

## LA SUCESION PALEOZOICA ENTRE CABO PEÑAS Y ANTROMERO (CORDILLERA CANTABRICA)

Por  
J. TRUYOLS (\*)  
& M. JULIVERT (\*\*)

### ABSTRACT

The cliffs along the Cantabrian coast between Capes Vidrias and Torres (Northwestern Spain) provide the most complete section of the Ordovician, Silurian and Devonian systems in the Cantabrian mountains. From Cape Peñas towards the Southeast, an almost complete succession exists. In this paper a description of the succession and a detailed map of the coastal zone between Cape Peñas and Antromero, are given.

### INTRODUCCION

La región comprendida entre la desembocadura del Nalón y Gijón o, más estrictamente, el sector de la costa entre los cabos Vidrias y Torres, ha atraído la atención desde antiguo, ya que es a lo largo de los acantilados de esta costa donde aflora la mejor y más completa sucesión del Ordovícico, Silúrico y Devónico de la vertiente N de la Cordillera Cantábrica.

En las dos puntas de Peñas y Vidrias, afloran las cuarcitas del Ordovícico inferior y, a partir de ellas hacia el SE, se corta la sucesión paleozoica en sentido ascendente, hasta alcanzar el Namuriense B (corte de Peñas) entre Candás y Luanco, siendo este el único corte de la zona cantábrica donde puede verse una sucesión continua desde el Ordovícico hasta el Carbonífero; además existe (corte de Vidrias) un pequeño retazo de materiales estefanienses discordantes en Arnao.

La faja costera referida, constituye pues el corte natural más favorable para el estudio del Paleozoico inferior (excepto el Cámbrico) y del Paleozoico medio, de la vertiente norcantábrica, y ha sido por ello un área clásica desde que BARROIS, hace casi un siglo, se basó en este sector para establecer la estratigrafía de los terrenos paleozoicos comprendidos entre el Cámbrico y el Carbonífero.

De todos modos, y a pesar de lo que acaba de decirse, han faltado estudios detallados y modernos sobre la región y sólo de un modo bastante intermitente han ido apareciendo trabajos que han significado intentos de revisión o actualización de los conocimientos sobre el área.

---

(\*) Dpto. de Paleontología. Universidad de Oviedo.

(\*\*) Dpto. de Geotectónica. Universidad de Oviedo.

## ANTECEDENTES HISTORICOS

Los primeros datos geológicos.—Las primeras menciones referidas al Paleozoico de la zona que nos ocupa guardan relación con las preocupaciones mineras de su época. Los datos más antiguos proceden de PAILLETTE (1845), que citaba ya las bandas de cuarcita con pistas, y las sucesiones devónicas de Ferroñes, Santa María del Mar y Arnao. VERNEUIL & D'ARCHIAC (1845) clasificaron la célebre fauna de Ferroñes, recogida por el autor precedente, y la atribuyeron con acierto al Devónico inferior.

Unos años más tarde aparecía el primer mapa geológico del Principado de Asturias, obra de SCHULZ (1858). En él se limitaba a diferenciar los distintos sistemas, atribuyendo todo el conjunto paleozoico comprendido entre Gijón y la desembocadura del río Nalón al Devónico, sistema en el que incluía por lo tanto las rocas eruptivas de Peñas y demás materiales ordovícico-silúricos sin discriminación. Tampoco en la «Descripción geológica», que acompaña al Mapa, se expresa mayor diferenciación.

Aportaciones de carácter local en esta misma época son las de DESOIGNIE (1850) y de GEINITZ (1867), referidas al criadero de Arnao.

Las bases estratigráficas y cartográficas: Barrois y Adaro.—El punto de partida del conocimiento estratigráfico del Paleozoico cantábrico lo constituye la aparición de la gran monografía de BARROIS (1882). Antes de él tan sólo existían datos estratigráficos y paleontológicos dispersos referidos a esta zona, al igual que para todo el Paleozoico cantábrico, y se desconocían los diversos tramos de la sucesión representada. La gran aportación de BARROIS consistió en la elaboración de un cuadro estratigráfico de conjunto y su datación. Para ello, comprendiendo que las condiciones de observación en el acantilado costero eran óptimas, BARROIS utilizó la sucesión presente en la zona para levantar la columna estratigráfica del Paleozoico asturiano, en el que distinguió las siguientes unidades litostratigráficas que afectan a la región: «Grès de Cabo Busto», «Schistes de Luarca», «Schistes calcarifères de El Horno», «Schistes et Grès de Corral», «Grès ferrugineux de Furada», «Schistes et Calcaires de Nieva», «Calcaire de Ferroñes», «Calcaire d'Arnao», «Calcaire de Moniello», «Grès à Gosseletia» y «Calcaire de Candás». La equivalencia de las unidades devónicas de BARROIS, con nomenclaturas posteriores, puede verse en el cuadro I.

Los nombres de estas formaciones proceden de toponímicos de la zona costera (salvo Ferroñes, la localidad del interior, que desde PAILLETTE era bien conocida por su fauna). Estas unidades fueron objeto de datación relativamente precisa, atendiendo a las ideas de la época, gracias al estudio de abundante material paleontológico de la mayor parte de los niveles (véase cuadro II).

El esquema establecido por BARROIS había de llegar prácticamente intacto hasta medio siglo más tarde. Los distintos autores que se ocuparon de la región lo aceptaron íntegramente o se limitaron a introducir pequeño cambios, sin afectar el conjunto. MALLADA (1896, 1898) en su «Explicación del Mapa Geológico», se limitó a reproducir la sucesión de BARROIS y sus mismos datos, excepto por lo que se refiere al

BARROIS 1.882	DÉLÉPINE 1928 - 1932	COMTE 1.936 - 1.959	RADIG 1.962	NOMENCLATURA ADOPTADA EN ESTE TRABAJO	
"GRÈS ROUGE SANS FOSSILES"	"GRÈS ROUGE"	GRÈS SUPÉRIEUR DE CANDÁS	PIÑERES - SANDSTEIN	ARENISCA DE CANDÁS	
CALCAIRE DE CANDÁS	CALCAIRE DE CANDÁS	CALCAIRE DE CANDÁS	CANDÁS - KALKE	CALIZA DE CANDÁS	
GRÈS À GOSSELETIA	GRÈS DU NARANCO	GRÈS DU NARANCO (= GRÈS INFÉRIEUR DE CANDÁS)	GOSSELETIA - SANDSTEIN	ARENISCA DEL NARANCO	
CALCAIRE DE MONIELLO		CALCAIRE DE MONIELLO	MONIELLO - SCHICHTEN	CALIZA DE MONIELLO	
CALCAIRE D'ARNAO		COMPLEXE DE RAÑECES	AGUIÓN - SCHICHTEN	COMPLEJO DE RAÑECES	CALIZA DE ARNAO
CALCAIRE DE FERROÑES			FERRONES -		CALIZA DE FERROÑES
SCHISTES ET CALCAIRES DE NIEVA			FERRONES - DOLOMIT - SCHICHTEN		DOLOMIA DE BAÑUGUES
GRÈS FERRUGINEUX DE FURADA			NIEVA - SCHICHTEN		CALIZA DE NIEVA
		GRÈS DE FURADA	FURADA - ZONE	ARENISCA DE FURADA	

Cuadro I.—Equivalencia entre las unidades litoestratigráficas de BARROIS (1882) y las de autores posteriores:

Cámbrico, donde introdujo nuevas aportaciones que no afectan la zona que estamos considerando. El correspondiente mapa a 1 : 400.000, en su primera edición (1898) se basa esencialmente en el mapa de SCHULZ, siendo también la modificación más importante la separación del sistema Cámbrico. Aparte de esta recopilación, los trabajos que aparecen con posterioridad a BARROIS son notas de carácter esencialmente local, pocas de las cuales se refieren al área de Cabo Peñas (JIMÉNEZ DE CISNEROS 1910, etc.).

La contribución más importante a la geología de la región, en este período posterior a BARROIS, se debe a ADARO (ADARO & JUNQUERA 1916). En sus «Criaderos de hierro de España. II. Criaderos de Asturias» ADARO & JUNQUERA aceptan básicamente la sucesión de BARROIS. Por el carácter de su obra estos autores prestan atención casi exclusivamente a las areniscas, en su mayor parte de naturaleza ferruginosa, y es en la nomenclatura de estos niveles donde establecen alguna modificación. Así, introducen los nombres de Cuarcita de los Cabos (o Cuarcita armoricana), Arenisca de Candás y Arenisca del Naranco. Pero la importancia histórica de esta obra reside en que por primera vez se aborda la cartografía geológica de la región central de Asturias, con expresión de los distintos tramos de la sucesión estratigráfica y de su estructura (véase en particular la cartografía de detalle de la zona minera de Llumeres, al S de Cabo de Peñas). Desgraciadamente la confusión entre los diversos tramos de areniscas devónicas figuradas, así como de las pizarras ordovícico-silúricas, determinó la necesidad de introducir una mayor complejidad en la cartografía de la que realmente existe (\*). Finalmente al colocar su Arenisca del Naranco en el Fameniense

(\*) Aunque en el texto citan correctamente la existencia de tres bandas de arenisca en la sucesión devónica, en el mapa figuran tan sólo dos: la que llaman «Arenisca roja antigua» y la «Arenisca del Devoniano superior». También en el texto hablan de la existencia de dos senos sinclinales entre Peñas y Torres, como es en realidad, y sin embargo en el mapa y en los cortes (Láminas 3 y 4) se observa un número mayor de ellos.

(separando de él la Arenisca de Cué de BARROIS, que acertadamente asimilaron a la Cuarcita ordovícica), aportaron un elemento de confusión en la estratigrafía, que no fue aclarado hasta 1928 por DELEPINE.

Precisiones y modificaciones a la estratigrafía de Barrois.—Las primeras modificaciones sensibles al cuadro cronostratigráfico de BARROIS (y precisamente referidas a esta zona costera) comenzaron a aparecer a partir de 1928. El XIV Congreso Geológico Internacional, celebrado en España en 1926, había reunido por primera vez en este país una gran cantidad de geólogos extranjeros interesados por multitud de problemas regionales. Fue en los años inmediatos a dicho Congreso cuando aparecieron los trabajos de KEGEL y DELEPINE.

Sin referirse más que incidentalmente a la zona costera, KEGEL (1929) dio considerables precisiones sobre la edad de las pizarras situadas por debajo de las Areniscas de Furada, que pudo datar por vez primera como del Llandovery-Tarannon, aclarando su posición y las dudas expresadas por BARROIS y ADARO a este respecto, si bien admitió equivocadamente la existencia de una importante laguna estratigráfica entre el Silúrico y el Devónico.

DELEPINE (1928, 1932) concretó la edad de las capas atribuidas al Devónico medio, basándose parcialmente en materiales de la zona de Candás. El hallazgo de restos fósiles mostró que la Arenisca de Gosseletia de BARROIS equivalía en realidad a la Arenisca del Naranco y su edad era más antigua de lo que se estimaba, lo cual obligaba a modificar la cronostratigrafía de la parte superior de la columna de BARROIS.

Guiado por DELEPINE, COMTE inició algo más tarde sus trabajos en la Cordillera Cantábrica. En 1934 apareció la primera nota de este autor, que se refería a la posición de la Arenisca de Furada, acertadamente interpretada por él como formando tránsito entre Silúrico y Devónico. Los trabajos de COMTE se desarrollaron en la vertiente meridional de la Cordillera, pero en su tesis (no publicada hasta 1959), hizo una interesante comparación entre la sucesión estudiada en el Sur y la de BARROIS en la costa, modificando esta última, especialmente en su aspecto cronostratigráfico. A él se debe la introducción del término «Complexe de Rañeces», abarcando las formaciones de BARROIS conocidas como Calizas de Nieva, de Ferroñes y de Arnao. El esquema de COMTE sigue informando la estratigrafía de la mayor parte de los trabajos modernos realizados en la zona.

Con la excepción de algunos trabajos estrictamente paleontológicos (SCHMIDT 1931, BERGOUNIOUX 1938, COMTE 1938, HERNÁNDEZ-SAMPELAYO 1944, etc.) y de dos obras de recopilación, que apenas si modifican los conocimientos anteriores, «El Sistema Siluriano» de HERNÁNDEZ-SAMPELAYO (1942) y un trabajo de DE SITTER (1949), no aparecen prácticamente más publicaciones referidas a la zona hasta 1957.

