



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

2
3-1

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA
Escala 1:200.000



Primera edición:



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

PLAZA DE SANTA MARÍA, 23 - 28003 MADRID

AVILÉS

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:200.000

AVILÉS

Primera edición

MADRID, 1991

Fotocomposición: Lagos Cartografía, S. L.
Montevideo, 33. 28020 Madrid

Imprime: Gráficas Rogar, S. A.

Depósito Legal: M-43.217-1991

NIPO: 232-91-002-X

La Presente Hoja y Memoria han sido realizadas por el Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo con normas, dirección y supervisión del I.T.G.E. por los autores que se relacionan seguidamente.

El Mapa Geológico que acompaña a la presente Memoria ha sido compuesto tomando como base la cartografía geológica de las Hojas del Mapa Geológico de España (MAGNA) a E. 1:50.000, modificada y completada con las aportaciones propias de los autores.

Mapa Geológico y Memoria: J. L. Alonso, J. Aller, F. Bastida, A. Marcos, J. Marquínez, A. Pérez-Estaún y J. A. Pulgar (Departamento de Geología, Universidad de Oviedo).

Dirección y Supervisión del I.T.G.E.: L. R. Rodríguez Fernández.

INDICE

	Pág.
1. INTRODUCCION	1
2. ANTECEDENTES HISTORICOS.....	5
3. GEOMORFOLOGIA	7
3.1. La Zona Costera	7
3.1.1. Las Rasas.....	7
3.2. La Zona Interior	8
4. ESTRATIGRAFIA.....	11
4.1. Las Rocas Precámbricas.....	11
4.2. El Paleozóico preorogénico de la Zona Asturoccidental-Leonesa.....	12
4.2.1. Grupo Cándana	12
4.2.2. Formación Vegadeo	13
4.2.3. Serie de los Cabos	15
4.2.4. Formación Luarca.....	17
4.2.5. Formación Agüeira	20
4.2.6. Capas de la Garganta	21
4.3. El Paleozóico pre y sinorogénico de la Zona Cantábrica	21
4.3.1. Formación Herrerla	22
4.3.2. Formación Láncara	22
4.3.3. Formación Oville	22
4.3.4. Formación Barrios	22
4.3.5. Formación Luarca	23
4.3.6. Formación Castro	23
4.3.7. Formación Formigoso	23
4.3.8. Formación Furada	24
4.3.9. Grupo Rañeces	24
4.3.10. Formación Moniello	26
4.3.11. Formación Naranco	29
4.3.12. Formación Candás	30
4.3.13. Formación Piñeres	30
4.3.14. Caliza de Candamo	31
4.3.15. Caliza Griotte	31
4.3.16. Caliza de Montaña	31
4.3.17. Pizarras y areniscas carboníferas	32
4.4. Paleozóico tardí y postorogénico	33
4.4.1. El Estefaniense	33
4.4.1.1. Afloramiento de la Punta del Cuerno	33
4.4.1.2. Afloramiento de la Playa de Represas	33
4.4.1.3. Afloramientos de Arnao y de San Juan de Nieva	34
4.4.1.4. Afloramiento de Ferroñes	34
4.4.1.5. Afloramiento de Tineo	34
4.4.1.6. Síntesis y discusión sobre los materiales estefanienses	34
4.5. Permo-Trías, Jurásico y Cretácico	35
4.5.1. Permo-Trías	35
4.5.2. Jurásico	35
4.5.2.1. Jurásico Calcáreo - Margoso	35
4.5.2.2. Dogger	36
4.5.2.3. Malm	36
4.5.3. Cretácico	36
4.5.3.1. Cretácico Inferior	37
4.5.3.2. Cretácico Superior	37
4.6. Terciario	37
4.6.1. Terciario de Oviedo y Llanera	37

4.6.2. Terciario de Grado	38
4.6.3. Terciario de la zona de La Espina	38
4.7. Cuaternario	38
4.7.1. Depósitos sobre la rasa costera	38
4.7.2. Depósitos asociados a cuencas hidrográficas y a medios fluviales	39
4.7.3. Depósitos en ambientes intermedios	39
5. TECTONICA.....	41
5.1. La deformación precámbrica en el Antiforme del Narcea	41
5.2. La deformación en la Zona Asturoccidental-Leonesa.....	42
5.2.1. Primera fase de deformación	44
5.2.1.1. Pliegues mayores.....	44
5.2.1.2. Pliegues menores	45
5.2.1.3. La foliación S_1	50
5.2.2. Segunda fase de deformación	50
5.2.2.1. Cabalgamientos.....	51
5.2.2.2. Estructuras asociadas a los cabalgamientos	51
5.2.3. Tercera fase de deformación.....	52
5.2.3.1. Pliegues Mayores D_3 ; Los modelos de interferencia D_1-D_3	52
5.2.3.2. Distribución espacial de las estructuras menores y microestructuras D_3	56
5.2.3.3. Pliegues Menores D_3	58
5.2.3.4. Las microestructuras D_3 : El bandeadío tectónico y el clivaje de crenulación S_3	58
5.2.4. Estructuras tardías.....	62
5.2.4.1. Kink-bands y clivaje de crenulación subhorizontales	62
5.2.4.2. Pliegues de traza axial E - O.....	63
5.2.4.3. Fallas y diaclasas	63
5.3. La deformación en la Zona Cantábrica	63
5.3.1 Cabalgamientos y pliegues longitudinales	64
5.3.1.1. Los pliegues	64
5.3.1.2. Descripción de los cabalgamientos y su relación con los pliegues ..	64
5.3.1.2.1. Cabalgamiento de La Espina.....	64
5.3.1.2.2. Cabalgamiento de Arnao	66
5.3.1.2.3. Cabalgamiento de Salas	66
5.3.1.2.4. Cabalgamiento de Alava	66
5.3.1.2.5. El Cabalgamiento del Pedrorio-Cabruñana	66
5.3.1.2.6. El Cabalgamiento de Peñaflor y los cabalgamientos situados más al Este	67
5.3.1.3. La relación entre cabalgamientos y pliegues	67
5.3.2. Estructuras posthercinianas	69
6. METAMORFISMO	71
6.1. Metamorfismo regional	71
6.2. Metamorfismo de contacto.....	72
7. ROCAS IGNEAS	75
7.1. Rocas plutónicas.....	75
7.1.1. Los "stocks" de la zona de Salas.....	75
7.1.2. Los "stocks" de Porcía, Salave y Represas	75
7.1.3. El plutón de Boal..	78

	Pág.
7.1.4. El "stock" de El Pato	79
7.1.5. Edades absolutas de las rocas plutónicas	80
7.2. Rocas filonianas.....	80
7.2.1. El cortejo filoniano del plutón de Boal	80
7.2.2. Otras rocas filonianas	80
8. HISTORIA GEOLOGICA.....	83
9. GEOLOGIA ECONOMICA.....	87
9.1. Minería y canteras	87
9.1.1. Hierro	87
9.1.2. Hierro y manganeso	87
9.1.3. Wolframio	87
9.1.4. Oro	88
9.1.5. Magnesita	88
9.1.6. Barita	88
9.1.7. Otros yacimientos e indicios minerales diversos	88
9.1.8. Yacimientos de caolín	89
9.1.9. Yacimientos de carbón	89
9.1.10. Canteras	89
9.2. Hidrogeología	90
10 BIBLIOGRAFIA.....	91

1. INTRODUCCION

El área de la Hoja de Avilés se sitúa en la parte N del Macizo Herciniano Ibérico y en ella se encuentran representadas dos de las grandes zonas en que JULIVERT y otros (1972) dividieron dicho orógeno: la Zona Cantábrica y la Zona Asturoccidental-Leonesa (Fig. 1). Ambas están separadas por un afloramiento de rocas precámbricas que constituye el núcleo del Antiforme del Narcea, cuya parte septentrional se prolonga dentro de la Hoja hasta la localidad costera de Cudillero. De forma más precisa, el límite entre las dos zonas citadas está constituido por un cabalgamiento, el Cabalgamiento de La Espina, que separa áreas con materiales que muestran distintas facies y características de la deformación.

La Zona Cantábrica (Fig. 2) ocupa la parte oriental de la Hoja y representa la zona más externa del Orógeno Herciniano en el NO. de la Península. Está caracterizada por la existencia de una deformación superficial, cuyo rasgo estructural dominante es la presencia de cabalgamientos y mantos de despegue con pliegues asociados, siendo destacable la ausencia de metamorfismo y de foliaciones tectónicas, salvo en algunas áreas muy localizadas y de extensión limitada. De esta zona, sólo aparece dentro de la Hoja la parte septentrional de sus unidades más occidentales: Unidad de Somiedo y Unidad de la Sobia-Aramo. Esta última ocupa un área pequeña en el sector SE de la Hoja, mientras que la primera ocupa una extensión algo más amplia. Desde el punto de vista estratigráfico, en este sector de la Zona Cantábrica se encuentran representados todos los sistemas del Paleozoico desde el Cámbrico hasta el Carbonífero; en este último, el Estefaniense se encuentra escasamente representado, siendo discordante sobre su substrato y presentando un carácter molásico.

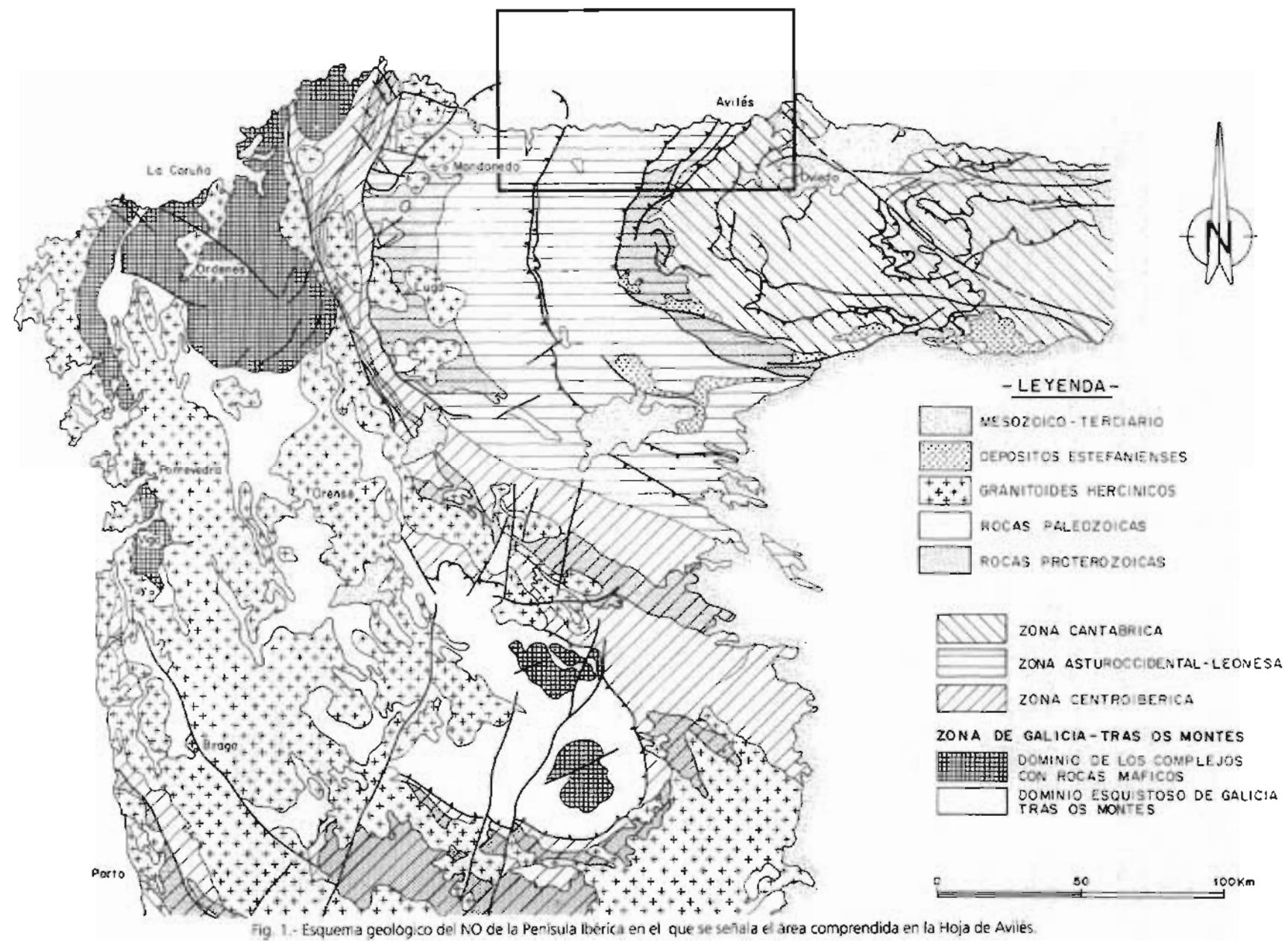
La parte central y occidental de la Hoja de Avilés (Fig. 2) se sitúa dentro de la Zona Asturoccidental-Leonesa y se caracteriza estratigráficamente por el gran espesor que presentan las rocas cambro-ordovícicas, no apareciendo dentro de dicha Hoja materiales paleozoicos posteriores al Silúrico, excepción hecha de los pequeños afloramientos de rocas estefanienses discordantes. Su estructura a gran escala se caracteriza por la presencia de una primera

generación de pliegues (D_1) vergentes al E cortados por cabalgamientos con la misma vergencia (D_2) y de una segunda generación de pliegues (D_3) de superficie axial subvertical. En esta zona se desarrolla un metamorfismo regional de bajo grado y se generaliza la presencia de foliaciones.

En la Hoja de Avilés se encuentran representados dos de los dominios que se han distinguido en la Zona Asturoccidental-Leonesa (MARCOS, 1973; PEREZ-ESTAÚN, 1978; MARTÍNEZ-CATALÁN, 1985) (Fig. 2): el Dominio del Manto de Mondoñedo, que ocupa la parte occidental, y el Dominio del Navia y Alto Sil, que aflora más ampliamente, ocupando la parte central. Ambos están separados por el Cabalgamiento Basal del Manto de Mondoñedo y presentan algunas diferencias significativas desde el punto de vista estratigráfico, estructural y metamórfico. La diferencia estratigráfica más notable se refiere al Ordovícico superior, el cual está representado en el Dominio del Navia y Alto Sil por una potente formación turbidítica, la Formación Agüera, que no existe en el Dominio del Manto de Mondoñedo. En cuanto a la estructura, en el Dominio del Manto de Mondoñedo, los pliegues mayores D_1 son más apretados y de mayor tamaño que en el otro dominio, tratándose de pliegues acostados; además, las estructuras D_2 tienen una importancia notablemente mayor dentro del Dominio del Manto de Mondoñedo.

Otro rasgo destacable de la Hoja de Avilés es la presencia de rocas mesozoicas y terciarias que ocupan una cierta extensión en su parte oriental, constituyendo una cobertura discontinua limitada a menudo por fallas posthercánicas.

Por último, cabría destacar que, morfológicamente, la Hoja de Avilés incluye las partes bajas de las cuencas de los ríos Nalón, Navia y Eo, así como otras cuencas menores, presentando un relieve montañoso poco escarpado. El elemento morfológico más destacado es la franja plana próxima a la costa y conocida con la denominación de "rasa costera", sobre la que se han identificado depósitos marinos de edad principalmente cuaternaria.



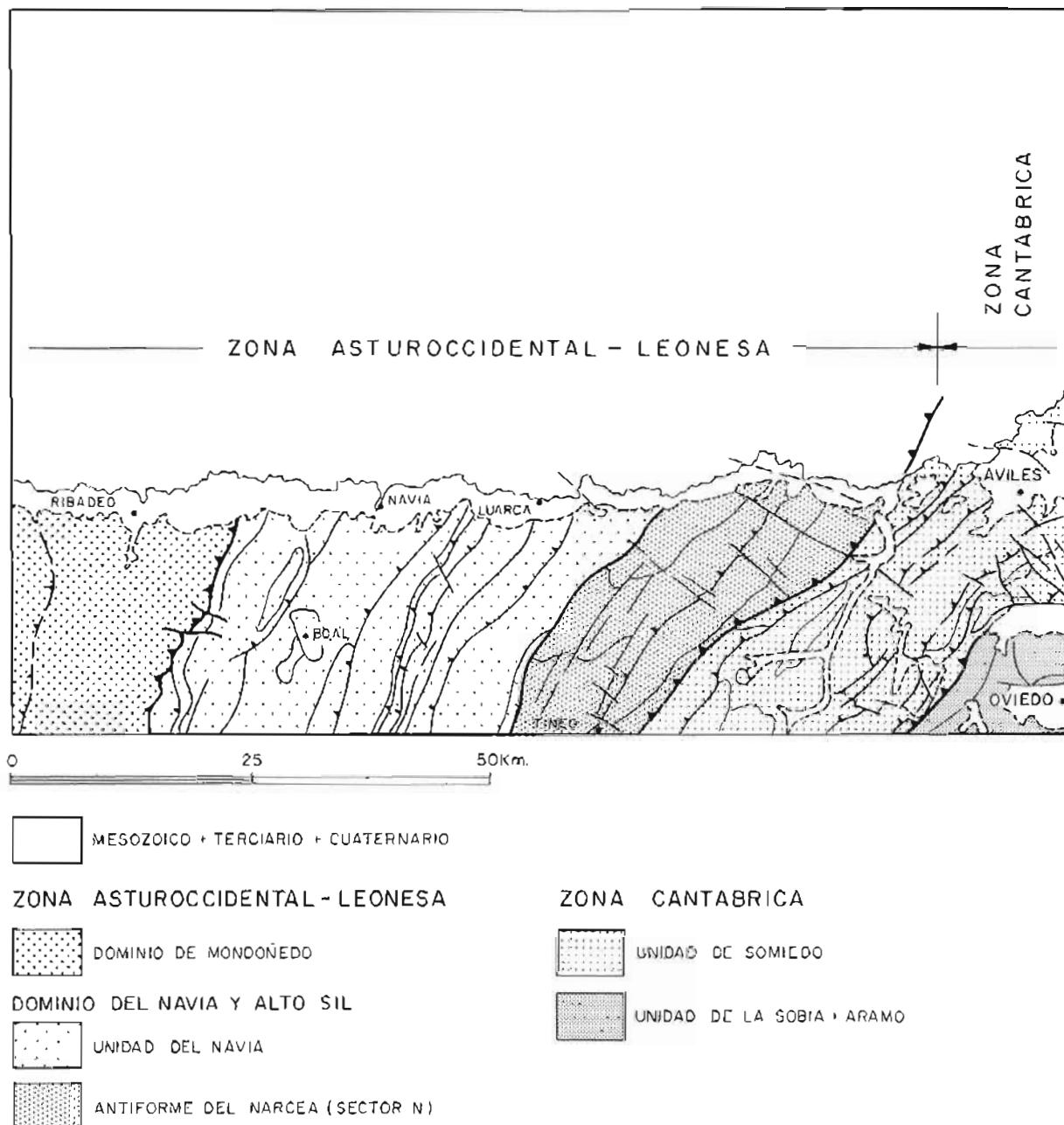


Fig. 2.- Esquema geológico de la Hoja de Avilés en el que se diferencian los principales dominios y unidades, y se destacan las estructuras más importantes

2. ANTECEDENTES HISTORICOS

La existencia en el área de la Hoja de dos zonas con características geológicas diferentes (Zona Cantábrica y Zona Asturoccidental-leonesa) ha dado lugar a un desarrollo de los conocimientos relativamente independiente en ambas zonas. Unicamente en aquellos trabajos en los que el carácter administrativo de sus límites primaba sobre el estrictamente geológico, se han tratado conjuntamente estas dos zonas. En este sentido, el "Mapa Geológico de la Provincia de Oviedo", publicado por SCHULZ en 1857, marca un primer hito histórico en el conocimiento geológico de Asturias. En esta primera época, hay que citar también la gran obra de BARROIS (1882), en la qué se establecen las bases de la estratigrafía de la Zona Cantábrica y de la Asturoccidental-leonesa. Posteriormente, ADARO y JUNQUERA (1916) publican varios mapas, entre los que destacan el mapa de Asturias y áreas vecinas y el de la región central de Asturias al N de Oviedo. Muy posteriormente, MATTE (1968) publica un mapa geológico general del NO de la Península que junto con su explicación constituyen el punto de partida de las actuales interpretaciones geológicas de este sector de la cordillera varisca. Más tarde, se publica la primera edición de la Hoja E. 1:200.000 de Avilés (PELLO y otros, 1971), que representa la primera síntesis moderna, sobre todo en lo referente a la Zona Cantábrica, tanto desde el punto de vista cartográfico como estratigráfico y estructural. Más recientemente, las hojas E. 1:50.000 constituyen un gran avance cartográfico en el conjunto del área de la Hoja, habiendo representado la base principal de la presente síntesis. Las comprendidas dentro de la Hoja son las siguientes: (10) Ribadeo (MARCOS, BASTIDA y GALÁN, 1980), (11) Luarca (MARCOS y PULGAR, 1980), (12) Buste (MARCOS y ARBOLEYA, 1976), (13) Avilés (JULIVERT, TRUYOLS, MARCOS y ARBOLEYA, 1973), (25) Vegadeo (MARCOS y PÉREZ-ESTAÚN, 1980), (26) Boal (MARCOS y PULGAR, 1980), (27) Tineo (JULIVERT, MARCOS y PULGAR, 1977) y (28) Grado (MARTÍNEZ-ALVAREZ, GUTIERREZ CLAVEROL y TORRES ALONSO, 1975).

Dentro del sector de la Zona Cantábrica representado en el área de la Hoja destacaremos, entre los trabajos de las primeras décadas del presente siglo, los de TERMIER (1918 a, b) y PATAF (1932), si bien presentan un carácter local por estar referidos a la estructura del Cabalgamiento de Arnao. A partir de 1950, los trabajos en este sector han sido muy numerosos. Cabe citar a este respecto, desde el punto de vista de su incidencia cartográfica, los

trabajos de LLOPIS LLADÓ en los alrededores de Oviedo (LLOPIS LLADÓ, 1950), en la región de Cabo Peñas (LLOPIS LLADÓ, 1961b) y en los alrededores de Avilés (LLOPIS LLADÓ, 1965); el estudio de LLOPIS LLADÓ y MARTÍNEZ ALVAREZ (1960) de la cuenca terciaria de Grado; el mapa de TORRES ALONSO y MARTÍNEZ ALVAREZ (1969) abarcando todo el sector de la Zona Cantábrica representado en la Hoja de Avilés E.1:200.000; el trabajo de BEROLZ (1968) sobre la prolongación N de la Escama de Belmonte; el estudio de CORRETGÉ y otros (1970) sobre los afloramientos graníticos de la zona de Salas-Belmonte; la cartografía de PELLO (1972), que abarca gran parte del sector aquí considerado de la Zona Cantábrica; el estudio de GUTIERREZ-CLAVEROL (1973) sobre el Cretácico de la depresión central de Asturias, que incluye una cartografía que abarca el sector SE de la Hoja; los trabajos de RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (1977, 1978), RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ y MARTÍNEZ CIENFUEGOS (1986) y BASTIDA y CASTRO (1988) sobre la prolongación norte de las unidades de Somiedo y la Sobia.

Desde el punto de vista cartográfico, los trabajos realizados en la Zona Asturoccidental-leonesa han sido menos frecuentes que en la Zona Cantábrica. En una primera época cabe destacar algunos trabajos de carácter local realizados por LLOPIS LLADÓ (1961, 1963) en los alrededores de Luarca y en el plutón de Boal y por VALDÉS LEAL (1965) en la región de Los Oscos. Poco después aparece un esquema geológico de carácter más general (VALDÉS LEAL, 1967) que abarca todo el sector aquí considerado. En el sector N del Antiforme del Narcea, hay que citar el estudio de RUIZ (1971). Deben destacarse en particular las aportaciones realizadas por WALTER (1963, 1965, 1966a,b, 1968) al conocimiento de la región situada en el extremo occidental de la Hoja, que junto con las de MATTE (1967, 1968, 1969) y MARCOS (1970, 1971a, 1971b, 1973) representan la base moderna de los trabajos actuales sobre el sector N de la Zona Asturoccidental-leonesa, tanto desde el punto de vista estratigráfico como estructural. Finalmente, cabe destacar algunos trabajos basados principalmente en observaciones realizadas a lo largo de la costa cantábrica, sobre la estratigrafía, estructura o magmatismo de este sector (FÄRBER y JARITZ, 1964; JARITZ y WALTER, 1970; SUAREZ y SUAREZ, 1970; ARBOLEYA, 1973a y b; BASTIDA y PULGAR, 1978; BASTIDA, 1980; PULGAR, 1980; entre otros).

3. GEOMORFOLOGIA

Para la descripción del relieve y los procesos geomorfológicos en este área, debe tratarse separadamente la zona de la "rasa costera", constituida por una franja de una extensión generalmente inferior a 3 Km. que se extiende paralelamente a la costa, y una zona interior, que ocupa el resto de la Hoja.

3.1 LA ZONA COSTERA

El litoral cantábrico, en el tramo correspondiente a la Hoja de Avilés, es un litoral muy rectilíneo en el que apenas existen pequeños cabos, como Cabo Busto, Cabo Vidio, Cabo Vidrias, etc., que coinciden con los afloramientos de los tramos más resistentes de la sucesión paleozoica (Serie de Los Cabos) y reducidas ensenadas en las desembocaduras de los ríos y niveles del sustrato más erosionables. La dirección general E-O de la costa cambia bruscamente en el extremo oriental a partir de la Ría de Avilés, adoptando el litoral una dirección SO-NE que culmina en el Cabo Peñas. Las características generales del litoral encajan plenamente en las de una costa secundaria erosiva en emersión, en el sentido dado por SHEPARD (1963).

A lo largo de toda la costa se destaca la existencia de un sistema de plataforma de abrasión y un acantilado muy activo, que evolucionan principalmente por procesos de abrasión, caídas de roca y movimientos en masa. A la vez que retrocede el acantilado y se amplia la plataforma de abrasión, se originan depósitos de cantes y gravas de origen marino en las zonas relativamente protegidas. Igualmente, existen algunas playas con un importante componente arenoso de origen fluvial en las zonas situadas inmediatamente al Este de las desembocaduras de los ríos principales. Finalmente, debe destacarse que estos ríos (Eo, Navia y Nalón principalmente) dan lugar en su desembocadura a rías en las que se desarrollan ambientes estuarinos.

3.1.1. LAS RASAS

El carácter morfológico más destacado del sector costero es la existencia de unos relieves planos, alargados en la dirección de la costa, que descenden suavemente desde el interior hacia el mar con inclinaciones que oscilan entre 1 y 2°, y que actualmente se encuentran cortadas por numerosos ríos y arroyos (Fig. 3). El contacto entre la rasa y las montañas, que corresponde a la antigua línea de costa, es claramente visible, aunque algunas veces se encuentra atenuado por depósitos de ladera. La altitud de este contacto varía según

las regiones, al igual que el número de plataformas, que se suceden de forma escalonada encajándose las más modernas en las precedentes. De acuerdo con esto, MARY (1983) ha diferenciado varios sectores para las rasas costeras (Fig. 3), de los que en la Hoja de Avilés solo se encuentran representados:

- 1.- Sector Gijón-Avilés
- 2.- Sector Avilés-Artedo
- 3.- Sector Artedo-Ribadeo
- 4.- Parte gallega de la rasa

En el sector Gijón-Avilés, representado por el área de Cabo Peñas, HERNANDEZ PACHECO (1949) diferenció tres niveles de aplanamiento: el Monte Areo (264 m.), la Cañada del Reguerón (182 m.) y Cabo Torres (105-110 m.), este último correlacionable con la punta del Cabo Peñas.

En el sector Avilés-Artedo se encuentran dos plataformas marinas situadas a 140 y 220 m. de altura. El nivel de 220 m. corresponde a los Llanos de Núñez y Grandillana, Alto del Finso y Monte Granda. Al nivel de 140 m. pertenecen los Llanos de la Braña y Ranón. Además, en la Ría de Pravia existe un nivel fluvial a 80 m. de altura, correlacionable con un prolongado estacionamiento marino.

El sector Artedo-Ribadeo se caracteriza por la existencia de una superficie aplanada muy uniforme cuya altura en el contacto con las montañas es variable. Así, entre Artedo y Cadavedo es 120 m. y entre Cadavedo y la Ría del Eo es de 105 m. Aparte de esta rasa, existen restos de aplanamientos a alturas de 155, 168 y 180 m.

Finalmente desde Ribadeo hasta Foz, la altura del contacto de la rasa con las montañas es 60 m., no pudiéndose establecerse, por tanto, una correlación directa con la superficie principal más oriental. Este desnivel debe asociarse a la existencia de una falla reciente cuyo trazado coincidiría con la Ría del Eo y que produce un hundimiento relativo del bloque occidental. Existen igualmente algunos rellanos aislados a una altura próxima a 100 m.

El origen de las rasas ha sido muy discutido. Las diferentes hipótesis emitidas varían en lo que se refiere a la participación marina y continental en el desarrollo de los depósitos y del aplanamiento de estas zonas. MARY (1983) ha aportado importantes argumentos en favor del origen marino, basándose en la analogía que existe entre la morfología de las rasas y la de las plataformas marinas y playas rocosas actuales, en la morfometría y mineralogía de los depósitos y en la presencia de algunos fósiles marinos. Por tanto, las rasas pue-

den ser consideradas como plataformas de abrasión marina situadas a distintos niveles (GÓMEZ DE LLARENA y ROYO GÓMEZ, 1927; LLOPIS LLADÓ, 1957; GRÍEZ, 1961; FLOR, 1983; MARY, 1967, 1971, 1983).

El levantamiento de las rasas y el consiguiente encajamiento de la red hidrográfica, se deben a movimientos epírogénicos y tal vez tectónicos. Los acantilados del occidente de Asturias conservan los restos de tres niveles marinos situados a alturas de 25-30, 15-18 y 5-6 m. que MARY (1968, 1971) atribuye al Pleistoceno. Estos niveles son bien visibles especialmente cerca de la desembocadura del Río Esva, al oeste de Cabo Busto, aunque también pueden reconocerse en otros puntos. En esta línea, NONN (1961, 1966), ASENSIO AMOR y NONN (1964) y ASENSIO AMOR (1970) pusieron de manifiesto que los ríos gallegos poseen tres niveles de terrazas aluviales a alturas de 30-35, 15-20 y 5-7 m., que deben corresponder a tres alturas equivalentes del nivel del mar.

3.2. LA ZONA INTERIOR

El interior de la Hoja de Avilés puede subdividirse en tres cuencas hidrográficas mayores (Nalón-Narcea, Navia y Eo) cuyas cabeceras se sitúan en las cumbres de la Cordillera Cantábrica de las que únicamente se encuentran en esta zona sus tramos inferiores, y otras cuencas costeras menores, entre las que se destacan las de Avilés, Esva, Negro, Porcia, etc. Todas ellas se encuentran separadas por cordales, que superan en algún caso los 1.200 m. de altitud y cuya disposición SO-NE es coincidente con las de las unidades litológicas más resistentes del substrato paleozoico, principalmente las cuarcitas de la Serie de Los Cabos.

Los cauces principales de las redes hidrográficas muestran igualmente una relación subsecuente clara con el substrato rocoso, instalándose sobre los tramos menos resistentes a la acción erosiva. El aspecto dendrítico general de las redes de drenaje muestran así, en muchas ocasiones, un marcado control litológico, con tramos de cauce paralelos a las capas y tramos ortogonales.

Los cauces son generalmente rectos, con frecuentes rupturas de pendiente y escasos depósitos aluviales. No obstante, los cauces de orden mayor, y especialmente los cauces principales de las grandes redes de drenaje, muestran una morfología meandriforme, con frecuentes meandros encajados y depósitos aluviales en los que se reconocen incluso distintos sistemas de terrazas (ASENSIO AMOR, 1970).

Con respecto a la morfología de las laderas, en este área debe destacarse la existencia de zonas poco inclinadas en la parte superior y pendientes escarpadas en la proximidad de los cauces. Esto da lugar a la existencia de rupturas de pendiente muy netas que, generalmente, sirven para separar suaves relieves y amplias zonas de cresta, de escarpadas laderas en las zonas más próximas a los cauces y, especialmente, a aquellos más caudalosos. Las zonas de relieve suave se encuentran en ocasiones recubiertas por formaciones superficiales que han sido atribuidas al Terciario en algunas ocasiones; tal es el caso de Tineo, La Espina, etc. Comúnmente, estas áreas soportan suelos fértiles donde, juntamente con las llanuras aluviales y las rasas, se concentra la actividad agrícola y ganadera en gran parte de la Hoja.

En la Fig. 3, se muestra una cartografía de las rupturas de pendiente que permite delimitar las áreas de relieve suave. A partir de dichas áreas, se han podido deducir las curvas de nivel correspondientes al paleorrelieve previo a la excavación de los valles actuales, habiéndose indicado, dentro de estas mismas áreas, mediante tramas, los datos altimétricos. Igualmente, se señalan los actuales cauces principales y la localización de las rasas más importantes. La observación de esta figura aporta interesantes datos para interpretar el significado de estas formas. En primer lugar, se aprecia que estas áreas aparecen como restos de un relieve previo en el que se ha encajado la actual red hidrográfica, dando lugar en las partes bajas de las laderas a segmentos rectos de alta pendiente, en un estadio de evolución juvenil. Una tentativa de restitución de la topografía previa al encajamiento reciente de la red hidrográfica muestra que nos encontraríamos en una zona de relieves poco pronunciados, con sierras y valles igualmente controlados por la litología del substrato paleozoico y, por tanto, coincidentes en su posición con los accidentes topográficos actuales. Este relieve terciario disminuía progresivamente hacia el mar, enlazando en última instancia con una plataforma de abrasión marina coetánea.

Algunos bruscos desniveles en este viejo relieve, como el que separa la Sierra de Tineo de los llanos de Tineo-La Espina, se deben muy probablemente al funcionamiento de fallas recientes que han actuado con posterioridad al modelado de esta topografía. En el caso concreto mencionado, esta falla debió actuar hundiendo el labio SE, por medio de la reactivación de un cabalgamiento hercínico, y el escarpe generado ha sido en gran medida recubierto por derrubios, que se apoyan sobre sedimentos de edad terciaria conservados en el bloque hundido.

Existen pocos datos cronológicos que permitan proponer una edad precisa para la formación de los distintos componentes de un relieve como el descrito. Sin embargo, tanto los datos polínicos obtenidos en los depósitos terciarios, como el marco geológico regional, apuntan a que el encajamiento de la red hidrográfica se produjo en relación con el episodio de reactivación alpina de los relieves cantábricos, iniciado en torno al Oligoce-

no. Los sistemas de terrazas y aluviones de las cuencas bajas del Eo, Navia y Nalón, suponen ya el relleno de un valle previamente excavado y, de acuerdo con las hipótesis de edad propuestas para las terrazas de los ríos gallegos y los niveles marinos más recientes, deben corresponder al Pleistoceno, época en la que esta rápida excavación ya había cesado, al menos en los tramos inferiores de los cauces.

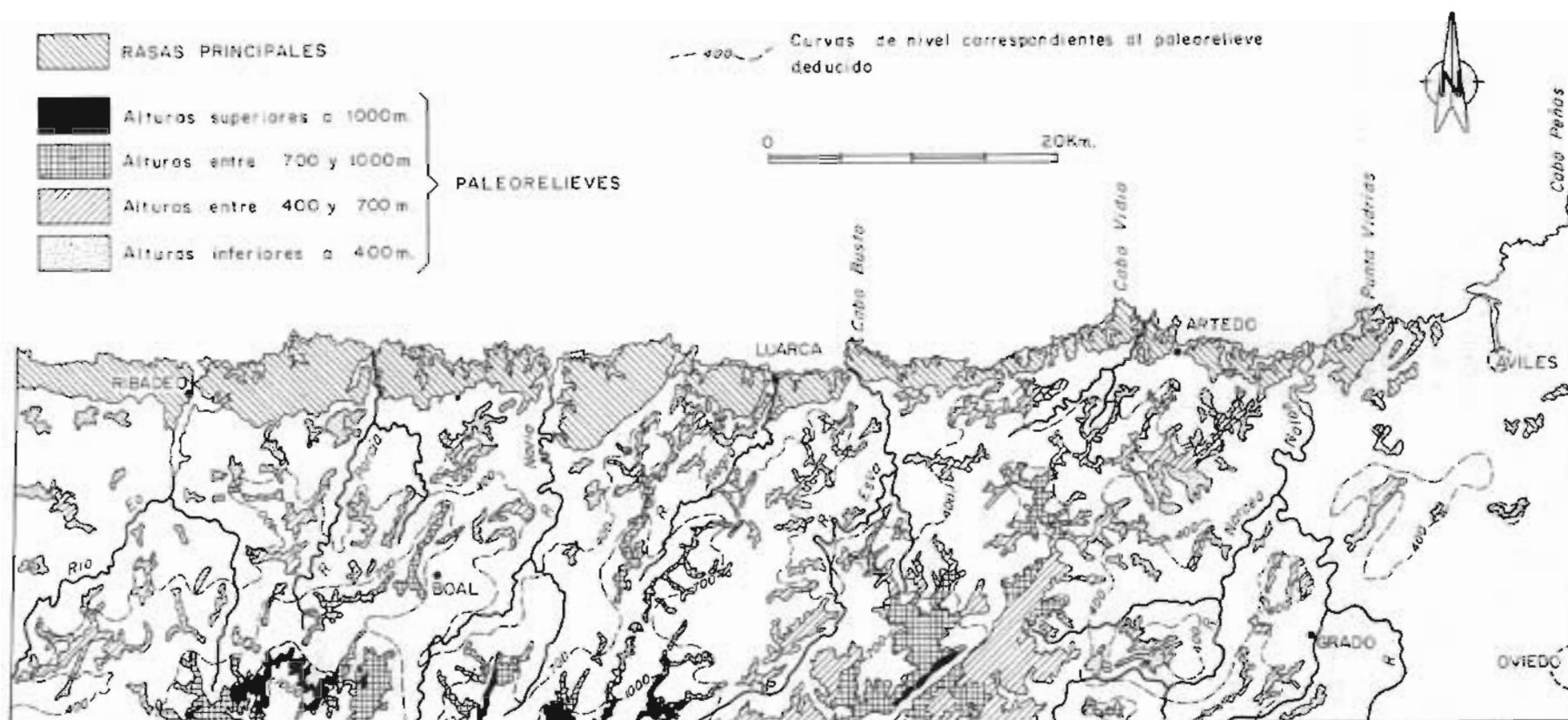


Fig. 3. Reconstrucción del relieve anterior al encajamiento de la red hidrográfica actual

4. ESTRATIGRAFIA

La estratigrafía del área de la Hoja de Avilés presenta características muy diferentes en las dos zonas que la constituyen, principalmente en lo que se refiere a la sucesión paleozoica. Por esta razón, la descripción de los materiales se realizará comenzando por las rocas precámbricas del Antiforme del Narcea. A continuación se describirá el Paleozoico preorogénico de la Zona Asturooccidental-leonesa; después se describirá la sucesión paleozoica pre y sinorogénica de la Zona Cantábrica y para finalizar, se realizará la descripción de los materiales postorogénicos para el conjunto de la Hoja.

4.1. LAS ROCAS PRECAMBRICAS

Uno de los grandes afloramientos de rocas precámbricas del NO de la Península Ibérica aparece formando el núcleo del Antiforme del Narcea, cuya parte más septentrional es la que aflora en la Hoja de Avilés. Los primeros autores en referirse a alguna de las rocas que aparecen en el núcleo del Antiforme del Narcea, aunque sin considerarlas precámbricas, fueron SCHULZ (1858) y BARROIS (1882), que describen la existencia de neises y porfiroides entre las rocas del área; por otro lado, los primeros mapas geológicos señalaban como cámbrijicas a las rocas de este sector (p.e. ADARO Y JUNQUERA, 1916). Fueron LOTZE (1956), en la zona de Cangas de Narcea, y De SITTER (1961), en la región de Barrios de Luna (León), los primeros en señalar la presencia de materiales precámbricos discordantes por debajo del Cámbrico, a los que denominaron Pizarras del Narcea y Pizarras de Mora respectivamente. Con posterioridad existe una época con abundantes publicaciones referidas al Precámbrico entre las que se pueden destacar las de PASTOR GOMEZ (1962, 1969), FÄRBER y JARITZ (1964), MATTE (1967), CORRETGÉ y CARPIO (1968), CORRETGÉ (1969), VAN DEN BOSCH (1969), PEREZ-ESTAÚN (1971, 1973), PARGA y VEGAS (1972), SUAREZ DEL RIO y SUAREZ (1976), RUIZ (1971) y PEREZ-ESTAÚN y MARTÍNEZ (1978).

El trazado cartográfico del límite entre la Formación Cándana y los materiales precámbricos aparece bien definido por primera vez en el mapa de PARGA PONDAL y otros (1967) y ha sido posteriormente perfeccionado en las cartografías geológicas a escala 1:50.000 que cubren la parte septentrional del antiforme del Narcea (JULIVERT y otros, 1977, MARCOS y otros, 1980). Durante la realización de la de la presente Hoja, se ha podido precisar la posición del contacto entre la Formación Cándana y el Precámbrico y poner de manifiesto la existencia de una extensa área precámbrica que desde La Espina llegaría hasta Cudillero

y N de Muros del Nalón (ALLER y otros, 1989).

Las rocas que más frecuentemente se encuentran en las Pizarras del Narcea son areniscas y pizarras y, en mucha menor proporción, conglomerados o microconglomerados y rocas de origen volcánico. Entre estas últimas, destaca la presencia de porfiroides y, en menor proporción, de albítitas, neises albítico-anfibólicos y cuarzoanfibolitas.

En las rocas clásticas es frecuente la presencia de fragmentos de rocas que, en unas ocasiones, están formados por agregados de cuarzo con gollos de corrosión, y en otras, por agregados de cuarzo y albita microcristalina, procediendo en ambos casos de rocas volcánicas. En unos pocos cantos de los microconglomerados, se observa la existencia de una esquistosidad previa y texturas características de rocas metamórficas de bajo grado.

Las estructuras sedimentarias son escasas y difíciles de reconocer en las rocas detríticas de los materiales precámbricos que afloran en la presente Hoja. Más al S, se ha interpretado que estas rocas presentan en gran parte facies turbidíticas (PEREZ-ESTAÚN, 1973; PEREZ-ESTAÚN y MARTÍNEZ, 1978) y, más específicamente, que corresponden a depósitos de abanico submarino (ENRILE y otros, 1987). En los afloramientos más septentrionales dentro del área de la Hoja de Avilés, destaca, por su carácter poco común en el resto del área precámbrica, la presencia de niveles con espesores de entre 5 y 10 m. de pizarras negras de tipo ampelítico, alternando con pizarras verdes. Uno de los cortes en los que se observan estos niveles es el de la carretera del nuevo puerto de Cudillero.

Entre las rocas que se han interpretado como de origen volcánico o con participación volcánica destacan las que han sido denominadas genéricamente con el nombre de porfiroides. Fue BARROIS (1882) quien por primera vez se refirió a la existencia de porfiroides en la zona de Cudillero, que es la localidad en la que estas rocas adquieren más desarrollo, aunque sin considerarlos precámbricos. Se trata de rocas con textura porfioclástica que presentan fenocristales de gran tamaño (unos dos milímetros de diámetro, como tamaño medio) en una matriz cuarzo-feldespática con algunas micas. Se presentan interestratificados en los metasedimentos, con espesor reducido, no superando, en general, la decena de metros, con la excepción del afloramiento del puerto de Cudillero (SUAREZ DEL RIO y SUAREZ, 1976). Se pueden distinguir dos tipos extremos entre los que se encuentran todos los términos intermedios. El primer tipo presenta fenocristales de cuar-

zo, la plagioclasa presente es albita y no contiene anfíboles. En el segundo tipo no existen fenocristales de cuarzo, la plagioclasa es más básica (el contenido en anortita llega al 30%) y contiene anfíboles. Cuando la cantidad de anfíbol aumenta con relación a la de los otros componentes minerales, se pasa desde este segundo tipo a neises albiticos anfibólicos, cuarzo-anfibolitas e incluso anfibolitas. Estas rocas se presentan muy esporádicamente y con espesor centimétrico.

La textura de los porfiroides es en parte resultado del metamorfismo y deformación sufridos por estas rocas durante la orogénesis varisca. Los porfiroclastos presentan sombras de presión y se encuentran variablemente deformados y fragmentados. En algunos porfiroides, en los que se puede reconocer la textura original, pueden identificarse características de pórfidos biotíticos con texturas fluidales y porfídicas volcánicas.

En lo que se refiere a la relación entre los porfiroides y las rocas encajantes puede afirmarse que en la mayoría de los casos el tránsito es gradual. Desde los niveles de porfiroides, suele pasarse gradualmente a grauvacas feldespáticas y a filitas con numerosos fragmentos y constituyentes de los porfiroides. No se observa tampoco metamorfismo de contacto con las rocas encajantes.

Los porfiroides del Precámbrico del Narcea han sido interpretados como derivados de rocas volcánicas, vulcanodetríticas y tobáceas de edad precámbrica (SUAREZ DEL RIO y SUAREZ, 1976; PEREZ-ESTAÚN y MARTÍNEZ, 1978; GONZALEZ MENENDEZ, 1979), cuya naturaleza original iría desde riolitas hasta dacitas y en algunos casos hasta andesitas.

4.2. EL PALEOZOICO PREOROGENICO DE LA ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA

En la Zona Asturoccidental-leonesa, el Paleozoico inferior se presenta muy completo y alcanza un gran espesor; la naturaleza de las rocas que lo componen es principalmente siliciclástica.

La sucesión presenta algunas diferencias importantes en los dos dominios de la zona (Dominio del Navia y Alto Sil y del Manto de Mondoñedo) representados en la Hoja de Avilés. Aunque existen diferencias generalizadas en los espesores y facies de las distintas formaciones, la diferencia más notable estriba en que, en el Dominio del Navia y Alto Sil, existe una importante formación turbidítica, la Formación Agüeira, de edad Ordovícico superior, que no se encuentra representada

en el Dominio del Manto de Mondoñedo. En las dos columnas de la Zona Asturoccidental-leonesa que acompañan al mapa geológico, se sintetiza la sucesión de los dos dominios citados, pudiéndose observar las diferencias existentes entre ambos. A continuación se realizará la descripción estratigráfica, considerando por separado las distintas unidades litoestratigráficas.

4.2.1. GRUPO CANDANA

Constituye la unidad litoestratigráfica más antigua del Paleozoico y reposa discordantemente sobre las rocas precámbricas, tal como se aprecia en la carretera local de Calleras a Bustoburniego, al NNW de Tineo (ALLER y otros, 1989) y en el nuevo puerto de Cudillero.

En 1957, LOTZE utilizó la denominación de Serie o Cuarcita de Cándana para las rocas siliciclásticas situadas entre los esquistos precámbricos y la caliza de Láncara, en una localidad situada en los alrededores de Tineo, en la parte occidental de la Zona Cantábrica. Sin embargo, esta denominación se ha generalizado para la Zona Asturoccidental-leonesa, donde la unidad homóloga es comparable en cuanto a características litoestratigráficas y edad. El término "grupo" ha comenzado a utilizarse para esta unidad litoestratigráfica en el Dominio del Manto de Mondoñedo (BASTIDA y otros, 1986), donde sus subunidades, definidas previamente por WALTER (1966a,b, 1968), pueden seguirse en cartografía (WALTER, op. cit.; MARTINEZ-CATALAN, 1985) en las áreas de las Hojas vecinas de La Coruña (BASTIDA y otros, 1984) y Lugo (GONZALEZ LODEIRO y otros, 1982). Más recientemente, el término "Grupo Cándana" ha sido utilizado para el conjunto de la Zona Asturoccidental-leonesa (PEREZ-ESTAÚN y otros, 1990). Por lo que respecta a la Hoja de Avilés, parece conveniente continuar con esta nomenclatura, ya que en el Dominio del Navia y Alto Sil esta unidad ha sido reiteradamente subdividida (FARBER, 1958; LOTZE, 1961; FARBER y JARITZ, 1964; JARITZ y WALTER, 1970; RUIZ 1971), si bien hasta el momento, las subdivisiones no han podido plasmarse en la cartografía.

En el Dominio del Navia y Alto Sil, el Grupo Cándana ocupa una gran parte de la prolongación septentrional del Antiforme del Narcea, y, en menor proporción, aflora también a lo largo del flanco occidental de dicha estructura y en el núcleo del antiforme de San Martín-La Caridad. Convienen destacar que, a diferencia de las cartografías previas, en las que las rocas del área próxima a la costa, en el sector comprendido entre Pravia y Cudillero, se atribuían en su mayor parte a la Serie de los Cabos, en la presente cartografía, estos

materiales se han atribuido, por sus características litoestratigráficas, al Grupo Cándana. Dentro del Dominio del Manto de Mondoñedo, este grupo únicamente aparece en la costa del extremo NO de la Hoja, donde afloran sus niveles superiores.

En conjunto, el Grupo Cándana está constituido por microconglomerados y areniscas feldespáticas de grano grueso y tonos amarillentos o rosados entre las que se intercalan niveles de pizarras y limolitas de tonos verdosos. Como estructuras sedimentarias más frecuentes en estos materiales, cabe citar la estratificación cruzada, a veces de gran tamaño, y la estratificación "linsen" y "flaser". En la parte inferior, a unos 200 m de la base, se localiza un nivel de dolomías de 15 a 30 m. de espesor y, en ocasiones, existe un conglomerado basal de espesor variable (máximo 30 m) (RUIZ, 1971; JULIVERT y otros, 1977). La parte superior del Grupo pasa gradualmente hacia la Formación Vegadeo a través de una serie constituida por pizarras, areniscas y algunas calizas; esta sucesión ha sido denominada "Obergangsschisten" o Capas de Tránsito (LOTZE, 1961; WALTER, 1968), y es la única parte del grupo que aflora dentro del área de la Hoja en el Dominio del Manto de Mondoñedo. En la costa asturiana (Concha de Artedo), estas capas superiores constituyen la parte alta de la Secuencia de Cayetano (Capas de Barrios) (FARBER, 1958; LOTZE, 1961).

En la Fig. 4 se encuentra representada una columna estratigráfica representativa del Grupo Cándana para el sector de la costa comprendido entre Cudillero y la Concha de Artedo, y su correspondiente interpretación sedimentológica.

Por los que se refiere a la edad, se ha encontrado una fauna de trilobites en el extremo oriental de la Concha de Artedo, en las capas de transición a la Formación Vegadeo (LOTZE y SDZUY, 1961; FARBER y JARITZ, 1964; SDZUY, 1971), habiéndose determinado la presencia de los géneros *Metadoxides* y *Pararedlichia*, que, según SDZUY (op. cit.), corresponden a un Cámbrico inferior bajo. En consecuencia, la mayor parte del Grupo debe tener una edad Tommotiense o incluso, en su parte más baja, Vendiense (Precámbrico superior) (CRIMES y otros 1977). Asimismo, se han citado en esta misma localidad arqueociátidos de los géneros *Ajacicyathus* y *Coscinocyathus* (SDZUY, 1961; DEBRENNE y LOTZE, 1963). Finalmente, cabe citar la presencia de abundante icnofauna (ARBOLEYA, 1973; CRIMES y otros, 1977), cuyos géneros y distribución estratigráfica se ilustran en la Fig. 4.

Teniendo en cuenta las características lito y bioestratigráficas del Grupo Cándana, CRIMES y otros

(op.cit.) han sugerido una notable variabilidad en las condiciones de sedimentación, en las que están implicados desde medios fluviales hasta medios marinos poco profundos (intermareal y submareal).

En el Dominio del Manto de Mondoñedo, el Grupo Cándana se encuentra representado solamente en el extremo occidental de la Hoja. Allí, en las Capas de Tránsito que afloran en el borde O de la playa de Reinante, BASTIDA y PULGAR (1978) citan la presencia de una icnofauna con *Phycodes pedum* y *P. palmatum* semejante a la descrita por CRIMES y otros (1977) en niveles equivalentes de los alrededores de Cudillero.

4.2.2. FORMACION VEGADEO

Encima del Grupo Cándana, se sitúa un nivel carbonatado que fue definido por BARROIS (1877, 1882), cerca de Vegadeo, como Calizas y Pizarras con Paradoxides de la Vega, y denominado después por HERNANDEZ SAMPELAYO (1914, 1935) Caliza de Vegadeo. Por otro lado, en la costa cantábrica, cerca de Cudillero, este nivel carbonatado ha sido denominado "Caliza de Playa" (LOTZE, 1961) y "Caliza de Andina" y "Caliza de Cuernos" (FARBER y JARITZ, 1964). La gran mayoría de los autores posteriores han denominado a este nivel carbonatado Caliza de Vegadeo o Formación Vegadeo para todo el conjunto de la Zona Asturoccidental-leonesa, que es la denominación utilizada en el presente trabajo.

La Formación Vegadeo aflora en diferentes puntos de la Hoja, situándose sus mejores afloramientos en el acantilado de la costa cantábrica. Su espesor oscila entre unos 100 m., para la parte occidental de la Hoja y 250 en la oriental. Está constituida por calizas masivas grises y blancas y dolomías marrones, con una parte inferior más pizarrosa. La textura primitiva de la roca se encuentra prácticamente destruida por recristalización metamórfica y deformación. No obstante, en algunas ocasiones, se han reconocido, a escala microscópica, restos de oolitos y de laminaciones, probablemente de algas (MARCOS, 1973), y, a escala macroscópica, se ha observado en una localidad situada fuera del área de la Hoja (inmediaciones de Villardiaz), aunque muy cerca de su extremo SO, un nivel de estromatolitos (MARCOS, op. cit.).

