

EVOLUCION DEL MARGEN COSTERO DE LA CORDILLERA CANTABRICA EN ASTURIAS DESDE EL MIOCENO

G. MARY

TRABAJOS DE GEOLOGIA Mary, G. (1983).—Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 13, 3-35.



En la provincia de Asturias pueden ser diferenciados tres niveles costeros de aplanamiento, de origen marino, parcialmente destruidos en ocasiones por la erosión marina y sustituidos por áreas continentales. Las arcillas de alteración muestran que las tres superficies marinas son antiguas. En comparación con las transgresiones conocidas sobre el margen continental asturiano, las edades son Aquitano-Langhense, Plioceno inferior y Plioceno superior o Pleistógeno inferior. Los acantilados registran tres bajos niveles marinos situados a alturas de 35/40, 15/18 y 5/6 m. La edad del último es eemiano. El área marina actual fue tallada antes del Pleniglacial inferior würmiense. La subida flandriense del mar alcanzó el nivel actual hace unos 5.800 años B.P.

The enumeration of the flat coastal surfaces of Asturian country and the study of their deposits show that there are three surfaces of a marine origin. Erosion has destroyed some parts of them and has substituted continental surface. The clays of weathering show that the three marine surfaces are old. By comparison with the transgressions known on the continental shelf of Asturian country, the surfaces are from Aquitano-Langhian, Early Pliocene and Late Pliocene or Early Pleistocene. The cliffs have recorded three low sea levels at the altitudes of 35-40, 15-18 and 5-6 m. The last one is from Eemian. The present beach was cut before the Early full glacial würmian. The Flandrian rising up of sea level reached the present level towards 5,800 years B.P.

Guy Mary, Faculté des Sciences, Université du Maine, Le Mans, Francia. Manuscrito recibido el 15 de abril de 1982.

INDICE

Geología del substrato de las rasas y del margen continental cantábrico	4
La región asturiana	4
El área de San Vicente de la Barquera	6
El margen continental cantábrico	7
La localización de los aplanamientos en el curso de la evolución geológica de Asturias	7
Los aplanamientos costeros asturianos (Rasas-Sierras planas-Llanos)	8
Los aplanamientos del sector Comillas-Berbes	8
Los aplanamientos del sector Berbes-Gijón	13
Las plataformas de Cabo Peñas	13
Los aplanamientos del sector Avilés-Arledo	14
Los aplanamientos de las Asturias occidentales y de Galicia	15
Resumen respecto a los aplanamientos costeros asturianos. El problema de las edades	22
Los niveles marinos del Pleistoceno y del Flandriense	24
Los niveles marinos pleistocenos	24
La edad del nivel del mar actual	29
Edad de los bajos niveles marinos en Asturias	30
La subida flandriense del nivel del mar	30
Conclusión general	32

Las rasas asturianas son áreas planas largas y estrechas que bordean el mar y que lo dominan desde alturas de 60 a 260 m y que por el Sur se encuentran orladas por cordilleras montañosas. La inclinación de estas áreas planas hacia la costa marina oscila entre el 10 % y 20 %.

Planteado por Schulz (1859), el problema del origen de estas formas ha recibido numerosas respuestas, que se pueden agrupar en cuatro categorías:

1.º) El origen de las rasas es marino (Barrois, 1882; Fernández Navarro, 1908; Hernández Sampelayo, 1913; Dantin Cereceda, 1917; Gómez de Llarena y Royo Gómez, 1928; Llopis, 1955; Grisez, 1961). La convicción de estos autores se funda en la similitud de las áreas planas con las actuales playas y en la presencia de yacimientos de cantos redondeados.

2.º) Las rasas tienen un origen continental (Hernández Pacheco, 1928-1932; Vega del Sella, 1921; Cueto y Ruí Díaz, 1930) porque no hay fósiles marinos dentro de los yacimientos de cantos y porque estos cantos constituyen depósitos de ríos.

3.º) Las rasas proceden de una penillanura labrada varias veces por el mar según Hernández Pacheco y Asensio Amor (1959 hasta 1964) y Asensio Amor (1970), porque los yacimientos de cantos marinos están repartidos sobre la parte baja de las áreas planas y porque estos cantos son de origen fluvial o continental labrados posteriormente por el mar. Nonn (1966) considera que la rasa del occidente de Asturias era originalmente un glacis muy alterado de tal forma que ha podido ser cortado fácilmente por el mar; esto explicaría los yacimientos de arcillas existentes sobre esta rasa.

4.º) Algunas de las áreas planas tienen un origen continental y otras son marinas (Guilcher, 1974). Para este autor, las olas no habrían podido cortar las rasas del Este de Asturias que se encuentran separadas del mar por un relieve pronunciado.

Las opiniones son también diferentes en cuanto al número y altura de las plataformas. En el Oeste de Asturias, todos los autores consideran la existencia de una única plataforma. En el Este de la provincia, Gómez de Llarena y Royo Gómez (1927) y Hernández Pacheco (1949) distinguen seis niveles de aplanamiento situados entre los 259 m y los 5 m, pero las alturas dadas por los distintos autores no son las mismas y mientras algunos niveles corres-

ponden a amplias áreas, otros son simples líneas litorales.

En cuanto a las edades de los aplanamientos, existen hipótesis muy variables: Eoceno final y Burdigaliense (Hernández Sampelayo, 1913), Mioceno y Plioceno (Barrois, 1882; Hernández Pacheco, 1949), Plioceno y Cuaternario (Gómez de Llarena y Royo Gómez, 1927; Hernández Pacheco y Asensio Amor, 1959-1964), Thyrreniense (Birost y Sole, 1954; Llopis, 1964) y ante-Würmiense (Nonn, 1966).

Para concluir, la solución del problema del origen y de las edades de las rasas implica necesariamente situarlo en el curso de la evolución geológica, paleogeográfica y estructural de Asturias y de su margen continental durante el Mesozoico y Cenozoico, enumerar las áreas planas y las líneas costeras escalonadas sobre los acantilados y estudiar los depósitos y datarlos.

GEOLOGIA DEL SUBSTRATO DE LAS RASAS Y DEL MARGEN CONTINENTAL CANTABRICO

La Cordillera Cantábrica, que bordea la costa Norte de España, comprende dos partes. Al Oeste de San Vicente de la Barquera, empieza la región donde el Paleozoico forma lo esencial del substrato, cubierto parcialmente por materiales jurásicos o cretáceos y cenozoicos. Al Este se sitúa la región pirineo-cantábrica (Feuillee y Rat, 1971), constituida por el Mesozoico y el Cenozoico. Las rasas asturianas se extienden sobre estas dos regiones (Fig. 1).

LA REGIÓN ASTURIANA

La región asturiana puede considerarse dividida en tres partes: las Asturias occidentales, las Asturias medias y las Asturias orientales.

1. En las Asturias occidentales, afloran sedimentos siliciclásticos del Paleozoico inferior (Lotze, 1957; Färber y Jaritz, 1964; Marcos, 1973), que caracterizan la zona asturooccidental-leonesa, en el sentido dado por Lotze (1945) y Julivert y otros (1972). La orogénesis herciniana dio lugar a una estructura general de pliegues y cabalgamientos con una vergencia hacia el Este. Marcos (1973), ha puesto de manifiesto la existencia de una deformación polifásica en cuya etapa más tardía se origina un sistema de diaclasas de dirección ONO-ESE, que interviene en el recorte de la costa.

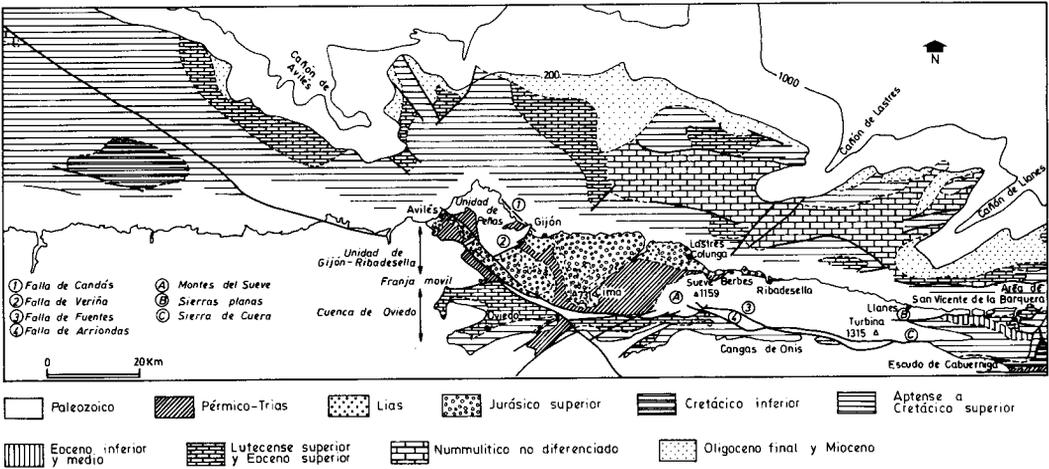


Fig. 1.—Distribución del Mesozoico y Cenozoico en Asturias y su margen continental. Según datos de M. Julivert, J. Truyols, J. L. García-Alcalde, G. Boillot, P. A. Dupeuble, I. Henne-Quin-Marchand, M. Lamboy y J. P. Lepretre.

Las Asturias occidentales están desprovistas de formaciones mesozoicas. Existen solamente algunos afloramientos de conglomerados continentales de probable edad cenozoica (Llopis y Martínez Alvarez, 1966).

2. En las Asturias medias, desde Karenberg (1955) y de acuerdo con algunos autores (Llopis, 1955-1965; Almela y Ríos, 1962; Martínez Alvarez, 1961 y Ramírez del Pozo, 1969), pueden distinguirse cinco dominios:

- a) El Cabo Peñas, formado por un zócalo herciniano cubierto en algunos lugares por el Triás o el Cretácico.
- b) La Cuenca de Gijón-Ribadesella, constituida por materiales pérmicos, triásicos y jurásicos.
- c) La franja móvil intermedia, que es una zona de fallas que contiene Lías y Cretácico.
- d) El Surco de Oviedo-Cangas de Onís, constituido por sedimentos del Cretáceo y depósitos continentales del Eoceno superior-Oligoceno.
- e) La Cordillera Cantábrica, formada por el substrato Paleozoico.

El zócalo herciniano pertenece a la zona cantábrica de la Meseta Ibérica (Lotze, 1945 y Julivert y otros, 1972). La sucesión estratigráfica es prácticamente completa desde el Cámbrico hasta el Estefaniense, especialmente en el Cabo Peñas. En este lugar, la primera fase tectónica herciniana ha originado pliegues acostados, que una segunda fase ha deformado dando pliegues de plano axial vertical (Julivert, 1976). Al final

del Paleozoico, han aparecido las fallas de la Franja móvil intermedia que han tenido juego de nuevo durante el Mesozoico y el Cenozoico (Julivert y otros, 1971).

Las series rojas del Pérmico-Trías (conglomerados, arcillas margosas, yeso y sal) tienen una potencia grande en relación con dos accidentes: 1.000 m en el Surco de Colunga, que se prolonga en el mar por el cañón de Lastres y 500 m al Norte de la falla de Candás (Ramírez del Pozo, 1969).

El Lías, concordante sobre el Triás, comprende arcillas, dolomías y margas y se extiende desde el Hettangiense (Dubar y otros, 1963) hasta el Bajociense inferior (Suárez Vega, 1974). El Jurásico superior descansa discordantemente sobre el Lías y el zócalo (Dubar y otros, 1970); en su base, se encuentra un tramo de conglomerados continentales (Cadavieco y otros, 1966) y por arriba se extienden varias formaciones arenosas o margosas de facies salubre (Ramírez del Pozo, 1969; Suárez Vega, 1974) de edad kimmeridgiense (Dubar, 1925). La repartición de las facies del Lías y del Jurásico superior (Ramírez del Pozo, 1969; Suárez Vega, 1974) muestra la permanencia del juego de los accidentes de Colunga y de Candás.

En el Cabo Peñas, como en la Cuenca de Oviedo, el Cretácico es disconforme sobre el zócalo. Este hecho subraya la importancia del movimiento vertical ante-Aptense de los bloques asturianos. La transgresión cretácica empieza por conglomerados cuya edad sería Ba-

remiense en el Cabo Peñas (Ramírez del Pozo y Gianini, 1973) y Aptense en la Cuenca de Oviedo (Virgili y otros, 1971). El resto de la serie cretácica es prácticamente continua hasta el Santoniense (Ramírez del Pozo, 1969).

El Cenozoico del Surco Oviedo-Cangas de Onís es disconforme sobre el Cretácico (Llopis, 1965; Julivert y Truyols, 1969); las formaciones tienen facies lacustres. La edad de la base de la serie es Ludense (Royo Gómez, 1927) mientras que la de la «Pudinga de Posada» sería Oligoceno (Karenberg, 1934; Llopis, 1957). Durante el Eoceno superior-Oligoceno, el levantamiento del bloque costero asturiano tuvo lugar simultáneamente al hundimiento del Surco de Oviedo.

3. En las Asturias orientales, al Este de Ribadesella, se pueden distinguir solamente tres dominios: la cordillera costera, la terminación oriental del Surco de Oviedo y los Picos de Europa.

El zócalo de la cordillera costera pertenece a la Región de Mantos dentro de la zona cantábrica (Julivert y otros, 1972). Afloran las Cuarcitas armóricas (Hernández Sampelayo, 1972) o Cuarcitas de Barrios (Comte, 1937) del Ordovícico y las formaciones del Carbonífero inferior y medio, especialmente las Pizarras de Vegamián, la Serie griotte, la Caliza de Montaña, el Flysch de Pendueles (Martínez García y otros, 1969) y las Calizas de la Escalada (Ginkel, 1965). Julivert (1965, 1971) ha puesto de manifiesto la eliminación tectónica del Cámbrico y la estructura de escamas de edad westfaliense. La consecuencia de estos fenómenos es la alternancia de franjas de areniscas y calizas en la zona de las rasas.

Algunos yacimientos aptenses y albenses (Barrois, 1878; Schröder y Wienands, 1966) demuestran la transgresión cretácica. Los depósitos de arcillas y de arenas con lignito cortados por la nueva carretera general, cerca de San Antolín de Bedón, pertenecen al Albense.

Según Tosal (1968), la tectónica alpina ha reactivado los accidentes hercinianos, de tal modo que el zócalo cabalga el Cretácico. Esto es muy visible, por ejemplo, en San Antolín de Bedón.

EL ÁREA DE SAN VICENTE DE LA BARQUERA

Esta área constituye la parte Oeste de la región pirineo-cantábrica. Desde el punto de vista estratigráfico consta de Trías, Cretácico y Nummulítico.

1. Al Trías pertenecen las arcillas rojas con cuarzo y yeso de algunos diapiros de los alrededores de San Vicente de la Barquera.

2. La serie cretácica empieza por arcillas y areniscas wealdenses. Por encima, vienen las calizas del Aptense, las arenas, margas y calizas del Aptense y Vraconense (Mengaud, 1920), las formaciones de arenas y de calizas del Cenomanense y Turonense (Feuillee, 1967) y las margas y calizas del Cretácico superior, que terminan la serie.

3. El Nummulítico de San Vicente de la Barquera es ligeramente disconforme sobre el Cretácico. Consta del Eoceno, de color blanco, y del Eoceno superior-Oligoceno, de color rojo. Mengaud (1920) ha dado una excelente estratigrafía del Eoceno desde el Paleoceno hasta el Luteciense, pero el problema del Eoceno superior restaba aún por resolver. Maldonado, Reguant y Truyols (1970) ya habían puesto de manifiesto que la playa de La Jerra, en el Cabo Oyambre, da un corte continuo desde el Eoceno blanco hasta el Oligoceno rojo. La sucesión litoestratigráfica es la siguiente:

- 110 m de calizas y margas arenosas.
- 2 m de calizas macizas.
- 30 m de margas blanco-azul.
- 30 m de margas rojas con recurrencias de margas blanco-azul.
- 45 m de conglomerados.
- 40 m de margas rojas.
- 150 m de conglomerados.
- 150 m de margas morenas.

El tramo de calizas macizas contiene *Nummulites biedai* SCHAUB (Reguant y Truyols, 1968) del Biarritzense medio, según juicio de Hottinger y Schaub (1960). Este tramo pertenece al Eoceno medio final, situado encima del Luteciense típico. Las calizas han dado también *N. millecaput* BOUB., *Fabiana* sp. y *Discocyclina*, como en el «Nivel de transición» del Luteciense al Eoceno superior definido por Mangín (1958) al Oeste de la provincia de Aragón.

No hay disconformidad entre las margas blanco-azul y la serie roja. En la base de las margas rojas con recurrencias de margas blanco-azul, un tramo de calizas rosas contiene *Asterodiscus* sp., *Fabiana* sp., *Grzybowski* sp., *Chapmanina gassinensis* SILV. y *Halkyarda minima* LIEBUS. Esta microfauna caracteriza el Eoceno superior (Poignant, 1972).

En los primeros tramos de los conglomerados se encuentra esta misma microfauna del Eoceno

superior. Pero más altos en la serie, aparecen *Nummulites intermedius* d'ARCH., *N. vascus* JOLY-LEY M. y después *Lepodocyclus dilatata* MICH y *L. praemarginata* DOUV. del Oligoceno.

Así, el corte de la playa de La Jerra muestra la continuidad, sin disconformidad, del Luteciense al Biarritzense, después al Eoceno superior y por fin, al Oligoceno. El corte de la playa de Merón se complica por la presencia de «Klippes» sedimentarios de material cenomane y turonense en los tramos de conglomerados y por el diapiro de Trías con Cretácico que interrumpe la sucesión normal del Nummulítico desde la ría de San Vicente de la Barquera hacia el Noroeste.

Aunque no hay disconformidad del Oligoceno, la fase tectónica pirenaica se ha expresado por la formación de los tramos de conglomerados con cantos de Luteciense durante el Eoceno superior y el Oligoceno.

EL MARGEN CONTINENTAL CANTÁBRICO

Los cañones de Llanes, Lastres y Avilés cortan el margen continental cantábrico según las direcciones SW-NE, para los dos primeros, y SE-NW, en la prolongación de la falla cantábrica, para el último (Berthois y otros, 1965). Los mapas de Boillot y otros (1973) y de Lamboy y Dupeuble (1975) ponen de manifiesto que el sustrato de la plataforma continental es cretácico y cenozoico. El Cretácico inferior con facies marina o salubre ha sido reconocido en la plataforma continental de las Asturias occidentales, donde sin embargo no existe ningún afloramiento de depósitos mesozoicos. Sedimentos de edad cretácico superior hasta el turonense se extienden sobre toda la plataforma asturiana. Cerca de la costa, la facies de estos sedimentos es de tipo asturiano mientras que hacia el talud continental van pasando a facies turbidíticas (Boillot y otros, 1971).

Al Oeste del cañón de Llanes, las formaciones del Luteciense superior y del Eoceno superior cubren el Turonense discordantemente (Boillot y otros, 1971).

El Aquitanense se extiende sobre el reborde externo del margen y sobre la cabecera de los cañones submarinos. Según Durand (1974), la transgresión del Mioceno empezó en el Aquitanense, invadiendo después toda la plataforma

continental durante el Burdigalense y el Langhense. Según este autor, una nueva transgresión sobrevino durante el Plioceno inferior.

