sp., *Cyprina* sp., *Sphaenia* sp., *Cerithium* cf. *manselli*, *Alaria* cf. *beaugrandi*, *Natica venelia*, *Corbissp.*, *Corbula* sp., *Gervillia* sp. e *Isognomon* sp. Asimismo se encuentran Ostrácodos, huesos de reptiles, fragmentos de troncos lignitizados, algas, etc.

Las trazas fósiles son aquí muy abundantes destacando: varias especies de *Thalassinoides* sp., frecuentes huellas de pisada de Dinosaurios (Terópodos, Ornitolápidos y Saurópodos), *Pelecypodichnus* sp., *Planolites* sp., *Diplocraterion* sp., *Arenicolites* sp., *Gyrochorte* sp., *Rhizocorallium jenense*, *Rhizocorallium irregulare*, *Teichichus* sp., *Monocraterion* sp., *Cylindrichnus* sp., coprolitos de vertebrados., pistas onduladas, *Fuersichnus* sp., *Chondrites* sp., etc. (VALENZUELA, 1979; GARCIA-RAMOS y VALENZUELA, 1979).

El conjunto de la Formación corresponde al depósito de pequeños sistemas deltaicos elongados y de dominio fluvial que progradan sobre una extensa plataforma restringida de bajo gradiente. En ellos se reconocen magníficos ejemplos de secuencias, correspondientes en su mayoría a la llanura deltaica inferior, frente deltaico y prodelta, así como aquellos que representan etapas transgresivas con facies de abandono de delta.

Entre las subfacies mejor representadas destacan las de canal distributario-barra de desembocadura, que engloban la mayor parte de los depósitos areniscosos gruesos de la sucesión, las de canales y abanicos de desbordamiento (Subdeltas y "Crevasse channel") y las de bahía interdistributarios.

HISTORIA GEOLOGICA DEL JURASICO

El Jurásico asturiano consta de dos modelos de sedimentación diferentes, que se superponen verticalmente en el tiempo separados por una disconformidad: el inferior, de litofacies carbonatada y margosa, y el superior eminentemente siliciclastico.

El primero de ellos, de edad Hettangiense a Bajociense Inferior comienza por términos dolomíticos y evaporíticos, a los que siguen otros calcáreos laminados (Formación Gijón) que pasan a hacerse nodulosos hacia la parte alta, terminando superiormente en una espesa sucesión rítmica margo-calcaria de aspecto tableado muy característico (Fm. Rodiles). El conjunto representa una secuencia transgresiva que comienza por una facies de llanura costera carbonatada-evaporítica con episodios de tipo "sabkha" (Fm. Gijón), que pasa gradualmente en vertical a otra de plataforma continental estable, de bajo gradiente y sometida a un cierto grado de restricción (Fm. Rodiles).

A continuación tiene lugar un levantamiento general, aunque de desigual importancia dentro del área considerada, que queda en gran parte sometida en primer lugar a procesos subacuáticos de baja intensidad de sedimentación y/o de omisión y luego a meteorización subaérea con los consiguientes fenómenos de alteración. Finalmente tiene lugar la excavación de un paleorrelieve cuyo relleno y posterior colmatación por facies aluviales dará lugar a la disconformidad antes mencionada.

El segundo modelo de sedimentación, superpuesto al anterior y de edad Dogger?-Malm, al menos en parte Kimmeridgiense, comienza inferiormente por facies terrígenas de abanicos aluviales y relleno de paleovalles (Fm. La Ñora) que pasan hacia el E. a otras de carácter fluvial meandriforme (Fm. Vega). A continuación tiene lugar una nueva etapa transgresiva acompañada de una notable disminución de los aportes terrígenos, durante la cual se instaura un régimen de plataforma restringida somera o gran lagoon con abundantes acumulaciones lumaquéllicas (Fm. Tereñes). Al final de la misma, tienen lugar nuevas entradas de siliciclasticos a la cuenca procedentes del SW., que se disponen en forma de pequeños sistemas deltaicos elongados de dominio fluvial (Fm. Lastres).

BIBLIOGRAFIA

ADARO, L. y JUNQUERA, G. (1916).- Criaderos de Asturias. En: Criaderos de hierro de España, Mem. Inst. Geol. Min. España, 27, 2vol., Madrid, 610p.

ALMELA, A. y RIOS, J.M. (1962).- Investigación del Hullero bajo los terrenos Mesozoicos de la Costa Cantábrica (zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa-Infiesto). E.N.A.D.I. M.S.A., Madrid, 171p.

ALMELA, A., RIOS, J.M. y REVILLA, J. de la (1955).- Acerca de la edad de la facies Wealdense del N. de Asturias. Not. v Com. Inst. Geol. Min. Esp., 37, 115-131, Madrid.

BOILLOT, G., DUPEUBLE, P.A., HENNEQUIN-MARCHAND, I., LAMBOY, M., LEPRETRE, J.P. y MUSSELLEC, P. (1974).- Le rôle des décrochements "tardi-hercyniens" dans l'évolution structurale de la marge continentale et dans la localisation des grands canyons sous-marins à l'ouest et au nord de la Péninsule Ibérique. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., (2), 16(1), 75-86.