Por lo que respecta a la tectónica, aparte de los cortes publicados por Adaro, los únicos datos existentes sobre la zona se refieren casi exclusivamente al cabalgamiento de Arnao. A principios de siglo, la Cordillera Cantábrica había despertado interés debido a los supuestos corrimientos alpidicos postulados por TERMIER (1905), BERTRAND & MENGAUD (1912) y MENGAUD (1914). El cabalgamiento de Arnao, co-

nocido ya por SCHULZ (1858) y descrito por TERMIER (1918 *a, b*) y por PATAC (1932), aparece en repetidas ocasiones en las publicaciones al respecto.

La década 1957-1967.—A partir de 1957 el área de Peñas empieza a convertirse en foco de atención por parte de diferentes escuelas de geólogos, de tal modo que es a partir de esta fecha en que trabajos sobre la zona aparecen de manera ininterrumpida hasta la actualidad. La década comprendida entre 1957 y 1967 se caracteriza especialmente por la aparición de los trabajos de LLOPIS y de RADIG. Sus contribuciones significan una preocupación por abordar con una visión nueva el estudio de la sucesión entera del Paleozoico de la zona, lo cual les lleva a revisar críticamente las formaciones admitidas y replantear el problema de la edad de los distintos tramos.

LLOPIS empezó a ocuparse de problemas del Paleozoico de la zona vecina de la costa a poco de su incorporación en la Universidad de Oviedo (1948), pero es a partir de 1957 cuando establece su criterio particular sobre la sucesión estratigráfica y la edad de sus elementos. En el decurso de la década indicada fue introduciendo sucesivas modificaciones en sus puntos de vista respecto a la edad de las unidades representadas, especialmente por lo que se refiere a las devónicas (véase cuadro II). En efecto, LLOPIS centró su atención en los problemas que planteaba el Devónico, admitiendo inicialmente todas las edades propuestas por BARROIS para los terrenos anteriores, si bien en algunos casos discrepaba netamente de los puntos de vista de este autor (así, por ejemplo, en la sucesión con rocas volcánicas de Cabo de Peñas, que consideraba de edad cámbrica, por similitud con rocas parecidas de esta misma época y procedentes del valle del Narcea). Por lo que se refiere al Devónico, desde su primer esquema (LLOPIS 1957) había partido de la idea de que los continuos cambios de facies impedían generalizar la serie de BARROIS a base de correlaciones litológicas, lo que le conducía a aceptar cambios importantes en la sucesión, de una localidad a otra. Desde 1957 a 1967 fue modificando la edad de los términos de la escala de BARROIS, dando sucesivas versiones de la serie estratigráfica, tal como puede observarse en el cuadro II.

A LLOPIS debemos los primeros mapas de detalle sobre la región, con una cartografía a escala 1 : 25.000 con la que inició su serie del Mapa Geológico de Asturias, del que tan sólo aparecieron seis hojas. Desgraciadamente algunas confusiones de atribución tenían que complicar la lectura de estos mapas. Así, en las Hojas denominadas «Región de Cabo Peñas» (LLOPIS 1961) y «Alrededores de Avilés» (LLOPIS 1965 *a*), numeradas respectivamente 1 y 5, interpretaba en algunos casos la Arenisca del Naranco como de Furada, las bandas de cuarcita de la Arenisca de Candás como cuarcita ordovícica, etc. Ello le llevó a postular para la zona una innecesaria complicación en la tectónica herciniana, y un estilo especial para la alpídica (a base de «horsts perforantes»), que llamó germano-astúrico.

Casi de manera simultánea a los trabajos de LLOPIS, aparecían las publicaciones de RADIG (1962 *a*, 1962 *b*, 1964 *a*) sobre la misma área. A base de numerosos datos personales y con material paleontológico bien revisado por especialistas, trazó en los tres trabajos una sucesión estratigráfica propia, que concordaba con las con-

BARROIS 1.882 DELEPINE 1.928 1.932 COMTE 1.934 1.959 LLOPIS 1.957 LLOPIS 1958-65 LLOPIS 1967 LLOPIS et al. 1968 RADIG 1962