LA LOCALIZACIÓN DE LOS APLANAMIENTOS EN EL CURSO DE LA EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE ASTURIAS

La evolución geológica de Asturias durante el Mesozoico y el Cenozoico permite enfocar mejor el problema de las rasas. En el caso del origen marino de los aplanamientos, estos deben de ser contemporáneos de una de las transgresiones conocidas sobre el margen asturiano. En la hipótesis del origen continental, los aplanamientos deben de estar conexionados con los niveles de base definidos por las transgresiones sucesivas posteriormente a la última emersión del trozo costero considerado.

Las Asturias occidentales, que no tienen depósitos marinos mesozoicos o cenozoicos, constituyeron siempre un bloque estable. Sin embargo, cerca de la costa, en el margen continental, existen terrenos Neocomienses disconformes sobre el zócalo enrasado. Este hecho fija la edad de un posible aplanamiento.

La emersión de las Asturias medias y de las Asturias occidentales data del Santonense final. Desde el Luteciense superior hasta el Oligoceno, las fallas de la «Franja móvil intermedia» se movieron aislando el Surco de Oviedo de toda invasión marina. Pero la transgresión del Eoceno, conocida sobre el margen continental, alcanzó la longitud del Cabo Peñas durante el Luteciense superior (Durand, 1974). Los aplanamientos de las Asturias medias pudieron empezar a formarse durante este período.

En el área de San Vicente de la Barquera, la emersión data del Oligoceno final. Por analogía con otros dominios de la región pirineo-cantábrica, la edad de las fases de plegamiento y cabalgamiento es miocena (Feuillee y Rat., 1971). Los aplanamientos que cortan el Oligoceno pudieron estar en relación con las transgresiones del Aquitanense o del Plioceno inferior conocidas sobre el margen continental.

Así, la edad posible de las rasas es progresivamente más joven desde el Oeste hacia el Este como consecuencia de la sucesiva integración de los bloques en el orógeno pirineo-cantábrico, en respuesta a una intensidad creciente de la deformación.

LOS APLANAMIENTOS COSTEROS ASTURIANOS (RASAS-SIERRAS PLANAS-LLANOS)

Los aplanamientos costeros tienen una inclinación hacia el mar entre el 10 y el 20 ‰. Su contacto con las montañas es claramente visible, aunque algunas veces se encuentra atenuado por depósitos. La altitud del contacto varía según las regiones, al igual que el número de las plataformas. De acuerdo con esto, es posible, diferenciar cinco sectores. Estos corresponden aproximadamente a los dominios del orógeno pirineo-cantábrico.

1) El sector Comillas-Berbes comprende el área de San Vicente de la Barquera y la región de mantos de la Zona Cantábrica entre Prellezo y Berbés. Los aplanamientos están escalonados: los que cortan las cuarcitas armóricas dominan los que enrasan las calizas.

2) El sector Comillas-Berbes corresponde al dominio jurásico y en él existe un solo aplanamiento.

3) El sector Berbes-Avilés, representado por el Cabo Peñas, que pertenece a la región de pliegues y mantos de la Zona Cantábrica y que muestra algunos retazos de cobertura triásica y cretácica. El relieve, de «tipo apalachense», no permite la distinción clara de los diferentes aplanamientos, excepto sobre las cuarcitas armóricas.

4) El sector Avilés-Artedo coincide con el límite de la extensión hacia el Oeste de los depósitos mesozoicos. El zócalo corresponde a la región de pliegues y mantos de la Zona Cantábrica. Se diferencian dos aplanamientos escalonados.

5) El sector Artedo-Ribadeo constituye la gran rasa de las Asturias occidentales, que se extiende también por Galicia hasta Burela. El substrato pertenece a la Zona asturoccidental-leonesa del orógeno herciniano. Al parecer, existe un solo aplanamiento.

Las rasas y sierras planas son áreas que cortan las rocas alteradas del substrato y que contienen escasos depósitos de cantos y de arenas. Para conocer el origen de los cantos, he comparado los índices de desgaste y de aplanamiento (Cailleux y Tricart, 1959) con los correspondientes a cantos de ríos, rías y playas (Tabla I). El porcentaje de cantos cuyo índice de desgaste es superior a 500 es mayor para los lotes de origen marino. Si bien esto constituye una indicación, no es una prueba definitiva y, para con-

cluir, hay que recurrir a los datos que ofrecen las arenas.

LOS APLANAMIENTOS DEL SECTOR COMILLAS-BERBES

Entre Comillas y Berbes, la zona de los aplanamientos mide unos 50 Km por 4 ó 5 Km. La altura general es de 40 a 260 m. Al Sur, la Sierra de Cuera, cuyas cimas culminan entre 800 y 1.318 m, bordea las rasas (Fig. 2). En este sector se produce el contacto entre la región asturiana y la región pirineo-cantábrica. El paleozoico muestra una estructura de cabalgamientos o escamas (Julivert, 1965; Julivert y otros, 1970; Julivert y otros, 1971). De Sur a Norte pueden distinguirse cinco unidades:

- La escama del Llano Roñanzas, que cabalga la Sierra de Cuera.

- La escama de las sierras planas, que se extiende de Prellezo a Purón. Los ríos que corren de Sur a Norte la dividen formando las sierras de Prellezo, del Pechón, de Pimiango y de la Borbolla. Esta escama cabalga el Mesozoico y el Nummulítico del área de San Vicente de la Barquera (Mengaud, 1932). Los cabalgamientos hercinianos han tenido juego de nuevo durante las fases tectónicas pirineo-cantábricas (Tosal, 1968).

- La escama de Cué, que constituye la prolongación de la escama de Espinaredo. Las cuarcitas armóricas de la Sierra de Cué cabalgan las calizas carboníferas.

- A la escama de Caso-Ribadesella pertenecen las sierras planas que truncan las cuarcitas armóricas del Este del río Nueva.

- La escama del Suevo comprende algunas escamas de cuarcitas armóricas. Su extremidad, en contacto con el Jurásico, está enrasada.

En cuanto al conjunto de las escamas, las cuarcitas armóricas buzan entre 60 y 75° al Norte y forman barras truncadas de manera sub-horizontal por encima de los aplanamientos sobre las calizas carboníferas o cretácicas y nummulíticas.

Los aplanamientos sobre las cuarcitas armóricas

Enumeración de los sistemas de aplanamientos.—Las rasas que cortan las barras de cuarcita armóricas del Llano Roñanzas, de la Sierra plana de la Borbolla, de los Cariles-La Romeca y de Berbes, enlazan con las montañas a una

TABLA I.—Datos granulométricos y morfométricos de cantos actuales (: escala de Krumbein; dispersión: índice de Inman).

	Datos granulométricos			Índice de desgaste				Índice de aplanamiento		
	Mediana mm	Mediana Φ	Dispersión	16°	50°	84°	% > 500	16°	50°	84°
<i>Ríos</i>										
Río Nalón	105	- 6,75	0,50	170	326	540	24	1,40	1,83	3,25
Río Nalón	54	- 5,75	0,65	180	385	595	18	1,33	1,77	2,20
Río Esba	80	- 6,30	0,75	145	285	436	5	1,45	1,80	2,11
Río Negro	100	- 6,65	0,50	86	195	400	0	1,38	1,95	2,66
Río Barayo	70	- 6,15	0,55	71	160	360	0	1,30	1,82	2,12
<i>Rías</i>										
Tina Menor	90	- 6,5	0,50	163	285	489	13	1,40	2,10	2,70
Tina Mayor	56	- 5,8	0,50	173	280	470	9	1,58	2,02	2,75
Tina Mayor	72	- 6,2	0,50	230	416	561	31	1,31	2,07	3,00
Ría de Ribadeo	70	- 6,15	0,45	86	170	355	0	1,32	2,11	1,78
<i>Playas</i>										
La Franca fósil				245	405	590	19	1,39	1,95	2,92
La Franca actual				180	420	675	37	1,46	2,05	3,13
San Antolín	110	- 6,80	0,45	137	444	700	33	1,68	2,42	3,08
Las Arenas	54	- 5,80	0,85	210	482	720	44	1,40	1,80	2,60
Vidiago	100	- 6,65	0,45	290	489	695	49	1,25	1,61	2,37
Las Cuevas	92	- 6,40	0,55	205	326	622	22	1,43	1,95	2,66
Aguilar	105	- 6,75	0,42	320	489	671	46	1,25	1,74	2,08
Cadavedo	78	- 6,25	0,42	233	279	640	24	1,54	1,97	2,63
Churín (base)	40	- 5,40	0,40	218	363	581	18	1,63	2,08	2,73
Busto	41	- 5,45	0,37	170	370	522	29	1,79	2,27	3,13
Cueva (base)	45	- 5,5	0,32	225	346	622	36	1,43	1,95	2,66
Punta Picón	62	- 5,95	0,60	153	384	533	17	1,40	2,15	2,53

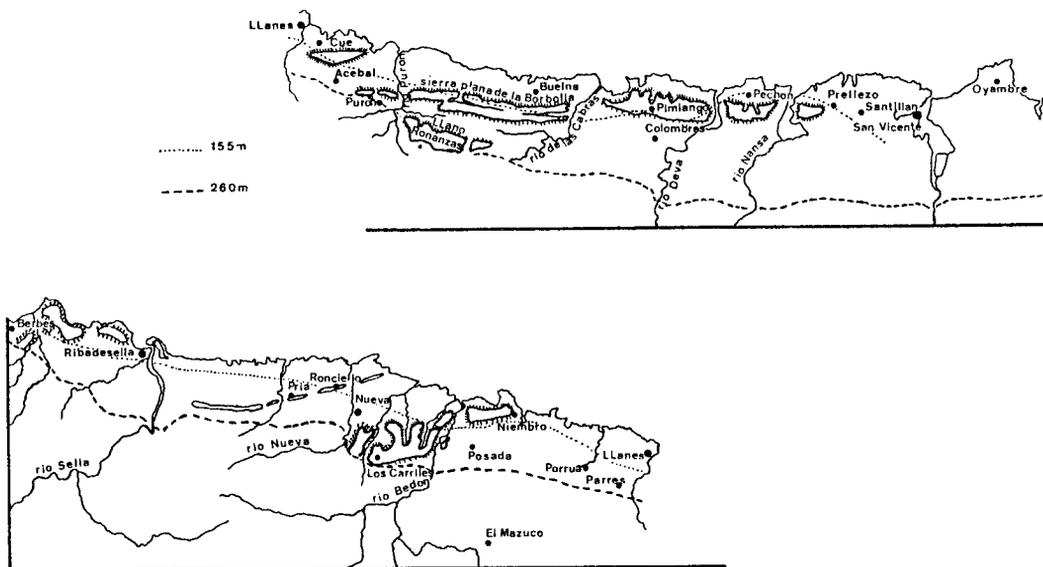


Fig. 2.—Superficies de aplanamiento en las Asturias orientales.

altura de 260 m. Todas estas rasas forman un solo conjunto. No obstante, sobre la escama de la Sierra plana de la Borbolla y sobre la escama Caso-Ribadesella, un segundo sistema de rasas se destaca más bajo que el conjunto precedente; la altura de su contacto con las vertientes es de 155 m. Las sierras planas de Cué y la Sierra plana de Pimiango, que dominan respectivamente las cimas de Canto Jarrio y del Pico Canon, pertenecen a los aplanamientos de 155 m. La ausencia de falla entre las áreas de 260 m y de 155 m pone de manifiesto que son dos sistemas distintos.

Las sierras planas de Prellezo y del Pechón tienen una altura máxima de 211 y 219 m. Como están muy alejadas de las montañas y separadas de ellas por una depresión, estas sierras pertenecen al nivel de 260 m y sólo representan su parte baja. En resumen, las sierras planas y llanos se agrupan de la manera siguiente:

- Nivel de 260 m: Llano Roñanzas, Sierra plana de la Borbolla, Sierras de Prellezo y del Pechón, Llanos de Los Cariles-La Romeca.

- Nivel de 155 m: Sierra de Pimiango, Llano Verines-Sierra de Cué, Los Llanos, Llano de Santana.

Depósitos sobre las rasas.—La perfección del aplanamiento está acentuada por un revestimiento de turba de edad reciente (3.210 años B.P.; Gif 2.335-2.336-2.337), con un espesor de 0,30 a 2,50 m. En todas estas áreas existen depósitos de cantos por debajo de la formación de turba.

a) Yacimientos de cantos del nivel de 260 m.—Las rasas de Berbes, de Los Cariles y de la Sierra plana de la Borbolla proporcionan algunas muestras dispersas de cantos dentro de la formación superficial de alteración. Sobre el Llano Roñanzas, los cantos se encuentran en pequeños paquetes de 5 ó 6 unidades mezcladas con arenas de alteración. En la Sierra de Prellezo, el yacimiento tiene una gran extensión, con un espesor de 0,50 m; está constituido por cantos, guijos menudos y arenas de alteración, con algunos bloques redondeados de 0,60 m de diámetro. En el Pechón, en la cabeza del primer barranco, cerca de la torre de transmisión, un depósito de cantos de 3 m de espesor se encuentra rellenando una zanja natural excavada en las cuarcitas armoricanas. De abajo arriba, se superponen un lecho de grandes cantos con pequeños bloques, una capa constituida por niveles de pequeños cantos que alternan con nive-

les de cantos medianos y, por último, un lecho de grandes cantos con guijos menudos. La labranza del campo de la torre exhuma innumerables cantos pequeños y guijos.

b) Yacimientos del nivel de 155 m.—Sobre la rasa de Pimiango, el suelo de los campos situados cerca del Pico Canon contiene muchos cantos de tamaño mediano. El camino que costea el reborde del Llano Verines muestra algunas bolsas de cantos cerca de su unión con la carretera Buena-La Borbolla. La zanja del camino que va subiendo de Naves al Llano de Santana deja ver un lecho de cantos sobre las cuarcitas armoricanas y bajo el suelo rico en turba.

c) Estudio de los cantos.—La diversidad litológica de las cuarcitas armoricanas y de las areniscas del Devónico superior se encuentra representada en los cantos: cuarcitas, areniscas finas, areniscas gruesas, areniscas rojizas. Los materiales tienen pues un origen local. Algunos bloques redondeados de conglomerado hallados sobre las sierras planas de Prellezo y del Pechón pueden provenir de la base del Devónico superior local o de los conglomerados triásicos que afloran en los valles superiores de los ríos Nansa y Deva. Según la segunda hipótesis, una parte de los cantos fue traída por los ríos. Los índices característicos de los cantos (Tabla II), se inscriben en el conjunto marino. Las arenas provienen de la alteración de las cuarcitas, pero contienen del 5 % al 9 % de cuarzos R.B., que son los residuos de arenas marinas. La forma de los cantos, la dispersión de los yacimientos sobre las rasas, el origen local de los materiales y los restos de arenas marinas, son pruebas del carácter marino de los depósitos. Los aplanamientos de 260 y de 155 m son, de acuerdo con esto, antiguas áreas marinas.

Los cantos de Santillán y de Oyambre

Al Este de Prellezo desaparecen las cuarcitas armoricanas y afloran las formaciones cretácicas y nummulíticas de San Vicente de la Barquera. Un llano muy disecado por los valles se extiende desde el mar hasta un sistema de colinas (Pica Burbón 394 m, Peña Sarria 333 m). La altura va subiendo de 96 m (Cabo Oyambre) a 211 m al pie de los cerros. No se distinguen los dos aplanamientos conocidos sobre las Cuarcitas armoricanas. En los caseríos de Santillana (114 m) y de Oyambre (96 m) existen yacimientos de cantos cuyos índices pertenecen al con-

TABLA II.—Características de los cantos procedentes de los diferentes aplanamientos.

	Datos granulométricos			Índice de desgaste				Índice de aplanamiento		
	Mediana mm	Mediana Φ	Disper- sión	16°	50°	84°	% > 500	16°	50°	84°
<i>Este de Asturias</i>										
Prellezo	60	- 5,95	0,42	190	436	711	28	1,34	1,67	2,11
Pechón	78	- 6,3	0,63	170	500	805	49	1,37	1,81	2,37
Pimiango	68	- 6,1	0,70	133	455	700	31	1,31	1,56	2,12
Llano Verines	59	- 5,9	0,67	140	410	530	22	1,53	1,95	2,58
Llano de Santana	54	- 5,75	0,57	280	477	640	46	1,46	2,07	2,68
Santillán	56	- 5,8	0,75	235	482	720	50	1,49	1,84	2,54
<i>Cabo Peñas</i>										
Monte Areo	76	- 6,25	1,05	351	512	958	53	1,47	1,96	2,54
Grada de 182 m	72	- 6,20	0,95	245	506	892	51	1,26	1,92	2,48
Cabo Torres	65	- 6,05	0,82	211	454	722	45	1,80	2,05	4,25
Cabo Peñas	70	- 6,15	0,52	193	326	545	18	1,77	2,20	3,52
<i>Avilés-Arledo</i>										
Grandillana	59	- 5,9	0,80	330	501	642	50	1,69	1,83	2,39
Alto del Finso	65	- 6,05	0,90	290	444	727	42	1,40	1,75	2,83
Monte Granda	78	- 6,3	0,90	230	384	627	34	1,32	1,64	1,34
Santiago de Ranón	72	- 6,2	0,45	285	408	638	29	1,39	1,72	2,25
Espíritu Santo	78	- 6,3	0,35	225	410	680	30	1,30	1,87	2,60
Barganaz	64	- 6,05	0,70	240	415	635	24	1,28	2,00	2,63
Era	66	- 6,1	0,62	220	385	580	22	1,32	1,69	2,20
Nalón	54	- 5,75	0,65	180	385	595	18	1,33	1,77	2,22
<i>Oeste de Asturias</i>										
<i>Nivel de 185-170 m</i>										
Salamir 185 m	68	- 6,1	0,57	307	533	711	155	1,31	1,81	2,10
Las Hervedosas 168 m	64	- 6	0,62	165	340	505	15	1,40	1,95	2,40
<i>Nivel de 100 m</i>										
Busto	58	- 5,9	0,55	109	226	480	8	1,45	1,95	2,10
Busto (centro)	52	- 5,7	0,50	170	285	545	11			
Los Aguiones	73	- 6,2	0,55	90	435	748	32	0,60	1,59	3,05
N. ^a S. ^a La Blanca	62	- 6	0,48	336	544	862	55	0,45	1,67	2,91
Mar Chica	70	- 6,15	0,62	85	290	592	22	1,32	1,95	4,11
Frejulfe	74	- 6,25	0,40	322	482	689	47	1,48	1,81	3,06
La Caridad	52	- 5,7	0,77	272	410	654	29	1,41	3,25	1,87
Santagadea	64	- 5,95	0,60	426	560	784	59	1,31	1,88	2,23
Penarronda	96	- 6,6	1,10	173	408	522	14	1,70	2,32	3,83
Salamir	47	- 5,55	0,60	170	380	558	26	1,27	2,07	2,76
Salamir	60	- 5,95	0,47	107	190	400	1	1,66	1,77	2,42
Sabugo de Otur	68	- 6,1	0,60	265	335	512	16	1,35	1,65	2,35
Km 322	59	- 5,15	0,45	235	526	802	54	1,25	1,80	2,60
San Pelayo	64	- 6,05	0,77	242	355	501	15	1,52	1,84	3,00
Las Cruces	62	- 6	0,70	221	364	529	17	1,50	2,36	3,63
Berbesa-Grilo	50	- 5,95	0,7	263	465	713	40	1,42	1,97	2,83
Km 2 Ribadeo-Vilela	56	- 5,8	0,55	213	480	904	12/33	1,06	2,47	4,19

junto marino (Tabla II). Los cantos de Santillán son de cuarcitas armóricas que proceden muy probablemente de la Sierra de Prellezo. En

Oyambre, la diversidad litológica de los materiales es la misma que para los cantos del substrato eógeno-oligógeno. Los cantos del depósito

superficial tienen pues un origen local. Los lugares de Santillán y de Oyambre, dominados por el nivel de 260 m, no pueden pertenecer más que al nivel de 155 m.