CADAVIECO, J., SUAREZ VEGA, L.C. y VEGA, J.I. de la (1966).- Características genéticas y paleogeográficas de la formación conglomerática del Jurásico de Asturias (de Avilés a Villaviciosa). Brev. Geol. Astur., 10 (1-4), 15-31, Oviedo.

DUBAR, G. (1925).- Sur les formations du Lias et du Jurassique supérieur dans les Asturias. C.R. Acad. Sci. Paris, 180, 215-217.

DUBAR, G. y MOUTERDE, R. (1957).- Extension du Kimméridgien marin dans les Asturias depuis Ribadesella jusqu'à Gijon. C.R. Acad. Sci. Paris, Sér. D, 244, 99-101.

DUBAR, G., MOUTERDE, R., VIRGILI, C. y SUAREZ VEGA, L.C. (1971).- El Jurásico de Asturias (Norte de España). Cuad. Geol. Ibérica, 2, 561-580, Madrid.

FERNANDEZ LOPEZ, S. y SUAREZ VEGA, L.C. (1979).- Estudio bioestratigráfico (Ammonoidea) del Aaleniano y Bajociano en Asturias. Cuad. Geol., 10, 1-11, Granada.

GARCIA-RAMOS, J.C. y VALENZUELA, M. (1977a).- Hallazgo de huellas de pisada de Vertebrados en el Jurásico de la costa asturiana entre Gijón y Ribadesella. Brev. Geol. Astur., 21(2), 17-21, Oviedo.

GARCIA-RAMOS, J.C. y VALENZUELA, M. (1977b).- Huellas de pisada de Vertebrados (Dinosaurios y otros) en el Jurásico Superior de Asturias. Estudios Geol., 33(3), 207-214, Madrid.

GARCIA-RAMOS, J.C. y VALENZUELA, M. (1979).- Estudio e interpretación de la icnofauna (vertebrados e invertebrados) en el Jurásico de la costa asturiana. Cuad. Geol., 10, 15-22, Granada.

GARCIA-RAMOS, J.C., VALENZUELA, M. y ARAMBURU, C. (1979).- Descripción e interpretación de ciclos fluviales en el Jurásico de Asturias. Cuad. Geol., 10, 23-33, Granada.

JIMENEZ DE CISNEROS, D. (1904).- Datos para el estudio del sistema Liásico de Asturias. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 4(7), 298-305, Madrid.

JULIVERT, M., PELLO, J. y MARCOS, A. (1970).- Mapa Geológico de España. 1:50.000 Hoja №31 (Ribadesella) 1ª serie.

JULIVERT, M., RAMIREZ DEL POZO, J. y TRUYOLS, J. (1971).- Le réseau de failles et la couverture post-hercynienne, dans les Asturies. En: Hist. Struct. Golfe Gascogne, Publ. Inst. Français du Pétrol., Technip, 22(2), V.3.1-V.3.33, Paris.

KARRENBERG, H. (1954).- Die postvariscische Entwicklung des Kantabro-asturischen Gebirges (Nordwest-Spanien). Abh. Ges. Wiss. Göttingen. Math. Phys., 5(11), 104pp.

MARTINEZ ALVAREZ, J.A. (1965).- Rasgos geológicos de la zona oriental de Asturias. I.D.E.A., 152p., Oviedo.

RAMIREZ DEL POZO, J. (1969).- Bioestratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de la costa asturiana (Zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa). Bol. Geol. Min., 80(4), 507-532, Madrid.

ROYO GOMEZ, J. y GOMEZ LLUECA, F. (1927).- Datos sobre el Devónico y el Secundario de Asturias. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 27, 558p., Madrid.

SCHULZ, G. (1858).- Descripción geológica de la provincia de Oviedo. 1vol., Madrid, 158p.

SUAREZ VEGA, L.C. (1974).- Estratigrafía del Jurásico de Asturias. Cuad. Geol. Ibérica, 3(I y II), 1-368, Madrid.

