

L'ÉVOLUTION PALÉOGÉOGRAPHIQUE PRÉ-VARISQUE DE LA ZONE CANTABRIQUE SEPTENTRIONALE (ESPAGNE)

Jenaro L. GARCÍA-ALCALDE

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo (España).

ABSTRACT

This paper is an up-dating of the available geological information on the paleogeography of the Cantabrian Zone (CZ) (NW Spain). The CZ is found in the core (Asturian Arc, AA) of the Ibero-Armorican Arc in the northeastern corner of the Iberian Massif and it constitutes the Iberian orogenic foreland that becomes deformed during the Carboniferous. Throughout the pre-Carboniferous Paleozoic the AA core represented the CZ borderland. The Hercynian orogenic wave, coming from the west, reversed the occurrence of the source area in this direction. Along the stratigraphical succession several paraconformable, stratigraphical gaps are found. This would indicate that the Variscan tectonics has been restricted to vertical movements and sometimes weak tilting. In this paper the pre-Upper Famennian and the pre-Lower Llandoveryan gaps are mainly discussed. In the first of them Devonian, Silurian, Ordovician formations, and sometimes a part of the Cambrian ones are successively missing towards the AA core. In the second one, Middle and Upper Ordovician rocks are missing in most part of the CZ. There is no conclusive proof either on the occurrence of Cambro-Ordovician ("sardic") or Middle Devonian of Frasnian unconformities at all.

The possible Vendozoan occurrence near the Cambrian base points a CZ mid latitudinal position. From the Cambrian to the Upper Ordovician the faunas are characteristic of the north-Gondwanian "mediterranean" region, although North-European links are also noticed. The Cambrian drift to cold latitudes of Gondwana, as indicated by the paleomagnetic data, are not completely in agreement with the sedimentological information that suggests the building of a carbonate platform in warm water during the Early/Middle Cambrian transition times. The postulated CZ Ordovician isolation from the Central-Iberian-Armorican domain by means of the so-called South-Armorican ocean is not convincing. If this ocean existed anywhere at all, it would have had no impact on faunal exchange between both regions. From the Ashgillian the faunas show closer North-European affinities. This fact and the development of a carbonate platform along the Ibero-Armorican region suggest the relative approach of Gondwana to Baltica. The Lower Silurian succession, characterized by graptolitic black shales, indicates the transgressive event after the Ordovician glaciation. The planktonic faunas are mostly cosmopolites. The benthic ones are of mixed affinities. The palynomorphs would indicate low to mid latitudes. During the Devonian the rising of carbonate production and reefal development underlines the CZ drift to the tropical latitudes. CZ/North-Gondwana biostratigraphical links are clear but there exist increasingly South Baltica connections. From Late Emsian to Givetian there are also rather evident relationships with the Appalachian Province. This indicates that the relative isolation was weaker than assumed until to now. Maybe the Rheic ocean was unable to prevent the faunal flow. Reefal brachiopods underline rather well the incessant decrease of Devonian provincialism. The number of endemic Emsian genera is greater than that of the Givetian. The Cantabrian faunal individuality is almost completely lost from the Late Givetian to the end of the Devonian with the massive onset of cosmopolite forms. During the Late Devonian the sedimentation became clastic and the reefs gradually disappear. In spite of a neat Famennian carbonate drop the paleolatitudinal CZ situation seems still tropical. During the latest Famennian there is again limestone production and the Tournaisian nodular shales and radiolarites are interpreted as formed in hot water.

Keywords: Northern Cantabrian Zone, Palaeogeography, Biostratigraphy, Lower Palaeozoic, Devonian, Spain.

RÉSUMÉ

Cette communication propose une mise à jour des données géologiques récentes concernant la Zone Cantabrique (ZC) au regard de l'analyse paléogéographique. La ZC est l'avant-pays du Massif Ibérique déformé au Carbonifère. Les structures hercyniennes de la Zone dessinent une bande arquée: l'Arc Asturien (AA) qui est, en fait, la charnière interne de l'Arc Ibéro-armoricain. Les renseignements sédimentologiques signalent l'existence, au cours du Paléozoïque pré-Carbonifère, d'une aire émergée, à relief variable, vers le noyau de l'AA. L'onde orogénique hercynienne venant de l'Ouest a remplacé de ce côté-là la région d'origine des sédiments dès le Dévonien supérieur. Plusieurs discontinuités jalonnent la série stratigraphique. Pourtant la concordance entre les formations est conservée ce qui indiquerait que l'activité tectonique pré-varisque s'est bornée à des mouvements épirogéniques verticaux, parfois accompagnés de faibles basculements.

Du Cambrien à l'Ordovicien supérieur, les faunes ont un cachet "méditerranéen" nord-gondwanien mais offrent certains rapports avec les régions nord-européennes. Les données paléomagnétiques indiquant la dérive du Gondwana vers des latitudes froides ne collent pas avec l'installation d'une plate-forme carbonatée dans des conditions d'aridité à la limite Cambrien inférieur-moyen. La ZC a été regardée comme isolée du domaine centre-ibérique-armoricain par l'océan sud-armoricain à l'Ordovicien. Pourtant l'homogénéité biostratigraphique est

si nette que si l'océan sud-armoricain a vraiment existé, il n'a pas réussi à gêner les échanges fauniques entre les deux domaines. Dès l'Ashgill, les faunes ont beaucoup plus de rapports avec la région nord-européenne. Ceci, ajouté à l'installation d'une plateforme carbonatée dans presque toute la région Ibéro-armoricaine, suggère le rapprochement relatif du Gondwana et de Baltica. La plupart des faunes siluriennes sont cosmopolites. Les quelques formes benthiques ont des affinités mixtes. Les palynomorphes indiqueraient des latitudes entre 25-40° S. Au Dévonien l'accroissement général du contenu calcaire et la formation d'importants édifices récifaux coralliens, indiquent la dérive de la région vers des latitudes tropicales. Les faunes conservent toujours des liens nord-gondwaniens, mais elles présentent de plus en plus de rapports avec le Sud de la Baltica. Il y a aussi des affinités assez grandes avec la Province Appalachiennne. La constante diminution du provincialisme au cours du Dévonien est bien exprimée chez les brachiopodes qui conservent beaucoup plus de formes endémiques dans les récifs de l'Emsien supérieur que dans ceux du Givétien. Dès le Givétien supérieur jusqu'à la fin du Dévonien, les faunes cantabriques perdent presque complètement leur individualité et sont constituées par des formes cosmopolites. Au Dévonien supérieur, la sédimentation devient clastique et, petit à petit, les récifs disparaissent. Même s'il existe une nette chute des carbonates au Famennien, la situation paléolatitudinale de la ZC semble toujours tropicale.

Mots-clés: Zone Cantabrique septentrionale, Paléogéographie, Biostratigraphie, Paléozoïque Inférieur, Dévonien, Espagne.

RESUMEN

La Zona Cantábrica (ZC) fue el antepaís del Mazico Ibérico y resultó deformada durante la orogenia varisca. Las estructuras hercynianas de la Zona forman una banda arqueada: el Arco Asturiano (AA) que es, de hecho, la charnela interna del Arco Ibero-Armoricano. En tiempos anteriores al Carbonífero, el área fuente se situaba hacia el núcleo del AA. A partir del Devónico superior, sin embargo, dicha área se desplazó occidentalmente, hacia la región de procedencia de la onda orogénica varisca. La serie estratigráfica presenta varias discontinuidades, aunque suele conservarse la concordancia entre las formaciones, lo que parece indicar que la actividad tectónica pre-varisca consistió en movimientos epirogenéticos verticales acompañados, a veces, por débiles basculamientos. Desde el Cámbrico hasta el Ordovícico superior, las faunas tienen carácter "mediterráneo" gondwánico, aunque se aprecian también afinidades nord-europeas. Los datos paleomagnéticos, que señalan la deriva de Gondwana hacia latitudes frías en este período, no concuerdan con la instalación de una plataforma carbonatada en condiciones de aridez hacia el límite Cámbrico inferior/medio. Con frecuencia, se ha considerado a la ZC como un área separada, durante el Ordovícico, del dominio centroibérico-armoricano por el llamado "océano sur-armoricano". Sin embargo, la homogeneidad bioestratigráfica entre ambos dominios es tan clara en dicho período que el supuesto océano no parece haber representado barrera alguna al flujo faunístico. A partir del Ashgillense las faunas se parecen cada vez más a las de la región nord-europea. Este hecho, unido a la instalación de una plataforma carbonatada en casi toda la región ibero-armoricana, sugiere la deriva de Gondwana hacia Baltica. La mayor parte de las faunas silúricas de la ZC son cosmopolitas. Las escasas formas bentónicas conocidas presentan afinidades mixtas entre las de los continentes meridionales y septentrionales. Los palinomorfos, en particular, indican latitudes entre 25 y 40° S. En el Devónico, el aumento general de la sedimentación carbonatada y la formación de importantes edificios arrecifales coralinos, señalan la situación tropical de la Zona. Las faunas son esencialmente gondwánicas, pero a lo largo del Período las relaciones con Baltica y con la Provincia Apalachense se hacen cada vez más acusadas, indicando que el aislamiento relativo fue menor de lo que hasta ahora se había supuesto. La disminución constante del provincialismo se manifiesta muy bien entre los braquiópodos, con mayor número de formas endémicas en los arrecifes del Emsiense superior que en los del Givetiense. Del Givetiense superior hasta el final del Devónico, las faunas cantábricas pierden casi su individualidad y están constituidas, sobre todo, por géneros cosmopolitas. En el Devónico superior, la sedimentación se hizo clástica y, poco a poco, los arrecifes desaparecieron, aunque la ZC no llegó a abandonar la franja tropical.

Palabras clave: Zona Cantábrica septentrional, Paleogeografía, Bioestratigrafía, Paleozoico Inferior, Devónico, España.

INTRODUCTION

La Zone Cantabrique (ZC) sensu stricto, se trouve à l'extrémité nord-orientale du Massif Ibérique, une importante branche de la chaîne hercynienne qui couvre pratiquement la moitié occidentale de la Péninsule Ibérique. Cette région a une personnalité distinctive par rapport aux autres du Massif. Il s'agit, en effet, de l'avant-pays de l'orogène qui s'est finalement déformé au Carbonifère pendant la phase la plus active de l'orogénese. La déformation principale a eu un caractère pelliculaire manquant de schistosité, métamorphisme ou plutonisme appréciables. Ceci constitue une différence essentielle avec les Zones voisines. Or, malgré la complexité de détail, les structures de la ZC peuvent être

reconstituées palinspastiquement d'une façon satisfaisante, et les conditions de départ et l'histoire dynamique pré-hercynienne sont assez bien connues.

L'Arc Asturien. L'Arc Ibéro-armoricain

Les structures hercyniennes de la ZC dessinent une frange arquée: l'Arc Asturien (ou "Genou Asturien") qui est la charnière interne du grand Arc Ibéro-armoricain. Cette mégastructure constitue le lien entre deux importants secteurs de la chaîne hercynienne, séparés à présent par les profondes fosses océaniques du Golfe de Biscaye à travers duquel la ZC s'intégrerait au vaste édifice hercynien européen.

L'origine primaire ou secondaire des Arcs a été

très discutée (références in Pérez-Estaún *et al.*, 1988). A présent, le consensus semble établi sur l'idée qu'il s'agit d'anciennes virgations resserrées pendant l'orogénèse hercynienne.

Les limites de la Zone Cantabrique

Lotze (1945) a conçu d'une façon plutôt lâche les frontières des Zones du Massif Ibérique. Postérieurement, Julivert et collaborateurs (plusieurs travaux entre 1971-1981) ont introduit des améliorations essentielles à la définition zonale.

A présent, la plupart des auteurs placent cette limite dans la fracture Pravia-La Espina-Narcea (Fig. 1), qui se prolonge vers le S et le SE, à travers le Précambrien, suivant la direction des structures hercyniennes (Martín-Parra, 1989; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 1990). Cette faille séparerait deux domaines dont l'histoire sédimentaire, la dynamique et les conditions de déformation contrasteraient nettement. Vers l'intérieur de l'orogène s'est développé un semi-fossé à forte subsidence, où se sont accumulés d'énormes épaisseurs de sédiments au Paléozoïque inférieur, à phases turbiditiques au centre du bassin (Julivert *et al.*, 1972; Marcos, 1973). Du côté opposé s'est développée à la même période une plateforme peu profonde, assez stable, à faible subsidence, voire à tendances positives. Au Carbonifère (Westphalien) il semble que la faille Pravia-La Espina-Narcea, ait inversé son mouvement et que la Zone Asturo-occidentale-léonaise (ZAOL) ait recouvert largement la ZC. En grande partie, le front de chevauchement est constitué par des roches précambriennes métamorphiques à déformation typique des zones internes, qui montrent d'importantes zones de cisaillement L'autochtone relatif y est constitué par des roches précambriennes beaucoup moins métamorphisées et déformées. L'accident Pravia-La Espina-Narcea disparaît, finalement, sous le Tertiaire du bassin du Duero qui cache la limite méridionale de la ZC.

Vers l'Est, le Paléozoïque plonge sous des terrains méso-cénozoïques. Au coeur même de l'Arc Asturien se trouve une zone très particulière: la Région du Pisuerga-Carrión (RPC), dont l'origine et la sédimentologie réclament quelques commentaires.

La RPC a été traditionnellement intégrée dans la ZC. Pourtant, on savait depuis longtemps qu'au Dévonien il y avait des roches bien différentes (faciès palentin) du reste des Montagnes Cantabriques (faciès asturo-léonais). Brouwer (1967) a interprété ces différences comme étant dues à l'existence de deux bassins séparés par une plateforme relativement stable ("Asturian High") qui jouerait le rôle de source des sédiments à plusieurs reprises au cours du Dévonien. Pourtant, la nette asymétrie sédimentaire du modèle et l'absence de faciès transitionnels entre le palentin et l'asturo-léonais ont toujours gêné les reconstitutions paléogéographiques.

Frankenfeld (1983) et Marquínez et Marcos (1984) sont arrivés à la conclusion que les faciès palentins caractérisent un ensemble de chevauchements namuriens venant du Sud, qui à l'origine se trouvaient à quelques dizaines de kms., voire plus de 50 kms., de leur position actuelle. Le bassin sédimentaire des roches palentines se situerait actuellement sous le Tertiaire du

bassin du Duero. Il y occuperait une position plus distale que celle des roches asturo-léonaises d'après les différences dans la lithologie et la faune et la présence d'un faible métamorphisme épizonal. D'après cela, Henn et Jahnke (1984), Rodríguez-Fernández et Heredia (1987), et Rodríguez-Fernández (1991) ont suggéré que la RPC ne ferait pas partie, aux temps pré-varisques, de la ZC mais de la ZAOL. La direction de provenance opposée des apports détritiques au Silurien et au Lockkovien dans la RPC et dans la ZC s'accorderait aussi avec cette idée. Par conséquent, la RPC restera en dehors de ce travail qui se borne à l'étude de la ZC s.s.

Rapports avec d'autres massifs paléozoïques voisins

Celtibérie: Jusqu'ici on a traité la ZC et la ZAOL, comme des entités paléogéographiques restreintes au cadre nord-occidental de la Péninsule Ibérique. En fait, plusieurs auteurs ont élargi les limites des Zones vers le SE pour embrasser d'autres affleurements paléozoïques séparés du Massif Ibérique par les Mesetas méso-cénozoïques.

