



IGME

12

11-3

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BUSTO

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

BUSTO

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Míneras, S. A., con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E. En su realización han intervenido los siguientes autores:

Cartografía: Alberto Marcos y María Luisa Arboleya. (Departamento de Geotectónica, Universidad de Oviedo.)

Memoria: Alberto Marcos.

- Estratigrafía de la Serie de los Cabos en la sección Cadavedo-Luarca: C. T. Baldwin (University of East Anglia, Inglaterra).
- Depósitos cuaternarios en relación con la rasa: G. Mary (Laboratoire de Géologie, Centre Universitaire du Mans, Francia).
- Rocas metamórficas e ígneas: F. Martínez (Dpto. de Geotectónica, Universidad de Oviedo).

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- muestras y sus correspondientes preparaciones,
- informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras,
- columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos,
- fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 4.776 - 1976

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

INTRODUCCION

Desde el punto de vista geológico la Hoja de Busto se sitúa dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa (LOTZE, 1945), ocupando el extremo septentrional del antiforme del Narcea.

Si exceptuamos los depósitos cuaternarios, la Hoja de Busto se constituye exclusivamente por materiales pertenecientes al Paleozoico Inferior, con facies propias de la Zona Asturoccidental-leonesa. Aunque en el ámbito de la Hoja pueden diferenciarse esencialmente dos unidades separadas por una superficie de cabalgamiento, las facies de los sedimentos son idénticas a un lado y otro de ella.

Las condiciones de afloramiento en el marco de la Hoja son generalmente desfavorables a causa del recubrimiento cuaternario y la vegetación. Debido a ello, solamente a lo largo del acantilado de la costa pueden obtenerse buenas sucesiones estratigráficas y realizarse un análisis estructural detallado.

El trabajo de campo para el levantamiento cartográfico ha sido realizado por A. Marcos y María L. Arboleya. La redacción de esta Memoria ha corrido a cargo del primer autor, con la colaboración especial de F. Martínez (rocas ígneas y metamórficas); C. T. Baldwin (estratigrafía y sedimentología de la Serie de los Cabos), y G. Mary (depósitos cuaternarios en relación con las rasas).

1 ESTRATIGRAFIA

La sucesión estratigráfica del Paleozoico se inicia en el Cámbrico Inferior y puede seguirse hasta el Ordovícico Inferior-Medio, diferenciándose claramente cuatro formaciones:

CA₁: Areniscas de la Herrería (Cámbrico Inferior).

CA₁^c: Caliza de Vegadeo (Cámbrico Inferior).

CA₂-O₁: Serie de los Cabos (Cámbrico Medio-Ordovícico Inferior).

O₁₋₂: Pizarras de Luarca (Ordovícico Inferior-Medio).

De éstas, solamente la Caliza de Vegadeo y la Serie de los Cabos afloran de un modo completo en el ámbito de la Hoja.

Aparte de estas formaciones, solamente se diferencian en la Hoja depósitos cuaternarios, entre los cuales los desarrollados en relación con la rasa adquieren una importancia que justifica su descripción detallada.

1.1 CAMBRICO INFERIOR (CA₁; CA₁^c)

Como acabamos de indicar, los materiales más antiguos que afloran en la Hoja pertenecen al Cámbrico Inferior y corresponden a una formación detrítica (CA₁) denominada Areniscas de la Herrería (COMTE, 1938) o Cuarzitas de Cándana (LOTZE, 1957).

El afloramiento más amplio de esta formación se sitúa en el extremo sur-este de la Hoja, donde se encuentra intensamente replegada; este hecho, unido al de que su base se encuentre truncada por un cabalgamiento, dificulta el levantamiento de la sucesión estratigráfica. Las Areniscas de la Herrería alcanzan la costa fuera ya de la Hoja estudiada, en el extremo O. de la Hoja de Avilés, donde puede obtenerse una buena sucesión en el sector comprendido entre la Concha de Artedo y Cudillero; en este sector, el espesor de la formación supera los 2.000 m. y se encuentra constituida esencialmente por areniscas feldespáticas de grano grueso con pizarras intercaladas (LOTZE, *in* LOTZE & SDZUY, 1961; FARBER & JARITZ, 1964; JARITZ & WALTER, 1970; JULIVERT, TRUYOLS, MARCOS & ARBOLEYA, 1973).

Las Areniscas de la Herrería afloran también con menor extensión a lo largo de un estrecho corredor situado entre las localidades de Ribón, en la costa, y Soto de Trevías. En este sector solamente los niveles superiores se encuentran representados —con una litología semejante a la anteriormente descrita—, ya que la formación se encuentra interrumpida por una superficie de cabalgamiento.

Las únicas faunas que permiten dar precisiones en cuanto a la edad de las Areniscas de la Herrería se sitúan en su parte más alta, en los niveles de tránsito a la Caliza de Vegadeo; en estos niveles, en el extremo oriental de la Concha de Artedo, se ha citado la presencia de trilobites del género *Metadoxides* (FARBER *in* LOTZE & SDZUY, 1961; FARBER & JARITZ, 1964), que según SDZUY (1971) corresponden a la parte más baja del Cámbrico Inferior, y Arqueociátidos (LOTZE & SDZUY, 1961; DEBRENNE & LOTZE, 1963). Diversos géneros de icnofósiles —sin valor cronológico— han sido citados a todo lo largo de la sucesión (ARBOLEYA, 1973 a).

Por encima de las Areniscas de la Herrería se sitúa una formación carbonatada (CA₁^c) denominada Caliza de Vegadeo (BARROIS, 1882). La Caliza de Vegadeo constituye dentro de la Hoja dos estrechas franjas que alcanzan el mar en la Concha de Artedo y en la Playa de Cadavedo. Las condiciones de afloramiento de esta formación son muy defectuosas, ocupando en general zonas morfológicamente deprimidas cubiertas de materiales cuaternarios. Si bien a efectos cartográficos su posición puede ser señalada con facilidad en la mayor parte de los casos, la discontinuidad de los afloramientos impide establecer una sucesión estratigráfica. En la mayor parte de las localidades (Soto de Luiña, Playa de Cadavedo, Soto de Trevías) la Caliza de Vegadeo se encuentra totalmente recrystalizada y dolomitizada, por lo cual sus características desde el punto de vista sedimentológico no pueden ser precisadas. El espesor de la formación es del orden de los 100 m.

La edad de la Caliza de Vegadeo puede ser precisada con base a los yacimientos de trilobites situados inmediatamente por encima y debajo de ella. Como ya hemos señalado anteriormente, por debajo de la caliza se sitúan yacimientos del Cámbrico Inferior. Los niveles situados inmediatamente por encima de la Caliza de Vegadeo, en la base de la Serie de los Cabos, han dado faunas del Cámbrico Medio en diversas localidades, como más adelante veremos. De acuerdo con esto, la edad de la Caliza de Vegadeo debe corresponder al Cámbrico Inferior, lo cual está de acuerdo con los datos existentes de otras áreas de la Zona Asturoccidental-leonesa.