La depresión de Colombres-Purón

La depresión de Colombres-Purón está excavada en el Cretácico y el Nummulítico. Está bordeada al Norte y al Sur por las Cuarcitas armoricanas, en las que se sitúan los niveles de 260 y 155 m. Hernández Pacheco (1949) ha situado el aplanamiento de Colombres (122 m) con el de Santiuste en su «nivel B» de las Asturias occidentales, cuya altitud es de 120-145 m. Santiuste pertenece al conjunto «Llano Verines-rasa de Pimiango» (155 m), instalado sobre las Cuarcitas armoricanas. Pero, respecto al mar, Colombres está situado detrás de la rasa de Pimiango y mucho más bajo, de tal modo que no puede depender del sistema de 155 m.

Los ríos Deva, Nansa, Cabra y Purón cortan las barras de cuarcitas armoricanas. Sus trazados, dirigidos por el declive de las rasas, son incoherentes con respecto al de las estructuras; esto es evidente para el río Purón, que nace sobre el Llano Roñanzas. La estructura y la litología han dirigido el curso de los afluentes. Las margas y arenas del sustrato fueron excavadas, mientras que las cuarcitas armoricanas, las calizas urgonienses y las calizas nummulíticas de Colombres se mantuvieron formando un relieve. La depresión de Colombres-Purón es consecuencia de la erosión continental.

Los aplanamientos sobre las calizas carboníferas

Bajo las rasas de 260 y 155 m, los aplanamientos sobre las calizas carboníferas están adosados a las barras de Cuarcita armoricana o a la Caliza de Montaña. Grandes sectores aplanados bordean el mar, pero los de Acebal y Posada están separados de éste por las Cuarcitas armoricanas. El enlace de la zona aplanada con las sierras de areniscas coincide siempre con el límite litológico, tanto hacia el mar como detrás de los relieves. Por comparación, la costa actual corta indiferentemente las calizas y las cuarcitas.

De la misma manera que las Cuarcitas armoricanas forman un relieve continuo, el Flysch de

Pendueles y las pizarras y areniscas westfalienses de Nueva, interestratificados en las calizas carboníferas, forman cerros.

La altitud del contacto de los aplanamientos sobre las calizas con las sierras es muy variable y, al contrario de lo que sucede con las rasas situadas sobre las cuarcitas, no es posible definir ningún sistema.

La erosión cárstica ha dado a las superficies calcáreas un relieve de depresiones y protuberancias. Con las arcillas de alteración se encuentran depósitos continentales y aluviones de ríos, pero nunca sedimentos marinos. La cima de los cerros situados cerca de los pueblos de Porrúa y de Parres, hacia las montañas, contiene piedras angulosas de areniscas mezcladas con arenas de alteración. La altitud es de 80 m. No es depósito de mar o de río, sino una formación de cascajo extendido sobre un glacis adosado a las areniscas que afloran en las montañas.

Los arroyos que abarrancan las barras de cuarcitas han dejado sobre las superficies calcáreas guijos angulosos con algunos cantos rodados que vienen de los depósitos marinos de las rasas situadas sobre las Cuarcitas armoricanas. Los ríos San Cecilio y Nueva han extendido sus aluviones dentro de la depresión de Nueva. Existe de un 70 a 90 % de cantos cuyo tamaño es inferior a 6 cm. El índice de desgaste varía de 65 a 240 excepto para el 15 % de los cantos, que provienen de los depósitos marinos de las rasas.

Para concluir, estos hechos ponen de manifiesto que las superficies sobre las calizas carboníferas no tienen un origen marino. Según los sectores, las calizas están truncadas por las rasas de 260 ó de 155 m. La erosión cárstica ha rebajado las superficies sobre las calizas, mientras que las partes de las rasas instaladas sobre las cuarcitas han conservado la altura inicial.

Resumen

Los tres aplanamientos escalonados del trozo costero Comillas-Berbes tienen orígenes distintos. Las dos plataformas superiores conservadas sobre las cuarcitas armoricanas son antiguas superficies marinas cuyas líneas de costa tienen respectivamente alturas de 260 y de 155 m. La grada inferior, estrictamente unida a las calizas carboníferas, procede de la erosión cárstica de las superficies de 260 y de 155 m.

EL APLANAMIENTO DEL SECTOR
BERBES-GIJÓN

El sector Berbes-Gijón corresponde al país asturiano jurásico. En él existe una única rasa, con una anchura de 4 a 5 Km, adosada al relieve jurásico de La Cima (791 m) (Fig. 3). Valles estrechos disecan la rasa dando lugar a llanos alargados N-S. La altura del contacto con las montañas es de 195 m. El substrato enrasado es el Kimmeridgiense: margas y areniscas de Ribadesella al Este y margas y areniscas de la Ñora al Oeste (Suárez Vega, 1974).

No es posible distinguir con certeza los depósitos superficiales de los procedentes del substrato. Los cuarzos del suelo son límpidos y poco desgastados como los del Kimmeridgiense. El espectro de los minerales pesados comprende minerales ubicuos cuyos porcentajes son muy variables, como sucede con las formaciones kimmeridgienses (Suárez Vega, 1974). Cerca de Peña Rubia, a 135 m de altura,

el suelo contiene numerosos cantos de areniscas muy diferentes de las areniscas kimmeridgienses; sin embargo, en Careñes aparece en el Kimmeridgiense un conglomerado con cantos de areniscas (Suárez Vega, 1974). El único indicio posible es la presencia de grandes bolas de areniscas kimmeridgienses en San Miguel de Arroes, al pie de los relieves, a 195 m de altura. Estas bolas se parecen a los bloques que se ven en la playa de la Ensenada de España y que vienen de las areniscas kimmeridgienses.

El trozo Berbes-Gijón posee una única superficie, pero el agente de aplanamiento no puede identificarse con certeza; los bloques de San Miguel de Arroes pueden indicar que éste fue el mar.

LAS PLATAFORMAS DE CABO PEÑAS

El relieve de Cabo Peñas es de tipo «apalachense». Las barras de Cuarcitas armoricanas de Monte Areo-Cabo Torres y de la punta del

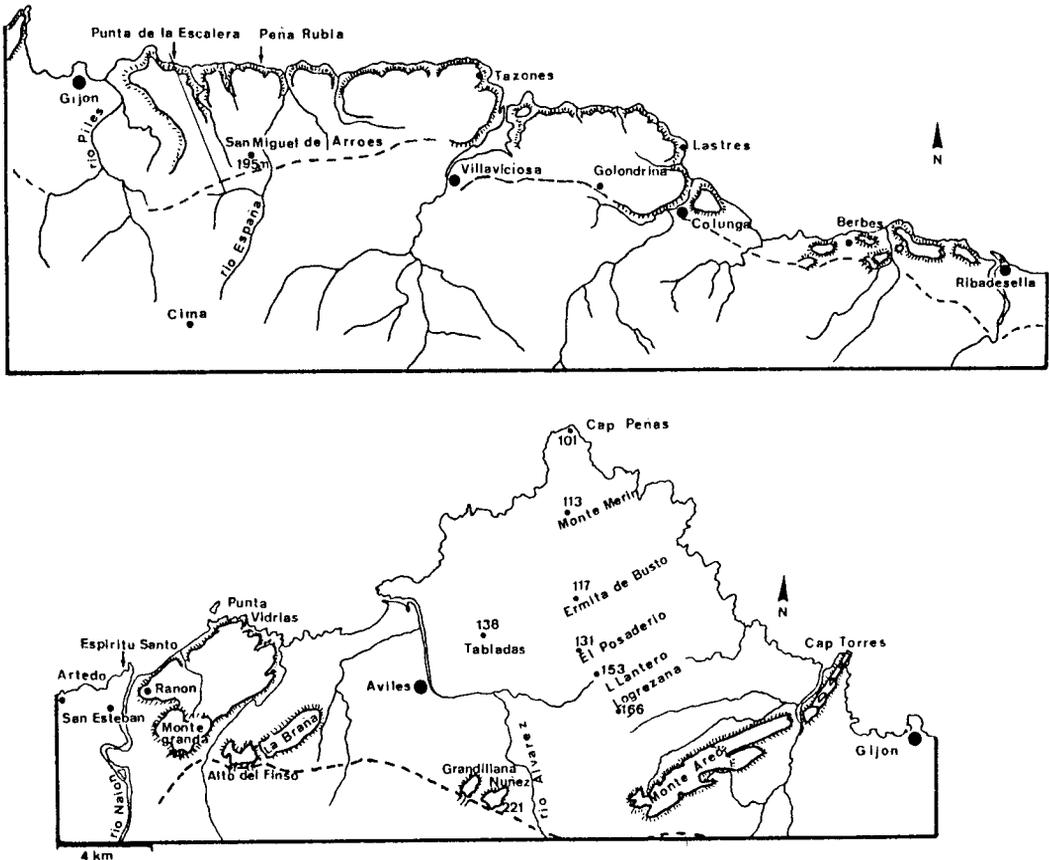


Fig. 3.-Superficies de aplanamiento en los sectores Berbes-Gijón y Gijón-Arledo.

Cabo Peñas dominan el paisaje. Hernández Pacheco (1949) ya había distinguido tres niveles de aplanamiento: el Monte Areo (264 m), la Cañada del Reguerón (182 m) y Cabo Torres (105-110 m), que se puede correlacionar con la punta de Cabo Peñas (Fig. 3).

La barra de cuarcitas armoricanas de Monte Areo-Cabo Torres está en contacto por fallas con el Pérmico-Trías y el Jurásico de Gijón. Estas formaciones están muy desgastadas, de tal modo que el Monte Areo no está adosado a ningún relieve. El Monte Areo es una superficie muy plana. La vertiente que lleva a la Cañada del Reguerón tiene una pendiente suave. La plataforma de 182 m se extiende casi hasta Cabo Torres. El nivel de Cabo Torres tiene poca extensión, pero se destaca claramente.

Las numerosas excavaciones existentes sobre las dos plataformas altas dejan ver cantos y guijos redondeados mezclados con arenas y arcillas producidas por la alteración de las cuarcitas. En la punta de Cabo Torres (105-110 m), los cantos y guijos con arenas están expuestos al pie del último cerro de la plataforma de 180 m (Virgili y otros, 1968).

El Cabo Peñas, se pueden ver un gran yacimiento y dos bolsas de cantos en la cumbre de los acantilados al Oeste del faro. Los depósitos de cantos, de un espesor de 2,50 m, están cubiertos por un nivel (0,10 m) de arenas arcillosas, luego por un enlosado de pequeños bloques de areniscas labrados por el viento y, por fin, por el suelo arenoso. Todos los cantos tienen índices característicos de cantos de mar, excepto en el Cabo Peñas; no obstante, en este lugar se encuentran algunos bioclastos. Las arenas de los cabos Torres y Peñas contienen altos porcentajes de cuarzos E.L. En conclusión, las tres rasas escalonadas del Cabo Peñas contienen restos de depósitos marinos.

LOS APLANAMIENTOS DEL SECTOR AVILÉS-ARTEDO

La zona aplanada del sector Avilés-Artedo mide cerca de 20 por 6 Km en el Cabo Vidrias, aunque su anchura no sobrepasa los 0,5 Km en Artedo. Se extiende del Este hacia el Oeste sobre el Trías y el Jurásico de Avilés y después sobre el Paleozoico de la región de pliegues y mantos de la Zona Cantábrica y del antiforme del Narcea. Se encuentran dos rasas escalonadas a 220 m y 140 m de altura conteniendo cantos. Encajonado en la ría de Pravia, existe

un tercer nivel de aplanamiento a 80 m de altura.

El nivel de 220 m comprende los llanos de Núñez y Grandillana, que cortan las Cuarcitas armoricanas, y los llanos del Alto del Finso y del Monte Granda, que enrasan las formaciones devonienenses. Al nivel de 140 m pertenecen el llano de la Braña, adosado a la plataforma del Alto del Finso, el llano de Ranón, bajo el Monte Granda, y la rasa del Oeste de la ría de Pravia, todos ellos dominados por las montañas (Fig. 3).

El nivel de 220 m

Los llanos de Núñez, de Grandillana y del Alto del Finso contienen cantos de areniscas; estos aparecen dispersos sobre los dos primeros aplanamientos, pero forman una cubierta de un espesor de 0,50 a 1 m para el último. Los índices (Tabla II) muestran que los cantos pueden encajar en el conjunto de los depósitos litorales marinos. Este depósito no puede confundirse con la «Piedra Fabuda» del Kimmeridgiense de Avilés porque el espectro de minerales pesados es diferente y porque está situado al pie de relieves que llevan Jurásico más arriba.

Sobre el llano del Monte Granda, las excavaciones muestran una cubierta de arcilla blanca con lechos de cantos o de arenas. El yacimiento tiene un espesor de 6 a 8 m. Las arcillas contienen 10 % de arenas finas y están mal seleccionadas. Los cantos tienen un tamaño medio de 7,8 cm. Los índices (Tabla II) no permiten decir si el origen es marino o fluvial. Las arenas son unas veces gruesas (tamaño medio 0,435 mm) y otras finas (tamaño medio 0,140 mm). El alto porcentaje de los cuarzos N.D. (85 a 92 %) indica un depósito fluvial, según Cailleux (1943). La estratificación y las características de los materiales evocan un depósito de tipo deltáico. La base ha dado lignitos con troncos, hojas y polen de edad Esparnaciense (Mary y Medus, 1971).

El llano del Monte Granda está aislado y no es posible establecer una relación geométrica con otros lugares para determinar si la rasa contiene el depósito esparnaciense o si lo enrasa. Se estudiará este problema en la discusión general de las edades de los aplanamientos.

El nivel de 140 m

La superficie de la Braña corta las areniscas del Naranco (Devónico). La capa de alteración,

de un espesor de 1 ó 2 m, contiene 55 % de arenas y 45 % de arcillas con illita y caolinita. En ella se puede obtener de un 2 a 6 % de cuarzo R.B., ripios y cantos de areniscas redondeados.

En el suelo de Cabo Vidrias, el enlosado de pequeños bloques que cubre las Cuarcitas armóricas muy alteradas, contiene algunos cantos y ripios.

La cumbre de los acantilados de Santiago de Ranón y de Espíritu Santo presenta grandes yacimientos de cantos en ambos lados de la desembocadura del río Nalón. En Santiago de Ranón, los cantos descansan sobre las areniscas y pizarras verticalizadas de la base del Cámbrico. La morfología del substrato se parece al de una playa rocosa. El yacimiento muestra de abajo arriba: 1 m de cantos gruesos, 0,70 m de arenas con lechos de ripios y 2 m de cantos cuyo tamaño va disminuyendo hacia arriba. La inclinación de los niveles es de 4° al Norte.

En Espíritu Santo, los cantos ocupan excavaciones del zócalo, constituido por pizarras y areniscas azules de la base del Cámbrico. De abajo arriba se ven: 1,80 m de pequeños bloques, de cantos y de ripios con arenas arcillosas, 0,70 m de arenas aglomeradas en areniscas friables, 0,50 m de ripios y 0,70 m de suelo negro arenoso con ripios. Los cantos de arenas blancas son autóctonos respecto al substrato, que ha podido dar el 7 % de cantos de cuarcitas azules. En el Monte Granda y en los aluviones antiguos y actuales del río Nalón, se encuentran los mismos cantos de areniscas blancas. Es posible que haya sido transportados por un antiguo río Nalón. Los índices mayores de los cantos de Santiago de Ranón y del Espíritu Santo pueden indicar una acción del mar. Pero las arenas de los dos hacimientos, con 54 a 86 % de cuarzos E.I., son marinas, mientras que las arenas del Monte Granda y de los sedimentos del río Nalón, que contienen 11 a 14 % de granos R.B., son claramente fluviales.

El nivel de 80 m

Los pequeños llanos de Barganaz y de Era, en la ría de Pravia, contienen depósitos de cantos disconformes sobre el zócalo cambriense. Los cantos y las arenas se parecen a los aluviones viejos y actuales del río Nalón. Son depósitos fluviales que corresponden a un nivel marino cuya altura sería de 80 m a lo sumo.

En resumen, el sector Avilés-Artedo posee

dos plataformas marinas escalonadas a 220 y 140 m de altitud y la prueba indirecta de un estacionamiento del mar hacia los 80 m.

LOS APLANAMIENTOS DE LAS ASTURIAS OCCIDENTALES Y DE GALICIA

Una amplia superficie plana se extiende desde Artedo hasta Burela (Fig. 4). La parte asturiana mide 70 Km de largo por 5 Km de ancho, a lo sumo. La altura del contacto con las montañas es de 120 m entre Artedo y Cadavedo y de 105 m entre Cadavedo y la ría de Ribadeo. La parte gallega se extiende a lo largo de 40 Km. Nonn (1966) ha distinguido dos sectores. Desde Ribadeo hasta Foz, la dirección de la rasa es E.W.; la altitud de su contacto con las montañas es de 60 m, pero la inclinación de la vertiente es tan sólo de 4° entre los 60 y 100 m, y de 16° más arriba. Desde Foz a Burela la dirección es SE-NW y la rasa va bajando hasta desaparecer en el Cabo Burela.

Todos los autores han visto una única rasa. Sin embargo, Llopis (1964) ha llamado la atención sobre el yacimiento de cantos de las Hervedosas de Otur que tiene una altura de 168 m y que he relacionado con los pequeños llanos de Salamir y de Villabona. La gran rasa lleva dos tipos de depósitos: cantos rodados cerca de la cumbre de los acantilados y guijarros angulosos al pie de las montañas. Hernández Pacheco y Asensio Amor (1954-1964) han interpretado este hecho como la prueba del origen continental de la rasa y de la invasión de su parte baja por el mar. Pero Llopis (1955) ya había puesto de manifiesto que la formación de guijarros angulosos descansa sobre los cantos rodados.

Los restos del aplanamiento superior

En Salamir, se sitúa un llano cuya superficie alcanza casi una hectárea y que tiene una altura de 180 m. Está adosado a un cerro de 205 m y domina la rasa de 60 m. El llano corta las areniscas cambro-ordovícicas de la Serie de los Cabos. Cantos de areniscas blancas mezclados con arenas de alteración cubren el substrato. Los índices de los cantos (Tabla II), la presencia de algunos cuarzos R.B. y de minerales pesados extraños al zócalo, en la matriz arenosa, demuestran el origen marino del depósito.