FAMENIENSE			FAMEN.	FAMEN.	FAMEN. SUP.	FAMEN.	FAMEN.		FAMEN.	FAMEN. INF.
FRASIENSE	ARENISCA DE CANDAS		FRASN.	FRASN.	FRASN.	FRASN.	FRASN.		FRASN.	FRASN.
GIVETIENSE	CALIZA DE CANDAS		GIVET.	GIVET.	GIVET.	GIVET.	GIVET.		GIVET.	GIVET.
COUVINIENSE	ARENISCA DEL NARANCO		EIFEL.	EIFEL.	EIFEL.	EIFEL.	EIFEL.		EIFEL.	EIFEL.
	CALIZA DE MONIELLO		EIFEL.	EIFEL.	EIFEL.	EIFEL.	EIFEL.		EIFEL.	EIFEL.
EMSIENSE	COMPLEJO DE RAÑECES	CALIZA DE ARNAO			EMS. -			COUVIN.		COUVIN.
		CALIZA DE FERROÑES			SIEGEN.					EMS.
SIEGENIENSE		DOLOMIA DE BAÑUGUES	COBLENCIENSE SUP.			EMS.	EMS.	EMS.	EMS.	EMS.
GEDIENIENSE	ARENISCA DE FURADA	CALIZA DE NIEVA	COBLENCIENSE INF.			SIEGEN.	SIEGEN.	SIEGEN.	SIEGEN.	SIEGEN.
			TAUNUSIENSE		GEDIN.	GEDIN.	GEDIN.	GEDIN.	GEDIN.	GEDIN.

~~~~~ Laguna estratigráfica

Cuadro II.—Edades atribuidas por diferentes autores a las unidades litoestratigráficas devónicas. Para mayor facilidad de comparación; se han referido todas ellas a la sucesión aceptada en este trabajo.

clusiones anteriores de COMTE por lo que se refiere a edades de los materiales silúricos, pero en cambio representaba una originalidad mayor por lo que se refiere al Devónico. Para RADIG (1964 a) la sucesión devónica concluía en el Frasiense superior («Piñeres-Sandstein»); ello le conducía a considerar la existencia de una laguna sedimentaria importante.

Con esta estratigrafía, RADIG realizó una cartografía sumaria de la zona, que alcanza tan sólo la estricta faja costera, desde Cabo de Torres hasta la desembocadura del Nalón (1962 a). En comparación con la de LLOPIS, la cartografía de este autor supone la admisión de una mayor simplicidad en las estructuras, volviendo como ADARO & JUNQUERA a la idea de la existencia de tan sólo dos sinclinales entre Peñas y Torres.

Durante esta misma década aparecieron también diversos trabajos de otros autores, algunos en conexión con las investigaciones de LLOPIS (GARCÍA DE FIGUEROLA 1961, LLOPIS & VALDÉS 1961) y de RADIG (BACKER 1959; ALTEVOGT 1963, 1965, 1967, etc.) y otros con carácter independiente y referidos a aspectos concretos, generalmente paleontológicos (KULLMANN 1962, BOUROZ 1962, VAN ADRICHEN BOOGAERT 1967, SPJELDNAES 1967, etc.).

Ultimos trabajos.—Como consecuencia de todos los estudios citados, se ha reunido una buena cantidad de información, aunque, como ha podido verse, las conclusiones alcanzadas han sido muchas veces contradictorias. Por ello, se hacía necesaria una revisión a fondo de la geología de la región, trabajo que se ha ido llevando a cabo por parte de la Universidad de Oviedo, durante estos últimos

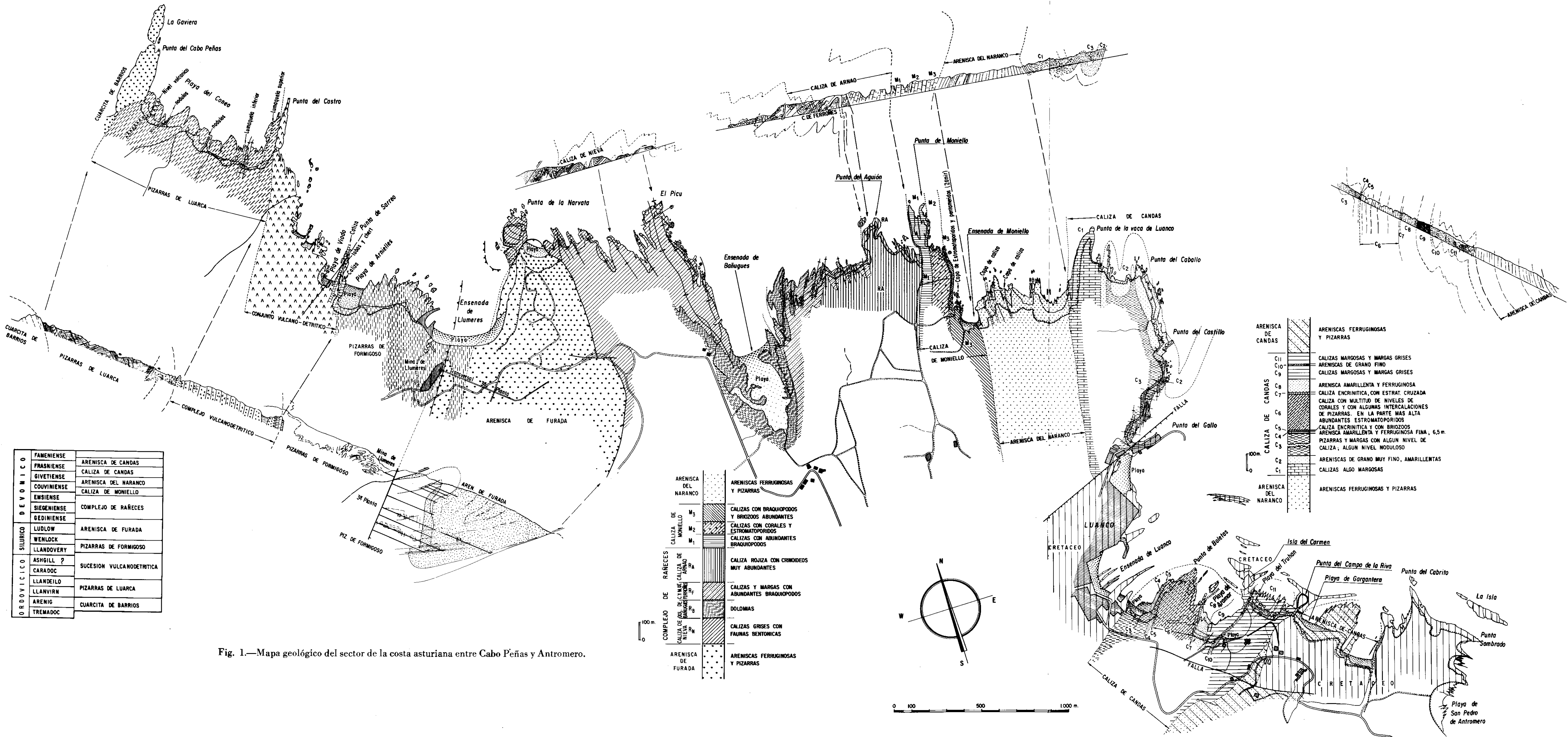
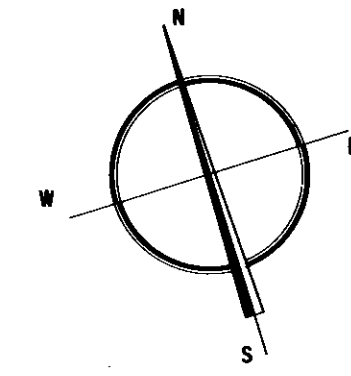


Fig. 1.—Mapa geológico del sector de la costa asturiana entre Cabo Peñas y Antromero.

|                     |                     |                            |
|---------------------|---------------------|----------------------------|
| DEVONICO            | FAMENSIENSE         | ARENISCA DE CANDAS         |
|                     | FRASNIENSE          | CALIZA DE CANDAS           |
|                     | GIVETIENSE          | ARENISCA DEL NARANCO       |
|                     | COUVIENSE           | CALIZA DE MONIELLO         |
| EMSIENSE            | COMPLEJO DE RAÑECES |                            |
|                     | SIEGNIENSE          | ARENISCA DE FURADA         |
| ORDOVICICO SILURICO | LUDLOW              | ARENISCA DE FURADA         |
|                     | WENLOCK             | ARENISCA DE FURADA         |
|                     | LLANDOVERY          | PIZARRAS DE FORMIGOSO      |
|                     | ASHGILL ?           | SUCESION VULCANO-DETRITICA |
| ORDOVICICO SILURICO | CARADOC             | ARENISCA DE FURADA         |
|                     | LLANDEILO           | PIZARRAS DE LUARCA         |
|                     | LLANVIRN            | PIZARRAS DE LUARCA         |
|                     | ARENIG              | CUARCITA DE BARRIOS        |
| TREMADOC            | ARENISCA DE FURADA  |                            |

|                      |                                                             |
|----------------------|-------------------------------------------------------------|
| ARENISCA DEL NARANCO | ARENISCAS FERRUGINOSAS Y PIZARRAS                           |
| CALIZA DE MONIELLO   | M <sub>3</sub> CALIZAS CON BRAQUIPODOS Y BRIOZOS ABUNDANTES |
|                      | M <sub>2</sub> CALIZAS CON CORALES Y ESTROMATOPORIDOS       |
|                      | M <sub>1</sub> CALIZAS CON ABUNDANTES BRAQUIPODOS           |
| COMPLEJO DE RAÑECES  | RA CALIZA ROJIZA CON CRINOIDEOS MUY ABUNDANTES              |
|                      | R <sub>1</sub> CALIZAS Y MARGAS CON ABUNDANTES BRAQUIPODOS  |
| CALIZA DE NIEVA      | R <sub>2</sub> DOLOMITAS                                    |
|                      | R <sub>3</sub> CALIZAS GRISAS CON FAUNAS BENTONICAS         |
|                      | R <sub>4</sub> CALIZAS GRISAS CON FAUNAS BENTONICAS         |
| ARENISCA DE FURADA   | ARENISCAS FERRUGINOSAS Y PIZARRAS                           |

|                      |                                                                                                                                                      |
|----------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| ARENISCA DE CANDAS   | ARENISCAS FERRUGINOSAS Y PIZARRAS                                                                                                                    |
| CALIZA DE CANDAS     | C <sub>11</sub> CALIZAS MARGOSAS Y MARGAS GRISAS                                                                                                     |
|                      | C <sub>10</sub> ARENISCAS DE GRANO FINO                                                                                                              |
|                      | C <sub>9</sub> CALIZAS MARGOSAS Y MARGAS GRISAS                                                                                                      |
| CALIZA DE CANDAS     | C <sub>8</sub> ARENISCA AMARILLENTA Y FERRUGINOSA                                                                                                    |
|                      | C <sub>7</sub> CALIZA ENCRINITICA, CON ESTRAT. CRUZADA                                                                                               |
|                      | C <sub>6</sub> CALIZA CON MULTITUD DE NIVELES DE CORALES Y CON ALGUNAS INTERCALACIONES DE PIZARRAS. EN LA PARTE MAS ALTA ABUNDANTES ESTROMATOPORIDOS |
| CALIZA DE CANDAS     | C <sub>5</sub> CALIZA ENCRINITICA Y CON BRIOZOS                                                                                                      |
|                      | C <sub>4</sub> ARENISCA AMARILLENTA Y FERRUGINOSA FINA, 6,5 m.                                                                                       |
|                      | C <sub>3</sub> PIZARRAS Y MARGAS CON ALGUN NIVEL DE CALIZA, ALGUN NIVEL MODULOSO                                                                     |
| CALIZA DE CANDAS     | C <sub>2</sub> ARENISCAS DE GRANO MUY FINO, AMARILLENTAS                                                                                             |
|                      | C <sub>1</sub> CALIZAS ALGO MARGOSAS                                                                                                                 |
| ARENISCA DEL NARANCO | ARENISCAS FERRUGINOSAS Y PIZARRAS                                                                                                                    |



0 100 500 1000 m.

años. Como consecuencia han sido ya varias las publicaciones aparecidas (ZAMARREÑO 1966; VIRGILI & CORRALES 1968; JULIVERT & TRUYOLS 1972; ARBIZU 1972; GARCÍA LÓPEZ 1972; ARBIZU et al. 1974; FERNÁNDEZ SECADES 1975; CRIMES & MARCOS 1976) y entre ellas las hojas a escala 1 : 50.000 de Avilés (n.º 13) y Gijón (n.º 14). El presente volumen (n.º 8) de Trabajos de Geología incluye los principales resultados obtenidos en el curso de estas investigaciones.

En este artículo va a presentarse el perfil detallado de la costa entre Cabo Peñas y el núcleo sinclinal de Antromero, a lo largo del cual aparece la sucesión completa entre la cuarcita del Ordovícico inferior y el Namuriense B. El objetivo perseguido es proporcionar un corte y un plano de la zona costera lo suficientemente detallado para que sirva de base a investigaciones de carácter más específico sobre el área. En la descripción se hará hincapié especialmente en el Ordovícico y Silúrico. Del Devónico se dará sólo una descripción general, ya que varias de las formaciones devónicas son descritas con más detalle en trabajos que aparecen en este mismo volumen (GARCÍA-RAMOS 1976; SOTO & GARCÍA-ALCALDE 1976; GARCÍA LÓPEZ 1976; ZAMARREÑO 1976; BECKER, MÉNDEZ-BEDIA & SÁNCHEZ DE POSADA 1976, etc.) Los cortes que se incluyen representan tan sólo las estructuras visibles en el acantilado. Para una interpretación de las mismas véase el trabajo de JULIVERT (1976), también en este mismo volumen.

## ORDOVICICO Y SILURICO

Las formaciones ordovícicas y silúricas presentes en la sucesión paleozoica de la zona a que nos referimos son de abajo a arriba las siguientes: Cuarcita de Barrios, Pizarras de Luarca, Sucesión vulcano-detrítica, Pizarras de Formigoso y Areniscas de Furada.

### CUARCITAS DE BARRIOS.

Es la formación más baja que aparece. Corresponde a la formación creada por BARROIS (1882) con el nombre de «Grès de Cabo Busto à Scolithes» y que consideró de edad Arenig. ADARO & JUNQUERA (1916) utilizaron para ella de manera informal los nombres de Cuarcita armoricana (por su semejanza con esta formación de Bretaña, según había ya observado BARROIS) y Cuarcita de los Cabos. El nombre de Cuarcita armoricana ha sido el más corrientemente utilizado (KEGEL, SAMPELAYO, LLOPIS, etc.). RADIG (1962 *b*) empleaba el término «Cabos-Schichten» de LOTZE (1957), traducido habitualmente por Serie de los Cabos, pero su uso parece inadecuado para la zona al E del antiforme del Narcea. En este trabajo se empleará el término Cuarcita de Barrios, creado por COMTE (1937) para la vertiente S de la Cordillera.

Las Cuarcitas de Barrios forman lo que estrictamente constituye la punta de Cabo Peñas y el islote inmediato situado al NW (Isla Herbosa). Estas cuarcitas afloran en bóveda anticlinal; el flanco SE del anticlinal es el que forma la punta del Cabo, mientras que su flanco NW puede verse tan solo en la isla Herbosa.

La base de la formación no aflora, aunque el gran espesor visible de la misma



(450-500 m) hace pensar, por comparación con otras localidades de la misma alineación, que no debe encontrarse muy profunda. En efecto, más al SW, en el valle medio del Narcea (Soto de la Barca) el espesor de esta formación es de unos 500 m (JULIVERT, MARCOS, MARTÍNEZ & TRUYOLS in lit.) y la Formación Oville subyacente que en Cabo Peñas no llega a aflorar tiene unos 800 m de espesor.

Las cuarcitas de Barrios son unas cuarcitas blancas, en bancos espesos, que contrastan con los colores menos claros y capas más delgadas de la Formación Oville. Por supuesto la formación contiene niveles pizarrosos, siempre con una importancia muy subordinada, contrastando también en esto con la Formación Oville, mucho más pizarrosa.