1.2 CAMBRICO MEDIO Y ORDOVICICO INFERIOR (CA₂-O₁)

Por encima de la Caliza de Vegadeo se sitúa una potente formación detrítica (CA₂-O₁) que desde LOTZE (1958) se denomina Serie de los Cabos. Tal como fue en principio descrita, la Serie de los Cabos abarca desde la parte superior de los niveles margosos con Trilobites que se superponen a la Caliza de Vegadeo (ARTEDO SCHICHTEN, FARBER & JARITZ, 1964), hasta las Pizarras de Luarca. Dada la dificultad de separar cartográficamente estos niveles de la totalidad de la Serie de los Cabos, los consideramos a efectos de descripción incluidos en ella.

Esta formación ocupa la mayor parte del área comprendida en la Hoja de Busto. En la mitad O. de la Hoja puede obtenerse un corte completo de la formación, desde Cadavedo hasta Luarca; en el resto de la zona la Serie de los Cabos ocupa en términos generales un sinclinatorio por delante del cabalgamiento de Allande.

La Serie de los Cabos está constituida por más de 4.000 m. de sedimentos clásticos marinos. Debido a la ausencia general de yacimientos fosilíferos en esta formación, los problemas sobre su división estratigráfica, correlaciones y medio de depósito no fueron nunca abordados de modo general. FARBER & JARITZ (1964), y JARITZ & WALTER (1970) consideran en sus publicaciones algunos aspectos sedimentológicos de la Serie de los Cabos, pero restringiendo su discusión estratigráfica a correlaciones de datos litoestratigráficos locales y proponiendo edades provisionales para ciertas partes de la formación. En una publicación reciente, C. T. BALDWIN (en prensa) aborda los problemas de la litología, medio de depósito y división estratigráfica de la Serie de los Cabos, en parte basándose en los datos proporcionados por los icnofósiles contenidos en ella; los datos que sobre todos estos aspectos se proporcionan en esta Memoria proceden esencialmente de la información suministrada por dicho autor. La mayor parte de los datos que siguen a continuación proceden del estudio de la Serie de los Cabos en la sección comprendida entre Cadavedo y Luarca, que es la única completa dentro de la Hoja.

1.2.1 Litostratigrafía

La sedimentología de la Serie de los Cabos en la sección mencionada es muy completa. El método seguido para la descripción general de la formación se basa en una síntesis de las litofacies que contiene y su correspondiente distribución. Las estructuras sedimentarias características de cada facies se relacionan en la figura 2, y la distribución de las facies dentro de la formación se muestra en la figura 1.

Como puede apreciarse, se proponen cinco litofacies, cada una de las cuales refleja tanto la posición batimétrica como las variaciones en el tipo de sedimentos. Estas cinco facies caracterizan una gama de sub-medios dentro de una extensa plataforma continental, que varían en posición desde el límite superior de la zona intermareal hasta la plataforma abierta.

1.2.2 Distribución de facies

La figura 2 muestra la distribución de las cinco facies antes citadas; como puede apreciarse, la sucesión contiene un predominio de facies tipo «tidal flat» en su mitad inferior, con un incremento gradual de las facies «off-shore bar» y «lagoonal» en su parte media (véanse niveles entre 2.200

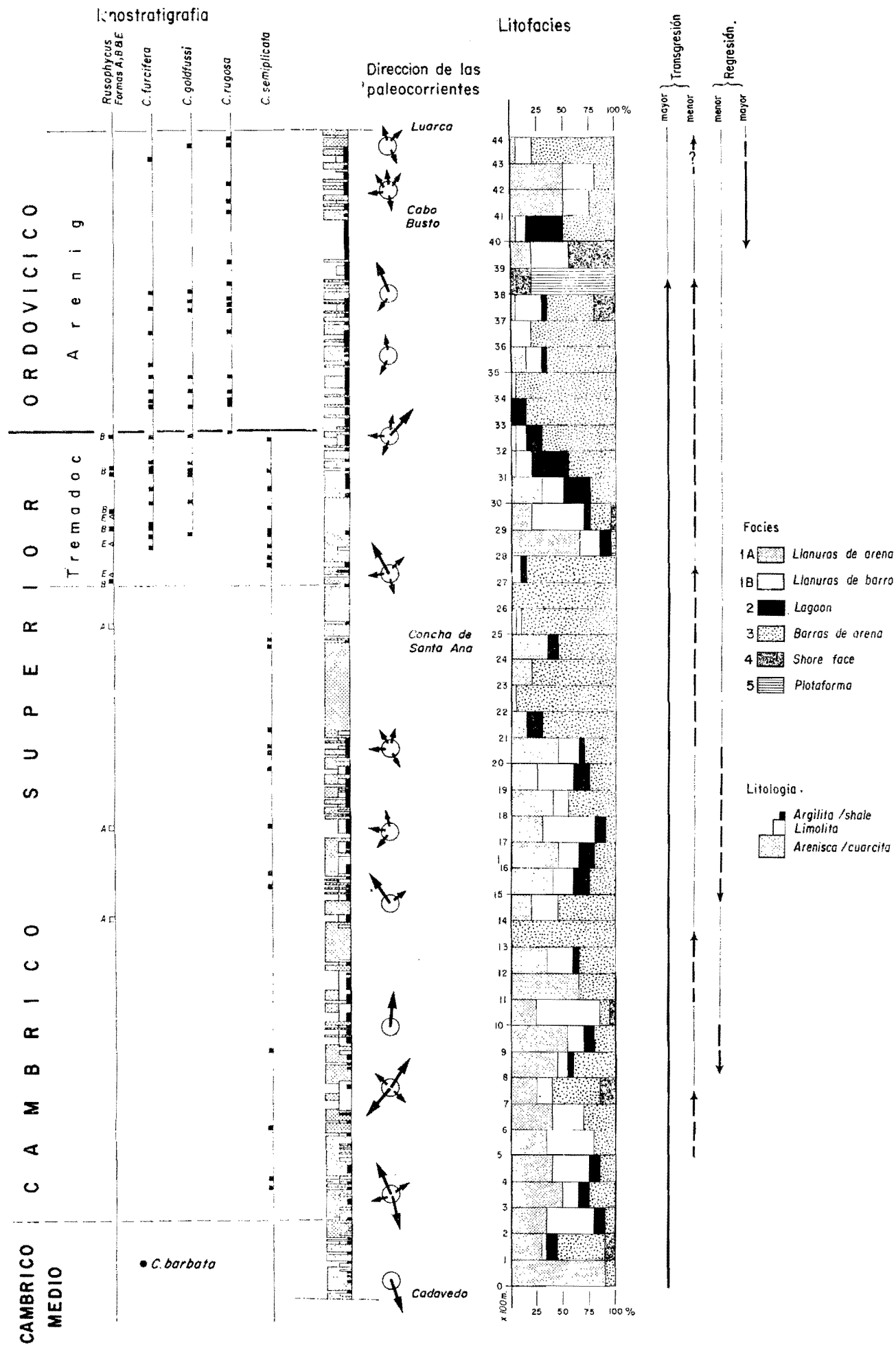


Figura 1.—Subdivisión icnostratigráfica de la Serie de los Cabos. Los límites entre el Cámbrico Medio y Superior y el límite en la base del Tremadoc no son precisos. El límite Cámbrico-Ordovícico es relativamente preciso. La litología y distribución de facies se encuentran resumidas. Los detalles de la litofacies se muestran en la figura 2. (Según BALDWIN, en prensa.)