En las Hervedosas de Otur, bajo la cima del Barayo, un pequeño llano, cortado por el río Mayor, se extiende sobre las pizarras inferiores

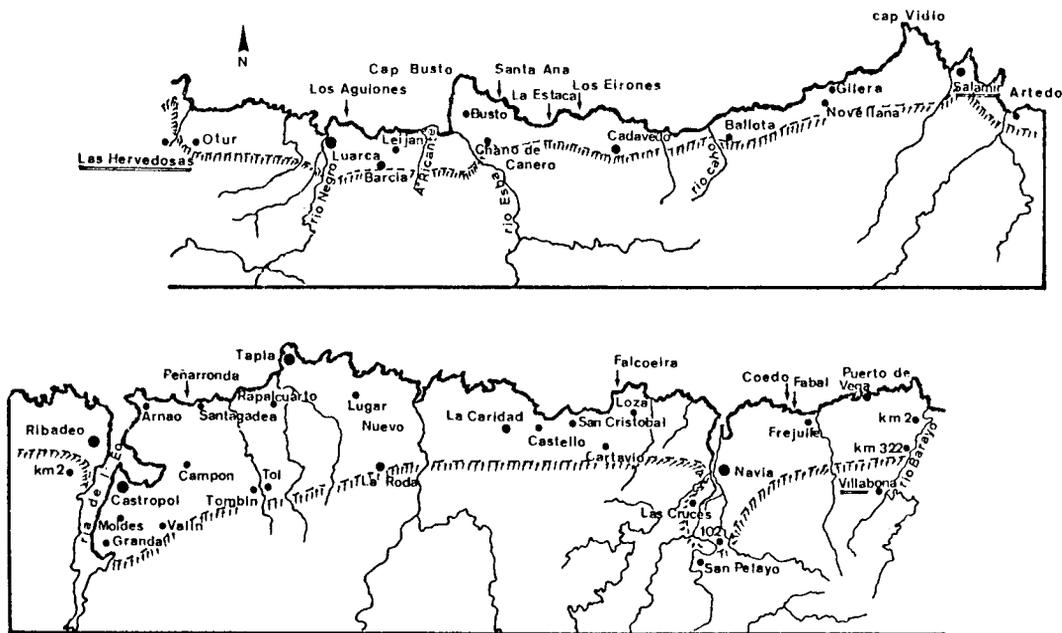


Fig. 4.—Superficies de aplanamiento en las Asturias occidentales.

y las cuarcitas intermedias de la Formación de Luarca; su altura es de 168 m. Al pie de este lugar, se extiende a una altura de 105 m la gran rasa del Oeste asturiano. El espesor de los materiales en las Hervедosas es de 3 m aproximadamente. Los índices de los cantos de areniscas pueden compararse con los de playas poco evolucionadas (Cadavedo, Churin, Busto) o con los de depósitos de río muy redondeados (Nalón), sin que sea posible obtener conclusiones definitivas. Para Llopis (1964), estos materiales corresponderían a aluviones de un antiguo río Vidual ahora capturado por el río Barayo. Sin embargo, los cantos se encuentran únicamente sobre el llano, nunca en el valle superior del río Mayor. En adición, la inclinación es del 45 % entre el paso de Boronas y las Hervедosas de Otur, lo cual se opone a la horizontalidad del llano; un cambio tan brusco en el curso del río parece poco probable. Los cantos gruesos muestran numerosas marcas de percusión, lo cual indicaría un origen marino, según Vatan (1967). Así, el origen marino del llano de las Hervедosas de Otur es preferible a la hipótesis del antiguo río Vidural.

En Villabona, al Oeste del río Barayo, el llano que corta las Pizarras de Luarca está muy disecado por la erosión, de tal modo que su

altura es solamente de 155 m. Pequeños bloques redondeados, cantos con marcas de percusión y ripios de areniscas están diseminados sobre la superficie y mezclados con guijarros angulosos. De trecho en trecho un cemento de óxido de hierro aglomera los materiales. Hay que distinguir una fase marina que ha dejado los cantos, una fase continental con derrubios de guijarros angulosos, luego una evolución del suelo que ha dado el cemento ferruginoso y por fin, una fase de erosión.

En conclusión, el sector costero de las Asturias occidentales posee tres restos de aplanamientos marinos entre 160 y 180 m de altitud.

Depósitos de cantos de la rasa del Oeste asturiano

Depósitos de la parte baja.—Entre Cabo Vidio y la ría de Ribadeo se localizan depósitos a alturas inferiores a los 80 m, cuya situación y características se describen a continuación.

a) Los yacimientos.—En la punta del Cabo Vidio, que tiene una altitud de 90 m, una formación arenosa de 1,20 m de espesor se apoya sobre las areniscas cambro-ordovícicas de la Serie de los Cabos. El substrato está muy alterado por la evolución del suelo. Algunos cantos

TABLA III.-Datos granulométricos y morfológicos de las arenas.

	Md mm	M α	\bar{X}	Mo	σ_{68}	As. P.	N.D.	R.B.	Cuarzos de alteración
<i>Este de Asturias</i>									
Llano Roñanzas	0,150	8,3	7,9	9,1	1,9	-0,6		+	100 %
Los Carribes	0,210	6,8	7,15	6,1	3,55	0,2		+	100 %
Pechón	0,300	5,25	5,20	5,35	4,2	0		+	80 %
Cué	0,270	5,50	5,90	4,70	1,4	0,8		+	100 %
<i>Gijón-Avilés</i>									
Monte Areo	0,180	7,45	7,6	7,15	1,9	0,2		+	100 %
Cabo Torres	1,050	-0,2	0,75	-2,10	2,75	1	41	35	24 %
Cabo Peñas	0,170	7,9	6,4	10,9	3,9	-1,1	52	48	+
<i>Avilés-Arledo</i>									
Alto del Finso	0,200	7	7,30	6,10	2,70	0,3	43	57	
Alto del Finso	0,260	5,9	6,5	4,7	2,8	0,65	68	32	
Monte Granda	0,115	9,4	9,15	9,9	2,35	-0,2	88	12	
Monte Granda	0,390	4,15	4,37	3,71	1,62	0,4	86	14	
Monte Granda	0,450	3,5	3,9	2,7	1,50	0,8	92	8	
Santiago de Ranón	0,250	6	6,05	5,9	1,05	0,15	14	86	
Espíritu Santo	0,190	7,20	7	7,6	1,58	-0,3	46	54	
Espíritu Santo	0,300	5,25	5,32	5,11	2,67	0,1	73	27	
Barganaz	0,350	4,6	4,6	4,6	1,4	0	87	13	
Éra	0,440	3,50	3,75	3	2,25	0,3	92	8	
Nalón	0,225	6,5	6,4	6,2	1,9	-0,15	89	11	
<i>Oeste de Asturias</i>									
Salamir 185 m	0,110	9,6	8,2	12,4	3,2	-1,3		+	100 %
Castello (marino)	0,250	5,84	6,50	4,52	1,62	2,7	61	39	
Castello (continental)	0,110	9,6	9	10,8	2,51	0,7			100 %
Cap Vidio	0,105	9,8	8,8	11,8	2,9	-1	12		88 %
Km 2 carretera de Vigo	0,175	7,6	7,7	7,4	1,45	0,2			
Cabo Busto	0,280	5,5	5,4	5,2	1,6	0,2	11		
Cabo Busto	0,205	6,8	7,1	6,2	1,1	0,8	10		
Cabo Busto (alteración)	0,430	3,6	3,6	3,6	3,6	1			100 %
Mar Chica	0,165	7,8	8,0	6,37	1,24	0,59			
Mar Chica	0,155	8,25	7,5	9,75	3,5	-0,6			
Mar Chica	0,500	3	4,65	-0,35	3,25	0,7			
Coedo	0,290	5,30	6,8	2,3	2,7	1	31	69	
Coedo (continental)	0,07	11,2	9		3				100 %
La Caridad (marino)	0,175	7,6	7,7	7,4	1,5	0,2	76	24	
La Caridad (continental)	1,35	-1,3	1,5	-6,9	4,5	1,8		+	100 %
Santagadea	0,33	4,8	4,9	4,6	1,25	0,2	47	53	
Penarronda	1,05	-0,2	0,45	-1,5	2,25	0,8	69		
Río Esba (actual)	0,16	7,9	8,3	7,1	2,8	2,5			
Salamir	0,420	3,9	4,2	3	4,4	2,8	42	58	
Km 322	0,560	2,7	3,3	1,8	5,3	0,3	16	14	70 %
Las Cruces	0,700	1,5	2,25	0	4,75	0	3	97	
Tombín (marino)	0,310	5	5,4	4,2	1,9	0,6	43	57	
Tombín (continental)	0,160	8	7	10	4	0,7			100 %
Tombín	0,130	8,9	8,5	9,7	2,5	0,4			100 %
Ribadeo/Vilela 55 m	0,250	6	4	10	3	1,3	78	22	
Ribadeo/Vilela Km 2	1	0	3,3	-6,6	9,6	1	6	19	75 %

y ripios permiten reconocer la superficie inicial del aplanamiento.

Entre Cadavedo y El Chano, se encuentran bolsas de cantos con arenas en la cumbre de los acantilados de las bahías de Santa Ana, de la Estaca y de los Eirones, a una altura de 75 m. Estas bolsas rellenan excavaciones de 1 a 5 m de largo por 2 m de profundidad en las capas de pizarras de la Serie de los Cabos.

En el Cabo Busto, cuya altitud es de 63 m, se ven cuatro yacimientos sobre la Serie de los Cabos. Al Este del faro, los cantos descansan sobre las pizarras cámbricas, que están perforadas por lamelibranchios litófagos. Al Norte del faro, cantos y encima arenas rellenan un corredor de 2 m de profundidad, cavado dentro de las areniscas. Al Oeste del faro, el depósito tiene un espesor de 2 m; está constituido de abajo arriba por un lecho de pequeños bloques, un nivel de cantos de tamaño mediano y por último por una capa de cantos gordos. Lateralmente, un miembro arenoso cubre los cantos. En la punta occidental, el yacimiento es arenoso, con lechos de cantos y de ripios cuya inclinación es de 6° al NNW.

En Leiján, a la altitud de 80 m, el camino que va hacia la desembocadura del arroyo Ricante muestra una capa de ripios de 0,45 m de espesor.

Al Este de Luarca, a una altura media de 60 m, la Punta de los Aguiones posee dos bolsas de cantos, una dentro de las Pizarras inferiores de Luarca y la otra dentro de las areniscas intermedias de la misma formación. En Nuestra Señora la Blanca, la potencia del depósito alcanza 4 m y está constituido por cantos de tamaño medio con algunos lechos de arenas.

Al Oeste de Luarca, en Mar Chica, sobre las Pizarras de Luarca se apoya una capa de cantos de 1,50 m de espesor que contiene algunos bloques y niveles lenticulares de arenas. Por encima se sitúa un nivel de cantos con lechos de arenas y de ripios. La altura de este depósito es de 60 m.

En el kilómetro 2 de la carretera Bao-Vigo, una capa de ripios de 0,50 m de espesor, descansa sobre arenas arcillosas cuya potencia alcanza casi el metro.

Desde el río Barayo hasta Ortiguera, afloran las Pizarras de Luarca y la Formación Agueira. Numerosos cantos de areniscas se encuentran disseminados dentro del suelo, tal como puede apreciarse claramente cerca del camino de la

playa de Frejulfe o entre las playas de Fabal y de Coedo, a una altura de 67 m.

Sobre las areniscas de la Serie de los Cabos del anticlinal de Cartavio, los cantos salpican los alrededores de la Loza situados entre los 60 y 80 m de altitud.

En la zanja del camino de la playa de Castello, a una altitud de 70 m se puede observar sobre las areniscas cámbricas un depósito de 4 m de arenas amarillas con dos lechos de ripios cuya inclinación es de 6° NW, por encima del cual se sitúa 1 m de arenas blancas con guijarros angulosos.

Al Este de La Caridad, la carretera corta un yacimiento de cantos de 2 m de espesor por 70 m de largo, cubierto por una formación de cascajo. La altura es de 65 m.

Desde La Caridad hasta la ría de Ribadeo, numerosos yacimientos de cantos están cortados por la carretera general o por los acantilados cerca de Lugar Nuevo (50 m), Rapalcuarto (40 m), Campón (40 m), Santagadea y Penarronda (20 m). Los depósitos están constituidos por pequeñas bolsas o formaciones más complejas. Así, en Santagadea y en Penarronda, niveles de arenas alternan con niveles de cantos.

b) Rasgos característicos de los depósitos.—Los yacimientos de la parte baja de la rasa están situados a alturas que varían entre 80 y 20 m. Si bien algunos de ellos están relacionados con el trazado de ríos grandes, muchos están alejados de todo río o arroyo.

La superficie de contacto entre los depósitos y el substrato está muy labrada, tal como sucede en las playas rocosas actuales. Cuando la cubierta es arenosa, como en Castello, se encuentran cantos menudos retenidos dentro de las irregularidades.

Los bloques son muy escasos; cuando se encuentran, son muy redondeados, con un diámetro entre 0,30 y 0,70 m y existen numerosas marcas de percusión.

Los cantos tienen un tamaño medio de 52 a 96 mm (Tabla IV). Para un mismo nivel, el bajo valor del índice de dispersión pone de manifiesto que los cantos han sufrido una selección. Dentro de los cantos se encuentran todas las variedades de areniscas del substrato. Los cantos de cuarzo aparecen únicamente en los pequeños tamaños, con un porcentaje que varía entre 8 y 50 %, según los yacimientos. Los cantos de pizarras son muy escasos y frecuentemente poseen una armadura de cuarzo. Los in-

TABLA IV.—Datos granulométricos y morfológicos de las formaciones continentales de la rasa del Oeste de Asturias (cantos).

Cantos	Datos granulométricos			Índice de desgaste				Índice de aplanamiento		
	Mediana mm	Mediana Φ	Dispersión	16°	50°	84°	% > 500	16°	50°	84°
<i>Marino</i>										
Río Cabo	58	- 5,9	0,5	173	571	720	15/33	1,29	1,59	1,95
A. Ricante	42	- 5,5	6,2	138	355	818	5/33	1,18	1,55	2,33
<i>Continental</i>										
Río Cabo	92	- 6,55	0,67	66	130	280	0	1,42	1,93	2,64
La Gilera	56	- 5,8	0,50	90	178	283	0	1,45	1,77	2,41
A. Ricante				35	85	198	0	1,50	2,00	2,60
Leiján	82	- 6,4	0,55	38	85	210	0	1,50	1,85	3,20

índices morfológicos (Tabla II) se inscriben en el mismo conjunto que los de las playas estudiadas como referencia. Sin embargo, para las localidades de Cabo Busto y de Mar Chica, los índices parecen aproximarse a los de ríos, pero también a los de las playas de Cadavedo y de Churín, que no tiene ninguna relación con un río.

Los ripios, que miden de 1 a 2 cm, tienen la forma de una peladilla. Los pequeños están menos redondeados.

Las arenas constituyen yacimientos independientes en Cabo Busto y en Castello, o alternan con cantos en La Caridad, Santagadea y Penarronda. En los otros lugares antes mencionados, están mezcladas con cantos. Las arenas son cuarzosas, sin carbonato. Además, en Mar Chica, contienen lentejuelas de pizarras provenientes del substrato.

Los espectros de los minerales pesados varían de un sitio a otro y en cada yacimiento, los espectros del depósito y del substrato son diferentes. Según esto, las arenas provienen no solamente del zócalo local sino también de aportes externos. Los ríos Esba y Navia, transportan en la actualidad andalucita, circón y turmalina; si en el pasado los aportes tuviesen este origen, estos ríos no podrían ser los únicos responsables de la variedad mineralógica de las arenas. En consecuencia, resulta más probable un enriquecimiento por el mar.

Los parámetros granulométricos permiten distinguir las arenas de los depósitos de aquellas arenas que provienen de la alteración del substrato, cuyo índice de dispersión de Inman (1962) es muy grande. Para las arenas de los yacimien-

tos, el índice de dispersión muestra una buena selección en relación con la clasificación de Friedman (1962). El índice de asimetría de Pearson, que es siempre positivo, apunta hacia formaciones arenosas de playas rocosas, según Hommeril (1967). Esto concuerda muy bien con el caso de la rasa asturiana. Las arenas que tienen tamaño de 0,200 mm en Penarronda, Santagadea, Castello y La Caridad, contienen entre el 28 y 76 % de cuarzos R.B. Para los otros yacimientos cuyo porcentaje de granos gordos es pequeño, la proporción de cuarzos R.B. alcanza solamente el 10 %. Según Cailleux y Tricart (1959), los granos gordos se desgastan más de prisa que los pequeños.

Para concluir, los rasgos característicos de los depósitos de la parte baja de la rasa del Oeste asturiano ponen de manifiesto la acción del mar. Esta conclusión concuerda con las deducciones de Hernández Pacheco y Asensio Amor.

Depósitos marinos de la parte alta de la rasa.—A continuación se describirán los principales afloramientos de depósitos marinos en la parte alta de la rasa, discutiéndose su interpretación.

a) Los afloramientos.—El contacto entre la rasa y las montañas está oculto por una formación de derrubios, pudiendo solamente observarse algunas veces en los valles y en las trincheras de las carreteras y del ferrocarril.

En Salamir, la plataforma que se extiende debajo del pequeño llano situado a 180 m, empalma con la ladera a una altura de 120 m. En una cantera, sobre las arcillas de alteración de las pizarras cámblicas se superponen: 1,10 m de

ripios y pequeños cantos, 0,50 m de cantos gordos con bloques y 0,20 m de cantos de tamaño medio. En la cabecera del valle de la Tejera, se pueden observar cantos rellenando una depresión de 25 m de longitud y 1 m de profundidad.

En el casco urbano de Busto, se encuentran afloramientos de cantos debajo de las casas y en Chano, se ven bolsas de cantos al pie de los cerros.

En Sabugo de Otur, la rasa corta las cuarcitas armoricanas del anticlinal del Barayo y las Pizarras de Luarca. Las cuarcitas que ocupan las montañas se extienden sobre la rasa pizarrosa hasta el mar, tal como sucede en Cabo Cuerno; ligada a esta punta se desarrolla una pequeña elevación (107 m), cortada por la carretera general y el ferrocarril. En las cuarcitas se encuentran excavaciones rellenas por cantos rodados con marcas de percusión, disimuladas por guijarros angulosos y arenas de alteración. Hacia el valle del río Barayo, se ven otras tres bolsas a 95 m de altura, cerca del pie de la vertiente. En el kilómetro 322 de la carretera general, una depresión de 80 m de longitud y 2 m de profundidad excavada en las Pizarras de Luarca, contiene cantos redondeados cubiertos por guijarros angulosos.