Resulta difícil determinar las características del medio de sedimentación a partir de las facies de la formación presentes dentro del área de la Hoja, si bien por comparación con diversas áreas de la rama 5 de la Zona Asturoccidental-leonesa, puede decirse que se trata de un medio marino poco

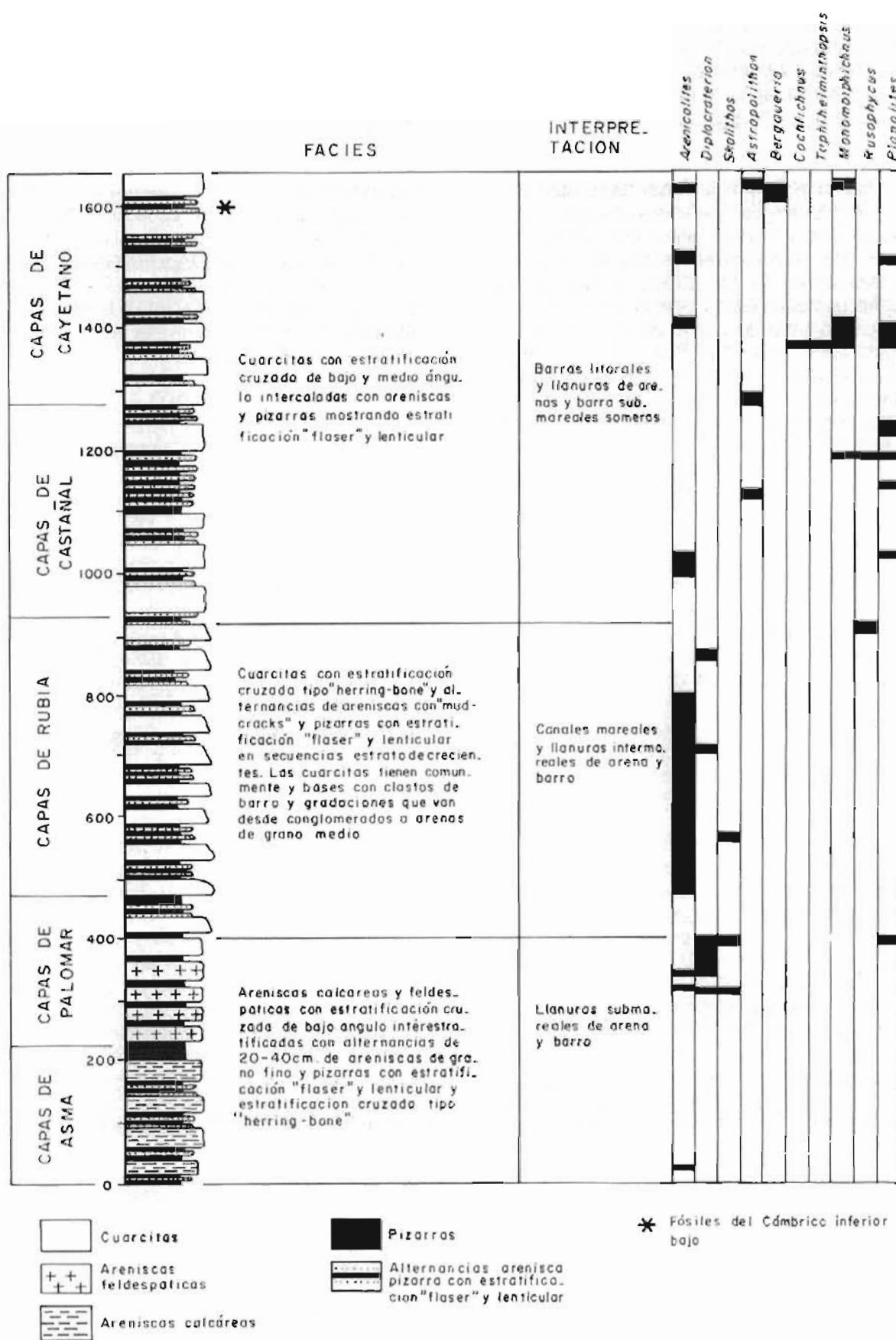


Fig. 4.- Columna estratigráfica del Grupo Cándana en la costa cantábrica, alrededores de Cudillero. Según CRIMES, LEGG, MARCOS y ARBOLEYA, 1977.

profundo, que oscila entre un medio de llanuras de marea y un medio nerítico (ZAMARREÑO y otros, 1975; ZAMARREÑO y PEREJON, 1976; ZAMARREÑO, 1983).

La edad de la Formación Vegadeo puede establecerse mediante las faunas que aparecen en las rocas situadas inmediatamente por encima y por debajo de la formación. En los niveles de tránsito del Grupo Cándana, se ha visto anteriormente como existe una fauna del Cámbrico inferior bajo. Análogamente, en los niveles basales de la unidad litoestratigráfica suprayacente (Serie de los Cabos) existe una abundante fauna cuya edad corresponde al Cámbrico medio, por lo cual, la Formación Vegadeo debe tener esencialmente una edad Cámbrico inferior, si bien en su parte más alta podría llegar a estar representado el Cámbrico medio.

4.2.3. SERIE DE LOS CABOS

Por encima de la Caliza de Vegadeo, se sitúa una potente formación constituida por sedimentos clásticos marinos de aguas someras, que desde LOTZE (1957), se denomina informalmente "Serie de los Cabos". Tal como fue descrita inicialmente, la Serie de los Cabos abarca desde la parte superior de los niveles de margas y pizarras arcillosas, ricas en Trilobites, que se superponen a la citada caliza ("Artedo schichten" de FÄRBER y JARITZ, 1964), hasta las Pizarras de Luarca suprayacentes (ver también BALDWIN, 1975, 1976, 1977 y 1978). Siguiendo un criterio más amplio previamente utilizado por otros autores (MARCOS, 1973), en esta memoria incluiremos los "Artedo schisten" en la Serie de los Cabos, con independencia de que en el Dominio del Manto de Mondoñedo se encuentren individualizados en la cartografía.

La Serie de los Cabos presenta características diferentes en el Dominio del Manto de Mondoñedo y en el del Navia y alto Sil, por lo que la descripción se realizará separadamente.

En el Dominio del Navia y alto Sil, puede obtenerse una sucesión completa de la Serie de los Cabos en el flanco W del Antiforme del Narcea y una parcial en el Anticinal de La Caridad. En la primera de estas localidades, la formación está constituida por 4.200 m. (300 m. aprox. de las "Artedo schichten" -FÄRBER y JARITZ, 1964 - más 3.900 m. aprox. de la Serie de los Cabos sst. - BALDWIN, 1975) de areniscas y cuarcitas blancas o amarillentas, con una proporción menor de limolitas y pizarras verdosas o negras. Una descripción litológica detallada, puede encontrarse en FARBER y JARITZ (op. cit.), quienes establecen en este sec-

tor una sucesión de miembros con valor solamente local.

Desde el punto de vista sedimentológico se han propuesto diferentes modelos para explicar el medio de depósito de estos materiales, modelos que coinciden solamente en considerar que se trata de depósitos marinos someros. Así, de acuerdo con BALDWIN (op. cit.) y BALDWIN y JOHNSON (1977), la sucesión presenta fundamentalmente en su mitad inferior facies de llanuras mareales, incrementándose hacia la parte media las facies de tipo "off-shore bar" y "lagoon" asociadas; hacia la parte superior se pasa progresivamente a facies más distales ("shore face" y "shelf"). En los últimos 600-700 m., vuelven a encontrarse facies de llanuras mareales. En términos generales, la sucesión representa una fase mayor transgresiva con excepción de los niveles culminantes que representan una regresión que termina rápidamente (ver Fig. 5). Alternativamente, para ARAMBURU y otros (1988), la Serie de los Cabos está constituida por una acumulación de ciclos formados en esencia por una secuencia inferior estrato y granocreciente, que comprende desde ambientes de plataforma a litorales, a la que se superpone una secuencia estrato y grano-decreciente, también con facies litoral; a todo lo largo de este ciclo ideal se localizan varios niveles de origen tempestático. Estas secuencias se organizan formando ciclos mayores que llegan a alcanzar espesores de decenas o centenares de metros. Para estos autores, los sedimentos se habrían depositado en áreas litorales y de plataforma caracterizadas por una pendiente extraordinariamente baja, siendo retrabajados por corrientes y por un oleaje débil y continuado y, esporádicamente, por fuertes tempestades; esta interpretación, supone la existencia de una línea de costa muy baja, alternativamente fangosa y arenosa, o mixta, en la que la composición y origen de los sedimentos estaría condicionada más por las variaciones del nivel del mar y del carácter y magnitud de los aportes de procedencia continental, que por los procesos de dinámica marina que actúan habitualmente en estas áreas marginales. En lo referente a la dirección de los aportes, puede establecerse, en general, una procedencia de un área situada al SE o SSE (FÄRBER y JARITZ, 1964; JARITZ y WALTER, 1970; ARAMBURU y otros, 1988), si bien BALDWIN (op. cit.) propone un modelo polimodal más complejo (ver Fig. 5).

En el sector que nos ocupa, BALDWIN (op. cit.) ha establecido una división estratigráfica de esta formación con base en la distribución de pistas fósiles (*Cruziana* y otras), que se encuentra reflejada en la Fig. 5 antes citada. Como puede apreciarse, en base a estos icnofósiles puede caracterizarse el

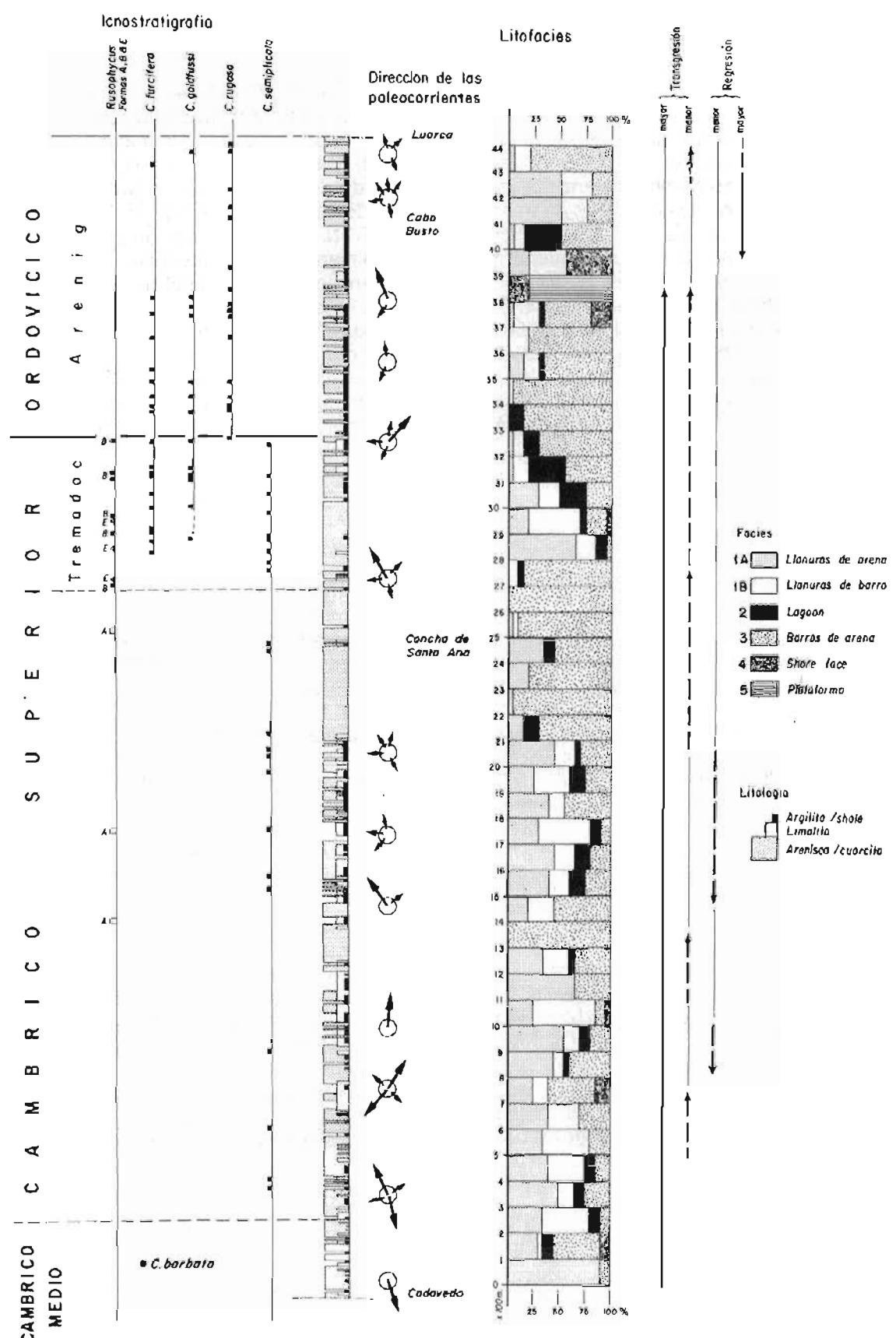


Fig. 5.- División icnoestratigráfica, y esquema de litologías y distribución de facies de la Serie de los Cabos.(según Baldwin 1975)

Cámbrico medio, el superior y el Ordovícico inferior (Tremadociense y Arenigiano), precisándose además sus límites. FÄRBER y JARITZ (op. cit.) señalan la presencia de un fragmento de Braquiópodo, cuyo género (*Nisusia*) nunca ha sido citado por encima del Cámbrico medio, a unos 1.800 m. de la base de la Serie de los Cabos; en contradicción con este dato, BALDWIN señala la presencia de *Cruziana semiplicata*, que caracteriza el Cámbrico superior, en los mismos niveles y en niveles situados hasta más de 1.000 m. por debajo; la resolución de esta contradicción posee una gran importancia estratigráfica, ya que en Gales *Cruziana semiplicata* se encuentra con toda seguridad restringida al Cámbrico superior ("Festiniog Stage"; ver, entre otros, SEILACHER, 1970; CRIMES, 1970), siendo imprescindible obtener nuevos ejemplares de Braquiópodos en dicha localidad para alcanzar cualquier conclusión. Los niveles basales de la Serie de los Cabos ("Artedorschichten"), han proporcionado fósiles del Cámbrico medio en numerosas localidades (ver FÄRBER in LOTZE y SDZUY, 1961; FÄRBER y JARITZ, 1964; JARITZ y WALTER, 1970; RUIZ, 1971; MARCOS, 1973, 1976; JULIVERT et al., 1973).

En el Anticlinal de La Caridad, situado ya en la parte occidental del Dominio del Navia y alto Sil, la Serie de los Cabos posee, desde el punto de vista litológico, unas características comparables a las de la sucesión anteriormente descrita. No obstante, debe destacarse que su espesor se reduce a 3.000 m. (MARCOS, 1973) y que los datos aportados por los icnofósiles permiten deducir que el espesor de los niveles superiores, correspondientes al Arenigiano y Tremadociense, se mantiene prácticamente constante entre ambas localidades, debiendo disminuir por tanto considerablemente el espesor de las rocas correspondientes al Cámbrico superior y medio.

En el Dominio del Manto de Mondoñedo, la Serie de los Cabos exhibe, en términos generales, una litología más predominantemente pelítica que en el Dominio del Navia y alto Sil. De acuerdo con MARCOS y PEREZ ESTAÚN (1981), entre el Anticlinal de Vegadeo y el Sinclinal de Villaodrid, en la parte más occidental de la Hoja, el espesor total de la formación es de unos 3.500 m., habiéndose diferenciado en ella tradicionalmente varios miembros (WALTER, 1963, 1968; JARITZ y WALTER, 1970; MARTÍNEZ CATALÁN, 1985; MARCOS y PÉREZ ESTAÚN, 1981). Más hacia el W, fuera ya del área de la Hoja, el espesor de la Serie de los Cabos disminuye considerablemente, al tiempo que se incrementa su carácter pizarroso (ver WALTER, op. cit., MARTÍNEZ CATALÁN, 1985).

Un resumen de las características generales y división estratigráfica de la Serie de los Cabos dentro

del Dominio del Manto de Mondoñedo, en el ámbito de la Hoja, puede observarse en la Fig. 6. Desde el punto de vista sedimentológico, se caracteriza por el desarrollo de sedimentos marinos poco profundos, depositados en medios de llanuras mareales a plataformas abiertas. La procedencia de los aportes terrígenos, al menos para las Capas de Bres, es del E.

Por lo que respecta a la edad, los niveles de pizarras inferiores contienen una abundante fauna de trilobites, ya conocida desde antiguo (BARROIS, 1877, 1882). Los principales yacimientos fosilíferos se sitúan en los alrededores de Vegadeo (BARROIS, op. cit.; LOTZE y SDZUY, 1961), Presa (MELENDEZ y ASENSIO AMOR, 1964) y Bres (WALTER, 1963, 1968; SDZUY, 1968); los niveles más bajos localizados por SDZUY en la última de las localidades citadas, contienen fauna del Cámbrico medio (Subpiso de *Acadolenus*), estando hacia arriba representados todos los subpisos establecidos por este autor en el Cámbrico medio hasta el de *Solenopleuropsis*. El resto de la sucesión hasta las Capas del Eo no contiene fósiles que permitan precisar su edad; a partir de las Capas inferiores del Eo, se encuentran pistas de trilobites (*Cruziana*, siempre del "Grupo rugosa") que permiten atribuir el miembro superior de la formación al Ordovícico inferior.

4.2.4. FORMACION LUARCA

En 1882, BARROIS utilizó por vez primera la denominación de Pizarras de Luarca para definir las pizarras negras en las que PRADO (1857) había localizado cerca de Luarca la denominada "fauna segunda" (el Siluriano de la época). Esta formación se caracteriza por poseer una gran uniformidad de facies en todo el ámbito de la Hoja, estando esencialmente constituida por pizarras negras lustrosas, ricas en pirita. Sin embargo, de E a W pueden establecerse algunas diferencias en lo referente a la litología y espesor de la formación (Fig. 7). Así, en la mitad oriental del Dominio del Navia y alto Sil, entre el Antiforme del Narcea y el Anticlinal de Cabo Cuerno, al O de Luarca, las Pizarras de Luarca poseen un espesor de 500 m., diferenciándose en su parte media un horizonte de cuarcitas (Cuarcita de Sabugo) de 80 m. de espesor. Estas cuarcitas se pueden cartografiar sin dificultad hasta el extremo S del Antiforme del Narcea, mientras que no se encuentran presentes en ninguna de las secciones situadas más hacia el W. En la parte occidental del Dominio del Navia y alto Sil, entre el Anticlinal de Cabo Cuerno y el Anticlinal de La Caridad, las Pizarras de Luarca alcanzan su espesor máximo: 1.200 m., volviendo a disminuir de nuevo en el flanco occidental de esta última estructura, donde su espesor no sobrepasa

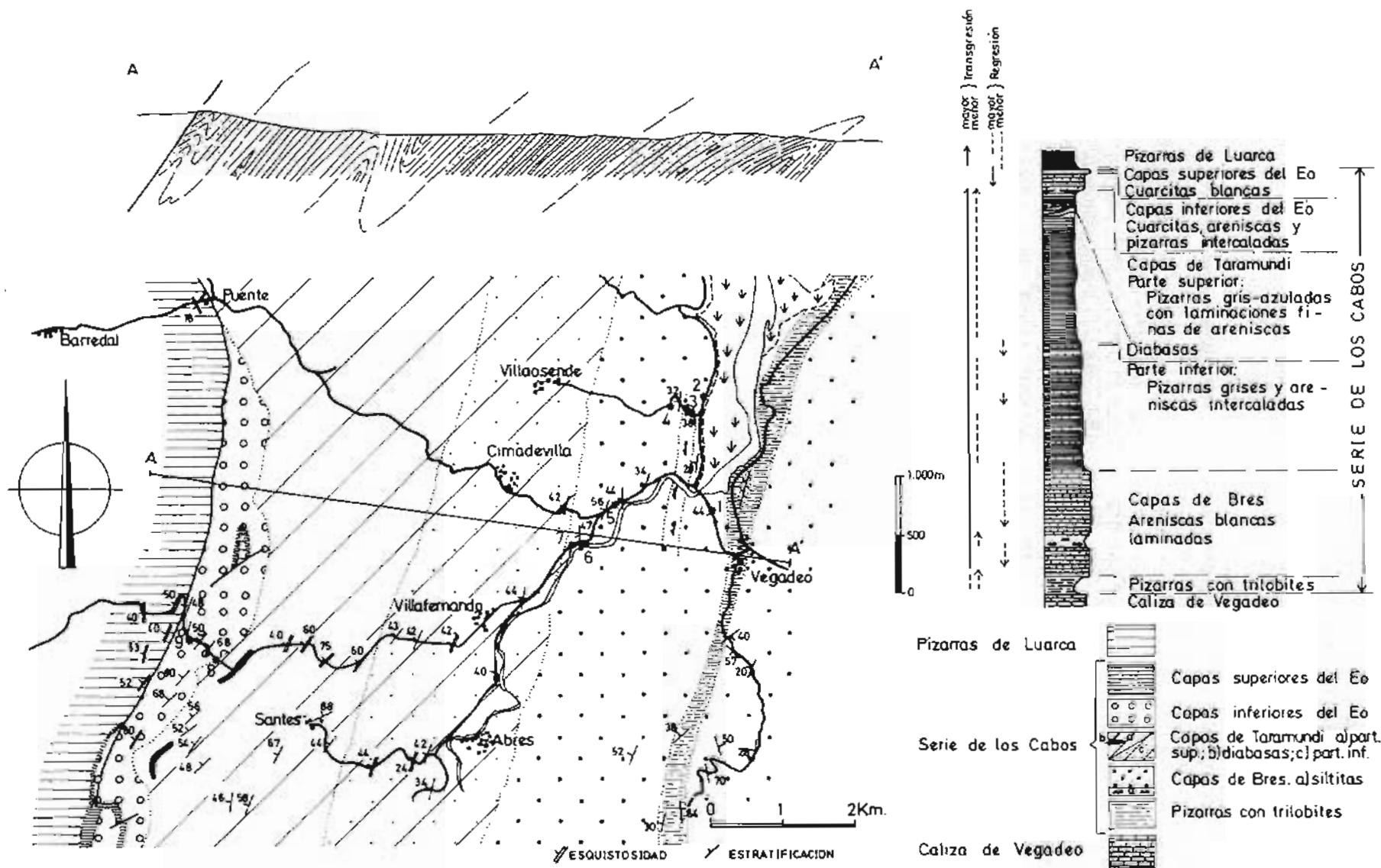
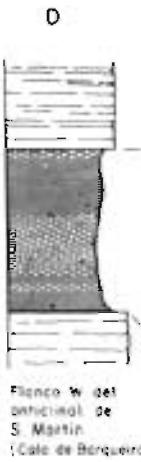
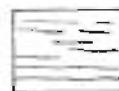
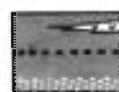


Fig. 6.- Características litológicas y división estratigráfica de la Serie de los Cabos en la región del Eo (Dominio del Manto de Mondoñedo). Según MARCOS y PEREZ-ESTAÚN, 1980

O.



Pizarras negras
a) fósiles arenosos
b) nódulos
c) nódulos volcánicos



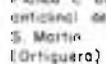
Cuarcitas

200 m
100 m
50 m

STRATIGRÁFICO DE LOS CANTOS
PIZARRAS DE LUARCA
FORMACIÓN AGÜERA
(facies turbulenta)



Pizarras de Luarca
a) fósiles arenosos
b) nódulos
c) nódulos volcánicos

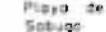


Cuarcitas

STRATIGRÁFICO DE LOS CANTOS
PIZARRAS DE LUARCA
FORMACIÓN AGÜERA
(facies turbulenta)

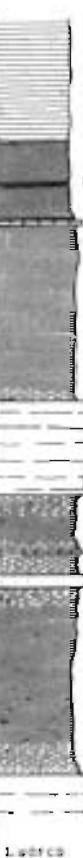


Pizarras de Luarca
a) fósiles arenosos
b) nódulos
c) nódulos volcánicos



Cuarcitas

B



A

Luarca

E.

Fig. 7 - Columnas estratigráficas de la Formación Luarca en varias localidades a largo de la costa cantábrica, dentro del Dominio del Navia y alto Sil. Según MARCOS, 1973.

los 300 m. En todas las localidades citadas, la monotonía de la formación solamente se ve rota por algunos niveles decimétricos de oolitos ferruginosos u otros con nódulos arcillosos. En todas las localidades, la transición de la Serie de los Cabos a las Pizarras de Luarca se realiza de forma rápida y gradual, de modo que los niveles basales de esta última formación poseen abundantes intercalaciones de cuarcitas o areniscas, llegando en algunas localidades a superar estos niveles espesores del orden de la centena de metros.

Las Pizarras de Luarca han sido tradicionalmente atribuidas al Ordovícico medio desde el hallazgo realizado por PRADO (1857) (ver también BARROIS, 1882); dentro de los límites de esta Hoja, HERNÁNDEZ SAMPELAYO (1924) y LLOPIS LLADÓ (1964) citan, en los alrededores de Doiras, la existencia de trilobites correspondientes a esta edad. Los datos obtenidos en otras localidades dentro de este dominio, permiten atribuir los niveles basales de esta formación al Llanvirniano, encontrándose también representado el Llandeiliense y no pudiendo desecharse que su límite superior alcance incluso el Caradociense (MARCOS, 1973; PÉREZ ESTAÚN, 1978; GUTIERREZ MARCO, 1986). No obstante, la presencia en la Cuarcita de Sabugo de especies de *Cruziana* del "Grupo rugosa", comunes en el Arenigiano, abre la posibilidad de que en el extremo más oriental de la Zona Asturoccidental-leonesa la sedimentación de esta formación se hubiese ya iniciado en el Ordovícico inferior (MARCOS, 1973).

En el Dominio del Manto de Mondoñedo, las Pizarras de Luarca se encuentran restringidas al núcleo del Sinclinal de Villaodrid y a la escama de Santa Eulalia de Oscos. Las características de la formación son idénticas a las anteriormente descritas, si bien su espesor es más reducido (150 m.). Tal como sucede habitualmente, los niveles basales de la formación contienen intercalaciones de areniscas; del mismo modo, las Pizarras de Luarca culminan en algunas localidades situadas en el sinclinal de Villaodrid, con un horizonte de unos 50 m. de cuarcitas y areniscas feldespáticas con pizarras intercaladas, sobre los que se superponen directamente las pizarras silúricas. Una descripción más precisa de la formación en este dominio puede encontrarse en WALTER (1965, 1966, 1968), JARITZ y WALTER (1970) y MARTÍNEZ CATALÁN (1985). La edad de las Pizarras de Luarca en este dominio coincide con la establecida para el resto de la Zona Asturoccidental-leonesa (SCHULZ, 1834; HERNÁNDEZ SAMPELAYO, 1915; WALTER, op. cit.; MARCOS, 1973; MARTÍNEZ CATALÁN, 1985).

4.2.5. FORMACION AGÜEIRA

Por encima de las Pizarras de Luarca, se desarrolla una sucesión de rocas siliciclásticas de origen

marino que desde MARCOS (1970) se denomina Formación Agüeira. Esta formación se encuentra restringida al Dominio del Navia y alto Sil, donde, de E a O, aflora en el flanco occidental del Antiforme del Narcea (en los alrededores de Parlero, al S de Luarca), en el Sinclinal de Puerto de Vega y en el flanco W del Anticlinal de San Martín-La Caridad; en estas localidades, el techo de la Formación Agüeira se encuentra siempre truncado bien por superficies de cabalgamiento o por la superficie de erosión actual. Debido a ello, su espesor total no puede ser precisado en ningún caso, alcanzando los 1.500 m. en el Sinclinal de Puerto de Vega y superando los 3.000 m. en el flanco W del Anticlinal de San Martín-La Caridad (Fig 8). A lo largo del corte natural de la costa, pueden obtenerse buenas sucesiones de la Formación Agüeira; es en estas localidades donde FÄRBER y JARITZ (1964) describieron formalmente por vez primera la existencia de materiales detriticos por encima de las Pizarras de Luarca (las "Capas de Puerto de Vega" y "de Valdepares", según su denominación), si bien la interpretación que realizaron de los mismos no se ajusta a la que en la actualidad se encuentra generalmente admitida. En el Dominio del Manto de Mondoñedo, las rocas silúricas se superponen directamente a las Pizarras de Luarca, de modo que la Formación Agüeira no se encuentra representada, existiendo por tanto en este dominio una laguna estratigráfica que comprendría básicamente el Ordovícico superior.

Desde el punto de vista litológico, la Formación Agüeira se encuentra constituida por una alternancia de areniscas, limolitas y pizarras negras, presentándose localmente algún nivel de cuarcitas (Fig. 8). Las capas de areniscas son generalmente tabulares y raramente superan los 50 cm. de espesor; debe destacarse su tamaño de grano extraordinariamente fino, ya que raramente superan la fracción correspondiente a la arena muy fina. La relación arenisca o limolita/pizarra varía mucho de unas localidades a otras y cuando es muy baja, la diferenciación cartográfica de la formación puede llegar a ofrecer dificultades. En el flanco O del Anticlinal de San Martín-La Caridad, se sitúan cerca de la base de la formación dos niveles de cuarcitas blancas con un espesor medio de unos 30 m., separadas por pizarras negras, que en ocasiones se fusionan en un único horizonte cuarcítico; estas cuarcitas han sido erróneamente interpretadas en ocasiones como las cuarcitas culminantes de la Serie de los Cabos o con las que aparecen inmediatamente por debajo de los materiales silúricos en los alrededores de Ponferrada (Cuarcita de Vega de Espinareda), pero su posición cerca de la base de la Formación Agüeira no deja lugar a dudas.

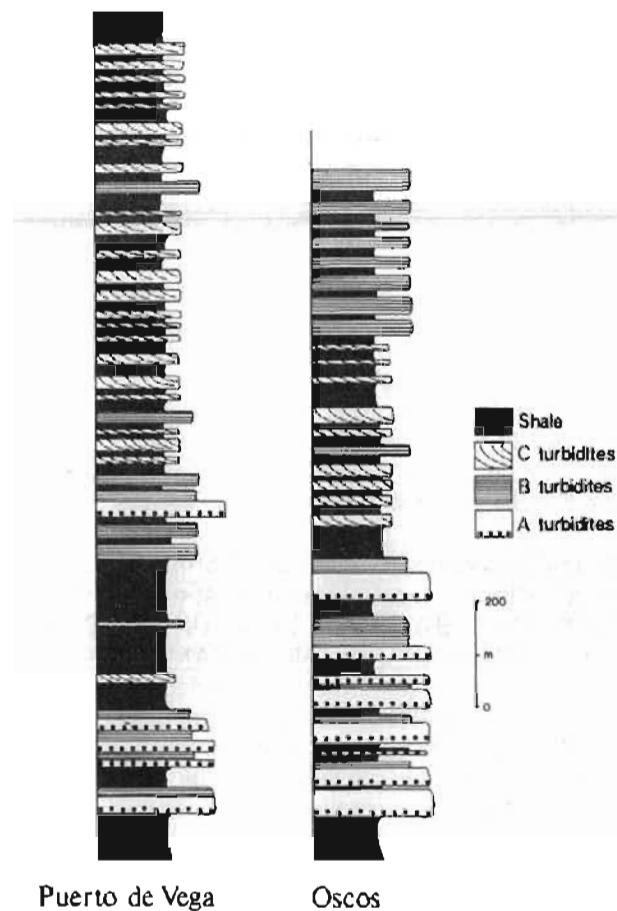


Fig. 8.- Secuencias de facies para la Formación Agüeira en las secciones de Puerto de Vega y Oscos. Según CRIMES, MARCOS y PÉREZ-ESTAÚN, 1974.

Dado el contraste que representa en relación con el resto de las formaciones del Paleozoico inferior en la Zona Asturoccidental-leonesa, la característica más destacable de esta formación es su carácter turbidítico. Las rocas de la Formación Agüeira poseen en muchas localidades las características típicas de las secuencias turbidíticas, incluyendo una sucesión ordenada de estructuras sedimentarias internas de acuerdo con el modelo clásico de Bouma, marcas en los muros de las capas y asociaciones de icnofósiles comunes en facies turbidíticas. Las direcciones de las paleocorrientes definen un modelo prácticamente unimodal a todo lo largo de la Zona Asturoccidental-leonesa, dirigiéndose constantemente de S a N y aproximadamente paralelas a las actuales estructuras hercianas. Una información más detallada sobre las características de la Formación Agüeira en el ámbito de la Hoja, puede encontrarse en MARCOS (1973), JARITZ y WALTER (1970), CRIMES y otros (1974), PÉREZ ESTAÚN y MARCOS (1981).

Dentro de los límites de la Hoja, no se han citado nunca fósiles que permitan precisar la edad de la

Formación Agüeira; los datos paleontológicos existentes en otras localidades dentro del Dominio del Navia y alto Sil, proporcionan una edad Caradociense (MARCOS, 1970; PÉREZ ESTAÚN, 1974b).

4.2.6. CAPAS DE LA GARGANTA

En todo el Dominio del Manto de Mondoñedo, por encima de las Pizarras de Luarca se sitúa una monótona sucesión de pizarras negras o grises ricas en cloritoide, mucho menos resistentes que las pizarras subyacentes, en las que solamente de forma local se diferencian algunos niveles con nódulos arcillosos y muy escasas capas de cuarcitas y lítidas. El espesor máximo observable se aproxima en la parte más oriental del Dominio a los 500 m. (MARCOS, 1972, 1973), mientras que en el Sinclinal de Villaodrid, situado en la parte occidental del mismo, no superan el centenar de metros; en este sinclinal, la sucesión observable culmina con un nivel de areniscas de unos 50 m. de espesor (WALTER, 1968; JARITZ y WALTER, 1970; MARTÍNEZ CATALÁN, 1985).

A lo largo de toda la sucesión puede recogerse una abundante fauna, principalmente graptolites, que permiten precisar la edad de las Capas de la Garganta como Llandoveryense medio-superior y Wenlockiense (HERNÁNDEZ SAMPELAYO, 1915, 1916; WALTER, 1965, 1966a, b, 1968; JARITZ y WALTER, 1970; MARCOS y PHILIPPOT, 1972; MARCOS, 1973).

4.3. EL PALEOZOICO PRE Y SINOROGENICO DE LA ZONA CANTABRICA

El Paleozoico pre y sinorogénico representado en la Hoja de Ayllés es bastante completo, estando bien representados todos los períodos. Desde el Cámbrico hasta el final del Devónico, la sedimentación tiene lugar esencialmente en un régimen de plataforma estable, originándose una cuña de depósitos preorogénicos, con materiales clásticos y carbonatados alternantes, que se adelgaza hacia el E, sobre los que se deposita una cuña clástica de depósitos sinorogénicos de edad carbonífera (MARCOS y PULGAR, 1982). En el conjunto de la sucesión, existen algunas lagunas estratigráficas importantes, como la que abarca el Ordovícico medio y superior y la parte más baja del Silúrico, laguna que no existe en las regiones de los cabos Peñas y Vidrias, y la que afecta al Devónico superior, que aumenta en amplitud hacia el sector SE de la Hoja. Una columna estratigráfica sintética, en la que se muestran las unidades litoestratigráficas que se describirán a continuación, se encuentra representada junto a la cartografía de la Hoja.

4.3.1. FORMACION HERRERIA

Es la unidad litoestratigráfica más baja que aflora en la parte de la Zona Cantábrica correspondiente a la Hoja de Avilés. Esta formación aparece en el núcleo del Anticinal del Pedroso y en un pequeño afloramiento situado cerca del límite S de la Hoja. En la primera localidad, está representada por una sucesión de microconglomerados con cantos de cuarzo, areniscas feldespáticas de grano grueso y pizarras moradas, grises y verdosas. A juzgar por la fauna encontrada en algunas localidades de la Zona Cantábrica puede atribuirse la mayor parte de esta formación al Cámbrico inferior bajo.

4.3.2. FORMACION LANCARA

Los afloramientos de la Formación Láncara se reducen, en el área de la Hoja, a unos pequeños afloramientos situados cerca de su límite meridional y en el núcleo de la banda cuarcítica de Peñaflor, al NE de Grado. Un poco más al S del límite meridional de la Hoja, la formación presenta un espesor superior a 200 m. y, de acuerdo con ZAMARREÑO (1972), está constituida por un miembro inferior calcáreo-dolomítico y otro superior delgado constituido por calizas rojas nodulosas. Su edad es esencialmente cámbrica inferior, si bien en su parte más alta puede estar representado también el Cámbrico medio.

4.3.3. FORMACION OVILLE

Esta formación fué definida por COMTE (1937) como "Pizarras y Areniscas de Oville" y sus afloramientos dentro de la Hoja de Avilés están limitados a su borde S y al núcleo de la franja cuarcítica de Peñaflor, donde su espesor es de unos 800 m.

La Formación Oville consta de una parte inferior constituida por 50-60 m. de pizarras verdes que, en otras áreas de la Zona Cantábrica, han aportado una abundante fauna (principalmente de trilobites). Por encima, aparece una sucesión de limolitas y areniscas glauconíticas de unos 100 m. de espesor, con intensa bioturbación y "ripple marks" de oleaje (ARAMBURU y GARCÍA RAMOS, 1988). La parte superior de la formación está constituida por una alternancia de pizarras grises y verdes y cuarcitas; este tramo presenta laminación paralela y cruzada y "ripple marks" de oleaje. El contacto con la formación suprayacente, Cuarcita de Barrios, está marcado por la desaparición de las pizarras. En las proximidades de Tineo, se intercalan en la formación algunos niveles tobáceos y de lavas (GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA PONDAL, 1964).

Por lo que se refiere a la edad, los fósiles encontrados en las pizarras verdes basales en muchas loca-

lidades situadas fuera del área de la Hoja, aunque muy cerca de ella (por ejemplo, en El Rodical y Boínás, cerca del límite S; MALLADA y BUITRAGO, 1878; BARROIS, 1882; LOTZE, 1961) han permitido caracterizar el Cámbrico medio (piso de *Solenopleuropsis* de SDZUY (1971). En el resto de la formación, sólo se han encontrado algunos icnofósiles (BALDWIN, 1978) y palinomorfos (FOMBEILLA, 1978) que según estos autores representan el Cámbrico medio y el Tremadoc, lo cual parece indicar la ausencia de Cámbrico superior o un desarrollo muy condensado del mismo. Según ARAMBURU y GARCÍA RAMOS (1988) el techo de la Formación Oville es diacrónico, alcanzando en el sector NO de la Zona Cantábrica, es decir, dentro del área de la Hoja, sus edades más altas, que corresponderían al Cámbrico superior-Tremadoc.

El análisis sedimentológico de la Formación Oville ha sido llevado a cabo por varios autores (GIETELINK, 1973; BALDWIN, 1977, 1978; MOHR, 1983; ARAMBURU y GARCÍA RAMOS, 1983, 1988). En líneas generales, puede decirse que se trata de una serie regresiva que comienza con depósitos de plataforma en un medio tranquilo, por debajo del nivel de oleaje y que evoluciona hacia arriba a depósitos litorales, de transición y deltaicos en los que la influencia continental aumenta hacia el techo de la formación.

4.3.4. FORMACION BARRIOS

Fue definida por COMTE (1937) y es equivalente a la Cuarcita Armoricana de BARROIS (1882). Está constituida esencialmente por cuarcitas masivas blancas, y, en la parte superior, presenta una intercalación de pizarras oscuras (JULIVERT y otros, 1977) que se observa bien en la parte S de la Hoja y que se pierde hacia el N, si bien vuelve a aparecer en el Cabo Vidrias. El espesor de la formación, determinable en la parte meridional de la Hoja, oscila entre 500 y 750 m. Las cuarcitas presentan frecuentemente laminación paralela y cruzada y las paleocorrientes se dirigen hacia la parte exterior del Arco Astúrico (ARAMBURU y GARCÍA RAMOS, 1988). Cabe citar también la presencia de niveles de *Skolithos*, entre los que se intercala una capa de caolín de notable extensión y de espesor a veces superior a 1 m.

La edad de la Formación Barrios se ha establecido principalmente con base en la presencia de pistas fósiles. En la parte alta, se han encontrado en diversas localidades de la Zona Cantábrica, fuera del área de la Hoja, varias especies de *Cruziana* que caracterizan el Arenigense. Además, la presencia, en la región del Cabo Peñas, de *C. breadstoni*, unos 350 m. por debajo del techo de la formación, ha permitido caracterizar el Tremadociense en esta lo-

calidad (CRIMES y MARCOS, 1976). Un límite superior para la edad de la formación lo impone el hecho de que se hayan encontrado, inmediatamente por encima de la cuarcita, faunas del Llanvirniense en diferentes localidades de la Zona Cantábrica, como más adelante veremos.

La Formación Barrios representa una secuencia transgresiva (BALDWIN, 1977; ARAMBURU y GARCÍA RAMOS, 1988), que presenta sedimentos fluviales en su base y que pasa hacia arriba a facies de transición primero y después a facies netamente marinas.

4.3.5. FORMACION LUARCA

Se trata de una formación pizarrosa que sólo aflora, dentro del área de la Hoja, en torno a los cabos Vidrias y Peñas. Su identidad de facies, posición estratigráfica y edad con las Pizarras de Luarca definidas en la Zona Asturoccidental-leonesa, condujo a BARROIS (1882) a utilizar esta misma denominación en las citadas áreas de la Zona Cantábrica.

Está constituida esencialmente por pizarras negras, si bien existen también algunas intercalaciones de dolomías y niveles ferruginosos, éstos últimos frecuentemente oolíticos. En la parte inferior existen además algunas capas de cuarcitas intercaladas. Su espesor es mayor en el Cabo Peñas que en el Cabo Vidrias, alcanzando entre 350 y 450 m. en la primera localidad y entre 200 y 250 m. en la segunda (JULIVERT y TRUYOLS, 1972; JULIVERT y otros, 1973).

La fauna encontrada en esta formación, dentro del área de la Hoja, es mucho más pobre que la existente en la parte oriental del Cabo Peñas. En Cabo Vidrias, BARROIS (1882) y JULIVERT y otros (op. cit.), citan faunas que pertenecen al Ordovícico medio. En esta misma zona de la costa cantábrica, MONTESINOS (1981a,b) cita una abundante fauna de trilobites, lamelibránquios, cistoideos y braquiópodos correspondientes al Llandeiliense. En la costa oriental del Cabo Peñas, inmediatamente al E del límite oriental de la Hoja, se han encontrado también diversos niveles con fauna que indican una edad Llandeiliense (JULIVERT y TRUYOLS, 1972; CHAUVEL, 1973; HAMMAN, 1974; TRUYOLS y JULIVERT, 1976), situándose el más bajo unos 70-80 m. por encima de la base de la formación (TRUYOLS y JULIVERT, op. cit.). Recientemente, se ha localizado, también en Cabo Peñas, y más cerca de la base de la formación, una fauna de graptolites que indica una edad Llanvirniense (GUTIERREZ MARCO, 1986), lo cual es acorde con los datos que se tienen de otras localidades de la Zona Cantábrica.

De acuerdo con ARAMBURU y GARCÍA RAMOS (1988), la parte baja de la formación presenta materiales originados en una plataforma marina interna, mientras que la parte alta representa sedimentos de la plataforma externa.

4.3.6. FORMACION CASTRO

Sobre las Pizarras de Luarca, aparece en el Cabo Peñas y el Cabo Vidrias una sucesión vulcanode-trítica que fue denominada por RADIG (1962a) "Castro Schisten" y que, de acuerdo con ARAMBURU y GARCÍA RAMOS (1988) y ARAMBURU (1989), denominaremos aquí Formación Castro. Esta unidad presenta notables variaciones laterales y está constituida por tobas, aglomerados volcánicos, lavas basálticas en la parte superior, areniscas con participación volcánica y, en menor proporción, pizarras y calizas, también con mayor o menor participación volcánica. En las dos zonas donde aflora esta formación, Cabo Vidrias y Cabo Peñas, sus rocas presentan importantes diferencias. Así, en el Cabo Vidrias, existe una mayor proporción de materiales pélticos y una menor proporción de lavas basálticas y de rocas carbonatadas. En la región del Cabo Peñas, cabe destacar la presencia de dos niveles de calizas de 5 y 9 m. de espesor en la parte más alta de la formación (TRUYOLS y JULIVERT, 1976). El espesor de la Formación Castro oscila entre los 170-180 m. en el Cabo Vidrias y los 450-500 m. en el Cabo Peñas.

El estudio petrológico de las rocas volcánicas de esta formación ha sido realizado por FERNÁNDEZ SECADES (1975) en la región de Cabo Peñas, es decir, inmediatamente al E del límite occidental de la Hoja. Se trata, según este autor, de rocas constituidas esencialmente por plagioclasas y piroxenos, con ausencia de olivino y presencia ocasional de cuarzo libre. Su composición química indica que estas rocas proceden de un magma basalto-tholeítico.

Por lo que se refiere a su edad, TRUYOLS y JULIVERT (1976) han citado un nivel de braquiópodos en la base de la sucesión que, aunque en mal estado de conservación, parecen indicar una edad Caradociense. La existencia de conodontos en los dos niveles carbonatados superiores ha suministrado interesantes datos sobre la edad de la parte alta; Así, el nivel carbonatado inferior representa probablemente el Ashgilliano, mientras que el superior presenta ya conodontos silúricos.

4.3.7. FORMACION FORMIGOSO

Sobre la Cuarcita de Barrios, en la mayor parte del sector de la Zona Cantábrica de la Hoja, o sobre la

Sucesión Vulcano-detritica de El Castro, en las inmediaciones de los Cabos Vidrias y Peñas, se sitúa una formación pizarrosa que fue definida por COMTE (1937) en la vertiente S de la Zona Cantábrica como Pizarras de Formigoso, denominación que se ha generalizado para el resto de la Zona Cantábrica.

Está constituida por pizarras negras ampelíticas, entre las que se intercalan en la parte superior capas de limolitas y areniscas cuarcíticas de grano fino, pasándose gradualmente a la formación suprayacente. Cuando esta formación se sitúa sobre la Cuarcita de Barrios, el paso se realiza, al menos en algunas localidades, a través de unos pocos metros de areniscas arcillosas ferruginosas y algo tobáceas (JULIVERT y otros, 1973). El espesor total de esta formación oscila, dentro del área de la Hoja, entre los 100 y 200 m.

Dentro del ámbito de la Hoja de Avilés, existen diversas localidades en las que se han encontrado graptolites del género *Monograptus*. Estos yacimientos son frecuentes en la Zona Cantábrica y permiten asignar a la Formación Formigoso una edad comprendida entre el Llandoveryense medio-superior y el Wenlockiense inferior (TRUYOLS, PHILIPPOT y JULIVERT, 1974). Esta edad indica la existencia de una laguna estratigráfica cuando esta formación se sitúa directamente sobre la Cuarcita de Barrios, que abarca el Ordovícico medio y superior y el Llandoveryense inferior.

Las facies y fauna de esta formación indican un medio euixílico de aguas tranquilas y no muy alejado de la costa (TRUYOLS y otros, en prensa).

4.3.8. FORMACION FURADA

La Formación Furada (BARROIS, 1882) es una unidad detritica, cuyo espesor varía entre 150 y 220 m, constituida por areniscas, limolitas y pizarras. El tránsito con la Formación Formigoso es gradual y se hace por una aparición progresiva de cuarcitas dentro de las pizarras oscuras. Encima de este tramo de transición, aparece una sucesión con predominio neto de las areniscas, que son cuarcitas con predominio de tonos claros, o bien areniscas ferruginosas de color rojo oscuro, presentando a menudo oolitos de óxidos de hierro. Las limolitas y pizarras presentan tonos verdes, grises o beige y se encuentran a menudo intensamente bioturbadas, siendo estas litologías más abundantes en la mitad superior de la formación, si bien presentan generalmente un carácter subordinado a las areniscas. En la parte superior de la formación, aparecen algunas areniscas con cemento carbonatado.

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son "ripple marks" de corriente, estratificación cruzada en surco a pequeña y mediana escala y, menos frecuentemente, la estratificación cruzada planar; también es frecuente en algunas áreas la estratificación lenticular, fláser y ondulada, y la presencia de cantos blandos lutíticos. Más raramente aparecen estructuras de carga y "slumps".

La fauna es escasa y, cuando aparece, se presenta a menudo muy alterada y fragmentada. Pueden distinguirse con cierta frecuencia braquiópodos, crinoideos y graptolites. En las areniscas con cemento carbonatado que aparecen en la parte superior de la formación, se han encontrado corales, briozoos, braquiópodos, crinoideos, trilobites y ostrácodos (SUÁREZ DE CENTI, 1988). Existe tambien en esta formación abundantes pistas fósiles. Por lo que se refiere a fauna clasificable, COMTE (1934) encontró, en las inmediaciones de Cabo Vidrias, *Orbiculoides striata* SOW. y *Conularia hastata* SALTER; POLL (1970) ha encontrado, cerca de Soto de los Infantes y a unos 50 m. del techo de la formación, graptolites pertenecientes a varias especies del género *Monograptus*; ambas faunas dan una edad silúrica (Wenlockiense superior - Ludlowiense - Pridoliense) para la mayor parte de la formación. Sin embargo, las faunas de braquiópodos encontradas por diversos autores en los 20-50 m. más altos (LLOPIS LLADÓ, 1967, en las inmediaciones del Alto de la Cabruñana; POLL, 1970, en Soto de los Infantes; JULIVERT y otros, 1977, en Prierio, al NE de Salas), indican claramente una edad devónica (Lochkoviense inferior). En consecuencia, el límite Silúrico-Devónico se sitúa en la parte alta de esta formación.

Por lo que se refiere al medio sedimentario, puede decirse que las litofacies, las estructuras sedimentarias y las faunas y pistas fósiles indican un ambiente de plataforma continental, aunque localmente se conservan algunas facies que indican áreas litorales.

4.3.9. GRUPO RAÑECES

Con el fin de definir una unidad litoestratigráfica fácilmente cartografiable, COMTE (1959) denominó Complejo de Rañeces a una sucesión esencialmente carbonatada que comprendía las Calizas de Nieva, las Calizas y Pizarras de Ferroñes y las Calizas de Arnao, unidades previamente definidas por BARROIS (1882) en localidades situadas dentro del área de la Hoja. Posteriormente, RADIG (1962b) cambió la localidad tipo de las Calizas de Arnao por otra situada al E de Cabo Peñas, fuera del área de la Hoja, substituyendo su nombre por el de Capas de Aguión. En 1976, ZAMARRÉNO introdujo una nueva unidad, entre las Pi-

zillas y Calizas de Nieva y las Calizas de Ferroñes, a la que denominó Dolomías de Bañugues. Sin embargo, todas estas unidades, aunque son bien visibles en la costa cantábrica, son difíciles de reconocer y separar cartográficamente en el interior, lo cual justifica la conveniencia de utilizar la categoría y denominación de Grupo Rañeces (GARCÍA-ALCALDE y otros, 1979). Un esquema de equivalencias de las distintas unidades y denominaciones utilizadas para describir los materiales devónicos se muestra en la Fig. 9.

El espesor del grupo varía entre unos 600 y 700 m. en la costa hasta unos 900 m. más al S, en el corte de La Cabruñana (VERA DE LA PUENTE, 1984). En la costa, las Calizas de Nieva presentan un espesor de unos 200 m.; se trata de una unidad predominantemente calcárea con abundante fauna de braquiópodos, tabulados, crinoideos, briozoos y, en menor proporción, tentaculites. Hacia la base, aparecen algunos niveles de calizas arenosas que marcan un tránsito gradual hacia la Formación Furada. Las Dolomías de Bañugues tienen un espesor de unos 100 m.; presentan frecuentemente laminaciones inorgánicas y estructuras de algas (laminaciones, oncolitos, estromatolitos, etc.). Las Calizas y Pizarras de Ferroñes presentan un espesor entre 100 y 140 m. y contienen una fauna muy abundante de braquiopódos, existiendo también crinoideos, tabulados, rugosos y briozoos. La Caliza de Arnao está constituida por 200 m. de calizas, margas y pizarras de color rojizo, abundando en ella los niveles encriníticos; existen además briozoos, tabulados, braquiopódos, rugosos y estromatopóridos.

Más hacia el S, las anteriores unidades son difíciles de distinguir. La parte inferior se hace muy dolomítica, de forma que está constituida por dolomías pardo-amarillentas alternando con algunos tramos pizarrosos; presentan laminación paralela y estratificación ondulante y lenticular; asimismo aparecen algunos niveles de "birdseyes", laminaciones de algas y "mud cracks"; el espesor de esta parte inferior oscila entre 150 y 200. Hacia arriba, resulta difícil distinguir unidades; no obstante, aparece una parte media más calcárea, de unos 150 m. de espesor, en la que alternan tramos de calizas grises, de grano medio a grueso, con niveles margosos; es frecuente en esta parte media la presencia de estratificación ondulante, lenticular y fláser; en cuanto a la fauna, se encuentran niveles con braquiopodos, crinoideos, briozoos y corales. La parte superior presenta un carácter más margoso-pizarroso, sobre todo a medida que se progresiona hacia el S, si bien continúan existiendo niveles calcáreos; en esta parte, se distinguen algunos niveles rojo-vinosos muy fosilíferos, tratándose, en el techo del grupo, de niveles encriníticos. Las pizarras presentan frecuentemente tonos pardos y un aspecto astilloso. Este tramo superior es el más fosilífero, presentando numerosos niveles con braquiopodos, crinoideos, tabulados y briozoos.

El ambiente sedimentario corresponde a un medio marino somero con facies de llanura de mareas y de plataforma.