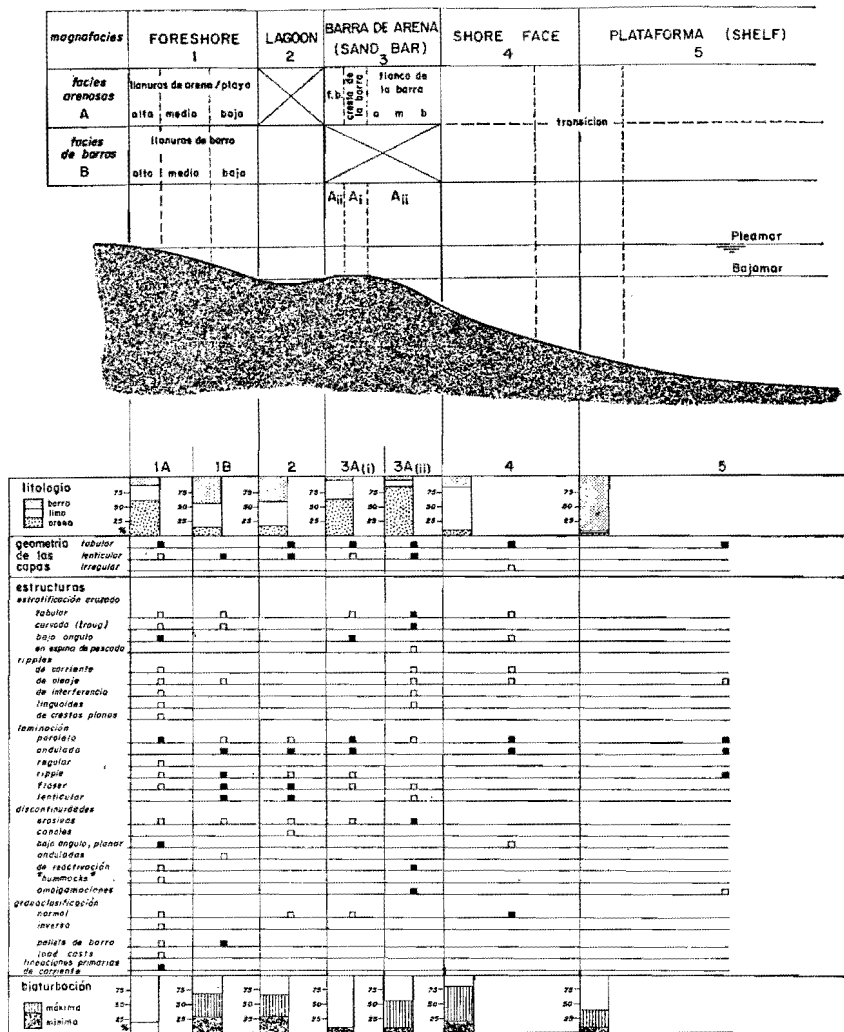


Figura 2.—Modelo de litofacies para la Serie de los Cabos entre Cadavedo y Luarca. Su distribución se muestra en la figura 1. (Según BALDWIN, en prensa.)

y 3.100 m.). Estas pasan gradualmente hacia arriba a facies progresivamente más distales, caracterizadas por facies de tipo «shore» y de plataforma, en los niveles entre 3.000 y 4.000 m. Sin embargo, esta parte de la sucesión constituye una secuencia terminal compleja, compuesta por numerosos ciclos transgresivos y regresivos que en general forman una fase transgresiva mayor.

Los niveles que en la base de la Serie de los Cabos forman la transición con la Caliza de Vegadeo son difíciles de interpretar, debido a las deficientes condiciones de afloramiento; en la Zona Cantábrica estos niveles indican un depósito en un medio marino somero y es muy probable que estas mismas condiciones permanezcan en la Zona Asturoccidental-leonesa. De este modo, el límite entre la Caliza de Vegadeo y la Serie de los Cabos es muy probable que refleje un incremento en los aportes clásticos y no un cambio fundamental en el medio batimétrico.

1.2.3 Niveles estratigráficos con pistas fósiles de trilobites

Si bien la Serie de los Cabos contiene pocos fósiles, una buena información estratigráfica puede derivarse del estudio de sus icnofósiles. En este contexto, pistas fósiles de trilobites, tales como *Cruziana* (pistas de reptación) y *Rusophycus* (pistas de reposo) pueden ser utilizadas por establecer divisiones estratigráficas.

La figura 1 muestra la posición de las diversas pistas fósiles que se describen a continuación en el corte Cadavedo-Luarca.

Como puede apreciarse, *Cruziana semiplicata* se encuentra presente desde cerca de la base de la sucesión hasta los 3.300 m., donde coexiste con los tres miembros del Grupo Rugosa (*C. rugosa*, *C. furcifera* y *C. goldfussi*). *C. rugosa* aparece por encima de los 3.300 m., y salvo en una localidad donde coexiste con *C. semiplicata*, ambas especies se excluyen mutuamente. *C. furcifera* y *C. goldfussi* se extienden a niveles más inferiores que *C. rugosa* y se superponen con *C. semiplicata*; la primera de estas especies (*C. furcifera*) se encuentra ausente por debajo de los 2.875 m.

En la mayor parte de los niveles con *C. semiplicata* se encuentran intermitentemente *Rusophycus* de la Forma A, que desaparecen por encima de los 2.600 m. Sobre estos niveles aparecen *Rusophycus* de la Forma B hasta los 3.300 m. Una nueva Forma (E) de *Rusophycus* existe en la zona de paso de las Formas A a B. Otros tipos de pistas atribuidas a la actividad de trilobites, tales como *Monomorphichnus* y *Dimorphichnus*, aparecen también a lo largo de la sucesión.

En el resto de la Hoja de Busto solamente se encuentran representados los 1.200 m. basales de la Serie de los Cabos (con una litología semejante a la descrita para la sección Cadavedo-Luarca). En el corte del acantilado de la costa, entre la Concha de Artedo y el Cabo Vidio, se ha citado también

la existencia de diversos yacimientos de icnofósiles (ARBOLEYA, 1973 a), cuya posición en el campo y en la sucesión estratigráfica se encuentran representadas en la figura 3.