En la región de Navia, la rasa trunca las Pizarras de Luarca, desarrollando una digitación que penetra en las montañas a ambos lados del río. La altura del contacto con las vertientes es de 105 m en Coaña. Más arriba de la zona aplanada, en San Pelayo, existe un yacimiento de aluviones a esta misma altura, constituido por cantos y bloques de areniscas. Sobre la parte aplanada, en las Cruces, cantos y ripios cubren una serie de escollos pizarrosos desimétricos que muestran una pendiente suave hacia el mar. La existencia de estratificación entrecruzada expresa muchas mudanzas de las corrientes. Los bloques de areniscas muestran huellas de percusión. Existen también algunos bloques pizarrosos.

Entre Tol y el río Fornelo, el empalme de la rasa con los cerros es muy suave. Entre los 90 y 100 m de altura, se encuentran bolsas de cantos y arenas bajo una formación continental de arenas y guijarros. Estas bolsas se observan en la carretera Puerto-Tol, en el kilómetro 4,8 y en las trincheras del ferrocarril y del camino Tol-San Cristóbal, en Tombín. El río de Fornelo discurre hacia el Oeste y sus afluentes disecan la parte alta de la rasa, de tal modo que el

contacto con los vertientes no es evidente. Sin embargo, el camino Berbesa-Grilo corta cuatro bolsas de cantos a 100 m de altura y se ven otras cerca de la estación de Valín Areneira. Desde este punto, una vertiente suave va bajando hacia una plataforma que se extiende paralelamente a la ría del Eo con una altura de 65 m. Esta nueva superficie comprende el llano de La Granda y el de San Juan de Moldes, que poseen yacimientos de cantos y empalma, hacia el mar, con la parte baja de la rasa de 100 m en El Campo. A un nivel inferior a 65 m, una tercera plataforma cuya altura es de 35 a 40 m, bordea la ría y está cubierta por cantos y bloques.

b) Significación de los depósitos de cantos.—Las bolsas dieron lotes de cantos que permitieron hacer un análisis morfométrico (Tabla II). Excepto para el yacimiento del valle de Salamir, todos los otros depósitos tienen los mismos índices que los situados en la parte baja de la rasa y en las formaciones de playa actuales.

La asociación de minerales pesados de la bolsa de Tombín presenta una variedad más diversificada que la del zócalo y sus productos de alteración. La matriz arenosa de los cantos contiene más del 40 % de cuarzos R.B. Todos estos rasgos permiten asignar un origen marino a los depósitos. Sin embargo, el yacimiento de las Cruces en el valle del río Navia se singulariza por su pobreza en minerales pesados y por la ausencia de cuarzos R.B. Además, los cantos de areniscas provienen de los aluviones de un antiguo río Navia, tal como muestra el depósito de San Pelayo. Por consiguiente, el yacimiento de Las Cruces, en el que la topografía del substrato se parece a la playa actual de la desembocadura del río Navia, corresponde a una zona mixta donde se mezclaron las influencias marinas y las fluviales.

Respecto a las plataformas de 65 m y de 35-40 m que bordean la ría del Eo, Hernández Pacheco y Asensio Amor (1963), y Asensio Amor (1970) pusieron de manifiesto el carácter fluvial de los depósitos.

c) Conclusión.—Desde Salamir hasta la ría del Eo, el contacto de la gran rasa del Oeste asturiano está jalonando por depósitos marinos que demuestran que toda esta superficie estuvo ocupada por el mar. Su parte alta fue disecada después por un río que formó una primera plataforma a una altura de 65 m y más tarde una segunda a 35-40 m.

*La parte gallega de la rasa:
niveles de 100 y 60 m*

La parte gallega de la rasa empalma con las laderas de las montañas a 60 m de altura y no a 100 m, como sucede al Este de la ría del Eo. Birot y Solé Sabaris (1954) y Nonn (1960, 1966) han puesto de manifiesto la presencia de yacimientos de cantos marinos sobre su parte baja, cerca de Rinlo y de Arca. La trinchera del ferrocarril corta un depósito al pie de la vertiente de Santa Cruz, cerca de la estación de Ribadeo; allí, de abajo arriba, se observan: las pizarras cámbricas, un lecho de pequeños cantos y ripios cuarzosos muy redondeados, un nivel de arena amarilla con ripios (1,20 m), un nivel de arena fina con hidróxidos de hierro (1,30 m) que contiene fragmentos de erizos de mar con algunas espículas y un nivel de arena con guijarros angulosos (0,50 m). Los otros caracteres de las arenas inferiores y medias (cuarzos R.B., minerales pesados...) confirman que son sedimentos marinos cubiertos por una formación continental de ladera. Este yacimiento pone de manifiesto que el mar se extendió sobre la superficie de 60 m hacia las montañas.

A pesar de la interrupción producida por la ría del Eo, la rasa no muestra desnivelación de una ribera a otra. Sin embargo, la rasa se eleva hasta los 100 m por el E y solamente hasta 60 por el W. Este hecho parece confirmar la hipótesis del hundimiento de la rasa hacia el Oeste (Birot y Solé Sabaris, 1954). Por otro lado, Nonn (1966) sugirió la posibilidad de que la ría se situase en una zona de falla, pero esto no puede ser comprobado. No obstante, algunos hechos permiten dudar de la realidad de esta deformación. En efecto, la plataforma fluvial de la orilla Este de la ría que empalma con la parte baja de la rasa a la altura de 60 m, sugiere un estacionamiento del mar a este nivel. Al Oeste de la ría, existen algunos llanos a una altura de 100 m, tales como el cementerio de Foz, Seiro, y las instalaciones de agua de Burela, con cantos cerca de esta última localidad y en otra situada en las inmediaciones del kilómetro 2 de la carretera Ribadeo-Vilela. En esta última localidad, el camino del Oeste corta las areniscas y pizarras cámbricas, sobre las que se sitúan bolsadas rellenas por cantos de arenisca (65 %) y cuarzos (35 %). El índice medio de desgaste es de 480 y se inscribe perfectamente en el conjunto de los índices marinos de la rasa. Cerca de las instalaciones de agua de Burela, las arenas

de alteración del granito contienen algunos cantos de cuarzo y aplita al pie de la vertiente.

En resumen, existen dos yacimientos de cantos con las características propias de los cantos marinos a 100 m de altura, por encima de la rasa gallega de los 60 m. En consecuencia, puede sugerirse la hipótesis de la existencia de dos niveles marinos situados a alturas de 100 y 60 m como alternativa a la hipótesis del hundimiento de la rasa hacia el Oeste. Esta hipótesis es la que mejor se adapta a la presencia de los depósitos fluviales de 60 m situados en la ría del Eo.

Depósitos de guijarros angulosos y depósitos arcillosos de la rasa

Extensión y naturaleza de los depósitos.—Desde Cabo Vidio hasta Ribón, la formación de guijarros angulosos se extiende a lo largo de 10 Km. La anchura, que alcanza 1,5 Km, crece al tiempo que la altura de las cimas va subiendo hacia el Oeste desde los 198 m hasta 798 m. Desde Cadavedo hasta el río Esba, los depósitos, bajo las cumbres de 347 m, tienen 5 Km de largo por 1 Km de ancho. Entre el río Esba y Luarca, la altura de las cimas es de 531 m y la formación de guijarros angulosos se extiende a lo largo de 4 Km, con 1,5 Km de anchura. En Cartavio, esta formación se extiende sobre 3 Km de largo por 2 Km de ancho, por debajo de cimas de 448 m. Al Oeste de Cartavio, la formación de guijarros, con un espesor de 3 ó 4 metros, cubre una amplia superficie; los cerros alcanzan los 350 m de altura.

La formación de guijarros, cuya anchura crece, tal como se ha descrito, con la altura de las cumbres, procede de los materiales de la Serie de Los Cabos. Esta serie se hace más pizarrosa al Oeste de Cartavio donde la formación es menos espesa. Las cuarcitas culminantes de Barayo dieron lugar a la formación de un revestimiento delgado que no alcanza a ocultar las bolsas de cantos de Sabugo, antes descritas. Desde Luarca hasta Otur y también cerca de Cartavio, afloran las Pizarras de Luarca y la Formación Agüeria que dan lugar a depósitos arcillosos.

Depósitos de guijarros.—Estos depósitos descansan sobre el área marina de 100 m, tal como ponen de manifiesto los cortes de los valles situados entre Vidio y Ribón (Kms 152,4, 152,3, 147,7 y 146,6) y el valle del arroyo Ricante. Las bolsadas excavadas en las pizarras contienen cantos redondeados bajo una cubierta de guija-

rras. Los índices morfológicos son los mismos que para las otras bolsas de la rasa y muy diferentes de los índices de los guijarros angulosos (Tabla IV).

El depósito está constituido por bloques, guijarros y ripios de areniscas, todos ellos angulosos. Las arenas están formadas por granos de arenisca y por cuarzos que provienen de la alteración del substrato; hay algunas lentejuelas de pizarras. La matriz arenosa contiene 30 a 60 % de limo (0,040 mm a 0,004 mm) y arcilla.

Hacia las montañas, el corte del arroyo Ricante muestra una mezcla heterométrica de materiales sin ninguna estratificación, pero ésta aparece más abajo de los relieves. En la zanja de la carretera entre el río Cabo y Ballota, alternan niveles de un espesor de 2 m, constituidos unos con bloques y otros con guijarros gordos; todavía más abajo, a 1,5 Km de las montañas situadas al Norte de Ballota, la formación presenta lechos de guijarros gordos y lechos de guijarros menudos; en la Gilera de Novellana capas de arenas alternan con capas de guijarros menudos.

La formación de guijarros procede de la evolución por ablación del escarpe que bordea la superficie marina de 100 m después de la emersión y antes de la excavación de los valles. Las aguas de escorrentía arrastraron los materiales de los derrubios y empezaron una selección granulométrica, aunque sin llegar a desgastar los guijarros.

Depósitos arcillosos de Cartavio y de la Roda.—Al pie de las vertientes pizarrosas se encuentran los yacimientos arcillosos de Cartavio y de la Roda. El corte de la cantera de Cartavio muestra 7 m de arcillas blancas cubiertas por 1,20 m de guijarros de areniscas con matriz arenosa. En la cantera de la Roda se encuentran guijarros de pizarras arenosas diseminados en las arcillas; el depósito no presenta estratificación. El material arcilloso contiene un 20 % de arenas cuarzosas con lentejuelas pizarrosas y procede de la alteración de derrubios pizarrosos. Este depósito equivale a la formación de

guijarros angulosos que se sitúa en áreas constituidas por areniscas o cuarcitas.

RESUMEN RESPECTO A LOS APLANAMIENTOS COSTEROS ASTURIANOS. EL PROBLEMA DE LAS EDADES

Los aplanamientos

La Tabla V, resume los aplanamientos existentes en la costa asturiana, con indicación de su altura y origen.

Todos estos aplanamientos, con excepción del nivel de 180-165 m del Occidente de Asturias, constituyen amplias superficies. La plataforma inferior de las Asturias orientales, cuyo origen es continental, procede de la erosión cárstica de las plataformas marinas de 260 m y de 155 m. En todas las áreas, el substrato sufrió los efectos de la alteración de modo que la morfología inicial a desaparecido casi totalmente. La hipótesis del origen marino de estas plataformas se basa en los siguientes argumentos:

a) Su inclinación que oscila entre 10% y 20% es semejante a la de la plataforma marina actual.

b) El relieve de detalle del contacto zócalo-depósitos se parece al que se puede observar en las playas rocosas actuales.

c) Los cantos desparramados sobre los aplanamientos o agrupados en bolsas presentan índices morfológicos semejantes a los de los cantos de las playas asturianas actuales y son muy diferentes de los de los ríos. Los cantos de las rasas sufrieron pues redondeamiento en un medio marino litoral. Algunos de ellos fueron llevados a la plataforma por los ríos y otros fueron formados en ellas a partir de las rocas del zócalo. Las corrientes marinas trasladaron una parte de los cantos, tal como pone de manifiesto la presencia de cantos de arenisca sobre pizarras en lugares alejados de cualquier afloramiento de areniscas o de algún río.

d) Las arenas están contaminadas por cuar-

TABLA V.—Resumen de las superficies de aplanamiento con indicación de su altura y origen.

Asturias occidentales	Avilés-Artedo	Gijón-Avilés	Berbes-Gijón	Asturias orientales
180/165 m marino	220 m marino	264 m marino		260 m marino
100 m marino	140 m marino	180 m marino	195 m marino	155 m marino
60 m marino	80 m fluvial	105 m marino	probablemente	inferior continental

zos de alteración del zócalo, pero contienen cuarzos E.L. y minerales pesados extraños al substrato.

e) Aunque escasos, existen algunos fragmentos de conchas, erizos de mar y alveolos de moluscos litófagos.

Correlación de los aplanamientos

Los sectores de la costa asturiana poseen uno, dos o tres aplanamientos marinos cuyas alturas no coinciden de un sector a otro. La mejor solución es correlacionar los aplanamientos situados a un mismo nivel en los distintos sectores y reconocer que fueron desnivelados durante el levantamiento de Asturias. Esta hipótesis elimina el inconveniente de una multitud de transgresiones que hubieran alcanzado unas veces un trozo y otras veces otro. Así, la Tabla V resume la correlación de los niveles marinos de los trozos de la costa asturiana. He colocado el único aplanamiento de Berbés-Gijón (190 m) en el alto nivel medio porque está menos alterado que el alto nivel superior.

Desnivelación de los distintos sectores costeros

Los sectores costeros descritos están limitados por fallas que jugaron desde el Paleozoico final. La «falla de Prado» cuya dirección coincide con el surco triásico y el cañón de Lastres, separa las Asturias orientales del sector jurásico Berbés-Gijón. Las fallas de Candás y de Veriña ponen en contacto el sector Berbés-Gijón con el Cabo Peñas. La falla cantábrica, que se prolonga por el cañón de Avilés, separa el Cabo Peñas del sector Avilés-Artedo. Entre los sectores de Avilés-Artedo y de Artedo-Ribón no existen fallas, pero al Oeste de Cabo Vidio se encuentra la falla de Vallina (Marcos, 1976) uno de cuyos satélites podría pasar por la bahía de Artedo. La falla de Ribón, que coincide con el cabalgamiento de Allande, desnivela los sectores Artedo-Ribón y Ribón-Ribadeo.

Edades de los aplanamientos

Dada la ausencia de fósiles, las edades deben determinarse teniendo en cuenta las relaciones geométricas entre las áreas de rasa y el substrato, la naturaleza de las alteraciones del zócalo y de los depósitos y la comparación con las transgresiones conocidas sobre el margen continental cantábrico.

El nivel superior trunca en su parte alta, el Oligoceno plegado durante el Mioceno inferior o medio en San Vicente de la Barquera; así la edad más antigua del primer aplanamiento marino es, posiblemente, miocena.

Las formaciones de alteración de todas las plataformas contienen illita y caolinita con gibbsita y goetita. En las pizarras del zócalo paleozoico hay illita y clorita. La evolución de los minerales arcillosos indica un clima favorable a la caolinización o una larga duración del proceso. En comparación, los lignitos de Cantallana en Galicia, datados como Mioceno final-Plioceno inferior (Medus, 1965; Nonn, 1966) contienen también illita y caolinita y esta misma asociación se encuentra en las arenas pliocenas de Bretaña (Esteoule Choux, 1970) y en los aluviones cuaternarios más antiguos que el Mindeliense de los Pirineos norte-occidentales (Icolle, 1967). Así, las edades de las formaciones de alteración pueden incluirse entre el Mioceno y el Cuaternario antiguo.

Ahora bien, posteriormente al Oligoceno final, se desarrolló una primera transgresión sobre el margen continental durante el Aquitano-Langhense y una segunda durante el Plioceno inferior. Según Durand (1974), el Cuaternario inferior descansa sobre el Plioceno inferior, de tal modo que sería posible la existencia de una transgresión durante el Cuaternario antiguo.

A juicio del autor, las edades que pueden proponerse para los aplanamientos marinos de Asturias son:

- Nivel superior: Aquitano-Langhense.
- Nivel medio: Plioceno inferior.
- Nivel inferior: Pleistoceno inferior.

Los depósitos de guijarros angulosos de las Asturias occidentales, que son posteriores a la parte alta del nivel medio y anteriores a la excavación de los valles, pueden calificarse como villafranquienses.

El problema de la existencia de un aplanamiento continental anterior a las transgresiones

Para Hernández Pacheco y Asensio Amor (1958, 1964), el mar invade una franja costera ya aplanada por la erosión continental. El examen de la evolución de los sectores costeros durante el Mesozoico y el Cenozoico permite una aproximación a la solución de este problema.

1. En el área de San Vicente de la Barquera, la presencia de los conglomerados del Eoceno

superior con cantos de edad Luteciense indica el comienzo de los primeros movimientos tectónicos. Así, durante esta época, podría haberse empezado la removilización, que llegó a ser grande durante el Mioceno, de las escamas paleozoicas. Las ondulaciones provocadas por este fenómeno podrían estar desgastadas de tal modo que el área alcanzada por la transgresión del Aquitano-Langhense estuviese ya muy aplanada.

2. Al final del Cretáceo, tuvo lugar una emersión en las Asturias medias. El levantamiento de la cordillera costera empezó durante el Luteciense superior. El bloqueo costero sufrió un movimiento de rotación con inclinación hacia el Norte o hacia el mar. La transgresión del Luteciense superior no franqueó la costa actual pero este nivel marino determinó la importancia de la erosión continental. Así, los relieves alcanzados por la transgresión del Aquitano-Langhense ya podrían estar rebajados.

3. En el sector Avilés-Arledo y las Asturias occidentales no existen afloramientos de sedimentos cretáceos. Sin embargo, Lamboy (1976) ha puesto de manifiesto que sobre el margen continental la dirección E-W que aparece por primera vez es el límite del mar neocomiense, que coincidió aproximadamente con la costa actual. Así, sería posible una primera acción de aplanamiento durante el Cretáceo.

Las arcillas continentales del Monte Granda contienen polen de edad esparnaciense (Mary y Medus, 1971). El zócalo fue aplanado antes del depósito, probablemente durante el Cretácico, quizás por el mar que invadió la cuenca de Oviedo. La transgresión del Mioceno se desarrolló sobre esta misma área y truncó los depósitos esparnacienses.

En conclusión, desde el Cretáceo, la erosión continental o marina, o ambas habrían preparado el aplanamiento marino del Aquitano-Langhense. El rebajamiento continental de la superficie miocena fue de poca importancia, dado que los tramos altos del nivel superior se encuentran relativamente bien conservados.

Importancia de la tectónica en la elaboración de los tramos de los niveles marinos

Para Guilcher (1974), las fallas favorecerían la formación del escarpe que limita la zona aplanada por el Sur. Efectivamente, este límite coincide con fallas en algunos lugares. Así, en el Llano Roñanza y en los llanos de La Rome-

ca-Los Carriles, el contacto con las montañas coincide con el cabalgamiento de las cuarcitas armorianas sobre las formaciones carboníferas; en las Asturias medias, la falla de Veriña limita el Cabo Peñas y en la zona de Salamir-Cabo Vidio, la falla de Vallina sigue el pie del escarpe. Sin embargo fuera de estas zonas, no existen fallas limitando por el Sur los aplanamientos.