<i>Barrois 1882</i>	<i>Délèpine 1928-1932</i>	<i>Comte 1936-1959</i>	<i>Radig 1962</i>	<i>Truyols y Julivert 1976</i>	<i>Truyols y García-Alcalde 1981</i>
Grès rouge sans jaspilles	Grès supérieur de Candás	Grès supérieur de Candás	Pizarras-Sandstein	Arenisca de Candás	Fm. Candamo Fm. Pizores
Calcaire de Candás	Calcaire de Candás	Calcaire de Candás	Candás-Kalko	Calza de Candás	Fm. Candás
Grès à Gosselotia	Grès du Naranco	Grès du Naranco (= Grès inférieur de Candás)	Gosseletia-Sandstein	Arenisca de Naranco	Fm. Naranco
Calcaire de Moniello		Calcare de Moniello	Moniello-schichten	Calza de Moniello	Fm. Moniello
Calcaire d'Arnao		Complexe de Rañeces	Aguilón-schichten	Calza de Arnao	Capas d'Aguilón
Calcaire de Ferroñes			Ferroñes-schichten	Caliza de Ferroñes	Capas de Ferroñes
Schiste silicifié de Nieva			Nieva-schichten	Dolomia de Bañugues	Dolomia de Bañugues
Grès rugueux de Furada			Complejo de Rañeces	Calza de Nieva	Capas de Nieva
				Arenisca de Furada	Fm. Furada

Fig. 9.- Cuadro de equivalencias entre las denominaciones de unidades bioestratigráficas del Devónico de la Zona Cantábrica

Por lo que se refiere a su edad, el límite Lochkoviense-Praguiense se sitúa, en la costa (Playa de Xagó), en la Caliza de Nieva, cerca de la base del grupo (RADIG, 1962b; ARBIZU, 1972; JULIVERT y otros, 1973; TRUYOLS y otros, en prensa). En Santa María del Mar, existe, encima y muy cerca de la base de las Calizas y Pizarras de Ferroñes, un nivel con *Pleurodicty whole problematum*, GOLDF, que indica una edad Emsiense inferior (JULIVERT y otros, 1973), habiéndose situado el límite Praguiense-Emsiense en el transito entre las Dolomías de Bañugues y las Calizas y Pizarras de Ferroñes. El límite entre el Grupo de Rañeces y la formación suprayacente (Formación Moniello) corresponde al Emsiense más alto (JULIVERT y otros, 1973).

4.3.10. FORMACION MONIELLO

La Formación Moniello, definida por BARROIS (1882) para la rama N de la Zona Cantábrica, se encuentra ampliamente representada en el sector oriental de la Hoja de Avilés. Se trata de una formación calcárea que presenta una notable diversidad de facies. Su estratigrafía y sedimentología ha sido extensamente estudiada por MÉNDEZ-BEDIA (1971, 1976) cuyos resultados seguiremos básicamente aquí. Para sistematizar sus facies, esta autora ha distinguido tres tipos de sucesiones, denominadas: sucesiones tipo Las Ventas, sucesiones tipo San Pedro y sucesiones tipo Ensenada de Moniello (Fig. 10). La segunda de estas localidades se sitúa justamente en el límite S de la Hoja, mientras que las otras dos se sitúan fuera de ella. No obstante, los tres tipos de sucesiones se encuentran bien representados en el sector de la Hoja de Avilés correspondiente a la Zona Cantábrica; su distribución de afloramientos se muestra en la Fig. 11. Como se puede observar en dicha figura, las facies presentan una compartmentación que coincide con la distribución de unidades tectónicas; así, las sucesiones tipo Ensenada de Moniello están restringidas a la Escama de Belmonte, las de tipo San Pedro aparecen únicamente en la Escama de Tameza y las del tipo Las Ventas aparecen asociadas a las unidades de La Sobia y del Aramo (Fig. 9). El espesor total de la formación oscila entre 220 y 310 m. En líneas generales, pueden distinguirse tres miembros (MÉNDEZ-BEDIA, 1976), cuyas características varían en función del tipo de sucesión.

En las sucesiones tipo Las Ventas, los miembros superior e inferior están constituidos principalmente por calizas con "birdeseyes", presentando laminaciones en algunos niveles; en el miembro superior, aparecen a veces algunos niveles rojizos. En los dos miembros citados, son frecuentes los "mud-cracks", y su contenido paleontológico es

escaso, existiendo algo de microfauna (calcisferas y ostrácodos). El miembro medio presenta una naturaleza margoso-calcárea y un mayor contenido paleontológico que los anteriores (Fig. 10); en él abundan sobre todo los tabulados, tetracorallarios y ostrácodos.

En las sucesiones tipo San Pedro, el miembro inferior está constituido por calizas margosas alternando con niveles de pizarras y margas; estas rocas presentan una fauna arrecifal abundante (estromatopóridos y tetracoralarios), braquiópodos y crinoideos. El miembro medio está constituido por calizas grises con "birdeseyes" y algunos tramos rojizos; su contenido paleontológico es escaso, existiendo principalmente algunos microfósiles (ostrácodos y calcisferas) y algún nivel de gasterópodos. El miembro superior está constituido por calizas alternando con algunas pizarras; se trata de rocas muy fosilíferas, presentando principalmente corales, crinoideos, braquiópodos, briozos y estromatopóridos (Fig. 10).

Las sucesiones del tipo Ensenada de Moniello están constituidas por calizas fosilíferas. Son calizas, a veces margosas, con algunas capas de pizarras interestratificadas. En este caso, los miembros se distinguen por su contenido paleontológico. El miembro inferior presenta gran abundancia de braquiópodos. En el miembro medio, predominan las calizas masivas con corales y estromatopóridos. En el miembro superior, aparecen calizas bien estratificadas con abundantes braquiópodos y briozos; gran parte de esta fauna se encuentra silicificada (Fig. 10). Dentro de este tipo de sucesiones, existen importantes masas bioconstruidas, entre las que destaca por su desarrollo la existente en Arnao, próxima a la costa, que presenta, en la parte media de la sucesión, gran desarrollo de calizas masivas con predominio de fauna arrecifal (MÉNDEZ-BEDIA, 1976; SÁNCHEZ DE LA TORRE Y MANJÓN, 1976) (Fig. 12).

La abundante fauna existente en esta formación permite asignarle una edad Emsiense y, a su parte más alta, Eifeliense; el límite Emsiense/Eifeliense viene marcado por la base de la biozona de *Polynautus costatus partitus*, que no ha sido hallado en este dominio, aunque el hallazgo de otros conodontos propios de la misma biozona, y de los géneros *Arduspirifer* y *Paraspirifer* permite localizarlo en el miembro superior de la formación (ARBIZU y otros, 1979; GARCÍA-ALCALDE y otros, 1979; TRUYOLS y GARCÍA-ALCALDE, 1981).

Por lo que se refiere al medio sedimentario, las diversas facies existentes en la formación permiten deducir un medio toral para las sucesiones más

Arnao

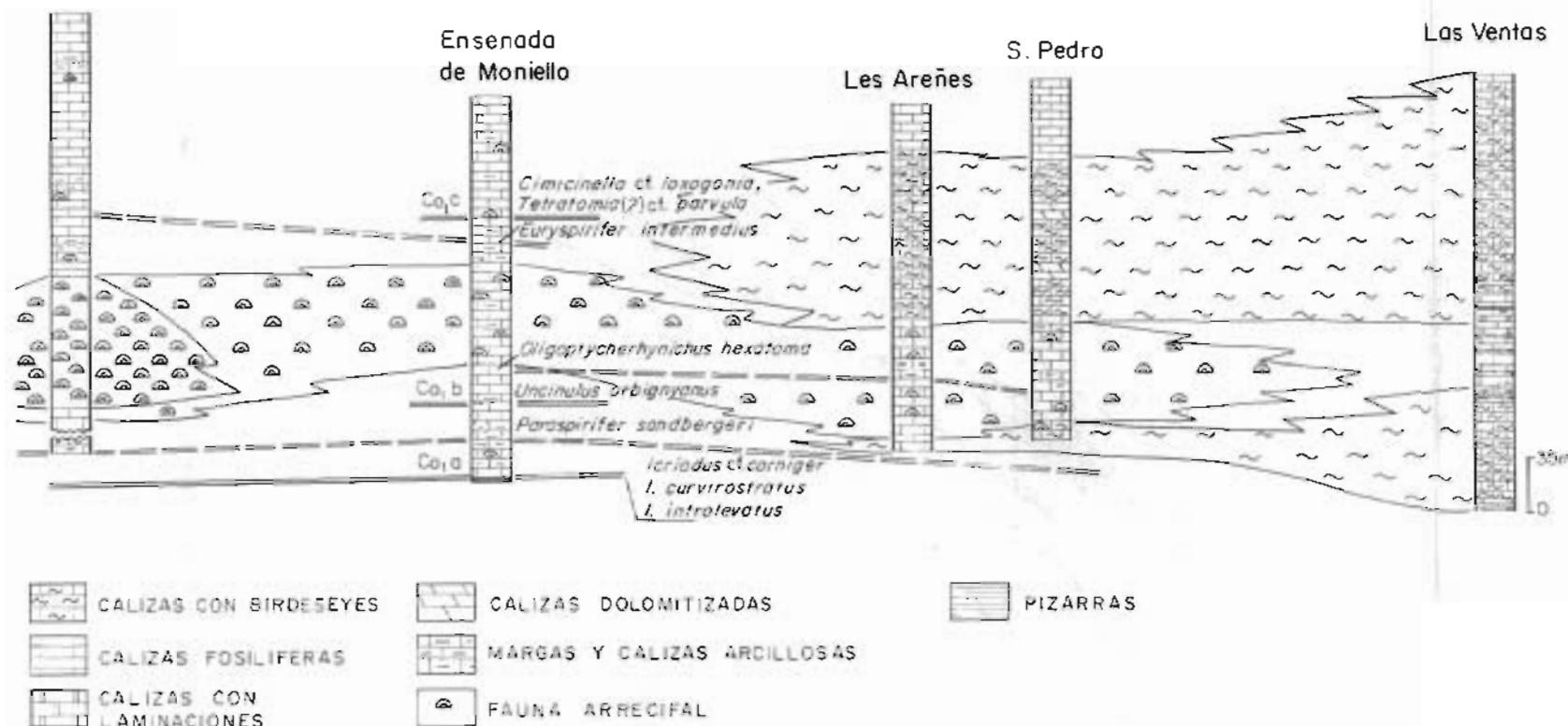


Fig. 10 - Correlación entre los diferentes tipos de sucesiones de la Formación Moniello en un corte E-O de la cuenca. Según MÉNDEZ-BEDIA, 1976.

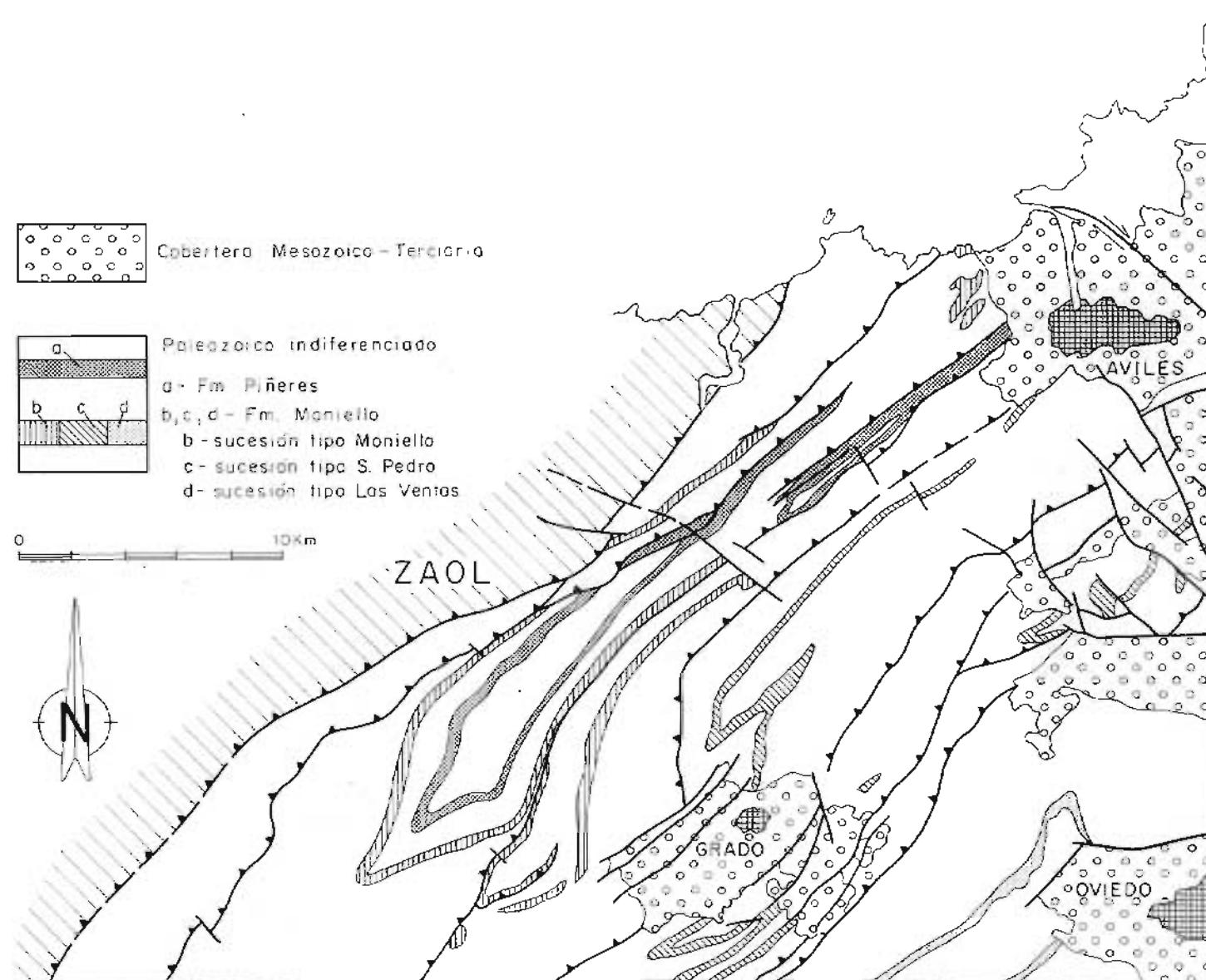


Fig. 11.- Esquema Geológico mostrando los afloramientos de los distintos tipos de sucesiones de la Formación Moniello y de la Formación Piñeres. Basado parcialmente en MENDEZ-BEDIA, 1976.

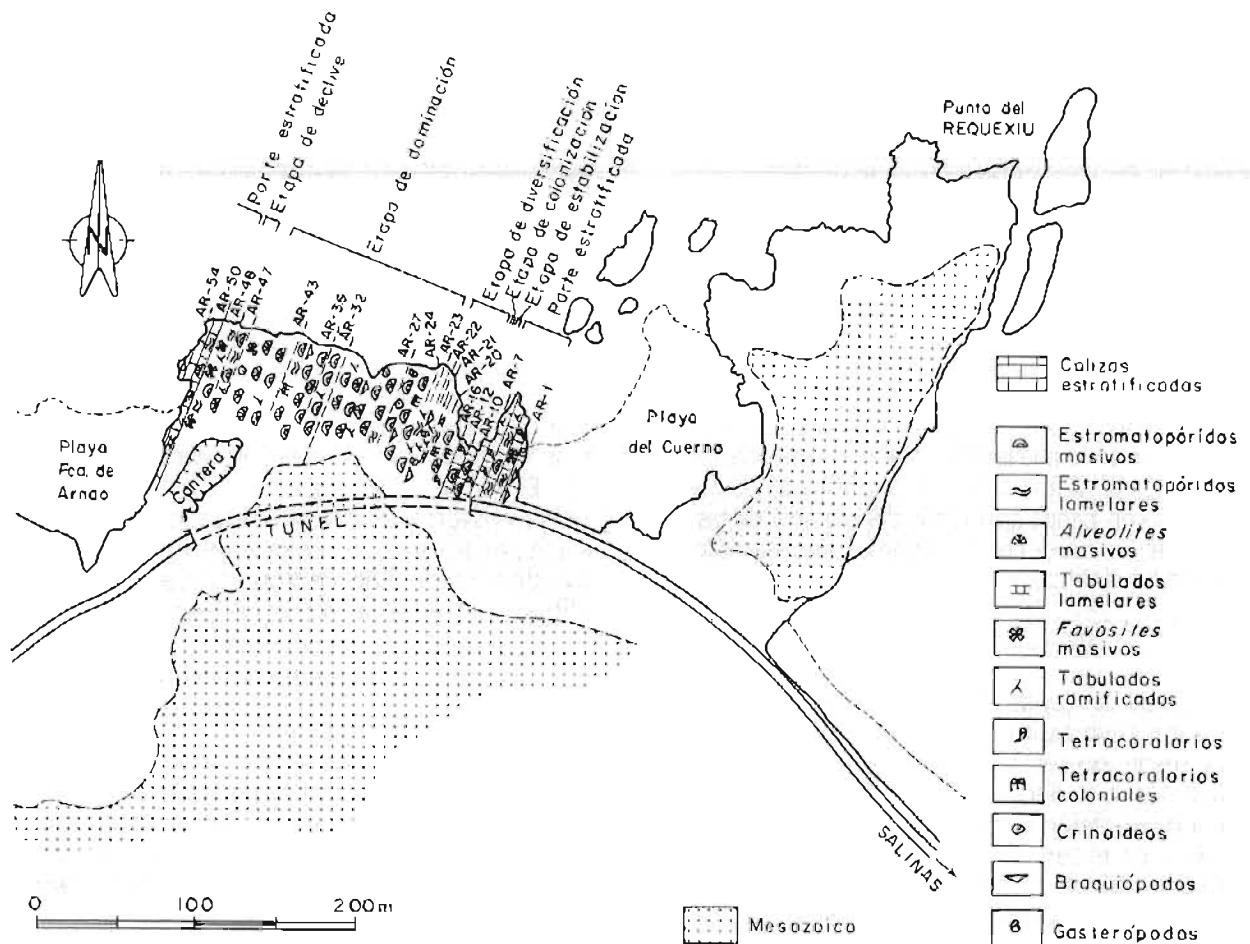


Fig. 12.- Esquema de la masa construida (build-up) en la Formación Moniello del corte de Arnao, al O de Avilés. Según MÉNDEZ-BEDIA, 1976

orientales (tipo Las Ventas) y un medio algo más alejado de la costa (sublitoral) para las sucesiones más occidentales (tipo Ensenada de Moniello). Las sucesiones del tipo San Pedro presentan características intermedias entre los dos extremos citados. En consecuencia, las características del medio varían hacia el O a condiciones de mar abierto (Fig. 10).

4.3.11. FORMACION NARANCO

Fue definida por ADARO y JUNQUERA (1916). Se trata de una formación esencialmente siliciclastica constituida por areniscas, frecuentemente ferruginosas y, en menor proporción, por pizarras. Su espesor aumenta hacia el E, dentro del área de la Hoja, y oscila entre 200 y algo más de 400 m; su máximo espesor se alcanza en la región de Cabo Peñas (GARCÍA RAMOS, 1984).

En los 100 m. inferiores, existe un predominio neto de areniscas, a menudo de tonos rojo oscuros o con un listado de bandas rojas y blancas o gri-

ses. Encima aparece un tramo de espesor variable, pero generalmente superior a los 100 m., en el que alternan areniscas y pizarras, aunque con predominio de las primeras. En la parte superior suele aparecer un tramo predominantemente pelítico, si bien en algunos casos está culminado por un tramo arenoso o carbonatado (dolomías, más o menos arenosas, y calizas).

Son frecuentes en la formación los nódulos y costillas de siderita y los oolitos hematíticos y cloríticos. Entre las estructuras sedimentarias más frecuentes, debe destacarse la estratificación cruzada planar o en surco, desarrollada principalmente a pequeña o mediana escala, los "ripples", generalmente pequeños, de oleaje o de corriente, y, más localmente, "slumping", "load casts" y estratificación "flaser", ondulada y lenticular.

La fauna, aunque no es extraordinariamente abundante, se encuentra dispersa a través de la formación, a menudo con carácter fragmentario, destacando, por su abundancia, la presencia de

braquiópodos, corales solitarios, briozoos y equinodermos; en menor proporción, aparecen también crinoideos, tentaculítidos, ostrácodos, gasterópodos, lamelibranquios, tabulados, conodontos y trilobites. Esta fauna permite asignar a la Formación Naranco una edad Eifeliense-Givetense (TRUYOLS y GARCÍA-ALCALDE, 1981). Existen también abundantes pistas fósiles.

Un estudio sedimentológico detallado de esta formación ha sido llevado a cabo por GARCÍA RAMOS (1978, 1984). De acuerdo con este autor, los materiales de esta formación se depositaron en un medio marino de plataforma muy somero con aportes procedentes del E y (o) NE. Se trataba en muchos casos de barras arenosas formadas paralelamente a la costa y que migraron hacia ella después de su formación. El depósito de péltas se produjo en zonas abrigadas del oleaje y de las corrientes, lo cual permitió además el desarrollo de fauna bentónica.

4.3.12. FORMACION CANDAS

La Caliza de Candás (BARROIS, 1882) es una formación cuyo espesor disminuye hacia el ESE, desapareciendo sus afloramientos en el extremo SE de la Hoja, es decir, en el sector que corresponde a la prolongación septentrional de la Unidad de la Sobía. En el segmento de la costa cantábrica situado al SE del Cabo Peñas, fuera del área de la Hoja, y en la parte O de la Hoja de Avilés E. 1:50.000, se han citado espesores máximos del orden de los 500-600 m. (JULIVERT y otros, 1973a y b; TRUYOLS y JULIVERT, 1976); sin embargo, los espesores existentes dentro del área de la Hoja suelen ser menores, no sobrepasándose, en general, los 400 m.

Esta formación presenta notables cambios laterales de facies; no obstante, dominan en general las facies arrecifales. Existe también tramos de calizas masivas, a veces dolomíticas, de calizas arenosas y areniscas y de pizarras y margas.

Aunque existen algunos niveles con fauna escasa, principalmente los dolomíticos y arenosos, ésta es en general muy frecuente, existiendo abundantes rugosos, tabulados, braquiópodos, estromatopóridos lamelares, briozoos, crinoideos, lamelibranquios y conodontos que indican que el límite Givetense-Frasniense se sitúa en la parte alta de la unidad. En consecuencia, la edad de la Formación Candás es Givetense superior-Frasniense inferior.

4.3.13. FORMACION PIÑERES

Esta formación fue definida por COMTE (1936) como "Areniscas Culminantes de Candás". Pos-

teriormente, DE SITTER (1949) la denomina "Arenisca de Candás", nombre que ha prevalecido hasta muy recientemente (TRUYOLS y JULIVERT, 1976; JULIVERT y otros, 1983) para el sector NO de la Zona Cantábrica. Sin embargo, RADIG (1962), para evitar confusiones con el nombre de la formación subyacente, propuso el nombre de "Areniscas de Piñeres", nombre que en principio tuvo un uso escaso; no obstante, en los últimos tiempos, este nombre ha comenzado a utilizarse con frecuencia (GARCÍA-ALCALDE y otros, 1979; TRUYOLS y otros, 1986, en prensa) y es el que usaremos aquí, con el mismo objetivo de evitar confusiones (Fig. 19).

Se trata de una formación con importantes cambios laterales, tanto en facies como en espesores. El espesor disminuye a lo largo de la dirección transversal a las estructuras, es decir, hacia el ESE, de forma que, a partir del autóclono relativo de la Escama del Pedrorio-La Cabruñana, los afloramientos de la formación son muy escasos dentro del área de la Hoja (Fig. 11); el cabalgamiento basal de la citada escama representa, por tanto, un límite aproximado para la aparición de la Formación Piñeres. De lo expuesto, se deduce que la distribución espacial de esta formación es algo más restringida que la de la formación anterior. El espesor máximo dentro de la zona considerada se da en el Sinclinal de Villazón y es de unos 300 m. (COLMENERO, 1984)

La litología de la formación es muy variada, ya que, aunque predominan las areniscas y cuarcitas, existen también, en baja proporción, pizarras, limolitas, calizas y microconglomerados. En la parte inferior, predominan las areniscas ferruginosas, mientras que en la parte superior predominan las areniscas cuarcíticas. Las calizas aparecen hacia la base y, sobre todo, hacia el techo de la formación, principalmente en las áreas donde el espesor de la formación es pequeño; estas rocas presentan abundante fauna (crinoideos, briozoos, equinodermos, lamelibranquios, ostrácodos y tentaculites). Es frecuente encontrar, en la mayor parte de la formación, estratificación cruzada; también existe con cierta frecuencia laminación cruzada y bioturbación. Asimismo aparecen a veces superficies erosivas dentro de la formación, sobre todo en los casos en que ésta es poco potente.

Resulta difícil deducir la edad de esta unidad a partir de su contenido en fósiles; no obstante, la fauna de conodontos encontrada en su parte basal, al SE de Cabo Peñas, fuera del área de la Hoja, indica el comienzo del Frasniano (TRUYOLS y otros, 1990). En la citada zona, se ha descrito faunas de corales (ALTEVOGT, 1963) y conodontos

(ADRICHEM BOOGAERT, 1967), en los niveles caláreos superiores, que se han considerado de la parte más alta del Frasnense. No obstante, algunos autores sugieren que el Fameniense puede estar también representado (JULIVERT y otros, 1973, 1977; TRUYOLS y otros, en 1990), aunque no existen aún pruebas paleontológicas que contrasten esta hipótesis.

La gran diversidad de litologías y facies presentes en esta formación reflejan una notable diversidad de ambientes sedimentarios. En general, se trata de medios marinos poco profundos (zona costera de alta energía, plataforma de mareas y plataforma externa), si bien existe también una cierta participación fluvial y de facies más profundas de talud (COLMENERO, 1984).

4.3.14. CALIZA DE CANDAMO

El tránsito Devónico-Carbonífero está representado en toda la Zona Cantábrica por una sucesión condensada, con un espesor de 35 a 40 m., que incluye las Formaciones Candamo y Caliza de Griotte, que por su pequeño espesor no se ha representado separadamente en la cartografía, habiéndose incluido en el conjunto carbonatado que forma la parte inferior de la sucesión carbonífera.

La Formación Candamo, definida por PELLO (1968, 1972) en el NO de la Zona Cantábrica y que, en la parte leonesa, ha sido denominada también Fm. Baleas (WAGNER y otros, 1971) y "Ermite Limestone" (RAVEN, 1983), está constituida por calizas blancas bioclásticas, cuyo espesor es del orden de los 10 m, y es un nivel bastante continuo en la parte SE de la Hoja (área correspondiente a la Hoja 1:50.000 de Grado), presentando un carácter más esporádico en el resto de la zona, si bien las deficiencias de los afloramientos impiden en muchos casos determinar su existencia.

Cronológicamente, este nivel representa el tránsito Devónico-Carbonífero. Las faunas de conodontos aportadas por ADRICHEM BOOGAERT (1967) indican para esta caliza una edad Fameniense superior-Tournaisiense inferior. En un estudio que abarca gran parte de la Zona Cantábrica, GARCÍA-ALCALDE y MENÉNDEZ ALVAREZ (1988) sitúan el límite Devónico-Carbonífero en la parte más alta de esta formación. En el área de la Hoja, la sucesión de El Torno (11 Km. al S de Grado), estudiada por estos autores, no ha permitido precisar este límite ya que no se ha encontrado ningún conodonto de la biozona de *Si. sulcata* que indicaría el Tournaisiense. La mayor parte de la suce-

sión ha proporcionado conodontos de la biozona de *Si. praesulcata* (fameniense superior) (Fig. 13)

4.3.15. CALIZA GRIOTTE

Se trata de una caliza definida con el nombre de Caliza Griotte por BARROIS (1882), quien la estudió por primera vez en Puente de Alba (León); este último nombre fue después utilizado por COMTE (1959) (Griotte de Puente de Alba) y por VAN GINKEL (1965) (Formación Alba). Posteriormente, fue definida formalmente por WAGNER y otros (1971) como Formación Genicera. Todas estas localidades se sitúan en la vertiente S de la zona Cantábrica.

Esta formación está constituida por calizas rojas nodulosas y algunas radiolaritas y pizarras rojas, que aparecen sobre todo en su parte inferior, siendo el conjunto el resultado de una sedimentación esencialmente pelágica. Su espesor es del orden de los 25-30 m. (JULIVERT y otros, 1973).

Su edad es bien conocida gracias a las faunas de conodontos recogidas en su parte inferior (ADRICHEM BOOGAERT, 1967) y de goniatítidos en su parte superior (BARROIS, 1882). En consecuencia, puede decirse que esta delgada unidad representa todo el Viseense y, tal vez, la parte más alta del Tournaisiense.

4.3.16. CALIZA DE MONTAÑA

Se designa con este nombre a la sucesión calcárea situada sobre la Caliza Griotte, sucesión que ha sido dividida en dos formaciones definidas formalmente por WAGNER y otros (1971) en la vertiente leonesa de la Zona Cantábrica con los nombres de Formación Barcaliente y Formación Valdeteja. Hasta no hace mucho tiempo, se admitía generalmente que este tipo de sucesión con dos formaciones estaba restringido al extremo E de la Unidad de Bodón, a los Picos de Europa y al extremo NE del Manto del Ponga (JULIVERT, 1983), mientras que en el resto se suponía que la Caliza de Montaña presentaba facies comparables a las de la Formación Barcaliente. Sin embargo, en otras áreas de la Zona Cantábrica y, más concretamente, en el área de la Hoja de Avilés ha sido constatada también la presencia de facies características de las dos formaciones (MARTÍNEZ-ALVAREZ, 1975; RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ y MARTÍNEZ CIENFUEGOS, 1986; BASTIDA y CASTRO, 1988); la distribución, dentro de la Hoja, de las facies comparables a las de la Formación Valdeteja es irregular y no han sido por el momento cartografiadas, aunque su existencia parece ser más frecuente hacia el E, concordando con el aumento de espesor que experimenta la Caliza de Montaña hacia dicho punto; la presencia de es-

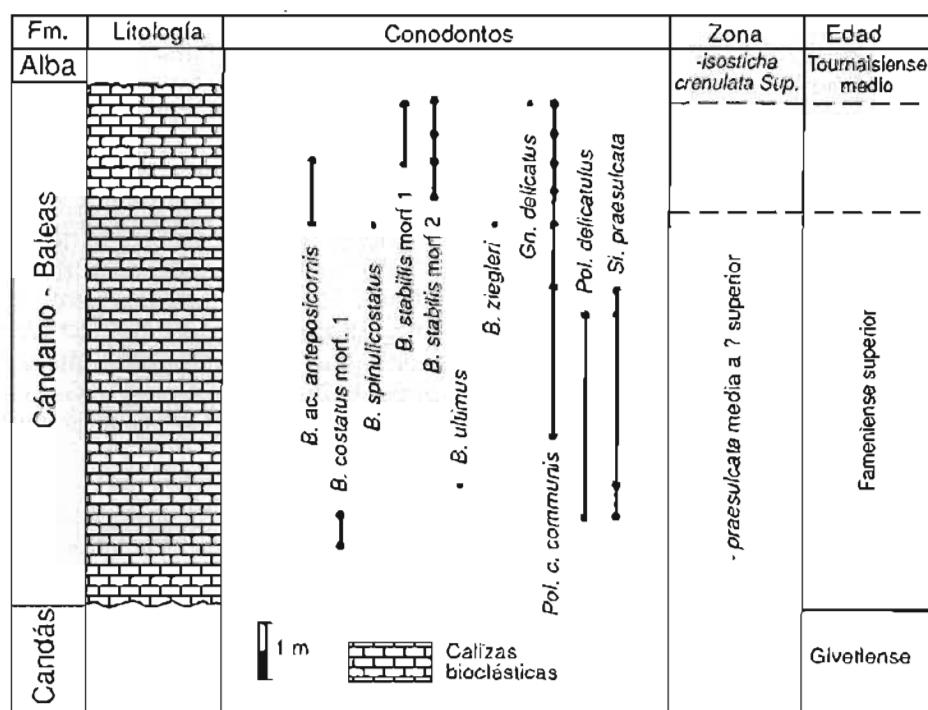


Fig. 13.- Corte de la Formación Cándamo en las inmediaciones del pueblo de El Torno, al SO de Grado. Según GARCIA-ALCALDE y MÉNDEZ ALVAREZ, 1988.

tas facies parece la norma en la prolongación septentrional de la Unidad de la Sobia.

La parte inferior de la sucesión está constituida por calizas oscuras, fétidas, de grano fino, tableadas, frecuentemente laminadas y prácticamente sin fauna; son las facies comparables a las de la Formación Barcaliente. Encima aparecen eventualmente calizas grises claras, masivas y con algunos niveles fosilíferos (crinoideos y braquiópodos principalmente); son las facies comparables a las de la Formación Valdeteja. El espesor de la Caliza de Montaña varía entre unos 60 m. en la parte O del sector de la Zona Cantábrica incluido en la Hoja (Sinclinal de Villazón), y más de 400 m. en la parte SE.

En la costa cantábrica, al SE del Cabo Peñas, y fuera del área de la Hoja, se ha encontrado en la parte más baja de la sucesión, fauna de edad Namuriense A (KULLMANN, 1962; JULIVERT y otros, 1973); en la misma región, y unos 60 m. por encima del techo de la sucesión ha aparecido fauna decefalópodos de edad Namuriense B (BOUROZ, 1962; RADIG, 1964). Por otra parte, cerca de Latorre, en el extremo SE de la Hoja, MARTÍNEZ-CHACON (1979) ha datado una fauna de braquiópodos situada en la parte alta de la Caliza de Montaña, obteniendo una edad Bashkiriense inferior (Namuriense B). Es muy probable que el techo de la Caliza de Montaña tenga un carácter

diacrónico, tal como han sugerido TRUYOLS y SANCHEZ DE POSADA (1983).

4.3.17. PIZARRAS Y ARENISCAS CARBONIFERAS

Esta sucesión se sitúa encima de la Caliza de Montaña y ha sido poco estudiada en detalle, por lo cual no ha sido definida formalmente como formación. Además, y aparte de su situación estratigráfica, esta sucesión presenta diferentes facies y edad según zonas. Así, en la parte occidental del sector de la Zona Cantábrica comprendido en la Hoja (Sinclinal de Villazón), la sucesión presenta facies turbidíticas (JULIVERT, 1978a), siendo totalmente comparable al denominado "flysch" de San Pedro (VIRGILI y CORRALES, 1968) que aparece en la costa, al SE del Cabo Peñas, fuera del área de la Hoja. Más al E, la sucesión no presenta en general un carácter turbidítico y es más comparable a la Formación San Emiliano, definida por BROUWER y VAN GINKEL (1964) en la vertiente leonesa de la Zona Cantábrica. En todo caso, esta sucesión carbonífera aflora siempre en el núcleo de sinclinales, desconociéndose su techo.

La sucesión tipo "flysch" de San Pedro aflora bien entre Villazón y Cornellana y, según JULIVERT y otros (1977), consta de dos partes: una inferior, en la que los ciclos de BOUMA comienzan por las

divisiones B o C y en la que las capas no superan por lo general los 20 cm. de espesor, y una superior, en la que los ciclos comienzan por la división A y las capas son más gruesas (hasta 1 m.). Según los citados autores, el espesor de las dos partes es de 180 y 300 m. Son frecuentes marcas en los muros del tipo "groove cast" y "flute cast" y los icnogéneros *Palaeodictyon* y *Helminthopsis* (JULIET VERT y otros, op. cit.).

Las sucesiones no turbidíticas están constituidas por pizarras oscuras, frecuentemente verdosas, alternando con areniscas pardo amarillentas y algunas capas calcáreas, sobre todo en su parte inferior, siendo gradual el paso a la Caliza de Montaña. Existen además algunas capas de carbón, siendo frecuente la presencia de restos vegetales.

En cuanto a la edad, se han encontrado edades más modernas en las sucesiones no turbídicas situadas en el sector SE de la Hoja. Así, como ya se citó en el caso de la Caliza de Montaña, 60 m. por encima de ella, en el flysch de San Pedro, aparece fauna de edad Namuriense B. Sin embargo, en Santofirme, parte oriental de la Hoja, se ha encontrado flora de Edad Westfaliense A-B (VEGAROLLÁN, 1959) y Westfaliense A (WAGNER, 1962).

4.4. PALEOZOICO TARDI Y POSTOROGENICO

4.4.1. EL ESTEFANIENSE

Sobre la sucesión paleozoica descrita, aparece un conjunto de materiales discordantes entre los que podemos distinguir, por un lado, las rocas estefanienses, que aparecen diseminadas en pequeños afloramientos a través de la Hoja y que pueden considerarse como un evento último en la historia hercíniana, y, por otro lado, los materiales permo-triásicos, mesozoicos y terciarios, que pueden considerarse asociados a la dinámica alpina y a la apertura del Golfo de Vizcaya y cuya aparición se encuentra limitada en su mayor parte a la Zona Cantábrica.

Dentro del área de la Hoja de Avilés, aparecen diseminados diversos afloramientos pequeños de materiales estefanienses discordantes sobre los materiales subyacentes y de carácter tardí o postorogénico. Varios de estos afloramientos se sitúan a lo largo de la costa cantábrica; estos son: los afloramientos de la Punta del Cuerno y la Playa de Represas, situados en la Zona Asturoccidental-leonesa y cerca del límite occidental de la Hoja, y los afloramientos de Arnao y San Juan de Nieva, situados en la Zona Cantábrica y

cerca del límite oriental de la Hoja. Estos afloramientos no tienen prácticamente expresión cartográfica a la escala 1:200.000, destacando por su extensión, dentro de las reducidas dimensiones de todos ellos, el afloramiento de Arnao. En el interior, cabe citar otros dos afloramientos: el de Ferroñes, en la Zona Cantábrica, cerca del límite oriental de la Hoja, y el de Tineo, situado sobre el límite S, a caballo entre la Zona Cantábrica y la Zona Asturoccidental-leonesa; ambos presentan una reducida expresión cartográfica, si bien el último de los citados se prolonga con mayores dimensiones dentro de la Hoja E. 1:200.000 de Cangas de Narcea.

4.4.1.1. Afloramiento de la Punta del Cuerno

Fue descrito por primera vez como Estefaniense por FÄRBER y JARITZ (1964), habiendo sido con posterioridad analizado por HERNÁNDEZ PACHECO y ASENSIO AMOR (1965), MARCOS (1973), MARCOS y otros (1980) y CORRALES (1988). Se sitúa discordantemente sobre la Serie de Los Cabos y su espesor mínimo es del orden de 80 a 100 m.; está constituido por dos tramos (MARCOS y otros, 1980):

- Tramo inferior. Presenta unos 20 m. de espesor y consiste en conglomerados y brechas con una matriz detritica rojiza de grano grueso. Los cantes están constituidos por cuarcitas, areniscas, pizarras, granitoides y cuarzo, y su tamaño oscila entre unos milímetros y 30 cm.; la forma varía entre subredondeada y angular dependiendo de la litología.
- Tramo superior. Su espesor puede llegar a los 80 m.; se trata de conglomerados, areniscas y algunas capas de pizarras negras. Los cantes de los conglomerados son mayoritariamente de rocas detriticas y tienen una diámetro medio de unos 10 cm. En los niveles de areniscas, aparece estratificación cruzada; también aparecen algunos niveles de cantes imbricados. De acuerdo con CORRALES (1988), estas estructuras sedimentarias indican un sentido de los aportes hacia el SO.

Desde el punto de vista cronoestratigráfico, la flora encontrada por FÄRBER y JARITZ (1964) y ALVAREZ RAMIS (1965) indica una edad Estefaniense B-C.

4.4.1.2. Afloramiento de la Playa de Represas

En esta localidad, situada en Tapia de Casariego, resulta difícil distinguir los materiales sedimenta-

rios estefanienses de las brechas asociadas al emplazamiento de un granitoide tardío de la serie calcoalcalina y que se sitúan en el contacto entre la Serie de Los Cabos y el citado granitoide; la ausencia de fósiles contribuye a dificultar la caracterización de estos materiales.

En nuestra opinión, y a juzgar por su posición y facies, los materiales estefanienses de origen sedimentario están reducidos a un pequeño afloramiento de conglomerados situado en la zona entre mareas, en la proximidad de un pequeño islote que existe frente a la playa. Estos conglomerados están afectados por la intrusión, desarrollando metamorfismo de contacto.

4.4.1.3. Afloramientos de Arnao y de San Juan de Nieva

Se trata de dos afloramientos situados en la Zona Cantábrica. El primero es una franja alargada en la dirección de las estructuras (NE-SO) de 1,5 Km. de longitud aproximadamente y que se encuentra cortado en su límite occidental por un cabalgamiento que superpone materiales del Grupo Ráñeces sobre el Estefaniense. El segundo es un minúsculo afloramiento, en su mayor parte recubierto, que se sitúa en la margen derecha de la Ría de Avilés, estando cortado por la zona de fractura de Ventaniella.

Los materiales estefanienses de Arnao han representado un notable interés económico, al contener capas de carbón que fueron explotadas entre 1833 y 1915. Ello ha sido la causa de que estas rocas hayan sido estudiadas con detalle desde el siglo pasado (EZQUERRA DEL BAYO y otros, 1831; PAILLETE, 1845; SCHULZ, 1858; BARROIS, 1882; MALLADA, 1898; TERMIER, 1918a y b; PATAC, 1932; DE SITTER, 1950; LLOPIS LLADÓ, 1961b; JULIVERT y otros, 1973) y de que lo sigan siendo en la presente década (HORVATH y otros, 1987). La sucesión está constituida por pizarras negras en las que se intercalan algunas areniscas, conglomerados y capas de carbón, cuyo paquete más importante alcanza los 5 o 6 m. de espesor. Su espesor, teniendo en cuenta la profundidad a que aparece el substrato devónico (116 m.), es del orden de los 100 m.

Los primeros datos de flora del afloramiento estefaniense de Arnao son muy antiguos (SCHULZ, 1858; GEINITZ, 1867; GRAND'EURY, 1881; ZEILLER, 1882). ZEILLER (*op. cit.*) y, muy posteriormente, JONGMANS (1951) han propuesto una edad estefaniense superior para estos materiales. Por su parte, WAGNER (1959) les ha asignado una edad Estefaniense B. Más recientemente, HORVATH y otros (1987) han realizado un

estudio palinológico de las capas de carbón, sugiriendo una edad Estefaniense B inferior para estas rocas.

El afloramiento de San Juan de Nieva, que se ha considerado como una continuación del de Arnao (PELLO y otros, 1971), es muy poco accesible a la observación directa y está constituido por areniscas, pizarras y algunos conglomerados y finas capas de carbón. LLOPIS LLADÓ (1961b) ha atribuido un espesor total a estos materiales de 15-20 m. Por lo que se refiere a su edad, PATAC (1932) encuentra una flora que JONGMANS (1951) atribuye al Estefaniense superior. Con posterioridad, WAGNER (1966, 1970) y LORENZO (1977) han atribuido estas rocas al Estefaniense B-C.

4.4.1.4. Afloramiento de Ferroñes

Se trata de un afloramiento muy reducido conocido desde antiguo (PAILLETE, 1845) y constituido por una sucesión de areniscas, pizarras y conglomerados con cantos calcáreos, que contiene algunas capas de carbón. Estas rocas contienen flora (ZEILLER 1882), que JONGMANS (1951) atribuye al Esfaniense. Más precisamente, WAGNER atribuye a estas rocas una edad Estefaniense B (1966) y, posteriormente, Estefaniense C (1970, 1983) y LORENZO (1976, *in* RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, 1977) las considera de edad Estefaniense B-C.

4.4.1.5. Afloramiento de Tineo

Representa una pequeña extensión de rocas estefanienses que se prolongan hacia el S, fuera del área de la Hoja, donde ocupan un área mayor. Los materiales que afloran dentro de la Hoja de Avilés son exclusivamente conglomerados que representan el paquete superior de los dos existentes en esta cuenca.

Los abundantes datos de flora existentes en esta cuenca (GRAND'EURY, 1881; ZEILLER, 1882; FALCÓ y MADARIAGA, 1941; JONGMANS, 1951; MELÉNDEZ AMOR y JONGMANS, 1952; ÁLVAREZ RAMIS, 1964; DUBINGER y ÁLVAREZ RAMIS, 1964; WAGNER, 1964, 1966, 1970, 1983) sugieren una edad Estefaniense B alto-C.

4.4.1.6. Síntesis y discusión sobre los materiales estefanienses

Las características sedimentológicas y paleogeográficas de los depósitos estefanienses de las zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa han sido largamente debatidas. La discusión se ha centrado en tres puntos: 1) posibles relaciones entre los afloramientos estefanienses, estable-

ciendo si se trataba de una sola cuenca diversificada por la erosión o si, por el contrario, se trataba de pequeñas cuencas separadas. 2) Medio de sedimentación de estos materiales, determinando si se trata de condiciones marinas o continentales. 3) Establecimiento del posible control estructural de la sedimentación.

Sin entrar en una discusión sobre los anteriores puntos, ya que la mayoría de los datos a utilizar se basarían en observaciones realizadas fuera del ámbito de la Hoja, diremos que las características litológicas y de facies de las rocas estefanienses sugieren que se trata de depósitos de carácter molárico sedimentados en cuencas intramontañosas (JULIVERT, 1978) en condiciones predominantemente fluviales o fluviolacustres, frecuentemente de carácter torrencial, aunque eventualmente pueden aparecer algunas condiciones salobres (por ejemplo, en Arnao; ver HORVATH y otros, 1987). La existencia de períodos sin sedimentación permitiría el desarrollo de vegetación y la posterior formación de carbón (HEWARD, 1978). El clima, a juzgar por el enrojecimiento en la parte alta de las rocas subyacentes y/o en la baja de la sucesión estefaniense (por ejemplo, en la Punta del Cuerno), podría haber sido tropical (HEWARD, op. cit.).

4.5. PERMO-TRIAS, JURASICO Y CRETACICO

En la parte oriental de la Hoja, y discordantes sobre los materiales paleozoicos, aparecen materiales pérmicos y mesozoicos claramente desvinculados de la historia geológica anterior culminada en la orógenesis hercíniana y que pueden considerarse relacionados con los procesos de "rifting" que dieron lugar a la apertura del Golfo de Vizcaya y del Océano Atlántico.

4.5.1. PERMO-TRIAS

Los afloramientos de materiales de esta edad se encuentran restringidos a la parte más oriental de la Hoja y se sitúan discordantes sobre el Paleozoico subyacente. JULIVERT y otros (1973) describen la base de esta sucesión en los alrededores de Avilés, donde está constituida por conglomerados rojos poligénicos con un tamaño de grano de varios centímetros. Según estos autores, por encima se encuentran niveles de areniscas cuarzosas en bancos de 2 a 3 m, alternando con tramos de espesor similar constituidos por arcillas abigarradas. Hacia la parte alta, los niveles areniscosos se hacen menos importantes. En esta sucesión se encuentra en ocasiones una intercalación calcárea de 3 a 6 m de espesor (MARTÍNEZ GARCIA, 1983), constituida por calizas dolomíticas arenosas con nódulos que han sido interpretados como un caliche. En relación con esta caliza se encuentran mineralizaciones de fluorita. Lateralmente este nivel pasa a un conglomerado calcáreo de color rojo. Hacia arriba, la sucesión está constituida por arcillas micáceas y margas rojas y verdes, con presencia local de yesos. En la parte más alta, estos niveles se hacen grises y negros, y pasan gradualmente a las calizas y dolomías del Liás (JULIVERT y otros, op.cit.). Según MARTÍNEZ GARCIA (op. cit.), el espesor de esta sucesión estaría en torno a los 150 m para el tramo basal con conglomerados y areniscas, y en torno a los 120 m para el tramo superior arcilloso-margoso.

Respecto a la edad de la sucesión, debe decirse en primer lugar que no existen datos paleontológicos en el marco de la Hoja. Los materiales descritos han sido atribuidos en general al Triásico, haciendo corresponder los dos tramos que se acaban de describir a las facies del Buntsandstein y Keuper, respectivamente (JULIVERT y otros, 1973, MARTÍNEZ-ALVAREZ, GUTIERREZ CLAVEROL y TORRES-ALONSO, 1975; GERVILLA y otros, 1973), proponiéndose la existencia de un tránsito gradual entre las dos facies, y la ausencia entre ellas del Muschelkalk. MARTÍNEZ GARCIA (op. cit.) propone una nueva interpretación, basada en la correlación de estos materiales con los que han sido dados en la zona de Villaviciosa por WAGNER y MARTÍNEZ GARCIA (1982), y que tienen una edad Autumnniense. No obstante, queda por explicar, en todo caso, el carácter gradual del contacto con los materiales liálicos situados inmediatamente encima, con lo que el problema de la edad de esta sucesión debe considerarse aún planteado.

4.5.2. JURASICO

Los materiales atribuibles a este sistema se localizan inmediatamente a techo de los descritos anteriormente. En ellos se puede distinguir un conjunto basal carbonatado y margoso; una sucesión con frecuentes tramos conglomeráticos (Piedra Fabuda), separada de la anterior por una disconformidad y que ha sido atribuida al Dogger; y unos tramos superiores, correspondientes al Malm, y constituidos por areniscas y arcillas.

4.5.2.1. Jurásico Calcáreo - Margoso

Como ya se indicó anteriormente, la base de esta sucesión presenta en ocasiones una transición gradual a los materiales del Permotriás, observándose una alternancia de arcillas y calizas dolomíticas tableadas (JULIVERT y otros, 1973; SUÁREZ VEGA, 1974). Por encima de este tramo, que suele tener pequeño espesor, se

sitúa una sucesión constituida fundamentalmente por dolomías arcillosas amarillentas con algunos niveles calcáreos y margosos hacia la parte alta (SUÁREZ VEGA, op. cit.). Se trata de la sucesión que ha sido denominada históricamente Jurásico Calizo. La historia del conocimiento de estos materiales, y de todos los del Jurásico de la zona, puede encontrarse en SUÁREZ VEGA (op. cit.). Recientemente, a este conjunto se le ha dado categoría de formación, con el nombre de Formación Gijón (VALENZUELA, GARCÍA-RAMOS y SUÁREZ DE CENTI, 1986). El espesor de esta serie está en torno a los 40 m y no contiene habitualmente más fauna que algunos restos de lamelibranquios. Excepcionalmente, en el extremo oriental de la Hoja, DUBAR, MOUTERDE y LLOPIS LLADÓ (1963) describen el hallazgo de un ejemplar flotado de *Caloceras pirondii*, que indica una edad Hettangiense. Hacia el Este, en la zona de Gijón, donde estos materiales afloran mejor, la edad que se establece para este conjunto es Hettangiense-Sinemuriense medio.

Sobre estos materiales se observa la transición a una sucesión constituida por una alternancia de niveles margosos grises o negruzcos y bancos de calizas o dolomías en una alternancia rítmica. Se trata del Lias Margoso o Formación Rodiles de VALENZUELA y otros (op. cit.). El espesor mínimo de esta serie en nuestra zona debe ser de unos 40 m, y en la cartografía se ha representado conjuntamente con los materiales carbonatados infrayacentes. La edad de esta sucesión, aunque en el marco de la Hoja no existen datos, debe comprender, al menos, el Sinemuriense superior (JULIVERT y otros, 1973).

Para VALENZUELA y otros (op. cit.) el medio de depósito del Jurásico calcáreo margoso corresponde al principio a llanuras micromareales carbonatado-evaporíticas, así como a "lagoons" restringidos y someros. Posteriormente, el tránsito al Lias margoso corresponde a una etapa transgresiva en la que el medio evoluciona hacia una plataforma epicontinental parcialmente restringida y somera.

4.5.2.2. Dogger

Sobre la sucesión que acabamos de describir, y cortándola en discordancia, en general con un ángulo muy bajo, se sitúa en el marco de la Hoja un potente conjunto conglomerático, que corresponde a lo que en la región se denomina "Piedra Fabuda". En la zona de Avilés, donde la base de los conglomerados se apoya sucesivamente, de Este a Oeste, sobre el Jurásico calcáreo-margoso, sobre el Permotriás y sobre

materiales devónicos, el conjunto está constituido por ortoconglomerados cuarcíticos con cicatrices erosivas internas y algunos lentejones de areniscas pardo-amarillentas de grano fino. El espesor de esta sucesión varía, alcanzando valores máximos de 100 m al NO. de Avilés, y disminuyendo hacia el O. y el S.

La edad de este conglomerado ha sido objeto de discusión, atribuyéndosele edades jurásicas y cretácicas por parte de distintos autores. RAMÍREZ DEL POZO (1969), teniendo en cuenta la edad de los materiales situados por debajo y por encima, le asigna una edad Dogger, que es la que ha sido aceptada aquí. Según esto, estos materiales corresponderían a la Formación La Nora de VALENZUELA y otros (1986). Una historia detallada de la evolución de los conocimientos sobre estos materiales puede encontrarse en SUÁREZ VEGA (1974).

El depósito de estos materiales implica una emer-
sión acompañada de erosión de la cuenca en la
que se estaba depositando el Lias margoso, con
lo que el Dogger se deposita ligeramente discordante. Para SÁNCHEZ DE LA TORRE y BARBA RE-
GIDOR (1981), estos materiales corresponden a depósitos de abanicos aluviales, de los que en la
zona de la Hoja, se reconoce desde los afloramientos del SO. hacia los del NE., la transición
desde la cuenca de drenaje a la zona "proximal" y
la zona "medio-distal".

4.5.2.3. Malm

Concordantemente por encima de la serie que se acaba de describir, aparece, en la parte más oriental de la Hoja, un afloramiento de extensión limitada constituido por arcillas con tonos rojizos o verdosos con intercalaciones de bancos de arenisca. El espesor que aflora dentro de la Hoja no es inferior a 40 m (JULIVERT y otros, 1973), y la presencia de algunos restos de Charáceas permiten atribuirles carácter salobre y agruparlas dentro de las facies Purbeck. El depósito de estas series corresponde para VALENZUELA y otros (op. cit.) a un pequeño episodio transgresivo, que comienza con facies litorales fangosas con descargas fluviales esporádicas, que pasarían hacia arriba a facies de plataforma restringida o de "lagoon".