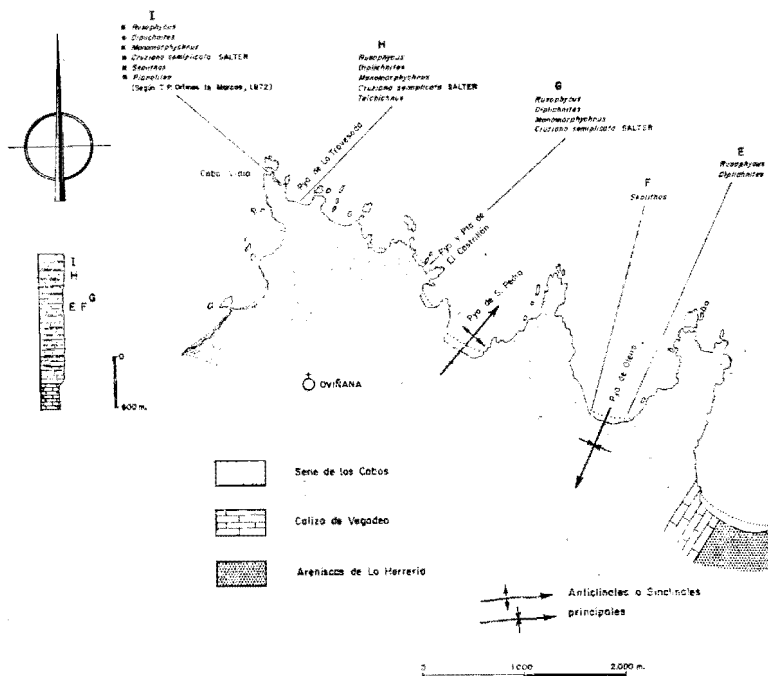


Figura 3.—Icnofósiles en la Serie de los Cabos en los alrededores de Cabo Vidio. (Según ARBOLEYA, 1973 a, simplificado.)

1.2.4 Yacimientos fosilíferos

Yacimientos de trilobites han sido localizados por diversos autores en diferentes localidades. Así, en la Concha de Artedo, FARBER (in LOTZE & SDZUY, 1961; FARBER & JARITZ, 1964) recogió trilobites en dos horizontes, separados unos 20 m., conteniendo: *Conocoryphe heberti*, MUNIER-CHALMAS & BERGERON, 1889; *Paradoxides brachyrhachis*, LINNARSSON, 1883; *Solenopleuropsis* sp. en el horizonte inferior, y *Paradoxides brachyrhachis*, LINNARSSON, 1883 (o *P. mediterraneus*, POMPECKJ, 1901); *Sclenopleuropsis marginata*, SDZUY, 1958; *Conocoryphe pseudooculata*, MIQUEL, 1905; *Baillia* cf. *barriense*, SDZUY, 1958, en el superior.

En Cadavedo, FARBER & JARITZ (1964) citan asimismo la presencia de: *Paradoxides brachyrhachis*, LINNARSSON, 1883.

Cerca de Villanueva de Trevías existe otro yacimiento de trilobites descubierto por VALDES LEAL (*in* Memorias y Comunicaciones de la I Reunión Nacional de Geología, Oviedo, 1962), en el que según FARBER & JARITZ (1964) se encuentran: *Solenopleuropsis simula*, SDZUY, 1958; *Paradoxides pradoanus*, VERNEUIL & BARRANDE, 1860; *Conocoryphe heberti*, MUNIER-CHALMAS & BERGERON, 1889, y *Condylopyge rex* (BARRANDE, 1846).

En el mismo yacimiento, RUIZ (1971) señala la existencia, además, de: *Agraulus antiquos*, SDZUY, 1961; *Solenopleuropsis marginata*, SDZUY, 1958, y *Bailiella* cf. *levyii*, MUNIER-CHALMAS & BERGERON, 1889. Por nuestra parte, hemos podido confirmar la presencia de: *Paradoxides pradoanus*, VERNEUIL & BARRANDE, 1860; *Solenopleuropsis marginata*, SDZUY, 1958, y *Conocoryphe heberti*, MUNIER-CHALMAS & BERGERON, 1889, en el mismo yacimiento, según clasificación del Prof. J. TRUYOLS, de la Universidad de Oviedo.

Todos los yacimientos citados se sitúan en los niveles de pizarras verdes y margas que ocupan la base de la Serie de los Cabos.

1.2.5 División estratigráfica de la Serie de los Cabos

De acuerdo con la información proporcionada por los datos paleontológicos antes citados, pueden obtenerse las siguientes conclusiones:

a) A grandes rasgos, la Serie de los Cabos puede ser dividida en dos zonas, una por encima de los 3.300 m. (donde aparece *C. rugosa*) y otra por debajo (presencia de *C. semiplicata*) (Fig. 1). De acuerdo con los datos existentes de otras regiones (CRIMES, 1970), puede asumirse que la zona superior representa el Arenig.

b) Por debajo del límite inferior del Arenig existen 600 m. con icnofaunas mezcladas, que incluyen elementos cámbricos y ordovícicos. Debido a esto, parece razonable proponer una edad Tremadoc para esta zona.

c) Por debajo de los 2.800 m. la icnofauna se encuentra restringida a *C. semiplicata* y *Rusophycus* (Forma A), ambos característicos del Cámbrico Superior (sub-Tremadoc) (CRIMES, 1970; RADWANSKI & RONIEWICZ, 1963).

d) Las capas basales de la Serie de los Cabos (ARTEDO, SCHICHTEN, FARBER & JARITZ, 1964) pueden ser datadas con trilobites como del Cámbrico Medio (ver referencias antes citadas), y por encima de estos niveles, en las Capas de Churín (FARBER & JARITZ, 1964), la presencia de *C. barbata* (SEILACHER, 1970) sugiere una edad semejante. Sin embargo, la posición exacta del límite Cámbrico Medio-Superior no puede por el momento precisarse.

1.3 ORDOVICICO INFERIOR-MEDIO (O₁₋₂)

En el extremo O. de la Hoja aflora una parte de la formación que se superpone directamente a la Serie de los Cabos y que desde BARROIS (1882) se conoce con el nombre de Pizarras de Luarca. Estos niveles se encuentran ocupando una estructura sinformal, y solamente la parte basal de las Pizarras de Luarca se encuentra representada (Fig. 4). El criterio seguido para señalar los límites de esta formación es el adoptado por MARCOS (1973) para la mitad oriental del Dominio del Navia, en la Zona Asturoccidental-leonesa; en este sentido, solamente el miembro inferior de las Pizarras de Luarca, constituido esencialmente por pizarras negras con intercalaciones de cuarcitas y algunos niveles de hierros oolíticos, se encuentra representado en el ámbito de la Hoja (ver MARCOS, 1973, pp. 25-27 y fig. 12). De acuerdo con dicho autor, el depósito de las Pizarras de Luarca en este sector se habría iniciado ya en el Ordovícico Inferior, prosiguiéndose a todo lo largo del Ordovícico Medio.