Los únicos elementos paleontológicos que han sido hallados en las Cuarcitas de Barrios, no sólo en esta localidad, sino en toda la Cordillera Cantábrica son icnofósiles. Aparte de icnogéneros como *Planolites*, *Skolithos*, *Diplichnites* y *Teichichnus*, la existencia de diversas especies de *Cruziana* permite establecer una datación. *C. furcifera* D'ORB y *C. rugosa* D'ORB aparecen en diversos niveles distribuidos por toda la formación (JULIVERT & TRUYOLS 1972) y a pocas decenas de la base visible del conjunto se encontró, además de las especies citadas, *C. goldfussi* (ROUAULT) y *Rusophycus asturiensis* CRIMES & MARCOS (CRIMES & MARCOS 1976). La asociación de las tres especies de *Cruziana* citadas, es propia del Arenig, que es la edad que se ha atribuido siempre a la Cuarcita de Barrios.

En las capas más bajas que afloran, algo por debajo de las capas que contienen las especies de *Cruziana* antes citadas, CRIMES & MARCOS (1976) encontraron *Cruziana breadstoni* CRIMES y *Rusophycus* sp. La presencia de *C. breadstoni*, unido a la ausencia de *C. semiplicata* indicaría, según los autores citados, el Tremadoc por encima de la zona de *D. flabelliforme*.

#### PIZARRAS DE LUARCA.

A las Cuarcitas de Barrios sigue una serie esencialmente pizarrosa que posee en su parte baja una intercalación de materiales volcánicos, presente sólo en la parte E del Cabo. Para esta formación, BARROIS (1882) empleó el nombre de «Schistes de Luarca», suponiendo correctamente su equivalencia con las pizarras de esta misma denominación, situadas al W del antiformal del Narcea. A la parte superior de la formación le dio, sin embargo, el nombre de «Schistes calcaríferos de El Horno», pero a causa de su difícil individualización, esta denominación ha caído en desuso, prácticamente desde COMTE (1959). En la actualidad, el nombre de Pizarras de Luarca se emplea para referirse a todo el conjunto pizarroso.

En el área de Cabo Peñas en concreto, la sucesión, que tiene en total de 350 a 450 m de espesor, empieza por un conjunto alternante de pizarras y bancos cuarcíticos, de unos 50 m. Sobre él se encuentra el citado nivel volcánico, de 18 m y por encima una masa pizarrosa que forma entre el 80 y 90 % de la sucesión. Este conjunto de pizarras no es de todos modos completamente homogéneo ya que en él pueden verse varios niveles de nódulos, alguna capa carbonatada, alguna de oolitos de hierro

(óxidos y chamosita) y en la parte superior dos niveles finos lumaquéllicos. La posición de todos estos niveles puede verse en las figs. 1 y 2.

La asignación de este conjunto pizarroso al Ordovícico medio fue establecida por PRADO (1857) en Luarca, al W del antiforme del Narcea y por BARROIS (1882) en el área que se está describiendo. Este último autor encontró en Ferrero (lado W del cabo) una fauna compuesta por: *Synocladia hypnoides* SHARPE, *Orthis budleighensis* DAV., *O. ribeiroi* SHARPE, *O. exornata* SHARPE, *O. berthoisii* SHARPE, *Leptaena beirensis* SHARPE, *Iliaenus hispanicus* VERN., procedente probablemente del nivel lumaquéllico inferior.

Las recolecciones efectuadas en el curso de nuestras investigaciones han permitido reconocer cuatro horizontes fosilíferos de cierta importancia en la formación. El horizonte más inferior que se sitúa inmediatamente por encima del nivel volcánico ha suministrado (JULIVERT & TRUYOLS 1972) *Glyptograptus teretiusculus* (HISS.) (determinación A. PHILIPPOT), *Neseuretus tristani* (BRONG.), *Colpocoryphe?* sp. (det. J. L. HENRY, de Rennes) y *Tomaculum*; *T. problematicum* GROOM citado por RADIG (1964 b) debe proceder de este nivel.

Esta fauna indica una edad Llandeilo y su posición, a sólo unos 70-80 m de la base, plantea el problema de la extensión del Llanvirn. En el corte de Cabo Peñas no se han localizado faunas de esta edad, pero en diversos puntos de la Cordillera Cantábrica han sido hallados *Didymograptus bifidus* (HALL) y *D. purchisoni* (BECK) a poca distancia por encima de la Cuarcita de Barrios (JULIVERT, MARCOS, PHILIPPOT & HENRY 1968; MARCOS 1970, etc.). El Llanvirn está probablemente representado por el nivel de alternancias de pizarras y cuarcitas por debajo del nivel volcánico.

El segundo horizonte fosilífero está situado a unos 70 m por encima del anterior y ha suministrado *Neseuretus tristani* BRONG y algunos braquiópodos indeterminados.

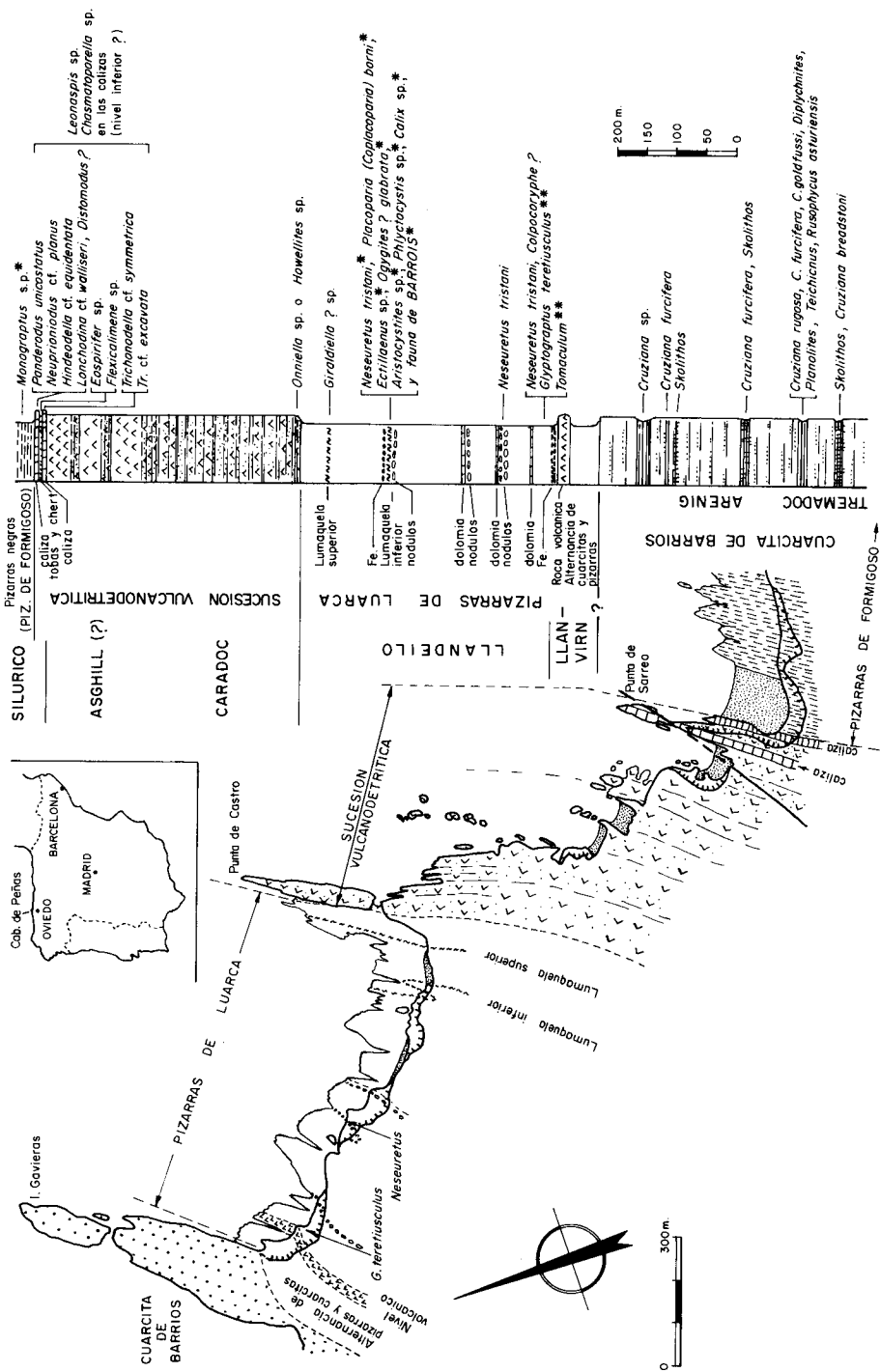
Los dos horizontes restantes son los niveles lumaquéllicos ya mencionados. El más bajo, aparte las especies citadas por BARROIS, ha suministrado los primeros cistoideos que se han encontrado en la región (JULIVERT & TRUYOLS 1972; CHAUVEL 1973), varios trilobites, recolectados por HAMMAN (*in* JULIVERT & TRUYOLS 1973; HAMMAN 1974) y braquiópodos no determinados. Los cistoideos son: *Aristocystites* sp., *Phlyctocystis* sp. y *Calix* sp. y los trilobites: *Neseuretus tristani* BRONG, *Placoparia* (*Coplacoparia*) *borni* HAMMAN, *Ectillaenus* sp. y *Ogygites? glabrata* (SALTER). Esta fauna es de edad Llandeilo; HAMMAN (1971) señala que en Sierra Morena, *Placoparia borni* indica el Llandeilo superior.

El cuarto horizonte, situado 50 m por debajo del techo de la sucesión, ha suministrado braquiópodos en mal estado de conservación, entre los cuales pudo determinarse *Giraldiella?* sp. (det. HAVLÍČEK, de Praga).

Entre estos horizontes principales se han encontrado también algunos restos dispersos: braquiópodos indeterminables y un nautiloideo ortocónico.

Las faunas citadas proceden en parte del lado E del cabo y en parte del lado W. En la fig. 2 puede verse la procedencia exacta de las mismas.

Estas faunas, especialmente los horizontes primero y tercero, situados respec-



tivamente en las partes bajas y alta de la sucesión indican que la mayor parte de la misma debe atribuirse al Llandeilo. Como ya se ha indicado, los 50 m basales deben corresponder al Llanvirn.

#### LA SUCESIÓN VULCANO-DETRÍTICA.

Por encima de las Pizarras de Luarca se sitúa un espeso conjunto vulcano-detrítico, que integra parte de lo que BARROIS (1882) denominó «Schistes et Grès de Corral» y RADIG (1962 *b*) ha llamado «Castro-Schichten». Se trata de una serie de materiales diversos de carácter tobáceo mezclados en mayor o menor proporción con material sedimentario y de algunas coladas de lava. Las variaciones laterales son considerables, no sólo entre las sucesiones que pueden obtenerse en los cabos de Peñas y Vidrias (que son las dos localidades donde se encuentra esta sucesión), sino incluso entre los propios bordes E y W del saliente de Peñas. La mejor sucesión parece ser la que se obtiene a lo largo del acantilado en el lado oriental del Cabo Peñas, entre las puntas de Castro y de Sarreo, por lo que es a ella a la que va a hacerse referencia en este trabajo. El espesor total del conjunto vulcano-detrítico es de unos 450 a 500 m, la mayor parte de las cuales consisten en tobas, aglomerados volcánicos y niveles de areniscas con mayor o menor grado de participación volcánica. Hacia la parte superior se sitúan lavas de tipo basáltico (FERNÁNDEZ-SECADES 1975) con disyunciones prismáticas y que en el corte que se está considerando alcanzan un espesor de unos 75-100 m. El conjunto termina con dos bancos de caliza (que afloran en la Punta de Sarreo), de 5 y 9 m de espesor respectivamente, separados por unos 15 m de tobas y niveles silíceos.

Por lo que se refiere a la edad del conjunto, BARROIS (1882) la había atribuido, sin pruebas, al Silúrico (Silúrico *s str.*). Esta edad se fue aceptando en general por los diversos autores, si bien ADARO & JUNQUERA (1916) y HERNÁNDEZ-SAMPELAYO (1952) consideraban a las calizas de la Punta de Sarreo como devónicas y LLOPIS (1961) consideró toda la formación volcánica como cámbrica.

La sucesión vulcano-detrítica se sitúa entre las Pizarras de Luarca y las de Formigoso, de edad silúrica, como se verá más adelante, de modo que toda la sucesión que se corta desde el propio Cabo de Peñas hasta dichas pizarras de Formigoso es una serie continua y ascendente hacia el SE. Esta circunstancia permite situar ya la edad del conjunto vulcano-detrítico entre el Ordovícico medio y el Llandovery medio-superior. Nuestras investigaciones han conducido además al hallazgo de diversos elementos faunísticos, especialmente en su parte alta, lo que permite introducir ciertas precisiones al problema de la edad del conjunto (JULIVERT & TRUYOLS 1972).

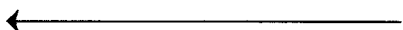


Fig. 2.—Esquema y columna estratigráfica del Ordovícico de Cabo Peñas, según JULIVERT & TRUYOLS (*C. R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 1972) completado con datos de CRIMES & MARCOS (1976). Los icnofósiles de la Cuarcita de Barrios indicados en la columna, proceden del acantilado al W del cabo. Para las demás especies, aquellas que no llevan asterisco han sido halladas exclusivamente en el lado E del cabo (corte estudiado), las señaladas con un asterisco proceden del lado W, y las señaladas con dos asteriscos han sido halladas a ambos lados del cabo.

En efecto, en la base de la sucesión vulcano-detrítica, al N de la punta de Castro, hemos localizado un horizonte con braquiópodos en mal estado de conservación, entre los que, sin embargo, ha podido establecerse la existencia de formas atribuibles probablemente a *Onniella* o a *Howellites* (det. V. HAVLÍČEK, de Praga), que indicarían la presencia del Caradoc. En los tramos más altos de la formación la existencia de materiales sedimentarios ha permitido la preservación de algunos restos fósiles. Así en las capas tobáceas hemos localizado algunos braquiópodos y trilobites, pero también aquí su defectuoso estado de conservación no permite más que determinaciones a nivel genérico como máximo. La presencia de *Eospirifer* sp. (det. V. HAVLÍČEK, de Praga) asociado a un *Flexicalymene* (det. J. L. HENRY, de Rennes), plantea el problema de su significado cronostratigráfico, ya que si esta última forma parece propia del Ordovícico superior, la existencia de *Eospirifer* resulta indicativa del Silúrico. El argumento silúrico queda apoyado por la fauna presente en los niveles calcáreos. Junto a hallazgos de significación poco concluyente, como braquiópodos (Rinconeláceos, indeterminados), trilobites (*Leonaspis* sp., según RADIG 1962 a) y briozoos (*Chasmatoporella* sp., según SPJELDNAES 1967), hay que citar la existencia de conodontos. El tratamiento de muestras del nivel calcáreo inferior ha suministrado *Trichonodella* cf. *symmetrica* BRANSON & MEHL, *Tr.* cf. *excavata* (BRANSON & MEHL), y el del nivel superior, *Panderodus unicostatus* (BRANSON & MEHL), *Neoprioniodus* cf. *planus* WALLISER, *Hindeodella* cf. *equidentata* RHODES, *Lonchodina* cf. *walliseri* ZIEGLER, *Distomodus?* sp. (det. M. LINDSTRÖM, de Marburg). Esta asociación indicaría, según M. LINDSTRÖM (com. personal) el Llandovery superior - Wenlock («Bereich III-IV» de WALLISER). Su pertenencia al Ordovícico quedaría pues excluida, pero dada la posición de estas calizas en el techo de la sucesión, sin aparente interrupción sedimentaria, habría que suponer una continuidad de la serie vulcano-detrítica desde el Caradoc hasta el Llandovery medio-superior.