4.5.3. CRETACICO

Los materiales de esta edad se encuentran reducidos dentro de la Hoja a tres manchones situados en la parte más oriental de ésta: el más septentrional, de muy pequeño tamaño, situado al S. de Cabo Peñas, el de Llanera y el de los alre-

dedores de Oviedo. En las tres zonas, se sitúan en la base de esta secuencia materiales de edad Cretácico inferior, que se apoyan discordantes sobre el Paleozoico. En los dos afloramientos del S, concordantemente por encima afloran materiales de edad Cretácico superior. A continuación describirémos estos dos conjuntos por separado.

4.5.3.1. Cretácico Inferior

En el afloramiento más septentrional, según JULIVERT y otros (1973), se encuentran arcillas grises y amarillentas y calizas arenosas que han proporcionado restos de rudistas y ostreidos, y una microfauna que según RAMÍREZ DEL POZO (1972) corresponde al Aptiense inferior (Beduliense).

En la región de Llanera, es posible diferenciar dos conjuntos (MARTÍNEZ-ÁLVAREZ y otros, 1975) con una potencia total en torno a los 82 m. El conjunto basal presenta conglomerados en la parte baja, que alternan con arenas y areniscas calcáreas; hacia arriba aparece una sucesión calcárea de biomicritas y micritas fosílicas que alternan con areniscas calcáreas. El conjunto superior está constituido por areniscas calcáreas (oosparitas, biomicritas y biomicroesparitas) con lechos de lignitos, nódulos de pirita y fragmentos de ámbar. Respecto a la edad, estos mismos autores citan microfaunas que indican una edad que va desde el Aptiense inferior (Beduliense) hasta el Albense superior-Cenomanense inferior.

En los alrededores de Oviedo, según MARTÍNEZ-ÁLVAREZ y otros (1975), el Cretácico inferior se encuentra constituido por arenas limo-arcillosas, arcillas limosas y arenas, con algunas intercalaciones de areniscas calcáreas en la parte baja y en la zona del techo. Es frecuente la aparición de fragmentos de lignitos, yesos dispersos y ámbar. El espesor es de unos 90 m, y la edad abarca también desde el Aptiense hasta el Albense superior-Cenomanense inferior, a partir de la microfauna existente.

4.5.3.2. Cretácico Superior

Según MARTÍNEZ-ÁLVAREZ y otros (1975), en la región de Llanera la serie comienza con arenas que presentan intercalaciones calcáreas. Hacia arriba la sucesión se hace dominante calcárea, con biomicritas y biopelmicritas nodulosas con algunos lechos arcillosos, para terminar a techo con una sucesión calcárea más variada que presenta intercalaciones irregulares de areniscas calcáreas, arenas y arcillas.

En los alrededores de Oviedo, y también según los autores arriba citados, la serie del Cretácico superior comienza con una alternancia de arcillas, arenas, areniscas calcáreas, calizas y dolomías. Se encuentran fragmentos vegetales y diversos tipos de nódulos (calcáreos, ferruginosos, etc.). Por encima se sitúa una sucesión calcárea de aspecto noduloso que hacia la parte alta presenta intercalaciones de arenas. El espesor total está en torno a los 190 m, y la edad comprende desde el Cenomanense inferior hasta el tránsito Coniacense-Santonense.

En los alrededores de Oviedo, y también según los autores arriba citados, la serie del Cretácico superior comienza con una alternancia de arcillas, arenas, areniscas calcáreas, calizas y dolomías. Se encuentran fragmentos vegetales y diversos tipos de nódulos (calcáreos, ferruginosos, etc.). Por encima se sitúa una sucesión calcárea de aspecto noduloso que hacia la parte alta presenta intercalaciones de arenas. El espesor total está en torno a los 190 m, y la edad comprende desde el Cenomanense inferior hasta el tránsito Coniacense-Santonense.

Los datos existentes sobre las condiciones de depósito del conjunto de las series cretácicas en estas zonas (RAMÍREZ DEL POZO, 1972; MARTÍNEZ-ÁLVAREZ y otros, 1975; SÁNCHEZ DE LA TORRE, 1982; BAHAMONDE y otros, 1984) indican un medio estuarino y mareal, situándose la zona de erosión al Oeste y al Sur del área estudiada, y observándose hacia el Nordeste la transición desde las arenas y fangos estuarinos hasta la alternancia de terrígenos y calizas que caracterizan una llanura de marea-“lagoon”.

4.6. TERCARIO

Los materiales de esta edad aparecen exclusivamente en la parte sudoriental de la Hoja, situándose disconformes y con una ligera discordancia angular sobre las series cretácicas que se acaban de describir (JULIVERT y TRUYOLS, 1969), o bien directamente sobre el Paleozoico con una fuerte discordancia angular. Los tres conjuntos más importantes que pueden distinguirse son los de Llanera, Oviedo y Grado; a los que hay que sumar otros de menor tamaño situados entre ellos y más al O., en la zona de La Espina.

4.6.1. TERCARIO DE OVIEDO Y LLANERA

En este sector, MARTÍNEZ-ÁLVAREZ y otros (1975), diferencian tres tramos, con un espesor total de 140-170 m.:

Tramo detritico basal.- Heterogéneo, con arcillas, margas y arenas en alternancia irregular, y algunas intercalaciones de calizas margosas o arenosas.

Tramo calcáreo.- Formado por calizas margosas blanquecinas con frecuentes intercalaciones de pizarras arcillosas y, en algunos casos, de conglomerados calcáreos. Se encuentran yesos en forma dispersa.

Tramo detrítico grueso.- Niveles de pudingas y brechas con cantos de cuarcita ordovícica, calizas cretácicas y calizas y pizarras del Devónico. Esta serie detrítica está más desarrollada en la zona de Llanera.

En el tramo medio, que es el más fosílico, estos autores citan la presencia de *Planobis* sp., *Lymnea* sp., *Chara* sp., *Paleotherium magnum*, *Paleotherium curtum*, *Cynodictis* sp., *Asturichelys multicostatus* y *Bulimus* sp., que permiten asignarle una edad Ludiense y Sannoisiense.

4.6.2. TERCARIO DE GRADO

Se sitúa directamente sobre el Paleozoico, con una serie heterogénea e irregular. Donde esta sucesión está más desarrollada suelen poder distinguirse dos tramos (MARTÍNEZ-ALVAREZ y otros, op. cit.).

Tramo detrítico arcilloso.- Con conglomerados, arenas y margas. Encima suelen aparecer arcillas de tonos claros. Potencia aproximada 70-80 m.

Zona detrítica.- Con arenas, margas y conglomerados en alternancia irregular, y algunos niveles de calizas lacustres blanquecinas. Potencia aproximada 250-300 m.

En los depósitos detríticos basales se encontraron algunos fragmentos de *Rhinoceros* sp. y *Libralces* sp., que no permiten una buena datación. El medio de depósito de estos materiales, lo mismo que el de los descritos anteriormente en la zona de Llanera, parece corresponder a un medio lacustre de relativa importancia (MARTÍNEZ-ÁLVAREZ y otros, op. cit.).

4.6.3. TERCARIO DE LA ZONA DE LA ESPINA

Estos depósitos ocupan zonas elevadas en el relieve y parecen depositados sobre una superficie de erosión ligeramente inclinada al NE. Desde el punto de vista litológico, están constituidos por una alternancia de arcillas y conglomerados cuarcíticos en lechos de hasta 20 m (BRELL, 1968; JULIVERT y otros, 1977). En la base son frecuentes las brechas pizarrosas. No se han encontrado fósiles y una correlación directa con otros materiales de edad conocida tampoco es fácil, con lo que la edad de estos materiales no puede ser establecida en este momento. Respecto al medio de depósito, para BRELL (op. cit.) la heterometría de los cantos indica un medio torrencial, aunque algunos cantos carboníferos re-trabajados pueden conservar su morfometría fluvial.

4.7. CUATERNARIO

Los materiales de esta edad aparecen en afloramientos muy pequeños diseminados a lo largo de la Hoja, salvo en la franja paralela a la costa constituida por la rasa, donde la extensión de afloramientos es mayor. Para su descripción, agruparemos estos depósitos en tres categorías: 1) depósitos sobre la rasa costera; 2) depósitos asociados a cuencas hidrográficas y a medios fluviales, 3) depósitos en ambientes intermedios.

4.7.1. DEPOSITOS SOBRE LA RASA COSTERA

Las rasas se han interpretado en un apartado anterior como antiguas superficies marinas de abrasión que se manifiestan como una franja plana paralela y próxima a la costa, y cubierta por diversos tipos de depósitos cuaternarios. Entre estos, los más ampliamente representados son los marinos, constituidos por cantos, esencialmente de naturaleza cuarcítica, y, en menor medida, arenas. Su espesor es muy variable, registrando el máximo (unos 5 m.) en los alrededores de Luarca (LLOPIS LLADÓ, 1956, 1957; GRÍSEZ, 1961; HERNÁNDEZ PACHECO y ASENSIO AMOR, 1961, 1964; MARY 1967, 1968, 1971, 1983; MARCOS y ARBOLEYA, 1976; MARCOS y PULGAR, 1980). Se ordenan en secuencias granodecrecientes, con bases erosivas e irregulares.

Existen además sobre las rasas otros tipos de depósitos. Existen depósitos fluviales, de los que se han identificado dos afloramientos importantes, con espesores de algo más de 5 m., constituidos por cantos cuarcíticos, arenas y limos, con estratificación horizontal y cruzada a mediana y gran escala; representan depósitos aportados por los paleo-ríos Nalón y Eo. En el límite interno de las rasas existen asimismo depósitos de ladera -depósitos ordenados y depósitos de movimientos en masa-, entre los que destacan los afloramientos de Coroyas (Luarca) y los situados al O de Ribadeo. Solapándose sobre los depósitos marinos e incluso sobre los de ladera, aparecen, principalmente entre los cabos Vidiño y Bustu, depósitos fluvio-torrencales en niveles lenticulares muy discontinuos constituidos por fragmentos angulosos con matriz arenoso-limosa y fragmentos vegetales carbonizados; presentan tendencia granodecreciente y los niveles se suceden mediante superficies de separación erosivas. Finalmente, cabe citar en las rasas depósitos periglaciales y eólicos limitados a las puntas de los cabos de Peñas, Vidiño y Bustu (MARY, 1968; LLOPIS LLADÓ, 1961); presentan gran valor paleoclimático, estando constituidos los primeros por pavimentos de cantos cuarcíticos y los segundos por cantos con aspecto facetado y barnizado. Estos sedimentos eó-

licos han sido datados como del Paleolítico inferior o posteriores (RODRÍGUEZ ASENSIO & FLOR, 1983).

4.7.2. DEPOSITOS ASOCIADOS A CUENCAS HIDROGRAFICAS Y A MEDIOS FLUVIALES

Pueden ser de varios tipos, entre los cabría destacar las terrazas fluviales, los canchales, derrubios y otros depósitos de ladera y los depósitos fluviales actuales. Las terrazas fluviales son muy frecuentes en ambos márgenes de los cursos bajos de los ríos; en ellas predominan los cantes y arenas en secuencias granodecrescentes, con frecuentes imbricaciones de cantes y estratificaciones cruzadas en surco a gran escala. En toda la Hoja son también muy frecuentes los canchales y derrubios ordenados, principalmente sobre rocas cuarcíticas, en laderas que han evolucionado rápidamente como consecuencia de una intensa profundización fluvial. Existen además un gran número de afloramientos muy locales de otros tipos de depósitos asociados a la evolución de las laderas, y cuya aparición está favorecida por la acción de diversos factores: roca poco resistente, intensa diaclasación, fuertes pendientes de ladera, etc.

Finalmente, hay que citar los depósitos en medios fluviales actuales. Entre estos, cabe distinguir, por un lado, los depósitos de canal, constituidos por cantes cuarcíticos y proporciones variables de gravas y arenas. Por otro lado, están las llanuras aluviales, que contienen mezclas variables de gravas y arenas, siendo estas más importantes que en los canales; estas llanuras ocupan fondos de valles estrechos, representativos de ríos de meandros encajados.

4.7.3 DEPOSITOS EN AMBIENTES INTERMEDIOS

Se han distinguido tres tipos: dunas costeras, playas y depósitos de estuarios.

Desde el punto de vista morfosedimentario, se distinguen varios tipos de dunas (FLOR, 1983): cordones dunares, aparecen en numerosas playas (Xagó, Salinas, Barayo, Bayas, etc.), dunas tabulares (Navia), dunas lingüiformes (Tentrero, Xagó, Salinas y Bayas), mogotes aislados ligados a cordones dunares, dunas colgadas y pequeños montículos. Todos estos depósitos contienen arenas más finas y mejor clasificadas que las de las playas de procedencia. Presentan ejemplos excelentes de estratificación cruzada tabular, en cuña y en surco a gran escala.

Las playas pueden ser de cantes, arenosas y mixtas. En las primeras, los clastos proceden de la evolución del acantilado de la propia playa; se producen donde la corriente costera apenas aporta material arenoso. Las segundas son las más frecuentes; se sitúan preferentemente al E de las desembocaduras de los grandes ríos, siendo mayores cuanto más próximas se encuentran a dichas desembocaduras. Las terceras están constituidas por cantes y arenas; representan aportaciones del acantilado (cantes y gravas) y de la corriente costera (arenas).

Los estuarios corresponden a valles fluviales inundados como consecuencia de la última transgresión flandriense (rías del Eo, Navia, Nalón y Avilés). En ellos están representadas casi todas las zonas morfosedimentarias características de estos medios: canal principal, con formación de barras longitudinales y de meandro, bancal arenoso (Ría del Eo), y llanura de fangos.

5. TECTONICA

A lo largo de la descripción estratigráfica que antecede, se ha podido constatar la existencia de varias secuencias o conjuntos de materiales separados entre sí por discordancias angulares importantes, que evidencian historias tectónicas muy diferentes; así, tenemos los siguientes conjuntos de materiales claramente separados por discordancias: 1) las rocas precámbricas, 2) los materiales paleozoicos pre-estefanienses 3) los materiales estefanienses, 4) las rocas permo-mesozoicas y 5) los materiales terciarios. Estas relaciones reflejan la existencia de tres ciclos o episodios orogénicos afectando a las rocas del área: la deformación precámbrica, la deformación carbonífera u orogenésis hercíniana y la deformación terciaria, correspondiente al ciclo alpino o pirenaico.

La deformación que tuvo lugar durante el Precámbrico, aunque dio lugar a una clara discordancia angular, no parece ir acompañada en general de metamorfismo ni del desarrollo de foliaciones tectónicas.

La deformación que tuvo lugar durante el Carbonífero (Orogenésis Herciniana) fue con mucho la más importante en la historia geológica del área, dando lugar a estructuras a todas las escalas, principalmente pliegues y cabalgamientos, que produjeron un gran acortamiento y una estructuración del sector NW de la Península en varias zonas, de las cuales dos se hallan representadas dentro del ámbito de la Hoja: la Zona Cantábrica y la Asturoccidental-leonesa, cuyas diferencias corresponden a las que habitualmente presentan las zonas externas y las internas en las cordilleras. Así, en la Zona Cantábrica se originan cabalgamientos y mantos de despegue, con pliegues asociados, en condiciones relativamente superficiales, con ausencia de foliaciones tectónicas y de metamorfismo. Por el contrario, en la Zona Asturoccidental-leonesa se produce una deformación polifásica en cuyos primeros estadios se originan grandes pliegues acostados, a veces prácticamente isoclinales, y cabalgamientos, que son posteriormente replegados, originándose, en el transcurso de las tres fases principales que pueden distinguirse, otras tantas foliaciones tectónicas; el proceso de deformación lleva emparejado además un proceso de metamorfismo cuyo reflejo cartográfico actual indica, a grandes rasgos, un aumento según se progresara hacia el O, y un magmatismo que adquiere gran importancia en la parte occidental de la zona, aunque ya fuera de la Hoja.

Conviene destacar que la evolución estructural, metamórfica y magmática que se produce durante la Orogenésis Herciniana no hace sino acrecentar las diferencias geológicas que ya habían co-

menzado a producirse entre las zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa durante la evolución paleogeográfica de ambas.

La inmensa mayoría de las estructuras asociadas al ciclo hercíniano se encuentran fosilizadas por las rocas estefanienses, que presentan un carácter molásico y, por tanto, tardío a postorogénico. En todo caso, el ciclo hercíniano puede considerarse absolutamente concluido con el depósito de los materiales permo-triásicos, con el cual puede decirse que comienza el ciclo alpino.

Los materiales mesozoicos y terciarios están afectados por la deformación alpina, que, en este sector, da lugar principalmente al desarrollo de fallas y al relleno de fracturas previas; entre las fallas originadas durante este periodo destaca, por su longitud y desplazamiento, la Falla de Ventaniella. El depósito discordante de los materiales terciarios representa el relleno de depresiones debidas en gran parte a factores estructurales que probablemente se realzaron durante esta deformación alpina.

En la descripción de la estructura que sigue a continuación, se considerarán por separado las estructuras asociadas a los episodios orogénicos que acabamos de citar. Se hará obviamente un especial hincapié en la descripción de la estructura hercíniana, la cual será analizada separadamente en las zonas Cantábrica y Asturoccidental-leonesa, dadas las importantes diferencias existentes entre ambas. En aquella, las primeras estructuras que se originan son cabalgamientos y mantos, a los cuales se asocian pliegues; se trata de una tectónica "thin-skinned" en la que la traslación de grandes masas de roca, predomina sobre la deformación interna, la cual es muy pequeña. Sin embargo, en la Zona Asturoccidental-leonesa, las primeras estructuras que se originan son pliegues de gran amplitud y fuertemente apretados los cuales son posteriormente cortados por cabalgamientos y nuevamente plegados; en este caso, la deformación interna llega a ser muy importante, habiéndose producido tres foliaciones superpuestas. Estas diferencias justifican el que se realice una descripción por separado de ambas zonas.

5.1. LA DEFORMACION PRECAMBRICA EN EL ANTIFORME DEL NARCEA

La existencia de una deformación precámbrica ligada a la presencia de una discordancia en relación con las rocas cámbicas es conocida desde LOTZE (1956) y DE SITTER (1961). No obstante, el

carácter de las estructuras originadas y su geometría precisa no están todavía establecidas debido principalmente a la importancia y generalización de la deformación herciniana y a la monotonía de las litologías presentes. En la Hoja de Avilés, el área ocupada por las rocas precámbricas es muy reducida, con afloramientos de baja calidad por lo que los datos referentes a esta deformación procederán en parte de las observaciones realizadas en la parte leonesa del Antiforme del Narcea (MATTE 1967, 1968; PÉREZ-ESTAÚN 1973, 1978).

No se ha reconocido, en el área de la hoja ni el resto de los afloramientos precámbricos, la existencia de un metamorfismo o deformación interna importante ligadas a la deformación precámbrica. Solamente se ha podido observar, en algunos cantos de microconglomerados, la existencia de alguna esquistosidad interna anterior a la esquistosidad regional herciniana (GUTIÉRREZ ALONSO y VILLAR 1990).

De la observación de las lineaciones de intersección entre la estratificación de las rocas precámbricas y la esquistosidad regional herciniana puede concluirse que las estructuras de ambos períodos deformacionales no eran homoaxiales, ya que las lineaciones presentan en amplias áreas (en la mayor parte de la región) posiciones subverticales. En la región Sur del antiforme han podido observarse, también, pliegues cortados por la esquistosidad herciniana, así como grandes regiones con pliegues hercinianos con disposición "facing down" (PÉREZ-ESTAUN 1978). En esta misma zona se ha podido deducir la existencia de pliegues precámbricos de gran escala, asimétricos, con uno de los flancos próximo a la vertical, y no muy apretados.

5.2. LA DEFORMACION EN LA ZONA ASTUROCCIDENTAL-LEONESA

La observación de la cartografía y de los cortes geológicos de la parte de la Zona Asturooccidental-leonesa situada dentro de la Hoja de Avilés, permite deducir una estructura constituida por cabalgamientos y pliegues de gran tamaño, cuya situación y nomenclatura se muestran en la Fig. 14.

En los cabalgamientos, no se observan habitualmente niveles de despegue, ni mucho menos aún la existencia de un nivel litológico asociado sistemáticamente a la base de las unidades cabalgantes, que están constituidas por rocas que ya habían sido plegadas con anterioridad a la formación de los cabalgamientos; este hecho constituye una

diferencia importante con lo que sucede en la mayor parte de la Zona Cantábrica. Entre estos cabalgamientos cabe destacar, por la longitud de su trazado, su desplazamiento y su significado, el cabalgamiento basal de la Unidad del Manto de Mondoñedo y el Cabalgamiento de la Espina. El primero es una fractura mayor del orógeno que separa dos unidades con características geológicas diferentes: la Unidad del Manto de Mondoñedo y la Unidad del Navia y Alto Sil. El segundo separa la Zona Cantábrica de la Asturooccidental-leonesa. Existen asimismo otros cabalgamientos, como por ejemplo los de Barayo o Montefurado, con extensión y desplazamientos importantes, y otras fracturas destacables, entre las que cabe citar a la Falla de Allande, de historia larga, implicando probablemente más de un tipo de movimiento.

Las características estructurales de las dos grandes unidades separadas por el cabalgamiento basal de Mondoñedo difieren entre sí considerablemente. La Unidad del Manto de Mondoñedo está constituida por un importante apilamiento de pliegues acostados e isoclinales de gran tamaño, deformados a su vez por un sinform suave, pero de gran tamaño, en la parte oriental (Siniforme de Bretoña) y un antiforme algo más agudo en la occidental (Antiforme del Domo de Lugo). La geometría global de esta unidad, no puede deducirse a partir de datos tomados exclusivamente en el área de la Hoja de Avilés, ya que en ésta sólo aparece la parte más occidental de aquella (Fig. 14). Diferentemente, la Unidad del Navia y Alto Sil presenta pliegues de tamaño menor y más abiertos, no produciéndose apilamientos de pliegues del tipo del que se produce en la Unidad del Manto de Mondoñedo y disminuyendo en gran parte el carácter acostado de éstos.

Entre los pliegues mayores existentes, cabe destacar, dentro de la Unidad del Manto de Mondoñedo, el Sinclinal de Villaodrid, que es un pliegue isoclinal de amplitud y trazado grandes y que aparece en la parte más occidental de la Hoja, y el conjunto de pliegues que forman la parte frontal del Manto de Mondoñedo (Figs. 14).

En la Unidad del Navia y Alto Sil, pueden destacarse como pliegues más sobresalientes, los anticlinales de La Caridad y de Villayón y el Sinclinal de Puerto de Vega. La observación de los pliegues de esta unidad permite deducir que en muchos casos se trata de estructuras con doble charnela; un buen ejemplo de esta característica es el Anticlinal de La Caridad, si bien aparece en el corte I-I' cortado por un cabalgamiento. En este tipo de pliegues, la charnela más suave y redondeada, constituye a menudo la cresta del pliegue y es,

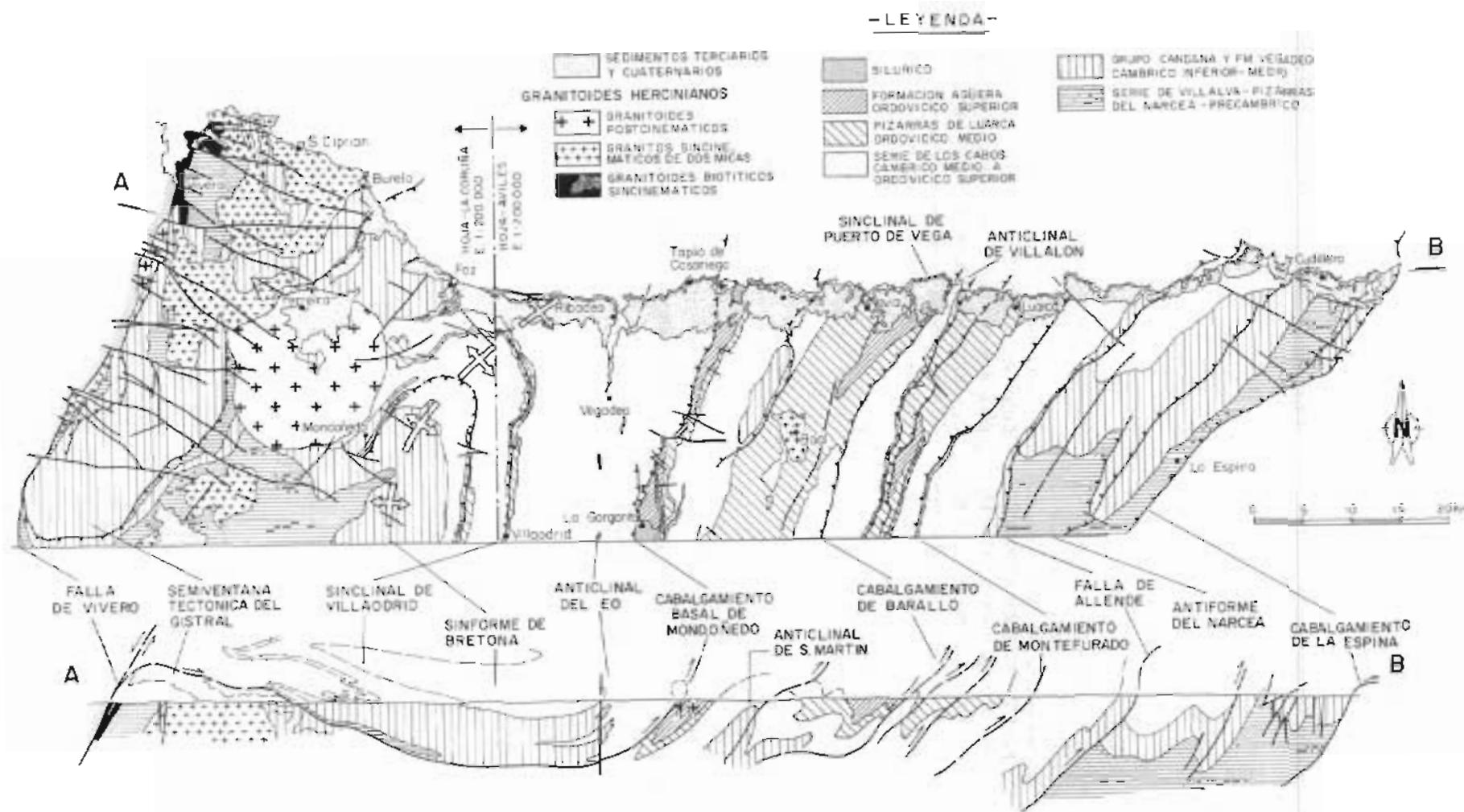


Fig. 14 - Esquema tectónico y corte geológico del sector N de la Zona Asturoccidental-leonesa con la denominación de las principales estructuras.

por ello, la más visible en cartografía. Esta geometría es el resultado de la superposición de dos generaciones de pliegues, hecho este último que se refleja también en las características de las foliaciones tectónicas asociadas.

El conjunto de estructuras de esta zona permite deducir que la deformación es el resultado de tres fases principales (MARCOS, 1973). La primera (D_1) dio lugar a pliegues apretados o isoclinales, vergentes hacia las zonas externas de la cordillera y que llevan siempre asociada una foliación tectónica primaria (S_1).

La segunda fase de deformación (D_2) dio lugar a cabalgamientos vergentes también hacia las zonas externas; la relación temporal de estas estructuras respecto a las D_1 queda puesta de manifiesto, no sólo por datos cartográficos, sino sobre todo por la superposición de las estructuras menores D_1 y D_2 . Así, los pliegues menores que aparecen en las zonas de cizalla asociadas a los cabalgamientos doblan a la S_1 . Asimismo, la foliación asociada a estas zonas de cizalla es, en los casos presentes dentro de la Hoja, un clivaje de crenulación S_2 .

La tercera fase de deformación D_3 dio lugar a pliegues suaves de plano axial subvertical, que llevan asociado un clivaje de crenulación S_3 , el cual se desarrolla de forma más local que la S_1 . La situación temporal de estas estructuras D_3 se pone claramente de manifiesto por las figuras de interferencia de los pliegues D_1 - D_3 , por las relaciones entre éstos y las foliaciones tectónicas y por las relaciones mutuas entre estas foliaciones.

5.2.1. PRIMERA FASE DE DEFORMACION

Los efectos de esta primera fase de deformación presentan un carácter generalizado en la Zona Asturoccidental-leonesa y, por tanto, en la parte de este zona representada dentro de la Hoja de Avilés. Las estructuras originadas durante esta fase presentan una amplia gama de dimensiones y sus características varían de acuerdo con determinadas leyes a lo largo del corte transversal a las estructuras.

A escala macroscópica se producen pliegues apretados, con longitud de flancos (medida entre charnelas adyacentes) kilométrica y cuya vergencia es hacia el E o ESE. A escala mesoscópica se producen pliegues menores, muy abundantes y fácilmente observables a lo largo del corte que ofrece la costa cantábrica. Aparte de sus diferencias de tamaño, las características geométricas de estos pliegues son similares a las de los macroscópicos.

A escala microscópica se asocia a esta fase una foliación S_1 , primaria cuyas características varían en función de la litología y de la intensidad de la deformación y del metamorfismo. Su frente se sitúa en las proximidades del límite entre la Zona Cantábrica y la Zona Asturoccidental-leonesa, y penetra a menudo dentro de la primera, sobre todo en las regiones de Cabo Vidrias y Cabo Peñas. En las litologías no favorables para el desarrollo de esta foliación primaria, como son las cuarcitas y las areniscas con poca matriz, se desarrollan otros rasgos microestructurales que reflejan la deformación y el metamorfismo sufrido por estas rocas.

5.2.1.1. Pliegues mayores

En relación con estos pliegues, el cabalgamiento basal de Mondoñedo marca una división que implica importantes diferencias estructurales en las dos unidades separadas por esta fractura. Estas diferencias se refieren al tamaño, posición y "apretamiento" de los pliegues.

En lo referente al tamaño de los pliegues, puede verse en el corte I-I' del mapa que la longitud de los flancos inversos es, en general, del orden de 2-3 Km. Sin embargo, el Sinclinal de Villaodrid, cuyo núcleo aparece en la parte occidental del mapa y del citado corte I-I', presenta un flanco inverso con una longitud, medida entre dos charnelas adyacentes, de unos 20 Km., siendo frecuentes longitudes del orden de la decena de Km. en los pliegues situados inmediatamente al O del área de la Hoja de Avilés.

La posición de los pliegues mayores varía, aunque éste es un aspecto poco apreciable en el corte I-I'. Sin embargo, más al O, fuera del área de la Hoja, los pliegues presentan el carácter marcadamente acostado de las estructuras D_1 , que forman el Manto de Mondoñedo. En la Unidad del Navia desaparece el carácter acostado de los pliegues D_1 , que originalmente debían disponerse con sus superficies axiales inclinadas entre 25 y 45° hacia el O (MARCOS 1973; BASTIDA 1980). Así pues, la variación en la posición actual refleja en parte variaciones en la posición original de los pliegues D_1 , pero en buena medida, es el resultado de la deformación de los pliegues D_1 por los D_3 ; más adelante se insistirá en la interferencia de estas dos generaciones de pliegues y en las consecuencias que de ella pueden deducirse.

El "apretamiento" de los pliegues aumenta hacia el O, de tal forma que el Sinclinal de Villaodrid se presenta como un pliegue prácticamente isoclinal y de gran amplitud, lo cual tiene un reflejo cartográfico importante, ya que hacia el S, fuera del

área de la Hoja, el núcleo de este sinclinal puede seguirse a lo largo de cerca de 100 Km. manteniéndose en el mismo nivel estratigráfico (Capas de la Garganta). En la Unidad del Navia, los pliegues son más abiertos presentando sus flancos normales e inversos buzamientos notablemente diferentes, lo cual es un factor muy importante en el desarrollo de la deformación posterior D₃ y en la geometría de las figuras de interferencia (MARCOS, 1973; PULGAR, 1980).

5.2.1.2. Pliegues menores

A lo largo de la costa cantábrica, existen buenas localidades para la observación de pliegues menores D₁. Dentro de ellas, puede destacarse la existencia de dos cortes donde estos pliegues son particularmente frecuentes:

- 1.- El corte comprendido entre la Ría del Nalón y Cudillero.
- 2.- El corte situado entre la Ría del Eo y el cabalgamiento basal de Mondoñedo.

Ambos cortes presentan litologías comparables (areniscas, cuarcitas y pizarras), si bien el primero se desarrolla principalmente en el Grupo Cárdana, mientras que el segundo se desarrolla casi íntegramente dentro de la Serie de los Cabos. El contexto estructural de ambos cortes no es muy diferente, ya que se desarrollan en zonas frontales de grandes unidades alóctonas; así, el primero se sitúa en el frente de la Zona Asturoccidental-leonesa, mientras que el segundo se sitúa en la parte frontal del Manto de Mondoñedo.

Por lo que se refiere al corte comprendido entre la Ría del Nalón y Cudillero, en la Fig. 15 se muestran algunos cortes de detalle de las estructuras menores D₁. En todos los cortes se observa un desarrollo importante de tales estructuras, estando la estructura mayor del corte fuertemente dislocada por fallas subverticales con predominio de componentes de "dip-slip". Los elementos estructurales y la geometría de los pliegues menores se muestran en la Fig. 16. Se trata de pliegues vergentes hacia el E pero con superficies axiales fuertemente inclinadas (Fig. 16A). Sus ejes se inclinan suavemente hacia el N (Fig. 16B). Sus ángulos entre flancos muestran una notable dispersión (Fig. 16C), tratándose de pliegues no excesivamente apretados con un valor medio del ángulo entre flancos de 66°. Las amplitudes de HUDLESTON (1973) (Fig. 16D) más frecuentes oscilan entre 1,5 y 3,5 y las formas predominantes de las superficies plegadas son las parabólicas (formas D). La geometría de las capas plegadas es

variable, siendo en las capas competentes las clases 1B y 1C de RAMSAY (1967) las más representativas.

Por lo que se refiere al corte de costa situado al O del cabalgamiento de Mondoñedo, sus características geométricas se muestran en los cortes de detalle de la Fig. 17 y en los gráficos de la Fig. 18. Se trata de pliegues vergentes al SE con direcciones axiales subhorizontales NE-SO. Son pliegues bastante apretados con un valor medio del ángulo entre flancos de 41°. Las amplitudes de HUBLESTON dominantes oscilan entre 2,5 y 3,5 y las formas más frecuentes de las superficies plegadas son las parabólicas (formas D) y las "chevron" (formas F). La geometría de las capas plegadas competentes corresponde mayoritariamente a la de la clase 1C de RAMSAY op. cit.).

Comparando ambos cortes se desprende que, en el corte del frente del Manto de Mondoñedo, existe un mayor apretamiento de los pliegues, un mayor desarrollo de formas chevron y un desarrollo más notable de geometrías de la clase 1C, con la desaparición prácticamente total de los pliegues paralelos. Esto sugiere un grado de evolución más avanzado para los pliegues de este corte más occidental. La geometría y estructuras asociadas a estos pliegues indican que en ambos cortes se trata de pliegues aplastados, siendo el aplastamiento mayor en el corte del Manto de Mondoñedo. Estos resultados son acordes con el hecho más general de que los pliegues aumentan su grado de evolución hacia el O en todo el corte de la costa correspondiente a la Zona Asturoccidental-leonesa (BASTIDA, 1980).

Otro rasgo destacable de estos pliegues D₁ se refiere a su posición. En el caso de los pliegues descritos, se trata de estructuras con superficies axiales muy inclinadas. Sin embargo, algo más al O de la Ría del Eo, en un pequeño corte de costa situado cerca de la localidad de Río (BASTIDA, op. cit.), existen numerosos pliegues menores con superficies axiales menos inclinadas. Más al O, ya fuera del área de la Hoja de Avilés, los pliegues D₁ son claramente acostados. Como ya hemos mencionado, la posición actual de los pliegues D₁ está fuertemente influida por la superposición de los pliegues mayores posteriores D₃.

Es destacable además que probablemente asociados al pliegamiento D₁ existen en algunas localidades numerosos "boundins", cuyo desarrollo es espectacular en la Playa del Silencio, al O de Cabo Vidio; en ella dominan los "boundins" romboidales y, en algo menor proporción, los "boundins" lenticulares y las estructuras "pinch-and-swell" (RIAZA, 1984).

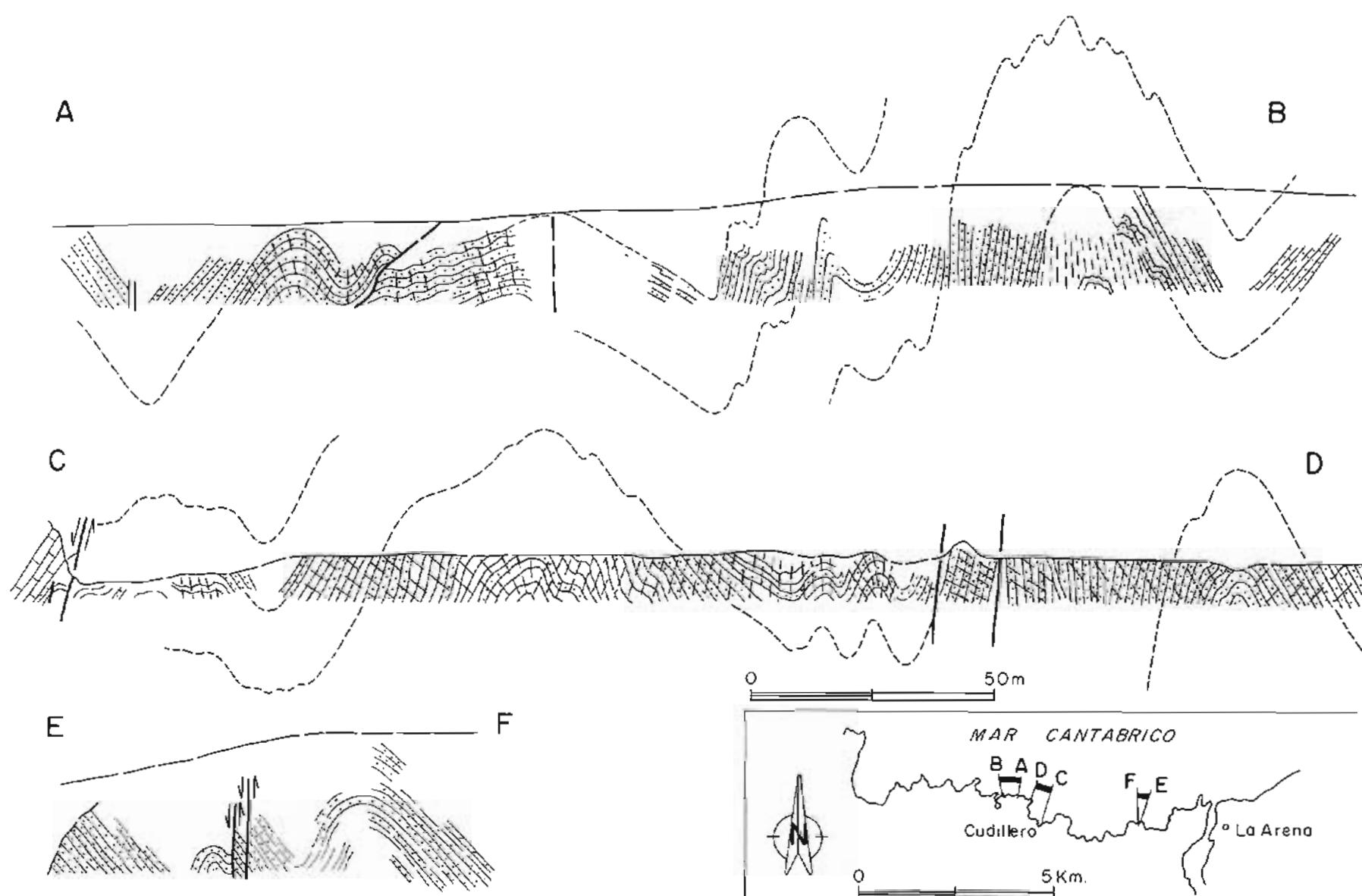


Fig. 15 - Cortes de detalle realizados en la costa entre Cudillero y la Ría de Pravia (extremo NO de la Zona Asturoccidental-leonesa), en los que se observan los pliegues D_1 , desarrollados en materiales del Grupo Cándana. (Según BASTIDA, 1980).

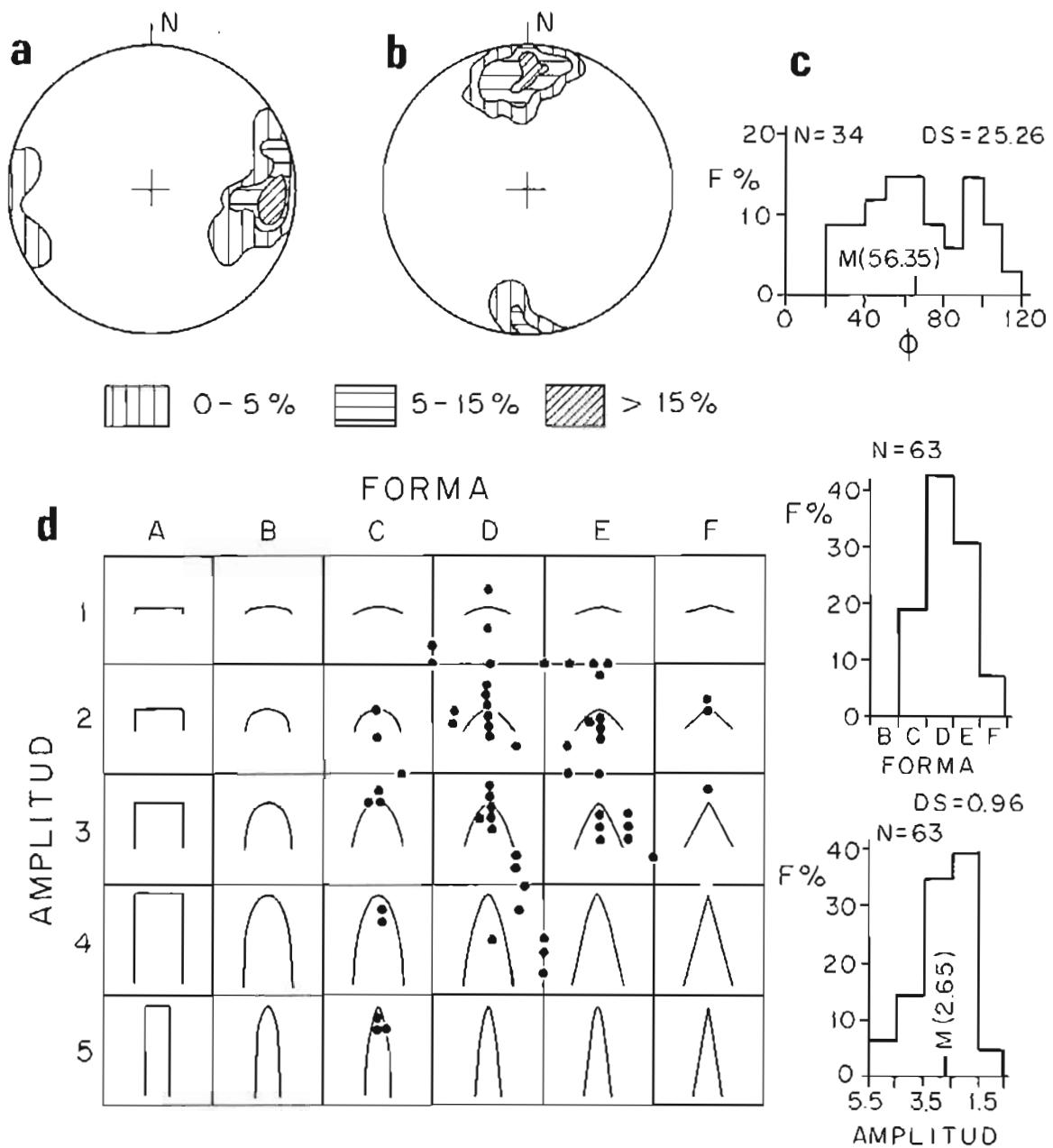


Fig. 16.- Elementos geométricos de los pliegues D_1 existentes en el corte de la costa entre Cabo Vídeo y la Ría de Pravia. a, polos de planos axiales. b, ejes. c, ángulos entre flancos. d, clasificación de HUDLESTON basada en BASTIDA, 1980.

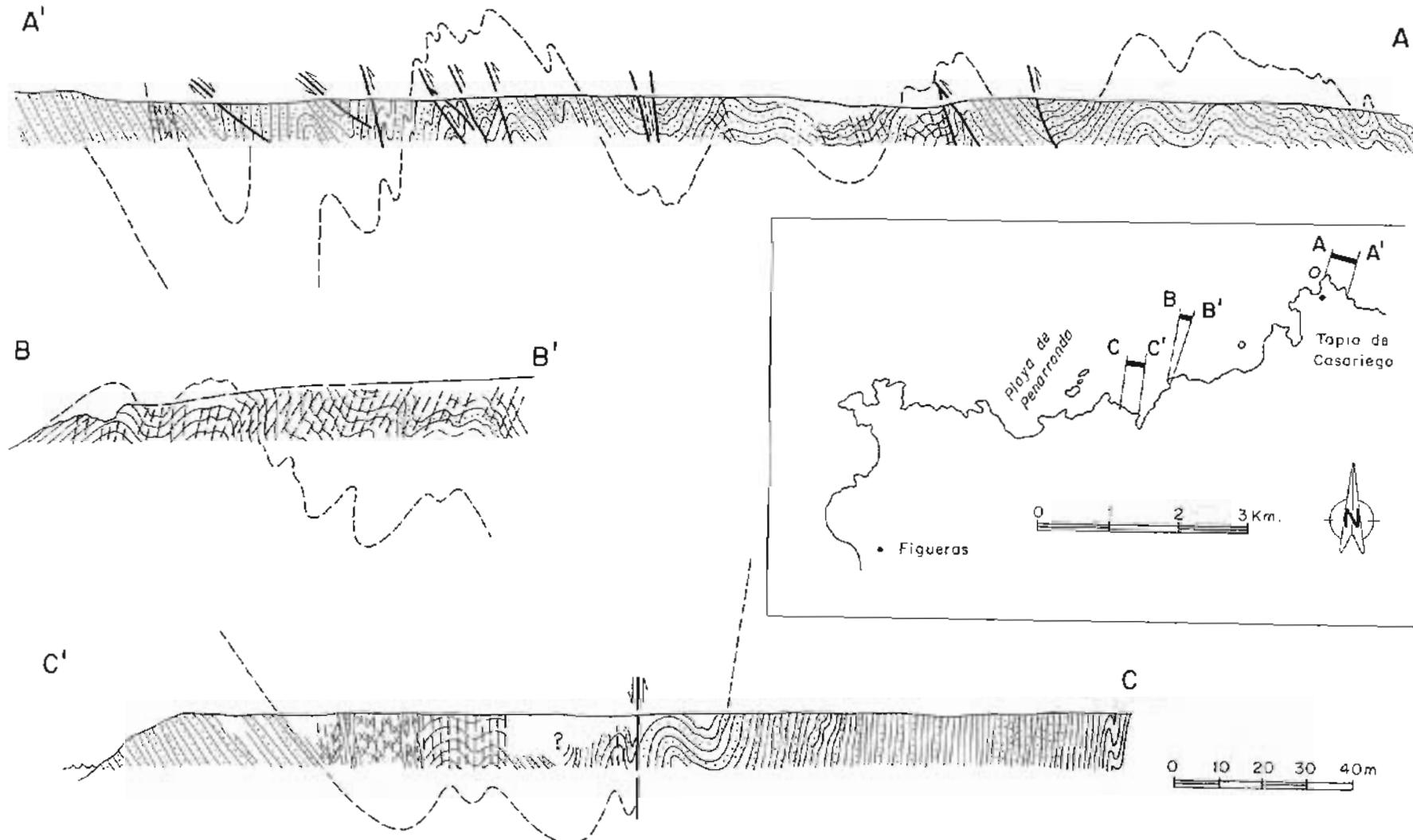


Fig. 17.- Cortes de detalle realizados en rocas de la Serie de los Cabos en el sector costero comprendido entre Tapia de Casariego y la Ría de Ribadeo (según BASTIDA, 1980)

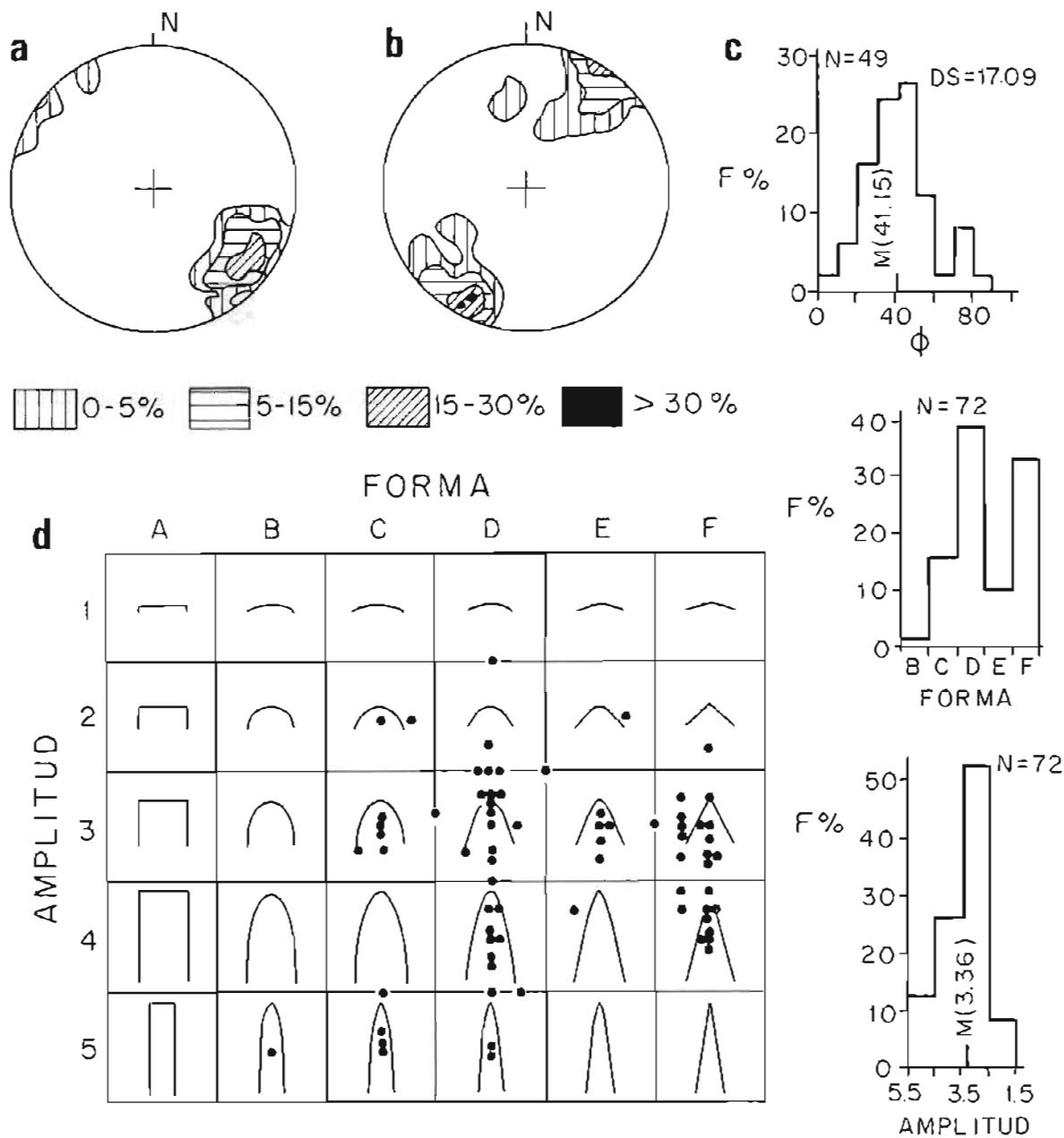


Fig. 18 - Elementos geométricos de los pliegues D₁ existentes en el sector costero comprendido entre Tapia de Casanego y la Ría de Ribadeo. a, polos de planos axiales. b, ejes. c, ángulos entre flancos. d, clasificación de HUDLESTON. Basada en BASTIDA, 1980.

5.2.1.3. La foliación S_1

Asociada al plegamiento D_1 , se desarrolla una foliación S_1 , cuyas características varían según la litología considerada, el grado de metamorfismo, la posición dentro de los pliegues D_1 , y el grado de evolución de éstos.

El frente superior de esta foliación se sitúa en la parte más occidental de la Zona Cantábrica (ALLER et al., 1987), siendo bien visible en la región de Cabo Peñas (JULIVERT, 1976) y, con carácter menos generalizado, en la parte O de la Unidad de Somiedo.

A la escala de afloramiento, la S_1 presenta en las pizarras el aspecto característico de un clivaje pizarroso, tratándose prácticamente de una clivaje continuo; cuando se trata de tramos pelíticos de un cierto espesor, la disposición de la S_1 , con relación a los pliegues D_1 , es de plano axial. En el caso de materiales competentes, areniscas y cuarcitas, la S_1 puede, desde no manifestarse, hasta presentarse como una foliación espaciada muy penetrativa; la frecuencia de su aparición y su penetrabilidad en estas litologías aumenta hacia el O. En tales rocas, la S_1 presenta habitualmente una disposición en abanico convergente con relación a los pliegues a los que se encuentra asociada; el grado de convergencia disminuye al aumentar el aplastamiento sufrido por el pliegue correspondiente. En litologías alternantes de pizarras y areniscas, se observan a veces fuertes refracciones de la foliación.