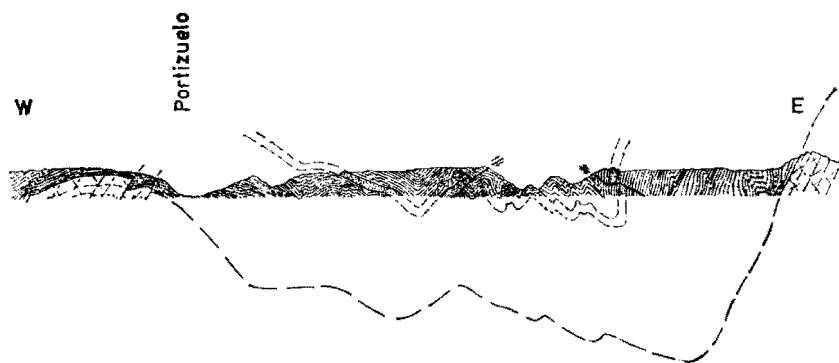


Figura 4.—Corte geológico entre El Carretón y Portizuelo, mostrando los niveles basales de las Pizarras de Luarca. (Según MARCOS, 1973, simplificado.)

1.4 CUATERNARIO (QAr; QC; QP; QAI; QL; Q)

De entre los materiales cuaternarios que se han diferenciado en la Hoja, los depósitos en relación con la rasa son los que sin duda merecen mayor atención.

Como a todo lo largo de la costa asturiana, una superficie plana y elevada, denominada rasa, bordea el litoral en la Hoja de Busto. La rasa se adosa a las montañas situadas inmediatamente al sur de la costa y se extiende hasta el frente de los acantilados, con una anchura de entre 750 m. y

3 Km. La altura de los acantilados oscila entre 63 m. (Cabo Busto) y 100 m. (Peña Rebellón). La rasa se encuentra cortada por numerosos ríos y arroyos.

A continuación nos referimos a los problemas que plantean los depósitos relacionados con la rasa, al origen de su superficie de arrasamiento y a la edad de su formación.

1.4.1 Los depósitos recientes

Depósitos arenosos (eboulis ordonnés), con un espesor de 1,40 m., se encuentran en varias localidades de la costa (Querías, Santa Ana, Portizuelo, Playa de Molinos...). Su emplazamiento debió tener lugar bajo condiciones de clima frío y árido, probablemente a finales del Würmiense (MARY, inédito). Estos afloramientos culminan con un nivel de cantos marinos, lo cual podría denotar una oscilación marina posglaciar.

1.4.2 Los niveles marinos tyrrhenienses

En la desembocadura del río Esba y en el caserío de Cueva existen tres depósitos superpuestos de cantos aglomerados por un cemento ferruginoso, situados a alturas de 5-6 m., 12-15 m. y 25-30 m. (MARY, 1968); el más bajo de estos niveles contiene capas conchíferas. Estos niveles existen también en el oriente de Asturias, donde adquieren mayor importancia y donde se ha podido probar que el más reciente es anterior a 35.000 años (MARY, en prensa). Estos depósitos representan muy probablemente lo que se ha denominado Tyrrheniense I, II y III por BONIFAY & MARS (1959) en el Mediterráneo.

Estos niveles y los depósitos recientes antes citados (1.4.1) no han sido representados en la Hoja, dada su escasa extensión.

1.4.3 Los problemas relativos a la rasa

A) *Los depósitos de la rasa.* En 1956, LLOPIS reconoció la existencia de dos tipos de depósitos: cantos marinos en bolsadas o láminas y una formación aluvial de piedemonte.

a) *Los cantos marinos:* Afloran en particular en los alrededores del faro de Busto, aunque se pueden ver desde Cadavedo a Luarca. LLOPIS (1956) les atribuyó un origen marino, opinión que prevalece en la actualidad (MARY, 1968); sin embargo, para HERNANDEZ-PACHECO & ASENSIO AMOR (1961) se trataría de materiales continentales retocados por la acción del mar.

En Cabo Vidio estas bolsadas de cantos faltan, encontrándose en su lugar un depósito arenoso de 1,20 m. de espesor.

Por lo que respecta a su origen, estos depósitos de arenas contienen cantos típicamente marinos, y los minerales pesados que comportan son diferentes a los que contienen las rocas del zócalo; en conclusión, MARY (inédito) supone que se trata de un antiguo depósito arenoso marino. Las bolsadas de cantos marinos reaparecen sobre la rasa entre los ríos Esquerio y Uncín, a una altitud de 120 m.

Estos tipos de depósitos se encuentran representados en el mapa junto con otros depósitos más modernos y suelos sobre la superficie de la rasa (QAr).

b) *La formación aluvial de piedemonte (QC)*: Esta formación se extiende a lo largo de tres zonas: entre Luarca y el río Esba, entre Cabo Busto y Cadavedo y entre Ribón y Cabo Vidio.

Al pie de la vertiente se trata de una masa no estructurada de cantos angulosos y bloques embebidos en una matriz arenosa; aguas abajo comienza poco a poco a dibujarse una estratificación, hasta que finalmente se diferencian capas de arena y grava separando los horizontes de bloques. El valor del índice de redondez es inferior a 300 e incluso 200 para los 2/3 de los cantos. La arena está mal calibrada, no muestra ningún pulimento y debe provenir de la desagregación de las areniscas del basamento.

Por lo que respecta a su origen, esta formación proviene, sin duda, del desmantelamiento de la vertiente que rodea la rasa. Es probable que su formación tuviese lugar en condiciones de clima de tipo semiárido y que se encuentre enriquecida por aportes torrenciales.

B) *Relación entre los depósitos marinos y la formación aluvial de piedemonte: origen de la rasa*. LLOPIS (1956) observó que la formación aluvial de piedemonte se encuentra superpuesta a los niveles de cantos marinos. MARY (inédito) ha constatado también esta superposición, en particular observable en el valle del río Ricante y en los km. 152,31, 147,7, 146,6, 136,7 y 132,4 entre Ribón y Cabo Vidio. Esta misma observación puede hacerse en la galería de la cantera de La Gilera, en Novellana, cerca de la costa.

Para MARY, la rasa es una antigua superficie de abrasión marina, recubierta posteriormente por la formación aluvial, de piedemonte.

C) *Edad de la rasa y sus depósitos*. Las conclusiones alcanzadas a este respecto por diversos autores se encuentran sintetizadas en el Cuadro I.

Según MARY, la edad de la rasa no puede ser Tyrrheniense, debido a la existencia de los tres niveles marinos de cueva, antes citados, que representan la totalidad del mismo. Este autor supone que la rasa de 100 m. debió originarse a comienzos del Cuaternario o más probablemente en el Plioceno con base a diferentes datos (MARY, 1970 b, 1971; MARY & MEDUS, 1971).