Boillot y otros (1971) han supuesto la existencia de una red de fallas situada en el mar y cerca de la costa, que separaría el margen continental con sedimentos cretáceos y cenozoicos del continente emergido constituido por rocas paleozoicas y jurásicas. Llopis Lladó (1954) ya había observado en las fallas de Ribadesella y Candás elementos de este gran accidente. Según Lamboy (1976) la alineación E-W de la costa apareció en el curso del Cretáceo. Estas fallas y las de la «franja móvil intermedia» se movieron desde el Eoceno superior hasta el Mioceno inferior mientras que la cordillera costera se estaba levantando. Posteriormente, las fallas costeras jugaron de nuevo en diferentes períodos, con posterioridad a las transgresiones del Aquitano-Langhense, del Plioceno inferior y del Pleistoceno inferior. El levantamiento de los bloques costeros fue más importante al Este que al Oeste.

LOS NIVELES MARINOS DEL PLEISTOCENO Y DEL FLANDRIENSE

En los acantilados asturianos pueden encontrarse vestigios de tres niveles marinos bajos situados a alturas de 35/40, 15/18 y 5/6 m. En algunas playas se encuentran turbas, cantos y arenas que dan información respecto a las oscilaciones de las aguas marinas durante el Flandriense.

LOS NIVELES MARINOS PLEISTOCENOS

Los vestigios son muy abundantes en las Asturias orientales y más escasos hacia el Oeste (Fig. 5).

Nivel de 35/40 m de las Asturias orientales

En la cumbre de los acantilados de la playa del Pechón se ve en las calizas namurienses una depresión cárstica colmada de arriba abajo por: 1,50 m de arenas con cantos, 0,80 m de arenas

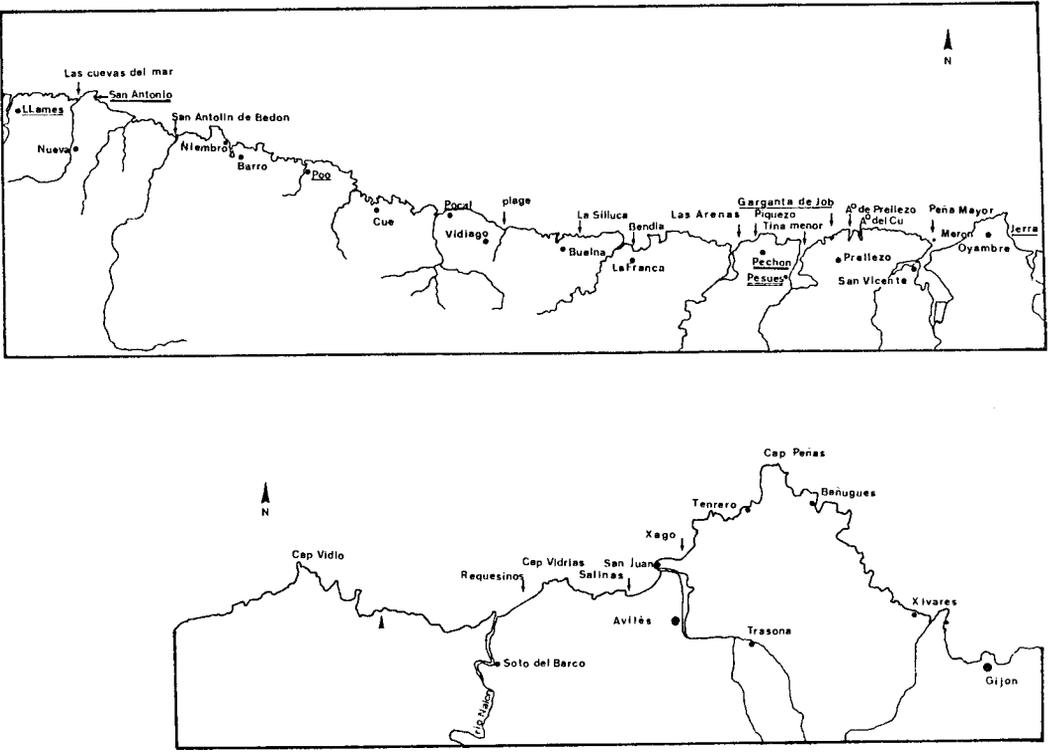


Fig. 5.—Localidades con depósitos cuaternarios citadas en el texto.

amarillas, 0,40 m de cantos de tamaño medio, 2 m de pequeños cantos y ripios, y 5 ó 6 m de arenas continentales con guijarros de areniscas. Dado que no hay guijarros angulosos mezclados con ellos, puede concluirse que no se trata de cantos acumulados por las aguas de escorrentía a partir de los yacimientos de la rasa de Pechón. De este modo, la concentración de estos cantos dentro de una depresión cárstica puede considerarse producida por una acción marina.

Dentro del valle del río Nansa, encima de la ría de Tina Menor, en Pesués y en Luey, a una altura de 40 m, existen yacimientos de cantos gruesos de areniscas. Se trata de cantos poco redondeados (índice medio de desgaste 280) de origen fluvial, que distan entre 2 y 4 Km del mar. Al igual que el yacimiento de Pechón prueba que la antigua costa coincidió sensiblemente con la actual, los depósitos de Pesués y de Luey se relacionan con un nivel marino cuya altura fue de 40 m a lo sumo.

Al Norte de Nueva, cerca de la Capilla de San Antonio, se encuentran sobre las calizas carboníferas numerosos cantos de areniscas a

una altura de 35 m. Se trata de cantos muy redondeados (índice de desgaste 528), diferentes de los aluviones del río Nueva que se observan en el casco urbano. El depósito de San Antonio, que está desorganizado por la erosión, indica el mismo nivel marino que el del Pechón.

Localidades con niveles de 15/18 y 5/6 m en las Asturias orientales

La playa de la Jerra está bordeada por acantilados constituidos por margas y calizas del Eoceno superior-Oligoceno. Cerca del valle de Oyambre, dos estrechas plataformas cortadas en las margas están escalonadas a alturas de 1,60 y 7,50 m. La grada superior contiene un depósito de arenas de 8 m de espesor. Sobre la grada inferior se encuentran superpuestos un nivel de bloques de 1,50 m de espesor y una capa de arenas de 4 m de espesor. Las arenas de ambos niveles muestran una buena clasificación y no son calcáreas, careciendo de fragmentos de conchas. Los cuarzos están muy labrados por el mar y algunos muestran un picoteado

TABLA VI.—Datos granulométricos de las formaciones continentales de la rasa del Oeste de Asturias (arenas).

Arenas	Md mm	M α	\bar{x}	Mo	σ_{68}	As. P.	
Río Cabo	0,270	5,7	4,4	8,9	5,9	0,6	Cuarzos de alteración
La Gilera	0,110	9,6	9,2	10,4	10,4	0,7	»
A. Ricante	0,250	6	5,5	7	7	0,3	»

TABLA VII.—Datos granulométricos y morfológicos de cantos y arenas procedentes de los bajos niveles asturianos.

1. Cantos	Indice de desgaste				Indice de aplanamiento		
	16°	50°	84°	% > 500	16°	50°	84°
Pechón	230	512	857	51	1,41	1,80	2,23
Pesues	133	285	476	7	1,3	1,6	2,5
San Antonio	312	528	796	60	1,27	1,74	2,4
Río Nueva, aluviones antiguos	65	156	416	0	1,21	1,74	2,8
San Antolín de Bedón 5/6 m	137	444	800	33	1,68	2,42	3,08
La Franca	245	405	590	19	1,39	1,95	2,92
San Juan de Nieva (18 m)	333	487	711	30	1,37	1,86	2,30
Río Nalón, aluviones antiguos 5/6 m	167	370	545	21	1,22	1,81	2,12
Río Navia, aluviones antiguos 30 m	230	333	491	6	1,38	1,89	2,23
Cueva + 5/6 m	160	363	666	24	1,36	1,83	2,95

2. Arenas	Md mm	M α	\bar{X}	Mo	σ_{68}	As. P.	
a) Pechón base	0,120	9,2	5		6,8		N.D.
b) Pechón	0,210	6,8	5,8		4,7		N.D.
c) Pechón	0,160	8	6,5		5,2		2 a 6 % R.B.
48 Jerra 15/18 m	0,220	6,5	7,2	5,1	2,4	0,8	R.B.
49 Jerra 15/18 m	0,270	5,6	6	4,8	1,5	0,8	
50 Jerra 5/6 m	0,270	5,6	5,7	5,4	2,4	0,1	R.B.
51 Jerra 5/6 m	0,180	7,3	7,6	6,7	1,4	0,6	R.B.
52 Merón 5/6 m	0,210	6,8	6,9	6,5	0,9	0,3	R.B.
53 Merón actual	0,240	6,2	6,5	5,6	0,7	1	R.B.
54 Penas Mayor 5/6 m	0,220	6,6	6,6	1,2	0	0	R.B.
55 Las Arenas 5/6 m	1,250	-1	0,45	0,65	3,05	-0,5	R.B.
56 Río Nalón 5/6 m	0,170	7,6	7,2	8,4	2,7	-0,4	N.D.
57 Río Navia 30 m	0,250	6	6,2	5,6	3,4	0,2	N.D.
58 Cueva 5/6 m	0,340	4,7	5,2	3,7	2,2	0,7	N.D.
59 Porcía 15 m	0,760	1,2	1,1	1,4	2,6	-0,6	R.B.
60 Porcía 5 m	0,270	5,8	4,8	7,8	6,1	-5	R.G.
61 Xivares actual	0,190	7,2	7,3	6,9	0,7	0,4	R.B.
62 Xivares 2,50 m	0,220	6,6	6,8	6	1,1	0,5	E.L.R.G.
63 Bañugues (playa)	0,200	7	7,7	5,6	1,6	1,3	R.B.
64 Bañugues 2,50 m	0,150	7,3	7,9	5,5	1,6	1,1	R.B.
65 Verdicio (playa)	0,440	3,7	3,7	3,7	1,2	0	R.B.
66 Verdicio 2,50 m	0,500	3	3,2	2,4	1,2	0,5	R.B.
67 Verdicio (duna)	0,460	3,2	3,7	2,5	1,3	0,8	R.B.

producido por el viento. Los bloques del nivel de 5/6 m provienen de los conglomerados del Eógeno superior que afloran sobre la playa y forman una serie de escollos.

Hacia la ría de la Rabia, la grada superior desaparece, excepto cerca del último chalet, donde está representada por un depósito de cantos. El nivel de 5/6 m existe a lo largo de la playa, pero el tamaño de los bloques va disminuyendo como consecuencia de la selección producida por la deriva litoral. Junto a la ría, la base del depósito está debajo de la playa, lo que demuestra que anteriormente a la transgresión de 5/6 m, el valle fue excavado por debajo del nivel actual.

La primera caleta al Oeste de la Garganta de Job, cerca de Prellezo, muestra un arco natural cortado en las calizas namurienses que buzan 50° hacia el Norte. Allí se encuentran dos pequeñas gradas escalonadas. El nivel superior está a una altura de 11 m, adosado a una excavación de pleamar de 7 m de altura, y contiene todavía cantos de areniscas y bolas de calizas aglomerados por un cemento calizo de origen cársico. El nivel inferior está un poco más elevado que el nivel de pleamar y contiene un derrubio calizo cementado y cortado por pisos estalagmíticos. Los períodos de derrubio fueron posteriores al nivel marino de 5/6 m y coincidieron, según la interpretación de Clark (1979), con fases frías, mientras que las capas de travertino procedieron de fases más templadas.

En Pocal, 200 m al Este de la desembocadura del río Purón, dos sistemas de cuevas están escalonados en los acantilados de calizas namurienses y se sitúan en el nivel de pleamar y a 11 metros por encima de éste. El suelo, las paredes y el techo de las cuevas superiores están maculados por paquetes de cantos de areniscas aglomerados por un cemento cársico. Respecto a las cuevas inferiores, los techos donde se encuentran restos de conglomerado están siempre fuera de aguas, de modo que pertenecen al nivel de 5/6 m.

El camino de la Ensenada de Póo pasa por una depresión situada a una altura de 15 m cerca del balneario, con su suelo formado por arenas rojas de 0,6 mm de diámetro y con buena clasificación. Los cuarzos con E.L., es decir, de tipo marino, y la existencia de rubefacción indica una gran antigüedad. Dadas sus características este yacimiento se considera correspondiente al nivel de 15/18 m. La ría corta las

calizas namurienses. Sobre la pared del Oeste, paquetes de cantos de areniscas aglomerados por un cemento calizo están alineados en la zona negra de *Verrucaria maura*, un poco más elevados que las pleamares. Estos depósitos fosilizan el nivel de 5/6 m. Algunos contienen restos de derrubios y travertinos cársicos con fragmentos de huesos. Al igual que en la Garganta de Job existen indicios de una fase fría posterior al nivel de 5/6 m.

Las cuevas de la desembocadura de la ría de Tina Mayor muestran también los niveles de 15/18 m. Aparte de estos lugares, los yacimientos de 15/18 m son escasos. En Buelna, hay un pequeño depósito de cantos con travertino cársico en la cumbre de los acantilados de Canales. Los numerosos cantos de areniscas alterados que salpican las calizas al Este de la desembocadura del río Guadamir, cerca de Llames, pueden pertenecer también al nivel de 15/18 m.

Localidades con el nivel de 5/6 en las Asturias orientales

En numerosos lugares del Este de Asturias aparece el nivel de 5/6 m, que se presenta de maneras diferentes según la naturaleza del substrato. Así, las margas del Eógeno superior-Oligoceno de la playa de Merón, cerca de San Vicente de la Barquera, están cortadas por una estrecha plataforma situada 3 m por encima de la playa actual, que contiene una capa de arenas de 2,50 m de espesor y que se parece al depósito de la playa de la Jerra.

Sin embargo, en los acantilados calizos, el nivel de 5/6 m está conservado dentro de las cuevas y representado por conglomerados de cantos de areniscas con cemento de origen cársico. Encima de los depósitos marinos, muy desgastados, descansan capas de calizas cársicas. En estos acantilados calizos, conviene destacar tres situaciones diferentes:

a) El muelle de San Vicente de la Barquera corta el islote de Peña Mayor, donde afloran las calizas numulíticas en las que existen pequeñas cuevas que contienen arenas con fósiles (*Ocenebra erinaceus* L., *Nassa reticulata* L., *Bitium reticulatum* DA COSTA, *Littorina saxatilis* O., *Patella vulgata*, *P. lusitanica*, *Barneo candida*, *Pholas dactylus* L.). Este hecho constituye una excepción, ya que en todos los demás lugares las cuevas están desprovistas de todo fósil marino.

b) Algunas cuevas dentro de las calizas car-

boníferas están aisladas y otras agrupadas en series. La cueva de las Arenas, al Este de la ría de Tina Mayor, presenta un piso superior que lleva el depósito marino de 5/6 m. Dentro de éste, hay una cortadura en arco como si hubiera existido una segunda transgresión a 5/6 m. El camino de la playa deja ver también los ripios del nivel de 5/6 m.

Los acantilados del Oeste de la playa de Vidiago poseen los dos sistemas de cuevas, pero el yacimiento está reducido a algunos paquetes de cantos.

Dos cuevas de la caleta de la Silluca, en Buelna, dejan ver los restos de conglomerado del nivel de 5/6 m; además, la que se abre en la pared oriental, contiene huesos de mamut y concheros que fueron traídos posteriormente a la destrucción del nivel de 5/6 m.

Al Norte de la playa de Buelna, las dos primeras caletas muestran, en el nivel de las pleamares, cuevas colmadas por cantos de areniscas.

La cala de Piquezo está situada entre las playas del Pechón y de las Arenas y en sus paredes laterales se abren pequeñas cuevas. Estas cuevas contienen cantos dispuestos en lechos que buzan 5° al N. En el fondo de la cala, una gran cueva muestra restos de cantos en su techo, a 6 m por encima de la marea alta. Desde el fondo de la bahía hacia el mar, los cantos de las diversas cuevas simulan un plano inclinado. El mismo dispositivo, aunque más espectacular vuelve a encontrarse dentro de la cala de Las Cuevas del mar, al Norte de Nueva. Este plano inclinado puede indicar que un gran depósito ocupó las calas o que se produjeron dos transgresiones en el mismo nivel.

c) En muchos sitios se descubre la costa de 5/6 m por la presencia de una estrecha plataforma adosada a una pared cóncava donde están cementados algunos cantos, situada un poco encima de la excavación actual de pleamar. La cala del arroyo del Cú cerca de Prellezo, las playas de Buelna y de Vidiago, una cala con islotes al Norte de Cué y la ensenada de Barro-Niembro, ilustran el caso precedente.

Por lo que respecta a las areniscas, en San Antolín de Bedón y La Franca puede observarse cortes de los depósitos marinos de 5/6 m. Conviene destacar tres situaciones diferentes:

a) Una barra de cuarcitas armóricanas domina la playa de San Antolín, donde la costa corta el techo de esta formación, es decir, las

areniscas del Devónico superior, las pizarras del Tournaisiense y la serie griotte del Vi-seense. A unos 3 m por encima de la playa se sitúa una estrecha plataforma que contiene un depósito de ripios y cantos de 2 m de espesor, cubierto por un derrubio de 4 m de potencia. Sobre las pizarras, la plataforma se reduce a una cornisa y después desaparece.

b) En la Franca, la bahía de Bendia, que se extiende al Este del balneario, presenta la plataforma de 5/6 m, que fue descubierta por Hernández Pacheco (1949) y descrita por Guilcher (1955), sobre un sustrato de cuarcitas armóricanas de dirección E-W que buzan entre 78 y 85° al N. Los innumerables islotes allí existentes constituyen restos de la plataforma citada. La costa está muy festoneada, lo que permite hacer cortes desde los acantilados fósiles hacia el mar. La excavación fósil de marea alta está a 5,50 m por encima de la playa. Cerca del es-carpe, existe un depósito marino de 1,50 m de espesor, constituido por arenas y ripios o por cantos de tamaño medio y ripios. Un primer derrubio sin estratificación oculta esta formación marina. Hacia el mar, un segundo depósito marino de cantos gruesos y bloques poco redondeados sucede bruscamente al primero. Un segundo derrubio conteniendo lechos de turba cubre sucesivamente el primer derrubio, el segundo depósito marino y por fin, el zócalo. De este modo, puede precisarse que tuvieron lugar dos transgresiones sobre la plataforma de 5/6 m, cada una de ellas seguida por una fase de emplazamiento de derrubios.

c) La ría de Tina Menor corta la barra de las cuarcitas armóricanas y muestra también las dos transgresiones a 5/6 m. Sobre la ribera del Oeste, una estrecha plataforma contiene una capa de 0,60 m de espesor de pequeños cantos, cubierta por un derrubio. Hacia el Norte, otro gran derrubio descendiendo bajo las aguas de la ría. En realidad, existen dos derrubios, ya que a la misma altura de la estrecha plataforma de 5/6 m aparece una capa de cantos de 2 m de espesor. Durante la primera regresión, bajó el nivel de las aguas y sobrevino un primer derrubio. La segunda transgresión truncó este primer derrubio y dejó cantos que ocultaron el segundo.