#### PIZARRAS DE FORMIGOSO.

A los materiales anteriores sigue una sucesión de pizarras negras que integran parte de la formación llamada por BARROIS (1882), «Schistes et Grès de Corral». Para zonas del interior, KEGEL (1929) había creado los nombres de «Bernesga-Schiefer» y «Schichten von Villasimpliz», para las partes baja y alta respectivamente de la misma formación. También COMTE (1937) para la vertiente meridional de la Cordillera, había establecido el de «Schistes de Formigoso». La denominación de BARROIS por su confusionismo, ha caído prácticamente en desuso, y los términos de KEGEL han sido utilizados aun por RADIG (1962 b), pero nosotros hemos preferido extender a toda la zona cantábrica el nombre propuesto por COMTE (TRUYOLS, PHILIPPOT & JULIVERT 1974).

Las Pizarras de Formigoso constituyen una formación de relativa uniformidad litológica (pizarras ampelíticas y delgadas capas de cuarcita, especialmente en la parte superior de la serie), extendida desde la punta de Sarreo hasta la ensenada de Llumeres, cuyo espesor es difícil de medir a causa de su intenso plegamiento. No obstante, según puede observarse en todos los afloramientos de la zona cantábrica

donde aparecen estos materiales, la formación se mantiene con un espesor relativamente constante, no superior a los 200 metros.

El corte de este área no ha suministrado restos fósiles, pero su edad no ofrece ninguna duda. En todos los afloramientos de la zona cantábrica, las Pizarras de Formigoso han librado graptolites propios del Silúrico; en el propio acantilado del borde W del cabo, junto a Ferrero, ha podido registrarse algún resto indeterminable a nivel específico, de *Monograptus*. BARROIS (1882) ya había indicado una edad silúrica para estos materiales, si bien no aducía pruebas paleontológicas. Por esta razón, ADARO & JUNQUERA (1916) habían insinuado una posible edad devónica. Gracias al descubrimiento de graptolites en diversas localidades, KEGEL (1929) atribuyó a la formación una edad Llandovery-Tarannon, que COMTE (1937) amplió hasta el Wenlock inferior.

Nuestras investigaciones de conjunto para toda la zona cantábrica (TRUYOLS, PHILIPPOT & JULIVERT 1974), nos han mostrado que la parte más baja de las Pizarras de Formigoso contiene siempre el mismo tipo de fauna y que la base de la Formación parece corresponder al límite entre las zonas de —*convolutus* y —*sedgwicki*, aunque sin que se pueda excluir totalmente que pueda llegar a estar presente la zona de —*convolutus*. La parte más alta de las Pizarras de Formigoso, aunque pobre en fauna, ha proporcionado algunos elementos (graptolites de la zona de —*murchisoni*) que permiten atribuirlos ya al Wenlock.

#### ARENISCAS DE FURADA.

A las Pizarras de Formigoso siguen unas areniscas ferruginosas que BARROIS (1882) denominó «Grès de Furada», nombre que ha sido utilizado también por todos los autores posteriores, aunque en la vertiente S de la Cordillera se emplea el nombre Areniscas de San Pedro (COMTE 1934) para esta misma formación.

Las Areniscas de Furada afloran en la Bahía de Llumeres, en su parte oriental, hasta algo más allá de la Punta de Narvata. La sucesión estratigráfica que es continua hasta las Pizarras de Formigoso inclusive, aparece algo alterada por la presencia de algunos accidentes. En primer lugar el contacto Formigoso-Furada se realiza por un cabalgamiento de la primera formación sobre la segunda (ver fig. 1 y JULIVERT 1976), y por otra parte también el contacto entre las Areniscas de Furada y la unidad siguiente (Caliza de Nieva) se realiza mediante un cabalgamiento. De este modo aunque en dirección SE se sigue encontrando la sucesión ascendente, normal, de formaciones, los dos contactos de Furada son tectónicos.

La sucesión de Furada se sigue mal en superficie; no obstante, las explotaciones de hierro de Llumeres, que siguieron activas hasta 1967, permitieron obtener una serie de datos.

La parte más baja de las Areniscas de Furada está formada por 10-30 m de pizarras negras, iguales a las de Formigoso, y cuarcitas en capas gruesas. Esta parte se diferencia de las Pizarras de Formigoso por las intercalaciones de cuarcita más gruesas que posee. De hecho esta parte de la sucesión ha sido incluida dentro de las Pizarras de Formigoso por algunos autores (VAN DEN BOSCH 1969) que toman como

criterio de separación entre Formigoso y Furada, la aparición de la primera capa ferruginosa. Aquí, como se ha hecho en otras ocasiones (TRUYOLS, PHILIPPOT & JULIVERT 1974), va a seguirse el criterio original de COMTE, de tomar como límite entre las dos formaciones, la aparición de los primeros bancos gruesos de cuarcita, sean o no ferruginosos.

A continuación se encuentra la parte más ferruginosa de Furada, con un espesor de unos 50 m. Se trata de niveles ferruginosos que alternan con capas de areniscas menos ricas en hierro y con niveles de pizarras. Las capas más ricas en hierro (entre el 40 y el 50 %) son capas oolíticas (de óxidos) y se disponen en la parte inferior del conjunto; hacia la parte alta el contenido en hierro va disminuyendo y se pasa a areniscas con cementos ferruginosos. Para efectos de la explotación minera las capas ferruginosas estaban numeradas de abajo arriba y de 1 a 6, siendo la capa 3 la más rica y la única explotada en Llumeres, aunque en la mina de Simancas, situada algo más al SW, se explotaban también las capas 1 y 2. Con espesores mucho menores existen también en esta parte de la sucesión capas verdosas con oolitos de chamosita.

Por encima de esta parte más ferruginosa se encuentran unos 100-150 m de areniscas menos ferruginosas, o incluso blancas, y pizarras, pudiendo los niveles pizarrosos llegar a ser muy importantes. Finalmente, la parte más alta de la sucesión está formada por unos 100 m de pizarras oscuras alternando con capas finas de areniscas; esta parte de la formación puede llegar a ser muy pizarrosa y se corta sólo en parte en la mina.

Por lo que se refiere a la edad, BARROIS (1882) consideraba la Arenisca de Furada como de la base del Coblenciense (Taunusiense) y lo mismo admitían ADARO & JUNQUERA (1916). En el corte que se está considerando la única fauna hallada es «*Spirifer*» cf. *vulcani* COMTE, abundante en la capa 1. La fauna devónica citada por HERNÁNDEZ-SAMPELAYO (1952) como procedente de las capas 1 y 4 está en contradicción con todos los datos faunísticos de que se dispone del Silúrico y Devónico cantábricos y no puede ser tomada en consideración. Aunque del área de Llumeres no se conocen más restos paleontológicos, la edad de la Arenisca de Furada puede ser determinada con base en las faunas que se conocen de diferentes partes de la Cordillera, gracias a las recolecciones de COMTE (1934, 1936, 1937, 1959); POLL (1970) y LLOPIS LLADO (1967). La edad de las Areniscas de Furada debe corresponder al Wenlock (en parte), Ludlow y Gedinense inferior (sólo los 20-50 m últimos de la formación). La mayor parte de la formación corresponde posiblemente al Ludlow (véase TRUYOLS, PHILIPPOT & JULIVERT 1974).

## DEVONICO

La sucesión devónica que se corta en el sector de costa comprendido entre las proximidades de la Punta de Narvata y la playa de Antromero es prácticamente completa. Los únicos tramos perdidos son el contacto de la Arenisca de Furada con la Caliza de Nieva, tal vez un pequeño espesor de Caliza de Candás en Luanco, y el contacto de la Arenisca de Candás con el Carbonífero. En el primer caso se trata de

un accidente tectónico, en los otros dos, de recubrimiento por el Cretáceo. De todos modos el espesor de sucesión perdido es muy pequeño.

La sucesión de formaciones devónicas (tal como se acepta actualmente), y dejando aparte las Areniscas de Furada, es de abajo a arriba la siguiente: Complejo de Rañeces, Caliza de Moniello, Arenisca del Naranco, Caliza de Candás y Arenisca de Candás.

#### COMPLEJO DE RAÑECES.

Complejo de Rañeces es el nombre introducido por COMTE (1959) para la formación constituida por una serie carbonatado-pizarrosa que sigue a la Arenisca de Furada. BARROIS (1882) había establecido para este conjunto tres formaciones diferentes y sucesivas: «Schistes et Calcaires de Nieva», «Calcaires de Ferroñes» y «Calcaires d'Arnao». Estos términos han sido utilizados por la mayor parte de autores posteriores. RADIG (1962 *a*) sustituyó el término Caliza de Arnao por «Aguión-Schichten» (véase en COMTE 1959 y en RADIG 1962 *a*, una crítica referida al uso del término Arnao). No obstante, estas tres unidades resultan a menudo de difícil individualización por su naturaleza relativamente similar. Por ello resulta cómodo el empleo del término comprensivo Complejo de Rañeces, que equivale al Complejo de La Vid, de la vertiente meridional de la Cordillera, introducido asimismo por COMTE (1959). Nosotros por las razones indicadas, usamos la denominación de COMTE, pero dividimos la formación en miembros, para los cuales aprovechamos los mismos términos de BARROIS, introduciendo además el de Dolomía de Bañugues (véase ZAMARREÑO, 1976, en este mismo volumen). De este modo, el Complejo de Rañeces comprendería la Caliza de Nieva, la Dolomía de Bañugues, la Caliza y Pizarras de Ferroñes y la Caliza de Arnao.

El Complejo de Rañeces forma el sector de costa comprendido entre las puntas de Narvata y del Aguión. A pesar de que el conjunto aparece bastante replegado, lo que origina algunas dificultades para restituir la columna estratigráfica en su totalidad, probablemente se trata de la mejor sucesión (y la más representativa) del Devónico inferior de la vertiente septentrional de la Cordillera Cantábrica. Faltan tan sólo los términos más bajos, a causa del contacto anormal de la Caliza de Nieva con la Arenisca de Furada.

La Caliza de Nieva tiene un espesor de unos 150 a 200 m. Se trata de una caliza gris con faunas bentónicas, de braquiópodos, predominantemente, pero también con briozoos, crinoideos y tabulados abundantes; los tentaculites, localizados en ciertos niveles, son también abundantes (ARBIZU 1972).

La Dolomía de Bañugues constituye un típico depósito de llanura de mareas, con laminaciones, mallas de algas, birdeseyes, mud cracks, etc. (ZAMARREÑO 1976); su espesor es del orden de los 80 a 100 m.

Las Calizas y Pizarras de Ferroñes son, al igual que la Caliza de Nieva, depósitos neríticos, sublitorales, con faunas bentónicas, esencialmente de braquiópodos, que llegan a formar verdaderas lumaquelas; los crinoideos son también muy abun-



dantes, y en determinados niveles se encuentran también tabulados y tetracoralarios. El espesor es de unos 100 m (ARBIZU 1972).

La Caliza de Arnao corresponde también a un medio nerítico sublitoral, pero en ella el elemento faunístico más frecuentemente son los crinoideos, que llegan a formar bancos potentes de calizas encriníticas; asociados a ellos pueden encontrarse también briozoos y braquiópodos. En la parte media de la Caliza de Arnao la fauna es menos abundante y existen tetracoralarios (ARBIZU 1972). Los colores rojizos son característicos de la Caliza de Arnao. El espesor es de unos 200 m.

Las abundantes faunas, especialmente de braquiópodos escalonadas en los distintos tramos de la sucesión, permiten establecer una edad bastante precisa para todos ellos, aunque no siempre ha habido acuerdo entre los diferentes autores, en cuanto a las dataciones. Particularmente, la Caliza de Arnao (capas de Aguión de RADIG) había sido colocada por BARROIS en el Eifeliense, atribución que LLOPIS mantuvo siempre, aun cuando las aportaciones de COMTE (1959) y RADIG (1962 *a*) habían puesto de manifiesto una edad más antigua (Emsiense). También la Caliza de Nieva había sido situada por BARROIS en el Coblenciense inferior (seguido también en ello por LLOPIS), mientras que COMTE (1959) y RADIG (1962 *a*) la colocaban entre el Gedinense y el Siegeniense.