Por lo que respecta a la formación aluvial y piedemonte, MARY (inédito) constata que su emplazamiento es anterior al encajamiento de los valles

CUADRO I

	Superficie de aplanamiento (rasa)		Edad de la formación aluvial de piedemonte
	Origen	Edad	
H. PACHECO, 1949 H. PACHECO & ASENSIO AMOR, 1961 (*)	Continental	Mioceno → Plioceno	(*) Mio-Plioceno → Cuaternario
LLOPIS, 1956	Abrasión marina	Tyrrheniense	Cuaternario
MARY, G. (op. cit.)	Abrasión marina	Plioceno	Villafranquiense

que cortan la rasa y que es diferente a los «éboulis ordonnés» de finales del Wurm. Debido a estos argumentos y también al tenor en caolinita de las arcillas de esta formación, supone que su emplazamiento debió tener lugar probablemente en el Villafranquiense.

1.4.4 Otros depósitos cuaternarios

Aparte de los anteriormente citados se han diferenciado también en el mapa depósitos aluviales (QAI), derrubios de ladera (QL), playas (QP) y otros indiferenciados (QL).

2 TECTONICA

Las estructuras que se desarrollan en el ámbito de la Hoja son esencialmente el resultado de la orogénesis herciniana; no obstante, los datos proporcionados principalmente por el estudio de la plataforma continental han evidenciado la existencia de algunas estructuras (esencialmente fallas) más modernas afectando al Mesozoico y Terciario.

2.1 LA ESTRUCTURA GENERAL

De la observación del mapa y los cortes geológicos se puede deducir una estructura de pliegues y fallas relativamente sencilla. Un gran cabalgamiento, que se prosigue hacia el Sur por cerca de un centenar de kilómetros —cabalgamiento de Allande, MARCOS (1973)— divide la Hoja en dos sectores:

Al O., la macroestructura es esencialmente monoclinal, con las capas inclinadas de modo general hacia el O., y solamente modificada por algunas flexiones y pliegues de detalle.

Al E., la estructura es algo más compleja y se encuentra constituida por pliegues anticlinales y sinclinales que en conjunto conforman un gran sinclinorio cuyo núcleo está ocupado por la Serie de los Cabos, con su flanco occidental truncado por el cabalgamiento de Allande.

Un elemento estructural importante lo constituye una gran fractura de dirección ONO-ESE. que denominaremos Falla de Vallina. La amplia zona de brechificación producida por esta falla en la playa Vallina, al O. de Cabo Vidio, fue ya señalada por FARBER & JARITZ (1964) y ARBOLEYA (1973 b); tierra adentro, el trazado de la falla se localiza con dificultad, debido a que se mantiene paralela a la línea de costa, y en consecuencia se encuentra recubierta en gran parte por los depósitos de la rasa. No obstante, el hecho

de que origine una inflexión brusca en el trazado de las estructuras, facilita su reconocimiento a escala cartográfica, pudiendo afirmarse que se extiende hacia el E., al menos hasta la ría de Pravia, en la desembocadura del Nalón.

La falla de Vallina ha sido perfectamente localizada en la plataforma continental (BOILLLOT, QUPEUBLE, LAMBOY, D'OZOUVILLE & SIBUET, 1971), donde se prosigue al menos un centenar de kilómetros. Estos autores sugieren que se trata de un décrochement dextrógiro, con base al desplazamiento que produce en el Terciario de la plataforma; la inflexión que sufren las capas de la Serie de los Cabos en la zona de Cabo Vidio parece de acuerdo con este tipo de movimiento.

2.2 LAS FASES DE DEFORMACION HERCINIANAS

La existencia de varios tipos de estructuras superpuestas pone de manifiesto dos fases importantes de deformación.

Durante la primera fase se desarrolla una esquistosidad de flujo relacionada con pliegues micro y mesoscópicos; esta primera fase va acompañada por un metamorfismo regional débil. No parecen existir grandes pliegues de primera fase y, en consecuencia, las relaciones estratificación-esquistosidad son muy constantes en toda la Hoja; la esquistosidad se mantiene paralela o ligeramente oblicua a la estratificación y en posición de flanco normal, siendo la lineación de intersección siempre subhorizontal. Una «fabric lineal» («stretching lineation») definida por el crecimiento de minerales se desarrolla sobre los planos de esquistosidad, perpendicularmente a la lineación de intersección. Los pliegues originados durante esta fase son de geometría similar, con simetría rómbica o monoclinica y no sobrepasan nunca la escala métrica. Dentro de la Serie de los Cabos, la alternancia de capas competentes e incompetentes favorece el desarrollo de boudins; una descripción de estas estructuras puede encontrarse en ARBOLEYA (1973 b). Algunas de las estructuras originadas durante esta primera fase muestran evidencias de deformación progresiva, encontrándose, por ejemplo, pliegues fuertemente estirados o rotos por boudinage, boudins plegados, etc. (MARCOS & ARBOLEYA, 1975).

La segunda fase de deformación es ya posterior al paroxismo del metamorfismo y modifica fuertemente las estructuras precedentes; así, la esquistosidad y estructuras lineares de primera fase se encuentran plegadas en muchas localidades. Las principales estructuras que se originan en el transcurso de esta segunda fase son pliegues de órdenes de dimensiones muy variables; así, todas las grandes estructuras descritas anteriormente y la mayor parte de los pliegues que se observan a escala de afloramiento son el resultado de esta fase. Los grandes pliegues poseen en general flancos rectos y superficies axiales subverticales o ligeramente vergentes hacia

el O.; los pliegues menores son cilíndricos o cilindroidales, con charnela recta, flancos planares y geometría próxima a la de los pliegues similares (en general son pliegues flexurales modificados por aplastamiento) (Fig. 5). En relación con estos pliegues se desarrolla una esquistosidad de fractura o crenulación, dependiendo de la naturaleza de los materiales, dispuesta axialmente o en abanico divergente. En el extremo occidental de la Hoja, en las Pizarras de Luarca, adquiere importancia el desarrollo de kink-bands, también en relación con esta fase (MARCOS, 1973).

Los cabalgamientos que se sitúan dentro de la Hoja —esencialmente el cabalgamiento de Allande— deben corresponder, de acuerdo con los datos existentes en otras áreas de la zona Asturoccidental-leonesa, a una fase situada entre las dos que se acaban de describir. En efecto, estos cabalgamientos cortan las estructuras de primera fase y son deformados por los pliegues de la segunda (MARCOS, 1973).