A la escala microscópica, la S_1 varía, en los materiales pelíticos, entre un clivaje pizarroso grosero y un clivaje pizarroso (BASTIDA, 1980, 1982), desarrollándose el primero en la parte más oriental del área. El clivaje pizarroso grosero está constituido por unas láminas de foliación, formadas por superficies irregulares y anastomosadas donde se concentran minerales fémicos (principalmente opacos y filosilicatos), y unos microlitones de espesor muy pequeño (normalmente menor de 0,05 mm.) y formados por cuarzo y filosilicatos. Hacia el O se pasa gradualmente a un clivaje pizarroso, en el cual desaparece el carácter de foliación en dominios de la S_1 . Cuando aparecen laminaciones de limolitas intercaladas en las pelitas, es frecuente que aparezcan pliegues a los que se asocia un incipiente bandeado lectónico, desarrollándose a menudo estructuras linguoides en los contactos pelita-limolita.

En areniscas con un contenido importante en matriz, la S_1 varía entre un clivaje grosero y un clivaje pizarroso grosero, predominando el primero en la parte oriental del área con S_1 . Estos dos tipos de

foliación se caracterizan por la existencia de unas láminas onduladas, anastomosadas y formadas por filosilicatos (minerales arcillosos, sericita y clorita) y minerales opacos; en general, hacia el O, aumenta el porcentaje de filosilicatos de neoformación (sericita y clorita) en las láminas de clivaje. Los microlitones están constituidos por cuarzo y, en mucha menor proporción, por filosilicatos; es frecuente que existan en los microlitones granos de cuarzo cortados por las láminas de la foliación y desarrollando sombras de presión en los bordes transversales a la S_1 . En estas rocas, se pueden distinguir dos tipos de granos de mica blanca: detriticos y de neoformación. Los primeros son grandes, sin orientación dimensional preferente y desarrollan a menudo colas de presión. Los segundos son granos pequeños de sericita que presentan una buena orientación dimensional preferente, estando concentrados principalmente en las láminas de la foliación. En algunos casos, sobre todo en muestras de la formación Agüeira, el clivaje grosero no es una foliación en dominios, sino que está definida por una orientación uniforme de los cristales de la matriz.

En el caso de cuarcitas, se han observado desde muestras sin orientación dimensional preferente y, por tanto, sin desarrollo de la S_1 , en la parte oriental, hasta muestras con una foliación grosera definida por una orientación dimensional preferente.

Los mecanismos más importantes que han intervenido en el desarrollo de la foliación son la cristalización y recristalización orientada de filosilicatos y la disolución por presión. El primer mecanismo es esencial en el desarrollo del clivaje pizarroso, mientras que el segundo, aunque también es importante en el desarrollo de este tipo de foliación, adquiere un papel esencial en el desarrollo del clivaje grosero y del clivaje pizarroso grosero. La rotación mecánica de filosilicatos parece un mecanismo secundario (BASTIDA, 1980, 1982; ALLER y otros, 1987; BASTIDA y otros, 1990), y su principal papel es, probablemente, reforzar la orientación preferente provocada por los otros mecanismos. La deformación plástica intracristalina parece únicamente importante en el caso de la foliación grosera de algunas cuarcitas.

5.2.2. SEGUNDA FASE DE DEFORMACION

Con posterioridad al desarrollo de las estructuras de primera fase que se acaban de describir, las rocas de la Zona Asturoccidental-leonesa fueron sometidas a un nuevo proceso de deformación en el que se originan cabalgamientos y algunas estructuras menores asociadas a los mismos, principalmente pliegues de escala métrica a centímetraca y

clivaje de crenulación. Dado su carácter, esta segunda fase de deformación, a diferencia de la anterior, no se encuentra generalizada en todo el sector estudiado de la Zona Asturoccidental-leonesa, sino que se encuentra limitada a corredores estrechos cuya posición viene fijada por los cabalgamientos existentes en la zona. Describiremos en primer lugar las características generales de estos cabalgamientos y a continuación pasaremos revista a las estructuras menores asociadas.

5.2.2.1. Cabalgamientos

El trazado de los principales cabalgamientos destaca suficientemente en la cartografía. Por su importancia, sobresalen el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo, situado en la parte occidental de la Hoja, y el cabalgamiento de La Espina, en la mitad oriental de la misma, que separan dominios paleogeográficos y tectónicos diferentes. En el resto de la Hoja, se desarrollan en distintos sectores algunos otros cabalgamientos de importancia menor (Fig. 14).

Como puede verse en los cortes I y II, estos cabalgamientos se prolongan en profundidad con una inclinación moderada hacia el Oeste y una cierta tendencia a situarse subparalelos a los planos axiales de los pliegues de primera fase. En algunos casos, como el del cabalgamiento situado inmediatamente al O del anticlinal de Villayón o el del cabalgamiento de Allande en una parte de su trazado, estas estructuras producen la superposición de terrenos relativamente más modernos sobre otros más antiguos; esta situación anómala podría deberse, bien a la existencia de pliegues cortados por los cabalgamientos (MARCOS 1973), o bien al hecho de que se trate de fallas que han registrado una inversión en su movimiento (antiguas fallas normales reactivadas como inversas o fallas inversas reactivadas como fallas normales). En algunos casos, puede observarse también como los cabalgamientos dibujan algunas flexiones suaves, de las que debe ser responsable la deformación D_3 .

Respecto al desplazamiento implicado en el desarrollo de estas estructuras, puede deducirse de la cartografía para las de menor entidad un desplazamiento mínimo de varios kilómetros. Para el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo, que reaparece más al O en los alrededores de Burela, BASTIDA, MÁRTINEZ-CATALÁN Y PULGAR (1986) establecen un desplazamiento mínimo de unos 40 Km, y esto sin tener en cuenta el desplazamiento implicado en la zona de cizalla dúctil asociada a esta fractura. Para el Cabalgamiento de La Espina, un cálculo preciso del

desplazamiento es mucho más difícil, pero en todo caso, y en base a las diferencias paleogeográficas entre los dominios que separa, debe suponerse un desplazamiento mínimo de varias decenas de kilómetros.

5.2.2.2. Estructuras asociadas a los cabalgamientos

En relación con los cabalgamientos que se acaban de describir, y sobre todo cuando en la unidad cabalgante o en la cabalgada existen materiales pizarrosos, es frecuente encontrar una zona de hasta varias decenas de metros en torno a la superficie de fractura, donde se desarrollan estructuras tales como pliegues, clivaje y cabalgamientos menores, que han sido interpretados en relación con la deformación por cizalla sufrida por estos materiales como consecuencia del movimiento de los cabalgamientos (MARCOS 1971b, 1973).

El cabalgamiento que lleva asociada la zona de cizalla más importante y mejor conocida es el cabalgamiento basal de Mondoñedo (MARCOS, op. cit.; BASTIDA y PULGAR, 1978; BASTIDA et al., 1986). Sin embargo, los mejores afloramientos de esta zona de cizalla se encuentran fuera del área de la hoja, al S y al O de sus límites. Los afloramientos situados al S corresponden a condiciones geológicas totalmente comparables a las existentes en la hoja, en la zona frontal del manto, existiendo únicamente diferencias en cuanto a las posibilidades de observación debido a las características desfavorables de los afloramientos o a la existencia de rocas ígneas que cortan el cabalgamiento basal. Por el contrario, los afloramientos situados al O corresponden a condiciones geológicas de mayor presión y temperatura que las existentes dentro del área de la hoja y representan la prolongación en profundidad de la zona de cizalla presente en la zona frontal de la unidad.

Al S de la hoja, en la región de Los Oscos, la zona de cizalla asociada al cabalgamiento, se sitúa en la parte más oriental de la Unidad del Manto de Mondoñedo. En esta zona, las condiciones metamórficas de las estructuras permiten deducir que la deformación se produjo en la transición frágil-dúctil (BASTIDA y otros 1979). Así, junto a estructuras tales como pliegues y clivaje de crenulación, aparecen otras tales como pequeños cabalgamientos y grietas de tensión.

Los pliegues D_2 , en esta región de Los Oscos, aparecen tanto en la unidad cabalgante como en la cabalgada. Son siempre de pequeño tamaño y fuertemente asimétricos; son irregulares y presentan charnelas curvas, aunque contenidas en un plano.

No obstante, existe una dirección dominante de las líneas de charnela paralela al trazado cartográfico del cabalgamiento. En relación con estos pliegues, suele encontrarse un clivaje de crenulación S_2 muy penetrativo, al que se asocia en ocasiones un bandedo tectónico, caracterizado por la aparición de bandas claras y oscuras paralelas al clivaje y con distintos contenidos en cuarzo. La importancia de la recristalización metamórfica en desarrollo de este clivaje es muy limitada; cabe destacar la recristalización ocasional de pequeños cristales de cloritoide paralelos a los planos de clivaje en las ampelitas silúricas (MARCOS, 1973). Los mecanismos de formación del clivaje son, en consecuencia, el "buckling" y la disolución por presión.

En esta misma zona de Los Oscos, MARCOS (1971b, 1973) ha descrito dos tipos de disposiciones diferentes de los pliegues y, consiguientemente, del clivaje asociado a estos, con respecto a los cabalgamientos; estas dos disposiciones corresponden a pliegues antitéticos y sintéticos, y se muestran en la Fig. 19. En algún caso, se ha podido comprobar la existencia de clivaje de crenulación asociado al cabalgamiento que pliega a otro clivaje de crenulación previo.

aparecen rocas miloníticas. Los pliegues D_2 están caracterizados por su pequeño tamaño, fuerte asimetría, planos axiales subhorizontales, charnelas curvas, ángulos entre flancos entre 10 y 30° y vergencia hacia el E o SE (BASTIDA y PULGAR, 1978; PULGAR 1980; BASTIDA, MÁRTINEZ-CATALÁN y PULGAR, 1986).

La anterior descripción nos muestra, por consiguiente, cómo junto al cabalgamiento basal de Mondoñedo se desarrolla una zona de cizalla que en las zonas de bajo grado metamórfico existentes en el área de la hoja presenta características de deformación en la transición frágil-dúctil, evoluciona en profundidad, de forma que, en áreas situadas al O de la hoja, en condiciones metamórficas de grado medio, se convierte en una zona de cizalla dúctil y de espesor mucho mayor.

5.2.3. TERCERA FASE DE DEFORMACIÓN

Durante esta fase de deformación se originan pliegues de todos los órdenes de dimensiones y una serie muy variada de estructuras menores asociadas, entre las que se puede destacar un cli-

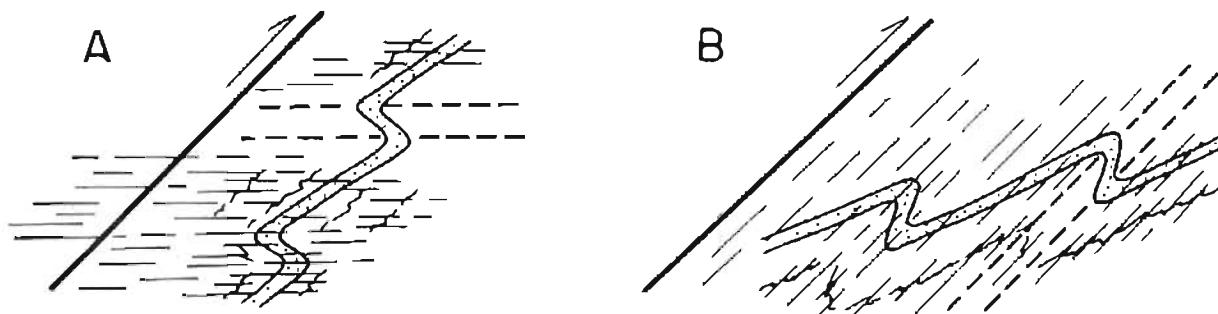


Fig. 19.- Posición de foliaciones S_2 y de pliegues D_2 con relación a los cabalgamientos (según MARCOS, 1973).

En la zona situada al O de la Hoja de Avilés, el cabalgamiento basal de Mondoñedo vuelve a aparecer en le flanco occidental del Siniforme de Bretoña (Fig. 14), dibujando en cartografía la semiventana del Xistral, asociada a la parte N del núcleo del Antiforme del Domo de Lugo. Allí, la zona de cizalla asociada al cabalgamiento se presenta principalmente en la unidad cabalgante y tiene un espesor del orden de los 2 Km, habiéndose desarrollado una intensa deformación dúctil bajo condiciones metamórficas que alcanzan el grado medio. Dentro de esta zona aparecen numerosos pliegues menores así como una esquistosidad ("schistosity") $S_{1,2}$ o una foliación de crenulación S_2 y en la zona más próxima a la fractura

vaje de crenulación, bien desarrollado en los materiales pelíticos. La primera característica destacable de las estructuras de esta fase es la gran heterogeneidad en su distribución y su notable diversidad morfológica.

5.2.3.1. Pliegues Mayores D_3 : Los modelos de interferencia D_1-D_3

A la escala cartográfica, la deformación D_3 se manifiesta, en toda la Zona Asturoccidental-leonesa, por el desarrollo de grandes pliegues que modifican la geometría y disposición originales de las estructuras anteriores: pliegues D_1 y cabalgamientos D_2 . La caracterización geométrica precisa de

los pliegues D_3 es difícil por la propia escala de las estructuras y, sobre todo, por el hecho de que los materiales sobre los que se desarrollan muestran ya unas deformación previa muy importante. Por ello, el análisis de sus características sólo puede realizarse a partir del estudio de los modelos de interferencia resultantes.

La posición de los planos axiales de los pliegues D_3 vienen señalada con mucha aproximación por la posición del clivaje S_3 , que se sitúa verticalmente o con fuerte inclinación al E; la orientación de estos pliegues es aproximadamente homoaxial con respecto a los pliegues D_1 , de tal manera que la superposición de los pliegues D_1 y D_3 definen un modelo de interferencia del tipo 3 de RAMSAY (MARCOS 1973; PULGAR 1980).

En la Unidad del manto de Mondoñedo, este tipo de interferencia resulta muy aparente tanto en la cartografía como en los cortes transversales (Fig. 14). En esta unidad, el conjunto de grandes pliegues isoclinales D_1 se encuentra deformado por un amplio siniforme (Siniforme de Bretoña), de tal manera que en su flanco oriental (sector de Tapia de Casariego-Vegadeo) los pliegues D_1 se disponen con sus planos axiales buzando entre 50 y 80° al O, para disponerse subhorizontalmente en la zona del núcleo del siniforme -al O de Ribadeo- y buzar suavemente al E, formando anticlinales siniformales y sinclinales antiformales, en el sector al O de Foz, fuera ya de los límites de la Hoja (BASTIDA Y PULGAR 1978; PULGAR 1980; MARTÍNEZ CATALÁN 1981, 1985). Aunque sólo una pequeña parte queda comprendida dentro de los límites de la Hoja, esta disposición queda perfectamente reflejada en la cartografía por el trazado del sininal de Villaodrid al nivel de la cuarcita del Ordovícico inferior, que sufre una fuerte inflexión en su trazado cartográfico, en la zona al O de Ribadeo, pasando de un trazado aproximadamente N-S a uno E-O, como consecuencia de su horizontalización en el núcleo del gran siniforme D_3 de Bretoña.

Los pliegues mayores D_3 aparecen como pliegues suaves, con gran longitud de onda y planos axiales subverticales, desarrollados con características semejantes en los dos flancos de los pliegues mayores D_1 , debido al carácter subisoclinal de éstos. No obstante, las trazas axiales de los pliegues mayores D_3 muestran una disposición "en escalón" al atravesar las trazas axiales de los pliegues mayores D_1 , reflejando la diferente orientación de las capas en los flancos de éstos (Fig. 14). Esta desviación no es muy marcada por el fuerte apretamiento de los primeros pliegues pero resulta perfectamente detectable en los cortes transversales y en la cartografía, a través de toda la unidad

(MARTÍNEZ CATALÁN y otros 1977; BASTIDA Y PULGAR 1978; PULGAR 1980; MARTÍNEZ CATALÁN 1981, 1985).

Del análisis de la geometría final resultante se puede deducir que los pliegues D_1 se disponían con flancos subhorizontales o suavemente inclinados al O (menos de 15°), en toda la unidad al O de Ribadeo, mientras que en el borde E (zona de Ribadeo-Tapia de Casariego), los pliegues D_1 presentarían inclinaciones hacia el W de sus planos axiales más altas (superiores a 20°), con modelos de interferencia D_1-D_3 con características que se aproximan más a las de la unidad del Navia, que veremos a continuación (PULGAR 1980).

En la Unidad del Navia, los pliegues mayores presentan características bastante diferentes de las descritas para la unidad anterior. En efecto, a escala cartográfica, esta unidad se caracteriza por la presencia de una serie de antiformes y sinformes estrechos y alargados, de trazado bastante simple, y sin evidencias aparentes de superposición de pliegues. Sin embargo, las secciones transversales de estos pliegues muestran geometrías complejas resultado de la interferencia de los sistemas D_1 y D_3 (ver corte I-I' y Fig. 14). En efecto, los pliegues mayores aparecen con superficies axiales en posiciones variables, desde subhorizontales a subverticales, apareciendo dobladas por efecto de la deformación D_3 . Este hecho puede ser claramente reconocido en el campo si se usan como superficies de referencia la foliación primaria S_1 , que aparece con disposiciones variables, desde subvertical o fuertemente inclinada al O a subhorizontal o incluso basculada al E.

Como puede verse en los cortes, los pliegues mayores D_3 presentan un desarrollo desigual en los dos flancos de los pliegues mayores D_1 , ya que se desarrollan solamente sobre los flancos normales de los primeros pliegues, cuyos flancos inversos aparecen solamente verticalizados o suavemente flexionados. Este desarrollo desigual de los pliegues mayores D_3 en los flancos normales e inversos de los pliegues mayores D_1 da lugar a una modificación sustancial de la geometría inicial de éstos que pasan a mostrar un perfil "en gancho" característico de esta unidad (MARCOS 1973; PULGAR 1980). Este tipo de formas pueden ser reconocidas en los cortes transversales de muchos pliegues mayores al nivel de las cuarcitas culminantes de la Serie de los Cabos: tal es el caso de los anticlinales de la Caridad, Doiras, Villayón, etc. (corte de la Hoja, Fig. 14).

Un buen ejemplo de este modelo de interferencia de pliegues se puede observar directamente en la

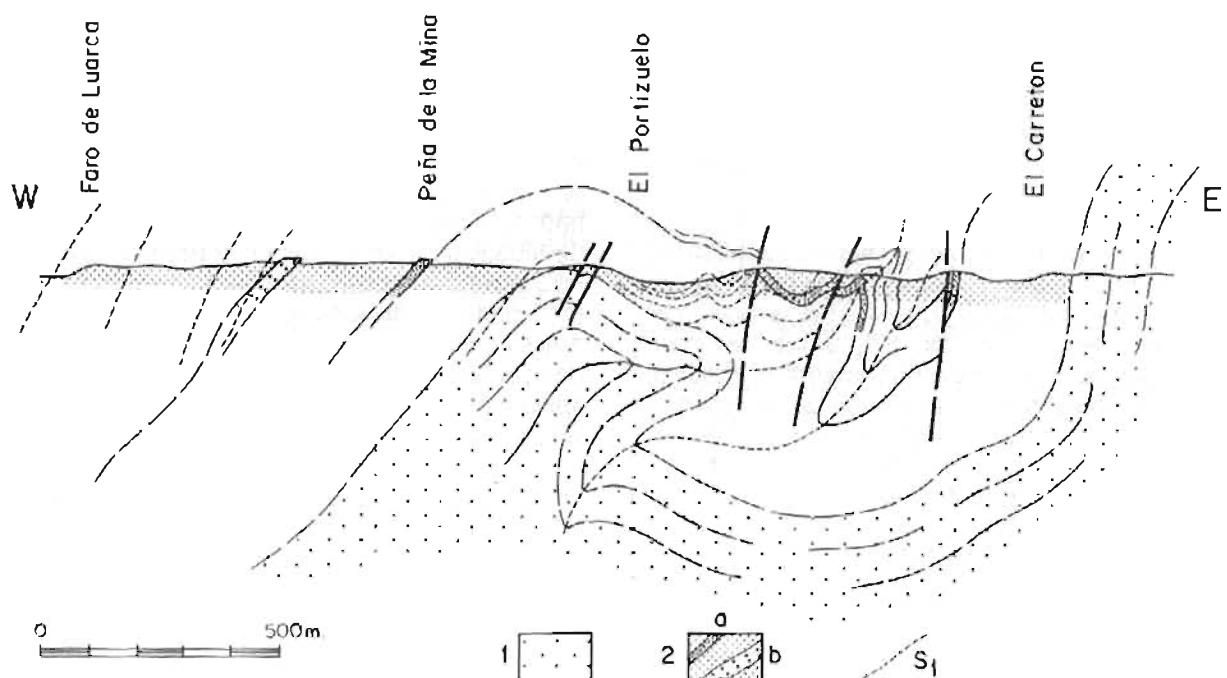


Fig. 20.- Corte geológico realizado a lo largo del acantilado de la costa cantábrica, al E de Luarca. Según PULGAR, 1980

zona del Portizuelo, al O de Luarca, y ha sido analizado en detalle por PULGAR (1980). La estructura general de este sector se muestra en la Fig. 20. Tal como se observa en esta figura, un antiforme y un sinforme D_3 deforman un anticlinal y un sinclinal D_1 , de tal manera que la forma final de los pliegues muestra el típico perfil "en gancho" al nivel de las cuarcitas culminantes de la Serie de los Cabos. Esta geometría se origina como consecuencia de la posición relativa de los pliegues D_1 y D_3 ; tomando como referencia las cuarcitas del techo de la Serie de los Cabos, las charnelas del anticlinal y del sinclinal F, coinciden aproximadamente con las charnelas del sinforme y del antiforme D_3 respectivamente (Fig. 20).

Pero, además, la existencia en este sector de pliegues de menor tamaño posibilita la observación directa de las formas de interferencia resultantes, lo que permite una caracterización geométrica tridimensional bastante completa de las complejas formas finales resultantes. En la Fig. 21 se puede observar la forma resultante, en cartografía y en corte, de la interferencia de un anticlinal D_1 con un pliegue asímetrico D_3 . El primer hecho que llama la atención es el contraste entre la simplicidad que parece deducirse de la imagen cartográfica y la complejidad geométrica que evidencian las secciones transversales seriadas, que en este caso puede ser observada también directamente en el afloramiento (ver p.e. PULGAR, 1980, Láms. 5-1B y 7-9). En efecto, tal como puede observarse en los cortes

seriados, debido a la existencia de una pequeña oblicuidad en las direcciones axiales de ambos sistemas de pliegues, el anticlinal D₁ muestra una variación lateral importante de su posición y geometría, sin que esto se refleje en la cartografía. Esta oblicuidad entre las direcciones axiales de los pliegues D₁ y D₃, que nunca sobrepasa los 10-15° y resulta, por ello difícil de detectar regionalmente utilizando estereogramas de ejes de pliegues, tiene, sin embargo, importantes implicaciones sobre la geometría final de los pliegues.

Todo lo descrito anteriormente indica la existencia de un fuerte control de los pliegues mayores D₁ sobre la localización y tamaño de los pliegues mayores D₃, que puede ser perfectamente explicado a la luz de la mecánica del plegamiento: los flancos normales o flancos largos de los primeros pliegues debían formar ángulos bajos con la dirección de compresión y sufren "buckling", originándose pliegues cuyas características geométricas (asimetría, amplitud, etc.) vienen fuertemente influenciadas por estas relaciones angulares; en el caso de los flancos inversos, aquel ángulo llegaba a ser suficientemente alto como para que el "buckling" no tuviese lugar.

En esta misma línea, el análisis de las formas de interferencia nos permite obtener también conclusiones sobre las características geométricas y posición originales de los pliegues mayores D₁ en la unidad del Navia. Así, en los flancos normales o

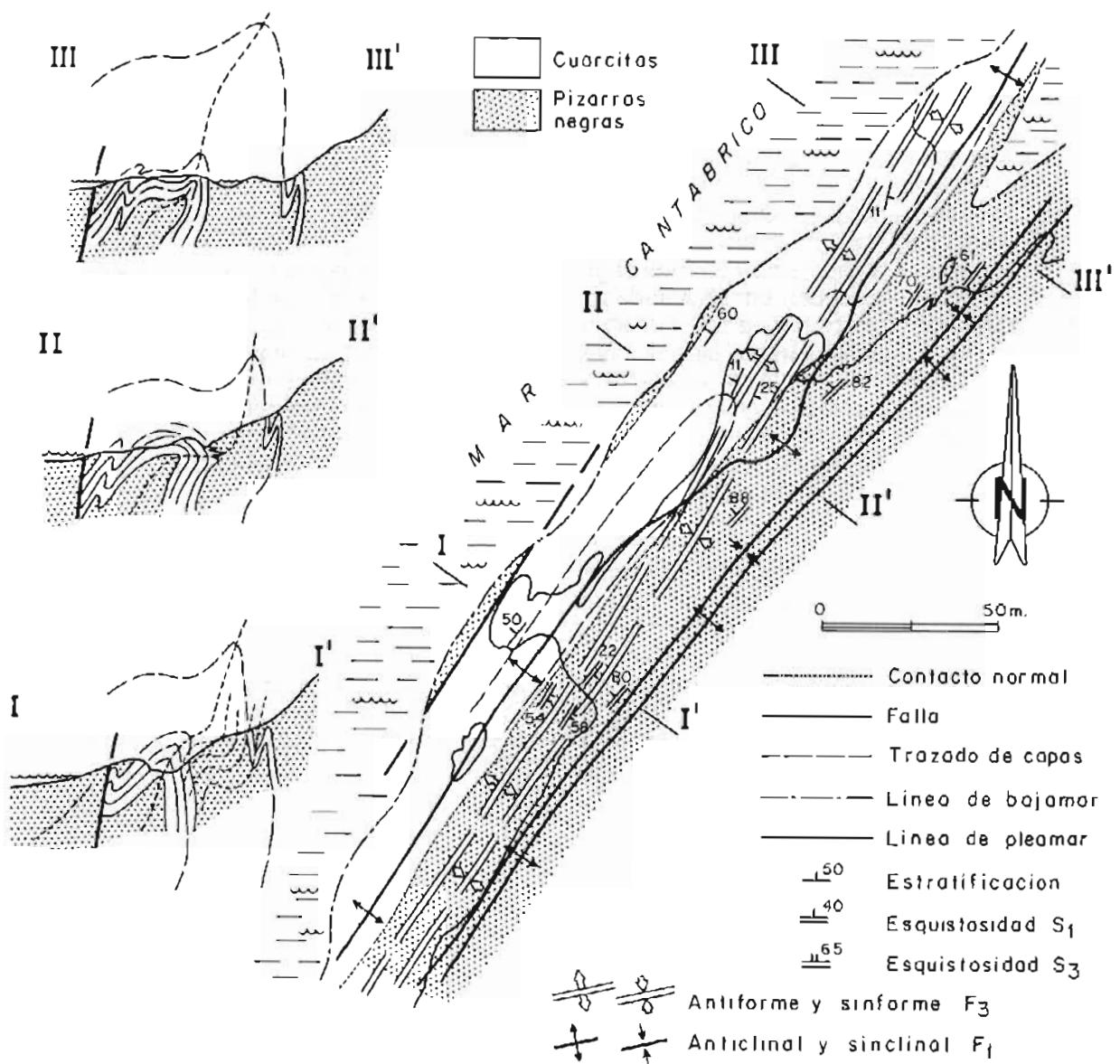


Fig. 21.- Esquema geológico y cortes seriados mostrando la geometría tridimensional de una figura de interferencia D₁-D₃, en el sector del Portizuelo, al E de Luarca (según PULGAR, 1980).

flancos largos de los pliegues mayores D₁, se localizan pliegues asimétricos D₃ cuyo desarrollo solo es compatible con ángulos de inclinación iniciales comprendidos entre 5 y 30° hacia el O. Algo similar puede decirse respecto a la posición original de las superficies de la foliación tectónica primaria S₁. Por el contrario en los flancos inversos o flancos cortos de los pliegues mayores D₁ no hay desarrollo de pliegues D₃, lo cual permite fijar un límite inferior de inclinación original de estos flancos de alrededor de 40° hacia el O (PULGAR 1980).

La notable diferencia en la geometría de los modelos de interferencia y de los pliegues D₃ entre las unidades del manto de Mondoñedo y del Navia debe relacionarse primariamente con sustanciales diferencias en la geometría y posición originales de los primeros pliegues. Estos pasan de ser subisocinales, con flancos dispuestos formando un ángulo muy bajo que aparecen plegados por las grandes estructuras D₃, en la unidad del manto de Mondoñedo, a poseer ángulos entre flancos suficientemente altos como para que las capas de uno y otro flanco presenten comportamientos mecánicos diferentes, en la unidad del Navia.

Los pliegues D₃ son muy escasos en la parte más oriental de la unidad del Navia, cuya estructura se caracteriza por la fuerte verticalización que presentan los pliegues D₁ y los cabalgamientos. La no existencia de pliegues mayores D₃ significativos en todo el sector parece sugerir una disposición original de las capas con una inclinación moderada a alta que podría relacionarse con la existencia de una importante culminación originada por la superposición tectónica producida por los cabalgamientos que ponen en contacto las Zonas Asturoccidental-leonesa y Cantábrica en el sector del antiforme del Narcea. La influencia de los cabalgamientos en el desarrollo de pliegues mayores D₃ puede detectarse también en otras zonas de la unidad del Navia, puesto que la existencia de éstos modifica la geometría y disposición de los pliegues D₁ y facilita la creación de culminaciones y depresiones que localizan los pliegues mayores D₃.

5.2.3.2. Distribución espacial de las estructuras menores y microestructuras D₃

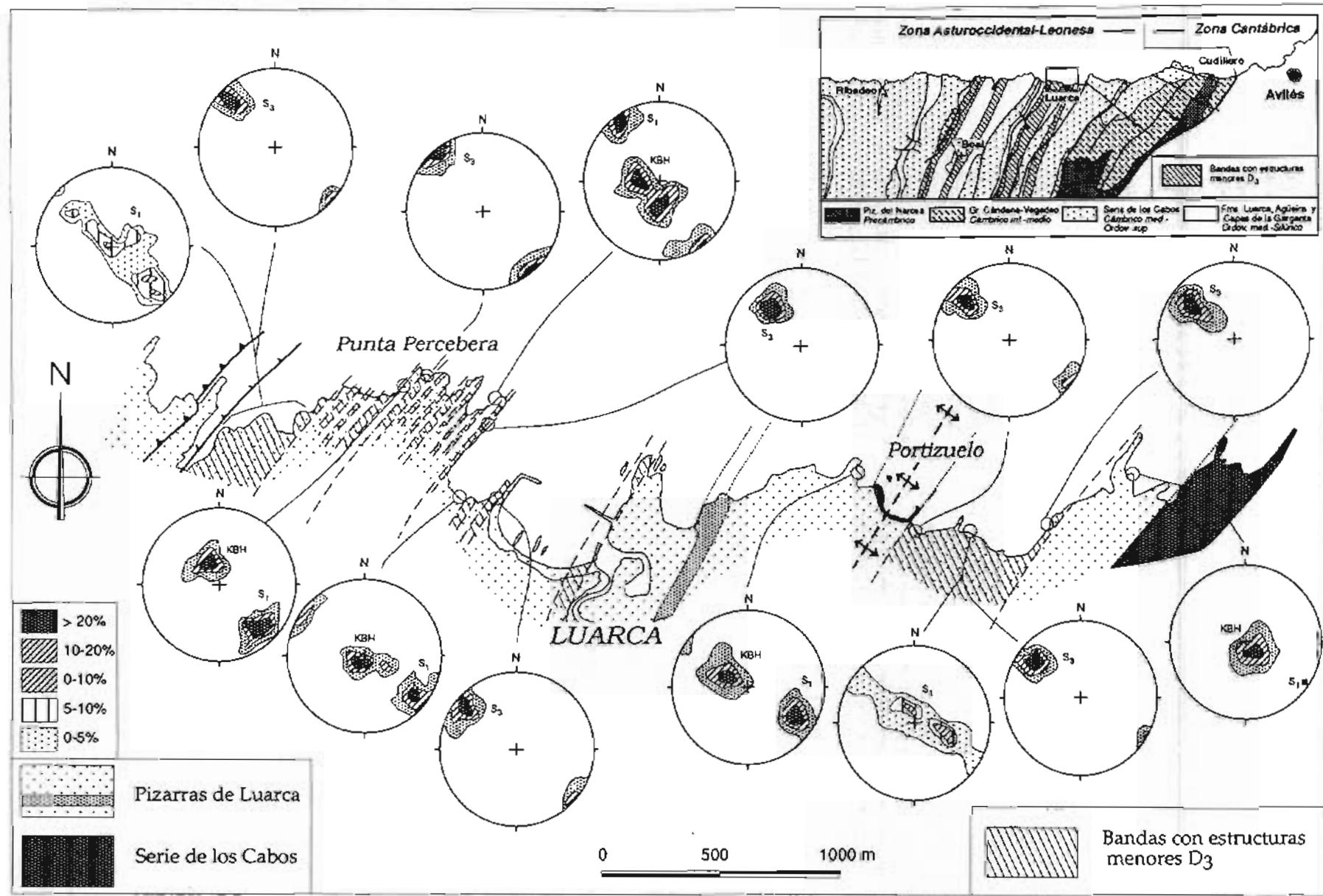
Durante la tercera fase de deformación se origina una gama muy variada de estructuras menores y microestructuras que, aunque de un modo no uniforme, se distribuyen por toda la Zona Asturoccidental-leonesa. Los pliegues menores presentan geometrías muy diversas y grados de apretamiento muy variables, aunque tienen siempre

ejes subhorizontales y planos axiales subverticales o fuertemente inclinados al E. En relación con estos pliegues se desarrolla una foliación subparalela a sus planos axiales, que es siempre un clivaje de crenulación en los materiales de naturaleza pelítica y que pasa a una clivaje espaciado en las rocas psamíticas.

Las estructuras menores D₃ se localizan solamente en zonas litológica y estructuralmente favorables que forman una serie de bandas siguiendo la dirección general de las estructuras en el área (Fig. 22). Esta distribución guarda relación con la simetría de los pliegues D₃, ya que estas bandas se sitúan siempre coincidiendo con los flancos horizontalizados de los pliegues mayores D₃. El buen desarrollo que en ellas adquieren las estructuras menores y microestructuras D₃ contrasta con su ausencia prácticamente total en las áreas adyacentes, coincidentes con los flancos subverticales de las grandes estructuras D₃. Estas últimas zonas muestran una estructura más bien simple y las únicas estructuras menores que aparecen deformando a la esquistosidad S₁ son los "Kink bands" y crenulaciones subhorizontales D₄.

En las bandas con estructuras D₃ se desarrollan a su vez pliegues D₃ de distintos órdenes de tamaño. Esto hace que la distribución de las estructuras menores y microestructuras D₃ tampoco sea uniforme dentro de estas bandas, puesto que aquéllas se localizan exclusivamente coincidiendo con los flancos horizontalizados de pliegues de mayor tamaño, repitiendo exactamente el mismo esquema de distribución descrito anteriormente.

En efecto, si observamos en detalle la banda con estructuras D₃ que aflora en la costa cantábrica en los alrededores de Luarca (Fig. 22) podemos comprobar que la distribución de las estructuras menores y microestructuras D₃ no es tampoco uniforme, sino que éstas se concentran en bandas con anchura comprendida entre 20 y 50 m. (Fig. 22). Dentro de estas bandas se desarrollan diferentes órdenes de pliegues D₃ con longitudes de onda comprendidas entre el varios metros y unos pocos centímetros. Su distribución y tamaño condiciona el desarrollo de las estructuras menores D₃ que aparecen sólo en su zona de charnela y en sus flancos cortos horizontalizados. A la escala del afloramiento, este modelo de distribución es especialmente patente al desarrollarse frecuentemente un bandeado tectónico en relación con pliegues de pequeño tamaño, consistente en una alternancia de bandas micáceas oscuras y bandas cuarzosas claras, coincidiendo con los flancos largos verticalizados y con flancos cortos subhorizontales o zonas de charnela de los pliegues, respectivamente. A menor escala, aparece un



bandeado tectónico similar en relación con el clivaje de crenulación que acompaña siempre a estos pliegues (MARCOS 1973; PULGAR 1980, 1981).

Este modelo de distribución de las estructuras D_3 se puede reconocer en toda la Zona Asturooccidental-leonesa y a todas las escalas, por lo cual constituye una característica importante de las estructuras de esta fase de deformación (PULGAR 1980), siendo las localidades citadas los modelos de referencia para todo el NO peninsular.

5.2.3.3. Pliegues Menores D_3

Las características geométricas e incluso la abundancia de los pliegues menores D_3 y sus estructuras asociadas están fuertemente controladas por el tipo de rocas que se deforman. En los materiales predominantemente cuarcíticos (p.e Formación Cándana o Serie de los Cabos) las estructuras menores de esta fase no son en general muy abundantes, estando representadas casi exclusivamente por pliegues suaves, de longitudes de onda métricas y perfiles redondeados, que llevan frecuentemente asociada un clivaje de crenulación desarrollado exclusivamente en los niveles pelíticos intercalados. Esto es lo que se puede observar en la parte O de la Hoja, dentro de la la unidad del manto de Mondoñedo, así como en el flanco occidental del Antiforme del Narcea y otras áreas con afloramientos de la Serie de los Cabos. En otras ocasiones, generalmente en materiales bien estratificados o constituidos por intercalaciones de capas finas de materiales cuarcíticos y pelíticos, los pliegues menores D_3 muestran un mayor grado de apretamiento y suelen presentar geometrías de tipo "kink" o "chevron".

Por el contrario, en materiales predominantemente pelíticos, con intercalaciones de capas finas de arenisca o venas de cuarzo, los pliegues menores son mucho más abundantes, siendo el corte de Luarca, situado dentro de esta Hoja la mejor localidad para la descripción y análisis de estas estructuras en toda la Zona Asturooccidental-leonesa (PULGAR 1980); a continuación se presenta una síntesis de las características más relevantes de estos pliegues que se recogen esencialmente en la Fig. 23.

Los tamaños de estos pliegues son variables, con longitudes de onda métricas a centrimétricas, siendo los más frecuentes los de longitudes de flancos inferiores a 20 cm. Respecto a su geometría, todos los parámetros muestran una gran variabilidad indicando la existencia de una amplia gama de formas y amplitudes. Así, algunos de es-

los parámetros muestran los siguientes márgenes de variación:

- **Asimetría.** Muy variable en función del tipo de material, con valores de la relación flanco largo/flanco corto comprendidos generalmente entre 1 y 9 (Fig 23 A).
- **Ángulo entre flancos.** Variable entre 10 y 150°, con valores medios comprendidos entre 60 y 100° aproximadamente. (Fig 23 B).
- **Forma de las superficies plegadas.** Las formas más frecuentes en las capas competentes son las D (Parabólicas) y en menor medida las E y C, en la clasificación de HUDLESTON (1973). Las amplitudes más frecuentes son las comprendidas entre 2 y 4, sobre todo la 3. En las capas pelíticas, donde la anisotropía plegada es la foliación S_1 , los pliegues suelen presentar formas tipo "kink" o próximas (Fig 23 C y D).
- **Forma de las capas plegadas.** Las capas competentes (areniscas, cuarcitas o cuarzo) presentan formas de la clase 1C, aunque oscilando desde formas próximas a la clase 1B (pliegues paralelos) hasta formas próximas a la clase 2 (pliegues similares), en la clasificación de RAMSAY (1967).

Además del clivaje de crenulación y del bandeado tectónico que serán descritos en el próximo apartado, asociadas a estos pliegues aparecen a veces otras estructuras menores como sistemas de fracturas y "Kink-bands" normales.

La interpretación de los datos resultantes del análisis geométrico y de las estructuras asociadas a los pliegues permite reconstruir su proceso evolutivo. Este se caracterizaría, de un modo esquemático, por un primer estadio de "buckling", generalmente de un material homogéneo con una fuerte anisotropía previa (el clivaje S_1). Los pliegues así formados aparecen modificados por la actuación de otros procesos de deformación que van desde un aplastamiento subperpendicular a sus planos axiales a una cizalla subparalela a las capas, todo ello junto con la actuación de procesos de difusión a escala mesoscópica (PULGAR 1980, 1981).

5.2.3.4. Las microestructuras D_3 ; El bandeado tectónico y el clivaje de crenulación S_3

Como ya se ha mencionado, acompañando a los pliegues menores D_3 aparece muy frecuentemente un bandeado tectónico mesoscópico y un clivaje de crenulación, que normalmente se disponen subparalelamente a sus planos axiales, aunque localmente pueden presentar disposiciones algo diferentes.

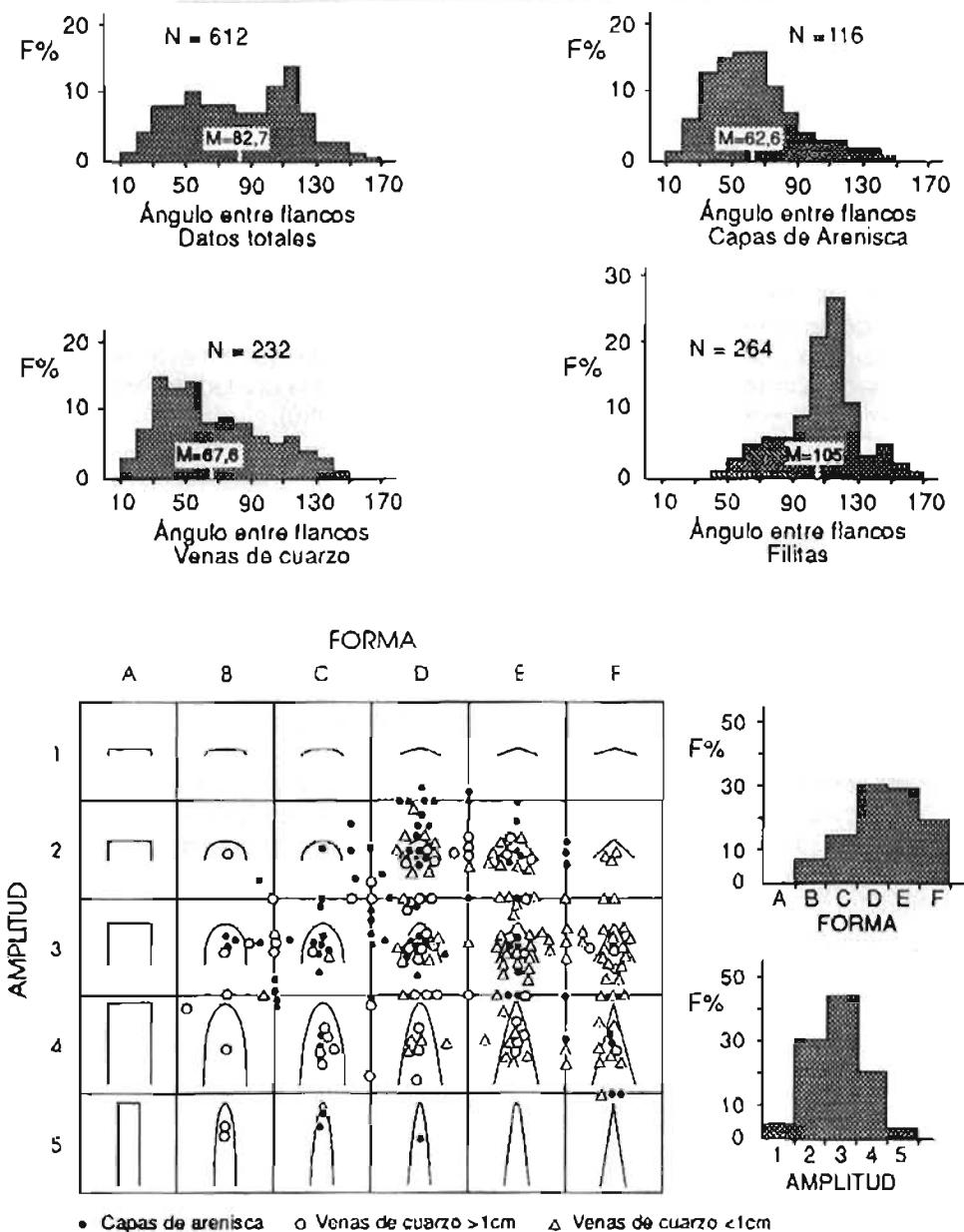


Fig. 23.-Histogramas de frecuencias de ángulos entre flancos y clasificación de HUBLESTON de pliegues menores D_3 en el corte de Luarca (según PULGAR, 1980).

El clivaje de crenulación siempre aparece en el afloramiento como una serie de superficies o zonas de debilidad, estrechamente relacionadas con un microplegamiento intenso de la microfábrica anterior de la roca (en este caso, la foliación S₁). Las líneas o dominios micáceos oscuros que marcan el clivaje ocupan ambos flancos -en el caso de micropliegues simétricos- o los flancos largos -en el caso de micropliegues asimétricos- mientras que las zonas de charnela o flancos cortos aparecen como dominios más claros con una composición más cuarzosa. Esta diferenciación en dominios micáceos y cuarzosos resulta muy aparente y constituye la característica fundamental de este clivaje.

El espaciamiento de las láminas de clivaje varía con la litología, siendo mínimo en materiales pelíticos, donde aquella llega a ser muy penetrativa, aumentando su espaciamiento o llegando a desaparecer al aumentar el componente psamítico; en materiales de esta naturaleza sólo aparece en ocasiones un clivaje grosero con la misma disposición que el anterior, es decir aproximadamente paralelo a los planos axiales de los pliegues. Este clivaje aparece en relación con micropliegues o crenulaciones con geometría y estadios evolutivos muy diferentes.

Las características morfológicas y microestructurales de este clivaje evidencian un proceso de formación que puede ser visualizado en dos estadios: por una parte, el microplegamiento de una fábrica anisótropa previa; y por otra, la formación de las zonas de debilidad que definen el clivaje, mediante la intervención de una serie de procesos y mecanismos de deformación actuando en estrecha relación con el microplegamiento.

Todo el proceso de formación del clivaje de crenulación estuvo fuertemente influido por las propiedades de la fábrica previa (mineralogía, tamaño y forma de los granos, etc.). En pizarras y filitas (p.e. Pizarras de Luarca), las láminas de clivaje se originaron fundamentalmente mediante un proceso de diferenciación controlado por el microplegamiento, que conduce a la aparición de un bandeadío tectónico microscópico formado por dominios micáceos y cuarzosos alternantes; las láminas de clivaje coinciden con los dominios micáceos que se sitúan sobre ambos flancos o flancos alternos de micropliegues (PULGAR 1981). Esta diferenciación comporta una serie de cambios químico-mineralógicos y microestructurales que solo pueden ser explicados por una redistribución de los componentes minerales a partir de una roca inicial de composición homogénea mediante un proceso de transferencia selectiva de masa por difusión asistida por un fluido, meca-

nismo conocido como "disolución por presión".

La presencia de la "disolución por presión" como mecanismo de deformación dominante durante el desarrollo del clivaje de crenulación no excluye la intervención subsidiaria de otros mecanismos o procesos de deformación que, en determinadas condiciones ambientales o materiales, pueden ser cuantitativamente importantes. En general, en perfecta concordancia con las predicciones teóricas, la disolución por presión pierde importancia como mecanismo de deformación al aumentar el tamaño de grano de las rocas, con el consiguiente aumento de la importancia relativa de los mecanismos y procesos de deformación por dislocaciones. Esta tendencia puede ser observada al pasar de las rocas metapelíticas de grano fino de la Unidad del Navia a los esquistos o neises, con un tamaño de grano mayor de todos sus constituyentes, de la la unidad del manto de Mondoñedo (PULGAR 1980).

La rotación y deslizamiento entre granos deben contribuir tambien a la obtención de la fábrica final de este clivaje, aunque sus efectos son más difíciles de evaluar microestructuralmente.

La existencia de un régimen de deformación dominado por la disolución por presión se refleja también a la escala mesoscópica por la frecuente aparición de un bandeadío tectónico en relación directa con los pliegues menores D₃, tal como se ha descrito anteriormente. Este bandeadío tectónico mesoscópico presenta las mismas características químicas, mineralógicas y microestructurales que el que aparece en relación con la esquistosidad de crenulación. En ambos casos, la alternancia de dominios micáceos y cuarzosos debe relacionarse fundamentalmente con la eliminación selectiva del cuarzo de los dominios micáceos y su migración hacia los dominios cuarzosos, aunque tambien pueden detectarse algunas variaciones en la composición de los filosilicatos.

Todas las evidencias analíticas y microestructurales apuntan a la disolución por presión como mecanismo de deformación dominante . Así, el bandeadío tectónico meso y microscópico debe originarse como consecuencia de las variaciones en el esfuerzo normal actuando sobre los contactos mica-cuarzo a lo largo de la anisotropía plegada. En los flancos verticales de los pliegues (o micropliegues), donde el esfuerzo normal sobre los contactos mica-cuarzo fue más alto, se produce disolución de los componentes más solubles, principalmente cuarzo, que migran hacia las zonas con esfuerzo normal más bajo (zonas de charnela o flancos subhorizontales) siguiendo los contactos mica-cuarzo que son los que

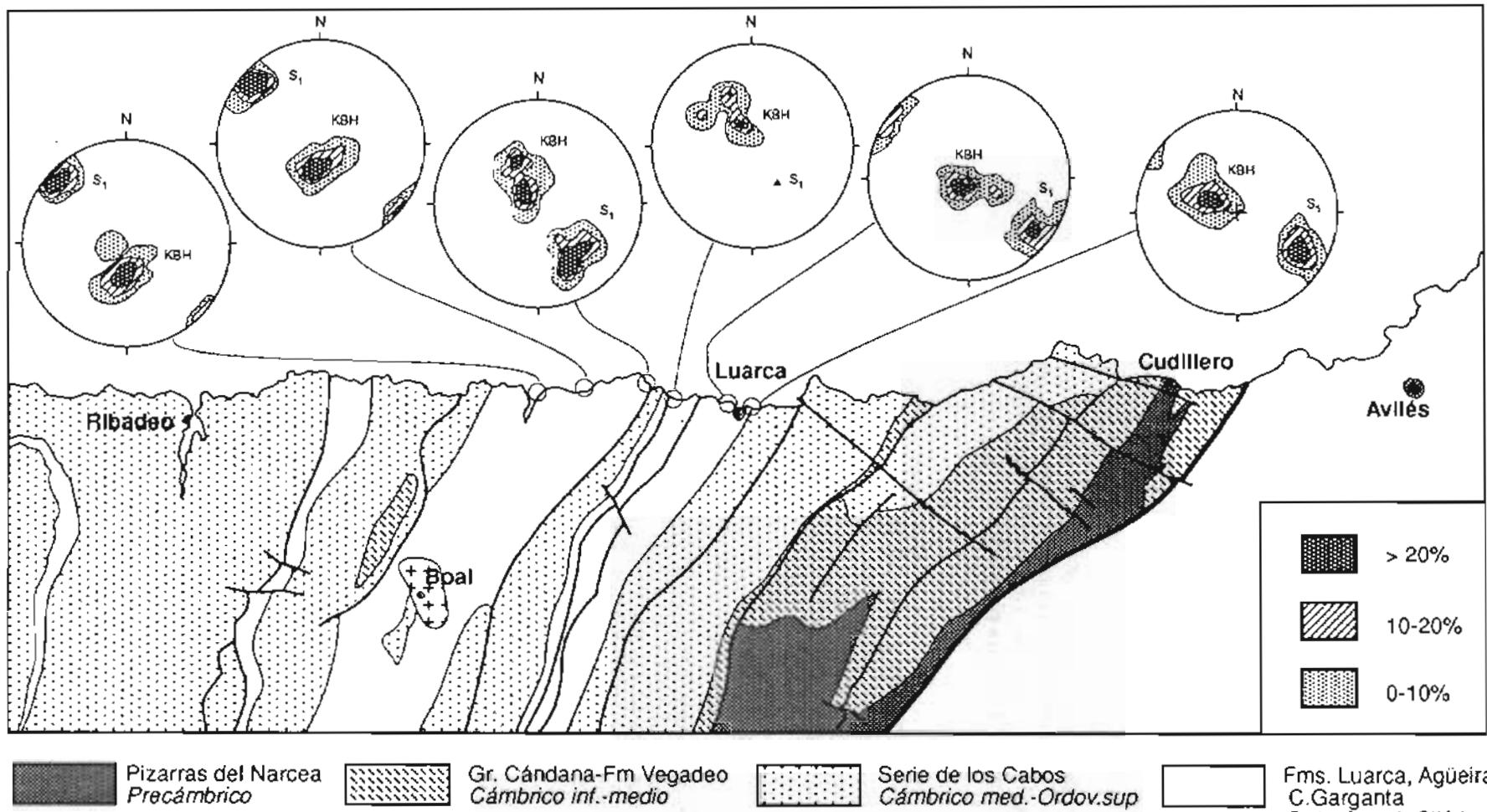


Fig. 24.- Orientación de los planos axiales de los "kink-bands" en el sector costero entre Luarca y Navia (basada en MARCOS, 1973 y PULGAR, 1980)

proporcionan la vía de difusividad más alta (PULGAR, 1981)

5.2.4. ESTRUCTURAS TARDIAS

Con posterioridad a la tercera fase de deformación se originan una serie de estructuras de naturaleza variada que localmente pueden llegar a tener un desarrollo importante. Entre estas, podemos citar kink-bands, clivaje de crenulación, pliegues de traza axial E-O, fallas y diaclasas. Asimismo, se produce la reactivación de algunos cabalgamientos.

5.2.4.1. Kink-bands y clivaje de crenulación subhorizontales

Estos tipos de estructuras se desarrollan en la unidad del Navia en bandas cuyo ancho y distribución pueden verse en la Fig. 24. La aparición de estas bandas está condicionada por la litología y la estructura.

