

SIGNIFICATION DES NIVEAUX À LINGULIDÉS À LA LIMITE SUPÉRIEURE DU GRÈS ARMORICAIN (ORDOVICIEN, ARENIG, SUD-OUEST DE L'EUROPE)

CHRISTIAN C. EMIG & JUAN CARLOS GUTIÉRREZ-MARCO

EMIG C.C. & GUTIÉRREZ-MARCO J.C. 1997. Signification des Niveaux à lingulidés à la limite supérieure du Grès Armoricaïn (Ordovicien, Arenig, Sud-Ouest de l'Europe). [Lingulid beds at the upper limit of the Armorican Quartzite (Ordovician, Arenig, SW Europe)]. *GEOBIOS*, **30**, 4: 481-495. Villeurbanne, le 15.09.1997.

Manuscrit déposé le 24.07.1995; accepté définitivement le 18.03.1996.

RÉSUMÉ - A l'Ordovicien inférieur, les niveaux d'accumulations de lingulidés à la limite supérieure du Grès Armoricaïn ou à la base des schistes noirs qui lui succèdent ont une grande extension géographique dans les Massifs Hespérique et Armoricaïn. Ils sont intercalés dans des faciès littoraux à sables fins à moyens, déposés en zones plates relativement stables, sans marées, mais soumises aux effets de tempêtes. Les lingulidés caractéristiques de ces faciès sont dominés par des genres de grande taille, vivant dans des conditions similaires aux lingules actuelles. Deux types d'accumulations de lingulidés sont décrits. Le Type A, correspondant à des niveaux de grès grossiers avec lamination, forme des concentrations, de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur, à la base ou dans les bancs quartzo-gréseux. Il se met en place lors d'un apport sédimentaire en particules grossières, probablement en relation avec des périodes de pluies intenses induisant aussi une baisse prolongée de la salinité. Le Type B, le plus fréquent, est représenté par des lumachelles dans des bancs de grès ou de quartzites. Ce sont des horizons conglomératiques massifs, à contenu mal trié avec des galets phosphatés, sidéritiques, et des minéraux lourds, dans une matrice à forte concentration de fragments de lingulidés et occasionnellement d'autres restes fossiles (bivalves, microarthropodes). Leur formation est liée à des phénomènes catastrophiques très limités dans le temps, produisant des accumulations de fragments de valves, discordantes sur le substrat sous-jacent, en zone littorale, comme des tempêtes exceptionnelles ou même des tsunamis liés à un volcanisme explosif sur la plate-forme périgondwanaïenne. Cependant, le dépôt de type B le plus épais ne correspond pas à une tempestite: il pourrait être expliqué par la proximité d'un upwelling côtier d'eaux riches en phosphate, favorisant l'installation d'importantes populations de lingulidés.

MOTS-CLÉS: ORDOVICIEN INFÉRIEUR, LINGULIDÉS, LUMACHELLES, PALÉOÉCOLOGIE, S.O. EUROPE.

ABSTRACT - Within the Lower Ordovician of SW Europe, lingulid beds are frequently recorded in the uppermost part of the Armorican Quartzite Formation or at the base of the overlying unit of dark shales. They have a broad geographical extension, particularly in the Hesperian and Armorican Massifs. The lingulid horizons occur within littoral fine to medium sands deposited on flat and relatively stable areas, without tide, however under storm influence. The large lingulids which characterize these facies were living in conditions similar to those of the extant lingulides. Two types of lingulid beds are described. Type A forms lags with lamination, from some millimetres to several centimetres thick, at the base of or within quartzite sandstone strata. It originated through sedimentary floods of coarse particles, probably transported by rivers during periods of heavy rains which also induced large salinity decreases. Type B, the most common, consists of conglomeratic coquinoïd beds, associated with sandstone and quartzitic layers, containing phosphatic and sideritic pebbles and heavy minerals, embedded in a matrix with a huge concentration of fragments of lingulid valves and sometimes of some other fossils, i.e. bivalves and microarthropods. The coquinas are related to erosive discontinuities at the base of sandstone sequences with hummocky cross stratification. They originated during very short catastrophic events which induced unconformable deposits of valve fragments in the littoral zone. Most of the most widespread beds of type B were probably deposited during hurricanes or tsunamis, the latter related to explosive volcanism on the perigondwanan shallow shelves. Numerous evidences of acid volcanism of explosive type at the end of the Arenig are documented in the upper part of the Armorican Quartzite in the Iberian Peninsula. Nevertheless, at least one of the thickest deposits of type B does not belong to a tempestite but could have formed through a coastal upwelling of phosphate-rich waters in which large lingulid populations could develop.

KEYWORDS: LOWER ORDOVICIAN, LINGULIDS, COQUINOÏD BEDS, PALAEOECOLOGY, SW EUROPE.

INTRODUCTION

Dans de nombreuses localités du Sud-Ouest de l'Europe, situées à la périphérie du Gondwana pendant l'Ordovicien, on observe des horizons d'accumulation de restes de lingulidés, constituant des intercalations dans des séquences clastiques déposées à faible profondeur. Ces horizons sont particulièrement fréquents à la limite supérieure de formations quartzitiques de type Grès Armoricaïn ou à la base des schistes noirs qui les surmontent. Du point de vue stratigraphique, ces couches à lingulidés coïncident avec la fin de la sédimentation des sables littoraux de l'Arenig et le début du cycle transgressif global du Llanvirn, qui déposa des faciès de plate-forme plus profonds au-dessus du Grès Armoricaïn. Elles n'ont fait l'objet que de descriptions locales, minéralogiques ou pétrographiques, sans qu'aucune corrélation entre ces couches, ni aucune interprétation d'ensemble n'aient été proposées jusqu'à présent.

Dans le milieu marin actuel, les conditions de formation et de conservation d'amonnements comparables de lingules sont exceptionnelles. Aussi proposons-nous d'appliquer les connaissances de l'Actuel à l'interprétation du registre fossile dans son contexte stratigraphique et d'évaluer les facteurs ayant régulé la distribution spatio-temporelle des niveaux à lingulidés dans l'Arenig terminal du Sud-Ouest de l'Europe.

CADRE GÉOLOGIQUE

Les affleurements de l'Ordovicien Inférieur présentent une grande extension géographique dans le Sud-Ouest de l'Europe, particulièrement dans les Massifs Hespérique (Portugal, Espagne) et Armoricaïn (Ouest de la France), où se mettent en place des formations gréseuses épaisses (Grès Armoricaïn et ses unités de base), en général transgressives sur du Cambrien ou discordantes sur un socle du Protérozoïque terminal. Ces formations sableuses sont typiques de divers milieux peu profonds (fluviaux à littoraux) durant l'Arenig et présentent des niveaux riches en traces fossiles appartenant aux ichnofaciès à *Cruziana* et à *Skolithos*. Des fossiles proprement dits sont, au contraire, très rares, bien qu'il existe des bivalves (Babin 1966) et des trilobites (Henry 1971) et surtout une association de lingulidés de grande taille très caractéristiques (*Ectenoglossa*, *Lingulobolus*, *Pseudobolus*, *Lingulepis*, *Tomasina*). Cette association est représentée dans des successions comparables dans tout le domaine périgondwanien (France, SO de Grande-Bretagne, Bohême, Algérie, Maroc: voir Cocks & Fortey 1988). Les brachiopodes inarticulés se rencon-

trent de façon sporadique, en concentrations plus ou moins abondantes, fossilisées sur place ou après faible déplacement, au sein de grès dans lesquels ont aussi été enregistrées des traces de type *Lingulichnites* (cf. Durand 1985).

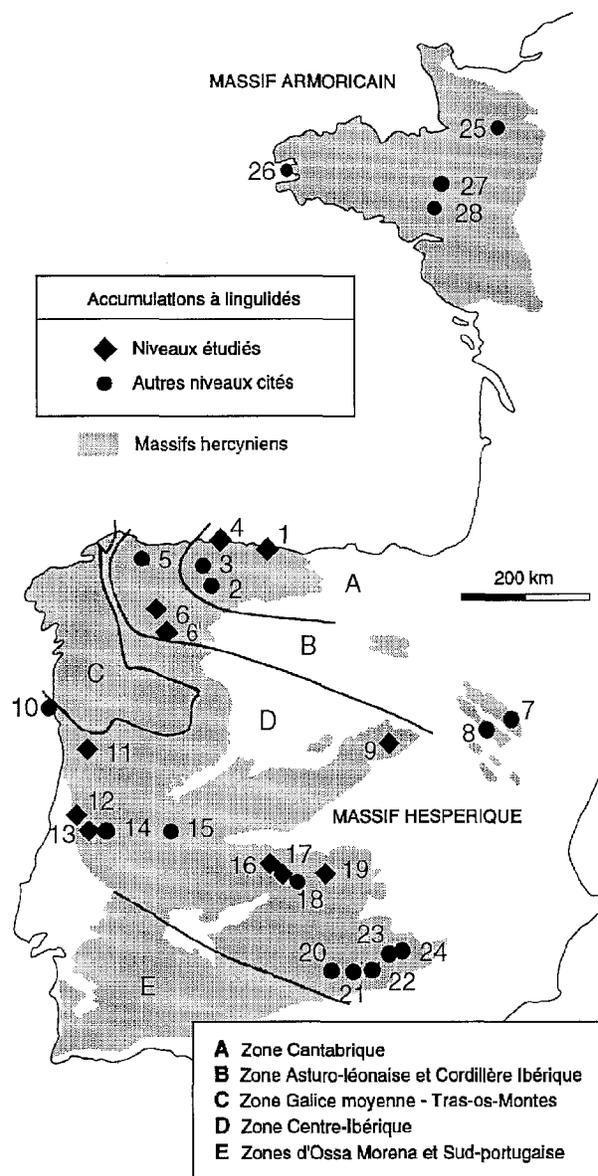
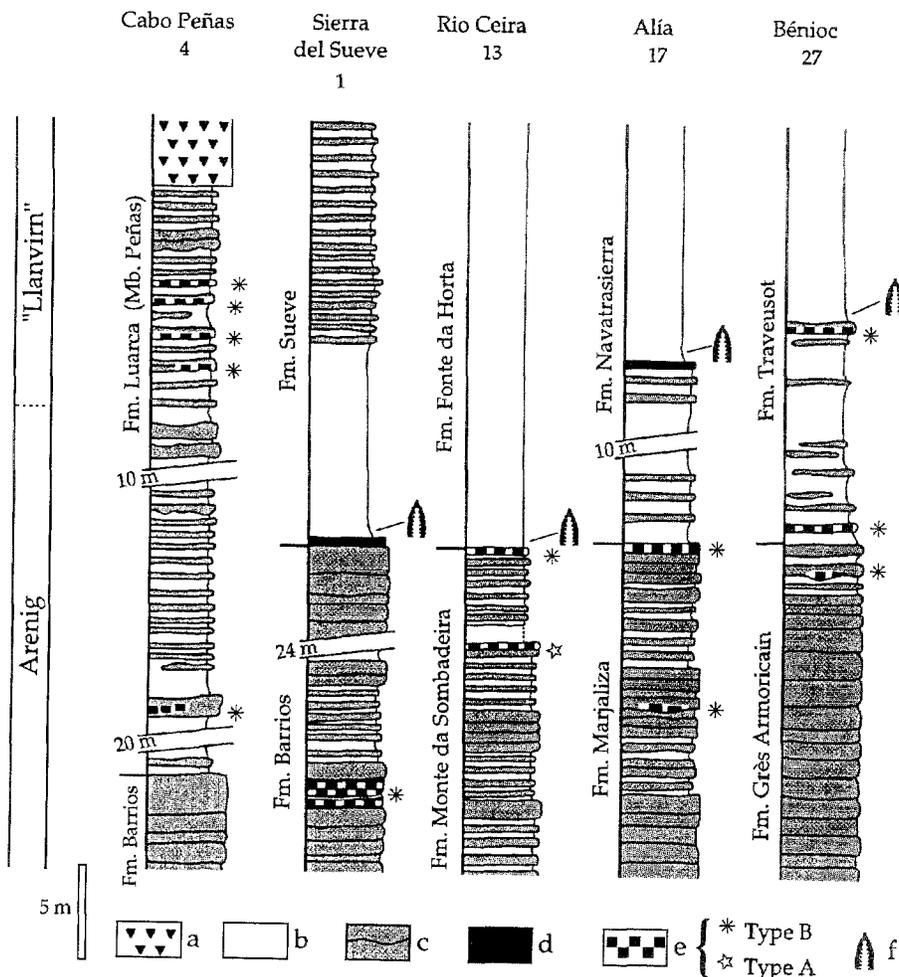


FIGURE 1 - Distribution géographique des niveaux d'accumulations de lingulidés à la limite Grès Armoricaïn - Schistes noirs de l'Ordovicien Inférieur dans les Massifs Armoricain et Hespérique (France, Espagne, Portugal). Les zones A à E font référence à la subdivision en zones structurales du Massif Hespérique. Les numéros correspondent aux localités citées dans le texte. *Geographical distribution of the lingulid beds in the uppermost part of the Armorican Quartzite Formation or at the base of the overlying unit of dark shales (Lower Ordovician) in the Hesperian and Armorican Massifs (France, Spain, Portugal). Zones A to E are related to the subdivision in structural zones of the Hesperian Massif. Numbers correspond to the localities mentioned in the text.*

FIGURE 2 - Colonnes stratigraphiques à la limite Arenig/Llanvirn correspondant à différents exemples de successions avec niveaux à lingulidés de type A et B. Les numéros correspondent aux localités indiquées sur la figure 1. **a**: roches volcaniques; **b**: argilites noirs et "siltstones"; **c**: grès et quartzites; **d**: minerai de fer oolithique; **e**: niveaux à lingulidés; **f**: premier enregistrement de *Didymograptus* s. str. (base du "Llanvirn"). Les litages au sein des strates gréseuses ne sont pas représentés. *Stratigraphic columns of various examples of lingulid bed successions of A and B types at the Arenig/Llanvirn boundary. Numbers correspond to the localities in figure 1. a: volcanic rocks; b: dark shales and siltstones; c: sandstones and quartzites; d: ironstones; e: lingulid beds; f: first record of Didymograptus s. str. (base of the "Llanvirn"). Bedding within the sandstone bodies are not represented.*



D'autres accumulations de lingulidés, constituées de fragments de valves, forment la partie essentielle de niveaux conglomératiques phosphatés caractéristiques de la partie sommitale du Grès Armoricaïn ou de la transition vers les schistes noirs qui lui succèdent (Fig. 1,2).

MASSIF HESPÉRIQUE

Des niveaux à lingulidés sont connus dans les Zones Cantabrique, Asturo-léonaise et Centre-Ibérique (Fig. 1.1-24).

Zone Cantabrique

Les niveaux à lingulidés sont localisés près du toit de la Formation Barrios, dans le Membre Tanes (Aramburu 1989; Aramburu et al. 1992; Aramburu & García-Ramos 1993) qui serait l'équivalent du Grès Armoricaïn: la coupe de la Sierra del Sueve (Fig. 1.1) présente deux horizons à lingulidés, de 13 et 60-90 cm d'épaisseur, séparés par 37 cm de schistes noirs comportant des fragments épars de lingulidés, cet ensemble étant situé entre des bancs épais de quartzite à

35 m du toit du Membre Tanes (Fig. 2; Fig. 3.9,11). A l'Est de l'anticlinal de Narcea (Fig. 1.2-3), deux localités présentent un horizon à lingulidés dans une position stratigraphique comparable: il s'agit de concentrations de lingulidés et galets phosphatés à la base de bancs de grès situés entre des couches de sédiments pélitiques (Aramburu 1989: appendices 7 et 11). Au Cabo Peñas (Fig. 1.4; Fig. 2; Fig. 3.1-4,6-8), dans le membre inférieur de la Formation de Luarca, succédant à la Formation Barrios, apparaissent divers horizons à lingulidés, intercalés dans des schistes noirs et constituant la base de séquences gréseuses à litage oblique en mamelon (Aramburu 1989: appendice 4).

Zone Asturo-léonaise

Dans le synclinal de Villadriz (Fig. 1.5), des concentrations à lingulidés et bivalves ont été mentionnées par Hernández Sampelayo (1922) dans le Quartzite de l'Ordovicien Inférieur. Cependant, si celles-ci correspondent aux concentrations observées par Walter (1968) dans la série

de Los Cabos, elles se situeraient dans des niveaux stratigraphiques plus anciens (Cambrien supérieur ou Trémadoc). Plus au Sud, dans le synclinal de Real (Fig. 1.6), Marcos et al. (1980) font référence à des niveaux volcano-clastiques avec des fragments de fossiles à la base de la Formation Luarca: il s'agit, d'après nos observations, de débris de lingulidés formant une lumachelle.

Sur le flanc nord du synclinal de Peñalba, à 500 m à l'Est de Paradela de Muces (Priaranza del Bierzo, Province de Léon; Fig. 1.6'), une couche de type B, de 25 à 40 cm d'épaisseur, est constituée presque exclusivement de fragments de valves de lingulidés, avec des microséquences à granosélection normale; elle présente à l'échelle de l'affleurement une stratification croisée définie par l'orientation des fragments de valves, selon un mode similaire à celui de la Sierra del Sueve (Fig. 3.9). Certains fragments ont pu être attribués à *Lingulepis* sp., *Ectenoglossa lesueuri* et à des obolidés de grande taille, ainsi qu'à des mollusques bivalves paléotaxodontes. L'horizon se situe stratigraphiquement dans le toit de la Série de los Cabos, équivalent régional de faciès du Grès Armoricaïn, avec une grande extension latérale dans le synclinal de Peñalba (com. pers. D. Arias, avec lequel nous avons visité cet affleurement); il pourrait correspondre aux "conglomérats et lits de brèches à brachiopodes" cités par Riemer (1966) dans les Strates Rubiana (niveaux de transition entre le Grès Armoricaïn et les schistes noirs de Luarca) dans l'anticlinal del Caurel (Province de Orense, Galice).

Dans la Cordillère Ibérique qui constitue le prolongement vers l'Est de la Zone Asturo-léonaise, des horizons à lingulidés ont été observés près du toit de la "Cuarcita Armoricana" dans la région de Fombuena (Fig. 1.7) (Carls 1975) et à l'Ouest de Santed (Fig. 1.8) (Lotze 1929).

Zone Centre-Ibérique

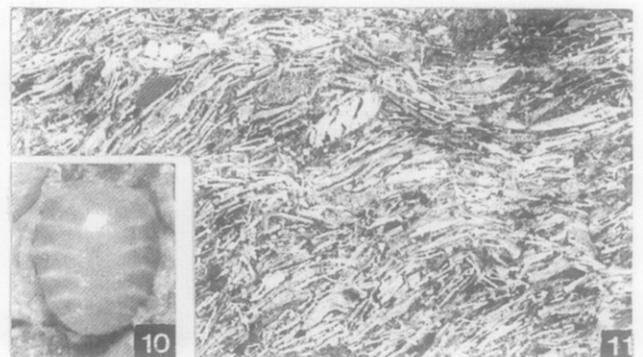
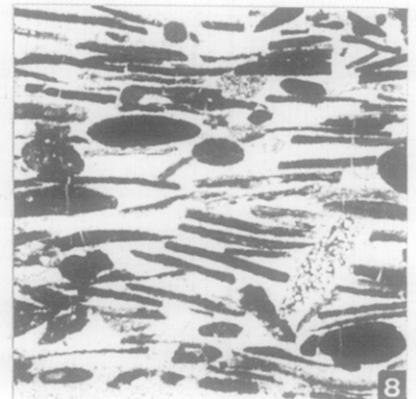
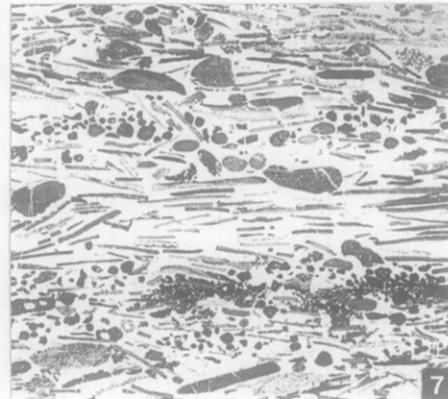
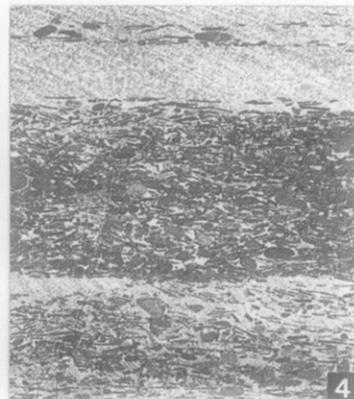
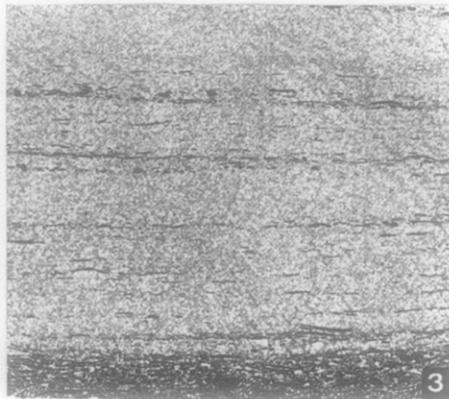
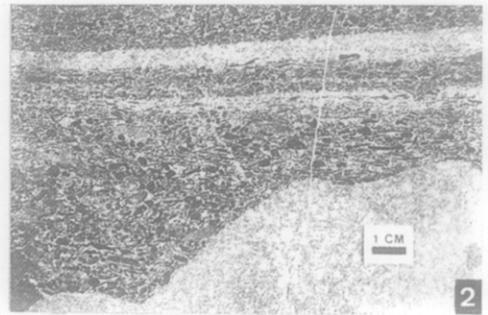
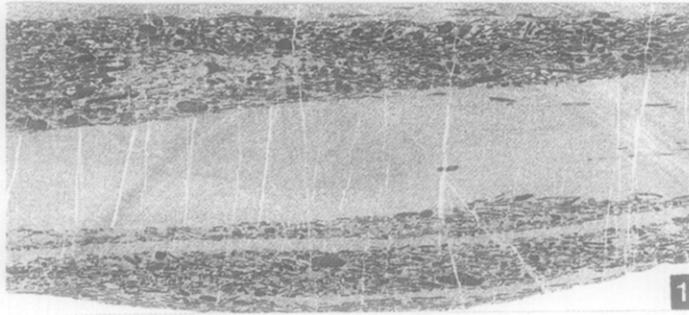
Dans la partie portugaise de cette zone, les lumachelles à lingulidés, liées à des horizons conglomé-

ratiques, sont décrites dans le toit même des quartzites de l'Arenig par Paris (1981), Romano et al. (1986) et McDougall (1988). Ainsi, dans la Sierra de Buçaco, il existe, comme l'avait déjà noté Delgado (1908, p. 50), des concentrations de lingulidés dans la partie sommitale et à la limite supérieure de la Formation Monte da Sombadeira (Grès Armoricaïn), sous les schistes noirs de la base du Groupe Cacemes (Formation de Fonte da Horta). Les différents affleurements se situent à l'Est de Penacova sur les deux rives du Rio Mondego (Fig. 1.12) et au Sud-Ouest de Vila Nova do Ceira sur la rive droite du Rio Ceira (Fig. 1.13; Fig. 2; Fig. 4.1). Le niveau marquant la limite avec la Formation de Fonte da Horta se retrouve en affleurements discontinus dans la partie occidentale du synclinal de Penha García-Cañaverl (Fig. 1.15).

Plus au Nord, à 1 km au Sud-Est de Valongo, sur le versant oriental de la Sierra Santa Justa (Fig. 1.11), H. Couto (com. pers.) a récemment découvert un horizon conglomératique à lingulidés dans le toit de la Formation Santa Justa ("Grès Armoricaïn"), peu de mètres sous la limite inférieure de la Formation de Valongo (Fig. 3.5). Un conglomérat phosphaté avec fragments de lingulidés a aussi été observé dans la même position stratigraphique (McDougall, com. pers.), à Viana do Castelo (Fig. 1.10) ainsi qu'au Barragem da Santa Luzia dans le synclinal de Argañil-Fajão (Fig. 1.14). Il est possible que le "conglomérat phosphatique" du toit de la Formation de la Serra do Brejo (Grès Armoricaïn) de la région de Dornes doive également son caractère à l'abondance de lingulidés, ce que n'ont pas précisé Young & Donovan (1993).

Dans la partie espagnole de la Zone Centre-Ibérique, dans de nombreuses localités, un horizon de lumachelle à lingulidés se situe dans des alternances argilo-gréseuses (Formation Pochico ou Formation Marjaliza) qui marquent la transition entre la "Cuarcita Armoricana" et les schistes noirs du "Groupe Tristani". Décrit pour la première fois dans la Sierra Morena orientale et défini

FIGURE 3 - 1-4, 6-8. Horizons de lumachelles à lingulidés, de type B, avec galets de sidérite et galets phosphatés, constituant la base ou des microséquences dans des tempestites gréseuses intercalées à la base de la Formation de Luarca (Cabo Peñas: Fig. 1.4; Fig. 2): 1. x 1; 2. Lumachelle remplissant un "gutter cast" à parois très inclinées (cliché C. Aramburu; x 2,3); 3. x 0,8; 4. x 1,2; 6. x 3,5; 7. x 4; 8. Détail d'une lumachelle avec un galet oblique correspondant au remaniement d'une lumachelle antérieure, x 7. 5. Lumachelle de type B dans le toit de la Formation Santa Justa à Valongo (Portugal, Fig. 1.11), échantillon donné par H. Couto, x 1,2. 9-11. Divers détails de la lumachelle (type B) de la Sierra del Sueve (Fig. 1.1; Fig. 2): 9. vue de l'affleurement montrant, après érosion naturelle, diverses séquences à litage oblique dans la partie supérieure, x 0,17; 10. *Hanadirella* cf. *armoricana*, x 27; 11. section oblique de 9, montrant le litage des valves de lingulidés et quelques rares galets, x 2,1. 1-4, 6-8. *Lingulid shell beds of B type, with sideritic and phosphatic pebbles, forming the base or microsequences in sandstone tempestites inserted at the base of the Luarca Formation (Cabo Peñas: Fig. 1.4; Fig. 2): 1. x 1. 2. Gutter cast with steep walls infilled by coquinas (photography of C. Aramburu; x 2.3); 3. x 0.8; 4. x 1.2; 6. x 3.5; 7. x 4; 8. Detail of a coquina with an oblique pebble which is a reworked remnant of a former coquinoid bed, x 7. 5. Lingulid coquinas of B type in the uppermost part of the Santa Justa Formation at Valongo (Portugal, Fig. 1.11), sample given by H. Couto, x 1.2. 9-11. Various details of a shell bed (type B) from the Sierra del Sueve (Fig. 1.1; Fig. 2): 9. View of the bed showing after natural erosion, various sequences with oblique layers in the upper part, x 0.17; 10. *Hanadirella* cf. *armoricana*, x 27; 11. Oblique section of 9, showing the orientation of the lingulid valves and few pebbles, x 2.1.*



comme "Lumachelle bleue" (Tamain 1972), cet horizon, épais de 8 à 10 cm et s'étendant sur plus de 12 km, se situe dans la partie moyenne de la Formation Pochico; il affleure en plusieurs endroits dans la région de Aldeaquemada (Poupon 1971) (Fig. 1.24) et dans le défilé de Despeñaperros (Tamain 1972) (Fig. 1.23). Au Sud de Aldeaquemada, d'autres horizons à lingulidés, de 7 à 10 cm d'épaisseur, ont été reconnus, au-dessus de la Formation Pochico, à la base des "Schistes du Rio" (Tamain 1972). Plus à l'Ouest, dans le synclinal de Solana del Pino et au Sud de l'anticlinal de la Sierra Madrona (Delgado 1987; Delgado et al. 1988; Palero Fernández 1991, 1992), plusieurs niveaux de lumachelles à lingulidés, de 10 à 100 cm d'épaisseur, sont signalés dans la partie moyenne et supérieure de la Formation Pochico (Fig. 1.20-22).

Dans la région des Montes de Toledo (Fig. 1.19), de Las Villuercas (Fig. 1.16-18) et dans le synclinal de Navas de Estena (lieu-dit El Boquerón, Fig. 1.19; Fig. 4.5-6), nous avons étudié des lumachelles à lingulidés dans diverses localités, dont Portillo de Estena (McDougall, com. pers.); il s'agit toujours d'une couche centimétrique conglomératique située dans la partie médio-supérieure ou au toit même de la Formation Marjaliza. Dans le flanc sud du synclinal de Guadarranque, au Sud-Ouest de Navatrasiera (Fig. 1.16; Fig. 4.8,9,10,12,13,15), Julivert & Truyols (1974) décrivent un niveau de tuf à brachiopodes; ce même horizon à lingulidés a été retrouvé par Gutiérrez-Marco et al. (1992) dans le flanc nord au Nord-Est de Alía (Fig. 1.17; Fig. 2; Fig. 4.4,7,11,14,16).

Enfin, une lumachelle à lingulidés a été découverte dans le "Système Central" à l'Ouest de Robredarcas (Fig. 1.9) dans la partie supérieure d'alternances gréseuses marquant la transition entre la "Cuarcita Armoricana" et les schistes de l'Ordovicien moyen.

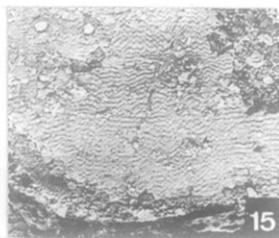
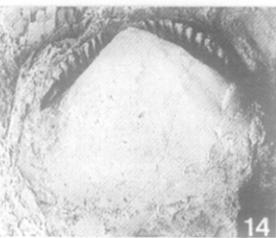
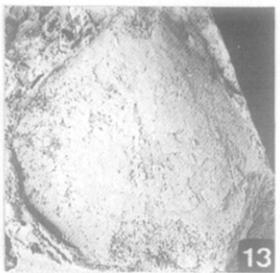
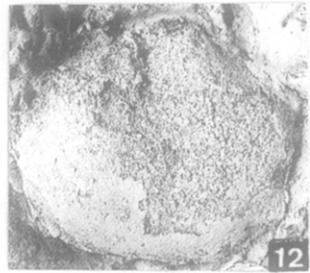
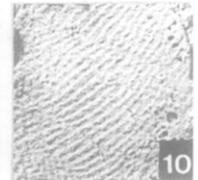
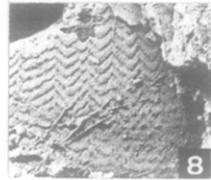
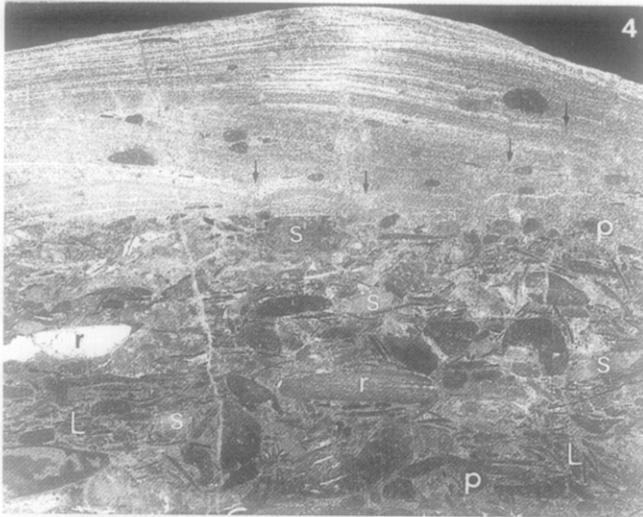
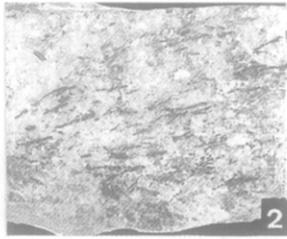
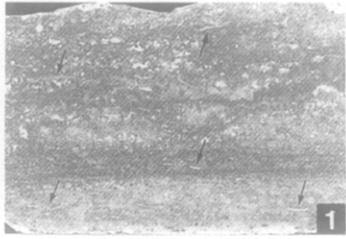
Massif Armoricain

Dans le synclinal de Mortain-Domfront (Fig. 1.25), le Grès Armoricain se termine par un petit banc microconglomératique à lingulidés, daté de l'Arenig par Paris (1981), et la partie inférieure d'âge llanvirnien de la Formation du Pissot comporte deux bancs avec des galets phosphatés (Paris 1981; Robardet 1981) et des valves dispersées de lingulidés (M. Robardet, com. pers.).

Dans le synclinorium médian armoricain, plusieurs horizons à lingulidés sont présents dans la Formation du Grès Armoricain, dont l'un dans sa partie sommitale dans la presqu'île de Crozon (Fig. 1.26) (Chauvel & Le Corre 1971; Durand 1985; Guyader 1991): ils sont associés à des galets phosphatés et à des minéraux lourds, décrits comme des niveaux minéralisés par Noblet (1984). Un niveau fin et discontinu à lingulidés et galets phosphatés, parfois remanié par des tempêtes, est également présent dans la base de la Formation de Postolonnec, à quelques mètres au-dessus du toit du Grès Armoricain (Guyader 1991). Si l'âge précis de ces horizons reste indéterminé, leur dépôt semble avoir eu lieu avant l'apparition des premiers fossiles caractéristiques du Llanvirn.

Dans le synclinal de Martigné-Ferchaud (Fig. 1.28), un horizon à lingulidés, de 5 à 7 cm d'é-

FIGURE 4 - 1-3. Niveaux d'accumulations de lingulidés, de type A: 1. Toit d'un banc de la Formation Monte da Sombadeira, coupe du Rio Ceira (Buçaco, Fig. 1.13; Fig. 2), montrant une lamination parallèle et des restes de lingulidés, quelques-uns sont indiqués par une flèche, x 1,4; 2, 3. Grès grossier avec lamination oblique, définie par l'orientation des valves de lingulidés, dans le toit de la Formation Monte da Sombadeira à Penacova (Buçaco, Fig. 1.12), x 1,7. 4-16. Niveaux d'accumulations de lingulidés, de type B avec quelques restes fossiles identifiables: 4. Lumachelle supérieure de Alía (Cáceres, Fig. 1.17; Fig. 2), avec un litage en rides dans le toit, quelques galets remaniés et des terriers verticaux (indiqués par des flèches), x 1,3; 5. Valves de *Ectenoglossa lesueuri* (ROUAULT) (Fig. 1.19), x 1,9; 6. Accumulations de lingulidés à Navas de Estena (Ciudad Real, Fig. 1.19), x 1; 7. Lumachelle supérieure de Alía (Cáceres, Fig. 1.17; Fig. 2), x 0,8; 8, 9, 10. Détails de l'ornementation des valves de quelques lingulidés de la lumachelle de Villar del Pedroso (Cáceres: Fig. 1.16), respectivement x 6, x 3,5, x 5,5; 11. Fragment de valve de *Ectenoglossa* sp. provenant de Alía (Fig. 1.17), x 2,7; 12,13,15. Obolidés indéterminables et détail de l'ornementation, provenant du synclinal de Guadarranque (Fig. 1.16), respectivement x 1,5, x 2,6 x 3,7; 14. Valve gauche de *Praenucula oehlerti* (BARROIS) montrant la denture et les empreintes des muscles adducteurs, récoltée à Alía (Fig. 1.17), x 2,1; 16. Lumachelle remplissant un "gutter cast" (Alía; Fig. 2), x 2,8. Abréviations: L: sections de valves de lingulidés; p: galets phosphatés; r: fragment de roches (principalement de grès et de schistes ferrugineux); s: galets et grains de sidérite. 1-3. *Lingulid beds of A type: 1. Uppermost part of a bed of the Monte da Sombadeira Formation, Rio Ceira section (Buçaco, Fig. 1.13; Fig. 2), showing a parallel lamination and lingulid remains, some of which are indicated by arrows, x 1.4; 2, 3. Coarse sandstone with oblique lamination, indicated by the orientation of the lingulid valves, in the uppermost part of the Monte da Sombadeira Formation at Penacova (Buçaco, Fig. 1.12), x 1.7. 4-16. Lingulid beds of B type, with some identifiable fossil remnants: 4. Upper shell concentration of Alía (Cáceres, Fig. 1.17; Fig. 2), with ripples in the uppermost part, some reworked pebbles and vertical burrows (indicated by arrows), x 1.3; 5. Valves of *Ectenoglossa lesueuri* (ROUAULT) (Fig. 1.19), x 1.9; 6. Lingulid bed at Navas de Estena (Ciudad Real, Fig. 1.19), x 1; 7. Upper lingulid bed from Alía (Cáceres, Fig. 1.17; Fig. 2), x 0.8; 8,9,10. Details of the ornamentation of lingulid valves in the shell bed of Villar del Pedroso (Cáceres: Fig. 1.16), respectively x 6, x 3.5, x 5.5; 11. Fragment of a *Ectenoglossa* sp. valve from Alía (Fig. 1.17), x 2.7; 12,13,15. Unidentified obolids and detail of the valve ornamentation from the synclinal of Guadarranque (Fig. 1.16), respectively x 1.5, x 2.6 x 3.7; 14. Left valve of *Praenucula oehlerti* (BARROIS) from Alía, showing the sockets and scars of the adductor muscles, (Fig. 1.17), x 2.1. 16. Shell concentration filling up a gutter cast (Alía; Fig. 2), x 2.8. Abbreviations: L: sections of lingulid valve; p: phosphatic pebbles; r: rock fragment, mainly sandstones and ferruginous shales; s: sideritic pebbles and grains.*



paisseur, se situe près du toit du Grès Armoricaïn (Chauvel 1963). D'autres horizons conglomératiques à lingulidés ont été cités à la base de la Formation de Traveusot (Fig. 1.27; Fig. 2) à quelques mètres au-dessus du Grès Armoricaïn (Chauvel & Durand 1984) dans des niveaux appartenant encore à l'Arenig. Ces auteurs comparent ces horizons à lingulidés et galets phosphatés à d'autres niveaux phosphatés de la base de la Formation d'Andouillé de la partie orientale du synclinorium médian armoricaïn (synclinoriums de Laval et du Ménez-Bélaïr), mais, selon la littérature consultée, aucun auteur ne cite de lingulidés dans ces derniers niveaux.

OBSERVATIONS PALÉONTOLOGIQUES ET BIOSTRATIGRAPHIQUES

Pratiquement tous les restes fossiles rencontrés dans les localités étudiées correspondent à des brachiopodes inarticulés, mais trop fragmentés pour permettre leur identification. Les quelques rares valves entières (environ 3 cm de long sur 1 cm de large), provenant de localités centre-ibériques (Fig. 1.16,17,19), peuvent être rapportées à *Ectenoglossa lesueuri* (Fig. 4.5,11). Cette espèce est signalée comme caractéristique des faciès du Grès Armoricaïn dans le Sud-Ouest de l'Europe, ainsi que des galets provenant de cette unité et incorporés dans le conglomérat triasique du Budleigh Salterton (Angleterre) (Havlíček 1980; Cocks & Lockley 1981; Cocks & Fortey 1988). Une possible Glossellinae de petite taille (8 mm de long sur 6 mm de large) a été découverte dans la Sierra del Sueve (Fig. 1.1); par son ornementation, elle ressemble à *Spondyglossella*, genre décrit dans l'Ordovicien Inférieur de la Montagne Noire (Sud de la France) (Havlíček 1980). Dans diverses localités, notamment dans le gisement de Villar del Pedroso (Fig. 1.16), on observe une autre espèce indéterminée de lingulidé, à coquille subtriangulaire et ornementation caractéristique (Fig. 4.8,10,13,15). Dans d'autres affleurements, les fragments de lingulidés les plus abondants correspondent à des coquilles larges à structure lamelleuse, comme celles d'obolides de grande taille tels que *Lingulobolus* ou *Westonisca*. D'autres fragments présentent des côtes radiaires recoupant des structures concentriques (Fig. 4.9) comme celles décrites par Havlíček (1980: Pl. 5, fig. 13) dans *Lingulepis crassipyxis*, espèce connue de faciès comparables à ceux du Grès Armoricaïn dans la Montagne Noire (Grès de la Cluse de l'Orb, Arenig moyen).

Mélangés aux fragments de lingulidés, certains affleurements particulièrement bien explorés ont

révélé des restes de mollusques bivalves paléotaxodontes comme *Praenucula oehlerti* et *Praenucula?* sp., de rares isofilibranches (*Modiolopsis* sp.) et un bellerophontide indéterminé (Sinuitidae ?). *Praenucula oehlerti* (Fig. 4.14) est connue du Grès Armoricaïn supérieur en Bretagne (Babin 1966); le genre *Modiolopsis* apparaît dans le Sud-Ouest de l'Europe lors de l'Arenig (Babin et al. 1982).

Dans quelques cas, d'autres restes fossiles sont présents, comme des conodontes à morphologie simple, des cyanophycées disséminées dans la matrice ou encroûtant des galets des lumachelles (Chauvel & Durand 1984), des microgalets mous riches en radiolaires (Tamain et al. 1972), des valves désarticulées et phosphatisées d'ostracodes (Henry et al. 1974; McDougall 1988), ou encore des microperforations probablement dues à des algues (Chauvel & Durand 1984).

Des microarthropodes d'affinité incertaine ont été découverts dans la lumachelle la plus épaisse de la Sierra del Sueve (Fig. 1.1): il s'agit de carapaces convexes d'environ 1 mm de long, de forme ovale, ornées de 5 à 7 paires de crêtes latérales arquées (Fig. 3.10). Ces caractéristiques permettent d'assigner ce matériel au genre *Hanadirella*, dont l'espèce-type *H. bramkampii* provient de schistes à graptolites (Formation Hanadir) du Llanvirn de l'Arabie Saoudite (El-Khayal 1985). Nos exemplaires (Fig. 3.10) diffèrent de cette espèce par une taille plus grande et une moindre segmentation et pourraient correspondre à la nouvelle espèce *H. armoricana* que viennent de décrire Vannier & Babin (1995) dans un des bancs chlorito-phosphatés, à nombreux débris de lingulidés, de la base de la Formation de Postolonnec en Bretagne occidentale (Fig. 1.26).

Du point de vue biostratigraphique, les brachiopodes et mollusques identifiés sont déjà connus du Grès Armoricaïn, mais sont sans valeur biochronologique pour dater les lumachelles. Aussi, en l'absence d'indicateur biostratigraphique, la datation des lumachelles à lingulidés doit se faire, de manière indirecte, sur leur position stratigraphique entre des unités fossilifères contenant des graptolites et des chitinozoaires. Ainsi, Paris (1981, 1990) et Paris et al. (1982) ont établi que le dépôt du Grès Armoricaïn correspond à la Biozone à *Eremochitina brevis*, datée par des graptolites dans la Montagne Noire comme allant du Moridunien (Formation de la Maurerie: Zone Balticus) au Whitlandien (Formation du Landeyran: Zones Densus et Elongatus). La biozone suivante, à *Desmochitina ornensis*, se détecte localement dans le toit du Grès Armoricaïn et dans la transition aux schistes qui lui succèdent. L'âge de cette biozone et des suivantes, à

Belonechitina henryi et à *Desmochitina bulla*, dans lesquelles s'intercalent les lumachelles à lingulidés, reste cependant problématique puisqu'elles précèdent l'apparition des premiers *Didymograptus* du Llanvirn (Biozone à *Cyathochitina protocalix*) (cf. Paris 1981, 1990). Les Biozones à *Desmochitina ornensis* et *Belonechitina henryi* ont été attribuées à l'Arenig (Fennien?) à cause de l'association de leur faune avec *Corymbograptus* ou *Xiphograptus* qui, en fait, sont peu caractéristiques, tandis que la Biozone à *Desmochitina bulla* a été localement reconnue avec des associations de graptolites du Whitlandien terminal - Fennien basal (Bohême), du Fennien "supérieur" (Scandinavie) ou même du Llanvirn basal (Bretagne, Maroc). Finalement, l'attribution chronologique des lumachelles à lingulidés reste imprécise entre le Whitlandien tardif et le début du Llanvirn (Paris 1990) et l'âge de ces lumachelles devrait surtout correspondre au Fennien (Arenig "supérieur") qui pourrait être marqué par des hiatus sédimentaires de magnitude inconnue.

TYPES D'ACCUMULATIONS DE LINGULIDÉS

Les couches à lingulidés dans le Sud-Ouest de l'Europe existent dans une large zone géographique des massifs Hespérique et Armoricaïn, à l'exception respectivement de la Zone d'Ossa Morena et du domaine ligérien (synclinal d'Ancenis) où le Grès Armoricaïn est absent (Fig. 1). Bien que leurs caractères stratigraphiques et texturaux montrent des variations à l'échelle locale et régionale, ces niveaux à lingulidés peuvent se diviser en deux types principaux, tous deux caractérisés par leur forte proportion en valves entières éparses et surtout en fragments de valves de lingulidés.

TYPE A: NIVEAUX DE GRÈS GROSSIERS AVEC LITAGE

Les accumulations du type A présentent un aspect fragmenté, la concavité des valves généralement orientée vers le bas, formant des concentrations à la base ou dans des bancs quartzo-gréseux à grains fins ou moyens bien calibrés. Leur épaisseur varie de quelques millimètres à plusieurs centimètres. Ce type se rencontre dans de nombreuses unités à prédominance gréseuse de l'Ordovicien Inférieur dans l'ensemble étudié. Occasionnellement, le type A correspond à un niveau de grès grossiers individualisé dans des sédiments argileux (Fig. 4.2,3) ou constituant le toit de bancs de grès ou quartzites à grains plus fins et homogènes (Fig. 4.1).

TYPE B: HORIZONS DE LUMACHELLES DANS DES BANCs DE GRÈS OU DE QUARTZITE

Le type B représente un dépôt très particulier et unique dans l'Ordovicien du secteur étudié, ainsi que dans d'autres régions périgondwaniennes. Il s'agit d'horizons conglomératiques massifs, à contenu mal trié avec des galets phosphatés de grès et de sidérite (de dimension pratiquement toujours inférieure à 2 cm), des minéraux lourds, dans une matrice à forte concentration de fragments de lingulidés et occasionnellement d'autres restes fossiles (Fig. 3; Fig. 4.4,6,7,16). Ils sont liés à des discontinuités érosives formant la base de séquences gréseuses à litage oblique en mamelon ("hummocky cross-stratification"). Occasionnellement, ils peuvent remplir des gouttières d'érosion ("gutter casts") à la base des bancs de grès (Fig. 3.2) ou former des microséquences successives avec une granosélection normale (Fig. 3.3). Ces horizons ont une faible extension latérale et leur épaisseur n'est que de quelques centimètres, bien que, dans quelques localités, on puisse observer un horizon à forte épaisseur (d'une vingtaine de centimètres à un mètre après compaction) de plus grande extension à échelle de l'affleurement, et peut-être à échelle régionale (Fig. 1.1,17,21,23, 24). Un des horizons les plus épais (environ 90 cm; Fig. 2, Sierre del Sueve) est formée d'une lumachelle constituée exclusivement de fragments de valves de lingulidés (à l'exception de galets épars) avec au moins trois séquences de stratification croisée définie par l'orientation des fragments de valves (Fig. 3.9,11).

Les particularités de ces horizons ont amené les auteurs à utiliser diverses dénominations, telles que "Poudingues à galets phosphatés" en Bretagne (Chauvel 1963; Chauvel & Le Corre 1971), "Lumachelle bleue" des "Grès jaunes Pochico" ou "niveau silico-phosphaté de Las Pasaderas" de la Sierra Morena orientale (Tamain 1972), "Lingulid bed" de la Serra do Buçaco (Romano et al. 1986; McDougall 1988), "Arenisca oolítica fosfatada" et "Fosforitas oolítico arenosas" du Valle de Alcudia (Delgado et al. 1988). Ces horizons ont aussi été considérés comme "niveau volcanique marqueur" de l'Ordovicien par Tamain et al. (1972), ou horizons minéralisés en phosphate (Delgado 1987; Delgado et al. 1988) ou en minéraux lourds, parfois radioactifs (Arribas 1962; Faure 1978; Noblet 1984).

Les horizons de type B présentent tous une composition semblable, ne variant que par les proportions des principaux constituants clastiques:

- La **matrice**, de nature variable d'un lit à l'autre, peut être constituée par un grès plus ou moins fin

à grossier, mal trié, parfois limonitique; un ciment siliceux ou chlorito-sériciteux, plus ou moins riche en quartz (Chauvel 1963; Chauvel & Durand 1984; Delgado et al. 1988) et parfois phosphaté. Des phosphates amorphes avec de petits cristaux authigènes d'apatite (automorphes ou arrondis) pénètrent occasionnellement dans les fragments de valves de lingulidés ou peuvent même être entièrement inclus à l'intérieur des valves (Tamain et al. 1972).

- Les fragments de **valves de lingulidés**, anguleux ou subanguleux, de couleur brun clair (\pm 1-10 mm), parfois épigénisés, sont la caractéristique mentionnée par tous les auteurs. En raison de leur forte teneur en phosphate (francolite), ils sont l'élément phosphaté le plus important dans ces lumachelles. Quelques autres restes fossiles phosphatisés sont rarement reconnaissables (voir Observations paléontologiques et biostratigraphiques).

- D'autres **éléments phosphatiques** sont des grains, galets ou nodules arrondis (diamètre entre 1 et 10 mm), de collophanite de couleur brune ou encore des galets à ciment brunâtre de collophanite (Chauvel & Durand 1984; McDougall 1988; Delgado et al. 1988; Aramburu 1989; Palero Fernández 1991), des oolithes chloriteuses phosphatées, souvent brisées, avec un noyau de chlorite ou de quartz, rarement de blende ou spilitique (Chauvel & Durand 1984; Delgado 1987), et même des éléments détritiques d'apatite limpide (Chauvel & Durand 1984).

- En plus des éléments phosphatés et biodétritiques, on note la présence de galets de grès, de diamètre habituellement inférieur à 2 cm, des galets et grains de quartz (mono- ou polycristallin), anguleux à subarrondis, dont la taille varie de 50 μ m à 2 mm. Plus rares sont les galets de grès à ciment sidéritique, chloriteux, ou carbonaté, les galets de sidérite ou de grès à lingulidés, les monocristaux de chlorite verte, les grains de lydite, signalés par divers auteurs (Chauvel 1963; Tamain et al. 1972; Chauvel & Durand 1984; Durand 1985; McDougall 1988; Aramburu 1989).

Les **minéraux lourds** les plus abondants sont la tourmaline, l'ilménite, le rutile, et surtout le zircon (Chauvel & Durand 1984; McDougall 1988; Guyader 1991; Palero Fernández 1991).

Les **fragments volcaniques**, souvent à ciment encore amorphe, ne sont signalés que dans quelques localités: nombreuses esquilles très aiguës de quartz rhyolitique (avec des micro-inclusions polygonales de zircon et apatite idiomorphes), nombreux feldspaths de type sanidine altérés, parfois des gouttelettes plus ou moins rondes de verre volcanique, se terminant en pointe

(Tamain et al. 1972), ou fragments de volcanites à texture spilitique (Chauvel & Durand 1984).

On rencontre également de petits cristaux brisés de plagioclases acides, de minuscules micas de type muscovite et biotite déferritisée.

La **pyrite** est abondante, parfois en masses framboïdales ou d'origine sédimentaire avec noyaux sérécito-phosphatés (Chauvel & Durand 1984; Delgado et al. 1988).

ESSAI D'INTERPRÉTATION

DONNÉES ANTÉRIEURES

Plusieurs auteurs ont localement proposé des essais d'interprétation des niveaux à lingulidés, dont la plupart correspondent au type B. Tamain (1972) fut le premier à penser qu'il s'agit d'une très classique lumachelle marine, formée vraisemblablement sur des hauts-fonds ou des parties les plus basses de grandes plages, découvrant peut-être encore aux grandes marées, mais où l'action des vagues se faisait encore sentir (lors de tempêtes, uniquement?) selon Tamain et al. (1972). Chauvel & Le Corre (1971), Chauvel & Durand (1984) et McDougall (1988) précisent que ces niveaux à poudingues auraient été mis en place lors de tempêtes à haute énergie dans un milieu relativement peu profond (côtier ou hauts-fonds) où le faible taux de sédimentation permettait l'induration de la partie superficielle de la couche sédimentaire; la présence de galets encroûtés par des algues et la perforation de tests paraissent traduire l'existence de périodes calmes à sédimentation réduite. Durand (1985) propose une mise en place successive par: - abrasion du fond; - intense remaniement et forte perturbation d'un matériel proche plutôt que transport sur longue distance; - tri vertical par décantation (le matériel le plus grossier est à la base de la séquence); - décroissance énergétique du phénomène au cours du dépôt (passage du litage plan au litage oblique en mamelon-rides); - retour du milieu à des conditions plus calmes. Guyader (1991) confirme que les horizons à lingulidés représenteraient des reprises brutales de la sédimentation en milieu côtier. Selon Delgado et al. (1988) et Palero Fernández (1991), les niveaux conglomératiques phosphatés représenteraient des zones d'accumulation de matériel formé ailleurs et remobilisé vers des zones à plus forte énergie dans un milieu marin peu profond (sous conditions réductrices) avec dépôt en cinq étapes successives, les lingulidés n'étant présents que dans les deux premières.

Selon Aramburu (1989), le dépôt de ces niveaux a eu lieu dans la zone de transition continentale-marine (au sein d'un milieu deltaïque de type

“braid plain”) où de fréquents apports alluviaux de type “sheet-flood” étaient continuellement repris par une légère houle et par la bioturbation. Selon cet auteur, les lingules auraient vécu dans des vases argileuses en milieu calme sur la plate-forme interne où se seraient formées des couches minces de phosphates et de sidérite sous sédimentation très lente.

La signification chronologique des horizons à lingulidés a conduit Romano et al. (1986) à conclure soit à une lacune stratigraphique à la base de l’horizon, déposé sur une surface érosive ou juste au dessus de l’horizon, soit à un horizon représentant un résidu immobile dans une séquence condensée formée durant une période prolongée de “winnowing” (“triage”), de l’Arenig moyen jusqu’au début du Llanvirn (!).

En accord avec plusieurs des auteurs cités, nous pensons que le dépôt de ces horizons est le résultat d’une sédimentation très rapide (intervalle de temps très bref, de l’ordre de la journée à plusieurs jours), déterminée souvent par un événement d’énergie très élevée, dont l’intensité décroît rapidement (épisode de tempête).

RÉ-INTERPRÉTATION ET DISCUSSION

Tous les auteurs s’accordent à penser que le Grès Armoricaïn, dans sa partie sommitale, fut déposé dans un milieu marin peu profond en zone littorale plate, relativement stable, pratiquement sans marées, mais soumises aux effets de tempêtes. À la fin de l’Arenig, l’ensemble ibéro-armoricaïn se situait à la périphérie du Gondwana, vers 60° Sud (Fortey 1984; Gutiérrez-Marco & Rábano 1987; Cocks & Fortey 1988), probablement dans un système de basses pressions à la limite des zones tempérée et polaire (Wilde 1991).

Ces faciès littoraux correspondaient, en général, à un sédiment composé de sables fins ou de sables fins et moyens avec, néanmoins, présence de zones plus vaseuses. Les lingulidés caractéristiques de ces faciès étaient dominés par des genres de grande taille; en plus des fragments de valves, on rencontre des traces autochtones de terriers (*Lingulichnites*) et, en une occasion, plusieurs individus d’obolidés ont été retrouvés en position verticale, associés à des structures de désenfouissement (Durand 1985). On peut en déduire que, comme les lingules actuelles, ces genres fossiles devaient vivre dans des conditions similaires quant au terrier et au substrat préférentiel, un sédiment sableux compact, stable, traduisant des courants modérés (Emig 1984). Pour des raisons mécaniques, les lingules ne peuvent vivre dans des substrats vaseux, dont la fraction fine (< 63 µm) excède l’ordre de 30 % (Emig 1982). Ces observations actuelles ont aussi été corroborées dans de nom-

breux gisements à lingulidés à travers le Phanérozoïque. Pourtant, la présence de lingulidés fossiles est très sporadique au sein du Grès Armoricaïn et restreinte à certains de ses horizons. Ce fait peut être lié à la rapide désagrégation *post-mortem* des valves comme cela se produit dans les conditions naturelles actuelles (Emig 1983, 1990). En conséquence, l’accumulation massive de valves de lingulidés est actuellement toujours le résultat d’un phénomène catastrophique ayant affecté le milieu naturel en l’espace de quelques heures à quelques jours (Emig 1986) et les conditions de conservation de ces accumulations sont restreintes et demandent des conditions essentiellement subaériennes (Emig 1986; Hiller 1993).

Dans le cas de fossilisation en valves éparses, comme dans les niveaux étudiés, la comparaison avec les lingules actuelles suggère que au moins trois facteurs puissent être incriminés (Emig 1986): - une baisse prolongée (quelques jours) de la salinité en dessous de 15-20 ‰; - un apport sédimentaire en particules grossières non colmatées (diamètre des grains > 0,5 mm); - un démantèlement du substrat par une tempête exceptionnelle, un cyclone ou un tsunami, dont la conséquence serait l’accumulation de valves de lingules le long du rivage. Il faut ajouter un quatrième cas décrit récemment par Hiller (1993), à savoir l’amoncellement après mort naturelle des valves de discinidés (brachiopodes articularés) sur plus d’un mètre de haut sur les sables de haut-de-plage, en relation avec un système d’upwelling côtier favorisant de fortes densités de ces discinidés. On peut envisager une situation semblable pour les lingulidés: une très forte densité et leur mort naturelle provoquant des accumulations similaires à celles produites par les discinidés.

Dans l’Ordovicien Inférieur, le type A des accumulations de lingulidés pourrait correspondre à un apport sédimentaire en particules grossières, apport probablement fluvial engendré par des pluies intenses induisant aussi une baisse prolongée de la salinité. Ceci expliquerait la présence de niveaux à lingulidés non colmatés au sein des bancs de grès fins, les fragments de valves se comportant comme des particules sédimentaires marquant le litage interne (Fig. 4.1-3).

Le type B est le plus fréquent dans l’Ordovicien Inférieur. La formation actuelle de lumachelles est liée à des phénomènes catastrophiques très limités dans le temps, provoquant des amoncellements de milliers de valves et fragments sur plusieurs dizaines de centimètres d’épaisseur sur les hauts de plage; ce sont des cyclones associés à de fortes pluies provoquant des mortalités en masse (Fenton 1966; Ramamoorthi et al. 1973; Hammond 1983; Emig 1990), jusqu’à la disparition

complète des populations dans certaines zones (Qureshi & Hashmi 1963). Ces faits n'en restent pas moins restreints et ne sont signalés que dans des régions tropicales soumises aux cyclones (Inde, Pakistan, Australie, Nouvelle-Calédonie, Hawaii, etc). En outre, ces accumulations, pour se conserver et ne pas disparaître en peu de temps, ne doivent pas être démantelées même par des vagues très fortes, ceci implique donc un dépôt au-delà de la limite supérieure de la zone supralittorale, discordant sur le substrat sous-jacent.

Des lumachelles similaires au type B existent aussi dans l'Ordovicien Inférieur des régions baltes (Nord de l'Estonie et région de St-Pétersbourg) où un "conglomérat à *Obolus*", sur une épaisseur de 20 cm à 12 m, est présent dans la partie inférieure de la Formation Kallavere, correspondant au début de la transgression du Trémadoc (Heinsalu 1990); ces dépôts sont actuellement exploités pour leurs phosphates. Dans l'interprétation proposée par Hiller (1993), ces lumachelles sont comparées aux amoncellements actuels de valves de discinidés sur la côte de Namibie, liés au système d'upwelling de Benguela.

En outre, les lumachelles de type B de l'ensemble ibéro-armoricain offrent la particularité d'être conglomératiques et de contenir des galets de lithologie inhabituelle (éléments phosphatiques, sidéritiques, volcaniques, grès chloriteux, minéraux lourds abondants). Galets et lingulidés proviennent, selon les auteurs antérieurs, de zones contiguës ou proches des zones d'accumulation. La présence de phosphates et de sidérite reflète un taux de sédimentation très faible avec induration de la partie supérieure de la couche sédimentaire, avec une origine probablement liée à un upwelling côtier dans un contexte globalement transgressif.

L'association conglomérat - lumachelle à lingulidés dans des unités basales à base érosive de séquences de tempestites traduit le démantèlement épisodique de la couche sédimentaire superficielle de la plate-forme par des courants à haute énergie. Et ce phénomène conduit à l'accumulation côtière de matériels provenant de différents endroits, étant évident que les lingulidés proviennent d'une zone sableuse proche du lieu d'accumulation de la lumachelle. Cependant, à cause de leurs caractéristiques, certaines de ces lumachelles ne peuvent être engendrées par des tempêtes même exceptionnelles, c'est le cas des épais horizons à grande continuité latérale, observés notamment dans la Sierra Morena orientale, à Las Villuercas et dans la région cantabrique. Elles ne peuvent être attribuées qu'à des cyclones ou à des tsunamis. Mais la position de ces régions à l'Ordovicien Inférieur vers 60° Sud conduit à écar-

ter les cyclones, peu probables à de telles latitudes. Pour cela, la formation de tsunamis, liés à un volcanisme explosif dans certaines zones de la plate-forme périgondwanienne, paraît plus plausible, car il existe de nombreuses évidences de volcanisme vers la fin de l'Arenig, enregistrées dans la partie supérieure du Grès Armoricaïn en Espagne. Par exemple, dans la Zone Cantabrique, on observe une couche de cinérites d'origine éolienne de plus de 1800 km², sur 80 km de long, à l'Est de l'anticlinal du Narcea (García-Ramos et al. 1984). Plus au Nord, au Cabo Peñas, un niveau volcanique existe près de la base de la Formation Luarca, tandis qu'au Sud de la Zone Cantabrique on connaît des cheminées volcaniques dans le toit de la Formation Barrios; certaines, culminant dans les derniers bancs du Grès Armoricaïn, attestent d'explosions phréatomagmatiques en milieu marin (Heinz et al. 1985; Gallastegui et al. 1992). En Sierra Morena orientale, Tamain (1972) et Palero Fernández (1991) signalent des roches volcaniques (cinérites acides et tufs de type intermédiaire) dans la série de transition entre le Grès Armoricaïn et les schistes du Llanvirn. La "lumachelle bleue", elle-même, contient des éléments volcaniques et fut considérée par Tamain et al. (1972) comme un "niveau volcanique marqueur" de l'Ordovicien Inférieur. Selon ces auteurs, il s'agirait d'un volcanisme acide, caractérisé par de violentes explosions qui envoient dans l'atmosphère d'énormes masses de cendres et de tufs fins, se déposant ensuite à quelques kilomètres ou dizaines de kilomètres autour des centres d'émission. D'autres évidences de volcanisme syn-sédimentaire existent dans les synclinaux de Solana del Pino et de Fuencaliente, où Arbin et al. (1978) et Palero Fernández (1991) décrivent la présence de tufs et cinérites de composition dacitique, pouvant atteindre jusqu'à 20 m d'épaisseur et situés au contact de la Formation Pochico et des "Schistes del Rio" (Groupe Tristani). L'étude sédimentologique a permis de les identifier comme des "Ash Turbidites" qui, selon Palero Fernández (1991), proviendraient d'un centre volcanique proche, probablement émergé, sur la plate-forme centre-ibérique. Dans le Massif Armoricaïn, les niveaux à lumachelle de la base de la Formation de Traveusot contiennent des éléments volcaniques (grains de spilite), considérés comme inhabituels, pouvant provenir d'une source proche (Chauvel & Durand 1984).

On peut donc facilement comprendre que ces événements volcaniques pouvaient avoir de grandes conséquences sur les plates-formes plates et très étendues comme celles sur lesquelles se déposa le Grès Armoricaïn, notamment les effets de vagues engendrées par une éruption volcanique phréatomagmatique, affouillant le substrat sur toute la plate-forme. Une telle topographie plate, moins de

1° de pente, sur plus de 100 km de large, a été reconstituée à l'Ordovicien moyen en Zone Centre-ibérique en étudiant la sédimentologie des dépôts de tempestites sableuses du "Dobrotivien" (Brenchley et al. 1986).

Cependant, le dépôt à lingulidés le plus épais, celui enregistré dans la Sierra del Sueve (Fig. 1.1; Fig. 2), est formé presque exclusivement de valves de lingulidés et montre une succession de litages entrecroisés; ce n'est pas une tempestite, mais il est comparable au "conglomérat à *Obolus*" décrit du Trémadoc par Heinsalu (1990) et au dépôt actuel à discinidés en Namibie observé par Hiller (1993). L'énorme densité de fragments de lingulidés et l'épaisseur du gisement (90 cm après compaction) pourraient être expliquées par la proximité d'un upwelling côtier d'eaux riches en phosphate, favorisant l'installation d'importantes populations de lingulidés. Dès le Cambrien Supérieur, de probables upwellings vers les 60° Sud ont affecté, entre autres, la zone balto-scandinave, particulièrement au Trémadoc et à l'Arenig, et la zone ibérique et armoricaine à partir de la fin de l'Arenig (Hammann et al. 1982; Wilde 1991). L'accumulation de telles quantités de valves a dû avoir lieu durant une longue période de temps en milieu subaérien permettant leur conservation. Ceci implique une distance relativement faible entre l'upwelling et l'horizon à lingulidés. Il pourrait donc s'agir d'un dépôt insulaire.

Des corrélations entre les niveaux à lingulidés, surtout près de la limite Arenig/Llanvirn, pourraient avoir des applications biogéographiques à l'échelle de la marge méridionale du paléocontinent du Gondwana qui présente d'évidents liens sédimentaires et faunistiques mais où ces niveaux semblent être passés inaperçus. Une exception est la découverte de lumachelles de type B en Arabie Saoudite dans le toit d'une unité gréseuse à *Cruziana*, équivalente au Grès Armoricaïn (membre Sajir de la Formation Saq), décrites par El-Khayal & Romano (1985, 1988: p. 163, fig. 6 d-e). Les affleurements comprennent au moins 50 cm de conglomérats à lingulidés, disposés en bancs individualisés de 1 à 38 cm d'épaisseur et séparés par du grès à stratification entrecroisée à faible angle, surmontés de rides de courant. Ces niveaux ont une continuité visible sur 170 km et se situent à un mètre sous une unité de schistes à graptolites et trilobites du Llanvirn (Formation Hanadir, considérée par quelques auteurs comme le membre basal de la Formation Tabuk ou Qasim). En le plaçant à la base de la Formation Hanadir, Vaslet (1990) signale ce conglomérat phosphaté, contenant de nombreux "fish debris" (en réalité des fragments de lingulidés). De telles divergences sur l'assignation lithostratigraphique de ces lumachelles rappellent la polémique suscitée par les affleure-

ments centre-ibériques (toit des grès ou base des schistes? Arenig final ou Llanvirn basal?). Un autre argument qui établit des conditions de milieu similaires dans les deux régions périgondwaniennes au voisinage de la limite Arenig/Llanvirn est la présence de l'arthropode problématique *Hanadirella*, en Arabie Saoudite et dans le Sud-Ouest de l'Europe, et inconnu ailleurs pour le moment.

Remerciements - Nous tenons à remercier tout particulièrement les Drs Helena Couto (Universidade do Porto, Portugal), Neil McDougall (Merseyside, Grande-Bretagne) et Fernando Palero Fernández (Minas de Almadén, Espagne) de nous avoir communiqué des données sur des gisements inédits de conglomérats à lingulidés dans la Zone Centre-Ibérique, les Drs Carlos Aramburu (Universidad de Oviedo, Espagne) dans la Zone Cantabrique et Daniel Arias (Universidad de Oviedo, Espagne) dans la Zone Asturo-léonaise, le Dr. Michel Robardet (CNRS, Université de Rennes I) et le Prof. Claude Babin (Université Claude Bernard, Lyon I) pour leurs critiques et commentaires. Ce travail a été réalisé dans le cadre du Projet AMB92-1037-C02-01 (1992-1995) du PN I+D (Comisión Interministerial de Ciencias y Tecnología, Espagne). Les recherches dans le Nord-Ouest de l'Espagne font partie des projets PB 91-0671 et PB 94-1330 de la DGICYT et ont été financées par cette dernière, la partie française (C.C.E.) l'a été par l'URA 41 du Centre National de la Recherche Scientifique.

RÉFÉRENCES

- ARAMBURU C. 1989 - *El Cambro-Ordovícico de la zona Cantábrica (N. O. de España)*. Tesis Doctoral, Universidad de Oviedo, 531 p., inédit.
- ARAMBURU C. & GARCÍA RAMOS J.C. 1993 - La sedimentación cambro-ordovícica en la Zona Cantábrica (NO de España). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 19: 45-73.
- ARAMBURU C., TRUYOLS J., ARBIZU M., MÉNDEZ-BEDIA I., SUÁREZ DE CENTI C. & VALENZUELA M. 1992 - El Paleozoico Inferior de la Zona Cantábrica. In Gutiérrez-Marco J. C., Saavedra J. & Rábano I. (eds), *Paleozoico Inferior de Ibero-América, Universidad de Extremadura*: 397-421.
- ARBIN P., HAVLÍČEK V. & TAMAIN G. 1978 - La "Formation d'Enevrio" de l'Ordovicien de la Sierra Morena (Espagne), et sa faune à *Drabovia praedux* nov. sp. (Brachiopoda). *Bulletin de la Société géologique de France*, 20 (1): 29-37.
- ARRIBAS A. 1962 - Mineralogía y metalogenia de los yacimientos españoles de uranio, Santa Elena (Jaén). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia natural*, 60: 243-251.
- BABIN C. 1966 - *Mollusques bivalves et céphalopodes du Paléozoïque armoricaïn*. 470 p. Imprimerie Commerciale et Administrative, Brest.
- BABIN C., COURTESSOLE R., MÉLOU M., PILLET J., VIZCAINO D. & YOCHELSON E.L. 1982 - Brachiopodes (Articulés) et mollusques (bivalves, rostroconches, monoplacophores, gastéropodes) de l'Ordovicien inférieur (Trémadocien-Arenigien) de la Montagne Noire (France méridionale).

- Mémoires de la Société des Etudes scientifiques de l'Aude, Carcassonne*, 1982, 63 p.
- BRENCHLEY P.J. ROMANO M. & GUTIÉRREZ-MARCO J.C. 1986 - Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. In: KNIGHT R. J. & McLEAN J. R. (eds), Shelf sands and sandstones. *Canadian Society of Petrology and Geology Memoirs*, 2: 241-255.
- CARLS P. 1975 - The Ordovician of eastern Iberian Chains near Fombuena and Luesma (prov. Zaragoza, Spain). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 150 (2): 127-146.
- CHAUVEL J.J. 1963 - Découverte d'un poudingue à galets phosphatés dans les formations de l'Ordovicien inférieur de la région de Martigné-Ferchaud (Ille-et-Vilaine). *Bulletin de la Société géologique et minière de Bretagne*, 1961 (1-2): 115-121.
- CHAUVEL J.J. & DURAND J. 1984 - Les niveaux conglomératiques phosphatés à galets de spilitite de l'Ordovicien de Bénioc (Formation de Traveusot. Bretagne centrale). *Bulletin de la Société géologique et minéralogique de Bretagne*, C 15: 17-27.
- CHAUVEL J.J. & LE CORRE C. 1971 - La transgression paléozoïque et l'Ordovicien Inférieur dans la presqu'île de Crozon (Finistère). *Mémoires du Bureau de Recherches géologiques et minières*, 73: 109-117.
- COCKS L.R.M. & FORTEY R.A. 1988 - Lower Palaeozoic facies and faunas around Gondwana. *Geological Society London, Special Publications*, 37: 183-200.
- COCKS L.R. M. & LOCKLEY M.G. 1981 - Reassessment of the Ordovician brachiopods from the Budleigh Salterton Pebble Bed, Devon. *Bulletin of the British Museum of natural History (Geology)*, 35 (3): 111-124.
- DELGADO J.C. 1987 - Caracteres litogeoquímicos de los Estratos Pochico y su relación con la metalogenia del campo filoniano de El Hoyo de Mestanza (Ciudad Real). Tesis de Licenciatura, Universidad de Salamanca, 147 p., inédit.
- DELGADO J. C., MARTIN-LZARD A. & PALERO FERNÁNDEZ F. J., 1988 - Litogeoquímica de la Formación Estratos Pochico (Ordovícico Inferior) y su relación metalogénica con algunos yacimientos filonianos de Pb-Zn de Sierra Morena oriental. *Geociências, Aveiro*, 3: 333-350.
- DELGADO J.F.N. 1908 - Système Silurique du Portugal. Commission du Service géologique du Portugal, Imprimerie de l'Académie Royale des Sciences, Lisbonne, 245 p.
- DURAND J. 1985 - Le Grès armoricain. Sédimentologie, traces fossiles, milieux de dépôt. *Mémoires et Documents du Centre armoricain d'Etude structurale des Socles*, 3, 120 p.
- EL-KHAYAL A.A. 1985 - *Hanadirella*: a new problematic arthropod (?) from the Lower Ordovician (Llanvirn) Tabuk Formation, central Saudi Arabia. *Scripta geologica*, 80, 13 p.
- EL-KHAYAL A.A. & ROMANO M. 1985 - Lower Ordovician trilobites from the Hanadir Shale of Saudi Arabia. *Palaeontology*, 28 (2): 401-412.
- EL-KHAYAL A.A. & ROMANO M. 1988 - A revision of the upper part of the Saq Formation and Hanadir Shale (Lower Ordovician) of Saudi Arabia. *Geological Magazine*, 125 (2): 161-174.
- EMIG C.C. 1982 - Terrier et position des Lingules (Brachiopodes, Inarticulés). *Bulletin de la Société zoologique de France*, 107 (2): 185-194.
- EMIG C.C. 1983 - Comportement expérimental de *Lingula anatina* (Brachiopode, Inarticulé) dans divers substrats meubles (Baie de Mutsu, Japon). *Marine Biology*, 75 (2/3): 207-213.
- EMIG C.C. 1984 - Importance du sédiment dans la distribution des Lingules (Brachiopodes, Inarticulés). *Lethaia*, 17: 115-123.
- EMIG C.C. 1986 - Conditions de fossilisation du genre *Lingula* (Brachiopoda) et implications paléocéologiques. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 53: 245-253.
- EMIG C.C. 1990 - Examples of post-mortality alteration in Recent brachiopod shells and (paleo)ecological consequences. *Marine Biology*, 104: 233-238.
- FAURE P.P. 1978 - Les grès à rutile et zircon du Massif Armoricaïn. Thèse Docteur-Ingénieur, Ecole Normale Supérieure des Mines de Paris, 293 p., inédit.
- FENTON C.L. 1966 - *Tales told by Fossils*. 182 p. Doubleday, Garden City, New-York.
- FORTEY R.A. 1984 - Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications. In BRUTON D.L. (ed.), *Aspects of the Ordovician system. Palaeontological Contribution from the University of Oslo*, 295: 37-50.
- GALLASTEGUI G., ARAMBURU C., BARBA P., FERNÁNDEZ L.P. & CUESTA A. 1992 - Vulcanismo del Paleozoico Inferior en la Zona Cantábrica (NO España). In GUTIÉRREZ-MARCO J.C., SAAVEDRA J. & RÁBANO I. (eds), *Paleozoico Inferior de Ibero-América, Universidad de Extremadura*: 435-452.
- GARCÍA RAMOS J.C., ARAMBURU C. & 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.
- GUTIÉRREZ-MARCO J.C. & RÁBANO I. 1987 - Paleobiogeographical aspects of the Ordovician Mediterranean faunas. *Geogaceta*, 2: 24-26.
- GUTIÉRREZ-MARCO J.C., RÁBANO I. & SAN JOSÉ M. 1992 - Ordovícico-Silúrico de Extremadura. Excursión nº 5, Conferencia Internacional sobre el Paleozoico Inferior de Ibero-América. *Publicaciones del Museo de Geología de Extremadura*, 3: 93-120.
- GUYADER B. 1991 - La transgression du Llanvirnien en presqu'île de Crozon. *Mémoire de Maîtrise, Université de Rennes*, 40 p., inédit.
- HAMMANN W., ROBARDET M. & M. ROMANO 1982 - The Ordovician System in southwestern Europe. *International Union of geological Sciences, Publication n° 11*, 47 p.
- HAMMOND L.S. 1983 - Experimental studies tolerance, burrowing behavior and pedicle regeneration in *Lingula anatina* (Brachiopoda, Inarticulata). *Journal of Paleontology*, 57: 1311-1316.
- HAVLÍČEK V. 1980 - Inarticulate brachiopods in the Lower Ordovician of the Montagne Noire (South France). *Mémoires de la Société d'Etudes scientifiques de l'Aude, Carcassonne*, 1980, 11 p.
- HEINSALU H. 1990 - Tremadoc phosphate-bearing rocks

- of north Estonia and shelly phosphorite. In KALJO D. & NESTOR H. (eds), *Excursion Guidebook, ISOS Field Meeting, Estonia* 1990: 37-39.
- HEINZ W., LOESCHKE J. & VAVRA G. 1985 - Phreatomagmatic volcanism during the Ordovician of the Cantabrian Mountains (NW Spain). *Geologisches Rundschau*, 74: 623-639.
- HENRY J.L. 1971 - Les trilobites Asaphidae et Eohomalonotidae du Grès armoricain supérieur (?Arénigien) de l'Ouest de la France. *Mémoires du Bureau de Recherches géologiques et minières*, 73: 65-77.
- HENRY J.L., NION J., PARIS F. & THADEU D. 1974 - Chitinozoaires, Ostracodes et Trilobites de l'Ordovicien du Portugal (Sierra du Buçaco) et du Massif Armoricain: essai de comparaison et signification paléogéographique. *Comunicações dos Serviços geológicos de Portugal*, 57: 303-345.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO P. 1922 - Criaderos de Hierro de España IV. Hierros de Galicia I. *Memorias del Instituto Geológico de España*, 30, 483 p.
- HILLER N. 1993 - A modern analogue for the Lower Ordovician Obolus conglomerate of Estonia. *Geological Magazine*, 130 (2): 265-267.
- JULIVERT M. & TRUYOLS J. 1974 - Nuevos datos sobre el Ordovícico del sinclinal de Guadarranque (Cáceres). *Breviora geologica Asturica*, 18 (4): 57-61.
- LOTZE F. 1929 - Stratigraphie und Tektonik des keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abhandlung der wissenschaftliche Gesellschaft Göttingen, Mathematik-Physik Klassen (Neue Serie)* 14 (2), 120 p.
- MCDUGALL N.D. 1988 - The sedimentology of the Armorican Quartzite group in Portugal. Ph.D. Thesis, University of Liverpool, 353 p., inédit.
- MARCOS A., PÉREZ-ESTAÚN A., PULGAR J.A., BASTIDA F. & RUIZ F. 1980 - Memoria explicativa de la Hoja 99 (Becerreá) del Mapa Geológico de España, E.1:50 000 (2ª serie), 32 p. *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.
- NOBLET C. 1984 - La sédimentation arénacée de l'Ordovicien inférieur au Nord du Gondwana: la Formation du Grès Armoricain et ses équivalents. Thèse 3^e cycle en Géologie, Université de Rennes I, 138 p., inédit.
- PALERO FERNÁNDEZ F.J. 1991 - Evolución geotectónica y yacimientos minerales de la región del Valle de Alcudia (Sector meridional de la Zona Centro-Ibérica). Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 827 p., inédit.
- PALERO FERNÁNDEZ F.J. 1992 - La sucesión paleozoica y estructura del sinclinal de Solana del Pino (Ciudad Real). *Estudios geológicos*, 48: 341-352.
- PARIS F. 1981 - Les chitinozoaires dans le Paléozoïque du Sud-Ouest de l'Europe (Cadre géologique - Etude systématique - Biostratigraphie). *Mémoires de la Société géologique et minéralogique de Bretagne*, 26, 412 p.
- PARIS F. 1990 - The Ordovician chitinozoan biozones of the Northern Gondwana. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 66: 181-209.
- PARIS F., ROBARDET M., DURAND J. & NOBLET C. 1982 - The Lower Ordovician transgression in South-West Europe. *Paleontological Contributions of the University of Oslo*, 280: 41.
- POUPON G. 1971 - Contribution à l'étude géologique de la région d'Aldequemada (Jaén, Espagne). Thèse 3^e cycle, Université de Paris-Sud, 60 p., inédit.
- QURESHI F. & HASHMI S.S. 1963 - Taxonomic study of brachiopods of Karachi coast. *Agriculture Pakistan*, 24: 329-337.
- RAMAMOORTHY K., VENKATARAMANUJAM K. & SRIKRISHNADHAS B. 1973 - Mass mortality of *Lingula anatina* (LAM.) (Brachiopoda) in Porto-Novo waters, S. India. *Current Sciences*, 42 (8): 285-286.
- RIEMER W. 1966 - Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 81: 7-20.
- ROBARDET M. 1981 - Evolution géodynamique du Nord-Est du Massif Armoricain au Paléozoïque. *Mémoires de la Société géologique et minéralogique de Bretagne*, 20, 342 p.
- ROMANO M., BRECHLEY P.J. & MCDUGALL N.D. 1986 - New information concerning the age of the beds immediately overlying the Armorican Quartzite in central Portugal. *Geobios*, 19 (4): 421-433.
- TAMAIN G. 1972 - Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne). *Travaux du Laboratoire de Géologie structurale et appliquée, Orsay*, 1: 1-369. Thèse Docteur-es Sciences, Université de Paris Sud-Orsay.
- TAMAIN G., POUPON G., BROUSSE R. & OVTRACHT A. 1972 - Les niveaux volcaniques "marqueurs" de l'Ordovicien inférieur de la Sierra Morena orientale (Espagne). *Mémoires du Bureau de Recherches géologiques et minières*, 77: 495-501.
- VANNIER J. & BABIN C. 1995 - *Hanadirella* El-Khayal 1985, un arthropode (?) énigmatique de l'Ordovicien nord-gondwanien. *Geobios*, 28 (4): 473-485.
- VASLET D. 1990 - Upper Ordovician glacial deposits in Saudi Arabia. *Episodes*, 13 (3): 147-161.
- WALTER R. 1968 - Die Geologie in der nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest-Spanien). *Geotektonische Forschungen*, 27: 3-70.
- WILDE P. 1991 - Oceanography in the Ordovician. In BARNES C.R. & S.H. WILLIAMS (eds), *Advances in Ordovician Geology. Geological Survey of Canada*, paper 90-9: 283-298.
- YOUNG T.P. & DONOVAN S.K. 1993 - The eocrinoid *Ascocystites* BARRANDE (Echinodermata, Blastozoa) from the Middle Ordovician of central Portugal, with comments on the stratigraphy of the Brejo Fundeiro Formation. *Atlantic Geology*, 29: 149-154.

C.C. EMIG

Centre d'Océanologie de Marseille (UMR CNRS 6540)
Station Marine d'Endoume
Chemin de la Batterie-des-Lions
F-13007 Marseille

J.C. GUTIÉRREZ-MARCO

Instituto de Geología Económica (CSIC-UCM)
Facultad de Ciencias Geológicas
Ciudad Universitaria
E-28040 Madrid