Sin entrar en mayores detalles, por lo que respecta a la edad, aquí va a indicarse tan solo que el conjunto queda incluido entre el Gedinense superior y el Emsiense superior (si bien los tramos más bajos de la Formación suprayacente poseen faunas asignables todavía a esta última edad). En efecto, si bien las capas más bajas del Complejo de Rañeces que aparecen en este corte han suministrado en las proximidades de la punta de Narvata una fauna asignable al Siegeniense inferior, ello es debido a que en virtud del accidente tectónico presente en el contacto con Furada, falta un paquete de Nieva no inferior a 120 m, que se ha reconocido en cambio en otros puntos del área de Peñas (N de Avilés, entre la playa de Xagó y Cabo Negro) y que ha proporcionado una fauna del Gedinense superior-base del Siegeniense (ARBIZU 1972). Conjuntos faunísticos sucesivamente más modernos desde esta edad hasta el Emsiense superior, se encuentran a lo largo del acantilado costero hasta la punta del Aguión, de modo que prácticamente todo el Devónico inferior está representado. La Caliza de Nieva debe situarse en el Gedinense superior-Siegeniense medio-superior; la Dolomía de Bañugues en el Siegeniense superior; la Caliza de Ferroñes en el Siegeniense superior-Emsiense medio-superior; y la Caliza de Arnao dentro del Emsiense superior.

#### CALIZA DE MONIELLO.

Al Complejo de Rañeces sigue una nueva formación carbonatada, la Caliza de Moniello, establecida por BARROIS (1882). El corte es tan representativo que debe ser considerado en el pensamiento de su autor como el estratotipo de la formación, ya que su nombre deriva de topónimos situados en este segmento de costa. La sucesión estratigráfica se sigue desde la parte occidental de la punta de Moniello hasta la parte más interna de la ensenada del mismo nombre.

Desde el punto de vista litológico la formación consta de tres partes, una parte inferior formada por calizas con predominio de braquiópodos, una parte media con abundante fauna arrecifal (corales y estromatopóridos) y una parte superior con braquiópodos y briozoos como elementos faunísticos más característicos. Los crinoides son muy abundantes a través de toda la formación. El espesor total es de unos 250 m (MÉNDEZ-BEDIA in litt.).

La abundante fauna de braquiópodos, trilobites y elementos arrecifales, facilita la datación de los tramos de la formación. BARROIS (1882) la situaba en el Eifeliense superior, y así lo admitían ADARO & JUNQUERA (1916), LLOPIS (1957, etc.) y otros autores; RADIG (1962 *a*) la consideró del Couviniense inferior. En realidad la base de la formación contiene asociaciones faunísticas de edad todavía emsienses, y por tanto debe aceptarse la edad Emsiense superior-Couviniense inferior para esta formación, aunque al Emsiense corresponden tan sólo unos pocos metros de la parte basal de la Formación (MÉNDEZ-BEDIA, in litt.).

#### ARENISCA DEL NARANCO.

La Arenisca del Naranco es la formación que sigue a la Caliza de Moniello; el contraste litológico facilita la correcta individualización de ambas. BARROIS (1882) había creado para ella el nombre de «Grès à Gosseletia» (por la presencia de este lamelibranchio en alguno de sus niveles), y bajo este nombre ha sido reconocida la formación por casi todos los autores anteriores a COMTE (ADARO & JUNQUERA 1916; DELEPINE 1932; LLOPIS 1957, etc.; RADIG 1962 *a*). DELEPINE (1932) demostró que esta formación es equivalente a la arenisca que aflora en el Naranco, junto a Oviedo, y que ADARO & JUNQUERA (1916, p. 256) habían denominado Arenisca del Naranco aunque asignándole una edad del Devónico superior y utilizando el término en sustitución del de «Grès de Cue» de BARROIS.

La Arenisca del Naranco aflora a lo largo del acantilado entre la ensenada de Moniello y la cara occidental de la punta de La Vaca de Luanco.

Se trata de una formación esencialmente de areniscas, frecuentemente ferruginosas, y pizarras, aunque en la mitad inferior de la misma en el corte citado, existen algunas capas delgadas de calizas. Al igual que las demás formaciones devónicas se trata de un depósito de muy escasa profundidad. El espesor total de la formación es de unos 400 m. Los icnofósiles son abundantes (GARCÍA-RAMOS, 1976).

La edad de la Arenisca del Naranco debe ser considerada todavía como couviniense, para la mayor parte de la formación. Las intercalaciones calizas han suministrado braquiópodos de esta edad: del Couviniense inferior la más baja y del Couviniense superior las demás, según comunicación verbal del Dr. J. García-Alcalde. *Gosseletia devónica* BARROIS, que no tiene significado cronoestratigráfico, aparece en la parte alta de la Formación. Teniendo en cuenta que ya existen elementos givetienses en la parte baja de la Caliza de Candás, puede pensarse que el Givetiense se inicia en la parte alta de la Arenisca del Naranco.

## CALIZA DE CANDÁS.

Una nueva formación carbonatada sigue a la Arenisca del Naranco: la Caliza de Candás. El término fue introducido por BARROIS (1882), y ha sido admitido por todos los autores posteriores.

En este sector costero la Caliza de Candás se extiende desde la punta de La Vaca de Luanco hasta la punta de Rebolleres, con una interrupción en la zona urbana de Luanco, donde la serie aparece afectada por una fractura y recubierta parcialmente por el Cretáceo. De todos modos, el conjunto estratigráfico perdido no parece de mucho espesor, o puede incluso ser prácticamente nulo.

La sucesión que presenta la Caliza de Candás en este corte difiere mucho de la habitual para esta formación. Esta es de abajo arriba la siguiente:

### MURO: Arenisca del Naranco.

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

### TECHO: Arenisca de Candás.

Las diferencias principales con la Caliza de Candás en otras localidades son, un carácter en general mucho más arcilloso de la formación en el corte descrito, un mayor espesor, y en general menor abundancia de faunas arrecifales que quedan limitadas prácticamente a la parte media.

La existencia de abundante fauna en la mayor parte de sus tramos facilita las posibilidades de datación de los mismos. Aunque sin referirse concretamente a este corte, tal vez por sus complicaciones tectónicas, BARROIS (1882) asignó a la Caliza de Candás una edad del Frasnense. Fue DELEPINE (1932) quien mostró la edad givetense-frasnense de esta formación, opinión compartida por los autores posteriores (COMTE, 1959; LLOPIS, 1957, etc.; RADIG, 1962 *a*), etc. El estudio de la macrofauna, así como el de su contenido en conodontos ha confirmado la existencia tanto del Givetense como del Frasnense (GARCÍA LÓPEZ 1972, 1976).

## ARENISCA DE CANDÁS.

A la Caliza de Candás sigue una nueva formación areniscosa que se conoce como Arenisca de Candás. Tanto BARROIS (1882) como ADARO & JUNQUERA (1916) consideraron que el Devónico terminaba con una formación de areniscas. El primero de dichos autores denominó a esta formación «Grès de Cué» buscando para ella una localidad del oriente de Asturias, que resultó ser en gran parte la Cuarcita de Barrios. ADARO & JUNQUERA consideraron que la Arenisca de Cué era de edad ordovícica, opinión que esencialmente es correcta y crearon el nombre de Arenisca del Naranco para designar lo que pensaban que era la formación terminal del Devónico. Más tarde DELEPINE (1928) cambió el sentido de este término al homologarlo con la Arenisca de Gosseletia, y llamó a los materiales superiores de BARROIS, «Grès rouges sans fossiles», término que había ya utilizado este último autor en el corte local. COMTE los llamó «Grès supérieurs de Candás» (1936) o «Grès culminants de Candás» (1959), para diferenciarlos de los «Grès inférieurs», que equivalen realmente a la Arenisca del Naranco. Fue DE SITTER (1949) quien los llamó simplemente «Candás Sandstone», y así, como Arenisca de Candás, han llegado hasta nosotros. Para evitar confusiones, RADIC (1962 *a*) empleó el término de «Piñeres-Sandstein», pero el nombre de Arenisca de Candás prevalece por el momento.

La formación aparece en este sector de la costa en la playa de Gargantera entre la punta de Rebolleres y el saliente de Antromero, donde queda cubierta por el Cretáceo. No es visible por lo tanto el techo de la sucesión, ya que más al SE, por debajo de la cobertera mesozoica aflora el Carbonífero superior en el núcleo del sinclinal.

La Arenisca de Candás es una formación que consta de areniscas y pizarras alternantes, con buen predominio de las primeras. Las areniscas presentan frecuentes estratificaciones cruzadas y son a menudo ferruginosas, aunque también hay niveles de areniscas blancas lo que ha inducido en tiempos anteriores a confusiones con la Cuarcita de Barrios. El espesor de la formación es de unos 375 m.

La fauna presente en los diversos tramos es escasa y poco representativa. Dada la continuidad sedimentaria con la formación anterior hay que suponer que en la parte inferior deben existir niveles de edad todavía frasniese. Sin embargo fósiles de esta edad solamente han sido reconocidos en otros puntos por RADIC (1962 *a*) y ALTEVOCT (1963). ADARO & JUNQUERA (1916) y otros autores habían supuesto una edad fameniense para la Arenisca de Candás, pero parece más prudente estimarla como frasniese en su totalidad o como frasniese-fameniense, mientras no se hayan producido hallazgos paleontológicos que permitan una mayor seguridad en su datación.

## CARBONIFERO

En el borde oriental de la playa de Gargantera el Paleozoico queda totalmente recubierto por el Cretáceo que constituye todo el saliente de Antromero, hasta la playa de San Pedro. Este recubrimiento impide observar en la zona el contacto Devónico-Carbonífero y los niveles más bajos de la sucesión carbonífera. En la playa

de San Pedro reaparece el Paleozoico, representado por una serie turbidítica que constituye el núcleo del sinclinal cuyo flanco NW venimos describiendo.

La sucesión escamoteada por el Cretáceo puede observarse no obstante en el flanco opuesto. Las formaciones que pueden observarse son, de abajo a arriba, la Caliza Griotte, la Caliza de Montaña y la sucesión turbidítica de Antromero.

La primera formación del Carbonífero visible en este flanco aflora junto a un pequeño entrante de la costa al S de la Playa de San Pedro. Se trata de la formación conocida como Caliza de Puente de Alba o Caliza Griotte (BARROIS, 1882). Aunque en este punto las condiciones de afloramiento son muy deficientes, el aspecto y las características de sus materiales son los típicos de la formación. Por datos obtenidos en las secciones que han podido estudiarse de toda la Cordillera Cantábrica, la Caliza Griotte representa condensado (25-30 m) todo el Viseense. En efecto, en el sinclinal de Perlora, situado al SE, han sido hallados conodontos del Viseense inferior (zona de —*anchoralis*) en las capas inferiores (ADRICHEM BOOGAERT 1967) y cefalópodos del Viseense superior (piso de *Goniatites*) en la parte alta (BARROIS 1882).