Liñán (1983), par exemple, a suggéré la possibilité d'étendre la limite ZC-ZAOL jusqu'en Celtibérie. Gozalo et Liñán (1988) ont remarqué l'existence dans cette région d'un accident (Faille de Jarque), comparable à la Faille Pravia-La Espina-Narcea, qui traverse un antiforme précambrien en séparant des successions possédant différents degrés de métamorphisme et de déformation. La Faille de Jarque se prolongerait entre les unités d'Herrera, au N, et Badules, au S, à faciès et style tectonique similaires de la ZC et de la ZAOL, respectivement. Ces auteurs ont signalé, en particulier, l'existence dans la région nord-orientale de la Celtibérie d'une tectonique de nappes, de style "cantabrique". Ces observations s'accordent bien avec celles de Navarro-Vázquez (1991) qui a mis en évidence une tectonique précoce de décollements "cantabriques" dans la partie sudorientale de la Celtibérie.

Les renseignements apportés par Liñán et collaborateurs sont intéressants et il faudrait les approfondir. En particulier une analyse structurale qui permettrait de reconnaître le style tectonique varisque de l'unité d'Herrera et les rapports entre les Failles de Jarque et Datos (Carls, 1983), tandis qu'une étude plus poussée de la schistosité et du gradient métamorphique régionale, pourrait être d'une grande utilité paléogéographique.

Massifs Basques: Julivert *et al.* (1983, p. 621) ont suggéré que les massifs occidentaux des Pyrénées pourraient aussi appartenir à la ZC. Matte (1986, fig. 1) semble partager cette opinion. Pourtant, Carls (1988), d'après une étude généralisée des faciès et des faunes, a souligné les difficultés d'un tel rapprochement.

LE BASSIN AU PALÉOZOÏQUE

Introduction

L'étude des limites de la ZC a mis en relief quelques uns des vecteurs paléogéographiques de la région

étudiée. Il faut maintenant décrire les traits stratigraphiques et leurs projections paléogéographiques.

D'abord il faut remarquer, encore une fois, que la distribution géographique actuelle des différents faciès paléozoïques est le résultat d'une imbrication complexe des nappes et des écaïlles pendant l'orogénèse hercynienne. Les nappes ont mis en contact des parties du bassin qui, originellement, étaient très éloignées les unes des autres. De cette façon on dispose dans une zone d'extension réduite de l'image d'ensemble de l'ancienne plate-forme au cours du temps. Les formations synchrones pré-carbonifères de chaque unité structurale montrent d'habitude un gradient de diminution de la profondeur et de proximité à la côte dans la direction apparente du mouvement des nappes. Et, dans l'ensemble, les séries montrent des singularités qui découlent de leur emplacement dans le bassin et, parfois, du diastrophisme synsédimentaire et plus tardif.

Provenance des apports. Le Massif Cantabro-Ebroïque

La succession paléozoïque pré-carbonifère de la ZC s'est déposée sur une plate-forme stable, à faible subsidence, voire à tendances positives, dans des conditions peu à très peu profondes. En gros, cette succession est caractérisée par une alternance de sédiments siliciclastiques et carbonatés, incluant des formations récifales.

Les apports clastiques proviennent d'une source placée à l'Est de la Zone, à l'intérieur de l'Arc Asturien. La région d'origine s'est individualisée probablement déjà au Précambrien et elle a souffert dès lors dénudation progressive qui s'est continuée jusqu'à la fin du Dévonien.

La notion d'une région d'origine paléozoïque placée vers le centre des Asturies est déjà ancienne (Adaro et Junquera, 1916). Elle a été exprimée dans des différents contextes temporels et de plusieurs façons ("Kantabrische Massiv" ou "Kantabrische Blocks", de Radig, 1962; "Escudo Cantabro", "Cantabria", ou "Asturia", de Llopis-Lladó, 1964; "Asturian Geanticline", d'Adrichem-Boogaert, 1967; "Asturian High", de Brouwer, 1967; "Asturische Sandfeld", de Frankenfeld, 1981; "Umbral cantabro-ibérico", d'Aramburu *et al.*, 1992, etc.).

La situation et la continuité de la région d'origine est soulignée par:

a) Le sens des paléocourants et la granulométrie décroissante vers l'extérieur de l'Arc Asturien des formations clastiques du Cambrien, Ordovicien, Silurien et Dévonien (références in Aramburu *et al.*, 1992).

b) La disposition bathymétrique en bandes parallèles à l'Arc Asturien des faciès carbonatés du Cambrien et du Dévonien (Coo *et al.*, 1971; Reijers, 1972; Zamarreño, 1972; Méndez-Bedia, 1976).

c) La terminaison en biseau des formations vers l'intérieur de l'Arc (Radig, 1962).

d) L'accroissement de la teneur en siliciclastiques grossiers du Groupe Rañeces-La Vid vers l'intérieur de l'Arc (Leweke, 1982; Vera de la Puente, 1989).

Carls (1983, 1988) a considéré cette région d'origine comme la prolongation occidentale d'un massif ancien qui nourrirait non seulement la région celtibérique mais aussi la ZC. Ce "Massif Cantabro-Ebroïque" serait caché

à présent sous le bassin de l'Ebre et sous les roches synorogéniques et postorogéniques de la ZC.

La progression de l'onde orogénique hercynienne provoquerait le basculement vers l'Est de la plate-forme cantabrique au Famennien supérieur, et la disparition de la région d'origine. Il est possible aussi que le basculement ait commencé plus tôt, étant donné qu'une partie des matériaux clastiques de la transition Frasnien/Famennien sont issus des massifs centribériques (Frankenfeld, 1982; Rodríguez-Fernández *et al.*, 1985).

Le basculement famennien représente le point d'inflexion entre des topographies opposées. En effet, depuis le Namurien le soulèvement de la chaîne hercynienne a déplacé la terre ferme vers l'ouest de la ZC, situation qui s'est maintenue jusqu'à maintenant.

Au cours du Paléozoïque des phases de sédimentation clastique plus ou moins importantes ont alterné avec d'autres à sédimentation biogénique; ce qu'indiquerait le relief variable de la région d'origine. Quelquefois, l'eustatisme global en aurait la responsabilité. D'autres fois, l'eustatisme serait neutralisé, renversé ou renforcé par des mouvements épirogéniques régionaux. Les soulèvements se feraient à la faveur de failles normales (Carls, 1983, fig. 2; Aramburu *et al.*, 1992, fig. 8) dont l'importance, la situation et l'histoire ne sont pas connus, parce que les vestiges du massif se trouvent à présent cachés sous le bassin de l'Ebre et sous les nappes asturo-léonaises et palentines.

Discontinuités stratigraphiques

L'activité tectonique pré-namurienne s'est plutôt bornée à des mouvements épirogéniques verticaux. Même le basculement famennien a dû être faible, et il s'est produit après la pénélplanation de la région d'origine. C'est pourquoi les dépôts transgressifs marins qui se sont répandus pratiquement sur toute la ZC au Famennien supérieur (Figs. 1, 2) ont conservé une remarquable concordance avec les formations précédentes, même si la lacune devient très grande. En effet, vers l'intérieur de l'Arc Asturien manquent successivement les formations du Dévonien, Silurien, Ordovicien Moyen et Supérieur, et parfois, dans quelques localités le long de l'Arc vers l'Est, disparaissent aussi l'Ordovicien Inférieur et une partie du Cambrien (Fig. 2).

De temps en temps on a évoqué la possibilité d'une transgression au Frasnien (Radig, 1966; Frankenfeld *et al.*, 1983; Julivert, 1983; Julivert *et al.*, 1983). Les preuves alléguées en sont plutôt faibles. Elles se bornent pratiquement à la présence d'une possible faune du Frasnien dans une localité des Asturies Orientales. Les fossiles, déterminés par le Dr. W. Struve (Radig, 1966) sans description ni figuration, ressemblent beaucoup à des formes du Famennien supérieur avec lesquelles ils auraient pu être confondues, au cours d'une analyse hâtive, hors du contexte régional.

Les anomalies stratigraphiques mentionnées par Bugisch *et al.* (1982) à l'appui de l'existence d'une lacune du Frasnien supérieur ou du Famennien inférieur, au S du Synclinal d'Alba (Fig. 1) seraient plutôt imputables à des mouvements tectoniques hercyniens (Rodríguez-Fernández *et al.*, 1985) (voir plus loin).

Dans les Zones Centre-Ibérique et d'Ossa-Morena, on connaît depuis longtemps une lacune du Dévonien moyen (Puschmann, 1967). Buggisch *et al.* (1982) ont prétendu qu'elle serait aussi présente dans la ZC, mais il s'agit à nouveau, des effets de la tectonique varisque (Rodríguez-Fernández *et al.*, 1985). Il faut souligner tout de même, l'absence, dans les séries cantabriques du Dévonien moyen, des faunes comparables à celles de plusieurs formations du Massif Schisteux Rhénan. Struve (1982) a interprété ce fait comme indicatif d'une lacune ("The Great Gap") entre les couches à faune "OCA" (c'est-à-dire, à brachiopodes des espèces *Uncinulus orbignyanus*, *Paraspirifer cultrijugatus* et *Alatiformia alatiformis*), et les couches à faune "Stringunc" (c'est-à-dire, à brachiopodes des genres *Stringocephalus* et *Uncites*). Dans la ZC, on n'a certainement pas trouvé des faunes semblables à celles des Formations Nohn, Ahrdorf et Junkerberg. Au-dessus des derniers niveaux à faune OCA, il y a des couches à *Mucrospirifer* et *Invertrypa* (qui équivalraient à peu près aux Formations Freilingen et Ahabach). Pourtant, il n'y a apparemment pas, d'indices sédimentologiques d'un si grand hiatus, et il est possible qu'il s'agisse d'une simple différenciation faunique en rapport avec les faciès. Il faut dire, pourtant, qu'à ce niveau on a repéré, dans plusieurs sections, une épaisse séquence à tempestites. Oczlon (1990, 1992) a proposé aussi que la présence de contourites au Dévonien Moyen de la ZC expliquerait l'existence de lacunes dans quelques sections de la Zone. Cette hypothèse, pourtant, est basée largement sur les renseignements erronés de Buggisch *et al.* (1982) et ne s'accorde pas avec ceux dont on dispose sur la formation et la

composition des séries detritives du Dévonien moyen cantabrique (García-Ramos, 1978).

Une des discontinuités majeures se trouve dans l'Ordovicien, entre les Quartzites de Barrios et les Schistes de Formigoso (Fig. 2). Dans la région côtière occidentale de la ZC (Caps de Peñas et Vidrias, Fig. 1), la succession de l'Ordovicien semble à peu près complète. Le long de l'Antiforme du Narcea et du bord oriental du Bassin Carbonifère Central (Figs. 1, 2), on constate déjà qu'une nette lacune embrasse l'Ordovicien supérieur et l'Ordovicien moyen (Formations de El Castro et de Luarca) en grande partie. A l'extrémité sud-orientale de l'Antiforme et sur le flanc méridional du Synclinal d'Alba (Fig. 1) il y a un mince paquet de calcaires et de calcaires gréseux (couches de Portilla de Luna), à faune de l'Ashgillien, en contact net avec les formations qui l'encadrent (Fig. 2). Au reste du territoire d'affleurement des roches siluriennes ne sont pas représentés l'Ordovicien Supérieur, Moyen et peut-être une partie de l'inférieur; de sorte que la Formation Formigoso se superposerait directement à la Formation Barrios (Fig. 2). Vers la base des Schistes de Formigoso il y a, parfois, une mince série hétérolithique ("Couches de Getino"), à fossiles du Silurien, qu'on ajoute d'habitude à la Formation Formigoso. Aramburu *et al.* (1992), d'après plusieurs considérations sédimentologiques, ont inféré que les "couches de Getino" représenteraient la condensation extrême de la succession Arenigien-Llandoveryen: c'est-à-dire il n'y aurait pas une lacune tout à fait complète de l'Ordovicien moyen et supérieur, mais plusieurs lacunes plus petites, qui varieraient d'une section à l'autre. Faute d'autres renseignements paléonto-

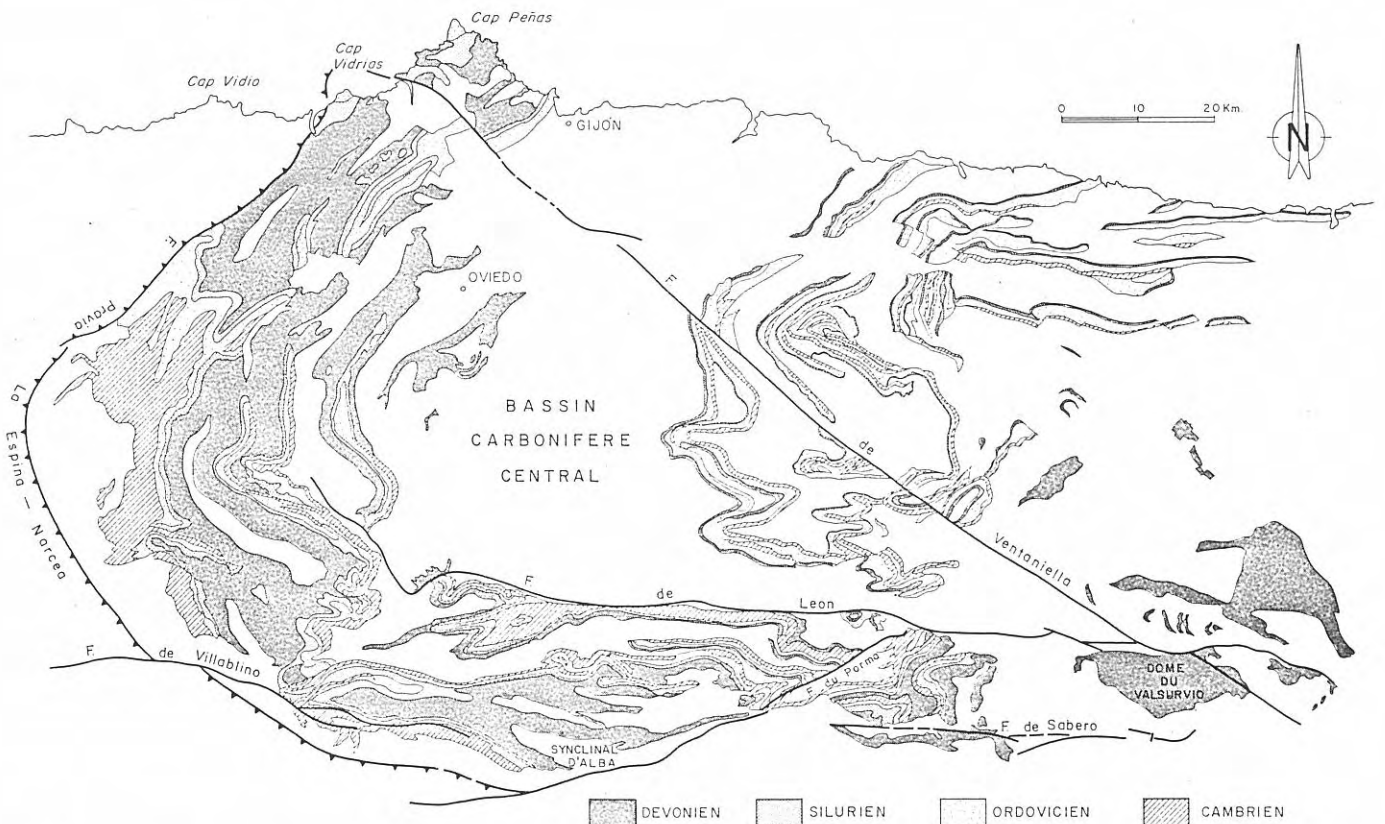


Figure 1. Répartition des affleurements du Paléozoïque pré-Carbonifère de la Zone Cantabrique et de la Région de Pisuergra-Carrión.

logiques, on laisse pour l'instant les couches de Getino dans le Silurien (Fig. 2).