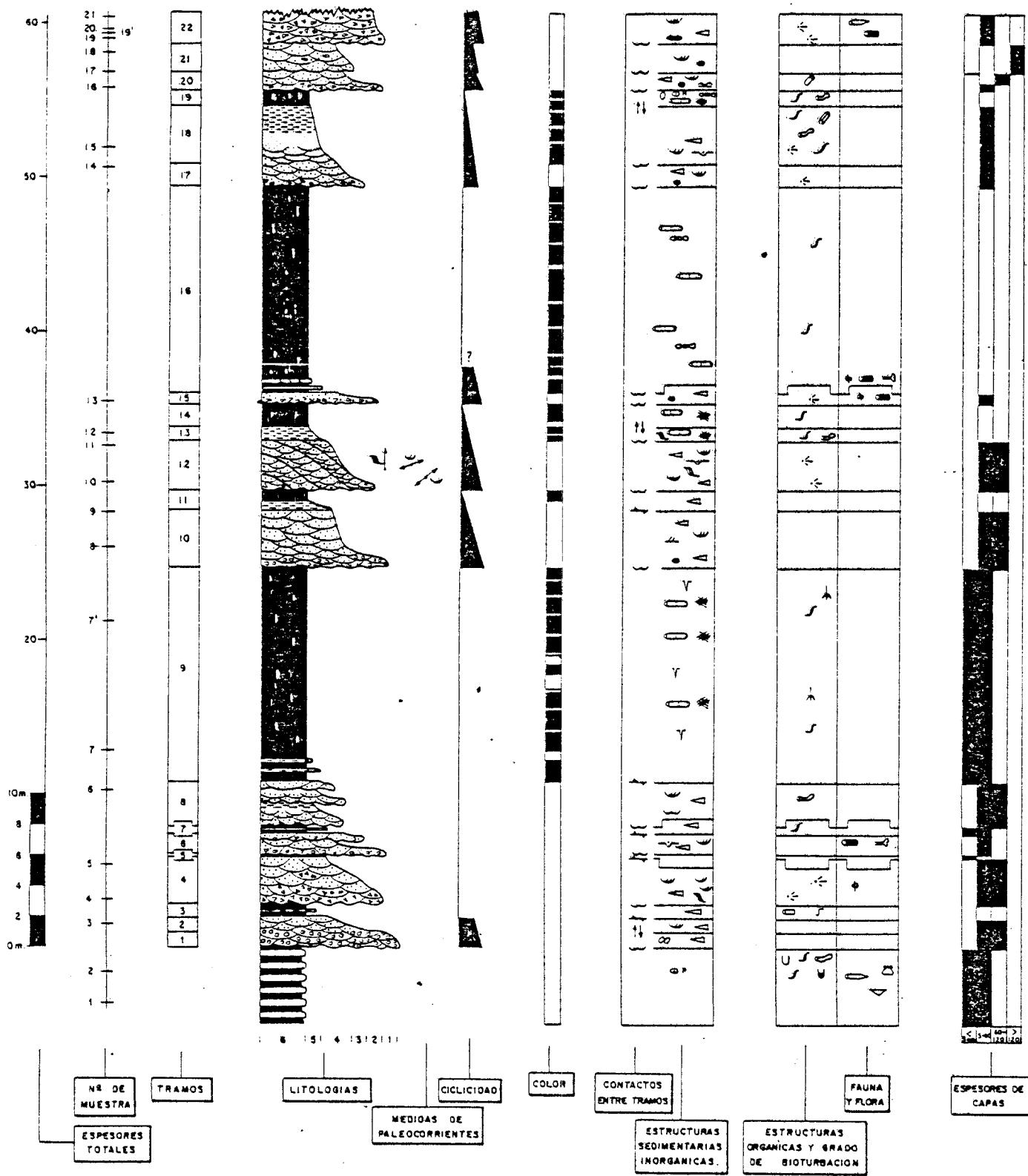
VALENZUELA, M. (1979).- Nuevas aportaciones al estudio del Jurásico de la costa asturiana con especial atención a sus facies fluviales de carácter cíclico. Tesis de Licenciatura, Facultad de Geología, Univ de Oviedo.

VALENZUELA, M., GARCIA-RAMOS, J.C., GONZALEZ LASTRA, J. y SUAREZ DE CENTI, C. (in litt.).- Sedimentación cíclica margo-calcárea de plataforma en el Lías de Asturias. Trabajos de Geología, 15, Univ. de Oviedo.

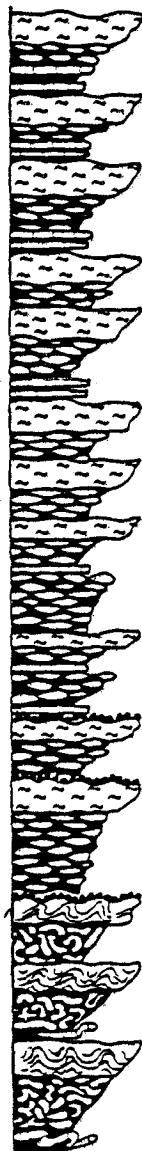
VEGA, J.I. de la, CADAVIECO, J. y SUAREZ VEGA, L.C. (1966).- Comparación entre los índices morfométricos aparentes y reales en el conglomerado jurásico asturiano. Brev. Geol. Astur., 10(1/4), 55-66, Oviedo.

VIRGILI, C., SUAREZ VEGA, L.C., VEGA, J.I. de la y CADAVIECO, J. (1968).- Un nivel de caliza de algas en el Jurásico Superior asturiano. Acta Geol. Hisp., 3(5), 117-119, Barcelona.

PLAYA DE VEGA (VALENZUELA, 1979)



SECCION DE
PLAYA DE VEGA



Introduction

CICLO DE 1^o QDOEN

(8)

{ 8 }

10

CICLO DE 2^ª ORDEN

Scour and fill

Fragmentos de bioclastos

Q 0 Bivalvos en posición de vida

Ostreidos incrustantes

FFFF Superficie de emisión y/o hardground

Rhizocorallium sp.

Chondrites sp.

Thalassinoides sp.

Rhizocarpon irreg