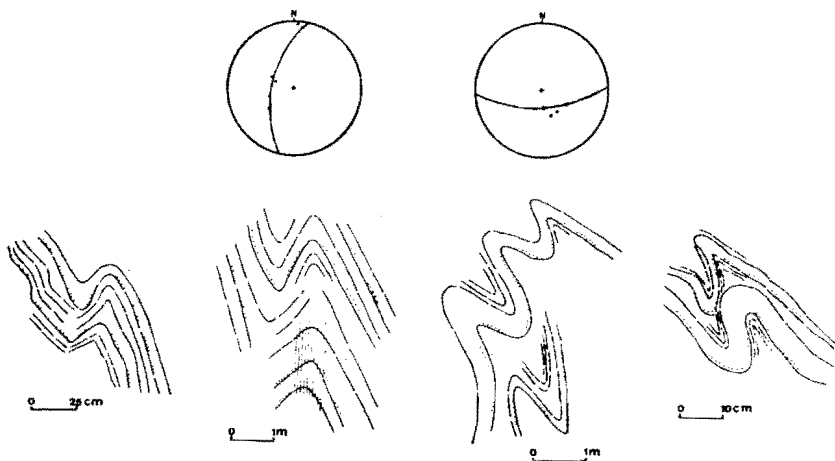


Figura 5.—Geometría de los pliegues menores de segunda fase; las proyecciones muestran su carácter cilíndrico. Corte de la costa en los alrededores de Cabo Vidio. (Según ARBOLEYA, 1973 b.)

2.3 ESTRUCTURAS TARDIAS

Aparte de la falla de Vallina anteriormente descrita, otras estructuras que no muestran relación inmediata con las fases hercínianas se evidencian en diversos puntos de la Hoja. Dejando aparte las fracturas aisladas, que son difíciles de sistematizar, cabe destacar la existencia de un sistema de diaclasas y fallas menores de superficies verticales y dirección aproxi-

mada ONO-ESE., muy manifiestas a lo largo de la costa. La asignación de estas estructuras a una determinada etapa de deformación no resulta fácil; sin embargo, el hecho de que muestren una orientación y algunas de ellas un desplazamiento semejantes al de la falla de Vallina sugiere una relación entre ambas.

3 METAMORFISMO

En el ámbito de la Hoja predominan las paragénesis metamórficas triviales, propias de las rocas pelíticas y pertenecientes a las zonas de la clorita y biotita, dentro de la facies de las pizarras verdes. La biotita es un mineral de cristalización tardía en relación con la deformación, y raramente se observan cristales bien formados; su formación podría deberse a pulsaciones térmicas posttectónicas.

3.1 ROCAS IGNEAS

Dentro de la Serie de los Cabos existen algunas rocas metabásicas de tipo espilitico o espilitoqueratófido, que se presentan en lentejones estrechos (aprox. 50 cm.) y discontinuos de color oscuro. También se han localizado rocas atribuibles a tobas riolíticas o riodacíticas. Ambos tipos de rocas se localizan en los tramos inferiores de la Serie de los Cabos y son en general muy escasas; podrían interpretarse como debidas a un vulcanismo muy incipiente.

Como manifestaciones ígneas tardías se encuentran varios diques de rocas de naturaleza diabásica, probablemente poshercínicos. Generalmente son rocas muy retromorfoseadas con gran cantidad de epidota y anfíboles actinolíticos de origen secundario.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Dado que solamente una parte de los terrenos paleozoicos que constituyen la Zona Asturoccidental-leonesa afloran en la Hoja de Busto y teniendo en cuenta las grandes dimensiones de las estructuras que existen en dicha zona, la historia geológica de la Hoja únicamente puede ser reconstruida teniendo en cuenta datos procedentes de aquélla.

Por lo que respecta a la evolución paleogeográfica, desde el comienzo del Cámbrico hasta el fin del Arenig, se desarrolla una sucesión de sedimentos terrígenos de aguas someras (con la excepción de un episodio car-

bonatado en la parte más alta del Cámbrico inferior, la Caliza de Vegadeo), en la que predominan areniscas feldespáticas y cuarcitas (Formación Herrería y Serie de los Cabos). Esta evolución continúa luego con el depósito de sedimentos con facies euxínicas (Pizarras de Luarca) y se cierra con la sedimentación de una secuencia turbidítica (Formación Agueira), pero no puede ya ser seguida en el ámbito de la Hoja (ver JULIVERT, MARCOS & TRUYOLS, 1972, y MARCOS, 1973).

El conjunto de estos materiales fue afectado por una deformación polifásica acompañada de un metamorfismo regional durante la orogénesis herciniana. Se pueden reconocer tres etapas principales de deformación: la primera y segunda tienen un carácter tangencial (pliegues fuertemente vergentes al E. y cabalgamientos en el mismo sentido), y la tercera da lugar a pliegues con superficies axiales subverticales. Después de esta tercera fase la estructura de la Hoja de Busto se encuentra ya esencialmente completada. Posteriormente sólo se desarrollan estructuras de tipo «brittle» (diaclasas y fallas) sin producir cambios estructurales importantes.

La falta general de sedimentos paleozoicos discordantes dificulta la datación de las fases de deformación antes citadas; por comparación con zonas vecinas se supone una edad carbonífera pre-Estefaniense para los principales acontecimientos tectónicos.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

Teniendo en cuenta los datos existentes, la Hoja de Busto ofrece un interés muy restringido desde el punto de vista económico.

Dentro de la Serie de los Cabos, en los niveles de pizarras y margas situados inmediatamente por encima de la Caliza de Vegadeo, ha sido citada la existencia de yacimientos de mineral de hierro (hematites e hidróxidos en general) y manganeso. Estos yacimientos se encuentran alineados a lo largo de dos franjas orientadas NE-SO. (desde Soto de Trevías a Cadavedo, al O., y desde Mones a la Concha de Artedo, al E.), siguiendo los afloramientos de la Caliza de Vegadeo. Esta disposición sugiere en principio un origen sedimentario para estas mineralizaciones, pero el hecho de que se encuentran formando bolsadas discontinuas hace pensar en una removilización posterior. Si bien en algunos puntos la calidad de los minerales es buena, su interés queda disminuído por su poca abundancia. Las principales mineralizaciones han sido citadas en Cadavedo, Artedo y diversas localidades en las inmediaciones de San Martín de Luiña.

Sin relación directa con estos yacimientos, mineralizaciones de hierro y manganeso han sido también citadas en la costa, en los alrededores de Ribón, dentro de las Areniscas de la Herrería.

También en relación con la Caliza de Vegadeo, es conocida desde antiguo (ver ADARO & JUNQUERA, 1916) la presencia de baritina en una localidad situada en la confluencia de los ríos Llantero y Panizal, cerca de Soto de Luiña. Mineralizaciones de baritina acompañada de sulfuros (especialmente blenda) se conocen en otras localidades dentro de la Zona Cantábrica, también en relación con la Caliza de Láncara, equivalente a la de Vegadeo.

En la actualidad existen explotaciones de minerales arcillosos a cielo abierto en Salamir y San Pelayo.