Los niveles marinos inferiores en las Asturias medianas y occidentales y en Galicia

Asturias medianas.—Los cantos de areniscas que salpican el suelo de las depresiones exca-

vadas en las calizas del Devónico cerca del Faro de San Juan de Nieva, son restos del nivel de 15/18 m. Igualmente, las formaciones aluviales de cantos del casco urbano de Trasona, dentro de la ría de Avilés, indican un estacionamiento del mar a la altura de 15/18 m.

Asturias occidentales.—La ría de Pravia muestra tres niveles de aluviones situados a alturas de 25/30, 18/20 y 6 m. El substrato de la ría se encuentra en la cota - 12 m (Hernández Pacheco y Asensio Amor, 1963). La fase de excavación corresponde a un nivel bajo del mar. Al contrario, las fases de depósitos aluviales de 6, 18/20 y 25/30 m, situados muy cerca del mar, corresponden a niveles marinos altos.

En la ría de Navia, que está excavada en las pizarras del Ordovícico, una formación aluvial de bloques y cantos de areniscas aparece a alturas situadas entre 15 y 30 m de altitud. Esta formación es contemporánea con el nivel marino de 30 m.

En el caserío de Cueva, cerca de la desembocadura del río Esba, tres niveles marinos de cuantos están escalonados sobre la vertiente que domina el mar, a alturas de 24-30, 16-19 y 2-7 m. El yacimiento inferior aflora muy bien sobre la parte Este de la playa, donde existe una estrecha plataforma cortada en las pizarras y areniscas del Cámbrico que contiene lechos de cantos gruesos y arenas con algunos fragmentos de conchas, con un cemento ferruginoso.

En la playa de Porcía, los acantilados orientales poseen restos de los niveles de 15/18 y de 5/6 m. Se trata de cantos y bloques de pizarras y areniscas aglomerados por un cemento ferruginoso que contiene en el depósito bajo fragmentos de conchas. Estos depósitos podrían interpretarse como sedimentos mal clasificados, acumulados en pasillos situados entre los acantilados y escollos.

La caleta de la Ponte, al Este de la playa de Otur, muestra dos cuevas contiguas en las Pizarras de Luarca separadas por un muro de cantos de areniscas con cemento ferruginoso que constituye el resto del relleno de una antigua cueva del nivel de 5/6 m.

En resumen, las Asturias medianas y occidentales tienen tres bajos niveles marinos, a alturas de 25/30, 15/20 y 5/6 m. Esta situación es semejante a la que se observa en las Asturias orientales, aunque allí el nivel superior está a una altura de 35/40 m. Las rasas ponen de mani-

fiesto un levantamiento más rápido en las Asturias orientales que en las occidentales; este levantamiento se evidencia aún para el nivel de 25/30 m, pero no para los niveles inferiores, en los que no existen diferencias sensibles.

Parte gallega de la rasa.—Nonn (1960-1966), Asensio Amor y Nonn (1964) y Asensio Amor (1970) pusieron de manifiesto que los ríos gallegos poseen tres niveles de terrazas aluviales eustáticas a alturas de 30/35, 15/20 y 5/7 m, que deben corresponder a tres alturas equivalentes del nivel del mar. En adición, la altitud de la cumbre de los acantilados va bajando hacia el Oeste, desde 20 m en Tapia de Casariego hasta 5 m cerca del Cabo Burela; los depósitos marinos, se encuentran sobre la rasa y no sobre los acantilados. Asensio Amor (1970) describió un yacimiento en Campón, situado a una altura de 25/30 m, que contiene cantos perforados y arenas que fueron marinas, luego eólicas y por fin marinas de nuevo. Este hecho indica la existencia de dos transgresiones, la última de las cuales puede corresponder a los 25/30 m. El mar de 15/20 m no pudo llegar más allá de los acantilados dada la altura de sus cumbres. El escarpe procede probablemente de la acción del mar a 5/6 m.

LA EDAD DEL NIVEL DEL MAR ACTUAL

Existen varias evidencias de que el nivel actual del mar es anterior a los 35.000 años B.P., como son:

1) La playa de Otur, en el W de Asturias, está adosada a los acantilados constituidos por las Pizarras de Luarca. En su parte media, se sitúa una caleta rellena por derrubios con un cemento ferruginoso, cuya base descansa sobre el área marina actual. En el croquis de este yacimiento dado por Llopis Lladó (1964), se observan nidos de cantos marinos sobre los derrubios situados a 2 m por encima de la playa; aunque hoy día estos cantos no son visibles, podría asignárseles, a juicio del autor, una edad Flandriense.

2) La punta del Cabo Cuerno, al Oeste de la playa de Otur, está constituida por las cuarcitas armoricanas que forman el núcleo del anticlinal de Barayo. En estas cuarcitas se observa una pequeña incisión axial rellena por coladas de soliflucción formadas por lentejuelas de pizarras con guijarros de arenisca, que descienden por debajo del mar.

3) En Galicia, capas de soliflucción y turbas

constituyen los acantilados de la playa de Area longa, cerca de Nois. La base de estas formaciones se apoya sobre el substrato de la playa y cubre viejos cantos de micacita muy alterados. La turba inferior tiene más de 35.000 años B.P.

4) Para concluir, la playa de Aréa longa fue cortada por el mar anteriormente a 35.000 años B.P. y a las fases frías que dieron lugar a los depósitos periglaciares. Los afloramientos ya descritos de Cabo Cuerno y de Otur autorizan la extensión de esta conclusión a una gran parte de la superficie de las playas asturianas actuales.

EDAD DE LOS BAJOS NIVELES MARINOS EN ASTURIAS

Las turbas de La Franca y de Aréa longa (Nois) permiten dar edades a las formaciones periglaciares y situar tanto las edades del nivel de 5/6 m como del nivel del mar actual.

1. En La Franca, hay tres yacimientos de turbas. El más antiguo (La Franca 3) descansa sobre el primer depósito marino situado por debajo del primer derrubio de la parte Este de la bahía de Bendia. «La Franca 2» consiste en cinco lechos de turbas situados dentro del segundo derrubio posterior a la segunda transgresión de 5/6 m y se encuentra en las puntas de la parte media de la bahía. «La Franca 1» está situado en el ángulo Oeste de la bahía, donde la turba se apoya sobre el substrato y está cubierta por el segundo derrubio. Todas estas turbas tienen una edad de más de 35.000 años B.P. (Gif 2.707, 3.052, 3.501) (Mary, Medus y Delibrias, 1975, 1977). En «La Franca 3», el bajo porcentaje de árboles (Pinus) y la importancia de las herbáceas indican una fase fría. «La Franca 1» y la base de «La Franca 2», con altos porcentajes de árboles (70 a 90 % de Betula y Alnus), pertenecen a un interestadio templado glacial. Los tres niveles superiores de «La Franca 2», caracterizados por la desaparición de los árboles y la extensión de las Gramíneas y de las Ericáceas, ponen de manifiesto el paso hacia una fase fría. Por analogía con los casos citados por Andersen y otros (1960) y Zagwijn (1961, 1967, 1974), puede afirmarse que las turbas de «La Franca 1» y de la base de «La Franca 2» pertenecen a los interestadios del glaciar temprano del Würmiense o a las fases frías del Eemiense final puesto de manifiesto por Woillard-Roucoux (1977). Los lechos superiores de «La Franca 2» deben situarse en el Plenigla-

ciar Würmiense. La turba de «La Franca 3», más antigua, podría datar del Eemiense final.

2. En Aréa longa, la turba inferior tiene una edad de más de 35.000 años B.P. y la culminante de 16.780 ± 400 años B.P. (Gif 3.488, 3.490). En los diagramas polínicos sólo aparecen herbáceas (Gramíneas, Ericáceas, Ciperáceas) con algunos *Pinus*. La turba inferior indica el Pleniglacial Würmiense inferior y la más reciente, el Pleniglacial Würmiense superior.

3. En cuanto a las edades de los bajos niveles marinos asturianos pueden adoptarse las conclusiones siguientes:

a) La superficie de las playas actuales ya estaba muy elaborada antes del Pleniglacial Würmiense inferior, es decir antes de los 45.000 años B.P. según Paepe y Vanhoorne (1967).

b) La segunda transgresión a 5/6 m tuvo lugar antes del glaciar Würmiense temprano o durante el Eemiense final. La primera transgresión a 5/6 m no puede ser sino Eemiense.

c) Los niveles de 15/18 y 35/40 m (ó 25/30 m) no contienen fósiles y no tienen ninguna relación con depósitos continentales datados, pudiendo pertenecer tanto a niveles marinos del interglacial como de interestadio.

LA SUBIDA FLANDRIENSE DEL NIVEL DEL MAR

Durante el Würmiense, bajó el mar hasta -100 m y en consecuencia los ríos excavaron sus valles inferiores. En las rías de las Asturias occidentales, se encuentra el zócalo entre -12 y -46 m de profundidad (Hernández Pacheco y Asensio Amor, 1964). En las Asturias orientales, el substrato eoceno de las rías de Tina Menor y Tina Mayor está en la cota -45, según datos proporcionados por la empresa «Laing». Pero los depósitos no fueron datados, de tal modo que la subida flandriense de Asturias está desconocida. Sin embargo, algunos episodios finales son visibles sobre las playas.

Playas del Cabo Oyambre

La desembocadura del arroyo Oyambre corta las margas oligocenas de la playa de La Jerra y posee dos brazos. En el brazo oriental, un nivel de turba, de 0,30 m de espesor descansa sobre el Oligoceno a 0,60 m por encima de la playa y está cubierto por 2,50 m de limo arcilloso. Su edad es de 5.880 ± 30 años B.P. (Gif 2.635) (Mary, Medus y Delibrias, 1975). Los polenes muestran el predominio de los árboles y el cre-

cimiento de *Quercus*; esta vegetación indica el período Atlántico, es decir, las zonas VIIa y VIIb de la estratigrafía inglesa (Godwin, 1940). El yacimiento contiene además dos niveles con Acritarcos. En el brazo occidental, la turba muestra un espesor de 0,60 m y se apoya sobre un lecho de cantos que cubre el Oligoceno, 1 m por encima de la playa. Su edad es de 5.300 ± 120 años B.P. (Gif 2.917), situándose por tanto en el paso del período Atlántico al Subboreal. Sobre la playa, una delgada capa de turba con avellanas y troncos descansa sobre el Oligoceno a 20 m de la costa; su edad es de 5.250 ± 90 años B.P. (Gif 1.893). Otro yacimiento se extiende hasta el límite de las mareas bajas y su edad es de 5.850 ± 20 años B.P. (Gif 3.050).

En la desembocadura del arroyo Bederna en la playa de Merón puede observarse un nivel de cantos y bloques de materiales del eoceno-oligoceno situados 1 m por encima de la playa. Estos depósitos están truncados oblicuamente (10°) por un nivel de turba; su edad es de 4.770 ± 110 años B.P. (Gif 2.336), es decir, Subboreal, tal como pone de manifiesto el predominio de los árboles (*Quercus*, *Pinus* y *Corylus*). Este yacimiento demuestra la realidad de la existencia de una incursión marina anterior a los años 4.770 B.P. que alcanzó un nivel un poco superior al actual. La turba de la playa de La Jerra indica que el mar invadió una superficie ya cortada probablemente durante la transgresión del comienzo del Würmiense. Los Acritarcos del brazo del Este pueden estar en relación con breves incursiones marinas situadas hacia los 5.880 años B.P. Según esta hipótesis, las turbas del brazo del Oeste y las de 5.250 años B.P. de la playa corresponderían a una pequeña regresión.

Flandriense del Cabo Peñas

La desembocadura del arroyo de Xivares corta las calizas del Trías disconformes sobre las calizas del Devónico. Sobre las calizas del Trías, existe un suelo de alteración que se sitúa 1,60 m por encima de la playa y que contiene restos de carbón de leña y algunos pedazos de sílex, probablemente asturienses. Una capa de arenas de 1 a 2,50 m de espesor cubre este suelo fósil; esta capa contiene algunos cantos y ejemplares de *Purpura hoemastoma* L. cuya edad es de $2.150 \pm$ años B.P. (Gif 897). Este depósito procede probablemente de una oscilación del nivel del mar hacia los años 2.150 B.P.

En la ensenada de Bañugues se encuentra la misma disposición. La altura de su ribera occidental va bajando hacia su fondo desde 2,50 hasta 0,50 m. Hacia el mar, afloran las calizas y pizarras devónicas del Complejo de Rañeces que buzcan 40° al E. Hacia el fondo de la ensenada, el substrato sería el Aptense, según Rodríguez Asensio y Flor Rodríguez (1979). A medida que va bajando la altura, el substrato está cubierto por arcillas y limos arcillosos de alteración que forman coluviones. Encima se sitúa una capa de arenas de 0,30 a 1 m de espesor que contiene cuarzos E.L. e innumerables fragmentos de conchas, que prueban su origen marino. La evolución del suelo dio lugar al perfil siguiente:

- A₁: horizonte oscuro, 18 cm.
- A₂: horizonte gris claro de lavado, 60 cm.
- B: horizonte marrón oscuro de acumulación, con gránulos de óxidos de hierro y materia orgánica, 25 cm.
- C: arcillas arenosas (44 % de arenas).

El horizonte B contiene carbón de leña y picos asturienses cuya edad es de 8.000 a 5.000 años (De Blas y otros, 1978). Dentro de los coluviones arcillosos (Capa C), hay dos niveles de brechas con una industria inferopaleolítica del Achelense superior (Rodríguez Asensio, 1978; Rodríguez Asensio y Flor Rodríguez, 1979). El depósito de esta industria correspondería a un período durante el cual el nivel del mar era más bajo que el nivel actual, quizá poco antes de la transgresión del comienzo del Würmiense que formó el área actual de las playas y que hubiera podido concentrar el utillaje con guijarros dentro de canales de marea. La capa de arenas, más reciente que el Asturiense, no contiene bastantes restos de *Purpura hoemastoma* para hacer una datación. Sin embargo, por analogía, este depósito puede situarse en el nivel de Xivares.

Del mismo modo, el yacimiento de la playa de Terrero, en San Cristóbal de Verdicio, ya descrito por Llopis Lladó (1962), se puede correlacionar con el depósito de Xivares. Allí, sobre las arcillas de alteración de las calizas del Devónico, descansan algunos cantos cubiertos por una capa de arenas marinas de 0,60 m de espesor. En el contacto de este nivel con las arcillas se encuentra un utillaje del Achelense superior (Rodríguez Asensio, 1978). Pienso que la excavación puede pertenecer al comienzo del Würmiense, aunque las arenas marinas son re-

cientes. El yacimiento se parece al de Bañuques, aunque faltan los coluviones periglaciares.

Asturias occidentales

Los yacimientos son menos demostrativos. Algunos valles de arroyos entre Cadavedo y Luarca contienen en sus desembocaduras una delgada formación periglacial, cubierta por un lecho de cantos marinos y después por un suelo. En las Fontias, al Este de la ría del Eo, un yacimiento semejante dio una fauna (*Patella vulgata*, *Gibbula lineata*, *Purpura hoemastoma*) cuya edad es de 1.920 ± 110 años B.P. (Gif. 1.267). Es posible que estos yacimientos indiquen la misma oscilación del nivel marino que Xivares u otra más reciente.

CONCLUSION GENERAL

Durante el Moseozoico y el Paleogeno, la provincia de Asturias perteneció en parte al margen continental de una zona oceánica que llegaría luego a ser el Golfo de Vizcaya. Desde el Eoceno superior hasta el Mioceno se desarrollaron los movimientos orogénicos que engendraron la cordillera Vasco-cántabrica.

A partir del Mioceno, la evolución fue de tipo post-tectónico. Tres transgresiones alcanzaron el margen de la cordillera durante el Aquitano-Langhense y después durante el Plioceno inferior y el Plioceno superior o el Pleistoceno inferior. Como consecuencia, se originaron tres superficies marinas que constituyen las rasas costeras asturianas. Estas superficies están muy bien conservadas sobre las areniscas del Paleozoico, pero sobre las calizas carboníferas fueron destruidas por la erosión cárstica y sustituidas por una superficie continental.

Los acantilados asturianos conservan los restos escalonados de tres niveles marinos pleistocenos situados a alturas de 25/40, 15/18 y 5/6 m. Los dos niveles más altos no han podido ser

datados con exactitud. La playa de 5/6 m registró dos transgresiones, la primera durante el Eemiense y la segunda hacia el Eemiense final o el Würmiense temprano.

El área actual de las playas fue tallada en gran parte durante una oscilación del mar al comienzo del Würmiense, antes del Pleniglacial inferior.

La subida flandriense del mar alcanzó un nivel semejante al actual (o un poco más elevado) antes de los 4.770 años B.P., probablemente hacia los 5.800 años B.P., durante la fase climática del Atlántico. Una segunda oscilación, la de Xivares, tuvo lugar hace 2.150 años B.P.

El escalonamiento de las áreas y niveles marinos desde el Mioceno hasta la actualidad, evidencia un levantamiento intermitente del bloque continental emergido con respecto al margen continental sumergido. El levantamiento fue más importante en aquellos sectores incluidos en el área afectada por la orogenia pirineo-cántabrica, es decir en los situados al Este de la falla cantábrica. Parece todavía sensible para el nivel de 35/40 ó 25/30 m, pero no mensurable para los niveles de 15/18 y de 5/6 m.

Respecto a la subida flandriense del mar, las costas asturianas se parecen a las del Africa atlántica donde se alcanzó un máximo hacia los años 6.000 B.P. y no hacia los años 2.000 B.P. como sucede en Bretaña. Es un fenómeno relacionado con la reacción de tipo viscoso-elástico de la astenosfera después de la fusión de los glaciares del hemisferio norte.

Los depósitos que proceden del frío son relativamente escasos y todos tienen una edad würmiense. Pueden citarse los derrubios de La Franca, de San Antolín de Bedón y de las cuevas del país calizo, los de algunos pequeños valles entre Cadavedo y Luarca y los de la playa de Otur. Las capas de soliflucción se encuentran en el Cabo Cuerno y en la playa de Area longa. Las turbas ponen de manifiesto un pleniglacial inferior frío y árido.

AGRADECIMIENTOS

Esta obra pudo realizarse gracias a la benévola autorización de la Comisión Nacional de Geología española y a la fructuosa colaboración de la Facultad de Geología de la Universidad de Oviedo, particular-

mente de los profesores C. Virgili, I. Zamarreño, M. Julivert, A. Marcos y J. Truyols, a los que hago constar mi agradecimiento.