Desde el punto de vista de la litología, estas estructuras aparecen en materiales homogéneos y finamente laminados; las Pizarras de Luarca con un clivaje pizarroso S, bien desarrollado constituyen, en este sentido, la litología idónea.

En cuanto a la estructura, parece claro que el desarrollo de kink-bands y clivaje de crenulación subhorizontales tiene lugar en bandas en las que el desarrollo de las estructuras D₃ queda excluido; únicamente en los límites de las bandas puede aparecer una cierta transición que a veces se manifiesta por un pequeño solapamiento entre ambas generaciones de estructuras. Por otro lado, las bandas donde aparecen estas estructuras se caracterizan por presentar una anisotropía (la S₁) subvertical, de donde se desprende que estas bandas se corresponden con los flancos más inclinados de estructuras D₃ de mayor tamaño, justamente lo contrario de lo que sucede con las estructuras menores D₃ que se desarrollan, como ya se ha visto, sobre los flancos menos inclinados.

Una localidad excepcional, dentro del área de la Hoja, para la observación y análisis de estas estructuras está representada por el corte de la playa de Luarca. Se trata de estructuras subhorizontales o moderadamente inclinadas (Fig. 22). Los kink-bands son inversos y la longitud del flanco corto raramente sobrepasa los 10 cm. Sus planos axiales se encuentran a menudo nítidamente marcados por fracturas. Se trata de pliegues muy abiertos, hasta tal punto que son a veces difíciles de detectar sobre su plano de perfil, siendo sin embargo muy aparentes cuando se observan sobre el plano satinado de

la S₁, ya que la incidencia de la luz produce un brillo distinto sobre el flanco corto como consecuencia de su posición ligeramente diferente del resto. Por su asimetría, son kink-bands levógiros según se mira hacia el N. Raramente se observan kink-bands conjugados, apareciendo generalmente un solo conjunto de bandas de kink o, cuando se trata de varios conjuntos, estos se diferencian por presentar inclinaciones ligeramente diferentes, pero manteniendo siempre el mismo sentido de rotación.

El clivaje de crenulación subhorizontal presenta un desarrollo más restringido que los kink-bands. Sus relaciones geométricas con estos han sido descritas por MATTE (1969) y MARCOS (1973). Este último autor afirma que el clivaje aparece cuando los kink-bands no son angulosos y presentan una geometría sigmoidal, en cuyo caso dicho clivaje es paralelo a los planos axiales. No obstante, los dos autores citados han descrito clivajes de crenulación oblícuos a los planos de kink, aunque en localidades situadas al S de la Hoja de Avilés. Estos clivajes de crenulación se diferencian de la S₃ por presentar ésta una posición mucho más inclinada; hay que decir, no obstante, que a menudo aparecen clivajes con posiciones intermedias, en cuyo caso la diferenciación es difícil.

El carácter tardío de estas estructuras fue controvertido, pero en la actualidad es admitido sin discusión (MATTE 1969; PULGAR 1980). En las ocasiones en las que estas estructuras interfieren con las D₃, dan lugar a la deformación de éstas. Por otro lado, la geometría y disposición de estas estructuras implica un sistema de esfuerzos incompatible con el de las estructuras D₃. En este sentido, las D₃ se originaron por la actuación de un máximo esfuerzo principal compresivo subhorizontal, mientras que en el caso de los kink-bands y clivajes de crenulación subhorizontales dicho esfuerzo debió ser vertical, como probable consecuencia de la relajación de los esfuerzos compresivos horizontales responsables de la orogenia y del siguiente predominio de esfuerzos debidos a la gravedad. En algunas ocasiones, estas estructuras se encuentran asociadas a fallas normales, las cuales son compatibles con el mencionado sistema de esfuerzos. El hecho de que no se originen kink bands conjugados se debe probablemente a la oblicuidad entre la dirección vertical del máximo esfuerzo principal compresivo y la posición de la anisotropía de las rocas, fuertemente inclinada, pero no vertical.

El carácter tardío de los kink-bands viene además

corroborado por el hecho de que su desarrollo está inhibido en los materiales afectados por el metamorfismo de contacto asociado al plutón de Boal, que es esencialmente posterior a la tercera fase de deformación.

El que se formen kink-bands o clivajes de crenulación depende de las condiciones físicas del medio. En este sentido, los primeros se formaron probablemente en condiciones de menor presión de confinamiento que los segundos.

5.2.4.2. Pliegues de traza axial E - O

En la parte de la Zona Asturoccidental-leonesa comprendida dentro de la Hoja, pueden detectarse algunas pliegues con trazado E - O. Se trata siempre de ondulaciones suaves que presentan en la mayoría de los casos una longitud de varios kilómetros entre puntos de inflexión adyacentes. Estos pliegues se manifiestan a veces en cartografía por la aparición de una doble inmersión de las charnelas de los pliegues previos a los que afectan. Ejemplos claros de estas estructuras tardías son el anticinal de La Caridad-San Martín y, a escala menor, el de Doiras que dibujan una doble terminación periclinal. Esto mismo sucede con los anticinales de Peñas Cabadas y Villallón y con el Antiforme del Narcea, si bien en estos casos, las correspondientes terminaciones meridionales se sitúan fuera de la Hoja.

A escala menor, si bien detectable en cartografía por la distribución de buzamientos, cabe citar el pliegue E-O que se desarrolla longitudinalmente a la costa situada al O de Ribadeo.

5.2.4.3. Fallas y diaclasas

Entre las fallas tardías, pueden distinguirse dos grupos.

En primer lugar, tenemos un grupo de fallas longitudinales al trazado de las estructuras hercínicas. La mayoría son probablemente fallas normales que levantan el bloque oriental; dentro de ellas pueden englobarse algunas reactivaciones de cabalgamientos D₂, entre las que destaca por su importancia la reactivación sufrida por la Falla de Allande. El carácter tardío de estas fracturas está fuera de dudas. Así, por ejemplo, la falla situada al E del plutón de Boal desplaza la zona de metamorfismo de contacto existente en torno a éste, lo cual es además acorde con el hecho de que se originen kink-bands subhorizontales en relación con estas fallas, los cuales son también posteriores al citado metamorfismo y a las estructuras D₃. A menor escala, se han encontrado, sobre todo en la costa situada al E de Luarca, algu-

nas fallas longitudinales con fibras minerales indicando un movimiento de desgarre levógiro (MARCOS, 1973).

Un segundo grupo de fallas está constituido por fracturas con dirección transversal al trazado general de las estructuras. Se trata, en general, de fallas subverticales con poco desplazamiento y trazado, por lo cual suele ser difícil reconocer el tipo de fallas de que se trata. En algunos casos, se ha podido constatar que se trata de fallas de desgarre, sin que se pueda sin embargo afirmar que esto corresponda a la norma general.

Por lo que se refiere a las diaclasas, hay que destacar la existencia de un grupo dominante de diaclasas sistemáticas transversales a las estructuras. Frecuentemente presentan ornamentaciones en sus planos, principalmente plumosas o de tipo "augen" en las areniscas y de tipo "rib" en las pizarras, lo cual sugiere que se trata de fracturas de cizalla. Esto, unido a su paralelismo con las fallas transversales, sugiere que ambos tipos de fracturas se encuentran relacionados genéticamente.

5.3. LA DEFORMACION EN LA ZONA CANTABRICA

El sector de la Zona Cantábrica incluido en la Hoja de Avilés es la parte N de la denominada Región de Pliegues y Mantos (JULIVERT 1967), situada entre el Antiforme del Narcea y la Cuenca Carbonífera Central. Las estructuras presentes en este sector son cabalgamientos y pliegues, que hacia el Sur dan paso lateralmente a los mantos de Somiedo y de La Sobia, y hacia el N se corresponden con las estructuras presentes en el corte de la costa entre Cabo Peñas y Cabo Torres. Como ha sido señalado por diversos autores (SOLER, 1967; JULIVERT, 1971, 1976; PELLO, 1972) la parte N de la denominada Región de Pliegues y Mantos es estructuralmente atípica dentro de la Zona Cantábrica, puesto que se pasa desde un área al S con típicos mantos de despegue, a otra al N en donde las estructuras más manifiestas son los pliegues. Así, mientras al Sur de esta región se desarrollan los mantos de Somiedo y de La Sobia, en donde se observa a la Formación Láncara como nivel de despegue, dispuesta sobre el Carbonífero superior, al N disminuye sustancialmente la separación estratigráfica, lo que ha sido interpretado como una disminución de la superposición tectónica y de la traslación de los cabalgamientos. En efecto, al N son escasos los afloramientos de Formación Láncara y, en general, del Paleozoico inferior sobre las superficies de cabalgamiento, llegando a desapare-

cer totalmente los afloramientos westfalianos cobijados por ellos. Esta disminución de la separación estratigráfica se produce coincidiendo con el aumento hacia el N de la importancia de los pliegues.

Otro criterio que apunta hacia la disminución de los desplazamientos hacia el N, es el cambio paleogeográfico gradual a través de las distintas unidades tectónicas en el sector N, mientras al Sur los cambios son más bruscos (PELLO, 1972; MÉNDEZ BEDIA, 1976).

La cinemática de este cambio estructural, producido en el sector N de la Región de Pliegues y Mantos, ha sido discutida particularmente por SOLER (1967), PELLO (1972), RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ (1978), JULIVERT y ARBOLEYA (1984) y BASTIDA y CASTRO (1988).

El orden temporal en que se producen pliegues y cabalgamientos en distintos sectores de la Región de Pliegues y Mantos es otro de los problemas planteados. Mientras en el sector meridional de dicha región cabalgamientos y pliegues están estrechamente relacionados y pueden considerarse coetáneos (BASTIDA y otros, 1984, ALONSO, 1985), en el sector de Cabo Peñas los cabalgamientos parecen posteriores a los pliegues (JULIVERT, 1976). Así pues, se presenta el problema de ver qué relación guardan los pliegues y cabalgamientos del sector N de dicha región con los pliegues y cabalgamientos del sector meridional.

Una vez enmarcada la Hoja de Avilés en el contexto de la Zona Cantábrica, se pasaran a describir las estructuras presentes en dicha hoja.

5.3.1. CABALGAMIENTOS Y PLIEGUES LONGITUDINALES

Los cabalgamientos y pliegues más importantes presentes en la hoja, así como su nomenclatura, se muestran en la Fig. 25 y en el corte II-II'. Ambos tipos de estructuras dibujan el arco hercínico y por tanto corresponden a las denominadas estructuras longitudinales (JULIVERT y MARCOS, 1973). Son estructuras inicialmente vergentes hacia el interior del arco aunque su posición original ha sido modificada en el curso de la deformación. Por ejemplo, la posición actualmente retrovergente de los pliegues situados entre los ríos Nalón y Narcea, y la posición subvertical de los cabalgamientos en ese sector, puede relacionarse con la rotación pasiva de dichas estructuras al desplazarse sobre una rampa cabalgada previsiblemente situada bajo dichos pliegues y perteneciente al cabalgamiento de Peñaflor (ver corte II-II').

5.3.1.1. Los pliegues

Su geometría se muestra en el corte II-II' de la Hoja. Son pliegues apretados, con un ángulo entre flancos habitualmente menor de 50°, llegando a ser en algún caso prácticamente isoclinales. Los pliegues de menor tamaño que los representados en el mapa son en general escasos y cuando se presentan (p.e. Grupo Rañeces en la Cabruñana, Formación Moniello en el flanco N del Anticlinal del Courio) parecen estar en relación con despegues locales. Asociado a los pliegues aparece un clivaje espaciado, desarrollado casi exclusivamente en materiales margosos. En general la disposición de este clivaje es en abanico convergente respecto a los pliegues, inclinándose habitualmente al O en los flancos orientales de los sinclinales y al E en sus flancos occidentales, si bien sufre notables refracciones en función de la litología; la lineación de intersección con la estratificación es congruente con la posición de los ejes de los pliegues. Las variaciones en la inmersión de los ejes no se distribuyen al azar, sino sistemáticamente, lo cual puede ser interpretado en relación con estructuras laterales de los cabalgamientos como se discutirá más tarde.

5.3.1.2. Descripción de los cabalgamientos y su relación con los pliegues

La cartografía de esta Hoja es bastante ilustrativa respecto a la relación entre cabalgamientos y pliegues, aunque estas relaciones aparecen aún más claras si se considera un área más amplia, que incluya el borde N de la Hoja de Cangas de Narcea, en donde se observa la geometría de dichas estructuras cuando afectan a la parte inferior de la sucesión. Por ello en alguna ocasión se hará referencia a estructuras situadas al sur de la hoja que nos ocupa.

En primer lugar se va a realizar una descripción individualizada de los cabalgamientos más importantes, desde el Cabalgamiento de La Espina, que constituye el límite occidental de la Zona Cantábrica, hacia el E. La nomenclatura de los diversos cabalgamientos y pliegues que se van a describir se muestra en la Fig. 25.

5.3.1.2.1. Cabalgamiento de La Espina

Este cabalgamiento superpone los materiales precámbricos del Antiforme del Narcea sobre los materiales paleozoicos de la Zona Cantábrica, excepto en su extremo septentrional, en donde los materiales cabalgantes corresponden a la Formación Herrería. Respecto al autóctono, la traza de este cabalgamiento es generalmente oblicua a la estratificación. En su extremo meridional el cabal-

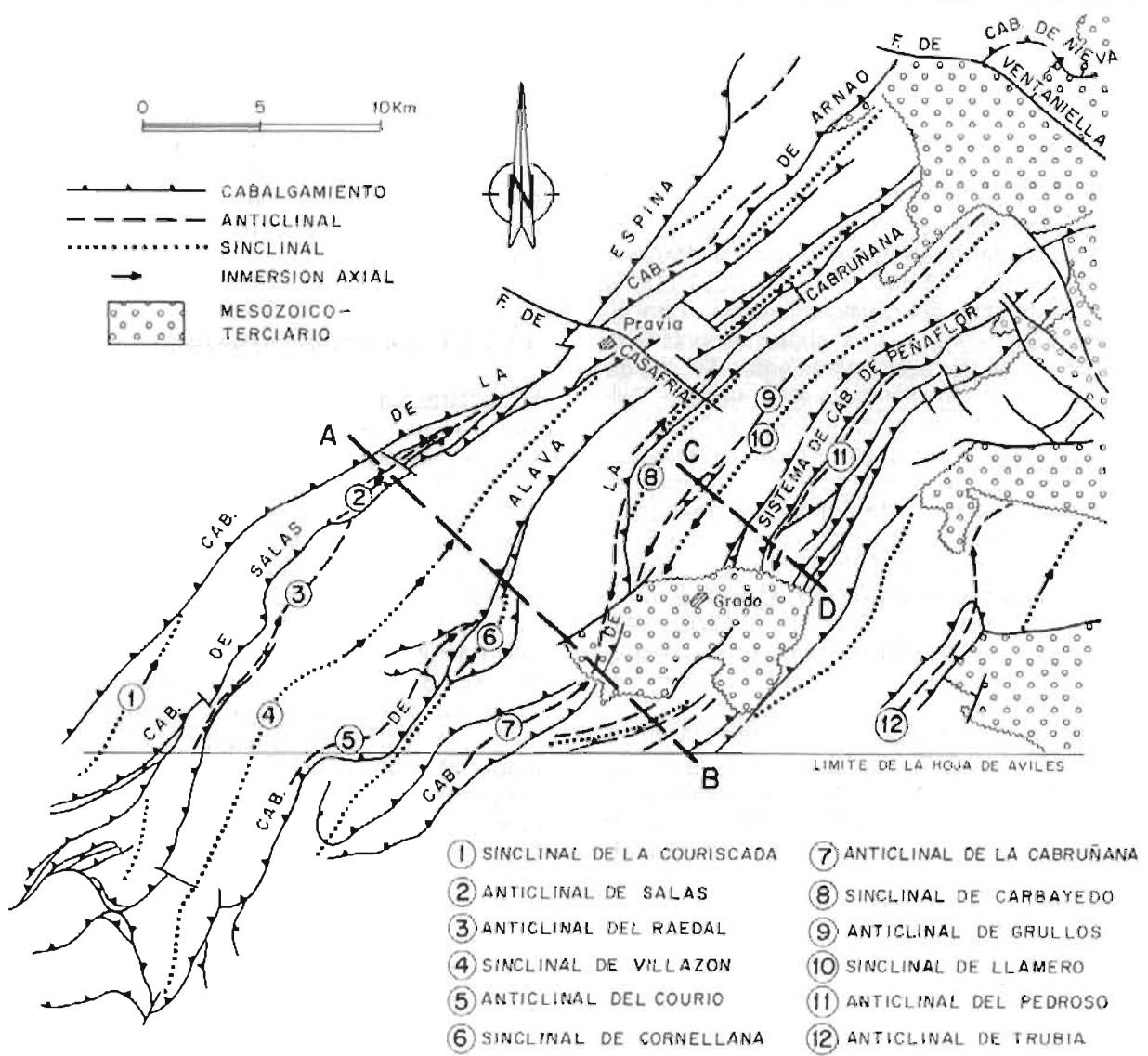


Fig. 25.- Esquema estructural del sector de la Zona Cantábrica comprendido en la Hoja de Avilés, mostrando la denominación de los pliegues, cabalgamientos y otras fallas. Las líneas A-B y C-D representan los límites de los dominios con los ejes de los pliegues en una disposición subhorizontal o inclinada.

gamiento se dispone sobre ambos flancos del sinclinal de la Sierra de la Couriscada, cortando por tanto la traza axial de dicho pliegue (Fig. 25). Al N de este sinclinal, el cabalgamiento se sitúa sobre el flanco normal del Anticinal de Salas, y más al N debe cortar a dicho anticinal y a los pliegues desarrollados sobre el cabalgamiento de Arnao (Fig. 25).

5.3.1.2.2. Cabalgamiento de Arnao

En la localidad costera de Arnao, este cabalgamiento consiste en una falla muy tendida mediante la cual el Grupo Rañeces se dispone sobre materiales estefanienses, los cuales están en relación discordante sobre la Formación Naranco (SCHULZ, 1858; TERMIER, 1918; PATAK, 1932). La posición tendida del cabalgamiento es conocida desde antiguo gracias a las labores mineras llevadas a cabo en las rocas estefanienses. El cabalgamiento puede seguirse hacia el SO hasta el Valle del Nalón, en donde se observa con una posición subvertical en el corte del ferrocarril Pravia-Soto del Barco. Aunque en este lugar la separación estratigráfica apenas existe (Formación Arnao sobre Formación Moniello), el cabalgamiento viene marcado por rocas de falla bien desarrolladas y por la oblicuidad de la falla respecto a la estratificación de la Formación Moniello (CABAL, 1990). Hacia el NE, el Cabalgamiento de Arnao, desplazado por la Falla de Ventaniella, se corresponde probablemente con el Cabalgamiento de Nieva (PATAK, 1932; JULIVERT y otros, 1973) (Fig. 25) y más hacia el N con los cabalgamientos de Llumeres (JULIVERT, 1976). La verticalización de los materiales permo-triásicos junto al Cabalgamiento de Nieva indica que el cabalgamiento ha rejugado durante los movimientos alpinos. El cobijamiento de los materiales estefanienses discordantes en Arnao y en S. Juan de Nieva (un pequeño afloramiento irrepresentable a la escala del mapa), probablemente está también en relación con reactivaciones tardihercínicas de un cabalgamiento más antiguo, al igual que ocurre en otras áreas de la Zona Cantábrica (PÉREZ-ESTAÚN, 1971; ALONSO, 1985). En la localidad costera de Arnao aparecen brechas y cataclasitas en relación con el cabalgamiento, así como abundantes fibras minerales subhorizontales (JULIVERT y otros, 1973) que indican una reactivación como falla de desgarre.

5.3.1.2.3. Cabalgamiento de Salas

En el extremo Sur de la Hoja este cabalgamiento deriva de la confluencia de un despegue de la Formación Láncara y de cabalgamientos con geo-

metría de rampas y rellanos que involucran al Pre-cámbrico y se encuentran en el extremo N de la Hoja de Cangas de Narcea. (JULIVERT y otros, 1977; GUTIÉRREZ ALONSO, 1987). Al N de Salas, el cabalgamiento se sitúa en el núcleo de un anticinal, y más al N, a la altura de la confluencia de los ríos Nalón y Narcea, corta al Sinclinal de Villazón (Fig. 25), situado por delante del cabalgamiento. En el sector meridional de la Hoja, entre el Cabalgamiento de Salas y el Sinclinal de Villazón, aparece el Anticinal del Raedal, con un cabalgamiento en su núcleo; hacia el Sur, este cabalgamiento se prolonga en los despegues de las formaciones Láncara y Herrería que aparecen plegados en la Ventana tectónica del Narcea (fig. 25).

5.3.1.2.4. Cabalgamiento de Alava

En su parte Sur, este cabalgamiento se sitúa en el flanco inverso del Anticinal del Courio, compartido con el Sinclinal de Cornellana (Fig. 25). Hacia el N, el cabalgamiento se sitúa prácticamente en el núcleo del anticinal y el flanco inverso desaparece al quedar cobijado por el cabalgamiento, de modo que en el corte del Nalón el cabalgamiento se sitúa sobre una sucesión homoclinal. Más hacia el N, el cabalgamiento queda truncado por la falla transversal de Casafria (Fig. 25). A N de esta falla y de otras pequeñas fallas paralelas a la misma, se encuentran diversas estructuras longitudinales que no parecen correlacionables con las situadas al S, por lo que estas fallas transversales pueden interpretarse como desgarres contemporáneos con el desarrollo de las estructuras longitudinales.

Respecto a la prolongación del cabalgamiento de Alava al Sur de esta hoja, hay que señalar que, si bien no ha sido reconocido en la Hoja de Cangas de Narcea, debe enraizarse en los despegues de las formaciones Láncara y Herrería observados al N de la Ventana del Narcea. El Anticinal del Courio debe derivar de un despegue de la Formación Láncara, la cual aflora en una estrecha banda a lo largo de su núcleo.

Al N de la confluencia de los ríos Narcea y Piégueña, el Cabalgamiento de Alava está cortando a otros cabalgamientos previos, que al O se presentan en el Grupo Rañeces y al E son responsables de la duplicación de las formaciones Moniello y Naranco. Estos cabalgamientos previos están plegados por el anticinal del Courio y el Sinclinal de Cornellana, situados respectivamente detrás y delante del Cabalgamiento de Alava (Fig. 25).

5.3.1.2.5. *El Cabalgamiento del Pedrorio-Cabruñana*

En la parte meridional del mapa, este accidente pone en contacto la Formación Láncara, probablemente despegada, sobre la Caliza de Montaña. Hacia el N, el cabalgamiento discurre por el flanco oriental, a veces invertido, del Anticlinal del Pedrorio-Cabruñana (Fig. 25), desarrollado en materiales pre-devónicos; al llegar al Río Nalón, el cabalgamiento corta la sucesión devónica hasta la Formación Naranco, desarrollándose varios pliegues en el bloque cabalgante. Al N del Río Nalón, la superficie de cabalgamiento se bifurca, a la vez que disminuye la separación estratigráfica. El cabalgamiento más occidental hace cabalgar, en su extremo N, a los materiales devónicos sobre la sucesión detrítica que sucede a la Caliza de Montaña. El más meridional es responsable de la duplicación de la Formación Naranco.

Respecto a los materiales autóctonos, lo más llamativo es el truncamiento de ambos flancos del Sinclinal de Carbayedo (Fig. 25) por la superficie de cabalgamiento. Asimismo, es probable que las trazas axiales del Anticlinal de Grullos y del Sinclinal de Llamero, situados al E, también queden truncadas en el sector situado bajo el Terciario de Grado, dada la fuerte oblicuidad de dichas trazas respecto al cabalgamiento (Fig. 25), y la dificultad de amortiguar su amplitud en tan corto trecho.

5.3.1.2.6. *El Cabalgamiento de Peñaflor y los cabalgamientos situados más al Este*

El Cabalgamiento de Peñaflor discurre por el núcleo del Anticlinal del Pedroso, en donde llega a aflorar extensamente la Formación Herrería. La prolongación del cabalgamiento al Sur del Terciario de Grado es problemática, ya que no afloran materiales anteriores al Devónico. En el flanco normal del Anticlinal del Pedroso, la sucesión cambro-ordovicica aparece repetida a consecuencia de la existencia de dos cabalgamientos. En el flanco inverso de dicho Anticlinal se observa el adelgazamiento o incluso la desaparición local de algunas formaciones (MARTÍNEZ ÁLVAREZ y otros, 1975, RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, 1977). Esta omisión de estratos está probablemente en relación con cabalgamientos más tendidos que la estratificación, que son las estructuras más comunes a escala de afloramiento en el corte de la carretera que va de Peñaflor a Santullano. Alguno de estos cabalgamientos debe corresponder a la prolongación N del denominado Cabalgamiento de Tameza (BASTIDA y CASTRO, 1988).

La estructura más importante situada al E de los últimos cabalgamientos descritos es el Anticlinal

de Trubia, que se encuentra en la prolongación septentrional del Cabalgamiento de La Sobia (SOLER, 1967). Aunque no ha sido posible detectar ningún cabalgamiento importante en el sector del anticlinal incluido en esta hoja, es posible que la falla que limita por el O la cuenca mesozoico-terciaria de Oviedo represente la reactivación alpina de ese supuesto cabalgamiento.

De modo semejante a lo observado en el Sinclinal de Cornellana, el Anticlinal de Trubia está plegando un cabalgamiento previo, responsable en este caso de la duplicación de la formación Moniello (MARTÍNEZ ÁLVAREZ y otros, 1975).

5.3.1.3. *La relación entre cabalgamientos y pliegues*

Como habrá podido deducirse a partir de la exposición anterior, la relación entre ambos tipos de estructuras es equiparable en todos los cabalgamientos descritos, y existen unos rasgos estructurales característicos para cada tramo de la sucesión estratigráfica involucrada en la deformación.

Así, en la parte basal de la sucesión (formaciones Herrería, Láncara, parte baja de Oville) los cabalgamientos presentan una geometría típica de rampas y zonas de despegue. Ascendiendo en la sucesión estratigráfica los cabalgamientos pasan a situarse en el núcleo o en el flanco oriental, usualmente invertido, de un anticlinal que involucra a la parte alta de la Formación Oville y a las formaciones Barrios, Formigoso y Furada, y en ocasiones a unidades superiores. Obviamente, cuando el cabalgamiento pasa del núcleo del anticlinal a su flanco inverso, pasa de disponerse más inclinado que la estratificación a disponerse más tendido que la misma, lo que provoca en la cartografía la omisión de estratos en dicho flanco. Prosiguiendo su ascenso a través de la sucesión estratigráfica, los cabalgamientos llegan al núcleo del sinclinal adyacente situado al E, alcanzando usualmente su traza axial a la altura de la Caliza de Montaña o términos superiores. A partir de ahí continúan con una posición más tendida que la estratificación, cortando la sucesión estratigráfica hacia abajo en el flanco normal del sinclinal, o bien aprovechando las superficies de estratificación.

En definitiva, se pasa de una tectónica de despegue en la parte basal de la sucesión estratigráfica a pliegues cortados por cabalgamientos en la parte superior. En algún caso los cabalgamientos terminan en el núcleo de los anticlinales, tratándose por tanto de típicos "fault propagation folds" (SUPPE y MEDWEDEFF, 1984; JAMISON, 1987), en donde el desplazamiento del cabalgamiento es compensado con el acortamiento que supone

el par anticinal-sinclinal situado por encima. Asimismo, los cabalgamientos más importantes de la Hoja, aunque cortan pliegues, deben considerarse el mismo tipo de asociación estructural por las siguientes razones:

- Siempre existe un anticinal por detrás del cabalgamiento y un sinclinal por delante, estando este último parcial o totalmente cobijado por la superficie de fractura.
- El desplazamiento del cabalgamiento disminuye bruscamente al llegar al par anticinal-sinclinal.

El hecho de que el cabalgamiento corte el flanco inverso del sinclinal con él relacionado implica que la propagación del cabalgamiento prosiguió durante o después de la formación de dicho pliegue. Si el truncamiento afecta también al flanco normal significa que dicho flanco estaba inclinado y por tanto que el cabalgamiento más adelantado estaba ya formado. Este último puede implicar una secuencia "hindward" en sentido estricto, o simplemente que toda la lámina situada sobre el despegue de la Formación Láncara continuó acortándose durante su traslación, produciéndose este acortamiento mediante la reactivación de estructuras previas.

En suma, pliegues y cabalgamientos pueden considerarse estructuras estrechamente relacionadas. El hecho de que en la parte alta de la sucesión los cabalgamientos corten pliegues no implica que ambos tipos de estructuras correspondan a etapas de deformación netamente separadas (o que haya distintas etapas de "thrusting"), sino que puede explicarse en términos de secuencia de propagación "hindward" y de velocidad de propagación de los cabalgamientos, en el sentido que hayan continuado propagándose durante el desarrollo del pliegue con ellos relacionado.

Los cabalgamientos mayores descritos no aparecen plegados. Sin embargo, localmente pueden verse cabalgamientos menores que sí lo están. Previamente se señaló la presencia de este tipo de cabalgamientos en el Anticinal del Courón, Sinclinal de Cornellana y Anticinal de Trubia. Son responsables de la duplicación de ciertos tramos dentro del Grupo Rañeces y de duplicaciones de las formaciones Moniello y Naranco. A falta de más datos, estos cabalgamientos plegados pueden considerarse como un episodio anterior a las estructuras descritas o bien como la prolongación de cabalgamientos occidentales cortados fuera de secuencia por los orientales.

Previamente se ha mencionado la presencia de

verdaderos despegues y rampas en el tramo inferior de la sucesión, lo que implica una rápida propagación de los cabalgamientos en ese tramo.

En lo que respecta a las rampas frontales, la más destacable es la rampa frontal del Cabalgamiento de Peñaflor (ver Corte II-II') que debe corresponder a la rampa frontal del Manto de Somiedo. Previamente se han señalado los efectos de esta rampa respecto a la modificación de la vergencia original de los pliegues situados sobre la misma. Por otra parte, el modelo de afloramiento del Paleozoico inferior y las variaciones sistemáticas en la inmersión axial de los pliegues longitudinales son fácilmente explicables si se admite la existencia de algunas rampas laterales. Así, los ejes de los pliegues frontales aparecen subhorizontales excepto en los siguientes sectores (Fig. 25):

- Al Sur de la línea Salas-Pedrorio. Al Sur de esta línea, aproximadamente perpendicular a las estructuras longitudinales, los ejes de los pliegues se inclinan unos 50° hacia el N, lo cual puede interpretarse como una "culmination wall lateral" en relación con el apilamiento antiformal que aflora más al S y que da lugar a la Ventana del Narcea; dicha línea constituiría por tanto el límite septentrional del apilamiento antiformal del Narcea.
- Banda Peñaflor-Cabruñana. En esta banda los ejes se inclinan hacia el S, probablemente en relación con una rampa lateral cabalgante en el Cabalgamiento de Peñaflor. La desaparición lateral de los materiales predevónicos de la sierra del Pedroso, al Sur de Peñaflor, es acorde con esta hipótesis, e indicaría un cambio de nivel de despegue desde Herrería al Grupo Rañeces, de modo equiparable al descrito por BASTIDA y CASTRO (1988) en la Escama de Tameza. El Terciario de Grado se sitúa aproximadamente al S de la supuesta estructura lateral.
- Otro de los cambios laterales más importantes se produce en los cabalgamientos de Alava y Cabruñana, un poco más al N del Valle del Nalón. Al llegar a dicho valle, el Cabalgamiento de Cabruñana asciende rápidamente hacia el N de nivel estratigráfico, mientras su eje, que en el sector de Sierra Sollera es subhorizontal, hacia el N cabecea con un ángulo entre 20 y 50° que puede achacarse a la presencia de una rampa lateral cabalgante. En este mismo sector el cabalgamiento se bifurca hacia el N. Coincidiendo aproximadamente con estos cambios en el Cabalgamiento de la Cabruñana, el Cabalgamiento de Alava queda truncado por la falla transversal de Casafría, al N de la cual aparecen diversos cabalgamientos que no parecen corre-

lacionables con el de Alava. De ahí la interpretación ya mencionada de la falla de Casafria como una "tear" respecto a dicho cabalgamiento.

5.3.2. ESTRUCTURAS POSTHERCINIANAS

En la sector de la Zona Cantábrica comprendido dentro de la Hoja, existen abundantes fallas que afectan a los materiales mesozoico-terciarios. La más importante de todas ellas es la Falla de Ventaniella (Fig. 25), que atraviesa la Zona Cantábrica en dirección NO - SE. Su extremo noroeste penetra en la Hoja y aparece en la zona situada al N de la ciudad de Avilés, prolongándose mar adentro en el denominado Cañón de Avilés. Es una falla esencialmente de desgarre dextrógiro, cuyo desplazamiento se ha estimado en unos 4 o 5 Km. (JULIVERT y otros 1971), si bien pueden detectarse también movimientos verticales; así dentro de la Hoja, se deduce una elevación del bloque NE. Dentro de la Hoja, esta fractura corta materiales jurásicos; no obstante, el "strike-slip" detectable fuera de la Hoja se ha producido principalmente durante el Pérmico o el Trías (JULIVERT y otros, 1971, 1973; JULIVERT 1983), correspondiendo los movimientos mesozoicos a despla-

mientos esencialmente verticales. La influencia que esta fractura ha tenido en el relieve de la parte oriental de Asturias (ALVAREZ MARRÓN, 1989) indica movimientos terciarios recientes.

Además de la Falla de Ventaniella, existen otras fallas de trazado diverso que también afectan a las rocas mesozoico-terciarias. La mayoría presenta un trazado longitudinal (NE-SO) o transversal (NO-SE) a los pliegues y cabalgamientos hercinianos y representan posiblemente reactivaciones de dichos accidentes. Entre estas reactivaciones, pueden citarse las correspondientes a algunos de los cabalgamientos del Sistema de Peñaflor en su extremo nororiental y la ya mencionada del Cabalgamiento de Nieva (Fig.25). Hay que citar finalmente las dos fallas de trazado E-O que limitan por el N las cuencas mesozoico-terciarias de Oviedo y Llanera, que presentan un levantamiento del bloque N y que afectan a materiales terciarios.

Finalmente, pueden citarse los pequeños movimientos postpérmotriásicos que han dado lugar a las diversas discordancias de ángulo muy bajo que existen dentro de los materiales mesozoicos y terciarios.

6. METAMORFISMO

Dentro de la Hoja de Avilés pueden distinguirse dos tipos de metamorfismo: el metamorfismo regional, que afecta principalmente a los materiales de la Zona Asturoccidental-leonesa, y el metamorfismo de contacto, que aparece en pequeñas aureolas circunscritas a los escasos apuntamientos ígneos existentes. Ambos metamorfismos serán descritos por separado en el presente capítulo.

6.1. METAMORFISMO REGIONAL

Los materiales de la Zona Cantábrica no presentan, en general, condiciones metamórficas. No obstante, en la parte más noroccidental de esta zona se ha descrito, mediante el estudio de la cristalinidad de la illita en la región de Cabo Peñas, en las inmediaciones de la Hoja, la aparición

de condiciones que corresponden al comienzo de la facies de los esquistos verdes (BRIME & PÉREZ-ESTAÚN, 1980). Estas condiciones es probable que existan también en la prolongación de estos mismos materiales hacia el SO, dentro ya de la Hoja, así como en la zona del Cabo Vidrias (Fig. 26), que presenta una posición estructural equivalente.

Los materiales de la Zona Asturoccidental-leonesa que aparecen en posición más oriental presentan ya condiciones correspondientes a la zona de la clorita, que como puede verse en la Fig. 26, es la que ocupa mayor área en el sector de la Zona Asturoccidental-leonesa incluido en la Hoja, extendiéndose hasta el extremo occidental de esta. En la zona de la clorita, las asociaciones minerales más frecuentes son:

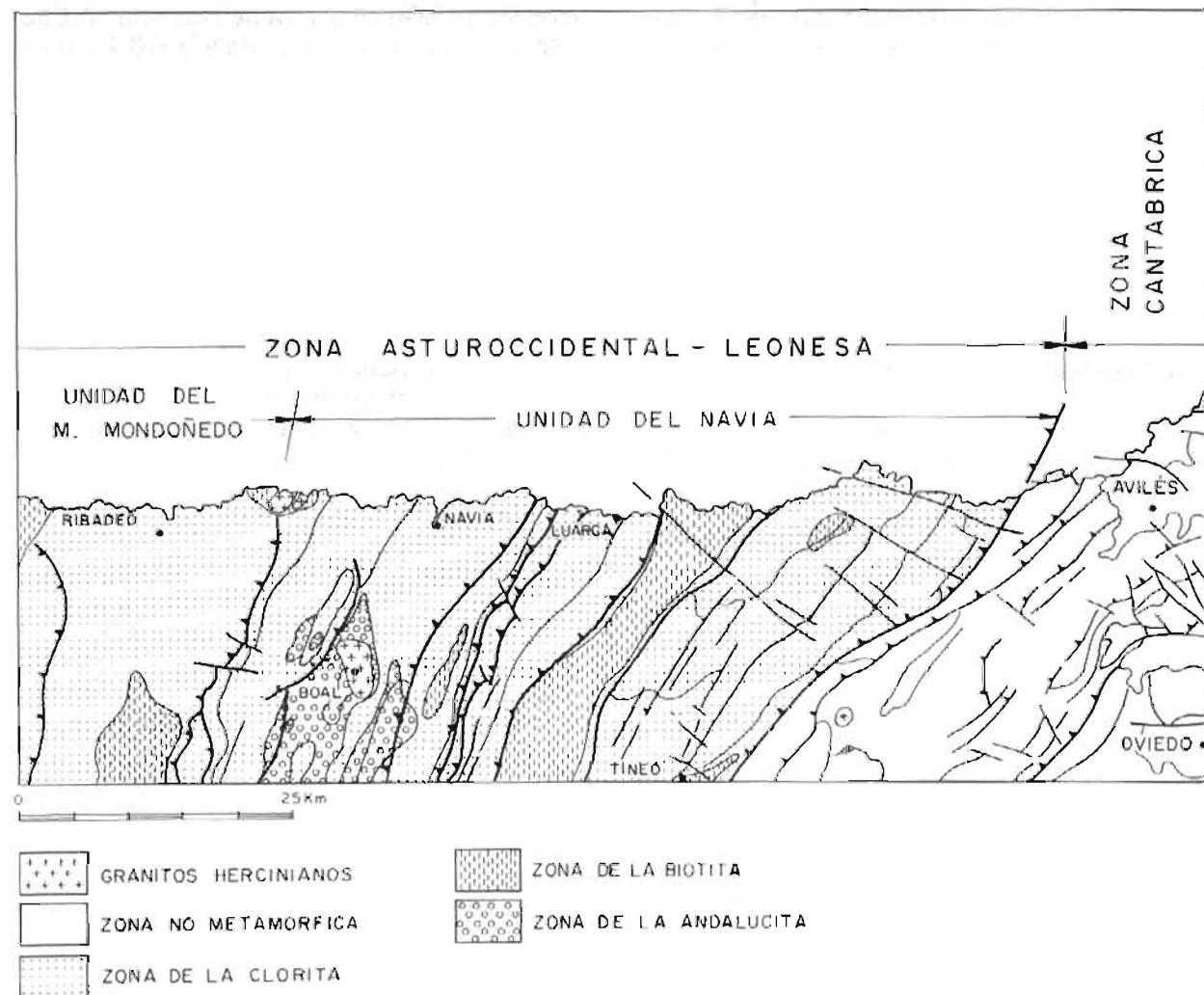


Fig. 26.- Mapa de zonas de metamorfismo de la Hoja de Avilés. No se han podido representar, por no ser cartografiadas a esta escala, las condiciones metamórficas que se llegan a alcanzar en la zona más próxima a las intrusiones, y que se encuentran descritas en el texto.

- I. cuarzo-clorita-moscovita
- II. cuarzo-clorita-moscovita-albita
- III. cuarzo-clorita-moscovita-albita-feldespato potásico
- IV. cuarzo-cloritoide-clorita-moscovita

La asociación I es la más frecuente. La asociación IV con cloritoide está restringida a las ampolitas y pizarras silúricas y, con más frecuencia, a las pizarras de Luarca, lo que supone un control composicional indudable. La presencia de este mineral parece condicionada por un alto contenido en Al y Fe, y bajo en K en los sedimentos.

La distribución de la zona de la biotita se encuentra indicada en la Fig. 26. Merecen destacarse por su extensión, el sector entre la Falla de Allande y el Cabalgamiento de Montefurado, que corresponde principalmente a la Serie de los Cabos, y la parte meridional de la zona de núcleo del Anticlinal del Eo. Otros sectores de la zona de la biotita que merecen destacarse son el que afecta a las pizarras del Narcea, por asociarse a una litología especial: las facies con intercalaciones de porfiroides dentro de esta serie precámbrica, y el más occidental, en el extremo NW del área, que corresponde ya al aumento general de las condiciones metamórficas hacia la parte occidental de la Unidad del Manto de Mondoñedo, donde llegan a alcanzarse condiciones correspondientes a la zona de la sillimanita. Las asociaciones con biotita más frecuentes son las siguientes:

- I. cuarzo-biotita-clorita-moscovita
- II. cuarzo-moscovita-feldespato potásico-biotita
- III. cuarzo-biotita-clorita-moscovita-albita
- IV. cuarzo-moscovita-biotita
- V. cuarzo-moscovita-plagioclasa-biotita

No se han descrito nunca asociaciones en las que la biotita coexista con el cloritoide. En general, salvo en la zona de la biotita, este último mineral aparece de una forma errática, probablemente con un control litológico o estructural. Por otra parte, la biotita suele aparecer en poiquiloblastos postectónicos, cuyo origen ha sido atribuido en general a pulsaciones térmicas tardías.

Excepcionalmente, han sido descritas en algún caso asociaciones con granate que, en todo caso, deben ser atribuidas a condiciones muy locales.

Respecto al tipo de metamorfismo, debido al bajo grado que se alcanza, no es posible saberlo con certeza; no obstante, los datos existentes sobre el metamorfismo de la Zona Asturoccidental-leonesa permiten considerarlo como un metamorfismo de presión intermedia, sin que sea posible establecer mayores precisiones.

Las características generales del metamorfismo en la Zona Asturoccidental-leonesa y sus correlaciones con los otros segmentos de la Cordillera Herciniana han sido estudiados por CAPDEVILA (1969), BASTIDA y PULGAR (1978), MARTÍNEZ-CATALÁN (1981), GONZÁLEZ-LODEIRO y otros (1982), MARTÍNEZ y GIL IBARGUCHI (1983), BASTIDA y otros (1984, 1986), MARTÍNEZ y otros (1988) y MARTÍNEZ y ROLET (1988).

6.2. METAMORFISMO DE CONTACTO

Consideraremos por separado el metamorfismo de contacto asociado a los granitoides que aparecen en la Zona Cantábrica, al Sur de Salas, y el de los plutones de la Zona Asturoccidental-leonesa.

Los pequeños apuntamientos graníticos existentes al Sur de Salas originan aureolas metamórficas irregulares y de escasa importancia (10-15 m de anchura como máximo), aunque en las proximidades de los cuerpos graníticos han sido descritas facies metamórficas de alta temperatura, correspondientes a las corneanas hornbléndicas y piroxénicas (CORRETGÉ y otros, 1970). Las asociaciones descritas corresponden a rocas calcáreas y calcosilicatadas, siendo las asociaciones más frecuentes según estos autores:

- I. clinopiroxeno (diópsido)-hornblendita-calcita-plagioclase-clorita-grosularia
- II. cuarzo-clinopiroxeno-feldespato potásico
- III. hiperstena-clinopiroxeno-feldespato potásico-cuarzo

Ya en la Zona Asturoccidental-leonesa, describiremos en primer lugar las aureolas metamórficas de los granitos de Boal y El Pato, así como aquellas otras de características similares que aparecen próximas a éstas y que son probablemente debidas a cuerpos no aflorantes de naturaleza similar a la de estos granitos. Estas aureolas definen bandas con una orientación Norte-Sur, que se han representado en la cartografía y en la Fig. 26, y se manifiestan principalmente por la aparición en las rocas de porfiroblastos de andalucita y cordierita. Las paragénesis que se han encontrado en estas aureolas, según MARCOS, PULGAR & MARTÍNEZ (1980), son las siguientes:

- I. andalucita-biotita-moscovita-cuarzo
- II. andalucita-(biotita) → clorita-moscovita-cuarzo
- III. andalucita-biotita → clorita-moscovita-cuarzo
- IV. (andalucita)-biotita → clorita-moscovita-cuarzo

- V. (cordierita)-(biotita) → clorita-moscovita-cuarzo
- VI. cordierita-andalucita-(biotita) → clorita-moscovita-cuarzo
- VII. (cordierita) → clorita-andalucita-biotita-moscovita-cuarzo
- VIII. andalucita-cloritoide-moscovita-clorita-cuarzo

En cada caso se indica con una flecha la retromorfosis, y se ponen entre paréntesis los minerales que se encuentran completamente transformados.

La andalucita es muy frecuente y aparece en cristales subidiomorfos con inclusiones carbonosas (quiastolita). La biotita es también frecuente y suele formar poiquiloblastos que incluyen cuarzo; por retrogradación da clorita. La cordierita aparece frecuentemente retrogradada a un agregado de pinnita y clorita, pudiendo originarse también biotita secundaria.

Cuando el metamorfismo de contacto afecta a materiales carbonatados de la Formación Vega-deo, constituidos por calizas y dolomías arenosas o margosas, estos se transforman en pizarras anfibólicas o cuarzoanfibolitas, constituidas fundamentalmente, con variaciones modales, por: biotita, cuarzo, tremolita-actinolita, clinozoisita y pistacita. Los anfíboles aparecen como poiquiloblastos sobreimpuestos a una matriz cuarzosa con tendencia granoblástica.

El metamorfismo de contacto relacionado con el emplazamiento de los "stocks" de Porcía, Salave y Represas ha sido estudiado por SUÁREZ y SUÁREZ (1970). La aureola no alcanza gran desarrollo por la parte de Porcía, pero se prolonga notablemente hacia Tapia de Casariego, con un trazado que continúa el de la masa intrusiva, y es casi perpendicular al de las estructuras de la zona (Fig. 26).

En la zona más próxima a la intrusión, que por sus pequeñas dimensiones no ha podido ser representada en la Fig. 26, el metamorfismo afecta preferentemente a los tramos más pizarrosos, que aparecen transformados en corneanas o pizarras mosqueadas. Al E de Porcía se produce un gran desarrollo de facies granatíferas. En este sector, SUÁREZ y SUÁREZ (op. cit.) han descrito las asociaciones siguientes:

- I. almandino-cuarzo-óxidos de Fe-(biotita)-(moscovita)
- II. almandino-cuarzo-biotita-andalucita

Estas asociaciones pertenecen a la facies de las corneanas hornbléndicas (según WINKLER, 1965).

En tramos más arcillosos y al O del "stock" de Porcía, se encuentran, según estos mismos autores, las asociaciones:

- I. espinela-corindón-(biotita)-(plagioclasa)-(sillimanita)
- II. cordierita-plagioclasa-espinela-(corindón)-(sillimanita)
- III. cordierita-biotita-óxidos de Fe-(plagioclasa)-(ortosa)
- IV. biotita-cordierita-cuarzo-óxidos de Fe
- V. sillimanita-cordierita-biotita-andalucita-(corindón)-(espinela)
- VI. andalucita-sillimanita-espinela
- VII. almandino-cuarzo-plagioclasa
- VIII. cuarzo-hiperstena-cordierita-biotita-(feldespato K)
- IX. sillimanita-biotita-plagioclasa
- X andalucita-sillimanita-biotita-cuarzo-(plagioclasa)-(apatito)

Todas estas asociaciones pertenecen a la facies de las corneanas piroxénicas.

7. ROCAS ÍGNEAS

7.1. ROCAS PLUTÓNICAS

No son frecuentes en esta Hoja, y sus afloramientos están restringidos a tres pequeños apuntamientos graníticos al Sur de Salas, en la Zona Cantábrica, y otros cinco en la parte oriental de la Hoja, ya dentro de la Zona Asturoccidental-Leonesa: los de Salave, Porcia y Represas, que presentan afinidades con los de Salas, y los de Boal y El Pato. Estudiaremos estas rocas en el orden en que las acabamos de enumerar.

7.1.1. LOS "STOCKS" DE LA ZONA DE SALAS

Se trata de tres pequeños cuerpos, los de Arcellana, Carlés y el Courío, de Norte a Sur, siendo el primero de estos el que presenta mayor extensión de afloramiento. Estos cuerpos han sido estudiados por CORRETGE y otros (1970) y, según estos autores, pueden clasificarse como granodioritas, cuarzodioritas y granogabros, que presentan comúnmente una textura hipidiomórfica granular. En el "stock" de Arcellana se aprecian claramente dos variedades granulométricas, una de grano fino y otra de grano medio; a simple vista puede apreciarse que la variedad de grano fino es más rica en cuarzo. En los bordes del cuerpo del Courío se encuentran además texturas microporfídicas.

Los constituyentes minerales son: plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y biotita como fundamentales. En Arcellana, el anfibol, procedente de la alteración de piroxenos, puede considerarse también como fundamental y, asimismo, los piroxenos en las variedades de grano medio y en el cuerpo del Courío. La plagioclasa es de basicidad moderada, con frecuentes sinneusis y zonación marcada; el contenido en anortita oscila, en general, entre el 40% y el 42%, y es superior al 50% en los granogabros de Carlés y el Courío. Como accesorios se han descrito: circon, apatito, piroxeno, anfíboles, esfena, óxidos de Fe, pennina, sericitia y carbonatos, asociados, estos últimos, a los anfíboles.

La geoquímica de estas rocas ha sido estudiada por CORRETGE y otros (1988). Según los datos de estos autores, el diagrama AFM (Fig. 27) pone de manifiesto una tendencia geoquímica calcoalcalina poco evolucionada, mientras que el diagrama AB de DEBON & LE FORT (1983) (Fig. 28) muestra el carácter metaaluminoso con una débil tendencia peraluminica de la serie. En este diagrama, que correlaciona la variación del carácter aluminico A = Al-(K+Na+2Ca), respecto al contenido en ferromagnesianos B = Fe+Mg+Ti, la tendencia de variación total es muy restringida, al mantenerse muy constantes los valores de A.

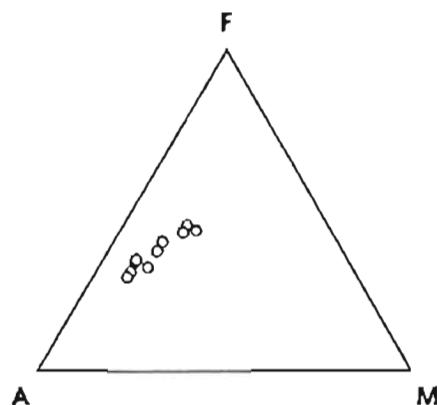


Fig. 27.- Proyección en el diagrama AFM de los datos geoquímicos correspondientes a las rocas ígneas de la zona de Salas. Según CORRETGE et al. (1988).

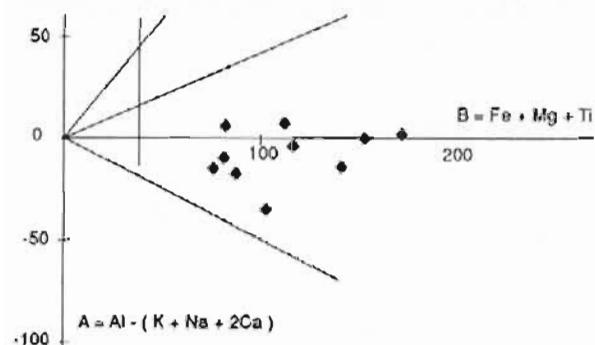


Fig. 28.- Proyección en el diagrama AB de DEBON & LEFORT (1983) de los datos correspondientes a las rocas ígneas de la zona de Salas. Según CORRETGE et al. (1988).

Todas estas características permiten considerar a estos granitos como pertenecientes a la serie calcoalcalina postectónica de origen infracrustal y edad hercínica tardía (CAPDEVILA, CORRETGE y FLOOR 1973).

7.1.2. LOS "STOCKS" DE PORCIA, SALAVE Y REPRESAS

Se trata de tres pequeños "stocks" alineados en una dirección aproximada Este-Oeste y situados muy próximos entre sí. Han sido objeto de estudio por parte de SUÁREZ y SUÁREZ (1970), que distinguen varios tipos de rocas; por un lado, rocas básicas: gabros, leucogabros y granogabros, y, por otro, términos intermedios y ácidos: granodioritas, cuarzodioritas y rocas aplíticas.

Las rocas básicas varían entre gabros biotítico-anfibólicos, leucogabros biotítico-piroxénicos, gra-

nogabros hipersténicos y leucogabros holoplagioclásicos de grano grueso a medio. Son rocas melanocráticas, en general de grano fino, que ocasionalmente presentan un bandeados definido por una variación en el contenido en fémicos; las texturas que presentan son hipidiomórficas granulares, a veces porfidicas, y están constituidas por plagioclasas zonadas (núcleos con 86-63% de An y bordes con 62-50%), feldespato potásico (ortosa), biotita, clinopiroxeno, hiperstena en algunas facies y hornblenda que se forma a partir de cristales de piroxeno en los bordes de estos. Como accesorios aparecen: apatito, cuarzo, opacos, allanita, turmalina, pistacita, circón y calcita.

Las rocas intermedias o ácidas son granodioritas, cuarzodioritas, rocas aplíticas y rocas plagioclásicas alteradas. Presentan texturas desde hipidiomórficas hasta alotriomórficas granulares. Los minerales esenciales son: cuarzo, andesita, oligoclasa, microclina, ortosa, biotita, clorita, moscovita y ocasionalmente anfíbol (en las cuarzodioritas) y calcita (en las rocas plagioclásicas). Como accesorios se encuentran: apatito, opacos, epidota, esfena y alanita.