Debido a la existencia de grandes masas de bloques desprendidos de la cornisa cretácica, en la pequeña playa donde pasa el contacto Devónico-Carbonífero no resulta posible observar si entre la Arenisca de Candás y la Caliza Griotte se intercala otra formación de muy poco espesor, que aparece con relativa frecuencia en afloramientos de la zona: la llamada Formación Baleas, de WAGNER *et al.* (1971). Es una caliza clara que no suele superar los 12 m de espesor, frecuentemente rica en conodontos de edad Tournaisiense, incluyendo el límite Fameniense-Tournaisiense: zonas de —*costatus* y de —*kockeli-dentilineata* (ADRICHEM BOOGAERT 1967). Aunque no hay pruebas de su presencia en el sinclinal de San Pedro de Antromero, señalamos la existencia de dicha formación en el vecino sinclinal de Perlora.

Encima de la Caliza Griotte se dispone una sucesión calcárea muy característica, que corresponde a la llamada Caliza de Montaña. Es una caliza oscura y fétida, generalmente azoica o muy pobre en contenido faunístico, que en este corte presenta un espesor de 110 m y una cierta abundancia de estructuras sedimentarias (lamina-ciones, microestratificaciones cruzadas, brechas intraformacionales, etc.), especialmente en la parte superior (ZAMARREÑO 1966). Su edad ha de situarse en el Namuriense inferior, puesto que puntos de referencia faunísticos situados por encima, en la formación que sigue a la Caliza de Montaña, indican todavía el Namuriense B.

El término más alto de la sucesión paleozoica en este corte lo constituye en el núcleo del sinclinal, una sucesión turbidítica que aflora en la playa de San Pedro de Antromero y que posee un espesor visible de unos 150 m (VIRGILI & CORRALES 1968). El hallazgo de algunos cefalópodos, como *Reticuloceras paucicrenulatum* BISAT & HUDSON (BOUROZ 1962) y *Proshumardites cf. karpinskii* RAUZER-CHERNOUSSOVA (KULLMANN 1962; RADIG 1964 *a*), muestra una edad Namuriense B, probable para toda la formación.

## LA SUCESION DE CABO PEÑAS DENTRO DEL CONTEXTO REGIONAL: COMPARACION Y CONCLUSIONES

El corte descrito, entre Peñas y Antromero es el corte más completo que existe del Paleozoico del NW de la Península. Es bien sabido que mientras en la zona asturoccidental-leonesa (por lo menos en parte de ella), existe un Paleozoico inferior bastante bien desarrollado, en esta zona faltan en cambio los términos a partir del Devónico basal hasta el Estefaniense. Por el contrario, en la zona cantábrica (por lo menos en parte de ella), el Devónico alcanza un buen desarrollo, pero la sucesión ordovícica está incompleta. El corte que se ha descrito en este trabajo, aunque situado dentro de la zona cantábrica se encuentra ya muy cerca del antiformal del Narcea, es decir del límite con la zona asturoccidental-leonesa. Así, en la sucesión descrita, se da la circunstancia de que teniendo todas las características de las sucesiones de la zona cantábrica (concretamente dentro de ella, de la región de pliegues y mantos) tiene un Ordovícico completo como en la zona asturoccidental-leonesa. Esta particularidad la presenta, dentro de la zona cantábrica, también el área alrededor de cabo Vidrias, al E de la desembocadura del río Nalón, que forma la prolongación de la zona que se ha descrito aquí (véase JULIVERT 1976).

Como se ha indicado antes, el que esta sucesión presente un Ordovícico completo (o casi completo) es debido a su situación casi en el límite de la zona asturoccidental-leonesa. No obstante, dentro de la zona cantábrica, incluso en la zona más próxima al antiformal del Narcea, el encontrar una sucesión con el Ordovícico completo es excepcional. De hecho sólo alrededor de los Cabos Peñas y Vidrias esta sucesión existe. Es decir que si se traza un límite separando el dominio con materiales del Ordovícico medio y superior de aquel en el cual estos materiales faltan, esta línea coincide en casi toda su longitud con el trazado del antiformal del Narcea, y sólo en su extremo N se hace algo oblicua a él para penetrar ligeramente dentro de la zona cantábrica (ver JULIVERT, MARCOS & TRUYOLS 1972, fig. 1).

Si se quieren establecer comparaciones a partir de la sucesión descrita conviene pues separar por un lado los materiales cambro-ordovícicos y por otro los devónicos. Por lo que respecta al Cámbrico-Ordovícico, con las consideraciones que anteceden se ha situado ya la sucesión en su contexto. Cabe añadir tan sólo que comparando con la sucesión de la zona asturoccidental-leonesa (MARCOS 1973) se observa la desaparición de las facies turbidíticas que son sustituidas por la sucesión vulcanodetrítica, hecho que puede interpretarse como debido a que se está ya en el borde del surco en el cual las turbiditas se formaron.

Por lo que respecta al Silúrico, éste responde al tipo de sucesión propio de la región de pliegues y mantos (zona cantábrica).

El Devónico es también el propio de la región de pliegues y mantos, con el tipo de sucesión más completa propia de la parte W de esta región. Es bien sabido (ADARO & JUNQUERA 1916, COMTE 1959, ADRICHEM BOOGAERT 1967, JULIVERT 1971) que los afloramientos devónicos se disponen formando un arco que coincide con la región de pliegues y mantos, mientras que faltan al E de la cuenca carbonífera central (región del manto del Ponga). Es también sabido que la disposición que adoptan

las diferentes formaciones devónicas es tal que en términos generales cada una de ellas «avanza» menos hacia la concavidad del arco que la inmediatamente inferior (ver JULIVERT 1971, fig. 2). Esta disposición puede explicarse por una disposición regresiva de las diferentes formaciones devónicas, o bien por un corte en bisel por la erosión de una sucesión devónica basculada, hundiéndose hacia el W, o bien por una combinación de ambas causas. Este punto tiene importancia porque afecta a la interpretación que se dé a la paleogeografía del Devónico. En el primer caso existiría una línea de costa hacia la parte cóncava del arco mientras que en el segundo no sería estrictamente necesaria, por lo menos durante todo el Devónico. Pero además también sobre el límite W de la cuenca pueden plantearse problemas, en el sentido de saber si la falta de materiales devónicos (excepto unos afloramientos) en la zona asturoccidental-leonesa significa que ésta era un área emergida o simplemente se debe a la erosión. Es decir que el problema sería si la cuenca devónica tenía un borde W próximo al antiforme del Narcea o no. La idea de que el borde W de la cuenca devónica coincidía más o menos con el actual límite de afloramientos fue expuesta por LLOPIS (1964, 1965 b). Actualmente hay ya argumentos suficientes para resolver, por lo menos en términos generales, estos problemas.

Por lo que se refiere a la existencia de una tierra emergida al E (es decir en la región del manto del Ponga) existen como argumentos a favor no sólo el aumento de espesor (y el carácter más completo) de las series devónicas hacia la parte convexa del arco (lo cual podría no ser definitivo), sino también la existencia cierta de erosión precarbonífera en la región del manto del Ponga y finalmente la distribución de facies de las formaciones devónicas. A este respecto ha sido estudiada con detalle la formación Moniello por MÉNDEZ-BEDIA (*in litt.*) llegando a la conclusión de que existe una clara polaridad, situándose las facies más litorales hacia la parte cóncava del arco. Aunque se disponga de menos datos, a un resultado semejante se llega observando la Caliza de Candás; así, para limitarnos a la transversal de la costa se observa que en Perlora, más al SE del área estudiada (GARCÍA-LÓPEZ 1972), las facies son más litorales que en Luanco donde existe mucho menos desarrollo de faunas arrecifales y donde la sucesión es más espesa y la sedimentación de mayor profundidad.

Por lo que respecta al posible borde W de la cuenca, debe desecharse la idea de que éste pudo estar situado cerca del actual antiforme del Narcea. Las sucesiones devónicas se hacen progresivamente espesas y completas hacia dicho antiforme y las facies son cada vez menos litorales. Nada puede verse en el devónico de las proximidades del antiforme del Narcea que sugiera la presencia de tierra emergida en las proximidades hacia el W. Debe pensarse pues en un mar devónico que a partir de una plataforma suavemente inclinada hacia el W desde la región del manto del Ponga, donde emergía, se iba abriendo hacia el W, no pudiéndose dar mayores precisiones sobre su borde occidental pero pudiéndose afirmar que en todo caso se situaba lejos del actual límite occidental de afloramientos. El descubrimiento de materiales del Devónico inferior (DROT & MATTE, 1967), en unos pocos afloramientos en el núcleo del sinclinal de Peñalba (S y SW de Ponferrada), apunta también en este sentido.

## BIBLIOGRAFIA

- ADARO, L. De & JUNQUERA, G. (1916).—Hierros de Asturias. *Mem. Inst. Geol. Esp.*, Criaderos de hierro de España, tomo 2, 1 vol. texto 610 pp., 1 vol. láms., Madrid.
- ADRICHEM BOOCAERT, H. A. van (1967).—Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application. *Leidse Geol. Meded.*, vol. 39, pp. 129-192, Leiden.
- ALTEVOGT, G. (1963).—Die oberdevonischen rugosen Korallen von der asturischen Küste (Cabo Peñas, Nordspanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* (Festband Lotze), vol. 117, pp. 9-38, Stuttgart.
- (1965).—Die Systematische Stellung von *Angustiphyllum cuneiforme* n. gen. n. sp., einer eigenartigen Tetrakoralle aus dem Mitteldevon Nordspaniens. *Paläont. Z.*, vol. 39, pp. 84-93, Hannover.
- (1967).—Devonian Tetracorals from Spain and their relation to North American species. *Int. Symp. Dev. System.*, vol. 2, pp. 755-769, Calgary.
- ARBIZU, M. (1972).—El Devónico inferior de la costa asturiana entre la punta de Narvata y la ensenada de Moniello. *Brev. Geol. Ast.*, año 16, n.º 3, pp. 33-39, Oviedo.
- ARBIZU, M., GARCÍA-ALCALDE, J. L., SOTO, F. & TRUYOLS, J. (1974).—Nota sobre la fauna ictiológica del Devónico cantábrico. *Brev. Geol. Ast.*, año 18, n.º 2, pp. 28-32, Oviedo.
- BACKER, H. (1959).—Die Furada-Zone in Zentral-Asturien und Nord-León. Eine feinstratigraphische Untersuchung der Grenzschichten Gotland-Devon. *Mem. doctoral Münster* (inédita).
- BARROIS, Ch. (1882).—Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Géol. Nord*, vol. 2, n.º 1, 630 pp., Lille.
- BECKER, G., MÉNDEZ-BEDIA, I. & SÁNCHEZ DE POSADA, L. (1976).—Una fauna de ostrácodos de la Formación Moniello (Asturias, NW de España): nota previa. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, n.º 7, pp. 105-108, Oviedo.
- BERGOUNIOUX, F. M. (1938).—*Cupressocrinus elongatus* GOLDF. du Givetien des Asturies. *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, vol. 72, n.º 1, pp. 63-68, Toulouse.
- BERTRAND, L. & MENGAUD, L. (1912).—Sur la structure des Pyrénées cantabriques entre Santander et Llanes et leurs relations probables avec les Pyrénées. *C. R. somm. Soc. Géol. France*, (4.ª serie), vol. 12, n.º 17, pp. 173-174, París.
- BOSCH, W. J. VAN DEN (1969).—Geology of the Luna-Sil region, Cantabrian Mountains (NW Spain). *Leidse Geol. Meded.*, vol. 44, pp. 137-225, Leiden.
- BOUROZ, A. (1962).—Sur la présence de *Reticuloceras paucicrenulatum* BISAT et HUDSON dans le Carbonifère du Nord de la province des Asturies (Espagne). *C. R. Acad. Sc. París*, vol. 255, pp. 1968-1970, París.
- COMTE, P. (1934).—Sur les couches intermédiaires entre le Silurien et le Dévonien dans las Asturies. *C. R. Acad. Sc. París*, vol. 198, pp. 1164-1166, París.
- (1936).—I.ª Série Dévonniene du Leon (Espagne). *C. R. Acad. Sc. París*, vol. 202, pp. 337-339, París.