Ce qui est remarquable dans cette lacune de l'Ordovicien, ainsi que dans la lacune pré-Famennien supérieur, c'est la concordance des formations qui l'encadrent. Ceci indiquerait, certainement, une activité tectonique réduite pendant la période de l'hiatus, mais comment s'est-elle produite et quelles sont les causes de sa bizarre distribution dans la ZC?

Julivert *et al.* (1983, p. 310) ont indiqué, d'après la présence des Schistes de Lueca au bord oriental du Bassin Carbonifère Central (Fig. 2), que ces matériaux et, peut-être, d'autres plus modernes, se seraient répandus autrefois au-delà des limites d'affleurement actuelles et qu'ils auraient été effacés plus tard par des érosions intra-paléozoïques. Radig (1962), avait suggéré préalablement, d'après le parallélisme des formations au-dessus et au-dessous de la lacune, qu'il s'agissait d'un arrêt sédimentaire en rapport avec le soulèvement épirogénique du bassin.

Comte (1959) attribuait la pénélplanation presque parfaite de la Formation Barrios dans la paroi supérieure à une extrêmement lente abrasion marine, à faible profondeur, qui contrecarrerait les tendances ascensionnelles en empêchant l'émersion. Le dépôt subséquent des Schistes de Formigoso au Llandoveryen, se serait produit après le renversement du mouvement du bloc et le caractère pélagique des sédiments répondrait au manque de reliefs émergents à proximité.

Aramburu *et al.* (1992, fig. 8) ont supposé qu'au Cambrien moyen aurait eu lieu un grand bombement cortical: le soi-disant "seuil centre-asturien/nord léonais", à l'extrémité occidentale de l'Arc Asturien, grâce à l'action des failles directes. Le soulèvement relatif du seuil à différentes époques, provoquerait des variations sédimentaires plus ou moins tranchées dans la région. En fait, à l'Ordovicien, le centre du seuil se trouverait à très faible profondeur et la sédimentation deviendrait condensée ("couches de Getino"), tandis que vers le large et vers l'intérieur de l'Arc la sédimentation serait normale et les contrastes de faciès seraient imputables à la formation des différents sous-bassins tectoniques. Cette idée, intéressante comme on l'a dit précédemment, reste à prouver paléontologiquement.

On postule d'habitude que la succession du Cambrien Moyen-Arenigien est essentiellement continue, mais en réalité on n'a pas de support biostratigraphique pour cette idée. Les couches supérieures de la Formation Oville et presque toute la Formation Barrios contiennent, en effet, des fossiles dont l'âge est sujet à discussion. Ce qu'on vient de dire, plus les variations d'épaisseur du membre inférieur de la Formation Barrios et la présence de conglomérats au milieu de la Formation dans la partie orientale des Asturies, ont fait proposer à Aramburu et García-Ramos (1988):

1.° Qu'à l'exception de la partie nord-occidentale de la ZC, la Formation Barrios ne débiterait pas au Tremadocien, comme on l'avait préalablement admis, mais au sommet du Cambrien moyen, et,

2.° Qu'il y a une lacune stratigraphique au milieu (ou près de la base) de la Formation Barrios qui comprendrait en partie le Tremadocien et le Cambrien supérieur (discordance "sarde"). Cette lacune prendrait l'as-

pect d'une disconformité qui maintiendrait le parallélisme entre les couches inférieures et supérieures.

Cette deuxième hypothèse, en particulier, justifierait l'existence du "seuil centre-asturien/nord-léonais" (Aramburu *et al.*, 1992).

Les bases biostratigraphiques pour l'identification du Cambrien au sommet de la Formation Oville et à la Formation Barrios (Figs. 3, 4) sont assez faibles, voire contradictoires. La présence de *Cruziana barbata* dans le membre supérieur de la Formation Oville a été interprétée comme indiquant l'âge Cambrien moyen de la formation (Legg, 1985; Aramburu *et al.*, 1992, fig. 5). Pourtant, la distribution chronostratigraphique de cette ichnospece n'est contrôlée que par sa position stratigraphique au-dessus des formations à trilobites du Cambrien Moyen. Baldwin (1978), a cité la découverte près du sommet de la Formation Oville de "...*Cruziana* species which show affinities with *C. furcifera*...", ce qu'indiquerait plutôt un âge tremadocien. D'autre part, Fombella (1978, 1982) a daté aussi le sommet de la Formation Oville comme du Tremadocien, à partir des palynomorphes que Vanguetaine et Looy (1983) ont réinterprété comme du Cambrien moyen. Les faunes qui d'après Aramburu et García-Ramos (1988) prouveraient l'âge cambrien du membre inférieur de la Formation Barrios: *Cruziana semiplicata*, et les acritarches *Timofeevia pentagonalis* et *Vulcanisphaera turbata* n'ont été repérés que dans une seule coupe; l'association d'ichnofossiles où se trouve *C. semiplicata* y est interprété par Baldwin (1978) comme du Tremadocien. Il ne faut pas oublier, non plus, la valeur chronostratigraphique très relative des ichnofossiles. On peut ajouter, que la détermination des acritarches a été plutôt provisoire et sur du matériel mal conservé (Vanguetaine et Aramburu, 1988). La concordance des couches demande aussi examen. Il y a, bien sûr, des discordances angulaires faibles qui ne sont détectables que d'après une cartographie détaillée, mais cette cartographie est encore à faire.

Meer-Mohr (1969), Parga (1969), Gietelink (1973), et Aramburu *et al.* (1992) ont signalé une lacune à la limite Cambrien inférieur/moyen. En fait, Meer-Mohr (op. cit., p. 252) n'avait cité que des indices locaux de karstification à ce niveau-là. Peut-être s'agit-il d'une condensation de la série en rapport avec la distance du bassin sédimentaire du membre supérieur de la Formation Lánacara à la région d'origine (Zamarreño, 1972).

La discontinuité la plus ancienne, qu'on interprète d'habitude comme le début du Paléozoïque, a été comparée avec la discordance "assyntique" ou "cadomienne". Sur le terrain elle se présente comme une surface précambrienne pénélplanisée sur laquelle repose une série clastique grossière, peu tectonisée, superposée à des schistes fort plissés et fracturés. L'extension de la lacune ne peut pas être évaluée à cause de l'absence des renseignements paléontologiques.

L'interprétation des causes primaires des discontinuités, qui est abordée très sommairement par Aramburu *et al.* (1992, p. 418), dépasse le dessein de ce travail.

La succession stratigraphique

La nomenclature lithostratigraphique de la ZC a été proposée, principalement, par Barrois (1882), dans

les Asturies, et par Comte (plusieurs articles entre 1936 et 1959), dans le Léon. La multiplicité terminologique résultante demeure très souvent superflue. En ce qui concerne le Paléozoïque inférieur, l'usage a consacré l'application généralisée de la terminologie de Comte, à l'exception des formations qui ne se sont développées que dans les Asturies (Figs. 2-5). Pour le Silurien Supérieur-Dévonien, on emploie la nomenclature asturienne ou léonaise selon l'endroit où on travaille (Figs. 6-9). Ceci manque de logique. Les contrastes lithologiques entre les coupes d'une même formation, correspondant à des unités structurales différentes, sont plus habituelles que ceux des Formations synchrones à nom différent de la même unité structurale. Etant donné que le but de ce travail n'est pas la définition stratigraphique, on se pliera une fois de plus à l'absurdité historique bien qu'en formant des vœux pour que ce problème soit résolu dans l'avenir.

Le plus anciens niveaux de décollement des nappes cantabriques se trouvent dans les Grès de La Herreria, du Cambrien Inférieur (Fig. 3). Le plus important est constitué par les dolomies et calcaires de la Formation Lancara, du Cambrien Inférieur-Cambrien Moyen. Par conséquent, la base de la plupart des séries paléozoïques est constituée par cette Formation et rares sont les affleurements à roches plus anciennes. En fait, le Précambrien n'affleure qu'à l'extrémité occidentale de la ZC, dans l'Antiforme du Narcea. Dans cette région

se trouvent aussi les seules séries relativement continues du Cambrien Inférieur (Fig. 2). D'autres affleurements du même âge, comme ceux de la nappe de La Sobia-Bodón (Figs. 1, 2), n'arrivent pas à la discordance précambrienne.

Le Cambrien Inférieur débute avec une succession clastique à 900-1400 m d'épaisseur (Formation Herreria) constituée par des grès et des quartzites feldspathiques à teinte rosée, présentant des intercalations de conglomérats et de schistes. A la base il y a d'habitude un niveau conglomératique, parfois assez puissant, à galets siliceux et schisteux; dans la partie inférieure il y a plusieurs niveaux de dolomies, et vers le sommet on a aussi des dolomies et des schistes verts ou violets (Fig. 3).

La Formation Herreria a tiré sa source d'une plateforme marine, de faible profondeur, voire de conditions intertidales. Les études sédimentologiques semblent indiquer un milieu transitionnel fluvio-marin, possiblement un delta de plaine anastomosé.

Récemment, on a trouvé près de la base de la Formation Herreria des vendozoaires (cités in Aramburu *et al.*, 1992). Du reste, la Formation a fourni des ichnofossiles et, au sommet, des trilobites de l'Atdabarien (Fig. 3).

La présence des vendozoaires est très intéressante du point de vue paléobiogéographique. En effet, ces faunes se sont répandues surtout dans un domaine eurasiatique vers 30° de latitude S (Donovan, 1987) auquel pourrait appartenir la ZC.

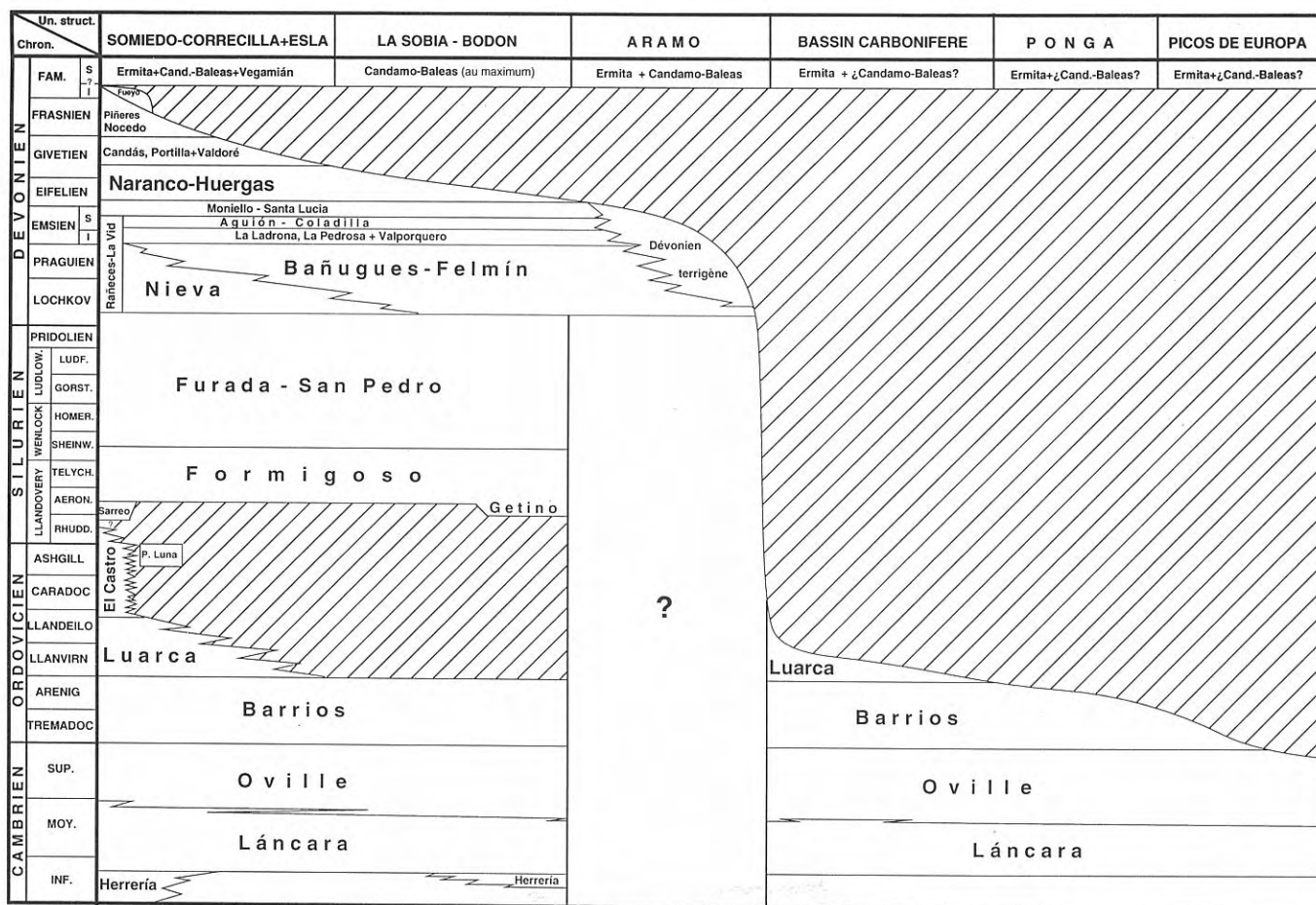


Figure 2. Discontinuités dans la succession stratigraphique du Paléozoïque pré-Carbonifère à la Zone Cantabrique.

La situation paléogéographique de la ZC se serait maintenue pendant tout le Cambrien, bien que les renseignements paléomagnétiques indiquent l'existence d'une lente dérive vers des latitudes plus froides (Paris et Robardet, 1990, fig. 5). Les faunes à trilobites de la partie supérieure du Cambrien inférieur (Fig. 3) ont un caractère plutôt "méditerranéen" mais ils montrent aussi des rapports avec la province Acado-Baltique (Sdzuy, 1971; Paris et Robardet, 1990). Seilacher et Crimes (1969) d'après l'ichnofaune, en particulier des formes de *Cruziana*, sont arrivés à des conclusions semblables en ce qui concerne le Cambrien supérieur et l'Ordovicien inférieur.

Là où la Formation Lánacara est en continuité avec les Grès de Herrería, sa puissance varie de 100 à 200 m. La succession, qui présente un caractère général transgressif, comporte un membre inférieur à dolomies jaunâtres laminées et à calcaires gris à birdseyes, mud-cracks, stromatolites et mattes algaires, et un membre supérieur à calcaires noduleux, rouges ou rougeâtres, et schistes (Fig. 3).

Zamarreño (1972, 1975) a fait une analyse sédimentologique très détaillée de la formation. Cette étude a mis en évidence le caractère péritidal du membre inférieur et sa ressemblance avec les dépôts carbonatés de tidal-flat qui se forment à présent aux Bahamas et à Shark Bay (Australie). De son côté, le membre supérieur se serait sédimenté dans un environnement profond, peut-être dans la zone bathyale supérieure.

Le membre inférieur, à l'exception des structures algaires, est peu fossilifère. Debrenne et Zamarreño (1970) ont trouvé des archaeocyathes du Botomien ou du Toyonien vers le sommet. Par contre, le membre

supérieur est très fossilifère, en particulier à trilobites, mais aussi à échinodermes, homalozoaires, brachiopodes, helcionellacés, etc. (Fig. 3).

Les faunes de la Formation Lánacara bien qu'en montrant de nombreux traits du type "méditerranéen" (Sdzuy, 1971) ont conservé beaucoup de liens avec la province Acado-Baltique. D'ailleurs, la signification paléogéographique de la formation, notamment du membre inférieur, n'est pas tout à fait claire. Cet épisode carbonaté est représenté pratiquement dans l'ensemble du Massif Ibérique. D'autre part, les calcaires correspondraient à un environnement marin peu profond, au même titre que les formations siliceuses au-dessous et au-dessus; ceci pourrait indiquer des variations topographiques dans la région d'origine mais aussi le manque des courants capables d'amener les matériaux siliciclastiques résultant de l'érosion du relief (Meer-Mohr, 1969). Finalement, les dolomies de la Formation Lánacara présentent de remarquables similarités sédimentologiques avec les carbonates qui se forment à présent dans des eaux tropicales. Toutes ces données indiqueraient qu'à la limite Cambrien inférieur-moyen se serait produit une amélioration généralisée des conditions climatiques dans la vaste région qui constitue à présent le Massif Ibérique, ce qui ne s'accorde pas trop bien avec la prétendue migration continue de la plate ibérique vers les hautes latitudes durant le Cambrien.

Les Formations Oville et Barrios (Figs. 3-5) sont parfois réunies d'après leur origine similaire. Les deux représentent, en effet, des systèmes deltaïques anastomosés à faciès marins peu profonds, de transition et, peut-être, continentaux. La partie inférieure de la Formation Oville, très schisteuse, dénoterait la zone dista-

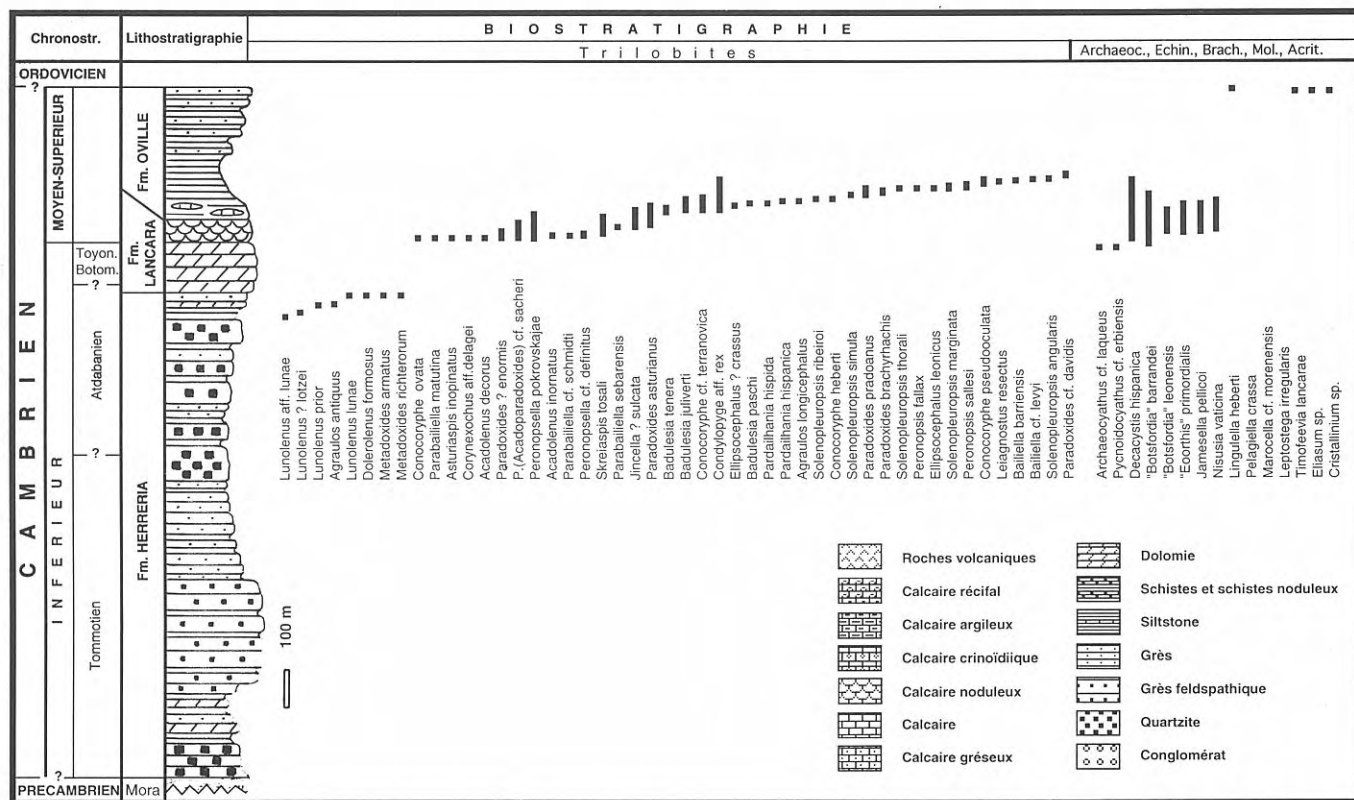


Figure 3. Principaux fossiles du Cambrien de la Zone Cantabrique.

sation diagénétique "in situ" de cendres volcaniques dispersées par le vent dans un niveau d'âge Arenigien de la Formation Barrios, repandu dans presque toute la région occidentale de la ZC. Le volcanisme serait en rapport avec l'activité tectonique distensive contemporaine.

Pourtant les Formations Oville et Barrios se distinguent facilement du point de vue lithologique. La Formation Oville comprend 400-600 m des schistes, des grès fins (siltstones) et des grès glauconitiques, à remarquables changements latéraux de faciès. Vers la base il y a des schistes, à d'abondants nodules calcaires qui sont remplacés, en grande partie, par des grès au sommet. La Formation Barrios est formée par environ 400-500 m de quartzites massifs blancs, avec des intercalations peu importantes de conglomérats et des schistes gréseux dans la plus grande partie de la ZC, sauf à l'extrémité occidentale où se développe une séquence de plus de 100 m d'épaisseur de schistes et de siltstones foncés, vers le sommet de la formation (Fig. 4).

La base de la Formation Oville est très fossilifère, avec d'abondants trilobites et palynomorphes, du Cambrien moyen. Dans le reste de la formation dominent les ichnofossiles et les palynomorphes (Fig. 3). L'âge de cette partie de la formation est douteux, comme on en a discuté plus haut.

La Formation Barrios est peu fossilifère et à prédominance d'ichnofossiles (Fig. 4). L'âge de la partie inférieure est aussi controversé (voir plus haut). La partie supérieure livre, par contre, des ichnofossiles et des graptolites de l'Arenigien.

La rareté des fossiles à la partie supérieure de la Formation Oville et dans la Formation Barrios est un important inconvénient pour l'analyse paléobiogéographique. La présence dans la Formation Barrios de *Cruziana simplicata* et *C. furcifera*, ainsi que du graptolite *Azygograptus undulatus* (espèce qui n'était connue qu'en Chine) mettrait en évidence des rapports mixtes. Ceci pourrait indiquer que l'océan Rhéique n'entravait pas l'échange faunique entre Baltica et Gondwana ce qui s'accorderait avec les observations de Havlicek (1989, p. 105), Robardet *et al.* (1990, p. 415) et Paris et Robardet (1990). Les renseignements paléomagnétiques, sédimentologiques, et biostratigraphiques dont on dispose dans d'autres zones de l'Arc Ibéro-armoricain, montrent que la ZC se trouverait dans une région marginale du Nord Gondwana dans des paléolatitudes hautes (environ 60°) de l'hémisphère S (Cocks et Fortey, 1982; Paris et Robardet, 1990).

Presque partout la Formation Barrios est couverte en paraconformité par des schistes du Silurien (Formation Formigoso) ou par des roches du Famennien supérieur (Formation Ermita) (Fig. 2). Parfois elle est incomplète ou manque. La seule région où semble exister une succession ordovicienne à peu près continue se trouve dans la région côtière, entre les caps Peñas et Vidrias (Figs. 1, 2). Là, la Formation Barrios est suivie par la Formation Luarca, une série de 350-400 m de schistes noirs qui alternent avec des quartzites et des siltstones à la partie basale. Sporadiquement il y a des couches minces de dolomies, sidérite et nodules carbonatés. Dans le membre inférieur de la Formation Luarca on trouve des roches volcaniques interstratifiées, probablement d'âge Ordovicien supérieur (références *in* Gallastegui *et al.*, 1992) (Fig. 4).

Au-dessus de la Formation Luarca et en continuité avec elle apparaît la Formation El Castro, un complexe volcano-sédimentaire à épaisseur variable (100-500 m), constitué par des grès, siltstones et schistes, à d'intercalations tuffacées et d'agglomérats volcaniques et avec une série très puissante de laves basaltiques vers le sommet (Fig. 4). Quelques unes des roches ignées des Formations Oville, Barrios et Luarca, notamment les sub-volcaniques, seraient en rapport avec l'activité volcanique responsable des vulcanites de l'Ordovicien supérieur (références *in* Gallastegui *et al.*, 1992).

La Formation Luarca s'est développée sur une plateforme peu profonde secouée par des tempêtes. Les schistes noirs s'auraient formés au-dessous du niveau de base des vagues de tempête. De son côté, la Formation El Castro, prendrait naissance, dans un milieu semblable mais au-dessus du niveau de base des vagues de tempête (Aramburu *et al.*, 1992).

Les Formations Luarca et El Castro ont relativement peu des fossiles qui indiquent un âge llanvirnien-llandeilien pour la première, et llandeilien-ashgillien pour la deuxième (Figs. 4, 5).

La ZC (en association ou non avec la ZAOL) a été considérée comme un domaine bien tranché à l'Ordovicien, voire comme une microplaque isolée, séparé du domaine Centribérique-Armoricain par un vaste bras océanique ("océan sud-armoricain", références *in* Paris et Robardet, 1990, Robardet *et al.*, 1990).

Les études sédimentologiques et structurales ont montré que la ZAOL et la ZC faisaient partie à cette époque-là de la même marge continentale, prolongée vers le SE au moins jusqu'en Celtibérie. Quand on tient compte de cette situation et qu'on analyse en détail les données biostratigraphiques dont on dispose, les différences avec le domaine centribérique-armoricain ont tendance à s'effacer. Les brachiopodes, les trilobites, les cystoïdés, et les bivalves des deux régions, par exemple, montrent des rapports très clairs, surtout dès le Llandeilien (Fig. 4). Le seul caractère différentiel important serait l'existence de la discordance "sarde" dans la région centribérique-armoricaine et il pourrait bien disparaître si les soupçons d'Aramburu et García-Ramos (1988) sur la prolongation de cette discontinuité dans la ZC se confirment.

Robardet et Gutiérrez-Marco (1990) et Young (1990) ont assumé cette nouvelle perspective. Le dernier auteur, par exemple, a rattaché la ZAOL et la région du cap Peñas (appartenant à la ZC) au domaine centribérique-armoricain.

L'argumentation précédente favoriserait la suggestion de Paris et Robardet (1990) sur la faible importance à l'Ordovicien de l'"océan sud-armoricain", car il n'a pas gêné le flux faunique entre les régions bordières. En fait, la possible extension ibérique de l'océan ne serait au maximum qu'un sillon étroit et profond dans la ZAOL, au milieu duquel se formeraient des turbidites à l'Ordovicien moyen ou plutôt supérieur (Julivert *et al.*, 1972; Marcos, 1973).

Le cachet des faunes benthiques de la région Ibéro-armoricaine à l'Ordovicien moyen et dans la plus grande partie de l'Ordovicien supérieur est surtout "méditerranéen" (Villas, 1985; Gutiérrez-Marco et Rábano, 1987). Pourtant des rapports subsistent encore avec la province Acado-Baltique (migration des trilobites et des grap-

tolites de l'Ordovicien inférieur du Pays de Galles vers le domaine Ibéro-armoricain à l'Ordovicien moyen; cf.

Rábano, 1984 et Gutiérrez-Marco et Rábano, 1987; ichnocoenose à *Cruziana*, cf. Seilacher et Crimes, 1969,

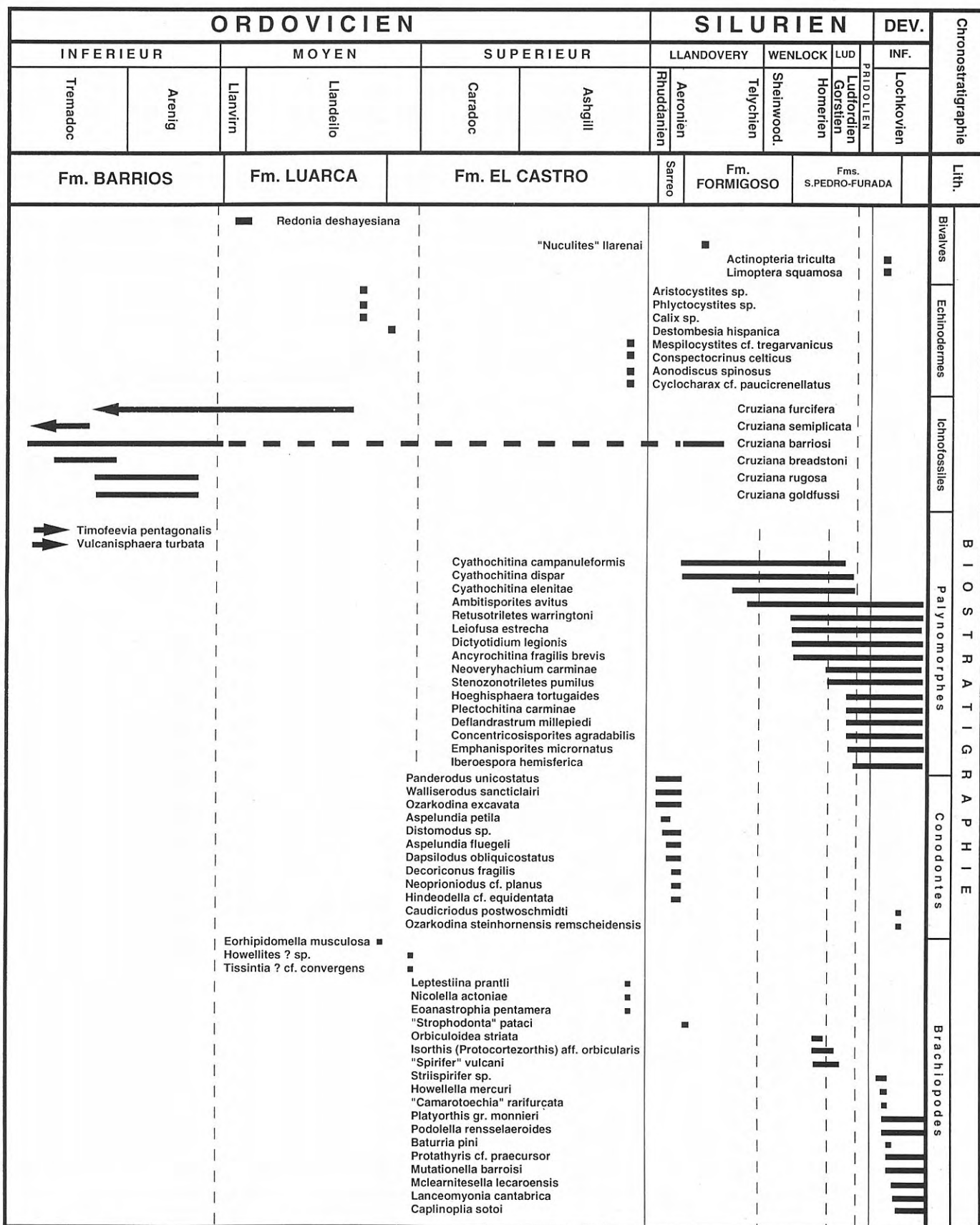


Figure 5. Principaux fossiles de l'Ordovicien et du Silurien de la Zone Cantabrique (Bivalves, Echinodermes, Ichnofossiles, Palynomorphes, Conodontes, Brachiopodes).

etc.). Les faunes à graptolites, composées en général par des formes cosmopolites ou typiques de la province Atlantique (Fig. 4), manqueraient d'utilité comme des marqueurs paléobiogéographiques précis, étant donné sa capacité de dispersion liée à l'habitus planctonique. A l'Ashgillien s'est produite l'évanescence du cachet "méditerranéen": les faunes de trilobites, brachiopodes et échinodermes se diversifient avec l'arrivée de nombreux genres voire d'espèces nord-européennes (Villas, 1985). Dans la ZC, en particulier, ce fait est mis en évidence par l'apparition des brachiopodes comme *Mc-ewanella*, *Hesperinia* ou *Nicolella actoniae*, et des échinodermes comme *Conspicocrinus* et *Cyclocharax* (Villas *et al.*, 1989; Truyóls *et al.*, 1990), typiques des faunes septentrionales d'eau tempérée (Fig. 4).

Les caractères sédimentologiques et paléontologiques de la ZC à l'Ordovicien moyen s'accordent avec le modèle "méditerranéen". C'est dire que la Zone serait placée, ainsi que le reste du domaine Ibéro-armoricain, dans les latitudes hautes, probablement supérieures à 60° S (cf. Cocks et Fortey, 1990). Ceci colle bien avec la position périgondwanienne de l'Europe méridionale déduite à partir des données paléomagnétiques (Robardet et Gutiérrez-Marco, 1990). Le développement d'une plate-forme carbonatée dès l'Ashgillien, ainsi que l'expansion des organismes benthiques d'eau tempérée, suggère l'amélioration des conditions climatiques en rapport, peut-être, avec le rapprochement relatif du Gondwana et de Baltica. Alternativement, Lindstrom (1984) a proposé que cette plate-forme se serait développée dans les hautes latitudes, dans des eaux froides à forte concentration de carbonates.

L'événement glacio-eustatique fini-ordovicien n'a pas laissé de traces dans la ZC. Il n'y a pas, d'indices d'érosion subaérienne dans les calcaires de l'Ashgillien ni de sédiments glacio-marines. Au cap Peñas, la Formation Castro s'achève par une épaisse coulée basaltique sur laquelle se sont déposées les calcaires du Silurien (Fig. 4) sans qu'il y ait aucune évidence d'érosion. La lacune plus ou moins étendue qui existe dans le reste de la Zone au-dessous du Llandoveryien, pourrait être attribuée en partie à la régression glacio-eustatique mais il y a eu, sans doute, des mouvements tectoniques verticaux à caractère local associés (Julivert, 1983).

Les affleurements du Silurien entourent des côtés O et S le Bassin Carbonifère Central. Dans le reste de la ZC ou bien il n'a pas eu de sédimentation à cette époque-là ou bien elle a été emportée par l'érosion pré-Famennien supérieur (Figs. 1, 2).

Le Silurien débute partout avec des schistes noirs de la Formation Formigoso (ou, parfois, avec des roches clastiques équivalentes, un peu plus grossières: les "couches de Getino"), à l'exception de la région du cap Peñas où il y a une série calcaire: la Formation Sarreo (Fig. 4).

La Formation Sarreo comprend environ 30 m de calcaires, très fossilifères, avec une intercalation volcano-sédimentaire dans la moitié inférieure (Figs. 4, 5). D'après Sarmiento et García-López (1993), l'âge serait du Llandoveryien (Rhuddanien-Aeronien).

Les "couches de Getino" comprennent quelques mètres de grès, siltstones et schistes, fort bioturbés, glauconitiques et ferrugineux avec des dolomies et sidérites dans la partie sommitale. La faune repérée jus-

qu'au présent est du Llandoveryien (Aramburu *et al.*, 1992).

Les Schistes de Formigoso se composent de 200 m environ de schistes noirs avec des intercalations de siltstones bioturbés gris et de minces lits de grès quartzitiques qui deviennent de plus en plus importants vers le sommet (Fig. 4). La Formation Formigoso manque dans les écaïlles nord-orientales de la nappe La Sobia-Bodón (Figs. 1, 2) où elle a été supprimée, probablement, par l'érosion du pré-Famennien supérieur. La faune de la Formation Formigoso rassemble surtout des graptolites, très variés et nombreux à la partie inférieure, et des palynomorphes (Figs. 4, 5). D'après la faune l'âge de la formation serait du Llandoveryien (Aeronien)-Wenlockien inférieur.

La lithologie de la partie basale de la Formation Formigoso (et celle d'autres formations corrélatives de la région nord-gondwanienne) met en évidence l'importante transgression silurienne après la glaciation de l'Ordovicien. Les Schistes de Formigoso sont interprétés d'habitude comme un dépôt dans un environnement marin euxinique de plate-forme, qui a évolué vers des conditions plus côtières.

Les Grès de Furada-San Pedro comprennent environ 250 m de grès, très souvent ferrugineux, voire de quartzites, à minces intercalations de schistes. A la partie inférieure dominant les grès ferrugineux, à pyroclastes, nodules phosphatés, sidérite et fer oolithique, tandis qu'à la partie supérieure les passées schisteuses augmentent, et les grès deviennent moins ferrugineux. Près du sommet il y a quelques lentilles de calcaire, calcaires sableux et dolomies (Fig. 4). Dans les écaïlles nord-orientales de la nappe La Sobia-Bodón la Formation Furada-San Pedro a été supprimée par l'érosion pré-Famennien supérieur (Fig. 2).

La Formation Furada-San Pedro correspondrait à un milieu marin, moins profond que celui de la Formation Formigoso. Le fer présent viendrait, en grande partie, de la météorisation subaérienne des roches volcaniques basiques (García-Ramos *et al.*, 1987). L'âge et l'origine des matériaux volcaniques ne sont pas clairs; d'après Evers (1967) ils se seraient formés lors d'éruptions subaériennes contemporaines. Par contre, Heinz *et al.* (1985) ont suggéré qu'ils proviendraient de l'érosion des cheminées volcaniques cambro-ordoviciennes.

Les fossiles sont surtout des ichnofossiles et des palynomorphes. La majeure partie de la formation appartient au Wenlockien, mais les derniers 20-50 correspondraient déjà au Dévonien inférieur (Lochkovien) (Fig. 4).

La pauvreté des faunes benthiques, due probablement à la persistance des conditions anoxiques, gêne l'étude détaillée des rapports paléobiogéographiques de la ZC au Silurien. L'habitus planctonique des graptolites a favorisé une large diffusion non seulement à l'intérieur du cadre de l'ancienne province Atlantique mais mondiale, de façon qu'ils n'apportent guère de renseignements sur le provincialisme au Silurien. Les affinités générales de la faune sont mixtes. Des trilobites comme *Digonus*, des chitinozoaires comme *Plectochitina* ou des acritarches comme *Neoverihachium*, semblent typiques du Gondwana septentrional. Par contre, chez les brachiopodes, le sous-genre *Isorthis* (*Protocortezorthis*) est une forme acado-baltique. Cramer (1971) a proposé que la soi-disant "province de *Neoverihachium carminae*"

Dans l'ensemble de la ZC le passage à la Formation La Ladrona (et ses équivalents léonais, la Formation La Pedrosa plus la Formation Valporquero) (Fig. 6), est très net et il semble représenter un rapide approfondissement du bassin. La Formation La Ladrona comporte 130-140 m de calcaires argileux gris qui alternent avec des schistes foncés, admettant quelques divisions schisteuses plus importantes à la base et dans la moitié supérieure de l'unité. La formation présente deux types de rythmicités superposées: la plus fine a un caractère tempestitique tandis que l'autre pourrait dénoter des pulsations eustatiques semblables aux rythmothèmes de Carls (1988), bien qu'il y manquent les dépôts siliciclastiques grossiers si typiques en Celtibérie. La dernière rythmicité met en évidence la succession et la fréquente recombinaison des lithologies à cachet "mixte" et bohémo-hercynien (García-Alcalde, 1992).

La Formation La Ladrona (et ses équivalents) prendrait naissance dans des conditions marines ouvertes à une certaine distance de la côte. Au début, la profondeur ne serait pas trop grande et les vagues, au moins celles de tempête, remanieraient les sédiments en produisant des tempestites. Au fur et à mesure que la transgression progressa, les tempestites devinrent plus rares. Le climax de la transgression est atteint vers la moitié supérieure de la formation.

Dans les affleurements distaux de la Formation La Ladrona les calcaires sont souvent plus ou moins bioturbés et ils ont une faune benthique extraordinairement riche (Figs. 6-9). Les schistes renferment quelques fossiles planctoniques (surtout des dacroconaridés), et nectoniques (des poissons). Ceci plus l'absence pratiquement totale de bioturbation et de faunes benthiques, souligneraient l'important déficit d'oxygène des fonds. L'âge de la formation est Emsien inférieur-supérieur.

La Formation Aguión-Coladilla est une unité très variable, d'environ 200 m d'épaisseur. Elle est constituée par des calcaires crinoïdiques, marnes et schistes, très fossilifères (Figs. 6-9); il y a aussi des calcaires argileux et des schistes gris bioturbés et quelques niveaux dolomitiques et mudcracks (Figs. 6). Le long de la formation on constate de faibles développements biohermaux et biostromaux avec des tabulés, rugueux et bryozoaires. L'âge de la formation est Emsien supérieur.

Cette formation s'est constituée, comme la précédente, sur une plate-forme ouverte, relativement éloignée de la côte, secouée par de forts tempêtes occasionnels. Néanmoins, l'oxygénation générale des fonds a été beaucoup plus efficace qu'auparavant, mettant en évidence une agitation supérieure peut-être en rapport avec la diminution de la profondeur.

Au Dévonien inférieur, la sédimentation est devenue franchement carbonatée dans la ZC et on a, très souvent, de modestes développements récifaux ce qui parle pour une situation latitudinale où les eaux seraient chaudes. D'ailleurs, les Dolomies de Bañugues-Felmin ressemblent les dépôts des plaines tidales comme ceux de Shark Bay, en Australie (Zamarreño, 1986; Keller, 1988) qui indiqueraient des conditions d'aridité à des latitudes situées vers 30° S ou plus basses. La situation s'est maintenue dès lors, au cours de l'Emsien. La sédimentologie des dépôts siliciclastiques fins signaleraient des conditions calmes et chaudes. Stel (1976) a

suggéré que la bizarre disposition des riches biotopes coquilliers (et des constructions coralliennes), qui forment des lentilles dispersés à l'intérieur des schistes presque azoïques de l'Emsien, serait due à l'action de grands ouragans. Ceux-ci remanieraient les sédiments des fonds en transportant des débris squelettiques d'organismes d'un côté à l'autre du bassin; parfois ils arriveraient à former des substrates consolidés, susceptibles d'être colonisés. En même temps, les changements circulatoires des courants marins contribueraient à la disparition de la stratification de la colonne d'eau, ce qui permettrait l'oxygénation et l'arrivée de fortes concentrations de carbonates au fond. La coïncidence de ces circonstances favoriserait l'établissement des nouvelles communautés benthiques à existence éphémère, qui disparaîtraient au fur et à mesure que l'oxygène serait dépensé. La stratification hummocky dans de nombreux niveaux de la Formation La Ladrona (et de la Formation Nieva, plus bas) s'accorde bien avec l'existence de grandes tempêtes à l'époque. La haute température des eaux et la présence des ouragans indiqueraient une situation paléogéographique tropicale de la ZC. Les ouragans pourraient indiquer, d'après une interprétation actualistique directe, une close proximité au paléoequateur étant donné que son fréquence maximum s'est enregistré entre les 20° N-20° S.

Les rapports fauniques de la ZC (et de la ZAOL) avec d'autres régions ibéro-armoricaines et du N del l'Afrique, la placent de nouveau au nord du Gondwana. Cette région et le S de Baltica, à des remarquables ressemblances fauniques surtout à partir de l'Emsien (Soto, 1979; Morzadec *et al.*, 1988), faisaient partie au Dévonien Inférieur de l'unité paléobiogéographique Bohémo-Rhénane dans le Domaine du Vieux Monde. Les liens entre la ZC et l'Armorique seraient assez serrés, au moins en ce qui concerne les brachiopodes. Racheboeuf (1981, tab. 3), par exemple, a estimé la ressemblance (index de Simpson) entre les deux régions au cours du Dévonien inférieur, d'après les Chonetidés, à 66-75 %. La ZC et la ZAOL (y compris Celtibérie) ont fait partie au Dévonien inférieur de la même plate-forme, bathymétriquement structurée à l'image de celle du Synclinorium Armoricaire (Carls, 1983, fig. 6).

D'autre part, les travaux d'Arbizu (1978), Soto (1979, 1982) et Soto et García-Alcalde (1979) ont montré de remarquables rapports à l'Emsien entre les faunes de trilobites et de coraux de la ZC et de la province Appalachienne. Les Malladaïnae (Fig. 8), en effet, constitueraient le seule branche des trilobites Synphoriidae connue en dehors des Amériques Orientales. Chez les coraux jusqu'à 31 % des genres des Streptelasmatina sont communs. Oliver (1977) a mis en évidence aussi d'étroites affinités entre les faunes coralliennes de Mauritanie, Maroc et Algérie et celles de la province Appalachienne. Ceci est difficilement compatible avec les reconstitutions paléogéographiques habituelles. D'autres reconstitutions plus récentes (Bouyx *et al.*, 1992), qui montrent un océan Rhéique très rétréci dès le Dévonien inférieur, s'accorderaient mieux avec les faits d'observation. Apparemment, l'isolement emsien du domaine appalachien n'a pas été aussi complet qu'on le soupçonnait.

La Formation Moniello-Santa Lucía comprend environ 250 m de calcaires argileux à intercalations schis-

teuses, très minces, à la base et au sommet (Fig. 6). A l'extérieur de l'Arc Asturien la formation est très fossilifère et son membre moyen a un caractère récifal net (Méndez-Bedia, 1976). Néanmoins, vers l'intérieur de l'Arc le développement récifal s'affaiblit et arrive même à disparaître; en même temps, les fossiles deviennent plus rares, et la lithologie change: des niveaux à birdseyes, mudcracks, stromatolites et schistes et siltstones rouges sont de plus en plus importants vers le noyau de l'Arc. Près du Bassin Carbonifère Central (Fig. 2), la formation manque ou est incomplète à cause de l'érosion pré-Famennien supérieur.

La Formation Moniello-Santa Lucía correspondrait à un milieu de plate-forme marine ouverte, peu profonde, à faciès surtout sublittoraux, sauf à proximité du noyau de l'Arc Asturien où il y a des faciès péritidaux.

Les faunes benthiques y sont, en général, très abondantes et diversifiées (Figs. 6-9). La formation appartient à l'Emsien supérieur, à l'exception du sommet qui est de l'Eifelien inférieur.

La Formation Naranco-Huergas est une série essentiellement siliciclastique dont l'épaisseur pourrait atteindre plus de 50 m à l'extrémité nord-occidentale de la ZC. Dans l'ensemble elle est caractérisée par la superposition de deux modèles sédimentaires bien tranchés: l'inférieur à des apports clastiques plus grossiers et abondants que le supérieur (García-Ramos, 1978). La base et le sommet de la formation présentent des intercalations

de calcaires gréseux bioclastiques et des dolomies (Fig. 6). La distribution des faciès n'est pas aussi régulier qu'au paravant et il y a des changements nets, non seulement vers l'intérieur de l'Arc Asturien mais aussi au long de la même unité structurale. En général, dans les Asturies ce sont les grès, à forte bioturbation et très souvent ferrugineux, qui dominent, tandis que dans le Léon la sédimentation devient beaucoup plus schisteuse. Dans les affleurements plus méridionaux de la ZC il y a de même des schistes noirs à nodules calcaires, à faune pélagique (García-Alcalde et Arbizu, 1976). Près du Bassin Carbonifère Central, la formation manque ou est incomplète suite à l'érosion pré-Famennien supérieur (Fig. 2).

L'ensemble des faciès souligne l'existence d'environnements marins très variés, les uns peu profondes soumis à l'action des vagues, parfois balayés par de fortes tempêtes, les autres plus profonds au-dessous du niveau des vagues. Cette disposition indiquerait le développement des complexes deltaïques à talus localisés dans les affleurements méridionaux de la formation.

Les faunes benthiques y sont relativement abondantes (Fig. 7-9). L'âge de la Formation est Eifélien inférieur-Givétien.

La Formation Candás représente dans les Asturies le retour aux conditions récifales. Cette formation est l'équivalent de la Formation Portilla plus le membre basal (Membre Valdoré) de la Formation Nocedo, dans

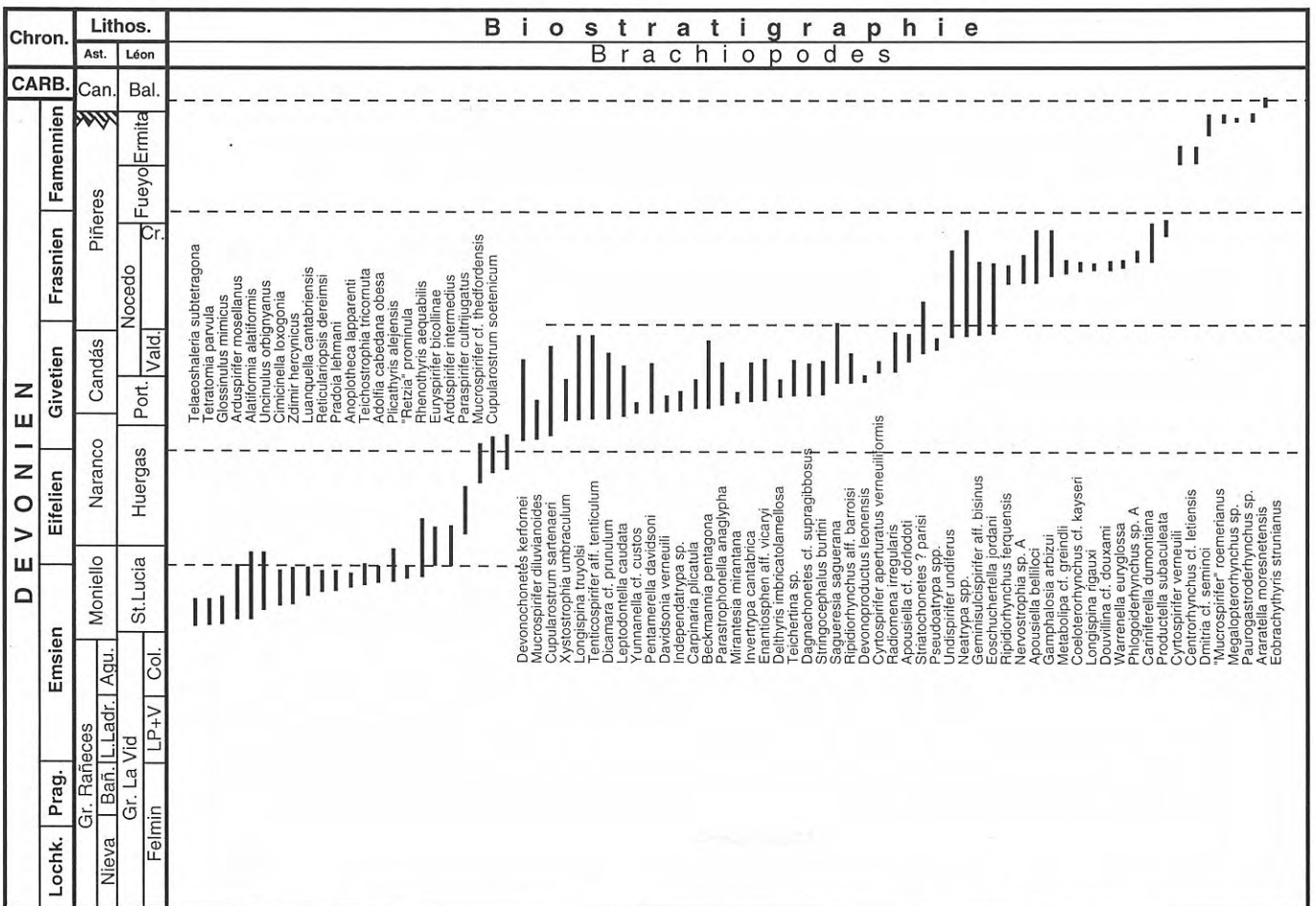


Figure 7. Principaux fossiles du Dévonien de la Zone Cantabrique (Brachiopodes du Dévonien Moyen et Supérieur).

le Léon (García-Alcalde, 1985; García-Alcalde *et al.*, 1985). Ces dernières unités sont restreintes à la nappe de Somiedo-Correcilla (Fig. 2). En plus, la Formation Candás y est très souvent incomplète et les Formations Portilla et Nocedo manquent aussi près du noyau de l'Arc Asturien à cause de l'érosion pré-Famennien supérieur (Fig. 2).

L'épaisseur de la Formation Candás est de l'ordre de 200 m. Elle comprend des calcaires et des calcaires argileux et gréseux, très fossilifères (Figs. 7-9), avec plusieurs épisodes récifaux, surtout dans la moitié supérieure, et parfois avec une intercalation de grès et de schistes, assez remarquable, dans la moitié inférieure. La Formation Portilla s.s. pour sa part est surtout une complexe série récifale biostromale, comportant des calcaires bioclastiques et argileux. Le Membre Valdoré de la Formation Nocedo, est constitué par environ 100 m de grès calcaireux à nombreuses lentilles de calcaires gréseux qui, latéralement, deviennent de plus en plus purs et coralliennes en développant de vrais biostromes (Fig. 6). A la partie inférieure des Formations Candás et Portilla, il y a un niveau oolithique très utile pour la corrélation régionale. L'âge de la Formation Candás (et des formations léonaises corrélatives) est Givétien.

La formation s'est constituée sur une plate-forme peu profonde à des conditions sublittorales, bien qu'il existent aussi des faciès péritidaux. L'extension latérale

et l'évolution verticale des faciès récifaux a été contrôlée par des variations eustatiques en rapport avec l'intensité et la direction des apports siliciclastiques.

D'après le net développement d'une plate-forme carbonatée et des édifices récifaux, la ZC a eu une situation tropicale au Dévonien moyen. On ne peut préciser davantage l'emplacement latitudinal. Il est possible que des études sédimentologiques comparées entre les récifs actuels et dévoniens permettraient d'apporter plus des renseignements. L'importante décharge clastique entre les deux phases récifales principales, pourrait avoir une signification épirogénique détachée du climat. La Formation Naranco-Huergas comporte habituellement plusieurs couches carbonatées, soit de vrais calcaires ou des grès calcaireux; en plus, la multiplication de fins niveaux remplis de bryozoaires et parfois de rugueux solitaires et tabulés soulignerait une tendance à la construction qui, en fait, a repris son élan le moment où la région d'origine s'est stabilisée au Givétien. La présence d'abondants tempestites à stratification hummocky (García-Ramos *et al.*, 1984), représenterait la trace d'ouragans tropicaux.

Les affinités fauniques principales de la ZC pendant la plus grande partie du Dévonien moyen continuent à être avec les régions nord-gondwaniennes. Pourtant, les rapports avec le S de Baltica deviennent de plus en plus évidents. A la transition Emsien/Eifélien, la faune OCA (Struve, 1982), si typique de la région

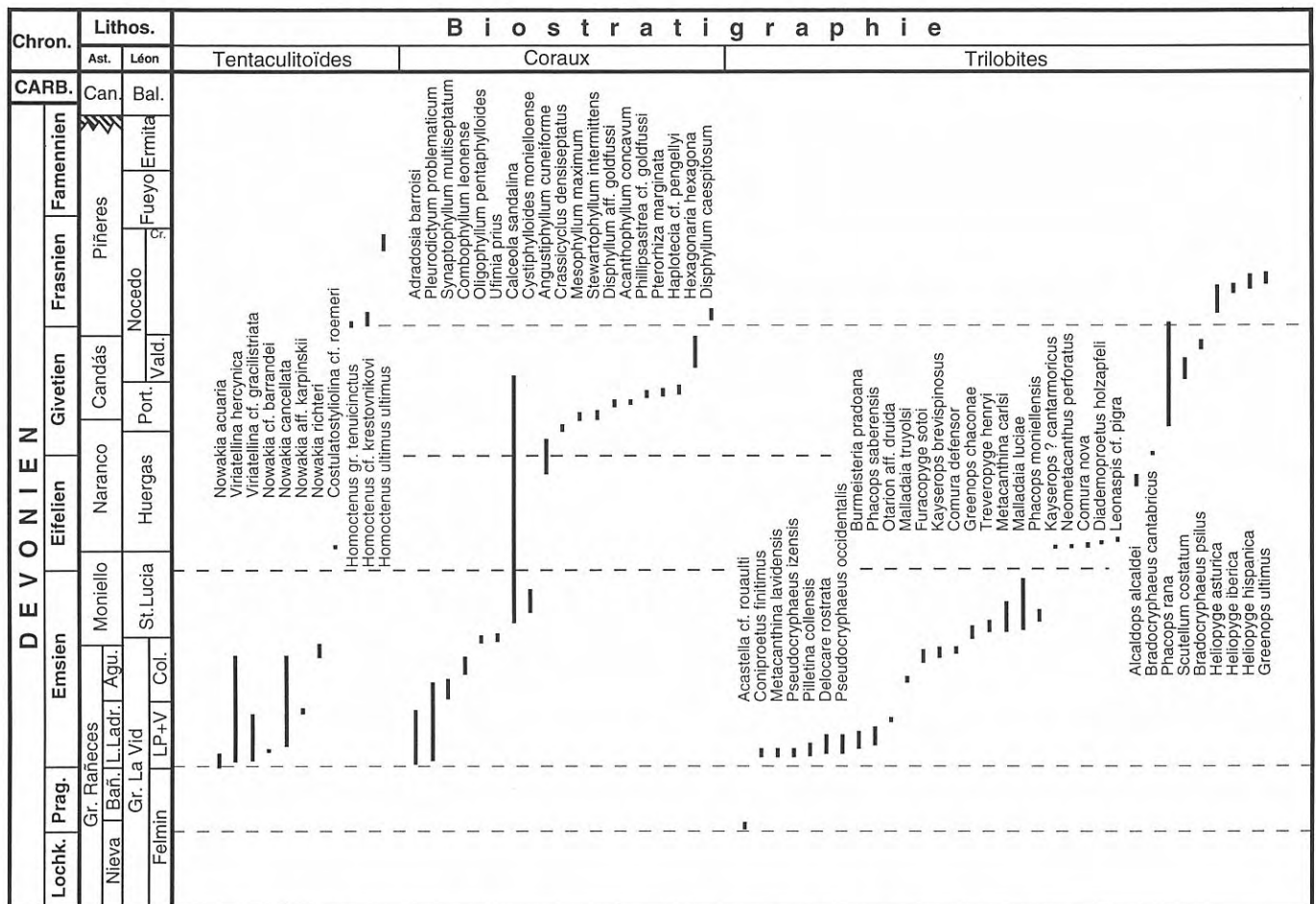


Figure 8. Principaux fossiles du Dévonien de la Zone Cantabrique (Tentaculitoïdes, Coraux, Trilobites).

ardenno-rhénane, s'est bien développée à la ZC. Au-dessus il y a aussi de nombreux éléments communs (des brachiopodes comme *Mucrospirifer ex gr. thedfordensis-diluvianoides*, *Cupularostrum soeticum*, *Dicamara prunulum*, *Yunnanella cf. custos*, *Davidsonia verneuili*, *Carpinaria plicatula*, etc.; des crinoïdes comme *Cupressocrinites*, et d'autres). Les ostracodes, en général, les trilobites *Asteropyginae* et les coraux *Streptelasmatina*, indiqueraient aussi des liens serrés avec la Baltica (Becker et Sánchez de Posada, 1977; Soto, 1979).

Les affinités avec la province Appalachienne continuent à être évidentes. Les genres *Pentamerella*, *Longispina* et *Devonochonetes*, typiques de la province Appalachienne, se rencontrent aussi dans la ZC (Fig. 7). En fait, *Devonochonetes* a une espèce (*D. cf. scitulites*) qui se trouve dans une association fossilifère à cachet appalachien frappant, jusqu'au niveau spécifique (*Protepletostrophia*, *Allanella*, *Longispina cf. subcalva*, *Spinulicosta cf. multicosta*, "*Rhynchonella*" *sappho*, *Cyrtina cf. hamiltonensis*, parmi les brachiopodes, et *Cypricardina cf. indenta* et *Leioperia cf. nitida*, parmi les bivalves) (Wagner, 1971). D'autre part, la sous-famille de crinoïdes *Gilbertsocrininae* ne se trouve que dans la ZC, les lles Britanniques et l'Amérique du Nord; et les coraux de la province appalachienne et de la ZC maintiennent aussi d'étroits rapports (Soto, 1979).

Chez les brachiopodes de l'habitat récifal on remarque très bien la diminution du provincialisme au cours

du Dévonien moyen. Or, tandis que les atrypidés de l'Emsien supérieur/Eifélien conservent un cachet bohémorhénan tranché, ceux du Givétien, appartiennent à des genres à large distribution cosmopolite (*Independatrypa*, *Pseudoatrypa*, et *Neatrypa*, entre d'autres). Ce phénomène de cosmopolitisation est spécialement remarquable à la fin du Givétien où débiteraient dans la ZC les faunes ubiquistes de *Cyrtospiriferidae*, ainsi qu'*Eleutherokomma*, *Ripidiorhynchus*, *Douvillina*, *Devonoproductus*, etc. (Fig. 7).

Dans les Asturies, la Formation Candás est suivie par la Formation Piñeres, une série surtout siliciclastique, de 400 m d'épaisseur. La partie inférieure de la formation comporte des grès ferrugineux à ciment carbonaté, des calcaires gréseux et argileux et des marnes très fossilifères (Figs. 7-9). Parfois il y a des constructions coralliennes de faible importance. La partie supérieure montre des grès quartzitiques microconglomératiques, des grès ferrugineux à ciment carbonaté et de minces intercalations de siltstones et de schistes (Fig. 6). Quelques niveaux montrent une bioturbation intense, d'où ressortent l'abondance et la variété des *Zoophycos*.

La base de l'unité est du Givétien terminal. L'âge du sommet reste inconnu en absence de fossiles représentatifs.

Dans le Léon, la Formation Nocado est l'équivalent partiel de la Formation Piñeres (Fig. 6). Elle y est constituée par environ 300 m d'alternances de schistes,

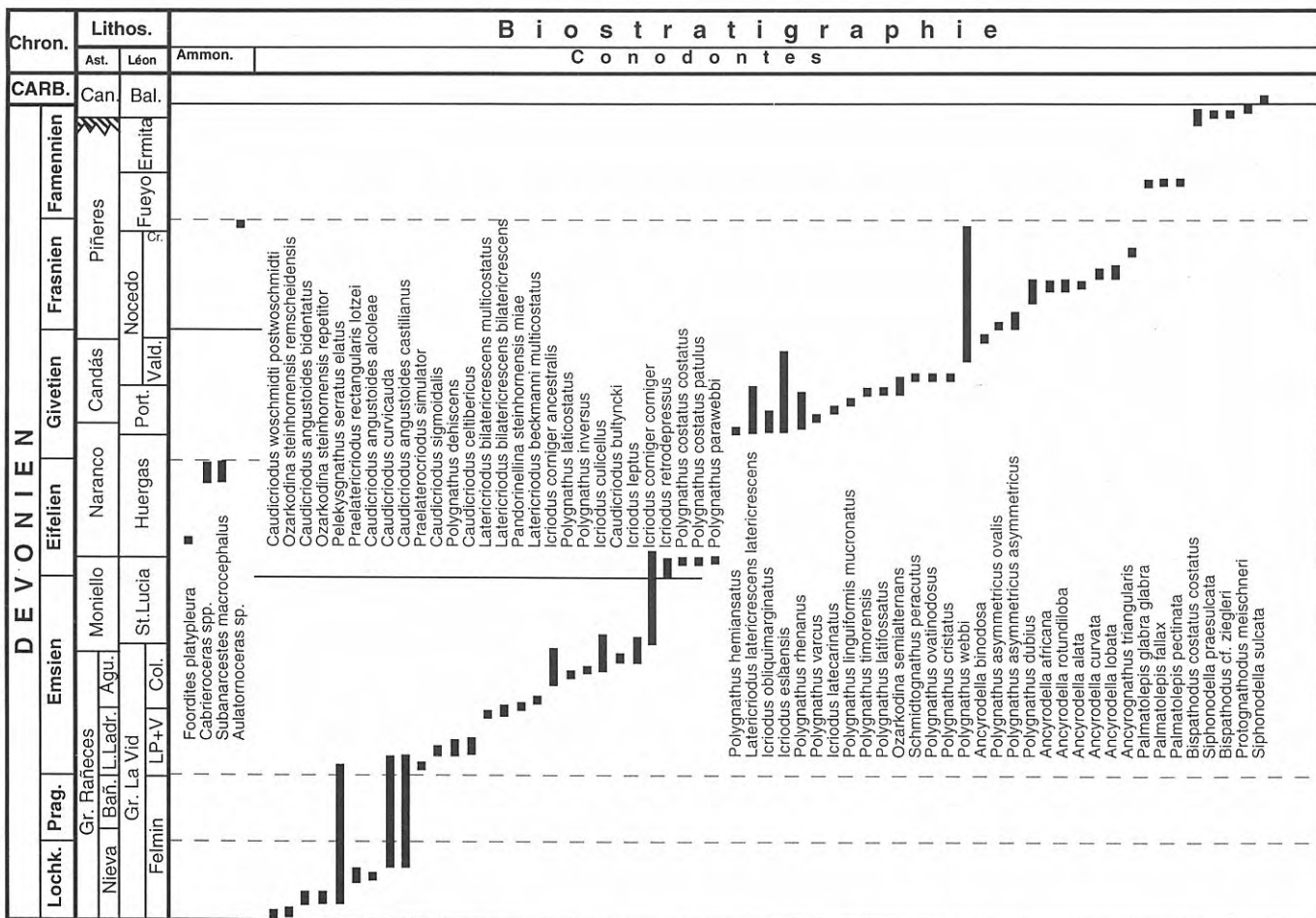


Figure 9. Principaux fossiles du Dévonien de la Zone Cantabrique (Ammonoïdés, Conodontes).

siltstones, grès quartzitiques, grès calcaireux et calcaires, disposées habituellement en deux séquences régressives-transgressives. La partie inférieure, en général plus carbonatée, comporte plusieurs épisodes biostromaux d'importance mineure, c'est le Membre Valdoré. Latéralement la teneur en carbonates du membre augmente, et le développement récifal est plus intense. L'âge est Givétien supérieur-Frasnien supérieur.

Les Grès de Piñeres et de Nocedo n'affleurent que dans la nappe de Somiedo-Correcilla (Fig. 2). Près du Bassin Carbonifère Central, les deux formations sont incomplètes à cause de l'érosion prè-Famennien supérieur (Fig. 2). Toutes les deux ont été déposées sur une plate-forme marine peu profonde, avec tendance au comblement, ce qui a déterminé l'apparition de faciès péritidaux.

Cette nouvelle phase de sédimentation terrigène a contribué à la disparition des constructions coralliennes préexistantes. Néanmoins les conditions de milieu sont encore propices au développement récifal parce qu'au moment où les apports detritiques diminuent quelques modestes biostromes se réinstallent, surtout dans la moitié inférieure de la formation. Ceci peut signifier que la paléolatitudes de la Zone serait à peu près la même qu'auparavant, peut-être inférieure à 30° S. L'extinction définitive des récifs dévoniens dans la ZC a lieu au Frasnien supérieur. L'extinction des organismes hermatypiques a été mise en rapport avec le soi-disant événement "Kellwasser". La disparition des coraux dans la ZC ne permet pas d'apporter de nouveaux renseignements sur cet événement. La distribution des constructions coralliennes au Frasnien a été très limitée par l'intensité des apports terrigènes, et la majeure partie de leur évolution n'est pas connue dans la ZC à cause de l'érosion prè-Famennien supérieur. Le dernier biostrome a été remplacé par des schistes gréseux et des grès du Frasnien. Ceci indiquerait un destin des coraux lié à des conditions dynamiques particulières de la ZC. Pourtant, Loevezijn (1989) pense que de semblables événements se trouveraient à l'origine de la disparition des récifs dans la plupart du Massif Hercynien.

Le rapprochement des deux grandes masses continentales: Gondwana et Euramérique, a fort accru le cosmopolitisme des faunes et leur homogénéisation. Les brachiopodes de la ZC en sont un bon exemple avec de nombreux cyrtospiriféridés et des formes si caractéristiques comme *Nervostrophia*, *Gamphalosis*, *Douvillina*, *Cariniferella*, *Coeloterorhynchus*, *Ripidiorhynchus*, *Pseudoatrypa* et *Neatrypa*, de distribution mondiale.

La Formation Fueyo n'est typiquement représentée que dans le synclinal d'Alba où elle comprend 130 m de schistes noirs à nodules siliceux et parfois carbonatés, et de minces couches de grès qui alternent vers le sommet avec des grès quartzitiques microconglomératiques. Au milieu des schistes basaux il y a des conglomérats polymictiques, principalement quartzitiques, refermant quelques galets métamorphiques. Les grès ont un faible teneur en carbonates (Fig. 6).

Quelques auteurs ont supposé une origine turbiditique pour la Formation Fueyo (García-Ramos et Colmenero, 1981), mais le manque de traits sédimentologiques appropriés et la situation de l'unité dans le bassin rendent l'idée douteuse. Probablement il s'agit plutôt

d'un dépôt sublittoral de plate-forme ouverte, situé vers la marge distale d'un système deltaïque (Rodríguez-Fernández *et al.*, 1985).

La base de la formation comporte de rares brachiopodes, des débris végétaux et une faune pélagique appauvrie à bivalves et céphalopodes. Dans la moitié supérieure, les fossiles sont encore plus rares (quelques brachiopodes très mal préservés et des bivalves). L'âge est Frasnien-Famennien.

Les données paléontologiques et sédimentologiques fournissent très peu d'indications sur la situation paléolatitudinale de la ZC à la limite Frasnien/Famennien. Les espèces fossiles ont une distribution pratiquement globale et quoiqu'on enregistre une diminution nette de la concentration des carbonates dans l'eau, la signification de ce fait n'est pas claire.

La faible diversité faunique pourrait être mise en rapport avec l'extinction globale qui s'est produite au cours de l'événement "Kellwasser" mais on ne sait pas de quelle façon se manifesterait ce phénomène dans la ZC. Il y a aussi la possibilité que la glaciation du Famennien (Caputo et Crowell, 1985), joue un rôle, mais sa datation précise et ses effets dans la région nordgondwanienne n'ont pas été encore éclaircis.

Au-dessus de la Formation Fueyo, apparaissent les Formations Ermita, Cándamo-Baleas et Vegamián qui se remplacent en partie latéralement. Le sommet de la Formation Baleas et la Formation Vegamián appartiennent déjà au Carbonifère.

La Formation Ermita est constituée au maximum par 50-70 m de grès, parfois ferrugineux, assez fossilifères (Figs. 7-9), quartzites et microconglomérats polymictiques avec des intercalations de siltstones et de schistes fort bioturbés et de minces lentilles calcaires gréseux bioclastiques, développées surtout vers le sommet (Fig. 6). L'âge de la formation est presque partout Famennien supérieur.

Dans quelques endroits la teneur en carbonate de calcium au sommet de la succession dévonienne a subi un important accroissement de sorte que s'y sont développés de vrais calcaires: la Formation Cándamo-Baleas. Cette unité est constituée par 15 m ou moins de calcaires bioclastiques du Famennien supérieur-Tournaisien.

Les Grès de la Ermita se sont déposés sur une plate-forme marine dans des conditions peu à très peu profondes, voire intertidales. Pour leur part, les Calcaires de Cándamo-Baleas se seraient formés dans des conditions relativement stables, un peu plus profondes, sur des hauts fonds qui s'imbriqueraient dans des sables littoraux et des argiles.

La paléontologie et la sédimentologie des Formations La Ermita et Cándamo-Baleas ne donnent pas, non plus, beaucoup de renseignements sur la position paléolatitudinale. Les faunes benthiques, spécialement les brachiopodes y sont cosmopolites. La tendance à la formation de hauts-fonds carbonatés pourrait indiquer que la ZC ne s'éloigna pas trop de la situation tropicale dont elle avait joui au cours du Dévonien, mais cette donnée n'est pas suffisante. Plus importante à cet égard serait la présence dans la Formation Vegamián de niveaux de radiolarites et des nodules phosphatés, très répandus dans toute la région "méditerranéenne", qui se seraient formés probablement près du paléocéan.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB-88/0507 de la DGICYT España.

BIBLIOGRAPHIE

- Adaro, L. y Junquera, G. 1916. Hierros de Asturias. In: *Criaderos de Hierro de España*, 2, 1-610.
- Adrichem-Boogaert, H. A. van. 1967. Devonian and Lower Carboniferous conodonts of the Cantabrian Mountains (Spain) and their stratigraphic application. *Leidse Geologische Mededelingen*, 39, 129-192.
- Aramburu, C. y García-Ramos, J. C. 1988. Presencia de la discontinuidad sárdica en la Zona Cantábrica. *Geogaceta*, 5, 11-13.
- Aramburu, C., Truyols, J., Arbizu, M., Méndez-Bedia, I., Zamarreño, I., García-Ramos, J. C., Suárez de Centi, C. y Valenzuela, M. 1992. El Paleozoico Inferior de la Zona Cantábrica. In: *Paleozoico Inferior de Ibero-América* (J. G. Gutiérrez-Marco, J. Saavedra y I. Rábano, Eds.), Universidad de Extremadura, Badajoz, 397-421.
- Arbizu, M. 1978. Trilobites Synphoriidae del Devónico de la Cordillera Cantábrica: Malladaiainae nov. subfam. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 10, 37-65.
- Baldwin, C. T. 1978. A comparison of the stratigraphy and depositional processes in the Cambro-Ordovician rocks of the Cantabrian and West Asturian-Leonese Zones, NW Spain. In: *Geología de la parte N del Macizo Ibérico* (tomo homenaje I. Parga-Pondal) (M. Julivert et. al., Eds.), Ed. El Castro, La Coruña, 43-70.
- Barrois, Ch. 1882. Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mémoires Société Géologique du Nord*, 2 (1), 1-630.
- Becker, G. und Sánchez de Posada, L. C. 1977. Ostracoda aus der Moniello-Formation Asturiens (Devon; N-Spanien). *Palaontographica*, A, 158 (4-6), 115-203.
- Bouyx, E., Blaise, J., Brice, D., Gourvenec, R., Lardeux, H. et Le Menn, J. 1992. Implications paléogéographiques des affinités nord-gondwaniennes et rhénanes des faunes dévoniennes de la zone de Meguma (Appalaches septentrionales). *Comptes Rendus Academie Sciences, Paris*, 315 (2), 337-343.
- Brouwer, A. 1967. Devonian of the Cantabrian Mountains, northwestern Spain. In: *International Symposium Devonian System*, Calgary, 2, 37-45.
- Buggisch, W., Meiburg, P. and Schumann, D. 1982. Facies, paleogeography and intra-Devonian stratigraphic gaps of the Asturo-Leonese Basin (Cantabrian Mts./Spain). *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie*, 163, 212-230.
- Caputo, M. V. and Crowell, J. C. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geological Society America Bulletin*, 96, 1020-1036.
- Carls, P. 1983. La Zona Asturoccidental-Leonesa en Aragón y el Macizo del Ebro como prolongación del Macizo Cantábrico. In: Vol. Jub. J. M. Ríos. Instituto Geológico Minero España, Madrid, 11-32.
- Carls, P. 1988. The Devonian of Celtiberia (Spain) and Devonian paleogeography of SW Europe. In: *Devonian of the World* (McMillan, N. J., Embry, A. F. and Glass, D. J., Eds.). Proceedings 2nd International Symposium Devonian System. *Canadian Society Petroleum Geology Memoirs*, 14 (1), 421-466.
- Cocks, L. R. M. and Fortey, R. A. 1982. Faunal evidence for oceanic separations in the Palaeozoic of Britain. *Journal Geological Society London*, 139, 465-478.
- Cocks, L. R. M. and Fortey, R. A. 1990. Biogeography of Ordovician and Silurian faunas. In: *Palaeozoic palaeogeography and biogeography* (W. S. McKerrow and C. R. Scotese, Eds.), *Memoirs Geological Society London*, 12, 97-104.
- Comte, P. 1959. Recherches sur les terrains anciens de la Cordillère Cantabrique. *Memorias Instituto Geológico y Minero de España*, 60, 1-440.
- Coo, J. M. C. de, Deelman, J. C. and Baan, V. van der 1971. Carbonate facies of the Santa Lucia Formation (Emsian-Couvinian) in León and Asturias, Spain. *Geologie en Mijnbouw*, 50 (3), 359-366.
- Cramer, F. 1971. Implications from Middle Paleozoic palynofacies transgressions for the rate of crustal movement, especially during the Wenlockian. *Annales Academia Brasileira Ciencias*, 43, 51-66.
- Debrenne, F. et Zamarreño, I. 1970. Sur la découverte d'Archéocyathes dans le Cambrien du NW de l'Espagne. *Breviora Geologica Asturica*, 14 (1), 1-11.
- Donovan, S. K. 1987. The fit of the continents in the late Precambrian. *Nature*, 327, 139-141.
- Evers, H. J. 1967. Geology of the Leonides between the Bernesga and Porma rivers, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41, 83-151.
- Fombella, M. A. 1978. Acritarchs of the Oville Formation, Middle Cambrian-Tremadocian age, province of Leon, Spain. *Palinologia*, núm. ext. 1, 245-261.
- Fombella, M. A. 1982. Determinación palinológica del Tremadoc en la localidad de Verdiago, provincia de León, NO de España. *Revista Española Micropaleontología*, 14, 13-22.
- Frankenfeld, H. 1981. Krustenbewegungen und Faziesentwicklung im Kantabrischen Gebirge (Nordspanien) vom Ende der Devonriffe (Givet/Frasne) bis zum Tournai. *Clausthaler Geologie, Abh.*, 139, 1-91.
- Frankenfelde, H. 1982. Das Ende der devonischen Riff-Fazies im nordspanischen Variszikum. *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie, Abh.*, 163 (2), 238-241.
- Frankenfeld, H. 1983. El manto de Montó-Arauz: interpretación estructural de la región del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 13, 37-47.
- Frankenfeld, H., Kullmann, J. y Schonenberg, R. 1983. El final del régimen arrecifal devónico en la cadena cantábrica. In: Vol. Jubilar J. M. Ríos. Instituto Geológico Minero de España, Madrid, 2, 133-136.
- Gallastegui, G., Aramburu, C., Barba, P., Fernández, L. P. y Cuesta, A. 1992. Vulcanismo del Paleozoico Inferior en la Zona Cantábrica (NO de España). In: *Paleozoico Inferior de Ibero-América* (Gutiérrez-Marco, J. C., Saavedra, J. y Rábano, I., Eds.). Universidad de Extremadura, Badajoz, 435-452.
- García-Alcalde, J. L. 1985. La extensión de la Biozona de Phlogoiderhynchus (Braquiópodo rinconélido, Givétiense terminal-Frasniense Inferior). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 15, 77-86.
- García-Alcalde, J. L. 1992. El Devónico de Santa María del Mar (Castrillón, Asturias, España). *Revista española de Paleontología*, 7, 53-79.
- García-Alcalde, J. L. et Arbizu, M. A. 1976. Les faunes pélagiques du Dévonien moyen de León (versant méridional des Montagnes Cantabriques, NO de l'Espagne). *Annales Société Géologique Nord*, 96, 413-417.
- García-Alcalde, J. L., Menéndez-Álvarez, J. R., García-López, S. y Soto, F. 1985. El Devónico Superior y el Carbonífero

- Inferior del sinclinal de Beberino (Pola de Gordón, León, NO de España). *Resúmenes 10.º Congreso Internacional Estratigrafía y Geología del Carbonífero*, 2, 375-386.
- García-Ramos, J. C. M. 1978. Estudio e interpretación de las principales facies sedimentarias comprendidas en las formaciones Naranco y Hurgas (Devónico Medio) en la Cordillera Cantábrica. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 10, 195-247.
- García-Ramos, J. C., Aramburu, C. and Brime, C. 1984. Kaolin tonstein of volcanic ash origin in the Lower Ordovician of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 14, 27-33.
- García-Ramos, J. C. y Colmenero, J. R. 1981. Evolución sedimentaria y paleogeográfica durante el Devónico en la Cordillera Cantábrica. *Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (PICG)*, 2, 61-76.
- García-Ramos, J. C., Suárez de Centi, C., Paniagua, A. y Valenzuela, M. 1987. Los depósitos de hierro oolítico del Paleozoico de Asturias y N de León: ambiente de depósito y relación con el vulcanismo. *Geogaceta*, 2, 38-40.
- Gietelink, G. 1973. Sedimentology of a linear prograding coastline followed by three high-destructive delta-complexes (Cambro-Ordovician, Cantabrian Mountains, NW Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 49 (1), 125-144.
- Gozalo, R. y Liñán, E. 1988. Los materiales hercínicos de la Cordillera Ibérica en el contexto del Macizo Ibérico. *Estudios Geológicos*, 44, 399-404.
- Gutiérrez-Alonso, G., Villar-Alonso, P. y Martín-Parra, L. M. 1990. La estructura del Antiforme del Narcea. *Cuadernos Laboratorio Xeolóxico Laxe*, 15, 271-279.
- Gutiérrez-Marco, J. C. and Rábano, I. 1987. Paleobiogeographical aspects of the Ordovician mediterranean faunas. *Geogaceta*, 2, 24-26.
- Havlicek, V. 1989. Climatic changes and development of benthic communities through the Mediterranean Ordovician. *Sbornik geologických ved, Geologie*, 44, 79-116.
- Henn, A. und Jahnke, H. 1984. Die paläontinische Faziesentwicklung im Devon des Kantabrischen Gebirges. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 135, 131-147.
- Heinz, W., Loeschke, J. and Vavra, G. 1985. Phreatomagmatic volcanism during the Ordovician of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Geologische Rundschau*, 74, 623-639.
- Julivert, M. 1983. Generalidades. In: *Geología de España*, libro jubilar J. M. Ríos (J.A. Comba, coord.) Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 1, 59-71.
- Julivert, M., Marcos, A. et Truyols, J. 1972. L'évolution paléogéographique du Nord-Ouest de l'Espagne à l'Ordovicien-Silurien. *Bulletin Société Géologique Minéralogique de Bretagne*, Brest, C, 4 (1), 1-7.
- Julivert, M., Truyols, J. y Vergés, J. 1983. El Devónico del Macizo Ibérico. In: Libro Jubilar J. M. Ríos *Geología de España* (J.A. Comba, coord.) Instituto Geológico y Minero de España. Madrid, 1, 265-310.
- Keller, M. 1988. Die La Vid-Gruppe-Fazies, Paläogeographie und synsedimentäre Tektonik im Unterdevon des Kantabrischen Gebirges (NW-Spanien). *Erlanger Geologische, Abh.*, 115, 77-115.
- Legg, I. C. 1985. Trace fossils from a middle Cambrian deltaic sequence, north Spain. In: *Biogenic structures: their use in interpreting depositional environments* (H. A. Curran, Ed.), *SEPM Spec. Publ.*, 35, 151-165.
- Lewecke, B. 1982. The transition from sandy to carbonate sedimentation in the Lower Devonian of the southern Cantabrian Mountains (La Vid Formation). *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie, Abh.*, 163 (2), 188-192.
- Lindstrom, M. 1984. The Ordovician climate based on the study of carbonate rocks. In: *Aspects of the Ordovician system* (D. L. Bruton, Ed.). *Paleontological Contributions University Oslo*, 295, 81-88.
- Liñán, E. 1983. Una nueva hipótesis sobre la estructura geológica del basamento al NE de la Península Ibérica. *Resúmenes de la V Asamblea Nacional de Geodinámica Geofísica*, Madrid, 283.
- Llopis-Llado, N. 1964. Sur la paléotectonique des Asturies et ses rapports avec la moitié occidentale de la Péninsule Ibérique. *Breviora Geologica Asturica*, 8 (1-4), 91-140.
- Loezijn, G. B. S. van 1989. Extinction pattern for the Middle-Upper Devonian stromatoporoid coral reefs; a case study from the Cantabrian Mountains. *Proceedings Koninklijke Nederlandse Akademie Wetenschappe*, B, 92 (1), 61-74.
- Lotze, F. 1945. Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6, 78-92, Berlín.
- Marcos, A. 1973. Las series del Paleozoico Inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 6, 1-113.
- Marquín, J. y Marcos, A. 1984. La estructura de la unidad del Gildar-Montó (Cordillera Cantábrica). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 14, 53-64.
- Martín-Parra, L. M. 1989. Memoria Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Riello. *Instituto Tecnológico Geominero de España*, Madrid, 1-119.
- Matte, P. 1986. Tectonics and plate tectonics model for the variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, 329-374.
- Meer-Mohr, C. G. van der 1969. The stratigraphy of the Cambrian Lancara Formation between the Luna River and the Esla River in the Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 43, 233-316.
- Méndez-Bedia, I. 1976. Biofacies y litofacies de la Formación Moniello-Santa Lucía (Devónico de la Cordillera Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 9, 1-93.
- Morzadec, P., Paris, F., Plusquellec, Y. and Racheboeuf, P. 1988. Devonian stratigraphy and paleogeography of the Armorican Massif (Western France). In: *Devonian of the World* (McMillan, N. J., Embry, A. F. and Glass, D. J., Eds.). *Proceedings 2nd Int. Symposium Devonian System. Canadian Society Petroleum Geology, Memoirs*, 14 (1), 401-420.
- Navarro-Vázquez, D. 1991. Cabalgamientos hercínicos en la unidad de Herrera (rama oriental del Macizo Paleozoico de la Cordillera Ibérica). *Boletín Geológico y Minero*, 102 (6), 830-837.
- Oczlon, M. S. 1990. Ocean currents and unconformities: the North Gondwana Middle Devonian. *Geology*, 18, 509-512.
- Oczlon, M. S. 1992. Examples of Palaeozoic contourites, tempestites and turbidites-Classification and palaeogeographic approach. *Heidelberger Geowissenschaftliche, Abh.*, 53, 57-159.
- Oele, E. 1964. Sedimentological aspects of four Lower Paleozoic formations in the northern part of the province of León (Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 30, 1-99.
- Oliver, W. J. 1977. Biogeography of Late Silurian and Devonian rugose corals. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 22 (2), 85-135.
- Parga, J. R. 1969. Consideraciones sobre la paleogeografía durante el Cámbrico y Ordovícico en Asturias y Norte de León. *Boletín Geológico y Minero*, 80 (2), 124-128.
- Paris, F. and Robardet, M. 1990. Early Palaeozoic palaeobiogeography of the Variscan regions. *Tectonophysics*, 177, 193-213.

- Pérez-Estaun, A., Bastida, F., Alonso, J. L., Marquínez, J., Aller, J., Álvarez-Marrón, J., Marcos, A. and Pulgar, J. A. 1988. A thin-skinned tectonics model for an arcuate fold and thrust belt: the Cantabrian Zone (Variscan Ibero-American Arc). *Tectonics*, 7 (3), 517-537.
- Puschmann, H. 1967. Zum Problem der Schichtlücken im Devon der Sierra Morena (Spanien). *Geologische Rundschau*, 56, 528-542.
- Rábano, I. 1984. Trilobites ordovícicos del Macizo Hespérico español: una visión bioestratigráfica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 9, 267-287.
- Racheboeuf, P. R. 1981. Chonétacés (Brachiopodes) siluriens et dévoniens du Sud-Ouest de l'Europe. *Memoires Société Géologique Minéralogique de Bretagne*, 27, 1-294.
- Radig, F. 1962. Ordovizium/Silurium und die Frage Prävariszischer Faltungen in Nordspanien. *Geologische Rundschau*, 52, 346-357. (Trad. esp. in *Notas y Comunicaciones IGME* (1963), 72, 263-276).
- Radig, F. 1966. Eine Oberdevon-Fauna aus dem östlichen Asturien (Spanien) und die Schichtlücke unter den Knollenkalken des Visé. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 115 (2-3), 515-523.
- Reijers, T. J. A. 1972. Facies and diagenesis of the Devonian Portilla Limestone Formation between the river Esla and the Embalse de la Luna, Cantabrian Mountains, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 47, 163-249.
- Robardet, M. and Gutiérrez-Marco, J. C. 1990. Sedimentary and faunal domains in the Iberian Peninsula during Lower Paleozoic times. In: *Pre-Mesozoic geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer and E. Martínez-García, Eds.), Springer Verlag, Berlin, 383-395.
- Robardet, M., Paris, F. and Racheboeuf, P. R. 1990. Palaeogeographic evolution of southwestern Europe during Early Palaeozoic times. In: *Palaeozoic palaeogeography and biogeography* (W. S. McKerrow and C. R. Scotese, Eds.). *Memoirs Geological Society London*, 12, 411-419.
- Rodríguez-Fernández, L. R., García-Alcalde, J. L. y Menéndez-Álvarez, J. R. 1985. La sucesión del Devónico Superior y Carbonífero Inferior en el sinclinal de Alba (León, NO de España). *Resúmenes, 10.º Congreso Internacional de Geología del Carbonífero*, Madrid, 1, 133-144.
- Rodríguez-Fernández, L. R. y Heredia, N. 1987. La estratigrafía del Carbonífero y la estructura de la unidad del Pisuerga-Carrión. NO de España. *Cuadernos del Laboratorio Xeolóxico Laxe*, 12, 207-229.
- Sarmiento, G. y García-López, S. 1992. Síntesis sobre las faunas de conodontos del Paleozoico Inferior de Ibero-América y de la Península Ibérica (1958-1992). *Revista española de Paleontología*, 8, 191-205.
- Sdzuy, K. 1971. Acerca de la correlación del Cámbrico Inferior en la Península Ibérica. *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, Madrid, Lisboa, 2 (1), 753-768.
- Seilacher, A. and Crimes, T. P. 1969. "European" species of trilobite burrows in eastern Newfoundland. In: *North Atlantic geology and continental drift. Memoirs American Association Petroleum Geologists*, 12, 145-148.
- Soto, F. 1979. Considérations paléobiogéographiques sur les Streptelasmatina (Coelenterata, Rugosa) solitaires du Dévoien des Monts Cantabriques (NW de l'Espagne). *Géobios*, 12, 399-409.
- Soto, F. 1982. Synaptophyllum (Rugosa) aus dem Unterdevon des Kantabrischen Gebirges (Colle, Prov. León). *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie, Abh.*, 163 (2), 236-238.
- Soto, F., García-Alcalde, J. L. 1976. La fauna silicificada del Devónico de Piedras Blancas. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 8, 87-103.
- Stel, J. 1976. The influence of hurricanes upon the quiet depositional conditions in the Lower Emsian La Vid shales of Colle (NW-Spain). *Leidse Geologische Mededelingen*, 49, 475-486.
- Struve, W. 1982. The great gap in the record of marine Middle Devonian. *Courier Forschungs-Institut Senckenberg*, 55, 433-448.
- Truyols, J., Arbizu, M. A., García-Alcalde, J. L., García-López, S., Méndez-Bedia, I., Soto, F. and Truyols-Massoni, M. 1990. The Asturian-Leonese Domain (Cantabrian Zone). In: *Pre-Mesozoic geology of Iberia* (R. D. Dallmeyer and E. Martínez-García, Eds.), Springer Verlag, Berlin, 10-19.
- Vanguetstaine, M. and Aramburu, C. 1988. Cambrian and Ordovician acritarchs and chitinozoa from the Cantabrian Mountains, NW Spain, preliminary results. *International Symposium Circum-Mediterranean. Palynology*, Holland, 1 p.
- Vanguetstaine, M. et Looy, J. van 1983. Acritarches du Cambrien moyen de la vallée de Tachedirt (Haut-Atlas, Maroc) dans le cadre d'une nouvelle zonation du Cambrien. *Annales Société Géologique Belgique*, 106, 69-85.
- Vera de la Puente, C. 1989. Revisión litoestratigráfica de los Grupos Rañeces y La Vid (Devónico Inferior de la cuenca Astur-Leonesa). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 18, 53-64.
- Villas, E. 1985. Braquiópodos del Ordovícico Medio y Superior de las cadenas ibéricas orientales. *Memorias Museo Paleontología, Universidad de Zaragoza*, 1 (1-2), 1-223.
- Villas, E., Gisbert, J. and Montesinos, R. 1989. Brachiopods from volcanoclastic Middle and Upper Ordovician of Asturias (northern Spain). *Journal Paleontology*, 63, 554-565.
- Wagner, R. H. 1971. Carboniferous nappe structures in northwestern Palencia (Spain). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 4, 431-459.
- Young, T. P. 1990. Ordovician sedimentary facies and faunas of southwest Europe: palaeogeographic and tectonic implications. In: *Palaeozoic Palaeogeography and biogeography* (W. S. McKerrow and C. R. Scotese, Eds.). *Memoirs Geological Society London*, 12, 421-430.
- Zamarreño, I. 1972. Las litofacies carbonatadas del Cámbrico de la Zona Cantábrica (NW de España) y su distribución paleogeográfica. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 5, 1-112.
- Zamarreño, I. 1975. Peritidal origin of Cambrian carbonates in northwest Spain. In: *Tidal deposits: a case book of recent examples and fossil counterparts* (R. N. Ginsburg), Springer Verlag, Berlin, 323-332.
- Zamarreño, I. 1976. Depósitos carbonatados de tipo "tidal flat" en el Devónico Inferior del NW de España: las Dolomías de Bañugues. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 8, 59-85.

Manuscrito recibido: 10 de enero, 1994
 Manuscrito aceptado: 18 de abril, 1994