BIBLIOGRAFIA

- Almela, A. y Ríos, J. (1962).—*Investigación del Hullero bajo los terrenos mesozoicos de la costa cantábrica (zona de Empresa Nac. Adaro Inv. Min., Madrid).*
- Andersen, S. Th., De Vries, M. and Zagwijn, W. H. (1960).—*Climatic change and radiocarbon dating in the weichselian Glacial of Denmark and the Netherlands. Geol. in Minjnb., 39, 38-42.*
- Asensio Amor, I. (1959).—Erosión marina y formación de cantos rodados en la ría del Eo. (Zona galaico-asturiana). *Estudios geográficos, 75, 251-262, Madrid.*
- (1967).—Nivel cuaternario a 80 m en la margen occidental de la ría del Eo (Zona galaico-asturiana). *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.), 65, 299-315.*
- (1970).—Rasgos geomorfológicos de la zona litoral galaico-asturiana en relación con las oscilaciones glacio-eustáticas. *Estudios geológicos, 26, 29-91, Madrid.*
- (1971).—Morfoscopia de arenas de la plataforma litoral cantábrica (Tapia de Casariego, Asturias). *Estudios geológicos, 27, 363-366.*
- y Nonn, H. (1964).—Materiales sedimentarios de terrazas fluviales I. Los depósitos de terraza del río Eo y de las márgenes de su ría. *Estudios geográficos, 96, 319-341.*
- Barrois, Ch. (1878).—Mémoire sur le terrain crétacé du Bassin d'Oviedo (Espagne). *Ann. Soc. Géol. du Nord, 4, Lille; Reimp. en Ann. Sc. Geol., 10, 1-40 (1879); Traduc. en Bol. Comis. Mapa Géol., 1.ª ser., 7, 115-150 (1880).*
- (1882).—Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mémoires de la Société Géologique du Nord, 2, Lille. Imprimerie et Librairie Six Horemans.*
- Berthois, L., Brenot, R. et Ailloud, P. (1965).—Essai d'interprétation morphologique et géologique de la pente continentale à l'ouest de la péninsule Ibérique. *Rev. Trav. Inst. Pêches Maritimes, 29, 3, 321-342.*
- Birrot, P. et Sole Sabaris, L. (1954).—Recherches morphologiques dans le N-W de la péninsule Ibérique. *Mémoires et documents, C.N.R.S., 4, 7-61.*
- Blas de Cortina, M.-A., Gonzales Morales, M.-R., Márquez Uría, M.-C. y Rodríguez Asensio, J. A. (1978).—Picos asturienses de yacimientos al aire libre en Asturias. *Bol. del Inst. de Estudios asturianos, 335-356, Oviedo.*
- Boillot, G. Depeuble, P. A., Lamboy, M., d'Ozouville, L. et Sibuet, J. C. (1971).—Structure géologique de la marge continentale au Nord de l'Espagne (entre 4º et 9º W). In: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne, 2, V 6, 1-52, Pub. I.F.P., Colloques et Séminaires, 22, Technip, Paris.*
- , —, Hennequin-Marchand, I., Lamboy, M. et Lepretre, J. P. (1973).—Carte géologique du plateau continental nord-espagnol entre le canyon de cap Breton et le canyon d'Aviles. *Bull. Soc. Géol. France, 7, 15, 3-4, 367-381.*
- Brell, J. M. (1966).—El terciario de los alrededores de Tineo. *Brev. Géol. Asturica, 10, 1-4, 7-14, Oviedo.*
- Cadavieco, J., Suárez Vega, L. C. et Vega, J. I. de La (1966).—Características, genéticas y paleogeográficas de la formación conglomerática del Jurásico en Asturias (de Avilés a Villaviciosa). *Brev. Geol. Asturica, 10, 1-4, 15-39.*
- Cailleux, A. (1943).—Distinction des galets marins et fluviaux. *Bull. Soc. Géol. France, 5º sér., 13, 4-5-6, 125-138.*
- et Tricart, J. (1959).—Initiation à l'étude des sables et des galets. C.D.U., Paris, 376 pp.
- Clark, G. A. (1976).—L'Asturien des Cantabres. Etat de la recherche actuelle. *Extr. long. Préhist. France, XXº session, Provence, 1974, 84-101.*
- Comte, P. (1937).—La série cambrienne et silurienne du Léon. *C. R. Acad. Sc., Paris, 202, 1.198-1.200.*
- Cueto y Ruí Díaz, E. (1930).—Nota acerca de las llanuras rasas y sierras planas de la Costa de Asturias. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat., 241-254, Madrid.*
- Dantín Cereceda, J. (1917).—Evolución morfológica de la bahía de Santander. *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat., ser. geol., 20, Madrid.*
- Dubar, G. (1925).—Sur les formations du Lias et du Jurassique supérieur dans les Asturies. *C. R. Acad. Sc. Paris, 180, 215-217.*
- , Mouterde, R., Virgili, C. y Suárez Vega, L. C. (1970).—El Jurásico de Asturias (Norte de España). *1º Coll. de Stratigraphie et Paléogéographie du Jurassique d'Espagne, Vitoria.*
- Durand, A. (1974).—*Stratigraphie des terrains d'âge paléogène supérieur et néogène du plateau continental basque et asturien d'après l'étude des Foraminifères planctoniques.* Thèse 3º cycle, Rennes, 118 pp.
- Esteoule-Choux, J. (1970).—Contribution à l'étude des argiles du Massif armoricain. Argiles des altérations et argiles des bassins sédimentaires tertiaires. *Mém. Soc. Géol. minéral. Bretagne, 14, 319 pp., Rennes.*
- Farber, A., Jaritz, W. (1964).—Die Geologie des westasturischen Küstengebietes zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (NW Spanien). *Geol. Jb., 81, 679-738.*
- Fernández Navarro, L. (1908).—Las costas de la Península Ibérica. *Assoc. Esp. Prog. Cienc., Congr. Zaragoza, 4, Madrid.*
- Feuillee, P. (1967).—Le Cénomanién du Pays Basque aux Asturies. *Mem. Soc. Geol. Fr., nouv. ser., 108, 343 pp.*
- et Rat, P. (1971).—Structures et paléogéographies pyrénéo-cantabriques. In: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne, 2, Technip, Paris.*
- Friedman, G. M. (1962).—On sorting, sorting-coefficients, and log normality of the grain size distribution of sandstones. *Jour. Geol., 70, 737-753.*
- Ginkel, A. O. van (1965).—Carboniferous fusulinids from the Cantabrian Mountains (Spain). Part I: Systematic paleontology of spanish fusulinid faunas. Part II: Spanish carboniferous fusulinids and their significance for correlation purposes. *Leidse Geol. Meded., 34, 1-170, 173-225.*
- Godwin, H. (1940).—Pollen analysis and Forest history of England and Wales. *New Phytologist, 39, 4, 370-400.*
- Gómez de Larena, J. y Royo Gómez, J. (1927).—Las terrazas y rasas litorales de Asturias y Santander. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat., Madrid.*
- Grisez, L. (1961).—Etudes de quelques formations littorales de l'Ouest des Asturies. *Bull. Ass. Geogr. Français, 298, 52-58.*
- Guilcher, A. (1974).—Les «rasas»: un problème de morphologie littorale générale. *Ann. de Géographie, 455, 1-33.*
- Hernández Pacheco, E. (1928).—Los cinco ríos principales de España y sus terrazas. *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. (ser. geol.).*
- (1930).—Mouvements et depots sur les cotes d'Espagne pendant le Pliocène et le pléistocène. *Deuxième rapp. comm. terrasses Plio. Pleist., Florencia.*
- (1932).—Las costas de la península hispánica y sus movimientos. *Assoc. Esp. Prog. Cienc., Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. (ser. geol.), 89-120.*
- Hernández Pacheco, F. (1949).—Las rasas litorales de la costa cantábrica en su segmento asturiano. *C. R. du VIIº Cong. long. international de Géographie, Lisbonne 1949, 2, II-III, 29-86.*
- y Asensio Amor, I. (1959).—Materiales sedimentarios sobre la rasa cantábrica. I. Tramo comprendido entre las

- riás del Eo y Foz. *Bol. Real Soc. Esp. de Hist. Nat.*, 57, 75-100.
- y — (1960).—Materiales sedimentarios sobre la rasa cantábrica. II. Tramo comprendido entre la ría de Foz y el casco urbano de Burela. *Bol. Real Soc. Esp. de Hist. Nat.*, 58, 73-83.
- y — (1961).—Materiales sedimentarios sobre la rasa cantábrica. III. Tramo asturiano comprendido entre Santiago de Villapedre (Navia) y Cadavedo (Luarca). *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 59, 207-223.
- y — (1962).—Materiales sedimentarios sobre la rasa cantábrica. IV. Tramo comprendido entre Santiago de Villapedre y el valle del río Porcía. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, 60, 65-76.
- y — (1963).—Materiales sedimentarios sobre la rasa cantábrica. V. Tramo comprendido entre el valle del río Porcía y la ría del Eo. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, 61, 89-120.
- y — (1964).—Recientes investigaciones sobre la génesis de la rasa litoral cantábrica. Tramo final del valle del río Navia (Asturias). *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, 62, 61-89.
- Hernández Sampelayo, P. (1913).—Estudio geológico de la costa de la provincia de Lugo. *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, 34.
- Hommeril, P. (1967).—*Étude de géologie marine concernant le littoral bas normand*. These Univ. Caen, 304 pp.
- Hottinger, L. y Schaub, H. (1960).—Zur Stufe neiteilong des Paleocaens und des Eocaens. Einführung der Stufen Ilerdien und Biarritzien. *Eclog. Geol. Helvet.*, 53, 1, 453-479.
- Icole, M. (1967).—Limons rouges quaternaires sur le Lanne-mezan: leur évolution pédologique. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 265, ser. D, 788-791.
- Imman, D. L. (1952).—Measures for describing the size distribution of sediments. *Jour. Sed. Petrol.*, 22, 3, 125-145.
- Julivert, M. (1965).—Sur la tectonique hercynienne a nappes de la Chaîne cantabrique (étude géologique de la région a l'Est du bassin central, Espagne). *Bull. Soc. Geol. France*, 7, 4, 644-651.
- (1971).—Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwest Spain. *Amer. Jour. Sci.*, 270, 1, 1-29.
- (1971).—L'évolution structurale de l'arc asturien. In: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, 1, I, 2-28, Technip, Paris.
- (1976).—La estructura de la región del Cabo Peñas. *Trab. Geol.*, 8, 203-309, Oviedo.
- y Truyols, J. (1969).—Sobre la naturaleza del contacto Cretáceo-Terciario en la zona urbana de Oviedo. *Brev. Geol. Astúrica*, 13, 2, 17-24, Oviedo.
- , Fontbote, J., Ribeiro, A. y Conde, L. (1972).—*Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Inst. Geol. Min. Esp., Madrid.
- Karrenberg, H. (1934).—Die postvarische entwicklung des Kantabro asturischen Gebirges (Nordwest-spanien). *Beitrag zur Geologie der west. Mediterrangebiete*, Berlin.
- Lamboy, M. (1976).—*Géologie marine et sous-marine du plateau continental au Nord-Ouest de l'Espagne. Genèse des glauconies et des Phosphorites*. These Univ. Rouen, 285 pp.
- y Dupeuble, P. A. (1975).—Carte géologique du plateau continental nord-ouest espagnol entre le canyon d'Aviles et la frontiere portugaise. *Bull. Soc. Geol. France*, 7, 4, 442-461.
- Lotze, F. (1945).—Einige probleme der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, 1-12.
- (1956).—Das Kambrium Spaniens. *N. Jb. Geol. Palaont.*, 8, 373-380.
- (1957).—Zum Alter Nordwest Spanischer Quartzit-Sandstein-Folger. *N. Jb. Geol. Palaont.*, 10, 464-471.
- Llopis Lladó, N. (1954).—Sobre la tectónica germánica de Asturias. *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, Tomo Homenaje a E. Hernández Pacheco, 415-429.
- (1955-56).—Los depósitos de la costa cantábrica entre los cabos Busto y Vidio (Asturias). *Speleon*, 6, 4, 333-347.
- (1957b).—El Terciario continental en los alrededores de Oviedo. *Estudios Geol.*, 13, 287-304. Madrid.
- (1962).—Mapa geológico de Asturias. Hojas n.º 1 y 2. Estudio de la región del Cabo de Peñas. *Inst. Est. Asturianos*, 116 pp., Oviedo.
- (1964).—Estudio geológico de los alrededores de Luarca (Asturias). *Inst. Est. Asturianos*, Oviedo.
- (1965).—Estudio geológico de los alrededores de Avilés. *Bol. I.G.M.E.*, 76, 77-142, Madrid.
- y Martínez Alvarez, J. (1959).—Sobre el terciario continental del occidente de Asturias. *Brev. Geol. Astúrica*, 3, 1-2, 3-18.
- Maldonado, A., Reguant, S. y Truyols, J. (1970).—La sucesión litostratigráfica del Terciario de San Vicente de la Barquera (Santander). *Brev. Geol. Astúrica*, 14, 3, 32-36.
- Mangin, J. Ph. (1958).—*Le Nummulitique sud-pyrénéen à l'ouest de l'Aragon*. These, Fac. Sc. Dijon, 619 pp.
- Marcos, A. (1973).—Las series del Paleozoico inferior y la estructura hercyniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trab. Geol.*, 6, Oviedo.
- Martínez Alvarez, J. A. (1961).—Nota sobre la extensión del Jurásico superior en el triangle Gijón, Avilés, Pola de Siero (Asturias). *Brev. Geol. Astúrica*, 5, 1-2, 35-43.
- Martínez García, E., Corrales, I. y Carballeira, J. (1969).—El flysch carbonífero de Pendueles (Asturias). *Trab. Geol.*, 3, 277-283.
- Mary, G. (1967).—Les niveaux marins fossiles de la région de Otur (Luarca, Asturias, Espagne). *Bull. Soc. Linn. de Normandie*, 10^e ser., 8, 38-52.
- (1968).—Les formations marines actuelles et fossiles à l'embouchure du rio Esba (Luarca, Asturias, Espagne). *Cah. Ocean.*, 20, 8, 683-693.
- (1970).—Dépôts marins et éolisation ancienne près du phare de Peñas. *Brev. Geol. Astúrica*, 14, 3, 29-32.
- (1970).—La rasa cantábrica entre Luarca y Ribadeo (Asturies-Espagne). *Brev. Geol. Astúrica*, 14, 4, 45-48.
- (1971).—Les hautes surface d'abrasion marine de la côte asturienne (Espagne). In: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, 2, 5, 1-12, Technip, Paris.
- (1971).—Les formations quaternaires de la côte asturienne (Espagne) entre Ribadesella et Comillas. *Bull. A.F.E.Q.*, 2, 111-118.
- (1972).—Le Quaternaire du Cap de Esbarradoiro (Luarca, Asturias, Espagne). *Brev. Geol. Astúrica*, 16, 4, 53-56.
- (1979).—*Evolution de la bordure côtière asturienne (Espagne) du Néogène a l'Actuel*. These Univ. Caen (France).
- y Medus, J. (1971).—Présence de Sparnacien a la base d'une «rasa» au Monte Granda à l'ouest de Avilés (Asturies, Espagne). *C.R. Som. S.G.F.*, 17, 125 pp.
- , Beaulieu, J. L. de y Medus, J. (1973).—Un diagramme sporopollinique et des datations 14C pour la tourbiere du Llano Roñanzas (Asturies, Espagne). *C.R. Som. S.G.F.*, 2, 37-38.
- , Medus, J. y Delibrias, G. (1975).—Le Quaternaire de la côte asturienne (Espagne). *Bull. A.F.E.Q.*, 1, 13-23.
- , — y — (1977).—Documents sur l'évolution de la flore du littoral nord espagnol au Wurm. In: *Recherches francaises sur le Quaternaire, INQUA 1977, suppl. Bull.*, A.F.E.Q., 1, 50, 23-31.

- Medus, J. (1965).—*Contribution palynologique à la connaissance de la flore et de la végétation néogène de l'Ouest de l'Espagne: étude des «sédiments récents» de Galice*. Thèse 3^e cycle, Montpellier, 91 pp.
- Mengaud, L. (1920).—*Recherches géologiques dans la Région Cantabrique*. Thèse Univ. Toulouse, imprimerie Vve Bonnet.
- Nonn, H. (1961).—Les dépôts de la «rasa» cantabrique dans sa partie occidentale (Galice, Espagne). *Rev. Géomorph. dyn.*, 7-8-9, 97-105, Strasbourg, Paris.
- (1966).—Les régions côtières de la Galice (Espagne). Etude géomorphologique. *Publications de la Faculté des Lettres de l'Université de Strasbourg*, 3, Fondation Baulig, Société d'éditions Les Belles Lettres 95, Paris.
- Paepe, R. y Vanhoorne, R. (1967).—The stratigraphy and Paleobotany of the late Pleistocene in Belgium. *Mém. expl. cartes géol. min. Belgique*, 8, 96 pp.
- Patac, I. (1920).—La formación uraliense asturiana. *Estudios de Cuencas carboníferas*, 1, 54 pp.
- Poignant, A. (1972).—Microfacies et microfaunes du Priabonien, d l'Oligocene et du Miocene d'Aquitaine méridionale. *Trav. Lab. de micropaléontologie*, 1, Univ. Paris, VI, 11 pp.
- Ramírez del Pozo, J. y Gianini, G. (1973).—Mapa geológico de España, e. 1/50.000, Gijón. *Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid.
- Reguant, S. y Truyols, J. (1968).—El Nummulites aff. *biedai* de Cabo Oriambre (San Vicente de la Barquera, Santander) y su situación estratigráfica. *Brev. Geol. Astúrica*, 12, 1-4, Oviedo.
- Rodríguez Asensio, J. A. (1978).—Nota preliminar sobre las excavaciones en el yacimiento de Bañugues (Gozón-Asturias). *Bol. Inst. Est. Asturianos*, 358-368.
- y Flor Rodríguez, G. (1979).—Estudio del yacimiento prehistórico de Bañugues y su medio de depósito (Gozón, Asturias). *Zephyrus*, 24, 206-22.
- Royo Gómez, J. (1927).—Découvertes des restes de *Paleotherium magnun* dans la Péninsule ibérique. *C.R. Soc. Géol. France*, 3, 25-27.
- Schroeder, R. y Wienands, A. K. (1966).—Veber die marine unterkreider der asturischenkuste (Nordpanien). *N. Jb. Geol. Palaont. Mh.*, 7, 425-433.
- Schulz, G. (1858).—*Descripción geológica de Asturias*. Madrid.
- Suárez Vega, L. C. (1974).—Estratigrafía del Jurásico en Asturias. *Cuad. Geol. Ibérica*, 3.
- Tosal, J. M. (1968).—Relaciones zócalo-cobertera en el límite de las provincias de Oviedo y Santander. *Brev. Geol. Astúrica*, 12, 1, 9-14, Oviedo.
- Vatan, A. (1967).—*Manuel de sédimentologie*, 397 pp. Technip, París.
- Vega del Sella, Conde de la (1921).—El paleolítico de la Cueva de Morín (Santander) y notas para la climatología cuaternaria. *Mem. Com. Invest. Paleont. y Prehist.*, 29.
- Virgili, C., Suárez Vega, L. C. y Rincón, R. (1971).—Le Mésozoïque des Asturies (Nord de l'Espagne). In: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, 2, 4, 1-20. Technip.
- , Mary, G., Suárez Vega, L. C. y Brell, J. M. (1968).—Depósitos marinos del Cuaternario antiguo (?) sobre la cuarcita armoricana del Cabo Torres (Gijón). *Brev. Geol. Astúrica*, 12, 2, 4-8, Oviedo.
- Woillard-Roucoux, G. (1977).—Grande Pile: a continuous climatic record for the last 140.000 years. *Abstracts, X Inqua congress, Birmingham*, 505 pp.
- Zagwijn, W. H. (1974).—Vegetation climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherlands. Part II. Middle Weichselian. *Meded. Rijks geol. Die*, 1-25, 101-111.