- (1937).—La Série Cambrienne et Silurienne du León (Espagne). *C. R. Acad. Sc. París*, vol. 204, pp. 604-606, París.
- (1938).—Brachiopodes dévoniens des gisements de Ferroñes (Asturies) et de Sabero (León). *Ann. de Paleont.*, vol. 27, pp. 41-87.
- (1959).—Recherches sus les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, vol. 60, pp. 1-440, Madrid.
- CRIMES, T. P. & MARCOS, A. (1976).—Trilobite traces and the age of the lowest part of the Ordovician reference section for NW Spain. *Geological Magazine*, vol. 113, n.º 4, pp. 249-356.
- CHAUVEL, J. (1973).—Les Echinodermes cystoïdes de l'Ordovicien de Cabo de Peñas (Asturies). *Brev. Geol. Ast.*, Año 17, n.º 2, pp. 30-32, Oviedo.
- DELEPINE, G. (1928).—Sur l'âge des grès du Naranco (Asturies). *C. R. Acad. Sc. París*, vol. 187, pp. 239-241, París.
- DELEPINE, G. (1932).—Sur la présence d'une faune givétienne en Asturies (Espagne). *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, pp. 204-205, París.
- DESOIGNIE, A. (1850).—Descripción del criadero carbonifero de Arnao. *Rev. Minera*, vol. 1, pp. 274, Madrid.
- DROT, J. & MATTE, Ph. (1967).—Sobre la presencia de capas del Devoniano en el límite de Galicia y León (NW de España). *Notas Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, vol. 93, pp. 87-92, Madrid.
- FERNÁNDEZ-SECADES, M. L. (1975).—Petrología y geoquímica de las manifestaciones efusivas de la región de Cabo de Peñas (N de Asturias). *Brev. Geol. Ast.*, Año 19, n.º 1, pp. 9-16, Oviedo.



- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C. (1961).—Las rocas del Cámbrico. I, de los afloramientos del Cabo de Peñas. *Notas Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, n.º 63, pp. 141-162, Madrid.
- GARCÍA-LÓPEZ, S. (1972).—Análisis del contenido en conodontos de un corte de la Caliza de Candás en la costa asturiana. *Brev. Geol. Ast.*, Año 16, n.º 4, pp. 49-53, Oviedo.
- GARCÍA-LÓPEZ, S. (1976).—La caliza de Candás en la zona de Luanco (Asturias) y su contenido en conodontos. *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, n.º 8, pp. 173-185, Oviedo.
- GARCÍA-RAMOS, C. (1976).—Morfología de trazas fósiles en dos afloramientos de «Arenisca del Naranco» (Devónico medio) de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, n.º 8, pp. 131-171, Oviedo.
- GEINITZ, H. B. (1867).—Beiträge zur älteren Flora und Fauna. 2. über organische Überreste aus der Steinkohlengrube Arnao bei Avilés in Asturien. *Neues Jb. Mineral*, pp. 283-286.
- HAMMAN, W. (1971).—Die Placopariinae (Trilobita, Cheirurina; Ordovizium). *Senckenbergiana Lethaea*, vol. 52, n.º 1, pp. 53-75, Frankfurt.
- (1974).—Phacopina und Cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien. *Senckenbergiana Lethaea*, vol. 55, n.º 1-5, pp. 1-151, Frankfurt.
- HERNÁNDEZ-SAMPOLAYO, P. (1942).—El Sistema Siluriano. *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, Explicación del nuevo mapa geológico de España, t. 2, pp. 1-592.
- (1944).—Datos para el estudio de las Hojas del Mapa Geológico E. 1: 50.000 Gijón (n.º 14), Oviedo (n.º 29), *Inst. Geol. Min. Esp.*, 111 pp., Madrid.
- (1952).—Minas de Llumeres. *Inst. del Hierro y del Acero*, Año 5, n.º 2, pp. 642-648, Madrid.
- JIMÉNEZ DE CISNEROS, D. (1910).—El Frasnense de la trinchera de Perán (cercañas de Candás). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, vol. 10, pp. 145-148, Madrid.
- JULIVERT, M. (1971).—L'évolution structurale de l'arc asturien. in *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, vol. 1, *Publ. Inst. Français Pétrole*. Ed. Technip, pp. I. 2-1 a I. 2-28, París.
- (1976).—La estructura de la región del Cabo Peñas. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, n.º 8, Oviedo.
- & TRUYOLS, J. (1972).—La coupe du Cabo Peñas, une coupe de référence pour l'Ordovicien du Nord-Ouest de l'Espagne. *C. R. somm. Soc. Géol. France*, vol. 6, pp. 241-243, París.
- , MARCOS, M. & TRUYOLS, J. (1972).—L'évolution paléogéographique du Nord-Ouest de l'Espagne pendant l'Ordovicien-Silurien. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, sér. C., vol. 4, n.º 1, pp. 1-7, Rennes.
- , ———, MARTÍNEZ, F. & TRUYOLS, J. (in litt.).—Memoria explicativa de la hoja n.º 51 (11-05) Belmonte, Mapa Geológico de España, E. 1: 50.000 (mapa por M. Julivert, A. Marcos & J. A. Pulgar). *Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid.
- , ———, PHILIPPOT, A. & HENRY, J. L. (1968).—Nota sobre la extensión de las pizarras ordovícicas al E de la Cuenca Carbonífera Central de Asturias. *Brev. Geol. Ast.*, Año 12, n.º 4, pp. 1-4, Oviedo.
- , TRUYOLS, J., MARCOS, A. & ARBOLEYA, M.ª L. (1973).—Mapa Geológico de España, E. 1: 50.000 (2.ª serie). Hoja n.º 13 (12-03) Avilés. *Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid.
- , ———, RAMÍREZ DEL POZO, J. & GIANNINI, G. (1973).—Memoria explicativa de la hoja n.º 14 (13-03) Gijón, del Mapa Geológico de España, E. 1: 50.000 (2.ª serie), (mapa por C. Beroiz, J. Ramírez del Pozo, G. Giannini, A. Barón, M. Julivert & J. Truyols). *Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid.
- KEGEL, W. (1929).—Das Gotlandium in den Kantabrischen Ketten Nordspaniens. *Zeitsch. dt. Geol. Ges.*, vol. 81, pp. 35-62, Hannover.
- KULLMANN, J. (1962).—Die Goniatiten der Namur-Stufe (Oberkarbon) im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). *Akad. Wiss. Lit. Mainz, Abh. Math.-Naturw. Kl.* n.º 6, pp. 259-377, Wiesbaden.
- LOTZE, F. (1957).—Zum Alter nordwestspanischer Quarzit-Sandstein-Folgen. *N. Jb. Geol. Paläon. Mh.*, n.º 10, pp. 464-471, Stuttgart.
- LLOPIS LLADO, N. (1957).—Sobre la estratigrafía del Devónico entre Avilés, Gijón y Oviedo. *Brev. Geol. Ast.*, Año 1, n.º 1-2, pp. 5-8, Oviedo.
- (1958).—Las bases estratigráficas del Devónico de Asturias. *Brev. Geol. Ast.*, Año 2, n.º 1-2, pp. 13-21, Oviedo.
- (1961).—Estudio geológico de la región de Cabo de Peñas (Asturias). *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, vol. 72, pp. 233-348, Madrid.
- (1964).—Sur la Paléotectonique des Asturies et ses rapports avec la moitié occidentale de la Péninsule Ibérique. *Brev. Geol. Ast.*, Año 8, n.º 1-4, pp. 91-140, Oviedo.

- (1965 a).—Estudio geológico de los alrededores de Avilés. *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, vol. 76, pp. 75-142, Madrid.
- (1965 b).—Sur la paléogéographie du Dévonien du Nord de l'Espagne. *C. R. somm. Soc. Géol. France*, fasc. 9, pp. 290-292, Paris.
- & VALDÉS LEAL, J. (1961).—Sobre la extensión de la biozona de Stringocefálicos en Asturias. *Brev. Geol. Ast.*, Año 5, n.º 1-2, pp. 17-34, Oviedo.
- (1967).—Sur le Dévonien inférieur des Asturies (Espagne). *Mem. Bur. Rech. Géol. Min.*, vol. 33, pp. 265-278, Paris.
- , VILLALTA, J. F., CABANAS, J. F. de, PELÁEZ PRUNEDA, J. R. & VILLAS, L. (1968).—Le Dévonien de l'Espagne. *Intern. Sym. Devonian Syst.*, vol. 1, pp. 171-187, Calgary.
- MALLADA, L. (1896).—Explicación del Mapa Geológico de España. Sistemas Cambriano y Siluriano. *Mem. Com. Map. Geol. Esp.*, vol. 2, 515 pp., Madrid.
- (1898).—Explicación del Mapa Geológico de España. Sistemas Devoniano y Carbonífero. *Mem. Com. Map. Geol. Esp.*, vol. 3, 415 pp., Madrid.
- MARCOS, A. (1970).—Sobre la presencia de un flysch del Ordovícico superior en el occidente de Asturias. *Brev. Geol. Ast.*, Año 14, n.º 2, pp. 13-28, Oviedo.
- (1973).—Las Series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, n.º 6, pp. 1-113, Oviedo.
- MÉNDEZ-BEDIA, I. (in litt.).—Biofacies y litofacies de la formación Monicello-Santa Lucía (Devónico de la cordillera Cantábrica, NW de España). En publ. en *Trabajos de Geología*, Universidad de Oviedo, n.º 9.
- MENGAUD, L. (1914).—Sur la tectonique des environs d'Infiesto, Arriondas et Rivadesella (Asturies). *C. R. Acad. Sci. Paris*, vol. 158, pp. 1381-1383, Paris.
- PAILLETTE, A. (1845).—Recherches sur quelques-unes des roches qui constituent la province des Asturies (Espagne). Suivie d'une «Notice sur les fossiles qu'elles renferment» par MM. de Verneuil & D'Archiac. *Bull. Soc. Géol. France*, (2.ª serie), vol. 2, pp. 439-488, Paris.
- PATAC, I. (1932).—Estudio geológico-minero de la cuenta hullera submarina de Arnao (Avilés), 55 pp., Gráficas Marinas, Madrid.
- POLL, K. (1970).—Stratigraphie und Tektonik an der Wende Silurium Devon im Westlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). *Sitzungsber. d. Physik. Medizim. Soz. Erlangen*, vol. 83-84, pp. 32-113, Erlangen.
- PRADO, C. de (1857).—Lettre à M. de Verneuil, 28 octobre 1857. *Bull. Soc. Géol. France*, (2.ª serie), vol. 15, pp. 91-93, Paris.
- RADIG, F. (1962 a).—Zur Stratigraphie des Devons in Asturien (Nordspanien). *Geol. Rundschau*, vol. 51, n.º 1, pp. 249-267, Stuttgart.
- RADIG, F. (1962 b).—Ordovizium/Silurium und die Frage prävariszischer Faltungen in Nordspanien. *Geol. Rundschau*, vol. 52, pp. 346-357, Stuttgart.
- (1964 a).—Beitrag zur Kenntnis der Grenzsichten Devon-Karbon im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, vol. 3, pp. 150-162, Stuttgart.
- (1964 b).—Die Lebensspur Tomaculum problematicum GROMM 1902 im Llandeilo der Iberischen Halbinsel. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, vol. 119, n.º 1, pp. 12-18, Stuttgart.
- SCHMIDT, E. (1931).—Crinoideen und Blastoideen aus dem jüngsten Unterdevon Spaniens. *Palaeontographica*, vol. 76, pp. 1-34, Stuttgart.
- SCHULZ, G. (1858).—Descripción geológica de la Provincia de Oviedo. 1 vol., 138 pp., Madrid.
- SITTER, L. U. de (1949).—The development of the palaeozoic in Northwest Spain. *Geol. Mijnbouw*, vol. 11, n.º 11, pp. 312-319, n.º 12, pp. 325-340, Gravenhage.
- SPJELDNAES, N. (1967).—The Palaeogeography of the Tethyan region during the Ordovician. *Syst. Assoc. Publ.*, n.º 7 («Aspects of Tethyan biogeography»), pp. 45-57, Londres.
- TERMIER, P. (1905).—Sur la structure géologique de la Cordillère Cantabrique dans la province de Santander. *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 141, pp. 920-922, Paris.
- (1918 a).—Contribution à la connaissance tectonique des Asturies: Anomalies au contact du houiller et du Dévonien d'Arnao. *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 166, pp. 433-439, Paris.
- (1918 b).—Contributions à la connaissance de la tectonique des Asturies: la signification des mylonites d'Arnao. *C. R. Acad. Sc. Paris*, vol. 166, pp. 516-520, Paris.
- TRUYOLS, J. PHILIPPOT, A. & JULIVERT, M. (1974).—Les formations siluriennes de la zone cantabrique et leurs faunes. *Bull. Soc. Géol. France*, vol. 16, n.º 1, pp. 23-35, Paris.
- VERNEUIL, E. de & D'ARCHIAC, A. (1845).—Note sur les fossiles du terrain paléozoïque des Asturies. *Bull. Soc. Géol. France*, vol. 2, (2.ª serie), pp. 458-488, Paris.

- VIRCILI, C. & CORRALES, I. (1968).—Observaciones sobre el flysch carbonífero de la playa de San Pedro (Asturias). *Brev. Geol. Ast.*, Año 12, n.º 1, pp. 5-8, Oviedo.
- WAGNER, R. WINKLER PRINS, C. F. & RIDING, R. E. (1971).—Lithostratigraphic units of the Lower part of the Carboniferous in Northern León, Spain. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, n.º 4, pp. 603-663, Oviedo.
- ZAMARREÑO, I. (1966).—Estudio de las estructuras sedimentarias de la Caliza de Montaña de la playa de San Pedro. *Acta Geol. Hispánica*, vol. 1, n.º 4, pp. 13-16, Barcelona.
- (1976).—Depósitos carbonatados de tipo «tidal flat» en el Devónico inferior del NW de España: Las Dolomías de Bañugues. *Trabajos de Geol.*, Univ. de Oviedo, n.º 8, pp. 59-85, Oviedo.