El hecho de que estos tres cuerpos aparezcan tan próximos entre sí, así como la similitud en su composición mineralógica, indujeron a SUÁREZ y SUÁREZ (op. cit.) a creer que podían pertenecer a un mismo conjunto, formado a partir de un magma gabroico que hubiera sufrido una diferenciación normal desde gabros hasta granodioritas y aplitas de composición monzonítica. Los análisis modales de este conjunto de rocas realizados por estos autores muestran una buena continuidad desde los gabros hasta las granodioritas (Fig. 29). Sin embargo, los estudios geoquímicos recientes realizados sobre estas rocas por CORRETGÉ y otros (1988), han dado lugar a conclusiones diferentes sobre el origen de estos cuerpos. A continuación, resumiremos los datos geoquímicos de roca total aportados por estos autores. El diagrama de HARKER (1909) (Fig. 30) pone de manifiesto que las rocas de Porcia y las de Salave muestran comportamientos evolutivos diferentes, por lo que deben corresponder a familias magmáticas distintas. En este sentido, las rocas de Porcia muestran una tendencia negativa en la correlación $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})/\text{SiO}_2$ y $\text{TiO}_2/\text{SiO}_2$ mucho menos acusada que las de Salave, junto a un comportamiento geoquímico general mucho más disperso, que puede ser debido a procesos de alteración postmagmática o hibridación. Las evidencias geológicas (SUÁREZ, 1970; ARIAS y SUÁREZ, 1984) parecen confirmar esta segunda hipótesis, ya que la abundancia de enclaves peraluminosos o siliceos altamente evolucionados parece indicar una

contaminación cortical importante para este plutón. El diagrama AFM (Fig. 31) pone de manifiesto una tendencia geoquímica calcoalcalina poco evolucionada para estas rocas, apreciándose también la separación de las dos tendencias que se han indicado anteriormente. En el diagrama AB de DEBON & LE FORT (1983) (Fig. 32), puede observarse que las rocas de Salave y las de Porcia se disponen preferentemente en el campo metaaluminoso, con una composición de conjunto marcadamente calcoalcalina con tendencia cafémica.

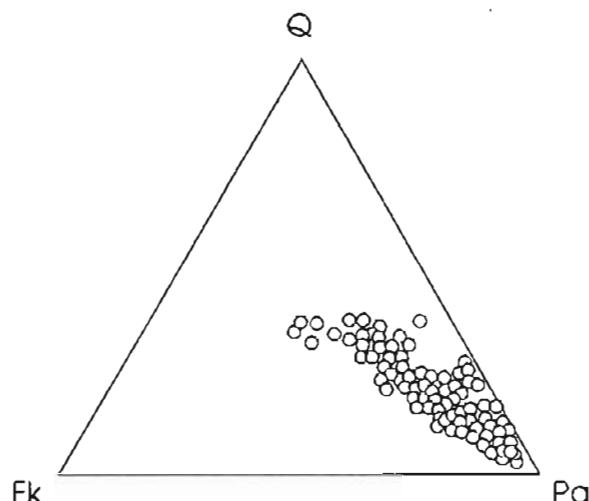


Fig. 29.- Proyección de 80 cálculos modales correspondientes a las rocas ígneas de Porcia, Salave y Represas. Segundo SUÁREZ & SUÁREZ (1970).

Los enclaves de naturaleza cuarcítica presentes en el cuerpo de Porcia han sido estudiados por ARIAS y SUÁREZ (1984). Para estos autores, los citados enclaves son materiales del encajante que fueron englobados en la masa ígnea y sufrieron fusión parcial o total, originándose en ellos una estructura concéntrica característica. Por otra parte, GALÁN y SUÁREZ (1989) describen algunos fragmentos de rocas ultramáficas existentes en la parte más oriental del cuerpo de Porcia. Se trata de pequeños enclaves de tamaño centimétrico y composición cor-tlandtíctica que son interpretados como cumulados originados a partir de un magma basáltico y a una cierta profundidad, ya que las condiciones indicadas por las asociaciones minerales son de una presión de 7-8 kbars y una temperatura en torno a 1150 °C, con $P_{\text{H}_2\text{O}} < P_{\text{TOTAL}}$. De esta forma, queda confirmada para estos autores la participación de un magma basáltico en la génesis de las rocas plúticas que estamos describiendo.

Todas las características descritas permiten incluir estos cuerpos en el grupo de las granodioritas tardías de CAPDEVILA, CORRETGÉ y FLOOR (1973).

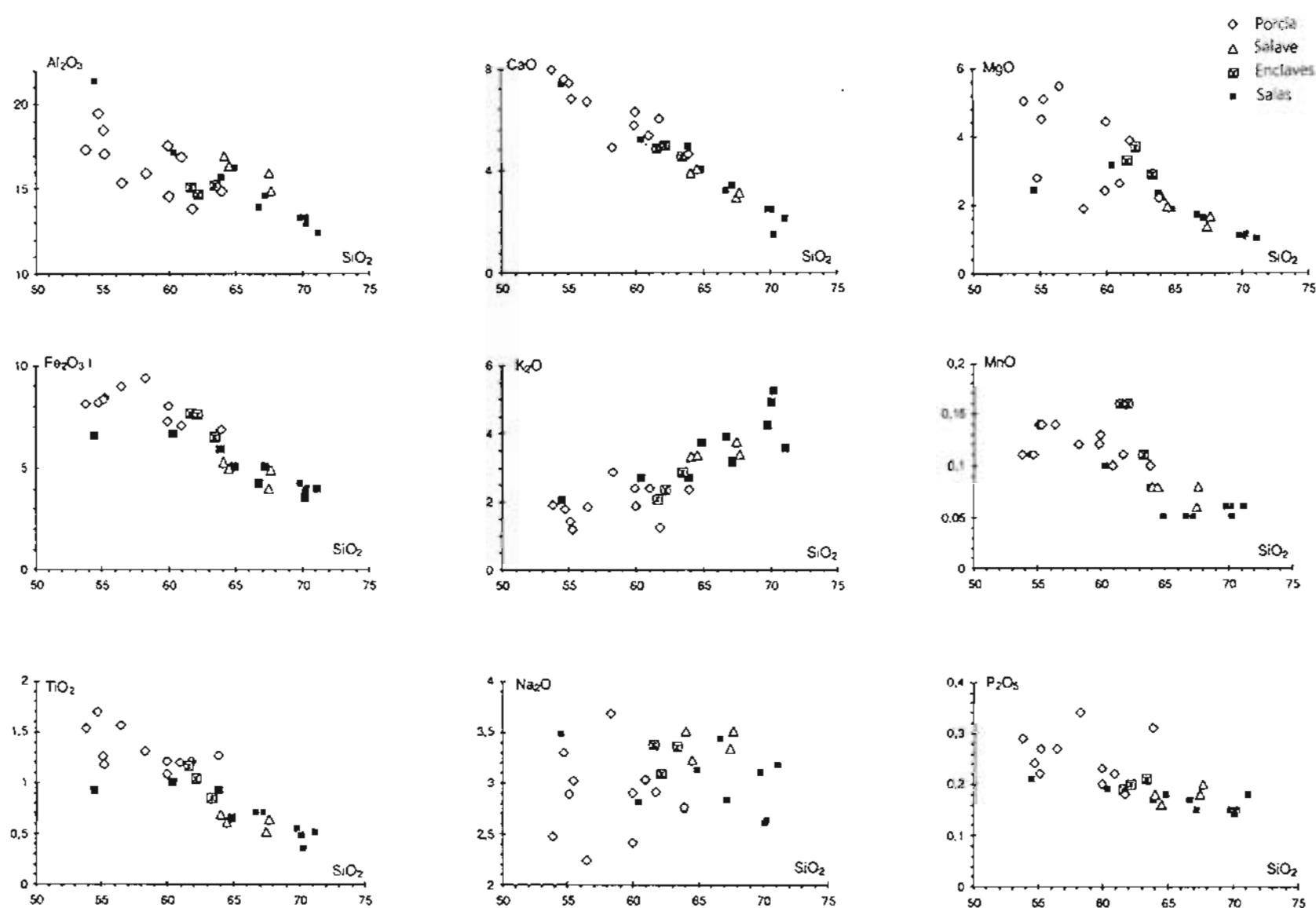


Fig. 30.- Proyección en el diagrama de Harker de las rocas de Porcia (PO), Salave (SA) y los Enclaves (E) presentes en estas, así como de las rocas de Salas. Según CORRETGE et al. (1988).

Respecto al mecanismo de emplazamiento de estos "stocks", MARCOS y BASTIDA (1980) sugieren para el caso del "stock" de Represas un proceso de "cauldron subsidence", observándose brechas en contacto con el granito, así como estructuras comparables a "ring dykes".

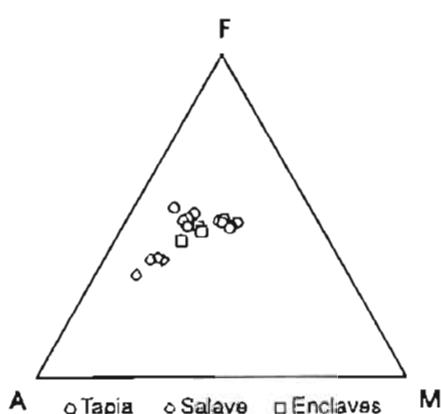


Fig. 31.- Proyección en el diagrama AFM de los datos correspondientes a las rocas de Tapia, Salave y enclaves. Según CORRETGE et al. (1988).

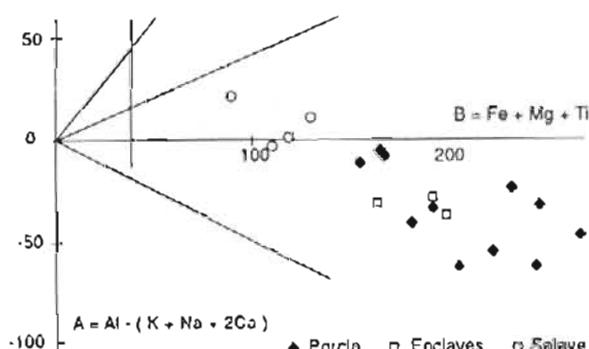


Fig. 32.- Proyección en el diagrama AB de DEBON & LEFORT (1983) de los datos correspondientes a las rocas de Porcia, Salave y enclaves. Según CORRETGE et al. (1988).

7.1.3. EL PLUTON DE BOAL

Ocupa una superficie de 11.5 Km² y constituye el alloramiento ígneo más extenso de la Hoja; ha sido citado y estudiado por diversos autores (BARROIS, 1882; MALLADA, 1896; LLOPIS LLADÓ, 1961). Los trabajos más recientes, que son los que seguiremos en esta descripción, son los de SUÁREZ (1970, 1971), UHLIG (1984) y KLEIN y otros (1988). La forma del cuerpo es la de un trapecio que se estrecha hacia el Sur, con su máxima longitud en dirección Norte-Sur. Los materiales intruidos son las Pizarras de Luarca y un pequeño anticlinal de cuarcitas culminantes de la Serie de los Cabos.

El aspecto macroscópico permite distinguir dos facies: una de grano medio a grueso o facies común y otra de grano fino a medio, más restringida. El límite entre ambas no es claro, con frecuentes rocas con un carácter intermedio. En ocasiones existen megacristales de feldespato potásico, que se desarrollan preferentemente en las facies de grano grueso a medio. La facies de grano fino a medio ocupa el centro de la parte N del plutón, apareciendo también en esta zona como una facies marginal (KLEIN y otros, 1988).

En la Fig. 33 se observa la representación de las composiciones modales de 21 muestras del granito en un diagrama cuarzo-feldespato potásico-plagioclasa, pudiendo observarse como la composición oscila entre granitos y granodioritas.

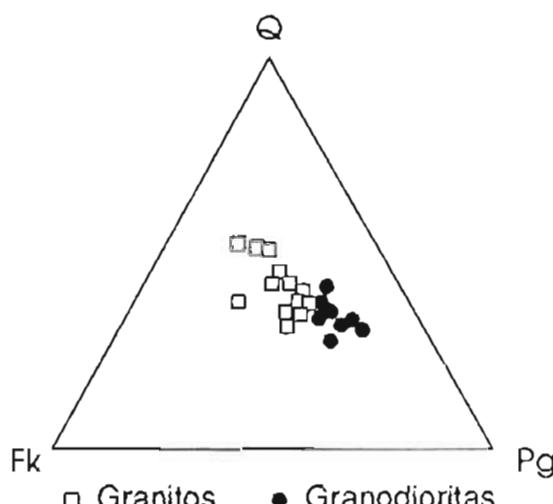


Fig. 33.- Proyección en un diagrama Pg-Fk-Q de 21 composiciones modales de rocas del granito de Boal. Según SUAREZ (1971).

Las texturas que se observan en lámina delgada varían entre hipidiomórficas granulares y alotriomórficas granulares, a veces con tendencia porfídica. En ocasiones se observa también un carácter ligeramente cataclástico.

La composición mineralógica es bastante monótona y consiste en cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita, como minerales esenciales, y, como accesorios, clorita, rutilo, círcón, apatito, esfena, pistacita, calcita, turmalina y granate. El feldespato potásico es una microclina pertítica. Las plagioclásas varían desde albita pura en los bordes, hasta valores de 40% de anortita en los núcleos; frecuentemente son subidiomórficas, presentando una zonación muy fina y frecuente decalcificación y formación de mirmequitas en los contactos con feldespato potásico. La biotita predomina, en general, sobre la moscovita.

ta, que en ocasiones llega a presentar un carácter accesorio.

La deformación que afecta al plutón ha sido estudiada por FERNANDEZ-SUÁREZ, CORRETGÉ y SUÁREZ (1989), que describen la existencia en algunas ocasiones de una fábrica planar definida por la disposición de cristales de biotita y megacristales de feldespato con una orientación media N120-150E. Respecto al mecanismo de emplazamiento, estos autores, basándose en que la intrusión no modifica la disposición de las estructuras regionales en el entorno del plutón y en que la fábrica interna del plutón no guarda relación con su geometría de emplazamiento, descartan la posibilidad de una intrusión diapirica y proponen un modelo de intrusión pasiva (admitida). Según estos autores, la estructura interna del granito se originó en un evento posterior o tardío respecto al emplazamiento, que relacionan con la existencia probable de una zona de cizalla dextra vertical, de orientación NNE-SSO. Respecto la edad de este emplazamiento es posterior a la D₃, cuyas crenulaciones aparecen en ocasiones englobadas por minerales de metamorfismo de contacto (MARCOS y PULGAR, 1980).

La geoquímica de este plutón ha sido estudiada por SUÁREZ (1970, 1971), UHLIG (1984) y KLEIN y otros (1988) y CORRETGÉ y otros (1988). Los datos de estos últimos autores se encuentran sintetizados en la Fig. 34, que muestra la abundancia de los distintos elementos mayores en relación al contenido en SiO₂. Estos autores presentan también datos sobre la geoquímica de los elementos menores. Señalaremos aquí únicamente que los diagramas confeccionados por KLEIN y otros (1988) muestran un solapamiento entre las nubes de puntos correspondientes a las dos facies diferenciadas en el plutón, no permitiendo, de este modo, diferenciar con un mínimo de fiabilidad estas dos facies. No obstante, las observaciones de campo y el estudio microscópico sugieren la existencia de pequeñas diferencias composicionales entre las dos.

Las características descritas permiten agrupar este granito con los granitos porfiroides intrusivos de tendencia alcalina (grupo G₃ de CAPDEVILA, 1969), cuyo origen sería mesocortical. No obstante, el granito de Boal presenta algunas diferencias con estos granitos, como el predominio neto de la plagioclasa sobre el feldespato potásico y el predominio, asimismo muy frecuente, de la biotita sobre la moscovita. Del mismo modo, no se han encontrado silicatos aluminicos, que existen siempre en los granitos del citado grupo. Estas diferencias han sido explicadas por SUÁREZ (1971)

suponiendo para el granito de Boal un origen algo más profundo que el de los otros granitos del mismo grupo.

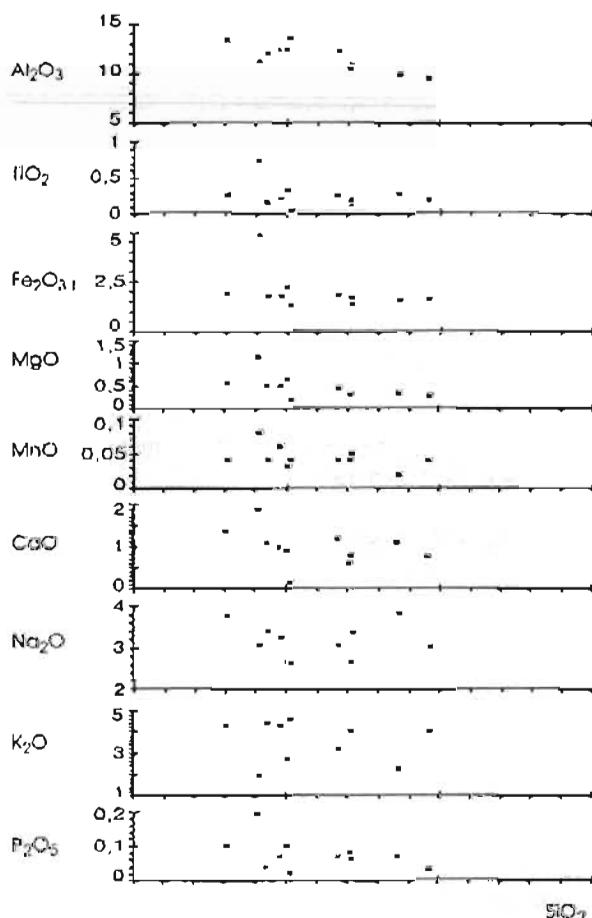


Fig. 34.- Variación del contenido en óxidos de distintos elementos en relación al contenido en SiO₂ para muestras del granito de Boal. Señalaremos aquí únicamente que los diagramas confeccionados por KLEIN y otros (1988) muestran un solapamiento entre las nubes de puntos correspondientes a las dos facies diferenciadas en el plutón, no permitiendo, de este modo, diferenciar con un mínimo de fiabilidad estas dos facies. No obstante, las observaciones de campo y el estudio microscópico sugieren la existencia de pequeñas diferencias composicionales entre las dos.

7.1.4. EL "STOCK" DE EL PATO

Forma un pequeño apuntamiento granítico situado al SO del plutón de Boal y ha sido estudiado en detalle por SUÁREZ (1970, 1972) y KLEIN y otros (1988), que son los autores que seguiremos en esta descripción. Se trata de granitos y granodioritas en tránsito gradual, que presentan frecuentemente carácter porfidíco. Al microscopio, la textura es hipidiomórfica, generalmente porfidíca.

Mineralógicamente, este cuerpo está compuesto por cuarzo, plagioclásas (28-38% de anortita), feldespato potásico, biotita y moscovita. La plagioclasa muestra frecuentes sinneusis y un zonado muy intenso. El feldespato potásico es generalmente microclina. La biotita, fuertemente pleocroica, a veces cloritizada, y con esfena en los planos de exfoliación, domina netamente sobre la

moscovita, que aparece como un mineral secundario. Como accesorios aparecen: epidota, esfena, apatito, circón y calcita.

Los pocos datos geoquímicos existentes sobre este apuntamiento granítico proceden de los trabajos de SUÁREZ (1970, 1972) y SUÁREZ y otros (1978). Destaca el carácter moderadamente básico que indican estos pocos datos, con un 69.53 % de Si O₂, y un contenido relativamente alto en Al₂O₃ (16.05%), Fe O + Fe₂O₃ (2.74%), Ca O (1.84%) y Ba (1072 ppm).

Respecto a la atribución de este "stock" a alguno de los grupos de granitoides del NO de la península, sus características han hecho que se le ubique dentro del grupo de granitos intrusivos porfíroides (G₃ de CAPDEVILA, 1969) al igual que el cuerpo de Boal, descrito anteriormente, con el que presenta afinidades.

7.1.5. EDADES ABSOLUTAS DE LAS ROCAS PLUTONICAS

Respecto a las edades absolutas de los cuerpos graníticos que se acaban de describir, los únicos datos existentes hasta el momento son los presentados por SUÁREZ y otros (1978). Estos autores realizaron dataciones por el método Rb-Sr en el Z.W.O. Laboratorium voor Isotopen-Geologie de Amsterdam según la técnica y métodos de PRIEM y otros (1970). Se analizaron biotitas de los cuerpos de El Pato y Salave-Tapia, resultando respectivamente edades de 284±8 m.a. y 287±8 m.a.

7.2. ROCAS FILONIANAS

Describiremos por separado las rocas que aparecen formando el cortejo filoniano de alguno de los cuerpos que se acaban de describir, y aquellas otras que se encuentran en pequeñas cantidades diseminadas por la Hoja, y para las que no se observa una relación con cuerpos intrusivos aflorantes de mayor tamaño.

7.2.1. EL CORTEJO FILONIANO DEL PLUTON DE BOAL

En relación con el plutón de Boal se encuentran distintos tipos de diques que aparecen intruidos tanto en el cuerpo granítico como en los materiales encajantes (SUÁREZ, 1971; UHLIG, 1984). Existen pórfidos graníticos y microgranitos, diques de cuarzo y, excepcionalmente, rocas pegmatíticas.

Los pórfidos están constituidos por fenocristales de cuarzo, plagioclasa, microclina y micas, en-

vueltos en una pasta felsítica. En otros casos, el carácter porfidico no está tan marcado y la pasta tiene carácter aplítico, con lo que se trata de aplitas con tendencia porfidica. Estas rocas contienen frecuentes minerales accesorios, como turmalina, circón, granate, apatito y topacio. Los microgranitos son de color gris y muy ricos en biotita.

El elemento más importante del cortejo son los diques de cuarzo, constituidos por cuarzo lechoso habitualmente masivo. Forman varios sistemas, de los que el más importante es el que tiene una posición NE-SW. El espesor llega a alcanzar los 3 m., y las mineralizaciones más importantes que existen en este sector se encuentran en relación con estos diques.

7.2.2. OTRAS ROCAS FILONIANAS

En distintos sectores de la Hoja se encuentran pequeños afloramientos de rocas filonianas ácidas y básicas, que no presentan relación con cuerpos intrusivos aflorantes. Describiremos brevemente por separado los distintos tipos de rocas que han sido citados en diferentes sectores.

La existencia de rocas filonianas básicas ha sido señalada en la zona entre San Esteban de Pravia y Cudillero (JULIVERT et al., 1972). Estos diques intruyen materiales que han sido atribuidos a las Cuarcitas de Cándana. En la zona de Cabo Vídeo y Cabo Busto, se encuentran también varios diques de rocas de naturaleza diabásica, probablemente posthercínicas. Se trata, en este caso, de rocas muy retromorfoseadas, con gran cantidad de epidota y anfíboles secundarios de composición actinolítica (MARCOS, 1976).

Las rocas filonianas de composición ácida o intermedia son más frecuentes. En la parte oriental de la Hoja, la existencia de rocas porfidicas ha sido citada por MARTÍNEZ-ÁLVAREZ y otros (1975), que cartografiaron un pequeño dique porfidico intruido en materiales del Grupo de Rañeces al Sur de Pravia, y JULIVERT y otros (1977), que citan la existencia en las proximidades de Tineo de algunos diques de pórfido de composición cuarzodiorítica-monzonítica, cuya potencia no supera los 4 metros. Desde el punto de vista mineralógico, estos diques están compuestos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, clorita, biotita y moscovita, con fenocristales de cuarzo subidiomórfico y plagioclasa. La edad de estos diques debe ser postestefaniense, ya que intruyen, en ocasiones, a materiales estefanienses.

En la parte occidental de la Hoja, se encuentran en ocasiones diques de microgranitos con textura por-

fídica. Los constituyentes minerales de estas rocas son: cuarzo, plagioclasa, microclina, moscovita y clorita. Los fenocristales son de cuarzo y feldespato, y aparecen rodeados por una mesostasis muy fina

(MARCOS y PULGAR, 1980). Estas rocas parecen estar ligadas a procesos magmáticos tardihercínicos o incluso posteriores. También se encuentran por toda esta zona frecuentes diques de cuarzo.

8. HISTORIA GEOLÓGICA

Dentro de la Hoja de Avilés, se encuentran representadas dos zonas con características geológicas notablemente diferentes: la Zona Cantábrica y la Zona Asturoccidental-leonesa. Estas diferencias tienen su reflejo en la historia geológica de ambas zonas, principalmente en lo que se refiere a las condiciones y al desarrollo de cada uno de los eventos que tuvieron lugar, pero no impiden llevar a cabo una correlación de estos eventos. Por ello, en el estado actual de conocimientos, puede establecerse una historia geológica única que permita ofrecer un esquema evolutivo coherente del conjunto del área estudiada.

Los materiales más antiguos presentes en la Hoja, las Pizarras del Narcea, indican la existencia, durante el Proterozoico superior, de un medio marino de cierta profundidad, con abundante participación volcánica, la cual parece disminuir su importancia con el tiempo.

La discordancia angular entre el Cámbrico y el Precámbrico, perfectamente establecida en la actualidad, permite deducir la existencia de un evento tectónico precámbrico cuyas características son difíciles de evaluar. No obstante, este episodio no llegó a producir foliaciones tectónicas, a pesar del carácter principalmente pelítico de las rocas, ni estuvo acompañado de metamorfismo.

El sector en el que posteriormente se formó el Antiforme del Narcea, donde afloran las rocas precámbricas, representó un límite mayor en la historia sedimentaria de las zonas que separa, siendo en consecuencia un importante condicionante de las características paleogeográficas del área durante, al menos, el Paleozoico inferior.

Durante el Cambro-ordovícico, se delimita un importante surco en la Zona Asturoccidental-leonesa, donde la sucesión, predominantemente detritica, llega a alcanzar una potencia de unos 10 Km. Por el contrario, en la Zona Cantábrica, el espesor de la sucesión de esta misma edad es mucho más moderado (unos 2,5 Km.). Conviene destacar, no obstante, que la correlación de unidades litoestratigráficas entre ambas zonas no ofrece problemas. Las características de la mayor parte, de la sucesión cambro-ordovícica indican un medio sedimentario marino muy somero. Sin embargo, en el Ordovícico superior, el surco citado se centra en el Dominio del Nervión y Alto Sil, donde se produce una sedimentación turbidítica de carácter más profundo. Por el contrario, en la Zona Cantábrica, y salvo excepciones, el Ordovícico medio y superior no están representados en la sucesión estratigráfica, lo que implica una importante interrupción en el registro sedimentario.

La distribución de facies y espesores en la sucesión cambro-ordovícica, con la diferenciación de un importante surco dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa, así como la esporádica presencia de niveles con participación volcánica sugieren un régimen distensivo durante esta época.

Con el inicio del Silúrico, tiene lugar un importante episodio transgresivo, produciéndose una notable homogeneización de facies y espesores, al menos en lo que se refiere a su parte inferior, a través de toda el área estudiada. Las rocas silúricas se sitúan sobre diversos niveles del Ordovícico, lo que sugiere la aparición de suaves abombamientos durante este periodo.

El Devónico está únicamente representado en la Zona Cantábrica, donde está constituido por una alternancia de formaciones carbonatadas y detriticas originadas en condiciones propias de un medio marino somero. Las facies de estas rocas indican condiciones de mar abierto hacia el O, lo que sugiere que la ausencia de rocas devónicas en la Zona Asturoccidental-leonesa se debe más bien a una erosión posterior, asociada al ciclo hercínano, que a una falta de depósito.

Durante el Devónico superior tiene lugar una importante interrupción en el registro sedimentario dentro de la Zona Cantábrica, que se manifiesta por la desaparición de algunas formaciones según se prograse hacia el sector SE de la hoja. Esta interrupción se acrecienta hacia el E de la Zona Cantábrica, de forma que en la parte más oriental de ésta, fuera del ámbito de la hoja, el Silúrico y el Devónico no están prácticamente representados.

Los materiales originados hasta la citada interrupción constituyen una unidad tectonoestratigráfica preorogénica caracterizada por presentar una forma de cuña que se adelgaza hacia el E. Sobre esta unidad, comienza, al final del Devónico superior una sedimentación carbonatada lenta que da lugar a la sucesión condensada del Carbonífero inferior. En el Namuriense, la sedimentación marina carbonatada continúa, pero ya, en el contexto de la Zona Cantábrica, aparece una cierta heterogeneidad de facies que indica el comienzo de una compartimentación de la cuenca sedimentaria. Las pizarras y areniscas carboníferas que se sitúan sobre la Caliza de Montaña, con sus facies frecuentemente turbidíticas, representan una inestabilidad de la cuenca que refleja los primeros movimientos orogénicos. Esta inestabilidad se prolonga hasta el fin del Carbónifero superior.

Durante el desarrollo de la Orogénesis Herciniana pueden distinguirse varios episodios de deformación

ción, sobre todo en la Zona Asturoccidental-leonesa. Sin embargo, al llegar a este punto se presentan problemas para correlacionar las historias de la deformación de las dos zonas implicadas en la hoja, ya que las sucesiones de estructuras que se observan en ambas son diferentes.

En la Zona Asturoccidental-leonesa, la deformación comienza con una primera fase D_1 , en la que se originan pliegues vergentes al E a la que se asocia el desarrollo de la foliación tectónica primaria S_1 . Con posterioridad se desarrollan cabalgamientos D_2 con estructuras asociadas, entre las que destaca el desarrollo de una foliación S_2 . En un tercer episodio, D_3 , se originan pliegues de plano axial fuertemente inclinado que a menudo llevan asociado un clivaje de crenulación S_3 . Finalmente, se originan localmente otras estructuras tales como "kink-bands" subhorizontales, fallas normales, etc. Asociado a este proceso de deformación se desarrolla un metamorfismo regional en cuya distribución, intensidad y época de desarrollo juega un papel importante la superposición tectónica de materiales; en ningún momento se sobrepasa, no obstante, la facies de los esquistos verdes dentro del ámbito de la hoja.

En la Zona Cantábrica, se observa en primer lugar la existencia de cabalgamientos emplazados, en términos generales, según una secuencia "forward" aún cuando en su parte más occidental se observan cabalgamientos cortando a cabalgamientos. Todos ellos presentan pliegues asociados. Posteriormente, estos pliegues pueden sufrir un proceso de apretamiento o, más raramente, pueden originarse nuevos pliegues. Debe destacarse que, excepcionalmente, en la región de Cabo Vidrias, aún puede deducirse a escala cartográfica una figura de interferencia de pliegues totalmente comparable a las figuras que se deducen en la Zona Asturoccidental-leonesa entre la D_1 y la D_3 .

A la hora de establecer la relación que existe entre las dos historias estructurales descritas, es necesario tener en cuenta un hecho importante y es que las edades relativas y absolutas de sedimentos y de granitos sinorogénicos indican en el NO de la Península Ibérica una propagación "forward" de las estructuras, al menos para las dos primeras fases de deformación. Esto significa que cada una de estas fases puede ser contemplada como un frente de deformación que avanza desde las zonas internas a las externas de la cadena. Teniendo en cuenta estas consideraciones, pueden proponerse dos modelos para relacionar las estructuras de la Zona Asturoccidental-leonesa y de la Zona Cantábrica.

Según un primer modelo, la deformación de D_1 de la Zona Asturoccidental-leonesa se relacionaría con los cabalgamientos de la Zona Cantábrica. Este cambio estructural de pliegues a cabalgamientos, puede explicarse si se tiene en cuenta como varían hacia el E las condiciones en que se produce la deformación; en efecto, en la Zona Cantábrica son menores la presión de confinamiento y la temperatura, a la vez que es mayor la variabilidad litológica. En un segundo episodio D_2 , se comienzan a generar cabalgamientos en las zonas internas de la cadena. Estos cabalgamientos se propagan hacia el antepaís con lo cual se origina una nuevo frente de deformación. Con ello se produce un espesamiento de la cuña orogénica, de forma que, al llegar el frente a la Zona Cantábrica, se producen cabalgamientos fuera de secuencia. Finalmente se producen las estructuras D_3 y otras más tardías que se desarrollan tanto en la Zona Asturoccidental-leonesa como en la Cantábrica. El desarrollo de estas estructuras está siempre fuertemente influido por la geometría de las estructuras previas D_1 y D_2 .

Según un segundo modelo, los pliegues D_1 de la Zona Asturoccidental-leonesa disminuyen en magnitud y grado de desarrollo hacia el E, de forma que el correspondiente frente de la deformación se hace inactivo antes de adentrarse en la Zona Cantábrica, la deformación no afecta por tanto a esta zona durante la primera fase. En el segundo episodio D_2 , se producen los cabalgamientos en secuencia "forward" que alcanzan la Zona Cantábrica y se desarrollan dentro de ella. Con el espesamiento de la cuña orogénica se originan cabalgamientos fuera de secuencia que cortan a los cabalgamientos previos; la deformación afecta así al conjunto de la Zona Cantábrica. Finalmente, se producen las estructuras D_3 y tardías al igual que en el primer modelo descrito. En consecuencia, en este segundo modelo, la D_1 no tiene reflejo alguno en la Zona Cantábrica.

En la actualidad, no existen pruebas decisivas para pronunciarse con seguridad a favor de uno u otro modelo y tales pruebas son además difíciles de conseguir.

Con carácter tardiorogénico hay que destacar la aparición de algunas rocas plutónicas cuya importancia es meramente local.

Los primeros depósitos claramente discordantes dentro de la hoja y que fosilizan las estructuras hercínicas son los estefanienses. Estos tienen carácter molásico y son ya un resultado de la destrucción de la cordillera por erosión.

Con posterioridad, comienza una nueva etapa de sedimentación que puede asociarse, en sentido amplio, al ciclo alpino. En esta etapa se originan los materiales permotriásicos y mesozoicos presentes en la parte oriental de la hoja, que representan un medio predominantemente marino somero, aunque con la intercalación de algunos episodios continentales asociados a disconformidades. Sobre el Mesozoico, o en algunos casos sobre el Paleozoico, se han depositado discordantemente los materiales terciarios en cuencas localizadas de carácter netamente con-

tinental. Finalmente, cabe destacar, entre los materiales más modernos, los depositados sobre las rasas costeras; son depósitos con intervención predominante marina y que están asociados a las oscilaciones del nivel del mar durante el cuaternario.

Los materiales mesozoicos y terciarios y, excepcionalmente, los cuaternarios, han sido afectados por una tectónica de fracturas, entre las que destaca, por la amplitud de su desplazamiento y trazado, la Falla de Ventaniella.

9. GEOLOGIA ECONÓMICA

9.1. MINERIA Y CANTERAS

En la Hoja de Avilés existen explotaciones con características muy diversas. A continuación, enumeraremos los diferentes tipos de rocas y minerales que han sido y son explotados, resumiendo brevemente, en cada caso, las características más importantes de los yacimientos.

9.1.1. HIERRO

En el marco de la Hoja se han explotado distintos tipos de yacimientos de mineral de hierro.

Hierros sedimentarios asociados a las Areniscas de Furada

En la parte de la Hoja correspondiente a la Zona Cantábrica, las areniscas de esta formación, que presentan un elevado contenido en hierro oolítico, han sido objeto de explotación en numerosos puntos, como Simancas y Los Campos en las proximidades de Avilés, la zona de Cabo Vidrias, Arsellana y Soto de los Infantes. No obstante, ninguna de estas explotaciones es activa en la actualidad.

Hierros asociados a las Pizarras de Luarca y la Formación Agüera

Aparecen en la parte oriental de la Hoja y son conocidos desde antiguo (HERNÁNDEZ SAMPELAYO, 1916; ADARO y JUNQUERA, 1916; LLOPIS LLADÓ, 1963), siendo los más importantes los que se sitúan en las Pizarras de Luarca y, sobre todo, en su parte baja. Se trata de yacimientos sedimentarios asociados a depósitos oolíticos, que en ocasiones sufrieron transformaciones mineralógicas importantes durante el metamorfismo térmico posterior. Mineralógicamente, están constituidos por carbonatos, óxidos y silicatos. Se reconocen frecuentemente texturas oolíticas. En el yacimiento de Porcía, que es el único localizado en la Formación Agüera, ha sido descrito un enriquecimiento secundario en magnetita debido al metamorfismo térmico producido por los cuerpos igneos que aparecen en este sector (FERNÁNDEZ DEL VALLE, 1977). Estos yacimientos forman parte de los yacimientos de hierros sedimentarios ordovícicos del Noroeste de la Península Ibérica, que han sido estudiados recientemente por LUNAR HERNÁNDEZ (1975, 1977). Los yacimientos más importantes de este tipo localizados en la Hoja son de Este a Oeste: los que jalonen la serie de transición de la Serie de los Cabos a las Pizarras de Luarca entre Paladepeire y Bustantigo, al Sur de Luarca, y particularmente en la zona del Río Negro (MARCOS y

PULGAR, 1980); los ya citados de la zona de Porcía y, por último, los que se sitúan en la parte más occidental de la Hoja, siguiendo los afloramientos ordovícicos del Sinclinal de Villadrid. Ninguna de estas explotaciones es activa en la actualidad.

Hierros asociados a la Serie de los Cabos

En la parte occidental de la Hoja, han sido descritos yacimientos estratiformes de mineral de hierro en relación con diferentes niveles de la Serie de los Cabos (MARCOS, PÉREZ-ESTAÚN, MARTÍNEZ y VARGAS, 1980). Los más importantes de estos yacimientos se sitúan al Este de Vegadeo y, en ocasiones, forman alineaciones. Se trata de yacimientos estratiformes con una cierta removilización tectónica que provoca enriquecimientos esporádicos en relación con sistemas de fracturas. Mineralógicamente predominan los óxidos, y en menor proporción aparecen carbonatos. Ninguno de estos yacimientos es explotado en la actualidad, y su interés económico es muy limitado.

9.1.2. HIERRO Y MANGANESO

Han sido descritos yacimientos de estos metales, aunque con un interés muy restringido, asociados a los niveles de pizarras y margas que existen en la parte basal de la Serie de los Cabos, inmediatamente por encima de la Caliza de Vegadeo. Estos yacimientos se localizan según dos lineaciones que siguen la dirección de las estructuras desde las localidades costeras de Cadededo y Artedo, jalando los afloramientos de la Caliza de Vegadeo (MARCOS 1976). Otro yacimiento es el citado por MARCOS, PÉREZ-ESTAÚN, MARTÍNEZ y VARGAS (1980) en Vega de Ouria, al Sur de Vegadeo, situado en la Caliza de Vegadeo. Un caso diferente es el de las mineralizaciones citadas dentro de las Areniscas de la Herrería en los alrededores de Ribón (MARCOS, op. cit.).

9.1.3. WOLFRAMIO

Los más importantes de la zona son los que aparecen en relación con el plutón de Boal, que fueron estudiados por LLOPIS LLADÓ (1961). Las mineralizaciones aparecen principalmente en la parte Norte del plutón, asociadas a diques de cuarzo generalmente subverticales y de dirección aproximada NE-SO. Los minerales asociados a los filones de cuarzo son: moscovita, clorita, feldespatos, scheelita, wolframita, mispíquel y casiterita; de estos, los de más importancia económica son la wolframita y la scheelita. Las explotaciones se encuentran cerradas desde 1982. Indicios de

wolframio han sido citados en la mina de Llanteiro, situada en la aureola metamórfica del granito de El Pato.

9.1.4. ORO

El NO de la Península Ibérica fue identificado como una provincia aurífera por los romanos hace más de dos mil años. Desde las explotaciones realizadas por ellos, en aquel tiempo, han existido algunas explotaciones intermitentes, de escasa importancia. Más recientemente, el interés por el oro en este área se ha acentuado, conduciendo a una extensa exploración e incluso a la iniciación de la explotación de algún yacimiento.

Los yacimientos e indicios de oro más conocidos en el NO de la Península Ibérica, son los secundarios. En éstos, el oro se encuentra en los conglomerados terciarios y cuaternarios, y se interpreta que procede de rocas gabroicas, graníticas y metamórficas del Paleozoico (PORTER y otros 1989). Entre los yacimientos primarios de oro se encuentran los relacionados con "stocks" gabroicos o graníticos y las mineralizaciones epitermales.

En el área de la Hoja de Avilés, entre los yacimientos primarios, destaca el del cuerpo intrusivo de Salave que presenta indicios de oro y molibdenita por toda la extensión del granito. El yacimiento se considera formado por alteración hidrotermal (MARCOS y otros 1980). La paragénesis contiene pirita y arsenopirita como minerales más importantes, y molibdenita, bornita y estibina en menor cantidad; asociado a estos sulfuros se presenta el oro en estado nativo. Las explotaciones de oro son muy antiguas en esta zona. Recientemente, la empresa Consolidated Goldfields estimó que existían unos doce millones de toneladas con un contenido en oro de 2.51 gr./Tm y cifras de este orden se manejaron también por la empresa Anglo American (PORTER y otros 1989). No obstante, no parece que existan tratamientos metalúrgicos apropiados para la extracción de este metal por lo que los trabajos se encuentran actualmente parados.

Otro de los yacimientos de oro importantes dentro de la Hoja es el de Carlés, en las proximidades de Salas (JAMODA y otros, 1989). Se trata de un "skarn" formado en relación con el granito del mismo nombre y calizas de la Formación Rañeces. La paragénesis presenta, además de oro, pirita, arsenopirita, calcopirita, bornita y tenantita. Se han realizado importantes labores mineras por Minas de Carlés S.A., esperándose la iniciación de la explotación para un tiempo próximo. Existen otros apuntamientos graníticos de pequeño ta-

maño en esta zona (Boinás-Salas) y otros indicios similares a los de Carlés.

Existen también yacimientos e indicios de oro diseminados en los niveles carbonatados de la Caliza de Vegadeo, en relación con fracturas longitudinales, en el flanco Oeste del Antiforme de Narcea. Ejemplos de ello se encuentran en los alrededores de Merás y Brieva (JULIVERT y otros 1977). Otros, por el contrario, encajan en rocas detríticas y también se hallan relacionados con fallas tardías, generalmente extensionales, tratándose probablemente de yacimientos epitermales. Entre ellos se encuentran los de Bustantigo y los situados en el Anticinal San Martín-La Caridad, al Oeste de Boal.

Existen yacimientos secundarios en los depósitos aluviales de diferentes ríos, por ejemplo los ríos Bárcena y Navelgas, donde las primeras labores conocidas se atribuyen a los romanos, continuando las investigaciones en la actualidad.

9.1.5. MAGNESITA

Han sido citados indicios de este mineral por JULIVERT, MARCOS y PULGAR (1977) a lo largo del nivel dolomítico basal de la Formación Herrera en la zona al Norte de La Espina, donde llegó a ser explotado en algún punto.

9.1.6. BARITA

La existencia de una mineralización de barita en las proximidades de Soto de Luiña, en la confluencia de los ríos Llantero y Panizal, asociada a la Caliza de Vegadeo, es conocida desde antiguo (ADARO y JUNQUERA, 1916). Han sido también citadas mineralizaciones de barita en relación con los depósitos del Permotriásico del extremo nororiental de la Hoja (MARTÍNEZ-ÁLVAREZ, GUTIÉRREZ-CLAVEROL y TORRES-ALONSO, 1975), cuya explotación también se encuentra completamente abandonada en la actualidad.

9.1.7. OTROS YACIMIENTOS E INDICIOS MINERALES DIVERSOS

Citaremos en primer lugar el yacimiento de fluorita de Arlós, en el extremo oriental de la Hoja. La mineralización aparece adaptándose de forma algo irregular a niveles litológicos carbonatados de la serie rojiza permotriásica que aflora en esta zona. También se encuentran masas mineralizadas más irregulares (MARTÍNEZ-ÁLVAREZ, GUTIÉRREZ-CLAVEROL y TORRES-ALONSO, 1975). La mineralización debió producirse por sustitución de niveles carbonatados, debida a la actuación de fluidos mineralizantes que ascenderían por frac-

turas. Merece ser citada también la existencia de mineralizaciones de plomo y zinc, en relación con las cuales han existido algunas explotaciones de vida efímera, como las situadas en las proximidades del granito de El Pato. Otros indicios con cierto interés son los de mercurio de Muñalén y el de cobre de Arlós.

9.1.8. YACIMIENTOS DE CAOLIN

En la parte de la Hoja situada en la Zona Cantábrica, son frecuentes los yacimientos de caolin, que se sitúan según horizontes enclavados en la Cuarcita de Barrios. En la parte occidental de la Hoja, correspondiente a la Zona Asturoccidental-Leonesa, los yacimientos de caolin son mucho menos frecuentes y se asocian a niveles dentro de la Serie de los Cabos.

9.1.9. YACIMIENTOS DE CARBON

En los materiales de edad westfaliense que afloran en la zona del Naranco, al Norte de la depresión de Llanera y al Oeste de Trubia, se encuentran algunas capas de carbón que han sido beneficiadas ocasionalmente, aunque ninguna de estas explotaciones es activa en la actualidad. Más al Norte, los manchones estefanienses de Arnao y San Juan de Nieva poseen capas de carbón que han sido también objeto de explotación, entre 1833 y 1915 en el primer caso y durante la primera guerra mundial en el segundo.

9.1.10. CANTERAS

Describiremos en este apartado conjuntamente todas aquellas explotaciones que no benefician yacimientos propiamente dichos, sino masas de rocas o de sedimentos de naturaleza diversa y con aplicaciones también variadas.

Canteras de conglomerados

En los alrededores de Salinas y en San Pedro de Navarro, cerca de Avilés, existen explotaciones para áridos de conglomerados jurásicos (piedra Fabuda). Muy esporádicamente, son explotados también con este fin niveles del Cretácico basal y, circunstancialmente, del Terciario y aluviones fluviales.

Canteras de arenas

Las arenas cuaternarias de algunas playas, como la de Xagó, fueron explotadas en ocasiones para áridos. También existen explotaciones en los nive-

les del Cretácico de los alrededores de Oviedo y la región de Llanera. En la parte occidental de la Hoja, las arenas originadas por meteorización del plutón de Boal han sido utilizadas también como áridos.

Canteras de areniscas y cuarcitas

Estas rocas fueron ampliamente utilizadas en toda la Hoja como material de construcción en la arquitectura regional. Los canchales con materiales cuarcíticos, así como las mismas cuarcitas, son frecuentemente explotadas en cantera para áridos. En algún caso, la Cuarcita de Barrios es utilizada para refractarios y vidrio.

Canteras de arcillas

En diversos puntos de la Hoja se explotan arcillas de edades mesozoica, terciaria o cuaternaria para su utilización en la fabricación de cerámica y ladrillos.

Canteras de pizarras

En la mitad oriental de la Hoja, las Pizarras de Luarca han sido objeto de explotación en diversos puntos para la obtención de pizarras de techar. No obstante, en la actualidad no existe ninguna explotación importante que beneficie estos materiales en el marco de la Hoja.

Canteras de calizas y dolomías

En la parte de la Hoja que corresponde a la Zona Cantábrica, los materiales calcáreos del Grupo de Rañeces y las Calizas de Moniello, Candás y Montaña, así como los niveles calcáreos del Cretácico que aparecen en la cobertura, han sido y son beneficiados frecuentemente para áridos, aparte de su utilización histórica en la arquitectura regional. Las dolomías del Liás fueron utilizadas también como material fundente en la industria siderúrgica. En la Zona Asturoccidental-Leonesa, la Caliza de Vegadeo ha sido frecuentemente beneficiada para la obtención de cal, con lo que los antiguos "fornos de cal" jalónan el trazado de Norte a Sur de los afloramientos de este formación.

Canteras de rocas ígneas

El granito de Boal ha sido utilizado esporádicamente como roca para construcción. Algunas rocas diabásicas en el curso alto del Río Navañas y en la parte alta de la Serie de los Cabos del flanco Este del Sinclinal de Villaodrid han sido beneficiadas esporádicamente como rocas ornamentales.

9.2. HIDROGEOLOGIA

Se tratarán por separado las posibilidades de acumulación de agua en los materiales del sustrato y en los depósitos cuaternarios.

La posibilidad de acumulaciones importantes en el sustrato está restringida a dos tipos de materiales:

- Materiales de la cubierta mesozoico-terciaria.- Los acuíferos más importantes se sitúan en los niveles detriticos arenosos del Cretácico en las zonas de Oviedo y Llanera, donde han sido reconocidos dos acuíferos distintos en el marco de la Hoja. En los materiales terciarios de estas zonas y también de la región de Grado, existen algunos niveles detriticos que tienen cierta potencialidad como acuíferos, aunque con unas condiciones mucho más irregulares que las de los citados anteriormente.
- Materiales carbonatados de la Zona Cantábrica.- En la parte de la Hoja que corresponde a la Zona Cantábrica, son frecuentes las formaciones calcáreas de cierto espesor en las que se desarrollan importantes procesos kársticos. Las fuentes, surgencias, etc. que existen en la zona están frecuentemente en relación con estas acumulaciones calcáreas. No obstante, la complejidad estratigráfica y estructural, unida a lo irregular del relieve, hacen que no sea posible dar un esquema sencillo de los sistemas kársticos existentes.

Con excepción de estos dos casos que se acaban de citar, la capacidad de almacenamiento hídrico de los materiales que constituyen el sustrato de la Hoja es muy limitada. Las areniscas, que junto con las pizarras constituyen el resto de las litologías dominantes, presentan una fuerte cementación y, en consecuencia, baja porosidad. De esta forma, solamente pueden existir acumulaciones de agua, siempre de pequeña entidad, en relación con fracturas que lleven asociada una brechificación importante, o en relación con los niveles de la Caliza de Vegadeo.

En los recubrimientos cuaternarios de la zona son frecuentes las situaciones en las que pueden encontrarse acuíferos, aunque en general se trata de acumulaciones de volumen limitado. Citaremos las situaciones más importantes.

- Depósitos aluviales.—Acumulaciones de aguas subáreas de cierta entidad son frecuentes en relación con los más importantes ríos de la zona: Nalón, Narcea, Navia, Eo, etc..
- Rasas costeras.—Los depósitos de la rasa, de elevada porosidad, permiten acumulaciones que pueden tener interés local. No obstante, el espesor limitado de estos depósitos hace que estas acumulaciones nunca lleguen a tener un volumen importante.
- Depósitos de ladera.—Pueden originar también acumulaciones superficiales, que pueden tener interés local.

10. BIBLIOGRAFÍA

- ADARO, L. y JUNQUERA, G. "Hierros de Asturias". En: *Criaderos de Hierro de España*. 2, 1-610.
- ADRICHEN BOOGAERT, H.A. van (1967).- "Devonian and Lower Carboniferous Conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application". *Leidse Geol. Meded.*, 39, 129-192.
- ALONSO, J.L. (1985).- "Estructura y evolución tectonoestratigráfica de la Región del Manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España)". *Inst. Fray Bernardino de Sahagún*, León, 276 pp.
- ALTEVOGTT, G. (1963).- "Die oberdevonischen ruggosén Korallen von der asturischen Küste (Cabo Peñas, Nordspanien)". *N. Jb. Geol. Paläont. Abh. (Festband Lotze)*, 117, 9-38.
- ALVAREZ-MARRON, J. (1989).- "La estructura geológica de la región del Ponga (Zona Cantábrica, NW de España)". *Tesis doctoral. Universidad de Oviedo*, 223 pp.
- ALVAREZ RAMIS, C. (1964).- "Contribución al estudio de la flora carbonífera de Tineo (Asturias)". *Brev. Geol. Astúrica*, VII, 69-74.
- ALVAREZ RAMIS, C. (1965).- "Primera aportación al estudio de los Sphenopteris del Carbonífero español. A) Estefaniense, 1ª parte". *Estudios Geol.*, XXI, 1-141.
- ALVAREZ RAMIS, C. y DOUBINGER, J. (1969).- "Pseudomariopteris villablinensis n. sp. du Stéphanien de Villablino (León, Espagne)". *Estudios Geol.*, XX (3-4), 235-237.
- ALLER, J., BASTIDA, F., BRIME, C. y PEREZ-ESTAUN, A. (1987).- "Cleavage and its relation with metamorphic grade in the Cantabrian Zone (Hercynian of north-west Spain)". *Sci. Geol. Bull.*, 40, 1-18.
- ALLER, J., BASTIDA, F., CABAL, J. y PEREZ-ESTAUN, A. (1989).- "Geología del sector Cabo Vidio-San Juan de la Arena-Tineo (Zona Asturoccidental-leonesa, NO España)". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 18.
- ARAMBURU, C. (1989).- "El Cambro-Ordovícico de la Zona Cantábrica (NO de España)". *Tesis Doctoral. Universidad de Oviedo*.
- ARAMBURU, C. y GARCIA RAMOS, J.C. (1988).- "Presencia de la discontinuidad sárdica en la Zona Cantábrica". *Geogaceta*, 5, 11-13.
- ARBIZU, M. (1972).- "El Devónico inferior de la costa asturiana entre la Punta de Narvata y la Ensenada de Moniello". *Brev. Geol. Astúrica*, 16 (3), 33-39.
- ARBIZU, M., GARCIA-ALCALDE, J.L., GARCIA-LOPEZ, S., MENDEZ-BEDIA, I., SANCHEZ DE POSADA, L.C., SOTO, F.M., TRUYOLS, M., TRUYOLS, J., ALVAREZ, F., MENDEZ, C. y MENENDEZ, J.R. (1979).- "Biostratigraphical study of the Moniello Formation (Cantabrian Mountains, Asturias, NW Spain)". *Geologica et Palaeontologica*, 13, 103-124.
- ARBOLEYA, M.L. (1973).- "Nota sobre la icnofauna del Cámbrico de la costa asturiana entre Cudillero y Ballota (NO de España)". *Brev. Geol. Astúrica*, 17 (3), 37-42.
- ARBOLEYA, M.L. (1973b).- "La estructura hercíniana a lo largo del corte de la costa entre Cabo Vidriales y Ballota (Asturias, NO España)". *Brev. Geol. Astúrica*, XVII, 37-42.
- ARIAS, D. y SUAREZ, O. (1984).- "Los enclaves cuarcíticos del stock gabrodiorítico de Porcia (Asturias)". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 14, 5-15.
- ASENSIO AMOR, I. (1970).- "Rasgos geomorfológicos de la zona litoral galaico-asturiana en relación con las oscilaciones glacio-eustáticas". *Estudios Geol.*, 26, 29-91.
- ASENSIO AMOR, I. y NONN, H. (1964).- "Materiales sedimentarios de terrazas fluviales". *Estudios Geogr.*, 96, 319-336.
- BALDWIN, C.T. (1975).- "The stratigraphy of the Cabos Series in the section between Cadavendo and Luarca, province of Oviedo, North-West Spain". *Brev. Geol. Astúrica*, 19 (1), 4-9.
- BALDWIN, C.T. (1976).- "The trace fossil stratigraphy of some shallow marine Cambro-Ordovician rocks from Brittany, NW Spain and the U.K.". *Ph. D. Theses. Liverpool Univ.*
- BALDWIN, C.T. (1977).- "The stratigraphy and facies associations of trace fossils in some Cambrian and Ordovician rocks of north western Spain". En: *Trace Fossils 2 (T.P; Crimes & J.C: Harper Edit.)*. *Geol. Journ. Special Issue*, 9, 9-40.
- BALDWIN, C.T. (1978).- "A comparison of the stratigraphy and depositional processes in the Cambro-Ordovician rocks of the Canta-

- brian and West-Asturian-Leonese zones, NW Spain". En: M. Julivert et al. Edit.: *Geología de la parte N del Macizo Ibérico (Tom. homenaje I. Parga-Pondal)*. Ediciones del Castro, La Coruña, 43-70.
- BALDWIN, C.T. y JOHNSON, H.D. (1977).- "Sandstone mounds and associated facies sequences in some late Precambrian and Cambro-Ordovician inshore tidal fault/lagoonal deposits". *Sedimentology*, 24, 801-818.
- BARROIS, CH. (1877).- "Relations d'un voyage géologique en Espagne". *Ann. Soc. Géol. Nord.*, 4, 292-303.
- BARROIS, Ch. (1882).- "Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice". *Mém. Soc. Géol. du Nord*, 2 (1), 630 pp.
- BASTIDA, F. (1980) . - "Las estructuras de la primera fase de deformación hercíniana en la Zona Asturoccidental-leonesa (Costa Cantábrica, NW de España)". *Tesis Doctoral. Univ. Oviedo*, 276 pp.
- BASTIDA, F. y PULGAR, J.A. (1978).- "La estructura del Manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa Cantábrica, NW de España)". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 10, 75-124.
- BASTIDA, F., MARCOS, A., PEREZ-ESTAUN, A. y PULGAR, J.A. (1979).- "Aproximación a la mecánica de los cabalgamientos en el contexto general de la deformación en el NW de la Península". *Acta Geol. Hispánica*, 14, 135-142.
- BASTIDA, F., MARTINEZ CATALAN, J.R. y PULGAR, J.A. (1986).- "Structure, metamorphic and magmatic history of the Mondoñedo nappe (Hercynian belt, NW Spain)". *Jour. Struct. Geol.*, 8 (3-4), 415-430.
- BASTIDA, F. y CASTRO, S. (1988).- "Estructura del sector septentrional de la Escama de Tameza (Zona Cantábrica, NW de España)". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 17, 67-85.
- BASTIDA, F. y GUTIERREZ ALONSO, G. (1990).- "Síntesis cartográfica de las unidades occidentales de la Zona Cantábrica (NO de España)". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 18.
- BEROIZ, C. (1968).- "Nota sobre la prolongación norte de la escama de Belmonte (Asturias) y estructuras asociadas". *Brev. Geol. Astúrica*, A. XII (3), 6-10.
- 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. Ac. Sci. Paris*, 255, 1968-1970.
- BRELL, J.M. (1968).- "El Terciario de los alrededores de Tineo". *Brev. Geol. Astúrica*, X (1-4), 7-14.
- BRIME, C. y PEREZ-ESTAUN, A. (1980).- "La transición diagénesis-metamorfismo en la región del Cabo Peñas". *Cuad. Lab. Geol. Laxe*, 1, 85-97.
- BROWER, A y GINKEL, A.C. van (1964).- "La succession carbonifère dans la partie méridionale des Montagnes Cantabriques (Espagne du Nord-Ouest)". *C.R. 5e Congrès Carbonifère*, París, 1963, I, 307-319.
- CABAL, J. (1990).- "Estructura de la Región de Cabo Vidrias (Zona Cantábrica, NO de España)". *Seminario de Investigación. Univ. de Oviedo*, 36 pp.
- CAPDEVILA, R. (1969).- "Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice Nord Orientale (Nw de l'Espagne)". *These Univ. Montpellier*, 1-430.
- CAPDEVILA, R. y FLOOR, P. (1970).- "Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-Ouest de l'Espagne" *Bol. Geol. Min.*, 81 (2-3), 215-225.
- CAPDEVILLA, R., CORRETGE, L.G. y FLOOR, P. (1973).- "Les granitoïdes varisques de la Meseta Iberique". *Bull. Soc. Geol. France*, 7 (XV), 209-228.
- COLMENERO NAVARRO, J.R. (1984).- "Estratigrafía y sedimentología de las areniscas del Devónico superior en la Zona Cantábrica (Cuenca Astur-leonesa)". *Centro de Documentación Inst. Geol. Min. España*, 78 pp.
- COMTE, P. (1934).- "Sur les couches intermédiaires entre le Silurien et le Dévonien dans les Asturies". *C.R. Ac. Sc. Paris*, 198, 1164-1166.
- COMTE, P. (1936).- "La série dévonienne du Leon (Espagne)". *C.R. Ac. Sc. Paris*, 202, 237-239.
- COMTE, P. (1937a).- "La série cambrienne et silurienne du Leon (Espagne)". *C.R. Ac. Sc. Paris*, 204, 604-606.

- COMTE, P. (1937b).- "Les grès rouges de San Pedro (León)". *Ann. Soc. Géol. Nord.*, 62 (13), 60-68.
- COMTE, P. (1959).- "Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique". *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, 60, 1-440.
- CORRALES, I. (1988).- "Informe sintético de la Estratigrafía, Sedimentología y Paleogeografía de las cuencas estepañeñas del occidente de Asturias y León". *Centro de Documentación Inst. Geol. Min. España*, 85 pp.
- CORRETGE, L.G. (1969).- "El complejo ortoneisoico de Pola de Allande (Asturias)". *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 80, 289-306.
- CORRETGE, L.G. y CARPIO, V. (1968).- "Los ortoneises básicos de Pola de Allande (Asturias)". *Brev. Geol. Asturica*, XII, 14-16.
- CORRETGE, L.G., LUQUE, D. y SUAREZ, O. (1970).- "Los stocks de la zona de Salas-Belmonte (Asturias)". *Bol. Geol. Min.*, 81, 257-270.
- CORRETGE, L.G., SUAREZ, O., CUESTA, A., FERNANDEZ, J., GONZALEZ-MONTERO, M.P., VILLA, L., GUTIERREZ, J.L. y GALLASTEGUI, G. (1988).- "Geoquímica de las rocas ígneas de la Hoja de Avilés: nuevos análisis de roca total y fases minerales". *Centro de Documentación del Inst. Geol. Min. España*, 50 pp.
- COUBEINGER, J. y ALVAREZ RAMIS, C. (1964).- "Sur la flore du bassin houiller de Tineo (Asturias)". *C.R. Acad. Sci. París*, 259, 1885-1887.
- CRIMES, T.P. (1970).- "The significance of trace fossils in sedimentology, stratigraphy and palaeoecology with examples from Lower Palaeozoic strata". In: T.P. Crimes and J.C. Harper (Eds.), *Trace Fossils. Geol. J. Spec. Issue*, 3, 101-126.
- CRIMES, T.P. y MARCOS, A. (1976).- "Trilobites traces and the age of the lowest part of the Ordovician reference section for NW Spain". *Geol. Magazin*, 113 (2), 350-356.
- CRIMES, T.P., MARCOS, A. y PEREZ-ESTAUN, A. (1974).- "Upper Ordovician turbidites in Western Asturias: A facies analysis with particular reference to vertical and lateral variations". *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 15, 169-184.
- CRIMES, T.P., LEGG, L., MARCOS, A. y ARBOLEYA, M. L. (1977).- "?Late Precambrian-low Lower Cambrian trace fossils from Spain". En: *Trace fossils 2* (T.P. Crimes y J.C. Harper Edit.). *Geol. Journ. Special Issue*, 9, 91-138.
- CHAUVEL, J. (1973).- "Les Echinodermes cystoides de l'Ordovicien de Cabo Peñas (Asturias)". *Brev. Geol. Asturica*, 17 (2), 30-32.
- DEBON, F. y LE FORT, P. (1983).- "A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and association". *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sci.*, 73, 135-149.
- DEBRENNE, F. y LOTZE, F. (1963).- "Die Archaeocyatha des spanischen Kambriums". *Akad. Wiss. Lit., Abh. Math.-Naturw. Kl.*, 2, 1-38.
- DELEPINE, G. (1928).- "Sur l'age de grés du Naranco (Asturias)". *C.R. Acad. Sc.*, CLXXXVII, 239-241.
- DELEPINE, G. (1932).- "Sur la présence d'une faune givetienne en Asturias (Espagne)". *C.R. Somm. S.G. France*, 204-205.
- DESOIGNIE, G. (1850).- "Descripción del criadero carbonífero de Arnao". *Rev. Minera*, 1, 274 pp.
- DUBAR, G. y MOUTARDE, R. (1957).- "Extensión del Kimmeridgiense marino en Asturias desde Ribadesella a Gijón". *N. y Com. Inst. Geol. y Min. de Esp.*, 46, 211-215.
- DUBAR, G., MOUTARDE, R. y LLOPIS, N. (1963).- "Première récolte d'une Ammonite de l'Hettangien inférieur dans les calcaires dolomiques de la région d'Aviles (Asturias, Espagne du Nord)". *C.R. Acad. Sc.*, 257, 2306-2308.
- DUBINGER, y ALVAREZ RAMIS, C. (1964).- "Sur la flore du Bassin houiller de Tineo (Asturias)". *C.R. Acad. Sc. París*, 259, 1885-1887.
- EZQUERA DEL BAYO, J., GARCIA, F., AMAR DE LA TORRE, R. y BAUZA, F. (1831).- "Descripción geognóstica del terreno de carbón de piedra de la provincia de Asturias." En: *Minas de carbón de piedra de Asturias, por una Comisión de Facultativos*. 62 pp.
- FÄRBER, A. (1958).- "Stratigraphie und tektonik der Westasturischen küste zwischen den Flüssen Navia and Nalon (Spanien)". *Diss. Univ. Münster*, 140 pp.
- FÄRBER, A. y JARITZ, W. (1964).- "Die Geologie des westasturischen Küstengebietes". *Geol. Jb.*, 81, 679-783.

- FERNANDEZ DEL VALLE, C. (1977).- "Genesis de los yacimientos de Hierro de Porcía (Asturias)". *Tesis de Licenciatura. Univ. de Oviedo*, 45 pp.
- FERNANDEZ SECADES, M.L. (1975).- Petrología y geoquímica de las manifestaciones efusivas de la región de Cabo Peñas (N de Asturias)". *Brev. Geol. Asturica*, XIX (1), 9-16.
- FERNANDEZ SUAREZ, J., CORRETGE, L.G. y SUAREZ, O. (1989).- "La estructura del plutón granítico de Boal (Asturias, España), nuevas aportaciones sobre su "fabric" interna y modo de emplazamiento". *Geogaceta*, 6, 46-50.
- FLOR, G. (1983).- "Las rasas asturianas: ensayos de correlación y emplazamiento". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 13, 65-81.
- FOMBELLA, M.A. (1979).- "Palinología de la Formación Oville, en las provincias de León y de Oviedo, edad Cámbrico medio inferior-Cámbrico superior-Tremadoc". *Tesis Univ. Oviedo*, 1-268.
- GALAN, G. y SUAREZ, O. (1989).- "Cortlanditic enclaves associated with calcoalkaline granites from Tapia-Asturias (Hercynian Belt, north western Spain)". *Lithos*, 23,
- GARCIA ALCALDE, J.L., ARBIZU, M.A., GARCIA LOPEZ, S. y MENDEZ BEDIA, I. (1979).- "Cantabrian Mountains (NW Spain)". *Meeting of the International subcommissions on Devonian Stratigraphy. Guidebook of the field trip*, 31 pp. Serv. Publ. Univ. Oviedo.
- GARCIA ALCALDE, J.L. y MENENDEZ ALVAREZ, J.R. (1988).- "The Devonian-Carboniferous boundary in the Astur-leonese Domain (Cantabrian Mountains, NW Spain)". *Cour. Forsch. Senckenberg*, 100, 21-37.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. y PARGA PONDAL, I. (1964).- "Las rocas del Cámbrico IV. Una traquita alcalina estratificada en el Cámbrico de Faradón (Valle del Narcea)". *Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 76, 79-93.
- GARCIA-RAMOS, J.C. (1978).- "Estudio e interpretación de las principales facies sedimentarias comprendidas en las formaciones Naranco y Huergas (Devónico medio) en la Cordillera Cantábrica". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 10, 195-247.
- GARCIA RAMOS, J.C. (1984).- "Estratigrafía y sedimentología de las unidades detriticas del Devónico medio de la Zona Cantábrica (cuenca Astur-leonesa)". *Centro de Documentación Inst. Geol. Min. España*, 110 pp.
- GEINITZ, H.B. (1867).- "Über organische überreste aus der Steinkohlen gruben Arnao bei Avilés, in Asturien". *N. Jb. F. Min.*, 283-286.
- GERVILLA, M., BEROIZ, C., BARON, A., RAMIREZ DEL POZO, J. y GIANNINI, G.- (1973).- Memoria explicativa de la Hoja nº 30 (14-04) (Villaviciosa). Mapa Geológico Nacional a E. 1:50.000 (MAGNA). Inst. Geol. Min. España, 1-54.
- GIETELINK, G. (1973).- "Sedimentology of a linear prograding coastline followed by three high-destructive delta-complexes (Cambro-Ordovician, Cantabrian Mountains, NW Spain)". *Leidse Geol. Meded.*, 49, 124-144.
- GINKEL, A.C. van (1965).- "Carboniferous fusulines from the Cantabrian Mountains (Spain)". *Leidse Geol. Meded.*, 31, 1-225.
- GOMEZ DE LLARENA, J. y ROYO GOMEZ, J. (1927).- "Las terrazas y rasas litorales de Asturias y Santander". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 27, 19-38.
- GONZALEZ LODEIRO, F., HERNANDEZ URROZ, J., KLEIN, E., MARTINEZ CATALAN, J.R. y PABLO MACIA, J.G. de (1982).- "Mapa Geológico de España E. 1:200.000 Lugo (8)". Inst. Geol. Min. España.
- GONZALEZ MENENDEZ, L. (1979).- "Petrología y geoquímica de los porfiroides del Precámbrico del Narcea (Zona de Tineo-Cangas de Narcea)". *Tesis de Licenciatura. Univ. Oviedo*, 110 pp.
- GRAND'EURIY, F.C. (1881).- "Les empreintes houillères récoltées dans les Asturies par M. Charles Barrois". *Ann. Soc. Géol. Nord.*, IX, 1-2.
- GRIZEZ, L. (1961).- "Etude de quelques formations de l'Ouest des Asturies". *Bull. Assoc. Géogr. Francia*, 298, 52-58.
- GUTIERREZ ALONSO, G. (1987).- "La estructura de la parte norte de la ventana tectónica del Narcea (Zona Cantábrica, NW España)". *Seminario de Investigación. Univ. Oviedo*, 42 pp.
- GUTIERREZ ALONSO, G. y VILLAR, P. (1990).- "El Precámbrico del Antiforme del Narcea". Informe. *Centro de Documentación Inst. Geol. Min. España*, 104 pp.

- GUTIERREZ CLAVEROL, M. (1973).- "Sinopsis estratigráfica del Cretácico de Asturias". *Bol. Inst. Est. Asturianos (Supl. Ciencias)*, 18, 118 pp.
- GUTIERREZ-MARCO, J.C. (1986).- "Graptolitos del Ordovícico español". *Tesis Doctoral Univ. Complutense*, Madrid (Inédito).
- HAMMANN, W. (1974).- "Phacopina und Cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien". *Senckenberg, Lethaea*, 55 (1-5), 1-151.
- HARKER, A. (1909).- *The natural history of igneous rocks*. McMillan Press.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1949).- "Las rasas litorales de la costa cantábrica en su segmento asturiano". *C.R. VII Congr. Intern. Geogr.*, 2, 29-86.
- HERNANDEZ PACHECO, F. y ASENSIO AMOR, I. (1961).- "Material sedimentario sobre la rasa Cantábrica. Tramo asturiano comprendido entre Santiago de Villapedre (Navia) y Cadavero (Luarca)". *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, 59, 207-223.
- HERNANDEZ PACHECO, F. y ASENSIO AMOR, I. (1964).- "Recientes investigaciones sobre la génesis de la rasa litoral cantábrica (Tramo final del valle del río Navia, Asturias)". *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat.*, 62, 61-89.
- HERNANDEZ PACHECO, F. y ASENSIO AMOR, I. (1965).- "El manchón carbonífero estefaniense de la Punta de la Rubia, Figueras (Asturias)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, LXIII, 299-307.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1914).- "Estudio geológico de la provincia de Lugo". *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, 34, 81-171.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1915).- "Fósiles de Galicia. Notas sobre la fauna paleozoica de la provincia de Lugo". *Bol. Inst. Geol. Min. Esp.*, 36, 277-303.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1916).- "Criaderos del mineral de hierro de Los Oscos". *Criaderos de hierro de España*, 2, 611-619.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1924).- "Rectificación geológica de las Cuencas del Nervión y del Ibera". *Bol. Inst. Geol. España*, XLV, 253-261.
- HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1935).- "El sistema cambriano. Explicación del nuevo mapa geológico de España nº 1". 291-528.
- HEWARD, A.P. (1978).- "Alluvial Fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Cínara-Matallana and Sabero) coalfields, northern Spain". *Sedimentology*, 26, 451-488.
- HORVATH, V., LEYVA, F. y NAVARRO, D. (1987).- "Estudio geológico del Estefaniense de Arnao (Asturias, NO de España)". *Bol. Geol. Min.*, XCIX-V, 630-639.
- HUDLESTON, P.J. (1973).- "Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development". *Tectonophysics*, 16, 1-46.
- JAHOMA, R., ANDREWS, J.R. y FOSTER, R.P. (1989).- "Structural controls of Monterroso and other gold deposits in northwest Spain - fractures, jogs and hot jogs". *Trans. Inst. Min. Metall.*, 98, B1-B6.
- JAMISON, W.R. (1987).- "Geometric analysis of fold development in overthrust terranes". *Jour. Struct. Geol.*, 9, 207-219.
- JARITZ, W. y WALTER, R. (1970).- "Faziesuntersuchungen in Altpaläozoikum Nordwest-Spaniens/Asturien und Prov. Lugo". *Geol. Jb.*, 88, 509-552.
- JOHNSON, D.W. (1919).- "Shore Processes and Shoreline Development". Wiley. New York.
- JONGMANS, W.J. (1951).- "Las floras carboníferas de España". *Estudios Geol.*, 7, 281-330.
- JULIVERT, M. (1967).- "La ventana tectónica del río Color y la prolongación septentrional del Manto del Ponga". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 1, 1-26.
- JULIVERT, M. (1971).- "Decollement tectonics in the Hercynian Cordillera of Northwest Spain". *Am. Jour. Sci.*, 270, 1-29.
- JULIVERT, M. (1976).- "La estructura de la región de Cabo Peñas". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 8, 203-309.
- JULIVERT, M. (1978a).- "Hercynian orogeny and Carboniferous palaeogeography in northwestern Spain: a model of deformation-sedimentation relationships". *Z. dt. Geol. Ges.*, 129 (3), 565-592.

- JULIVERT, M. (1983).- "La estructura de la Zona Cantábrica". En: *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España*, I, 339-380. Inst. Geol. Min. España.
- JULIVERT, M. y ARBOLEYA, M.L. (1984).- "A geometrical and kinematical approach to the nappe structure in an arcuate fold belt: the Cantabrian nappes (Hercynian Chain, NW Spain)". *J. Struct. Geol.*, 6, 499-519.
- JULIVERT, M. y MARCOS, A. (1968).- "Cartografía y memoria de la Hoja nº 54 (Rioseco) del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000". Inst. Geol. Min. España, 16 pp.
- JULIVERT, M. y MARCOS, A. (1973).- "Superimposed folding under flexural conditions in the Cantabrian Zone (Hercynian Cordillera, NW Spain)". *Am. Jour. Sci.*, 273, 353-375.
- JULIVERT, M. y TRUYOLS, J. (1969).- "Sobre la naturaleza del contacto Cretáceo-Terciario en la zona urbana de Oviedo". *Brev. Geol. Asturica*, 13 (2), 17-24.
- JULIVERT, M. y 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*, 6, 241-243.
- JULIVERT, M., MARCOS, A. y PULGAR, J.A. (1977).- "Memoria del Mapa Geológico de España, Hoja nº 27 (Tineo), E. 1:50.000". Inst. Geol. Min. España, 28 pp.
- 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*, 4 (1), 1-7.
- JULIVERT, M., TRUYOLS, J. y VERGES, J. (1983).- "El Devónico en el Macizo Ibérico. En: Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España (I), Ed. por I.G.M.E., 265-311.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972).- "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares". Inst. Geol. Min. España, 113 pp.
- JULIVERT, M., MARCOS, A., MARTINEZ, F.J. y TRUYOLS, J. (1977).- "Memoria y cartografía de la Hoja nº 27 (Tineo) del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000". Inst. Geol. Min. España, 28pp.
- JULIVERT, M., TRUYOLS, J., MARCOS, A. y ARBOLEYA, M.L. (1973).- "Memoria y cartografía de la Hoja nº 13 (Avilés) del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000". Inst. Geol. Min. España, 1-30.
- JULIVERT, M., MARTINEZ, F., TRUYOLS, J., MARCOS, A. y PULGAR, J.A. (1977).- "Memoria y cartografía de la hoja nº 51 (Belmonte de Miranda) del Mapa Geológico Nacional a E. 1:50.000". Inst. Geol. Min. España, 36 pp.
- KLEIN, E., BARRERA, J.R. y RODRIGUEZ, L.R. (1988).- "Caracterización petrológica y geoquímica del Macizo de Boal". *Centro Documental I.T.G.E.*, 58 pp.
- KULLMANN, J. (1962).- "Die Goniatiten der Namur-Stufe (Oberkarbon) im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)". *Akad. Wiss. Abh. Mainz. Abh. Math. Naturw. Kl.*, 6, 259-377.
- LORENZO, P. (1977).- "La edad de las cuencas de S. Juan de Nieva y Arnao (NW España)". *Brev. Geol. Asturica*, XXI (2), 29-32.
- LOTZE, F. (1956).- "Das Präkambriums Spaniens". *Neues Jb. Geol. Paläont.*, 8, 373-380. (Trad. por J.M. Gomez de Llarena: "El Precámbrico en España". *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 1960, 60, 227-240).
- LOTZE, F. (1957).- "Zum Alter nordwestspanischer Quarzit-Sandstein-Folgen". *Neues Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 10, 464-471.
- LOTZE, F. (1961).- "Das Kambrium Spaniens. Teil I: Stratigraphie". *Akad. Wiss. Lit. Abh. Math.-naturw. Kl.*, 6, 1-216 (283-498) (Trad. en Mem. Inst. Geol. Min. Esp., 75, 1-256).
- LOTZE, F. y SDZUY, K. (1961).- "Das Kambrium Spaniens Teil I: Stratigraphie". *Akad. Wiss. Lit. Abh. Math.-naturw. Kl.*, 6-8, 1-411 (283-694). Traducido por J. Gómez de Llarena: "El Cámbrico de España". *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 75, 256 pp.
- LLOPIS LLADO, N. (1950).- "Mapa geológico de las Sierras de la Coruxera, La Mostayal y Monsacro. E. 1:25.000". *Publ. Serv. Geol. de I.D.E.A.*, Oviedo.
- LLOPIS LLADO, N. (1956).- "Los depósitos de la costa cantábrica entre los cabos de Busto y Vidiño". *Speleon*, VI (4), 333-347.
- LLOPIS LLADO, N. (1957).- "La costa cantábrica". *V. Congr. Int. Ingua.*, 43-55.
- LLOPIS LLADO, N. (1961a).- "Estudio geológico del plutón de Boal (Asturias) y sus yacimientos

- tos de Wolframio". *Brev. Geol. Asturica*, 5 (3-4), 3-52.
- LLOPIS LLADO, N. (1961b).- "Estudio geológico de la región de Cabo de Peñas (Asturias)". *Bol. Inst. Min. España*, 82, 233-348.
- LLOPIS LLADO, N. (1963).- "Estudio geológico de los alrededores de Luarca (Asturias)". *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 74, 15-72.
- LLOPIS LLADO, N. (1964).- "Sur la paléotectonique des Asturies et ses rapports avec la moitié occidentale de la Péninsule Ibérique". *Brev. Geol. Asturica*, 8 (1-4), 91-140.
- LLOPIS LLADO, N. (1965).- "Estudio geológico de los alrededores de Avilés". *Bol. Inst. Geol. Min. España*, LXXVI, 75-142.
- LLOPIS LLADO, N. (1967).- "Sur le Dévonien inférieur des Asturies (Espagne)". *Mém. Bur. Rech. Geol. Min.*, 33, 265-278.
- LLOPIS LLADO, N. y MARTINEZ ALVAREZ, J.A. (1960).- Sobre el Terciario continental del occidente de Asturias y su significación morfotectónica". *Brev. Geol. Asturica*, IV, 3-18.
- LLOPIS LLADO, N., VILLALTA, J.F., CABANAS, J.F. DE, PELAEZ PRUNEDA, J.R. y VILAS, L. (1967).- "Le Dévonien de l'Espagne". *Intern. Sym. Devonian Syst.*, Calgary, Canadá, 1, 171-187.
- LUNAR HERNANDEZ (1975).- "Estudio de los yacimientos de Hierro del Noroeste de la península. Avance de las características geológicas y mineralógicas". *Tecniterrae*, 3, 14-23.
- LUNAR HERNANDEZ, (1977).- "Mineralogénesis de los yacimientos de Hierro del NW de la Península". *Mem Inst. Geol. Min. España*, 20, 211 pp.
- MALLADA, L. (1896).- "Explicación del mapa geológico de España. T II: Sistemas Cambriano y Siluriano". *Mem. Com. Map. Geol. España*, 20, 1-515.
- MALLADA, L. (1898).- "Explicación del Mapa Geológico de España. T III: Sistemas Devoniano y Carbonífero". *Mem. Com. Map. Geol. España*, 21, 1-405.
- MALLADA, L. y BUITRAGO, J. (1878).- "La fauna primordial a uno y otro lado de la Cordillera Cantábrica". *Bol. Com. Map. Geol. España*, 5, 117-194.
- MARCOS, A. (1970).- "Sobre la presencia de un flysch del Ordovícico superior en el Occidente de Asturias". *Brev. Geol. Asturica*, 14 (2), 13-28.
- MARCOS, A. (1971a).- "Las deformaciones hercianas en el occidente de Asturias; la segunda fase de deformación y su extensión en el NW de la Península". *Brev. Geol. Asturica*, XV, 2-6.
- MARCOS, A. (1971b).- "Cabalgamientos y estructuras menores asociadas, originadas en el transcurso de una nueva fase herciana de deformación en el occidente de Asturias (NW de España)". *Brev. Geol. Asturica*, XV, 59-64.
- MARCOS, A. (1973).- "Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciana del occidente de Asturias (NW de España)". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 6, 1-113.
- MARCOS, A. y ARBOLEYA, M.L. (1975).- "Evidence of progressive deformation in minor structures in western Asturias (NW Spain)". *Geol. Rudscha*, 64, 278-287.
- MARCOS, A. y ARBOLEYA, M.L. (1976).- "Memoria del Mapa Geológico de España, Hoja nº 12 (BUSTO), E. 1:50.000". *Inst. Geol. Min. España*. 21 pp.
- MARCOS, A. y PEREZ-ESTAUN, A. (1980).- "Memoria y cartografía de la Hoja nº 25 (Vegadeo) del Mapa Geológico de España E. 1:50.000". *Inst. Geol. Min. España*.
- MARCOS, A. y PEREZ-ESTAUN, A. (1981).- "La estratigrafía de la Serie de los Cabos en la Zona de Vegadeo (Zona Asturoccidental-leonesa, NW de España)". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 11, 89-94.
- MARCOS, A. y PHILIPPOT, A. (1972).- "Nota sobre el Silúrico del occidente de Asturias (NW de España)". *Brev. Geol. Asturica*, 16 (3), 39-42.
- MARCOS, A. y PULGAR, J.A. (1980).- "Mapa geológico de España, E. 1:50.000, Hoja nº 11 (Luarca)". *Mem. Explicativa. Inst. Geol. Min. España*, 1-24.
- MARCOS, A. y PULGAR, J.A. (1982).- "An approach to the tectonostratigraphic evolution of the Cantabrian foreland thrust and fold belt, Hercynian Cordillera of NW spain". *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh.*, 163, 256-260.

- MARCOS, A. y RUIZ, F. (1976).- "Memoria del Mapa Geológico de España Hoja nº49 San Martín de Oscos, E. 1:50.000". Inst. Geol. Min. España, 37 pp.
- MARCOS, A., BASTIDA, F. y GALAN, J. (1980).- "Memoria y cartografía de la Hoja nº 10 (Ribadeo) del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000". Inst. Geol. Min. España, 25 pp.
- MARCOS, A., PULGAR, J.A. y MARTINEZ, F.J. (1980).- "Memoria y Mapa Geológico de España , Hoja nº 26 (Boal) E. 1:50.000"., Inst. Geol. Min. España, 28 pp.
- MARCOS, A., MARTINEZ, F.J., JULIVERT, M. y PULGAR, J.A. (1980).- "Memoria y cartografía de la Hoja nº 50 (Cangas de Narcea) del Mapa Geológico de España, E. 1:50.000". Inst. Geol. Min. España, 31 pp.
- MARTINEZ, F.J. y GIL IBARGUCHI, I. (1983).- "El metamorfismo en el Macizo Ibérico". Libro Jubilar J.M. Ríos (Geología de España), 1, 555-569.
- MARTINEZ, F.J. y ROLET, J. (1988).- "Late Paleozoic metamorphism in the Northwestern Iberian peninsula, Brittany and related areas in Southwest Europe". In: A.L. Harris & D.J. Fetter (Eds.), "The Caledonian-Apalachian Orogen". Geol. Soc. Spec. Publ., 38, 611-620.
- MARTINEZ ALVAREZ, J.A., GUTIERREZ CLAVERO, M. y TORRES ALONSO, M. (1975).- "Memoria y cartografía de la Hoja nº 28 (Grado) del Mapa Geológico de España a E. 1:50.000". Inst. Geol. Min. España.
- MARTINEZ CATALAN, J.R. (1981).- "Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental-leonesa)". Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, 317 pp.
- MARTINEZ CATALAN, J.R. (1985).- "Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental-leonesa)". Corpus Geol. Galliaeae, 2, 291 pp.
- MARTINEZ CATALAN, J.R., GONZALEZ LODEIRO, F., IGLESIAS, M. y DIEZ BANDA, M.A. (1977).- "La estructura del Domo de Lugo y del anticlinorio del Ollo de Sapo". Studia Geol. Sal., XII, 109-122.
- MARTINEZ CHACON, M.L. (1979).- "Braquiópodos carboníferos de la Cordillera Cantábrica (Orthida, Strophomenida y Rhynchonellida)". Mem. Inst. Geol. Min. España, 96, 1-291.
- MARTINEZ GARCIA, E. (1983).- "El Pérmico de la Cordillera Cantábrica". X Congr. Int. Estrat. Geol. Carbonífero. I.G.M.E. Madrid.
- MARY, G. (1967).- "Les niveaux marins fossiles de la région de Otur (Luarca, Asturias, Espagne)". Bull. Soc. Linn. Normandie, 10 (8).
- MARY, G. (1968).- "Les formations marines actuelles et fossiles à l'embouchure du río Esba (Luarca, Asturias, Espagne)". Cah. Ocean., 20, 683-693.
- MARY, G. (1971).- "Les hautes surfaces d'abrasion marine de la côte asturienne (Espagne)". Publ. Inst. Fr. Pétrol, Coll. Colloques et Séminaires, 22 ("Histoire structurale du Golfe de Gascogne", II).
- MARY, G. (1983).- "Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno". Trab. Geol. Univ. Oviedo, 13, 3-35.
- MATTE, Ph. (1967).- "Le Précambrien supérieur schisto gréseux de l'ouest des Asturias. Comparaison avec les autres affleurements pré-cambriennes du Nord Ouest de l'Espagne". Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam., 2^e serv., X, 205-211.
- MATTE, Ph. (1968).- "La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)". Geol. Alpine, 44, 1-127.
- MATTE, Ph. (1969).- "Les kink-bands. Exemple de déformation tardive dans l'hercynien du Nord-Ouest de l'Espagne". Tectonophysics, 7, 309-322.
- MEER MOHR, C.G. van (1983).- "The lower Palaeozoic of the Leonides and Pisueña-Carrión province in the Cantabrian zone of northwest Spain". ITC Jour., 205-213.
- MELENDEZ, B. y ASENSIO AMOR, I. (1964).- "El yacimiento de Trilobites del Cámbrico medio de Presa (Monte Pruida, Castropol, Asturias)". Brev. Geol. Asturica, 8 (1-4), 28-36.
- MENDEZ-BEDIA, I. (1971).- "Nota sobre las microfacies de la Formación Moniello (Devónico) en la zona de Teverga (Asturias-NW de España)". Brev. Geol. Asturica, 15 (2), 17-32.

- MENDEZ-BEDIA, I. (1976).- "Biofacies y litofacies de la Formación Moniello-Santa Lucía (Devónico de la Cordillera Cantábrica, NW de España)". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 9, 1-93.
- MONTESINOS, J.R. (1981a).- "El Ordovícico medio en el Área de Cabo Peñas, correlación con Cabo Vidriás (Asturias, N de España)". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2, 175-185.
- MONTESINOS, J.R. (1981b).- "Las Pizarras de Luarca (Ordovícico medio) en el Área de Cabo Vidriás (Asturias, N de España)". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2, 187-193.
- NONN, H. (1961).- "Les dépôts de la rasa cantabrique dans sa partie occidentale (Galice, Espagne)". *Rev. Géomorph. Dyn.*, 7-8-9, 97-105.
- NONN, H. (1966).- "Les régions cotières de la Galice (Espagne), étude géomorphologique". *Imprimeire Louis Jean. Gap*.
- PAILLETE, A. (1845).- "Recherches sur quelques-unes des roches qui constituent la province des Asturies (Espagne)". *Bull. Soc. Géol. France*, 2, 439-457.
- PARGA, J.R. y VEGAS, R. (1972).- "Problems and discussions on Precambrian series of the Hesperic Massif (Western Iberian Peninsula)". *Geol. Rundschau*, 61, 44-69.
- PARGA PONDAL, I. y otros (1967).- "Carte géologique du Nord-Ouest de la Peninsule Ibérique (hercynien et antéhercynien)". Serv. Geol. Portugal, 1a. Edición, Lisboa.
- PASTOR GOMEZ, V. (1962).- "Probable área precámbrica al NO de León". *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 67, 71-80.
- PASTOR GOMEZ, V. (1969).- "Mapa Geológico de España, Hoja nº 128 (Riello), E. 1:50.000". Inst. Geol. Min. España.
- PATAC, I. (1932).- "Estudio geológico-mínero de la cuenca hullera submarina de Arnao (Avilés)". *Riq. Min. de España*, 45 pp.
- PELLO, J. (1968).- "Sobre la existencia del Devónico superior en la región central de Asturias y los problemas que plantea el contacto Devónico-Carbonífero al W de Oviedo". *Brev. Geol. Asturica*, XII, 11-16.
- PELLO, J. (1972).- "Estudio geológico de la región central de Asturias". Tesis Doctoral Univ. Oviedo. Inédito.
- PELLO, J., JULIVERT, M. y MARCOS, A. (1971).- "Mapa Geológico de España a E. 1:200.000 y Memoria explicativa de la Hoja nº 2 (Avilés)". Inst. Geol. Min. España, 41 pp.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1971).- "La ventana tectónica de Villabandín (Antiforme del Narcea, León)". *Brev. Geol. Asturica*, XV, 7-13.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1973).- "Datos sobre la sucesión estratigráfica del Precámbrico y la estructura del extremo Sur del Antiforme del Narcea (NW de España)". *Brev. Geol. Asturica*, XVII, 5-16.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1974a).- "Aportaciones al conocimiento del Carbonífero de San Clodio (prov. de Lugo)". *Brev. Geol. Asturica*, 18 (1), 3-8.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1974b).- "Algunas precisiones sobre la sucesión ordovícica y silúrica de la región de Truchas". *Brev. Geol. Asturica*, 18 (2), 23-25.
- PEREZ-ESTAUN, A. (1978).- "Estratigrafía y estructura de la rama S de la Zona Asturooccidental-leonesa". *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 92, 1-151.
- PEREZ-ESTAUN, A. y MARCOS, A. (1981).- "La Formación Agüera en el Sinclinal de Vega de Espinareda: aproximación al modelo de sedimentación durante el Ordovícico superior en la Zona Asturooccidental-leonesa (NW de España)". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 11, 135-145.
- PEREZ-ESTAUN, A. y MARTINEZ, F.J. (1978).- "El Precámbrico del Antiforme del Narcea en el sector de Tineo-Cangas de Narcea (NW de España)". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 10, 367-377.
- PEREZ-ESTAUN, A., BASTIDA, F., MARTINEZ CATALAN, J.R., GUTIERREZ MARCO, J.C., MARCOS, A. y PULGAR, J.A. (1990).- "West Asturian-leonese zone: Stratigraphy". In: R.D. Dallmeyer & E. Martínez García (Eds.), "Pre-Mesozoic Geology of Iberia". Springer Verlag. 92-102.
- POLL, K. (1970).- "Stratigraphie und Tektonik en der Wende Silurium/Devon im Westlichen Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)". *Sitzungsber. d. Physik.-medizin. Soz. Erlangen*, 83-84, 32-113.
- PORTER, D., PANIAGUA, A. y SAENZ, J. (1989).- "Gold mineralizations of NW Spain". Livret guide Symposium International en Europa.

- PRADO, C. de (1857).- "Lettre à M. de Verneuil sur le terrain Silurien des Asturias (28 oct. 1857)". *Bull. Soc. Géol. France*, 15, 91-93.
- PRIEM, H.N., BOELRIJK, N., VERSCHURE, R.A., HEBEDA, E.M. y VERDURMEN, E.A. Th. (1970).- "Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the western Iberian Peninsula". *Elogiae Geol. Helvet.*, 63, 255-274.
- PULGAR, J.A. (1980).- "Análisis e interpretación de las estructuras originadas durante las fases de replegamiento en la Zona Asturooccidental-leonesa (Cordillera Herclínica, NW España)". *Tesis Doctoral. Univ. Oviedo*, 334 pp.
- PULGAR, J.A. (1981).- "La disolución por presión y el desarrollo del bandeado tectónico meso y microscópico en rocas metapelíticas de bajo grado del NW de España". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 11, 147-190.
- RADIG, F. (1962a).- "Zur Stratigraphie des Devons in Asturien (Nordspanien)". *Geol. Rundschau*, 51 (1), 249-167 (Traduc. Notas Com. Inst. Geol. Min. España, 72, 105-127).
- RADIG, F. (1962b).- "Ordovizium/Silurium und die Frage prävariszischer Faltungen in Nordspanien". *Geol. Rundschau*, 52, 346-357.
- RADIG, F. (1964).- "Beitrag zur Kenntnis der Grenzschichten Devon-Karbon im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)". *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 3, 150-162.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1969).- "Biostratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de la costa Asturiana (zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa)". *Bol. Geol. Min.*, 80, 19-44.
- RAMIREZ DEL POZO, J. (1972).- "Algunas precisiones sobre la bioestratigrafía, paleogeografía y micropaleontología del Cretácico asturiano (Zona de Oviedo-Infiesto-Villaviciosa-Gijón)". *Bol. Geol. Min.*, 83 (2), 122-162.
- RAMSAY, J.G. (1967).- "Folding and fracturing of rocks". McGraw Hill Co., 568 pp.
- RAVEN, J.G.M. (1983).- "Conodont biostratigraphy and depositional history of the Middle Devonian to Lower Carboniferous in the Cantabrian Zone (Cantabrian Mountains, Spain)". *Leidse Geol. Meded.*, 52, 265-339.
- RIAZA, A. (1984).- "Análisis del boudinage en la Playa del Silencio (Asturias, NO de España)". *Bol. Geol. Min.*, XCVII, 116-128.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R. (1977).- "La estructura de la prolongación N de las unidades de Tameza y La Sobia (Asturias, Cordillera Cantábrica)". *Tesis de Licenciatura. Univ. Oviedo*, 58 pp.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R. (1978).- "La estructura de la prolongación N de las unidades de Tameza y La Sobia". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 10, 389-394.
- RODRIGUEZ FERNANDEZ, L.R. y MARTINEZ CIEN-FUEGOS, F. (1986).- "Mapa Geológico del sector de Llanera-Las Regueras". En: *Cuenca Carbonífera oculta en Asturias*.
- RUIZ, F. (1971).- "Geología del sector Norte del Anticlinorio del Narcea". *Brev. Geol. Asturica*, XV, 39-46.
- RUIZ FALCO, M. y MADARIAGA, R. (1941) - "Aportación al estudio de los terrenos carboníferos y primarios de España". *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 55, 147 pp.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L. (1982).- "Cretácico de Asturias". En: *El Cretácico de España. Univ. Complutense*, Madrid, 25-47.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L. y BARBA REGIDOR, F.J. (1981).- "Estudio sedimentológico de los conglomerados del Jurásico de Asturias (Borde Occidental)". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 11, 203-212.
- SANCHEZ DE LA TORRE, L. y MANJON, M. (1976).- "Facies de la Caliza de Moniello en la Zona de Arnao, Asturias". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 8, 109-129.
- SCHULZ, G. (1834).- "Sur la Gelice". *Bull. Soc. Géol. France*, IV, 416-418.
- SCHULZ, G. (1858).- "Descripción geológica de la provincia de Oviedo". Edic. José González, 138 pp.
- SDZUY, K. (1961).- "Das Kambrium Spaniens. Teil II: Trilobiten". *Akad. Wiss. Lit., Abh. Math-Naturwiss. Kl.*, 7-8, 217-408 (499-690).
- SDZUY, K. (1968).- "Biostratigrafía de la griotte cámbrica de los Barrios de Luna (León) y de otras sucesiones comparables". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 2, 45-67.

- SDZUY, K. (1971).- "La subdivisión bioestratigráfica y la correlación del Cámbrico medio de España". *I Congr. Hispano-Luso-Americano Geol. Econ.*, Madrid-Lisboa, 2, 769-782.
- SEILACHER, A. (1970).- "Cruziana stratigraphy of "non fossiliferous" Paleozoic sandstones". In: T.P. Crimes & J.C. Harper (Eds.): *Trace fossils. Geol. Jour. Spec. Issue*, 3, 447-476.
- SHEPARD, F.P. (1963).- "Submarine Geology". Harper & Row. New York.
- SITTER, L.U. de (1949).- "The development of the palaeozoic in northwest Spain". *Geol. Mijn*, 11 (11), 312-331 (12), 324-340.
- SITTER, L.U. de (1950).- "El desarrollo del Paleozoico en el noroeste de España". *Publ. extr. Geol. España, C.S.I.C.*, V, 5-40.
- SITTER, L.U. de (1970).- "Le Précambrien dans la chaîne Cantabrique". *C.R. Somm. Soc. Geol. France*, 9, 253-254.
- SOLER, M. (1967).- "Evolución longitudinal del cabalgamiento de Peña Sobia (Asturias)". *Acta Geol. Hisp.*, II, 82-84.
- SUAREZ, O. (1970).- "El estudio petrológico de los afloramientos plutónicos de la zona occidental Astur-Leonesa (NW de España)". *Tesis Univ. Salamanca*, 284 pp.
- SUAREZ, O. (1971).- "Estudio petrológico del plutón de Boal (Asturias, NW de España)". *Stvd. Geol.*, II, 93-113.
- SUAREZ, O. (1972).- "Petrología del stock granítico de "El Pato" (Asturias, NW de España)". *Studia Geol.*, 3, 119-129.
- SUAREZ, O. (1973).- "Estudio petrológico y geoquímico del granito de Añares (Asturias-Lugo, España)". *Estudios Geol.*, XXX, 167-178.
- SUAREZ, O. y SUAREZ, V. (1970).- "Sobre las rocas plutónicas de la zona de Tapia (Asturias, España)". *Bol. Geol. Min.*, 81 (3), 157-163.
- SUAREZ, O., RUIZ, F., GALAN, J. y VARGAS, I. (1978).- "Edades Rb-Sr de granitoides del Océano de Asturias (NW de España)". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 10, 437-442.
- SUAREZ DE CENTI, C. (1988).- "Estratigrafía y sedimentología de la Unidad Fm Furada/San Pedro (Silúrico Superior-Devónico Inferior). Zona Cantábrica". *Centro de Documentación I.T.G.E.*, 243 pp
- SUAREZ DEL RIO, L.M. y SUAREZ, O. (1976).- "Estudio petrológico de los porfiroides precámbricos en la zona de Cudillero (Asturias)". *Estudios Geol.*, 33, 53-59.
- SUAREZ VEGA, L.C. (1974).- "Estratigrafía del Jurásico de Asturias". *Cuad. Geol. Ibérica*, 3, 2 tomos, 368 pp.
- SUPPE, J. y MEDWEDEFF, D.A. (1984).- "Fault-propagation folding". *Geol. Soc. Am., Ann. Mtg. Prog. Abs.*, 16, 670.
- TERMIER, P. (1918).- "Contributions à la connaissance tectonique des Asturies: Anomalies au contact du houiller et du Dévonien d'Arnao". *C.R. Acad. Sc. Paris*, 166, 433-439.
- TERMIER, P. (1981b).- "Contributions à la connaissance de la tectonique des Asturies: la signification des mylonites d'Arnao". *C.R. Acad. Sci. Paris*, 166, 516-520.
- TORRES ALONSO, M. y MARTINEZ ALVAREZ, J.A. (1969).- "Datos estructurales del valle inferior de los ríos Nalón y Narcea (Asturias)". *Acta Geol. Hisp.*, A. IV, 104-107.
- TRUYOLS, J. y GARCIA ALCALDE, J. (1981).- "Aspectos bioestratigráficos del Devónico Cantábrico (España)". *Curso de Conf. sobre P.I.C.G. Real Acad. de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 2, 77-90.
- TRUYOLS, J. y JULIVERT, M. (1976).- "La sucesión paleozoica entre Cabo Peñas y Antromero". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 8, 5-30.
- TRUYOLS, J. y SANCHEZ DE POSADA, L. (1983).- "El Carbonífero inferior y medio de la Región de Pliegos y Mantos. En: C. Martínez Díaz (Ed.), *Carbonífero y Pérmico de España. X Congr. Inter. Estrat. y Geol. Carbonífero*, 39-59.
- TRUYOLS, J., ARBIZU, M.A., GARCIA ALCALDE, J.L., GARCIA LOPEZ, S., MENDEZ BEDIA, I., SOTO, F. y TRUYOLS MASSONI, M. (1990).- "Stratigraphy of the Asturian-Leonese Domain". In: R.D. Dallmeyer & E. Martínez García, Eds. *"Pre-Mesozoic Geology of Iberia"*, Springer Verlag, 10-19.
- URLIG, S. (1984).- "Der Pluton von Boal (W Asturien, Spanien) und seine scheelitlagerstätte Penouta". *Z. dt. Ges.*, 135, 345-371.

- VALDES LEAL, J. (1965).- "La tectónica de los Oros (Asturias)". *Estudios Geol.*, XX, 271-283.
- VALDES LEAL, J. (1967).- "Esquema geotectónico del occidente de Asturias". *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 99-100, 181-186.
- VALENZUELA, M., GARCIA RAMOS, J.C. y SUAREZ DE CENTI, C. (1986).- "The Jurassic sedimentation in Asturias (N Spain)". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 16, 121-132.
- VALENZUELA, M., GARCIA-RAMOS, J.C., GONZALEZ LASTRA, J.A. y SUAREZ DE CENTI, C. (1986b).- "Los cuerpos calcáreos nodulosos del Lias y Dogger de Asturias. Clasificación y origen". *XI Congr. Nac. Sedem. Barcelona, (abstract) Acta Geol. Hispánica. Vol. extraord.* (en prensa).
- VANGUESTAINE, M. y ARAMBURU, C. (1988).- "Cambrian and Ordovician acritarchs and chitinozoa from the Cantabrian Mountains, NW Spain, preliminary results": *Int. Symp. Circum-Mediterranean Palynology. Zeist (Holanda). Resúmenes*.
- VEGA ROLLAN, C. de la (1959).- "Flora Carbonífera de Asturias y su distribución estratigráfica". *Brev. Geol. Asturica*, 3 (1-2), 3-70.
- VIRGILI, C. y CORRALES, I. (1968).- "Observaciones sobre el flysch carbonífero de la playa de San Pedro (Asturias)". *Brev. Geol. Asturica*, 12 (1), 5-8.
- WAGNER, R.H. (1959).- "Flora fósil y estratigrafía del Carbonífero de España NW y Portugal N". *Estudios Geol.*, 15 (homenaje a M. San Miguel de la Cámara), 393-420.
- WAGNER, R.H. (1962).- "A brief review of the stratigraphy and floral succession of the Carboniferous in NW Spain". *C.R. IV e Congr. Av. Etud. Strat. Géol. Carbonif.*, 3, 753-762.
- WAGNER, R.H. (1964).- "Stephanian floras in NW Spain, with special reference to the Westphalian D-Stephanian A boundary". *C.R. V Congr. Int. Carb.*, París, 835-851.
- WAGNER, R.H. (1966).- "Paleobotanical dating of Upper Carboniferous folding phases in NW Spain". *Mem. Inst. Geol. Min. España*, 66, 1-169.
- WAGNER, R.H. (1970).- "An outline of the Carboniferous stratigraphy of Northwest Spain". *Coll. sur Strat. Carbonifère*, 1 (55), 429-463.
- WAGNER, R.H. (1983).- "The paleogeographical and age relationships of the Portuguese Carboniferous flora with those of other parts of the Western Iberia Peninsula". En: *The Carboniferous of Portugal*, M.J. Lemos de Sousa y J.T. Oliver (Eds.). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 29, 153-177.
- WAGNER, R., WINKLER PRINS, C.F. y RIDING, R.E. (1971).- "Lithostratigraphic units of the lower part of the Carboniferous in Northern Leon, Spain". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 4, 603-663.
- WAGNER, R.H. y MARTINEZ GARCIA, E. (1982).- "Description of an early Permian flora from Asturias and comments on similar occurrences in the Iberian Peninsula". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 12, 173-287.
- WALTER, R. (1963).- "Beitrag zur stratigraphie des Kembriums in Galicien (Northwest-Spanien)". *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 117, 360-371.
- WALTER, R. (1965).- "Die unterchiedliche Entwicklung des Alt Paläozoikums östlich und westlich des Kristallins von Vivero-Lugo (Nordwest-Spanien)". *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 12, 740-753.
- WALTER, R. (1966a).- "Resultados de investigaciones geológicas en el Noroeste de la Provincia de Lugo (NO España)". *Notas Com. Inst. Geol. Min. España*, 89, 7-16.
- WALTER, R. (1966b).- "Die Entwicklung des Alt-paläozoikums in Nordost-Galicien (NW Spanien)". *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, 115, 919-920.
- WALTER, R. (1968).- "Die Geologie in der Nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest Spanien)". *Geot. Forsch.*, 27, 3-70.
- WILLIAMS, G. y CHAPMAN, T. (1983).- "Strains developed in the hangingwall of thrusts due to the slip/propagation rate: a dislocation model". *Jour. Struct. Geol.*, 5, 563-571.
- WINKLER, H.G.F. (1965).- "Petrogenesis of Metamorphic Rocks". *Springer-Verlag*.
- ZAMARREÑO, I. (1972).- "Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la zona Cantábrica

- (NW España) y su distribución paleogeográfica". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 5, 118 pp.
- ZAMARREÑO, I. (1976).- "Depósitos carbonatados de tipo "Tidal flat" en el Devónico inferior del NW de España: Las Dolomías de Bañugues". *Trab. Geol. Univ. Oviedo*, 8, 59-85.
- ZAMARREÑO, I. (1983).- "El Cámbrico en el macizo Ibérico" En: *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España (I)*, Ed. por I.G.M.E., 117-191.
- ZAMARREÑO, I. y PEREJON, A. (1976).- "El nivel carbonatado del Cámbrico de Piedrafita (Zona Asturoccidental-leonesa, NW de España): tipos de facies y faunas de Arqueociatos". *Brev. Geol. Asturica*, 20 (2), 17-32.
- ZAMARREÑO, I., HERMOSA, J.L., BELLAMY, J. y RABU, D. (1975).- "Litofacies del nivel carbonatado del Cámbrico de la Región de Ponferrada (Zona Asturoccidental-leonesa, NW de España)". *Brev. Geol. Asturica*, XIX, 40-48.
- ZEILLER, R. (1882).- "Notes sur la flore houillère des Asturies". *Mem. Soc. Geol. Nord.*, 1 (3), 1-22.