6 BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. DE, & JUNQUERA, G. (1916).—«Criaderos de Asturias». *Mem. Inst. Geol. España*, «Criaderos de hierro de España», t. II, pp. 1-410, 10 láms., Madrid.
- ARBOLEYA, M. L. (1973 a).—«Nota sobre los icnofósiles del Cámbrico de la costa asturiana entre Cudillero y Ballota (NO. de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XVIII, núm. 1.
- (1973 b).—«La estructura herciniana a lo largo del corte de la costa entre Cabo Vidrias y Ballota (Asturias, NO. de España)». *Brev. Geol. Ast.*, año XVII, núm. 4.
- BALDWIN, C. T. (En prensa).—«The stratigraphy of the Cabos Series in the section between Cadavedo and Luarca, Province of Oviedo, NW. Spain».
- BARROIS, C. (1882).—«Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice». *Mem. Soc. Géol. du Nord*, t. 2, núm. 1, 20 láms., Lille.
- BOILLOT, G.; DUPEUBLE, P.-A.; LAMBOY, M.; D'OZOUVILLE, L., y SIBUET, J.-C. (1971).—«Structure et histoire géologique de la marge continentale au nord de l'Espagne (entre 4° et 9° W)». In: «Histoire Structurale du Golfe de Gascogne», t. 2, pp. v. 6-52. *Pub. Inst. Français Petro.*, Paris.
- BONIFAY, E., y MARS, P. (1959).—«Le Tyrrhénien dans le cadre de la chronologie quaternaire méditerranéenne». *Bol. Soc. Geol. Fr.*, 7^e ser., t. 1, pp. 62-78.
- COMTE, P. (1938).—«La succession lithologique des formations cambriennes du Leon (Espagne)». *71eme Congr. Soc. Sav. Nice*, pp. 181-183.
- CRIMES, T. P. (1970).—«The significance of trace fossils in sedimentology, stratigraphy and palaeoecology with examples from Lower Palaeozoic strata». In Crimes, T. P., & Harper, J. C. (Eds.): *Trace fossils (Geol. Journal Special Issue núm. 3)*, pp. 101-126, 9 figs., 5 láms., Liverpool.
- DEBRENNE, F., y LOTZE, F. (1963).—«Die Archaocyatha des spanischen Kambriums». *Akad. der Wissench. und der Lit., Math. Nat. Kl., Jahr.*, 1963, núm. 2, pp. 111-143, 5 láms., Wiesbaden.

- FARBER, A., y JARITZ, W. (1964).—«Die Geologie des Westasturischen Küstengebietes zwischen San Esteban de Pravia und Ribadeo (NW Spanien)». *Geol. Jb.*, t. 81, pp. 679-738, 3 figs., 4 láms., Hannover.
- HERNANDEZ PACHECO, F., y ASENSIO AMOR, I. (1961).—«Material sedimentario sobre la rasa cantábrica. Tramo asturiano comprendido entre Santiago de Villapedre (Navia) y Cadavedo (Luarca)». *Bol. Real. Soc. Esp. de Hist. Nat.*, pp. 207-223.
- JARITZ, W., y WALTER, R. (1970).—«Faziesuntersuchungen in Altpaläozoikum Nordwest-Spaniens (Asturien und Prov. Lugo)». *Geol. Jb.*, vol. 88, pp. 509-552, 6 figs., 14 láms., Hannover.
- JULIVERT, M.; MARCOS, A., y TRUYOLS, J. (1972).—«L'évolution paléogéographique du NW de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien». *Bull. Soc. Géol. Mineral. Bretagne*, Rennes.
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J.; MARCOS, A., y ARBOLEYA, M. L. (1973).—«Hoja núm. 13, Avilés, del Mapa Geológico de España. E. 1:50.000». *Inst. Geol. Min. España*.
- LOTZE, F. (1945 b).—«Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta». *Geotekt. Forssch.*, núm. 6, pp. 78-92, Berlín. (Traducido por J. M. Ríos: «Observaciones respecto a la división de los variscides de la Meseta Ibérica». *Pub. Extr. Geol. España*, t. V, pp. 149-166, 1 fig., 2 cuadros, Madrid, 1950.
- (1957).—«Zum Alter nordwestspanischer Quatzit-Sandstein Folgen». *Neues Jb. Geol. Palaont., Mh.*, vol. 10, pp. 464-471, Stuttgart.
- LOTZE, F., y SDZUY, K. (1961).—«Das Kambrium Spaniens Teil I: Stratigraphie». *Akad. Wiss. Lit., Abhmath. naturw. Kl.*, núm. 6-8, pp. 1-411 (283-694), 34 láms. Mainz. Traducido por J. Gómez de Llarena: «El Cámbrico de España». *Mem. Inst. Geol. Min. España*, t. 75, 256 pp., 48 figs., Madrid, 1970.
- LLOPIS LLADO, N. (1956).—«Los depósitos de la costa cantábrica entre los cabos Busto y Vidio». *Speleon.*, t. VI, núm. 4, pp. 333-347.
- MARCOS, A. (1973).—«Las series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NO. de España)». *Trabajos de Geología*, núm. 6, pp. 1-113, Oviedo.
- MARCOS, A., y ARBOLEYA, M. L. (1975).—«Evidence of progressive deformation in minor structures in Western Asturias (NW Spain)». *Geol. Rundschau*, vol. 64, núm. 1 (1975).
- MARY, G. (1968).—«Datation de la plage fossile de Xivares (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 266, pp. 1.941-1.942.
- (1970 a).—«Dépôts marins et éolisation ancienne près du phare de Penas». *Brev. Geol. Ast.*, año XIV, núm. 3, pp. 29-32.
- (1970 b).—«La rasa cantabrique entre Luarca et Ribadeo (Asturies, Espagne)». *Brev. Geol. Ast.*, año XIV, núm. 4, pp. 45-48.

- RADWAMSKI, A., y RONIEWICZ, P. (1963).—«Upper Cambrien trilobite ichno-
koenosis from Wielka Wisniowok [Holy Cross Mountains, Poland]». *Acta
Palaeont.*, pol. 8, pp. 259-275.
- RUIZ, F. (1971).—«Geología del sector Norte del anticlinorio del Narcea». *Brev. Geol. Ast.*, año XV, núm. 3, pp. 39-46, 4 figs., Oviedo.
- SDZUY, K. (1971).—«La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cám-
brico Medio de España». *I Congr. Hispano-Luso-Americano Geol. Económ.*,
Secc. 1 [Geol.], t. II, pp. 769-782, Madrid-Lisboa.
- SEILACHER, A. (1970).—«A *Cruziana* stratigraphy of "non-fossiliferous" Pa-
laeozoic sandstones». In Crimes, T. P., and Herper, J. G. (Eds.) *Trace
fossil. Geol. J. Spec. issue.*, 3, pp. 447-476.

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - MADRID-3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA