

Le Paléozoïque anté-varisque de France, contexte paléogéographique et géodynamique*

Michel ROBARDET ⁽¹⁾
Jacques VERNIERS ⁽²⁾
Raimund FEIST ⁽³⁾
Florentin PARIS ⁽¹⁾

The pre-Variscan Palaeozoic successions in France, palaeogeographic and geodynamic setting.

Géologie de la France, n° 3, 1994, pp. 3-31, 15 fig.

Mots-clés : Synthèse bibliographique, Cambrien, Ordovicien, Silurien, Dévonien, Dinantien, Paléogéographie, France, Belgique.

Key words: Review, Cambrian, Ordovician, Silurian, Devonian, Dinantian, Palaeogeography, France, Belgium.

Résumé

L'analyse du Paléozoïque anté-varisque dans les régions de France où les successions sédimentaires sont les mieux connues permet de dégager leurs caractères propres, les traits majeurs de leur histoire et leurs affinités respectives. Ceci conduit à envisager la position que ces régions occupaient dans la paléogéographie anté-orogénique. Dans le socle varisque ouest-européen sont actuellement associées des unités ayant appartenu à deux entités paléogéographiques bien distinctes : Est-Avalonia (incluant le Brabant, l'Ardenne et le Nord de la France) et Nord-Gondwana (comprenant toutes les autres régions de France, du Massif armoricain aux Pyrénées), séparées au cours du Paléozoïque anté-varisque par un Océan Rheic médio-européen.

Pour les régions nord-gondwaniennes elles-mêmes, nous proposons une reconstitution paléogéographique où une large part du Massif armoricain occupe une position méridionale, dans le prolongement de la Zone Centre Ibérique. Un tel dispositif paléogéographique, qui diffère sensiblement des

modèles antérieurs, élimine certaines des anomalies que ceux-ci présentaient. Il implique en outre que l'Océan sud-armoricain n'a pas d'existence propre et qu'il se confond avec la partie sud de l'Océan Rheic. Ce nouveau modèle permet de reconsidérer sur des bases nouvelles l'architecture et l'évolution du sud-ouest de la chaîne varisque.

English abridged version

The pre-Variscan Palaeozoic successions of France and Belgium are reviewed in the areas which offer the best preserved sedimentary and fossil record (Brabant, northern France, Ardenne, Armorican Massif, Aquitaine, Montagne Noire, Pyrenees). Special attention is paid to the proper sedimentary and faunal characteristics of these regions, to their pre-orogenic evolution, to their respective affinities and to their probable location in the pre-Variscan palaeogeography.

Brabant, northern France and Ardenne were parts of East Avalonia. Their Palaeozoic evolution is marked both by Caledonian tectonic events of

Late Ordovician and latest Silurian age and by Variscan tectonic events during the Late Carboniferous. The Cambrian, Ordovician and Silurian "pre-Caledonian" periods were characterized by thick terrigenous sedimentation where argillaceous and silty deposits with pelagic faunas predominated; the palaeoenvironments varied through time but most frequently corresponded to distal shelf, deep shelf or even basin conditions. Volcanic activity occurred during the Ordovician and Early Silurian. Following the Caledonian events, the Early Devonian transgression resulted in a "pre-Variscan" period characterized by a different palaeogeographic setting. These regions were located at the southern border of the Old Red Sandstone Continent and corresponded to a marine epicontinental shelf which subsided considerably in its southern part. Shelf conditions were maintained throughout the Devonian and Early Carboniferous and were characterized by argillaceous and carbonate deposits. A strong terrigenous influx, related to Variscan events in the south, began in the early Namurian and developed during the Namurian and the Westpha-

* Communication orale lors du Colloque "Géologie de la France", Paris, 14-15 décembre 1993.

Manuscrit reçu le 20 avril 1994, accepté définitivement le 26 juillet 1994.

(1) URA 1364 CNRS, Institut de Géologie, Université Rennes I, 35042 Rennes Cedex.

(2) Département de Géologie et Pédologie, Laboratoire de Paléontologie, Universiteit Gent, Krijgslaan 283, B 9000 Gent, Belgique.

(3) URA 327 CNRS, Institut des Sciences de l'Evolution, Université de Montpellier (USTL), 34095 Montpellier Cedex.

lian with paralic coal-bearing deposits. Tangential tectonics occurred during the Westphalian.

The rest of France, from the Armorican Massif to the Pyrenees, was located on the opposite margin of the Rheic Ocean and belonged to the North Gondwanan marine shelf. During the Cambrian, distensive conditions prevailed with localized areas of active subsidence and volcanic activity. Marine sedimentation became general in the Early Ordovician and continued up to the latest Devonian or Early Carboniferous. There were no tectonic events during this period and the sedimentary hiatuses occurring close to the Ordovician-Silurian boundary have no tectonic significance; they apparently record the influence of the development of the African glaciation. The Ordovician shelf deposits were followed by Silurian condensed euxinic black-shale sedimentation. An almost continuous marine sedimentation developed during the Devonian and the first syn-orogenic deposits appeared in the Early Carboniferous. The main Variscan tectonic events developed during the Early Carboniferous in southern France and during the Westphalian in the Armorican Massif.

The existence of the mid-European Rheic Ocean during the Early Ordovician is still a matter of debate, but we are convinced that the processes opening this ocean probably started as early as the Middle or Late Cambrian. During Ordovician times, the North Gondwanan Province was located in high latitudes and the Rheic Ocean reached its maximum width in the Early Silurian. The appearance of carbonate deposits in Late Silurian and Early Devonian times indicates that the North Gondwanan regions had moved into lower latitudes. During the Devonian, increasing faunal affinities between East Avalonia and North Gondwana illustrate the progressive narrowing of the Rheic Ocean which later closed during the Variscan uniting of the two provinces.

All the North Gondwanan regions maintained strong sedimentary and faunal affinities throughout the Palaeozoic period, which clearly excludes the development of a wide ocean within this pro-

vince. However, two types of regions can be distinguished:

– the Mid-North Armorican Domain and its Central Iberian counterpart are characterized by inner shelf deposits where neritic faunas predominate. Arenaceous near-shore sedimentary deposits are common in the Ordovician. In the Devonian deposits, the abundance of spores and plant fragments most probably indicates the relative proximity of emerged land areas.

– regions of southern France show more argillaceous deposits and, in the Devonian, carbonate-dominated sediments; benthic faunas indicate more distal outer shelf environments with abundant pelagic fauna.

We propose a southern location for the pre-Variscan position of the Mid-North Armorican Central Iberian Domain. This clearly differs from previous reconstructions, where the northern position adopted was at variance with the proximal inner shelf characteristics of the sedimentation in these regions, and has consequences for the arrangement of the North Gondwanan regions.

Using this southern position, the South Armorican Ocean, for which the Silurian-Devonian evolution ended with the so-called Ligerian orogeny, appears as the southern part of the mid-European Rheic Ocean. This palaeogeographical model is in some ways overschematized as it does not give any detail of the evolution of the South Brittany and Massif Central regions. However, these regions, where the Variscan structures, metamorphism and plutonism are best seen, correspond to the active margin in our reconstruction.

Introduction

Après plus d'un siècle de recherches et de progrès successifs, la stratigraphie des formations paléozoïques de France et des pays voisins est désormais bien établie dans de nombreuses régions. Les progrès récents les plus significatifs proviennent de forages profonds dans des séries qui affleurent peu (Brabant) ou sont totalement masquées par des dépôts

plus récents (Aquitaine) et, d'autre part, de nouvelles interprétations permettant de mieux comprendre la stratigraphie de certaines régions (Montagne Noire, Domaine sud-armoricain de la Loire).

La présente étude est volontairement centrée sur les régions où les successions sédimentaires du Paléozoïque anté-varisque sont les plus complètes, les mieux conservées et les mieux connues : Brabant, Ardenne, Massif armoricain, Aquitaine, Montagne Noire, Pyrénées (fig. 1). Dans d'autres régions où du Paléozoïque est également connu, Vosges, Limousin, Morvan, Alpes occidentales, Provence, Corse (voir Piqué éd. 1992 ; Keppie éd. 1994), les connaissances nous ont paru trop ponctuelles, parfois même trop imprécises pour pouvoir réellement contribuer à une vision d'ensemble.

Nous avons cherché à dégager les caractères propres à chacune des régions retenues, à faire ressortir les traits majeurs de leur histoire anté-varisque, à examiner leurs affinités respectives et à évaluer leur position dans les paléogéographies anté-orogéniques. Notre étude s'est essentiellement fondée sur la nature et les caractères des sédiments et des faunes et, lorsqu'il existe, ceux du volcanisme associé. Nous avons exclu de notre propos les caractéristiques liées à l'évolution varisque proprement dite, qu'il s'agisse des dépôts syn- ou post-orogéniques, du métamorphisme, du magmatisme ou des structures. Dans un souci de concision, la liste des formations de chacune des régions étudiées est présentée sous forme de tableaux et les épaisseurs de chaque système apparaissent dans des colonnes stratigraphiques synthétiques.

Pour des raisons évidentes d'espace disponible, la bibliographie sera limitée à des ouvrages ou articles synthétiques qui fournissent des listes de références détaillées et aux publications les plus récentes.

Cadre paléogéographique global

Au cours des vingt dernières années, le cadre paléogéographique des actuelles régions péri-atlantiques et son évolution

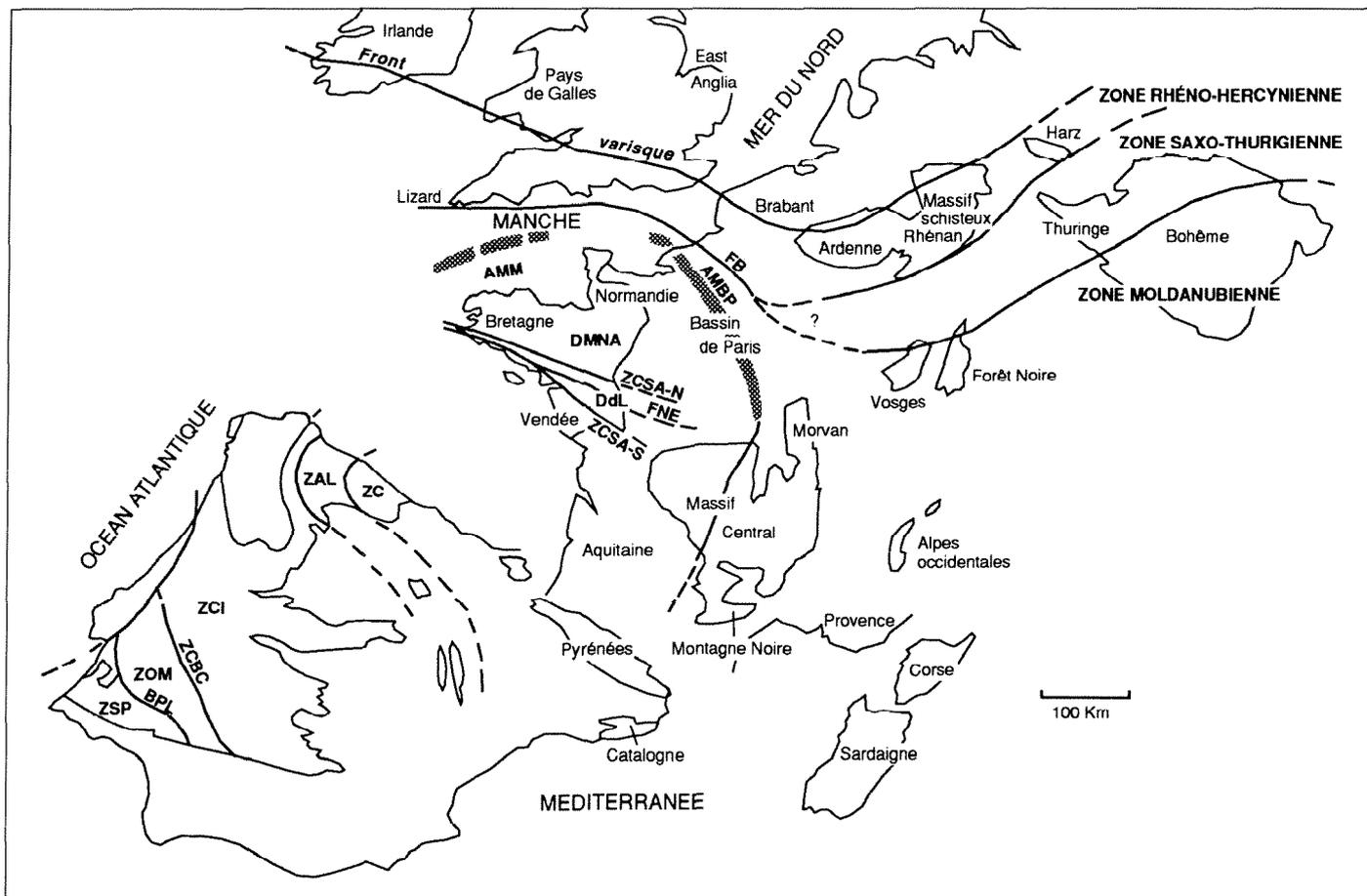


Fig. 1. – Les massifs varisques de France dans leur cadre européen.

AMBP : Anomalie magnétique du Bassin de Paris ; AMM : Anomalie magnétique de la Manche ; BPL : Unités océaniques de Béja et de Pulo de Lobo ; DMNA : Domaine médio-nord armoricain ; DdL : Domaine de la Loire ; FB : Faille du Bray ; FNE : Faille de Nort-sur-Erdre ; ZAL : Zone asturo-léonaise ; ZC : Zone cantabrique ; ZCBC : Zone de cisaillement Badajoz-Córdoba ; ZCI : Zone centre ibérique ; ZCSA : Zone de cisaillement sud-armoricaine (N : branche nord ; S : branche sud) ; ZOM : Zone d'Ossa Morena ; ZSP : Zone sud-portugaise.

Fig. 1. – The Variscan massifs of France in their European context.

AMBP: magnetic anomaly of the Paris Basin; AMM: magnetic anomaly of the Channel; BPL: Béja and Pulo de Lobo oceanic units; DMNA: Mid-North Armorican Domain; DdL: Loire Domain; FB: Bray Fault; FNE: Nort-sur-Erdre Fault; ZAL: West Asturian Leonese Zone; ZC: Cantabrian Zone; ZCBC Badajoz-Córdoba Shear Zone; ZCI: Central Iberian Zone; ZCSA South Armorican Shear Zone (N: North branch; S: South branch); ZOM: Ossa Morena Zone; ZSP: South Portuguese Zone.

durant le Paléozoïque ont été progressivement définis à partir des archives sédimentologiques et fauniques qui ont permis d'estimer pour chaque période la paléolatitudes des différentes régions et l'évolution de leurs affinités respectives (Cocks et Fortey, 1982 ; Paris et Robardet, 1990 ; Scotese et McKerrow, 1990).

Les données fauniques et sédimentologiques ont ainsi permis d'établir l'existence de trois grandes unités paléobiogéographiques, Laurentia, Baltica et Gondwana, situées, à l'Ordovicien, à des latitudes différentes. Les océans majeurs, Iapetus et Rheic, qui les séparent jouent un rôle de barrière dans la dispersion et la distribution des faunes, tout particulièrement pour les organismes benthiques.

Au cours du Paléozoïque, les mouvements relatifs de ces trois ensembles conduisent tout d'abord, vers la fin du Silurien, à la fermeture de l'Océan Iapetus et à la réunion de Laurentia et Baltica en une masse unique Laurussia. Gondwana, situé à l'Ordovicien sous des latitudes élevées, dérive ensuite vers des latitudes plus basses et cette évolution s'accompagne d'une réduction progressive de la largeur de l'Océan Rheic et aboutit à la formation de la Chaîne Varisque d'Europe et à la Pangée finipaléozoïque.

L'unité paléogéographique Avalonia, de taille plus réduite, regroupe la Nouvelle Ecosse, l'Est de Terre-Neuve (Ouest-Avalonia), le Sud des Iles Britanniques, le Brabant, l'Ardenne et le Nord

de l'Allemagne (Est-Avalonia). Les affinités et la position de cette unité au cours de l'Ordovicien restent encore discutées. Certains considèrent que, durant la majeure partie de cette période, Avalonia appartient à l'ensemble nord-gondwanien et que l'Océan de Tornquist qui la sépare de Baltica ne disparaîtra qu'à l'Ordovicien supérieur, peu avant l'ouverture de l'Océan Rheic (Cocks et Fortey, 1982 ; Fortey et Cocks, 1992). D'autres, au contraire, l'associent déjà à Baltica et la situent au Nord de l'Océan Rheic déjà ouvert à l'Ordovicien inférieur (Hughes *et al.*, 1975 ; Paris et Robardet, 1990 ; Robardet *et al.*, 1993 ; Cocks et McKerrow, 1993). A partir de la fin de l'Ordovicien, tous admettent que Avalonia est étroitement associée à

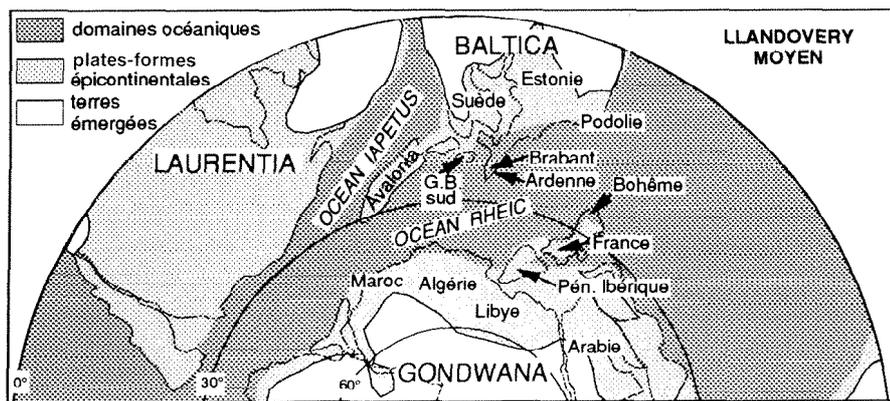


Fig. 2. – Paléogéographie des actuelles régions péri-atlantiques au Silurien inférieur (d'après F. Paris 1993).

Fig. 2. – Early Silurian palaeogeography of the present peri-Atlantic regions (after Paris, 1993).

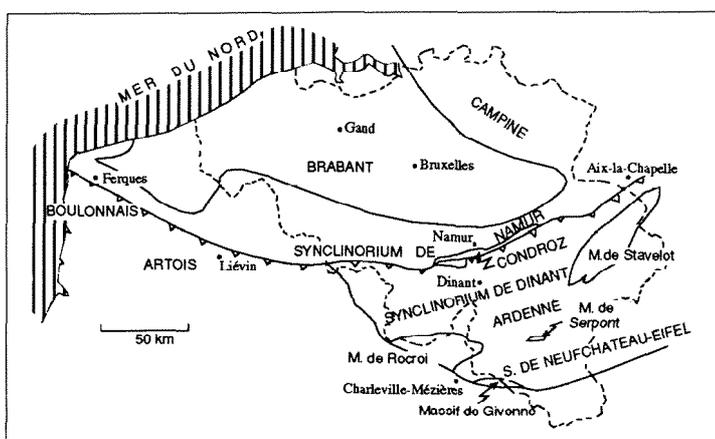


Fig. 3. – Les principales unités géologiques du Nord de la France et de la Belgique.

Fig. 3. – Major geological units of northern France and Belgium.

Baltica et séparée de Gondwana par l'Océan Rheic. La figure 2 présente ce dispositif paléogéographique au Silurien inférieur : le Nord de la France et la Belgique, qui appartiennent à Est-Avalonia, sont nettement séparés des autres régions de France qui, avec l'ensemble de l'Europe méridionale et l'Afrique du Nord, appartiennent à la province nord-gondwaniennne bordant le craton africain.

Nord de la France et Belgique

Le Paléozoïque du Nord de la France et de la Belgique appartient à un vaste ensemble qui s'étend, vers l'est, en Allemagne et en Pologne, et, vers l'ouest, sous l'Angleterre, jusque dans le Pays de Galles et l'Irlande (voir Ziegler, 1985 ; Franke, 1990 ; Blundell *et al.*, 1992 ; Berthelsen, 1993). Au sein de cet ensemble est-avalonien, des ressemblances, concernant la stratigraphie, le magmatisme et le métamorphisme, et la continuité d'anomalies géophysiques ont montré l'existence d'un massif calédo-

nien anglo-brabançon (André *et al.* eds., 1991 ; Pharaon *et al.* eds., 1993). L'histoire paléozoïque y est marquée par des événements tectoniques désignés comme "calédoniens" (voir Michot, 1980 ; Robaszynski et Dupuis, 1983 ; Verniers et Van Grootel, 1991 ; Woodcock, 1991) puis, pour les parties méridionales, par des événements varisques. L'histoire de la sédimentation paléozoïque se trouve ainsi divisée en deux périodes successives, "pré-calédonienne" et "pré-varisque".

L'agencement des différentes unités structurales qui constituent le socle paléozoïque du Nord de la France et de la Belgique (fig. 3) résulte pour l'essentiel de l'orogénèse varisque et de ses chevauchements (cf. "Faille du Midi") ; ceux-ci ont rapproché et parfois même partiellement superposé des domaines sédimentaires originellement plus distants les uns des autres mais ne semblent toutefois pas avoir modifié l'ordre dans lequel ils se succèdent du sud au nord. Les formations paléozoïques affleurent largement dans les synclinoria dévono-

carbonifères du Sud de la Belgique et dans les massifs cambro-ordoviciens de l'Ardenne, du Condroz et du Sud du Brabant. En revanche, le Bassin de la Campine, une partie du Synclinorium de Namur et la majeure partie du massif du Brabant sont couverts par des dépôts mésozoïques et cénozoïques : le Paléozoïque, qui n'affleure que dans des vallées au sud, y est surtout connu par de très nombreux forages (plus de 1 800 dans le massif du Brabant).

Dans le Boulonnais, le Dévonien et le Carbonifère de Ferques, qui apparaissent en boutonnière au sein du Mésozoïque, représentent le prolongement occidental du Synclinorium de Namur (voir Brice éd. 1988 ; Blicke *et al.*, 1988 ; Lefrançois *et al.*, 1993). Dans l'Artois, outre les affleurements de la vallée de la Lys, le Paléozoïque est surtout connu grâce aux forages des environs de Liévin (Racheboeuf éd. 1986 ; Blicke *et al.*, 1988) : il correspond au prolongement occidental du bord nord du Synclinorium de Dinant et à celui du Synclinorium de Namur sous-jacent, exploité pour le charbon (fig. 3).

Des articles synthétiques concernant la géologie de ces régions (Legrand, 1968 ; Robaszynski et Dupuis, 1983 ; Geukens 1986 ; Meilliez *et al.*, 1992 ; De Vos *et al.*, 1993) ou plus particulièrement la stratigraphie du Cambrien (Vanguetaine, 1992), de l'Ordovicien (Servais *et al.*, 1993), du Silurien (Verniers et Van Grootel, 1991), du Dévonien (Blicke *et al.*, 1988 ; Bultynck *et al.*, 1991) et du Carbonifère (Paproth *et al.*, 1983 a et b) fournissent une bibliographie détaillée.

Les séries "pré-calédoniennes"

Les séries paléozoïques "pré-calédoniennes" se découpent en trois mégaséquences correspondant aux intervalles (1) Cambrien-Trémadoc, (2) Arenig-Caradoc inférieur, (3) Caradoc supérieur-Pridoli (fig. 4 et 5).

Cambrien-Trémadoc

Cette mégaséquence est représentée dans le massif du Brabant, dans les massifs ardennais (Givonne, Rocroi, Serpont, Stavelot) et, pour le Trémadoc seul, dans la Bande du Condroz. Le sou-

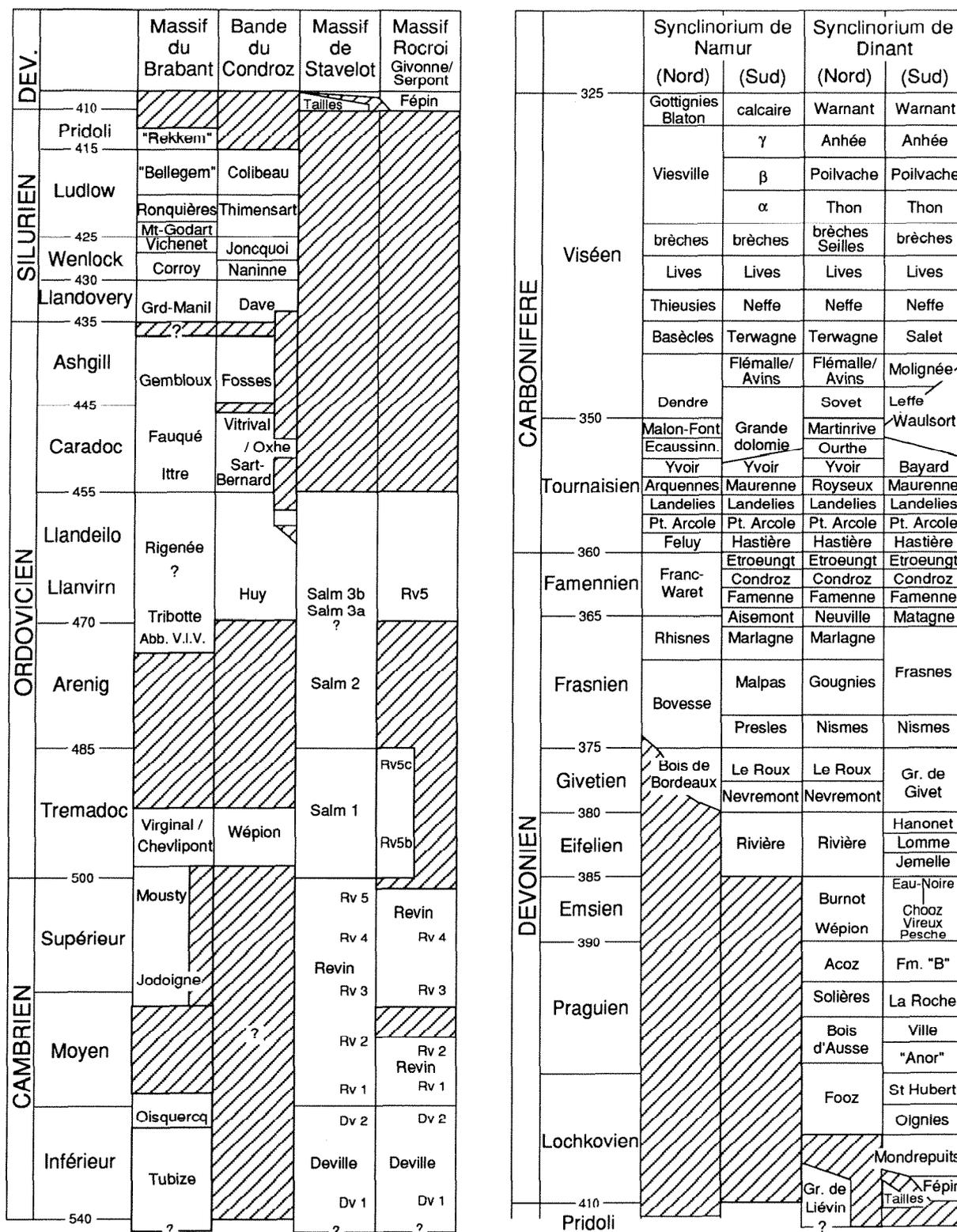


Fig. 4. – Les formations paléozoïques anté-namuriennes du Nord de la France et de la Belgique. Hachures : lacunes (non-dépôt et/ou érosion) ; échelle numérique des temps selon G.S. Odin et C. Odin (1990). Paléozoïque inférieur d'après De Vos, Herbosch, Servais, Vanguetaine, Van Grootel et Verniers (inédit) ; Dévonien inférieur d'après Godefroid et al. (1994) ; Dévonien moyen d'après Bultynck et al. (1991) ; Dévonien supérieur d'après Tsien (1980) et Coen, Conil et Vandeven in Robaszynski et Dupuis (1983) ; Carbonifère inférieur d'après Paproth et al. (1983).

Fig. 4. – Pre-Namurian Palaeozoic formations of northern France and Belgium. Hatched: lacunae (non-deposition and/or erosion); numerical time scale from Odin and Odin (1990). Lower Palaeozoic after De Vos, Herbosch, Servais, Vanguetaine, Van Grootel and Verniers (unpublished); Lower Devonian after Godefroid et al. (1994); Middle Devonian after Bultynck et al. (1991); Upper Devonian after Tsien (1980) and Coen, Conil and Vandeven in Robaszynski and Dupuis (1983); Lower Carboniferous after Paproth et al. (1983).

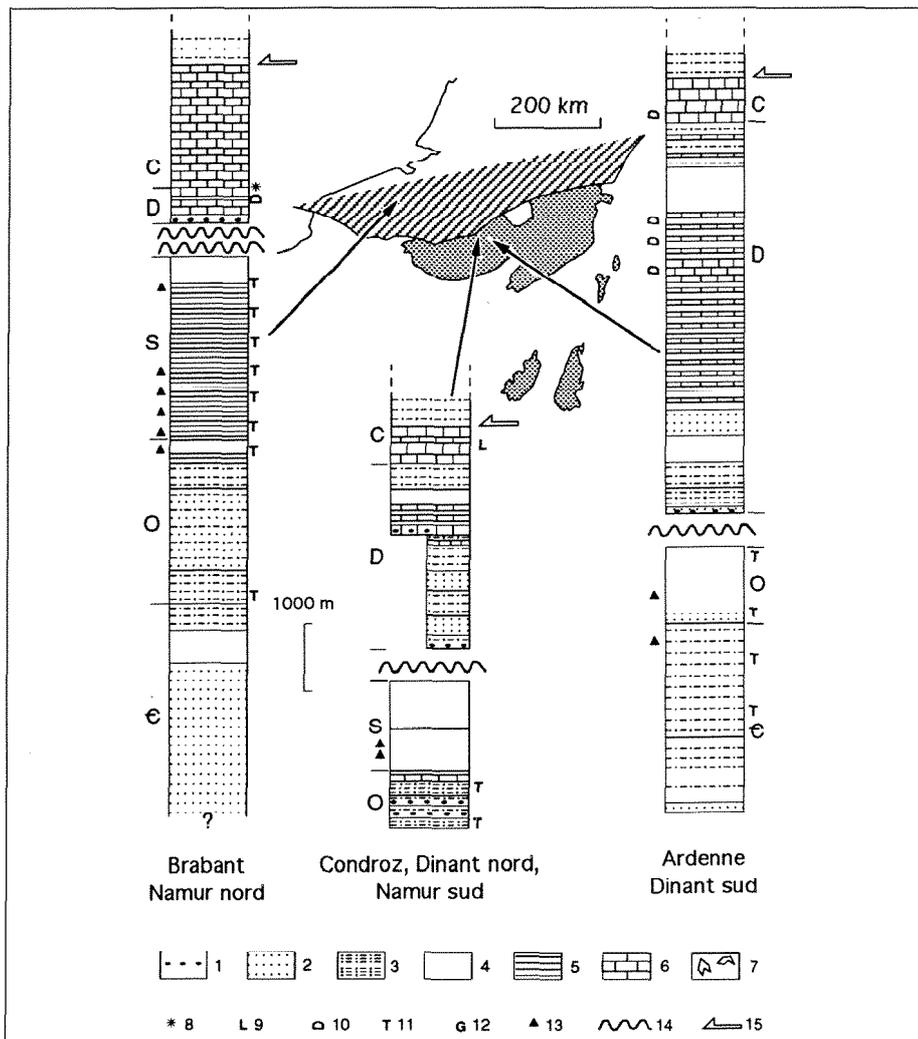


Fig. 5. – La sédimentation paléozoïque anté-namurienne dans le Nord de la France et la Belgique.

1 : conglomérats ; 2 : grès ; 3 : alternances argilo-gréseuses ; 4 : roches argileuses ; 5 : faciès euxiniques ; 6 : carbonates ; 7 : sédimentation chaotique ; 8 : évaporites ; 9 : cherts et lydienes ; 10 : milieux récifaux s.l. ; 11 : turbidites ; 12 : dépôts glacio-marins ; 13 : volcanisme ; 14 : événements tectoniques ; 15 : base des dépôts synorogéniques.

ε : Cambrien ; O : Ordovicien ; S : Silurien ; D : Dévonien ; C : Carbonifère.

Fig. 5. – Pre-Namurian Palaeozoic sedimentation in northern France and Belgium.

1: conglomerates; 2: sandstones; 3: interbedded clay-sandstone; 4: argillaceous rocks; 5: euxinic facies; 6: carbonates; 7: chaotic deposits; 8: evaporites; 9: chert and lydite; 10: reef s.l. environment; 11: turbidites; 12: glacio-marine deposits; 13: volcanics; 14: tectonic events; 15: base of synorogenic deposits.

ε : Cambrian; O : Ordovician; S : Silurian; D : Devonian; C : Carboniferous.

bassment de cette séquence n'affleure pas mais correspond vraisemblablement à un socle précambrien de type panafricain comme en témoigne l'héritage minéralogique et géochimique des volcanites paléozoïques et des sédiments cambriens (André 1991).

Dans le Brabant, les termes les plus anciens correspondent aux sédiments arénacés grossiers accompagnés de niveaux plus argileux et de quelques

intercalations volcaniques du Groupe de Tubize dont l'épaisseur, mal déterminée, atteint probablement plusieurs milliers de mètres (De Vos *et al.*, 1993). Le Groupe de Tubize n'a livré que des ichnofossiles (*Oldhamia*) mais il est surmonté par le Groupe de Oisquercq daté du Cambrien (limite Cambrien inférieur-Cambrien moyen) : il est donc rapporté au Cambrien inférieur et peut-être au Vendien pour sa partie inférieure. La suite de la succession cambrienne, datée

par des acritarches, contient essentiellement des roches argileuses ou argilomiacées, comme le Trémadoc inférieur à *Rhabdinopora flabelliforme* qui lui succède (Vanguetstaine, 1992) et qui est également connu dans le Condroz sous des faciès analogues.

En Ardenne, le Cambrien est représenté dans les massifs de Rocroi et de Stavelot par les épaisses successions de quartzites et de "phyllades" à acritarches des Groupes de Deville et de Revin dont la puissance cumulée est de 2 500 à 3 500 m. La partie supérieure du second comporte, à Stavelot, des niveaux rhyolitiques. Le Trémadoc n'est connu avec certitude que dans le massif de Stavelot (Salm 1) où des acritarches ont montré l'existence de Trémadoc supérieur au-dessus du Trémadoc inférieur à *Rhabdinopora flabelliforme*.

Les dépôts du Cambrien inférieur (Groupe de Deville) correspondent à des milieux de plate-forme qui montrent un approfondissement progressif. Au Cambrien moyen et supérieur, les "phyllades" noirs du Groupe de Revin témoignent de milieux de plate-forme profonde ou même de bassin bathyal avec mise en place sporadique de turbidites (Von Hoegen *et al.*, 1985). Les sédiments du Trémadoc sont interprétés soit comme représentant une séquence de delta progradant (Von Hoegen *et al.*, 1985) soit comme montrant une évolution depuis des dépôts de fond de bassin et de pente inférieure à turbidites vers des dépôts de pente et enfin de plate-forme (Lamens, 1986).

Dans toute cette première mégaséquence, les paléocourants paraissent être essentiellement dirigés vers le nord ou le nord-est.

Arenig-Caradoc inférieur

La deuxième mégaséquence est représentée dans l'ensemble des régions ; elle succède à une lacune bien établie dans le Brabant et le Condroz (Trémadoc supérieur et Arenig inférieur et moyen) et vraisemblablement de même ampleur dans le massif de Rocroi ; dans celui de Stavelot, l'Arenig pourrait manquer totalement ou en partie au sein du Groupe de la Salm entre les unités Salm 1 et Salm 2 (Servais *et al.*, 1993).

Les différentes formations ordoviciennes sont datées par des acritarches, des chitinozoaires et des graptolites (voir références in Servais *et al.*, 1993). Les faunes benthiques sont rares et les déterminations, souvent anciennes, ne permettent guère de comparaisons avec les faunes d'autres régions. Toutefois, dans le Condroz, les trilobites du Caradoc moyen (Fm. d'Oxhe) montrent de fortes affinités avec les faunes d'Angleterre, du Pays de Galles et du Sud-Est de l'Irlande qui constituaient une unité ("N.W. Europe terrane") alors séparée de l'ensemble nord-gondwanien (Dean, 1991).

De l'Arenig jusqu'au Caradoc, la succession est entièrement terrigène avec une épaisseur maximale voisine de 1 800 m dans le Sud du Brabant. Dans cette région, la sédimentation débute par des dépôts de plate-forme avec une forte subsidence à l'Arenig supérieur-Llanvirn basal (environ 1 100 m pour la Fm. de Tribotte) ; elle montre un approfondissement au Llanvirn et des faciès de turbidites (Fm. de Ittre) au Llandeilo supérieur-Caradoc basal.

Dans le Condroz, la succession, qui débute au Llanvirn par un microconglomérat (base de la Fm. de Huy), atteint le Caradoc mais sa stratigraphie détaillée reste encore mal connue ; son épaisseur, estimée à 800 m environ, est plus réduite que dans le Brabant.

En Ardenne, les roches pélitiques d'âge Arenig possible du massif de Stavelot (Salm 2) contiennent des intercalations volcaniques (Lamens et Geukens, 1985) et un faciès original, la coticule, qui correspondrait à des tuffs volcaniques métamorphisés (Keenan, 1986). Plus tard dans l'Ordovicien (Salm 3) les dépôts sont argilo-silteux à turbidites (Lamens, 1986).

L'unité Salm 3 du massif de Stavelot et l'unité RV5 du massif de Rocroi sont vraisemblablement contemporaines et d'âge Llandeilo à Caradoc basal. Elles représentent les derniers dépôts de l'ensemble "pré-calédonien" de l'Ardenne. Un hiatus stratigraphique (non dépôt et/ou érosion) correspondant à la fin de l'Ordovicien et à tout le Silurien les sépare des dépôts discordants de la base du Dévonien. Dans le Brabant et dans le

Condroz, la sédimentation se poursuit de manière apparemment continue jusqu'à la fin du Silurien.

Caradoc supérieur-Pridoli

L'Ordovicien supérieur du Brabant (Caradoc à Ashgill) comporte des sédiments pélitiques avec quelques niveaux riches en macrofaune (Grand-Manil, Fauqué) et un ensemble de laves, brèches et tufs dacitiques ("complexe volcanique du groupe de Fauqué") et des niveaux volcano-sédimentaires (Fm. de Gembloux). Dans le Condroz, les faunes benthiques de la Fm. de Fosses, d'âge ashgillien pré-Hirnantien, montrent très clairement des affinités avec celles du Pays de Galles, de l'Irlande et des régions balto-scandinaves et impliquent une nette séparation entre ces régions et celles de la bordure nord-gondwanienne ; les algues de cette même formation indiquent d'ailleurs des paléolatitudes tropicales (Sheehan, 1988 ; Lespérance et Sheehan, 1988 ; Poncet et Roux, 1990 ; Tourneur *et al.*, 1993). La partie supérieure de l'Ashgill (Hirnantien) est inconnue et on n'a jamais observé de dépôts influencés par la glaciation africaine fini-ordovicienne.

En l'absence pratiquement totale de faunes benthiques dans le Silurien du Brabant et du Condroz, dont la lithostratigraphie est en cours de révision, les attributions stratigraphiques reposent sur les graptolites, les chitinozoaires et les acritarches (voir Verniers et Van Grootel, 1991). La succession silurienne s'étend du Llandovery basal jusqu'au Ludlow supérieur, des niveaux à chitinozoaires du Pridoli étant même connus dans le forage de Rekkem. Elle atteint une épaisseur cumulée d'au moins 2 850 m dans le Brabant et d'environ 1 400 m dans le Condroz où le seul Ludlow supérieur paraît représenter plus du tiers de la séquence (Fm. de Colibeau estimée à 650 m). Dans le Brabant, l'essentiel de cette succession est constitué de turbidites qui se trouvent intercalées dans des niveaux d'hémipélagites laminées. Ces dépôts correspondent le plus souvent à des conditions euxiniques avec quelques brefs intervalles oxygénés. Les milieux de dépôt se situent en domaine épicontinental profond, au-dessous de l'action des tempêtes, et sans

doute même en domaine bathyal dans le Brabant. Les traces de courants indiqueraient une provenance des sédiments à partir du sud dans des fossés orientés E-W. ce que laissent également supposer des acritarches et spores remaniés (Martin, 1969 ; Verniers, 1983 ; Louwye *et al.*, 1992).

Cette succession silurienne contient à plusieurs niveaux les traces d'une activité volcanique (André *et al.*, 1986 ; André, 1991). Dans le Brabant, celle-ci se manifeste à plusieurs reprises, pendant le Llandovery puis à nouveau au début du Wenlock, sous la forme de coulées, de tufs et de volcano-clastites de composition souvent rhyolitique et, au début du Ludlow, avec des métabentonites d'origine lointaine. Dans le Condroz, douze niveaux volcaniques ou volcano-sédimentaires s'intercalent dans les dépôts du Llandovery supérieur et du Wenlock inférieur (Maes *et al.*, 1979).

L'interprétation géodynamique proposée à partir des caractères géochimiques de l'ensemble du volcanisme ordovicien et silurien (André *et al.*, 1986 ; André, 1991), et les données paléobiogéographiques, rappelées plus haut, suggèrent l'existence d'un microcontinent est-avalonien, détaché de l'ensemble gondwanien au Cambrien ou au Trémadoc et isolé par rapport aux unités paléogéographiques majeures à l'Ordovicien moyen et au Caradoc. Pendant l'Ordovicien supérieur et le Silurien inférieur, sa bordure nord-est présente des caractères de marge active, avec subduction vers le sud d'une plaque, encore mal connue, correspondant à une partie méridionale de Baltica ou à un élément est-avalonien septentrional. A partir de l'Ashgill, les faunes benthiques d'Est-Avalonia (en particulier du Condroz) montrent de nettes affinités avec celles de Baltica.

Les séries "pré-varisques"

Les séries paléozoïques "pré-varisques" reposent en discordance sur les formations antérieures plissées par les événements "calédoniens" ardennais et condruzo-brabançon. La sédimentation dévonienne et carbonifère se déroule dans un cadre paléogéographique nouveau qui succède à la formation de la

“chaîne calédonienne” du massif anglo-brabançon et du continent des Vieux Grès Rouges. L’histoire sédimentaire “pré-varisque” est marquée par une succession de transgressions et de régressions, la régression famennienne marquant une coupure majeure entre le Dévonien et le Carbonifère inférieur (fig. 4 et 5).

Le Dévonien

Le Dévonien inférieur n’est représenté que dans les synclinoria de Dinant-Verviers et de Neufchâteau-Eifel. La transgression débute probablement au Pridoli à la bordure SW du massif anglo-brabançon (Liévin ; Racheboeuf éd., 1986), atteint le massif de Rocroi au début du Lochkovien et le Condros au Stavelot au Lochkovien supérieur (Stee-mans, 1989). Les dépôts, conglomératiques et arénacés à la base, deviennent ensuite franchement marins avec des faciès argileux ou arénacés. La répartition de ces faciès de plate-forme, plus arénacés et parfois conglomératiques au nord, plus argileux et carbonatés au sud, indique une provenance septentrionale des apports terrigènes. La subsidence est active, en particulier au sud où le Dévonien inférieur peut atteindre 8 000 m d’épaisseur (Von Winterfeld et Walter, 1993). A l’Emsien supérieur, des sédiments arénacés souvent rouges et des conglomérats (Burnot) traduisent un événement régressif.

Pendant le Dévonien moyen, une nouvelle poussée transgressive se développe : à l’Eifélien, elle dépasse la Bande du Condros et atteint une partie sud du Synclinorium de Namur ; au Givétien, elle gagne encore dans cette région et recouvre également la Campine ; enfin au Frasnien, les dernières parties du Brabant sont à leur tour submergées. Au cours de cette période, l’importance des dépôts carbonatés augmente et atteint son plein développement ; les faciès récifaux de l’Eifélien et surtout du Frasnien font de l’Ardenne une région de référence pour l’étude des récifs dont les différents types permettent, avec les faciès qui leur sont associés, de préciser la paléogéographie détaillée de la plate-forme marine (voir Tsien, 1980, 1988 ; Monty *et al.*, 1982 ; Dreesen *et al.*, 1985 ; Boulvain, 1993).

Dans les régions septentrionales (Namur et Dinant-nord), les faciès terrigènes des “Schistes de la Famenne” puis des “Psammites du Condros” marquent une régression qui fait émerger une partie du Brabant. Cette régression se traduit également par des faciès rythmés à intercalations de dolomies d’origine évaporitique et par la succession d’environnements tidaux, lagunaires et alluviaux (Thorez et Dreesen, 1986). Vers le sud, les dépôts arénacés et carbonatés restent franchement marins avec localement des turbidités terrigènes. La paléogéographie du Famennien paraît correspondre au soulèvement de l’axe du massif du Brabant au nord et à l’affaissement subsident des régions méridionales (Paproth *et al.*, 1986).

Le Carbonifère

Après le maximum de la régression pendant le Famennien supérieur, une sédimentation de plate-forme se réinstalle à partir du Famennien terminal et durant le Tournaisien, avec trois poussées transgressives. Les dépôts sont, pour l’essentiel, carbonatés avec des apports terrigènes très limités. Dans les bassins de la Campine, de Namur et de Dinant se développent localement des régions très subsidentes (“auge hennuyère”, “auge de Dinant”) séparées par des hauts-fonds ou même des zones émergées (Brabant, Boose-le-Val-Dieu). Après une régression à la fin du Tournaisien, les étapes successives de la transgression viséenne ne laissent plus émerger que les îles de l’archipel du Brabant et s’accompagnent du développement général de la sédimentation carbonatée ; au sud-est du Brabant, dans l’épaisse série de l’auge hennuyère, on note l’existence d’importants niveaux évaporitiques, de slumps géants et de brèches.

La fin du Viséen montre un passage des faciès carbonatés à des faciès terrigènes et des lacunes accompagnant une régression. Ce changement annonce la mise en place, au Namurien et au Westphalien, de la “molasse silésienne” dont les sédiments terrigènes souvent grossiers et épais, alimentés depuis le sud et le sud-est par l’érosion de reliefs varisques, se déposent en concordance

sur le Viséen dans un vaste bassin houiller paralique.

Massif armoricain

Dans le Massif armoricain, la sédimentation paléozoïque s’installe en deux étapes sur la chaîne cadomienne érodée dont les granodiorites tardives sont datées à 540 Ma (fig. 6 et 7) :

- la première étape, au Cambrien (voir références in Doré, 1994), ne concerne que la Normandie et la Vendée et se termine par une émergence (au moins dans la première région),

- la seconde, à l’Ordovicien inférieur, intéresse, du Cotentin à la Vendée, toutes les régions armoricaines, où elle installe durablement une sédimentation marine (voir Lardeux *et al.*, 1977 ; Paris et Le Hérissé, 1992 ; Le Corre *et al.*, 1992 ; Keppie éd., 1994).

Cambrien

En Normandie, les premiers dépôts cambriens correspondent à l’épandage continental des produits de l’érosion de la chaîne cadomienne. Le reste de la succession, variable selon les régions, est constitué de dépôts fluvio-deltaïques et marins peu profonds. Cette sédimentation, à dominante terrigène, comporte, au Cambrien inférieur, des dépôts carbonatés à algues, stromatolites et, localement (Carteret, Cotentin) à archéocyathes et trilobites d’âge atdabanien (voir Pillola, 1993). D’autres attributions stratigraphiques précises sont impossibles en l’absence de fossiles déterminants. Au cours du Cambrien, le domaine de la sédimentation marine se réduit progressivement et on aboutit en plusieurs étapes à une émergence générale que traduit la “lacune normande” qui sépare le Cambrien de l’Ordovicien.

La succession cambrienne montre des variations de puissance considérables, les épaisseurs maximales se localisant au nord, dans le Cotentin, où le seul Cambrien inférieur atteint 2 100 m (Le Rozel) et au sud-est, dans le Maine, où l’ensemble du Cambrien est représenté par 2 500 à 3 000 m de sédiments. Dans ces deux régions à subsidence maximale, une activité volcanique inten-

	COTENTIN		Synclinorium de CHATEAULIN	ANCENIS
	CARBONIFÈRE	Viséen	Regnéville	Pont de Buis
			Kerroch	d'Ingrandes
Tournaisien		Robillard	Kertanguy	"CULM"
			Kermerrien	?
Famennien		?	Zorn	calcaires
Frasnien			Traonlors	lydiennes calcaires
Givetien			Kergarvan	Grès à Psiloph. Chalonnais
Eifelien			Gr. de Troaon	Le Valet
Emsien			Neun ar C'hrank	La Grange
Praguien		Pont aux Bouchers	Le Faou	calcaires
DEVONIEN	Lochkovien	Néhou	L'Armorique	?
		La Haye du Puits	Landévennec	
	410-410	St Germain sur Ay	Plougastel Lostmarc'h	?
	Prudol			schistes micacés
SILURIEN	Ludlow	St Sauveur le Vicomte	La Tavelle	ampélites
	Wenlock			phthanites
ORDOVICIEN	Llandovery	grès culminant		
	435	pélites à frag.	Le Cosquer	pélites à frag.
			Rosari	?
	Caradoc	La Sangsurière	Kermeur	Groupe du Fresne
	Llandello	Mont de Besneville		
		Urville	Postolonrec	
	Llanvirn	Moitiers d'Allonne		
	Arenig	Grès armoricain	Grès armoricain	Moulin de Chateaupanne
			Cap/Chèvre	
	Tremadoc			
CAMBRIEN	500			
	Supérieur			
	Moyen			
	Inférieur	Sch. grès rouges Le Rozel Couville St Germ. le Gaillard		
540				
	Briovérien	Briovérien	Gr. des Mauges	

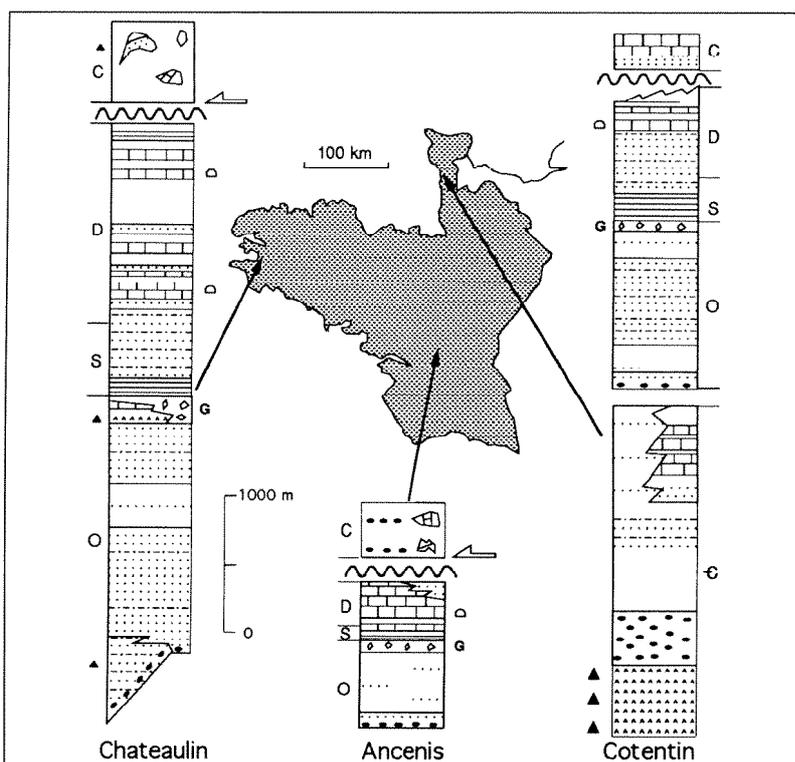


Fig. 7. - La sédimentation paléozoïque anté-namurienne dans le Massif armoricain (mêmes symboles que fig. 5).

N.B. La succession du Domaine de la Loire (Ancenis) est reconstruite à partir d'olistolithes.

Fig. 7. - Pre-Namurian sedimentation in the Armorican Massif. (See fig. 5 for symbols).

N.B. The succession in the Loire Domain (Ancenis) has been reconstructed from olistoliths.

Fig. 6. - Les formations paléozoïques anté-namuriennes du Massif armoricain. (mêmes symboles que fig. 4).

Fig. 6. - Pre-Namurian Palaeozoic formations of the Armorican Massif. (See fig. 4 for symbols).

se, qui coïncide avec les axes de subsidence maximale, précède ou accompagne la sédimentation cambrienne. Elle se traduit par la mise en place de laves et surtout d'ignimbrites et de coulées pyroclastiques que leur chimisme apparente aux granodiorites tardi-cadoмиennes (Le Gall, 1993). La sédimentation cambrienne de Normandie apparaît ainsi comme contrôlée par des fossés volcano-tectoniques étroits soumis à une forte distension ("rifting"), localisés le long de structures héritées de l'histoire cadoмиenne antérieure.

En Vendée, seule autre région du Massif armoricain où une succession

cambrienne a pu être datée, le Cambrien moyen à trilobites paradoxidés repose en discordance sur le Briovérien des Mauges. Les sédiments terrigènes (environ 900 m) sont accompagnés de rhyolites et d'ignimbrites. Plus au sud, dans le Synclinorium de Chantonay, une succession de même nature (dépôts terrigènes et rhyolites) atteint 1 500 à 2 500 m d'épaisseur et comporte vraisemblablement du Cambrien supérieur (Ters in Nicot et Rolin, 1980). Enfin, sur la côte vendéenne, les séries métamorphiques des Sables d'Olonne et de Sauveterre (2 250 m) pourraient être les équivalents du Cambrien de Chantonay.

Ordovicien - Silurien - Dévonien

A l'Ordovicien inférieur, la deuxième étape de la transgression paléozoïque intéresse tout le Massif armoricain et y instaure une sédimentation marine qui se poursuivra sans hiatus important jusqu'au Dévonien supérieur (fig. 6 et 7).

Les caractères sédimentaires et fauniques de ce Paléozoïque anté-varisque conduisent à distinguer deux ensembles dont la limite actuelle correspond à la ligne Pointe du Raz-Angers. Du Nord du Cotentin jusqu'au flanc nord du Synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes

inclus, s'étend le Domaine Médio-Nord Armoricaïn (DMNA) qui montre une grande cohérence à partir de la transgression ordovicienne (Paris et Robardet, 1977). Au sud, le Domaine de la Loire regroupe des unités (Synclitorium de Saint-Julien-de-Vouvantes, Synclitorium d'Anceïn) dont le Paléozoïque anté-varisque présente des faciès originaux, bien différents de ceux du DMNA.

Plus au sud encore, la succession paléozoïque de Vendée reste mal connue en raison de la rareté des niveaux fossilifères (voir Colchen et Poncet, 1994).

Domaine Médio-Nord Armoricaïn (DMNA)

Ordovicien

Dans une partie des régions demeurées à l'écart de la sédimentation cambrienne, les dépôts ordoviciens (voir références in Babin *et al.*, 1976 a et b ; Hammann *et al.*, 1982 ; Robardet *et al.*, 1994) débutent localement par des séries rouges continentales et deltaïques, discordantes sur le Briovérien dont la partie supérieure pourrait, en Bretagne, être d'âge cambrien. Cette sédimentation initiale (de 0 à 800 m) est accompagnée d'effusions acides et de niveaux volcanoclastiques (465 ± 1 Ma). Des séries analogues existent dans le nord de la Bretagne et dans le sud du Cotentin où la Formation de Hyenville appartient bien à l'Ordovicien inférieur et non au Dévonien supérieur (Perroud *et al.*, 1984).

L'extension des dépôts arénacés de la Formation du Grès armoricaïn traduit, à l'Arenig, la généralisation de la transgression marine. Cette formation présente, dans tout le DMNA, des faciès littoraux à *Cruziana* et parfois tidaux à *Skolithos*, soumis à l'action des courants, des vagues et des tempêtes ; les variations d'épaisseur, de quelques mètres à 700 m, indiquent une subsidence différentielle.

A partir de l'Arenig supérieur et du Llanvirn inférieur, les dépôts argileux sombres du "biofaciès à *Neseuretus*" marquent dans tout le DMNA le maximum de la transgression ordovicienne. Dans ces dépôts où les graptolites et les chitinozoaires permettent les attributions stratigraphiques les plus précises, les faunes benthiques restent peu diversi-

fiées. Dans la succession argileuse du Llanvirn, de brefs hiatus sédimentaires sont soulignés par des niveaux de minerai de fer oolithique à galets phosphatés.

En Bretagne, la sédimentation argileuse persiste jusqu'à l'extrême base du Caradoc alors que, plus au nord, dans le Cotentin et la région de Caen, des dépôts arénacés s'installent dès le début du Llandeilo. Au cours de cette période, la distribution géographique des faciès et des faunes de trilobites et de brachiopodes montre l'existence d'un gradient bathymétrique (Henry, 1989 et références citées) correspondant à un approfondissement vers le sud (dans la position actuelle du DMNA).

La sédimentation arénacée, amorcée dès le Llandeilo en Normandie, s'y poursuit au Caradoc. Elle apparaît à cette période dans les autres régions avec des dépôts à caractère littoral, le plus souvent surmontés par des unités argilo-silteuses encore datées du Caradoc ; à Saint-Germain-sur-Ille, les faciès arénacés persistent jusque dans l'Ashgill. On connaît localement des calcaires de l'Ashgill en Normandie et dans le Finistère où ils sont associés à des coulées basiques et à des tufs.

La partie sommitale de l'Ordovicien correspond à des dépôts argilo-silteux à fragments, datés de l'Hirnantien supérieur (Paris in Babin *et al.*, 1988). Ces diamictites glacio-marines (Robardet et Doré, 1988) reposent le plus souvent directement sur du Caradoc : cette lacune résulte très vraisemblablement d'un non dépôt ou d'une érosion anté-hirnantienne due à la baisse du niveau marin liée à la glaciation africaine, en dehors de tout contexte tectonique.

A l'exception des formations rouges initiales, le détritisme ordovicien ne trouve pas son origine dans les formations régionales antérieures et celle-ci doit être recherchée dans un contexte paléogéographique beaucoup plus vaste (Doré, 1971). L'étude sédimentologique de la Formation du Grès armoricaïn a montré que l'essentiel des apports s'était effectué selon une direction Nord-Sud et que la source principale du détritisme de l'Ordovicien inférieur devait se situer au sud du Sahara (Durand et Noblet, 1986 ; Noblet et Lefort, 1990).

Silurien

Le Silurien médio-nord armoricaïn (voir références in Paris *et al.*, 1986, Dabard et Paris, 1986 ; Paris et Robardet, 1994) débute le plus souvent par des grès. Dans le Menez-Bélaïr, des ampélites interstratifiées dès leur base livrent des graptolites du Télychien, indiquant une lacune de la partie inférieure du Llandovery (Rhuddanien et Aeronien). Cette lacune, encore plus marquée dans la région de Laval et dans le Finistère (Babin *et al.*, 1988), pourrait également être liée à la glaciation gondwanienne qui persiste à cette époque en Amérique du Sud et en Afrique australe (Caputo et Crowell, 1985). Le Silurien du DMNA se caractérise par l'uniformité du faciès des ampélites à graptolites, à faunes exclusivement pélagiques. Cette sédimentation euxinique, qui caractérise l'ensemble de la Province nord-gondwanienne, résulte vraisemblablement d'une stratification persistante des eaux marines qui pourrait s'être mise en place lors de la fonte de l'inlandsis gondwanien. Ces milieux noirs du Silurien constituent des séries condensées (de 40 à 120 m), déposées en milieu peu profond comme l'indiquent certains organismes et la récurrence locale de niveaux gréseux. En Normandie, les conditions anoxiques persistent jusqu'au Pridoli ou même au Lochkovien basal. En Bretagne, le retour à des milieux oxygénés se produit au cours du Silurien supérieur avec les épais dépôts argilo-gréseux bioturbés du Ludlow ou du Pridoli (jusqu'à 300 m) qui traduisent une accélération de la subsidence et l'augmentation des apports arénacés.

Dévonien

Les séquences dévoniennes (voir références in Morzadec *et al.*, 1988 ; Morzadec et Racheboeuf, 1994) succèdent en continuité aux dépôts siluriens : l'augmentation des apports arénacés se généralise et se traduit par des formations gréseuses dont les faciès de plateforme, parfois tidaux, et les faunes benthiques sont très homogènes dans tout le DMNA. Cette sédimentation arénacée laisse place, au Lochkovien supérieur et au Praguïen inférieur, à des dépôts argilo-carbonatés qui comportent localement des lentilles récifales. Au

Praguien supérieur et à l'Emsien inférieur, on constate un retour à des faciès terrigènes. Dans toute cette partie inférieure du Dévonien, les faunes benthiques, de type "rhéna" caractéristique de faciès proximaux, sont nettement dominantes.

Le Dévonien moyen et le Dévonien supérieur sont inconnus en Normandie et dans le Synclinorium de Laval mais cette absence résulte vraisemblablement d'une érosion fini-dévonienne liée à la "phase bretonne" et précédant le dépôt des séries dinantiennes qui existent dans la deuxième unité où elles sont cartographiquement discordantes sur le Paléozoïque antérieur.

Plus à l'ouest, dans le Synclinorium du Ménez-Bélaire et dans celui de Châteaulin, la succession dévonienne se poursuit, avec des dépôts de plate-forme où l'on note le développement de récifs au Givétien supérieur. Aux dépôts terrigènes accompagnés de rares calcaires du Frasnien, succèdent, au Famennien inférieur, des calcaires et des schistes noirs à nodules déposés en milieu anoxique confiné dont l'équivalent est connu à la même période dans l'ensemble de l'Europe et en Afrique du Nord (niveaux à *Cheiloceras*). Enfin, le Famennien II a livré des spores d'âge emsien remaniées, ce qui indique qu'à la fin du Dévonien des niveaux de cet âge étaient, en d'autres régions, soumis à l'érosion ("phase bretonne").

Dans le Synclinorium de Châteaulin, on a mentionné à divers niveaux des traces d'activité volcanique rapportées au Lochkovien, à la limite Lochkovien-Praguien et à l'Emsien inférieur. Ces manifestations, parfois interprétées comme les indices d'une distension intraplaque, ont, dans l'état actuel des connaissances, une position stratigraphique encore incertaine et une extension géographique limitée qui ne nous permettent pas de considérer l'ouest du Massif armoricain comme réellement original au sein du DMNA.

Les régions sud-armoricaines : domaine de la Loire et Vendée

Le Domaine de la Loire regroupe des unités (Synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes, Synclinorium d'Ancenis) dont le Paléozoïque anté-

varisque correspond à des olistolites resédimentés dans des séries attribuées ou même localement datées du Carbonifère inférieur (Dubreuil, 1980, 1987). Dans l'unité de Saint-Georges-sur-Loire, la complexité structurale et le métamorphisme (Ledru *et al.*, 1986) rendent difficile l'étude du Paléozoïque.

Dans ce Domaine de la Loire (voir références in Lardeux et Cavet, 1994), l'Ordovicien inférieur ne montre pas les faciès typiques du DMNA que constituent le Grès armoricain et les formations du biofaciès à *Neseuretus* : il est représenté par les psammites à graptolites de l'Arenig dans l'unité de Saint-Julien-de-Vouvantes, les schistes et arkoses du Groupe de Bains-sur-Oust dans l'anticlinorium de Lanvaux et, au flanc sud de l'unité d'Ancenis, par les grès et siltites rouges à conodontes et brachiopodes inarticulés de la Formation du Moulin de Châteaupanne, directement discordante sur le Protérozoïque des Mauges.

La suite de la succession ordovicienne conserve son originalité avec, en particulier, dans le Llanvirn de l'unité d'Ancenis des faciès argileux à trilobites cyclopygidés beaucoup plus profonds que ceux du Domaine Médio-Nord Armoricain (Henry, 1989). L'Ordovicien supérieur reste mal connu ; dans l'unité d'Ancenis, des trilobites cyclopygidés sont encore présents dans le Caradoc et des faciès glacio-marins existent aux environs de Chalonnes-sur-Loire (Les Fresnaies).

Le Silurien, typiquement nord-gondwanien par ses "milieux noirs", se particularise toutefois au Llandovery par la présence constante de cherts noirs ("phtanites"). La suite de la succession ne montre pas l'augmentation des apports arénacés notée dans tout le DMNA à la partie supérieure du Silurien et au début du Dévonien. Dans cet intervalle de temps, on connaît ici des ampélites, et, à La Meignanne, le Pridoli et le Lochkovien correspondent à des calcaires noirs dont les faciès et les faunes de bivalves rappellent très étroitement le Bassin de Prague.

Dans la succession dévonienne que l'on peut reconstituer à partir des éléments ponctuels (olistolites), la quasi-

totalité des étages, du Lochkovien jusqu'au Famennien V, a été caractérisée par des faunes. Il s'agit essentiellement de dépôts argileux ou plus souvent carbonatés, sans apports terrigènes grossiers, à faciès distaux, avec toutefois, au Givétien le développement des grandes lentilles récifales du Calcaire de Chalonnes surmonté par des grès à Psilophytes. Dans leur ensemble, les faunes de type "hercynien", sont largement dominées par des groupes à distribution pélagique (dacryoconarides, conodontes, céphalopodes) ; les trilobites du Dévonien inférieur comprennent de nombreuses espèces connues en Bohême et en Montagne Noire.

Il existe ainsi, durant tout le Paléozoïque anté-varisque, un contraste frappant entre les deux ensembles actuellement contigus que constituent le Domaine Médio-Nord Armoricain et le Domaine de la Loire. Ce contraste avait été sous-estimé (Lardeux *et al.*, 1977) à une époque où la structure et la sédimentation chaotique du Synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes étaient mal connues. Par ailleurs, l'appellation de "Culm frasnio-dinantien" souvent utilisée dans l'unité d'Ancenis doit être abandonnée puisque les éléments datés du Frasnien sont maintenant interprétés comme des olistolites resédimentés dans un ensemble daté, par ses flores, du Viséen (voir Pelhate, 1994) et donc à peu près contemporain des dépôts qui, dans le DMNA, succèdent à la "phase bretonne".

On ignore la position qu'occupait, durant les temps paléozoïques anté-varisques, le domaine où se sont déposés les sédiments actuellement représentés par des olistolites dans le Domaine de la Loire dont les unités sont, en outre, limitées par des cisaillements majeurs, en particulier au contact avec le DMNA. Il est très vraisemblable que le domaine sédimentaire originel n'était pas contigu au DMNA. Le rapprochement des deux ensembles et leur juxtaposition au cours des temps varisques a dû entraîner la disparition de domaines intermédiaires. Dans le schéma paléogéographique proposé plus loin (fig. 15) la position du Domaine de la Loire reste donc très hypothétique.

Malgré de réels progrès (voir références in Colchen et Poncet, 1994) le

Paléozoïque de Vendée reste encore trop imparfaitement connu pour intervenir de manière décisive dans la présente analyse des régions sud-armoricaines. On peut toutefois noter que le volcanisme basalitique, de la Meilleraie, au coeur du Synclorium de Chantonnay, souvent attribué au Silurien, succède en fait à des niveaux fossilifères d'âge dévonien et d'autre part, qu'il existe sans doute en Vendée des formations à blocs et olistolites d'âge dinantien.

Sud de la France

Les formations paléozoïques, bien représentées dans le sud du Massif central, en Montagne Noire et dans les Pyrénées, sont également connues, grâce à des forages, sous le Mésozoïque et le Cénozoïque d'Aquitaine. Malgré sa complexité structurale, c'est la Montagne Noire (fig. 8) qui offre la succession la plus complète et la mieux définie du point de vue de la biostratigraphie (fig. 9 et 10).

Montagne noire

Le Paléozoïque anté-varisque de la Montagne Noire (Gèze, 1949) est compris dans des nappes de charriage à vergence S-SW qui se sont mises en place à la fin du Viséen (Arthaud, 1970). Celles-ci ne sont que peu affectées par le métamorphisme et les documents sédimentaires et paléontologiques bien conservés, en particulier dans le versant sud, permettent une stratigraphie précise et la reconstitution de l'évolution dynamique et paléogéographique de la région au

cours de la période anté-orogénique. Dans le versant sud de la Montagne Noire, on distingue deux domaines qui, à l'origine séparés, ont été imbriqués lors de la tectogenèse et de la sédimentation synorogénique, le domaine des nappes constituant l'autochtone relatif de celui des écaillés gravitaires de Cabrières. La polarité des apports terrigènes et la distance de leur source indiquent que les écaillés de Cabrières ont une origine plus septentrionale que les nappes (Engel *et al.*, 1982). En tenant compte des données provenant de ces deux domaines, on peut subdiviser l'histoire du Paléozoïque anté-varisque en trois périodes (voir Feist et Echlter, 1994).

Cambrien-Ordovicien inférieur

Après le démantèlement du socle cadomo-panafricain qui se traduit, à l'aube du Cambrien, par une épaisse série grésopélitique, des conditions stables de plate-forme épicontinentale se développent au sud et au sud-est du Massif central. Cette plate-forme est d'abord caractérisée, à l'Eocambrien inférieur, par des alternances grésocarbonatées dans lesquelles les premiers macrofossiles (hyolites, trilobites et archaeocyathes) indiquent le passage Atdabanien-Botomien. A l'Eocambrien supérieur, des carbonates massifs atteignent plusieurs centaines de mètres de puissance ; il s'agit pour l'essentiel de dolomies de sebkha montrant localement des figures paléokarstiques, de dolomies stromatolitiques et, en fin de série, de calcaires à trilobites (*Ferralsia*). Toute cette succession s'est déposée à faible profondeur et sous un climat chaud

(Courjault-Radé, 1985), comme les carbonates largement répandus à cette époque dans d'autres régions de la marge nord-gondwanienne, au Maroc, en Péninsule ibérique, en Sardaigne et dans les Taurides par exemple. Cette plate-forme n'est cependant pas homogène sur l'ensemble méridional du Massif central : les faciès les plus littoraux se situent au sud, alors que, vers le nord, la subsidence est de plus en plus forte (Courjault-Radé, 1988). Dans le Nord du Minervois et sur le versant nord de la Montagne Noire, des pentes instables se développent comme en témoignent des intercalations volcaniques à caractère distensif de laves rhyolitiques à affinités alcalines et tholéitiques. Vers le nord-ouest, les carbonates sont progressivement remplacés par des dépôts argileux euxiniques. Cet approfondissement et la présence de roches volcaniques basiques à pillows indiquent dans ces régions septentrionales un régime de distension qui est sensible, dans l'Albigeois, jusqu'à l'Ordovicien inférieur (Guérangé-Lozes et Burg, 1990). Au sud, la plate-forme carbonatée est progressivement submergée dès la fin du Cambrien inférieur par d'épaisses séries argileuses et arénacées qui s'accumulent au cours du Cambrien moyen et supérieur et la sédimentation arénacée se prolonge jusqu'à l'Arenig inférieur. Cette disparition, à l'aube du Cambrien moyen, de la sédimentation biochimique et son remplacement par des dépôts terrigènes ne paraît pas seulement refléter l'évolution des conditions géodynamiques locales puisqu'elle se produit de façon simultanée et quasiment identique dans l'ensemble du domaine méditerranéen.

Les argiles finement laminées qui se sont déposées, au début du Cambrien moyen, dans un bassin calme, relativement peu profond mais distal, sont célèbres pour leurs riches faunes benthiques, essentiellement de trilobites et d'échinodermes carpoïdes ("schistes à *Paradoxides*"), qui ont permis de très fines subdivisions biostratigraphiques (Courtessole, 1973). Des apports terrigènes plus grossiers se manifestent à partir du Mésocambrien supérieur (quartzites de Ferrals, Groupe grésopélitique de Barroubio), alternant avec des siltites qui comportent sporadiquement des lentilles éparses de calcaires

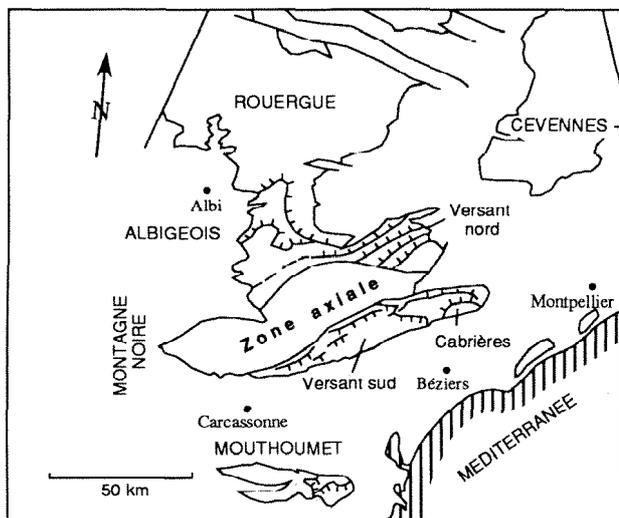


Fig. 8. — Les principales unités géologiques au sud du Massif central (d'après J. Guérangé-Lozes et J.P. Burg, 1990).

Fig. 8. — Major geological units of the southern Massif Central (after Guérangé-Lozes and Burg, 1990).

	MONTAGNE NOIRE			MOUTHOMET	PYRENEES ORIENTALES	PYRENEES BASQUES	AQUITAINE	
	versant nord	nappes du versant sud	Ecailles de Cabrières					
CARBONIFERE	Namurien		flysch	flysch	flysch	flysch	St Gery ?	
	Viséen			calc. à Productus	calcaires	calcaires	dolomies ?	
			St Nazaire	St Nazaire	lydiennes	lydiennes	lydiennes	
	Tournaisien							
DEVONIEN	360. Famennien		calc. griottes	calc. griottes	calc. griottes	calc. griottes	?	
	Frasnien		Coumiac	La Serre	carbonates	carbonates	grès	
	Givetien		Clapassous	Japhet			pélites, grès et carbonates	
	Eiffélien		Mt Peyroux	Izarne	calc. à chailles	et calc. à chailles	et	
	Emsien		Bissounel					
	Praguien		Rocs - Nègres	Falgairas	dolomies	pélites	dolomies	pélites
	Lochkovien							
	410 Prdoli							
SILURIEN	Ludlow	Murasson		Castelsec				
	Wenlock			Rouquette	calc. gréseux calcaires noirs et ampélites	calcaires noirs et ampélites	calcaires et ampélites	
	Llandoverly			Roquemallère				
	435			Gabian				
ORDOVICIEN	Ashgill			Grange du Pin	schistes troués	schistes troués	diamictites ?	
	Caradoc			Glauzy	grès et conglomérats	grès et conglomérats	St Martin du Bois	
	Llandailo				volcano-sédim. et volcanites ?	?	Série	
	Llanvirn						Avensac Caudecoste Caubon	
	Arenig	schistes noirs	Landeyran Foulon Cluse de l'Orb Maurerie	"schistes à gâteaux"	schistes et grès	de	Noaillan	
		volc. basiques	St Chinian				Moncrabeau	
	Tremadoc					Jujols	Bouglon	
	500						Aldudes	
	Supérieur	grès et schistes verts	Darneyre	"schistes lie-de-vin" ?	"schistes lie-de-vin" ?	?	Ste Marthe	
	CAMBRIEN	Moyen	schistes verts	Groupe de Barroubio		?	série	?
			Ferrals			de	marbres,	
		carbonates	Clamoux Orbiel				micaschistes,	
Inférieur		volcanites schistes et grès	Marcory ?			Canaveilles	gneiss	
540								

Fig. 9. - Les formations paléozoïques anté-westphaliennes du Sud de la France. (mêmes symboles que fig. 4).

Fig. 9. - Pre-Westphalian Palaeozoic formations of southern France. (See fig. 4 for symbols).

bioclastiques dont la fréquence augmente vers le haut. Dans cette série apparemment continue, les niveaux fossilifères les plus récents précédant la base de l'Ordovicien ont un âge Néocambrien inférieur (Feist et Courtessole, 1984). Par ailleurs les argilites à *Euloma* du Trémadoc inférieur surmontent différents termes du Groupe de Barroubio jusqu'au Cambrien moyen (Courtessole et al., 1988). Il paraît donc très probable que l'absence du Cambrien supérieur terminal résulte d'une émergence comme dans d'autres secteurs de la Province nord-gondwanienne (Destombes et Feist, 1987).

Au-dessus des pélites ferrugineuses et micacées, surmontées par les "Quartzites de la Dentelle", une épaisse série de pélites et siltites se dépose durant le Trémadoc supérieur et l'Arenig basal. La partie inférieure comporte quelques niveaux à grands nodules de calcaire limoniteux alors que, vers le haut, s'intercalent des bancs de grès et de quartzites riches en ichnofossiles parmi lesquels des *Cruziana*. La succession se caractérise par la présence de petits nodules siliceux comportant des lumachelles de trilobites, céphalopodes, gastéropodes et bivalves, faunes célèbres depuis les travaux de Thoral (1935). Des

niveaux de pélites sombres comportent des graptolites et des trilobites de grande taille, souvent entiers. L'environnement paraît correspondre à une plate-forme externe subsidente et ouverte au large comme l'indiquerait la présence, quoique rare, de trilobites réputés pélagiques tels que *Cyclopyge*, *Microparia* et *Aiglina*. La profondeur diminue provisoirement avec le dépôt des "Grès à lingules" dominés par des séquences de tempêtes (Courtessole et al., 1985) pour augmenter à nouveau lors de la sédimentation des "Grès de Foulon" et des "Schistes de Landeyran", riches en graptolites et en trilobites, dont certains sont aveugles (Dean, 1966 ; Dabard et Chauvel, 1991). Ce faciès, qui constitue dans les nappes le terme anté-dévonien le plus élevé, a son équivalent à la base de la série des écailles de Cabrières (Bérard, 1986). Celui-ci se différencie toutefois par la présence de gros nodules fossilifères à structure cone-in-cone ("gâteaux") qui ne sont connus ailleurs que sur le versant nord de la Montagne-Noire. Ces nodules contiennent, à côté de grands asaphidés, des *Microparia* réputés mésopélagiques, indiquant la contiguïté de l'aire de dépôt avec un espace océanique.

L'histoire sédimentaire du Cambrien à l'Ordovicien inférieur correspond globalement à un régime de distension dans un domaine de sédimentation où la répartition des faciès et des faunes indique que la profondeur augmente vers le nord, probablement en direction d'un espace océanique. Au cours de cette période se produit, notamment pour les trilobites, une évolution des affinités fauniques (voir Feist et Courtessole, 1984 ; Destombes et Feist, 1987 ; Pillo-la, 1990, 1993). Au Cambrien inférieur, la Montagne-Noire, comme la Normandie, l'Espagne, le Maroc et la Sibérie, appartient à une partie de la province à bigotinidés où les olenellidés, éléments typiques de Laurentia et Baltica, sont absents. Certaines affinités fauniques avec Baltica persistent jusqu'au Cambrien moyen avec la présence de paradoxidés répandus de la Scandinavie jusqu'au Maroc. Toutefois, la présence, avec une grande diversité, de solenopleurosidés et de conocoryphidés est un caractère propre aux régions méditerranéennes. Aux derniers paradoxidés de la

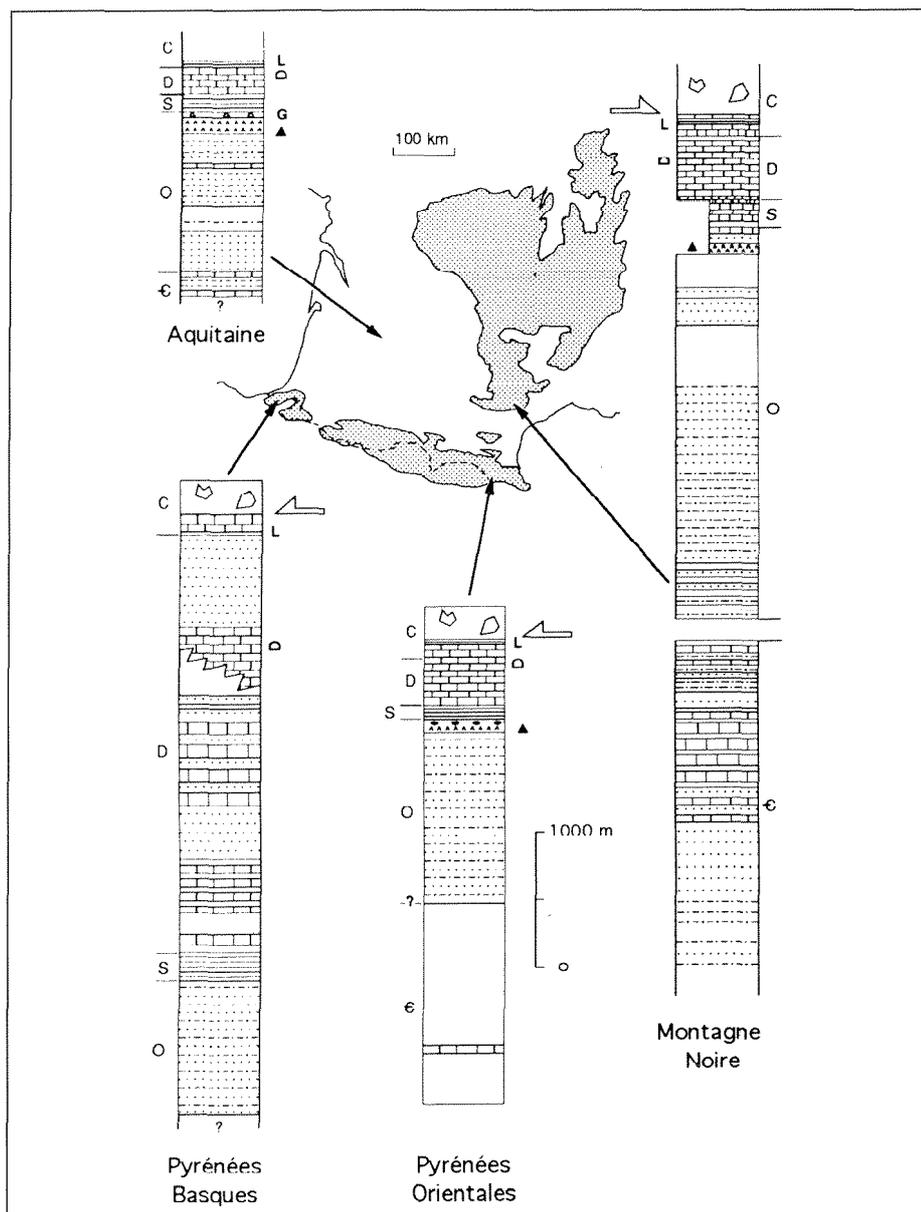


Fig. 10. – La sédimentation paléozoïque anté-varisque du Sud de la France (mêmes symboles que fig. 5).

N.B. L'épaisseur des formations d'Aquitaine, évaluée à partir des forages, est vraisemblablement sous-estimée.

Fig. 10. – Pre-Variscan Palaeozoic sedimentation in southern France.

(See fig. 5 for symbols).

N.B. the thickness of the Aquitaine formations, assessed from borehole data, is probably underestimated.

fin du Cambrien moyen sont associés des formes asiatiques telles que *Chelidonocephalus*, typique du Cambrien moyen d'Iran. Au Cambrien supérieur, les associations de trilobites de la Montagne Noire sont exclusivement composées d'éléments gondwaniens comme les dalmesellidés, les kaolishanidés et certains aphelaspidinés qui ont d'étroites affinités avec les faunes d'Iran, du Kazakhstan, de la Chine, de la Corée, de

l'Australie et de l'Antarctique ; aucun élément de la faune à olenidés du nord de l'Europe et du Pays de Galles n'est connu en Montagne Noire. Tout ceci traduit une différenciation paléobiogéographique entre les régions nord-gondwaniennes et celles de Baltica et d'Avalonia. A l'Ordovicien inférieur, les différences avec Baltica s'accroissent. En revanche, les faunes avaloniennes du Pays de Galles (Fortey et Owens, 1987)

et du sud de l'Irlande comportent à l'Arenig un certain nombre de genres considérés comme gondwaniens tels que *Ormathops*, *Colpocoryphe*, *Neseuretus*, *Selenopeltis* et *Hanchungolithus*, présents en Montagne-Noire où toutefois un tiers des genres, notamment *Birmanites*, *Ceraurinella*, *Kodymaspis*, *Taihungshania*, ne sont connus que dans l'ensemble nord-gondwanien (Bérard, 1986). Ces données interviennent dans les discussions sur les relations entre Avalonia et Nord-Gondwana à l'Ordovicien (voir plus loin).

Ordovicien moyen - Silurien

A l'exception du versant nord de la Montagne-Noire où le Silurien existe à Murasson (Thoral, 1935), il n'existe dans les nappes aucun dépôt correspondant à l'intervalle de temps compris entre l'Arenig inférieur et le Dévonien basal. Par contre, l'Ordovicien moyen et supérieur et le Silurien sont bien représentés dans les écaillles de Cabrières qui ont, de ce fait, une grande importance pour la reconstitution de la succession stratigraphique et de l'évolution paléogéographique de la région. L'absence de ces niveaux dans les nappes du versant sud est interprétée comme résultant, à la fin du Silurien, de leur érosion sur des blocs basculés.

Dans les écaillles de Cabrières, l'Arenig inférieur est surmonté par une série volcano-sédimentaire qui comporte, de bas en haut (Gonord *et al.*, 1964) : (1) des brèches pyroclastiques emballées dans une matrice argileuse, des tufs et des laves rhyolitiques ; (2) des andésites et des trachytes à sanidine ; (3) des argilites et des grauwackes. L'absence de structures en coussins et l'allure des roches sont en faveur d'un volcanisme aérien. Cette série est surmontée par des niveaux fossilifères du Caradoc mais son âge et son extension dans l'intervalle Arenig-Caradoc inférieur ne peuvent être précisés. Il n'est pas non plus clairement établi si ce volcanisme calco-alcalin prolonge le régime distensif de la période précédente ou s'il représente un volcanisme de marge active ou d'arc.

La transgression caradocienne, généralisée dans le domaine méditerranéen, se traduit en Montagne Noire par des grès et des quartzites ferrugineux à

niveaux de poudingue. La présence de trilobites homalonotidés et phacopidés confirme la très faible profondeur du milieu de dépôt. Dans l'Ashgill inférieur, des petits bancs de carbonates bioclastiques à lumachelles alternent avec des marnes. La faune est riche et diversifiée avec en particulier des brachiopodes, des bryozoaires et des cystoïdes (Dreyfuss, 1948). Les associations de brachiopodes (Havlicek, 1981) comportent, à côté de genres typiquement nord-africains (*Tafialtia*, *Protomendacella*) et méditerranéens (*Drabovia*, *Aegiromena*, *Svobodaina*), des formes avaloniennes et baltes (*Nicolella actoniae*, *Dolerorthis*, *Leptaena*, *Porambonites*). L'Ashgill terminal, caractérisé dans les régions voisines (Chaînes Ibériques, Sardaigne, Aquitaine) par des dépôts glacio-marins, n'est pas connu en Montagne Noire où cet intervalle pourrait correspondre à une lacune.

Dans le Silurien des deux versants de la Montagne Noire, les ampélites à graptolites sont bien représentées. La plupart des zones de graptolites y ont été reconnues du Llandovery jusqu'au Pridoli (Chaubet, 1937). Le Llandovery est caractérisé par des ampélites à gros nodules de calcaires marneux à septaria et à conodontes (zone à Celloni). Les dépôts carbonatés augmentent au Wenlock sous forme de bancs marneux ou de nodules et prennent de plus en plus d'importance par rapport aux sédiments argileux. Ces calcaires comportent des lumachelles d'orthocères et de graptolites alors que les marnes, plus claires, sont très riches en ostracodes, brachiopodes, trilobites et bivalves étroitement apparentés aux faunes contemporaines de Bohême. Au Ludlow, les carbonates prédominent avec des calcaires carburés en plaquettes, se disposant souvent en grosses miches concentriques, riches en graptolites, ostracodes, cardioles et orthocères. A partir du Ludlow terminal, les calcaires argileux sombres admettent de fines passées à quartz roulés et à muscovites corrodées dont l'importance augmente progressivement. Au Pridoli, des schistes sableux qui contiennent les derniers graptolites (zone à Perner) et des calcaires dolomitiques gréseux finement rubanés à *Scyphocrinites* passent à des calcaires gris en plaquettes comportant plus de 25 % de quartz détritique ; les faunes, exclusivement benthiques, indi-

quent alors un milieu néritique peu profond et bien oxygéné. Au passage Silurien-Dévonien, les conodontes montrent la continuité de la sédimentation (Feist et Schönlaub, 1973, 1974).

L'intervalle Ordovicien moyen-Silurien terminal contraste, par rapport à la période précédente, par la puissance extrêmement faible de la succession qui atteint à peine 400 m dont 150 m pour la seule série volcano-sédimentaire. En outre, la partie terminale du Silurien est marquée par la disparition des milieux euxiniques et par l'augmentation progressive des apports terrigènes. Ceux-ci proviennent du nord et indiquent, dans cette direction, l'existence de terres émergées soumises à l'érosion. La découverte de grenats, de zircons anatectiques, de fragments de laves et de schistes carburés dans les niveaux de base du Dévonien des nappes indique en effet une source métamorphique proche, vraisemblablement située plus au nord ou au nord-ouest, dans le Massif central (Quémart *et al.*, 1993). Certains éléments détritiques pourraient toutefois provenir de l'érosion fini-silurienne de dépôts post-Arenig. Il y a donc, par rapport à la période Cambrien-Ordovicien inférieur, une inversion de la polarité des apports et du gradient bathymétrique du domaine de sédimentation.

Dévonien - Carbonifère inférieur

Les dépôts dévoniens et dinantiens se rencontrent uniquement sur le versant sud de la Montagne Noire. Leur succession, presque entièrement carbonatée (Feist, 1985), atteint une puissance totale d'environ 700 m. Dans les écaillés de Cabrières la transgression éo-dévonienne s'annonce dès le Silurien terminal ; dans les nappes, elle se traduit au Lochkovien inférieur par des dépôts qui surmontent en faible discordance divers terrains d'âge Arenig à Eocambrien supérieur. Cette transgression marque le début d'une période d'environ 70 millions d'années où la sédimentation se développe apparemment sans lacune dans un domaine marin ouvert vers le sud ; la distribution des faciès montre clairement que la source des apports et les domaines les moins profonds se situent vers le nord.

Dans les nappes, la base du Dévonien est constituée de faciès terrigènes,

avec conglomérats, oolites ferrugineuses et grès d'environnement deltaïque ; on passe ensuite à des dolomies précoces déposées en milieu supra à intertidal, lagunaire pré-évaporitique (pseudomorphoses de gypse et dépôts de barytine), puis à des dolomies tardives (Lochkovien et Praguien). A l'Emsien, des dépôts marno-calcaires à cherts et à polypiers et brachiopodes silicifiés de plate-forme néritique sont suivis par des faciès pélagiques caractérisés par la présence de "mud-mounds" et de turbidites bioclastiques à la fin du Dévonien inférieur. Durant le Dévonien moyen et le début du Dévonien supérieur, les faciès argileux et carbonatés correspondent à des sédiments déposés sur une plate-forme externe accidentée par des seuils sous-marins à sédimentation de calcaires argileux noduleux, riches en encroûtements d'oxydes de fer et de manganèse, et par des dépressions à dépôts argileux à silixites. Les calcaires "griottes" à céphalopodes du Famennien et les radiolarites riches en carbone organique et en phosphate du Tournaisien correspondent à des conditions de plate-forme externe distale et de talus.

Dans les écaillés de Cabrières, la succession dévonienne et dinantienne, également carbonatée, paraît s'être déposée en milieu moins profond et plus littoral. Les apports terrigènes du début du cycle transgressif, plus précoces, persistent plus longtemps. Le passage des faciès de plate-forme interne, où dominent les colonies de tabulés et de stromatoporoïdés, avec localement des récifs à *Amphipora* et à *Stringocephalus*, à des dépôts plus externes et plus profonds ne se produit pas avant la fin du Dévonien moyen. Au Frasnien, la sédimentation en milieu réducteur, voire sapropélique, est épisodiquement perturbée par des tempestites apportant des coquilles du benthos peu profond (Feist et Klapper, 1985). Des aires émergées et des sédiments oolithiques formés à très faible profondeur sont encore connus au passage Dévonien-Carbonifère (Feist et Flajs, 1987). De même, les lydiennes du Tournaisien se distinguent par la faible importance des radiolarites et par leur richesse en débris végétaux (Galtier *et al.*, 1987). Enfin, des dépôts de plate-forme carbonatée persistent au Viséen inférieur et moyen dans ce domaine des écaillés de Cabrières avec des "récifs à

Productus", des grès et des marnes (Vachard, 1977) alors que la sédimentation syn-orogénique a commencé, dans le domaine des nappes, avec la mise en place de turbidites calcaires dès le début du Viséen.

Cette sédimentation syn-orogénique contemporaine de la mise en place des nappes, et dont l'épaisseur totale dépasse 4 000 m, se poursuit, à partir du milieu du Viséen supérieur avec le flysch silico-clastique puis le "wildflysch de Cabrières" qui est alimenté en olistolites jusqu'au début du Namurien (Engel *et al.*, 1982 ; Feist et Galtier, 1985).

Pyrénées

Les séries paléozoïques (fig. 9 et 10) sont bien représentées sur toute la longueur de la chaîne pyrénéenne où elles affleurent dans la zone axiale ou "Haute Chaîne" et dans les massifs anciens de la zone nord-pyrénéenne (*in* : Barrouquère *et al.*, 1983 ; Bourrouilh, 1983 ; Crilat, 1983 ; Raymond, 1983 ; Majesté-Menjoulas *et al.*, 1992). Leur étude y est toutefois compliquée par l'évolution "alpine" qui a ajouté ses effets à ceux de l'orogénèse varisque.

Pyrénées orientales et centrales

Les termes les plus anciens de la succession paléozoïque reposent en discordance sur un socle cadomien fortement métamorphique, daté dans le Canigou et dans l'Agly. Dans la partie orientale des Pyrénées, la partie inférieure de la succession comporte, en ordre ascendant :

- la Série ou Groupe de Canaveilles (2 000 à 4 000 m), à faciès terrigènes variés, à niveaux carbonatés et à intercalations volcaniques ;

- la Série ou Groupe de Jujols (1 000 à 2 000 m) à lithologie plus monotone d'alternances argilo-gréseuses.

En l'absence de données paléontologiques, l'âge de ces deux ensembles reste discuté, les attributions stratigraphiques proposées étant fondées sur des analogies de faciès avec les séries des régions voisines, en particulier celles de la Montagne Noire (voir Cavet, 1957 ; Laumonier, 1988).

Dans les Pyrénées centrales, la partie inférieure, anté-Caradoc, de la succession paléozoïque est encore moins bien connue mais semble globalement de même type.

Dans toutes les régions orientales et centrales des Pyrénées, les premières formations paléozoïques véritablement bien datées par leurs faunes de brachiopodes, trilobites, cystoïdes et localement de conodontes appartiennent à l'Ordovicien supérieur. Leur succession débute par des formations gréseuses et même conglomératiques du Caradoc auxquelles succèdent des faciès argileux et carbonatés ("Schistes troués" de la littérature) appartenant à l'Ashgill (voir références *in* Hammann *et al.*, 1982). Cette séquence, dont l'épaisseur semble, en général, de quelques centaines de mètres, pourrait atteindre 1 000 m dans une partie des Pyrénées centrales (*cf.* Bouquet *in* Majesté-Menjoulas *et al.*, 1992 fig. 2). Elle comporte, au moins localement, des niveaux volcaniques basiques et volcano-sédimentaires (Calvet *et al.*, 1988). Par ses faciès et par ses faunes, elle s'apparente à l'Ordovicien supérieur de la Montagne Noire.

Comme dans toutes les régions nord-gondwaniennes, le Silurien est caractérisé par des faciès ampéliteux, accompagnés, dans leur partie supérieure, par des nodules et des niveaux de calcaires noirs. Les faunes de graptolites se succèdent du Llandovery au Ludlow supérieur ; les conodontes extraits des niveaux calcaires montrent l'existence du Pridoli et, en plusieurs localités, un passage continu au Lochkovien (Dégardin, 1988).

Les successions dévoniennes (voir références *in* Bodin, 1988 ; Majesté-Menjoulas *et al.*, 1992) diffèrent d'une région à l'autre : leurs faciès sont organisés en zones isopiques, d'orientation grossièrement est-ouest, dont la proximité actuelle dans le sens nord-sud paraît surtout due à la tectonique varisque. Ces successions ont toutefois en commun de présenter des épaisseurs totales relativement modestes (de 300 m à 500 m environ) et d'être constituées de dépôts de plate-forme terrigènes fins et carbonatés où les faunes benthiques sont bien représentées dans les régions les plus septentrionales. Les carbonates, parfois

récifaux, se développent selon les régions au Praguien, à l'Emsien, au Givétien et au Frasnien. Au Givétien supérieur et surtout au Frasnien inférieur et moyen, les régions sud des Pyrénées centrales se singularisent par des séries argilo-gréseuses épaisses (500 à 700 m), à caractère parfois turbiditique (série des Agudes, série de Sia).

La partie terminale du Dévonien est, de manière assez uniforme, caractérisée par les "calcaires griottes" du Famennien auxquels succèdent des niveaux carbonatés à intercalations de lydiennes datés du Tournaisien et du Viséen inférieur et enfin les calcaires du Viséen (Perret, 1988, 1989). L'épaisseur totale de ces dépôts biochimiques du Dévonien terminal et du Carbonifère basal ne dépasse pas quelques dizaines de mètres et leurs faunes sont essentiellement pélagiques (goniatites, conodontes). Vers la fin du Viséen ou au Namurien selon les régions, se mettent en place les premiers dépôts synorogéniques à caractère turbiditique ou chaotique du "Culm".

Pyrénées basques

Dans les massifs basques de l'ouest des Pyrénées (voir références *in* Bourrouilh, 1983 ; Majesté-Menjoulas *et al.*, 1992), le Cambrien est probablement représenté par des gneiss, des mica-schistes et des marbres sur lesquels l'Ordovicien inférieur repose en concordance. Malgré quelques données ponctuelles, la stratigraphie de la succession ordovicienne (quartzites et argilites) reste très mal connue. Le Silurien, constitué d'ampélites et de calcaires, semble très comparable à celui du reste des Pyrénées et de la Montagne Noire. Le Dévonien, par contre, diffère nettement de celui des autres régions du sud de la France par son épaisseur totale beaucoup plus grande et par l'importance qu'y tiennent les formations gréseuses bien développées par exemple au Praguien (500 m dans le massif des Aldudes) et au Frasnien (700 m dans le massif de Mendibelza). A la fin du Dévonien et au début du Carbonifère, on retrouve les "calcaires griottes" du Famennien et les lydiennes à nodules phosphatés du Tournaisien auxquelles succèdent des calcaires à céphalopodes qui se prolongent jusque dans le Namurien. La sédimentation chaotique synoro-

génique présente des caractères semblables à celle des régions plus orientales mais elle débute plus tardivement, au Namurien B.

Aquitaine

Totalement masqué par des dépôts mésozoïques et cénozoïques, atteignant 2 000 m à 4 000 m d'épaisseur, le Paléozoïque d'Aquitaine n'est connu que par des forages profonds. Certaines séries paléozoïques avaient déjà été identifiées lors de ces forages, mais c'est dans le cadre du Programme Géologie Profonde de la France que les données les plus complètes et les plus précises ont été obtenues (voir références in Paris et Le Pochat, 1994). Bien que le socle paléozoïque aquitain soit constitué de trois unités structurales distinctes dont les relations ne sont pas encore totalement élucidées, la succession présentée ici (fig. 9 et 10) regroupe toutes les formations qui y ont été reconnues.

Les formations ordoviciennes ont été datées à quelques niveaux par des graptolites mais, le plus souvent, grâce aux microfossiles organiques, acritarches et surtout chitinozoaires.

L'Ordovicien inférieur et moyen, est presque exclusivement terrigène. La formation la plus ancienne débute vraisemblablement dans le Cambrien. Le Trémadoc, argilo-silteux puis quartzitique est daté par des acritarches. L'Arenig, avec des faciès argileux puis argilo-silteux et enfin gréseux, a livré des graptolites, des chitinozoaires, des acritarches et des trilobites du genre *Taihungshania*. Le Llanvirn et le Llandeilo inférieur sont représentés par des alternances argilo-silteuses et des grès fins psammitiques. La puissance cumulée des formations de l'Ordovicien inférieur et moyen dépasse 1 200 m. Dans certains cas, le taux de sédimentation est important puisque la seule biozone à *Linochitina pissotensis* du Llandeilo inférieur correspond à plus de 370 m de sédiments.

L'Ordovicien supérieur est beaucoup moins bien connu, aucun niveau caradocien n'étant réellement bien défini par ses faunes. On y a toutefois reconnu des niveaux de tuffites et des faciès argileux qui contiennent des grains de quartz à

façonnement glaciaire, et sont datés de l'Ashtgill supérieur.

Le Silurien est représenté par les faciès noirs à graptolites classiques dans les régions nord-gondwaniennes. Les ampélites du forage de Castelsarrazin ont livré, à leur base, des graptolites du Llandovery supérieur et, environ 50 m au-dessus, des mazuelloïdes, microfossiles connus dans le Pridoli et dans le Lochkovien de Vendée (Le Hérisse *et al.*, 1991). Il semble donc qu'en Aquitaine, cette série euxinique condensée couvre l'ensemble du Silurien et se poursuive peut-être jusqu'à l'extrême base du Dévonien.

Le Dévonien, reconnu depuis longtemps et daté à quelques niveaux, correspond à au moins 150 m de calcaires et dolomies fossilifères. Les chitinozoaires ont permis d'y caractériser des niveaux du Lochkovien inférieur, du Praguien, de l'Emsien et du Dévonien moyen, jusqu'à la limite Eifélien-Givétien où l'on note un milieu péri-récifal. Cette succession, entièrement carbonatée et d'épaisseur modeste, rappelle les dépôts contemporains de la Montagne Noire. Le Dévonien supérieur n'a pu être identifié jusqu'à présent.

Les formations carbonifères sont à dominante argilo-silteuse. On y connaît des lydienes noires et des cherts gris-verdâtres datés du Tournaisien par des conodontes.

Le Paléozoïque anté-varisque d'Aquitaine ne présente pas d'analogies précises avec celui du Domaine Médio-Nord Armoricaïn (Paris et Robardet, 1985). A l'Ordovicien, la sédimentation rappelle beaucoup plus les dépôts connus dans les Pyrénées et en Montagne Noire, l'analogie avec celle-ci étant renforcée par la présence du trilobite *Taihungshania* cf. *shui landeyranensis* dans l'Arenig. De la même manière, on doit souligner la nature entièrement carbonatée et l'épaisseur relativement réduite du Dévonien inférieur et moyen. Les sédiments siliceux du Tournaisien sont analogues aux dépôts contemporains de Montagne Noire, des Pyrénées et des régions cantabriques d'Espagne. Enfin les diamictites de Soubirous rappelleraient les formations à olistolites de Montagne Noire et du Domaine de la Loire.

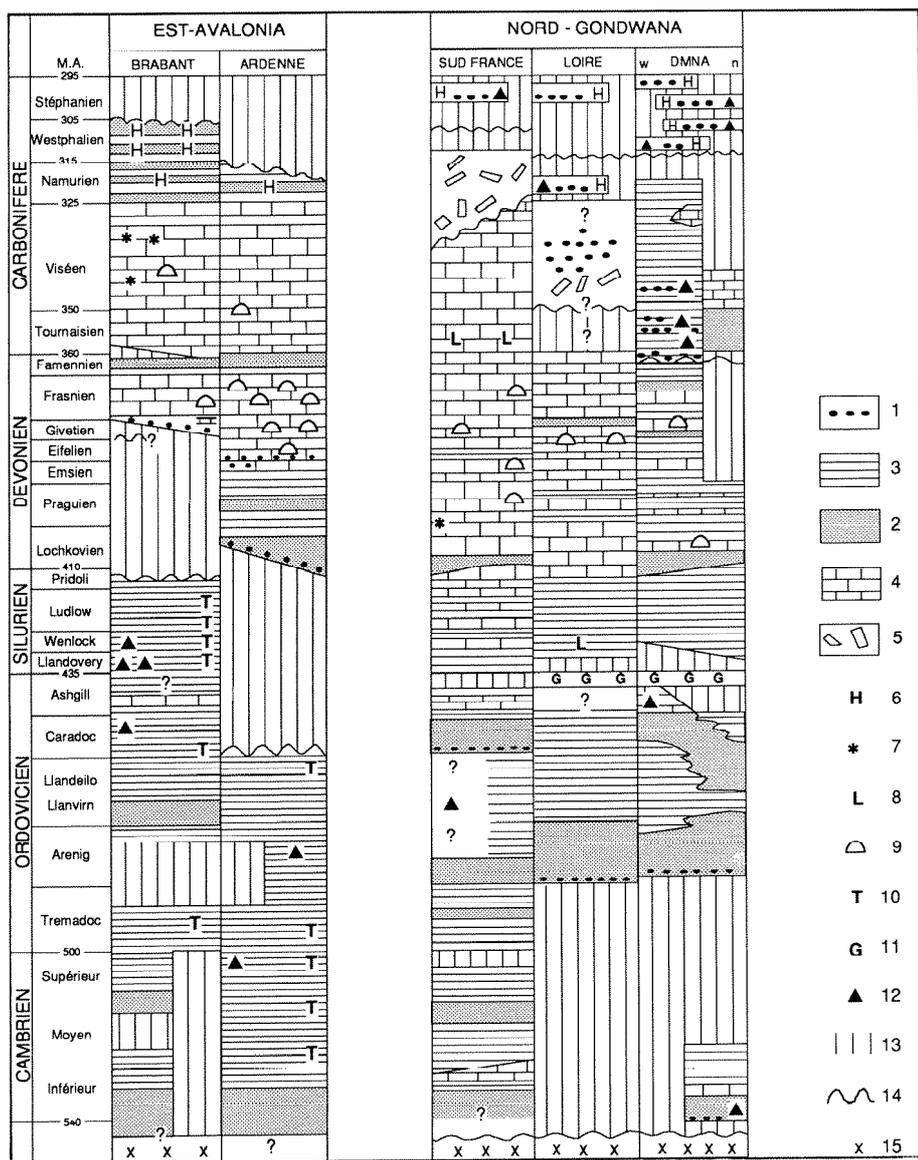
A l'exception des Pyrénées basques dont la succession est en partie différente, le Paléozoïque des autres régions du sud de la France présente de nombreux points communs qu'on retrouve également en Catalogne (voir Julivert et Zamarreño, 1990). L'Ordovicien inférieur est dominé, plus ou moins largement, par des dépôts terrigènes fins, argileux ou argilo-arénacés. Le Silurien, comme dans l'ensemble de la Province nord-gondwanienne, est caractérisé par ses dépôts euxiniques mais les calcaires y tiennent une place importante à partir du Wenlock. Le Dévonien est constitué par des successions argileuses et carbonatées d'épaisseur relativement modeste où les faunes pélagiques sont souvent bien représentées. Dans ces séries de plate-forme, on ne trouve pas, ou seulement de manière très limitée (Montagne Noire), l'influence de terres émergées proches se traduisant par des apports arénacés massifs et par l'abondance de spores et de débris végétaux. Le Dévonien terminal et le Carbonifère basal ont un caractère pélagique très marqué. Enfin, dans toutes ces régions, à partir de la fin du Viséen et de manière légèrement diachrone (Engel et Franke, 1983 ; Engel, 1984 ; Delvolvé et Perret, 1989), débute une sédimentation synorogénique à caractère turbiditique et surtout chaotique.

Vue d'ensemble sur le Paléozoïque anté-varisque

L'étude du Paléozoïque anté-varisque montre que la France se situe au carrefour de deux entités paléogéographiques que leur sédimentation, leurs faunes et plus généralement leur histoire géologique différencient nettement (fig. 11 et 12) :

- un ensemble septentrional, comprenant le Boulonnais, l'Artois, l'Ardenne et le Brabant, qui appartient à Est-Avalonia,
- un ensemble méridional regroupant toutes les autres régions françaises, qui appartient à la Province nord-gondwanienne.

L'évolution paléogéographique de ces deux ensembles, esquissée plus haut, peut être précisée à partir des caractéristiques propres à chaque région.



la bordure ouest de la partie africaine de Gondwana (Courjault-Radé *et al.*, 1992 ; McKerrow *et al.*, 1992). Au cours de cette période, les carbonates massifs à archéocyathes, présents dans le Cambrien inférieur nord-gondwanien, n'existent plus dans le Cambrien moyen et supérieur entièrement terrigènes, ce qui pourrait traduire une dérive vers des latitudes plus élevées, au-delà de l'aire favorable au développement d'une plateforme carbonatée. En outre, les faunes benthiques, assez semblables dans toutes les régions au Cambrien inférieur, présentent par la suite de réelles différences. Au Cambrien supérieur, les régions nord-gondwaniennes comportent en effet des éléments asiatiques qui n'existent pas dans les faunes de la province balto-scandinave : ceci pourrait indiquer qu'une barrière paléobiogéographique est apparue entre les deux ensembles. Par ailleurs les successions cambriennes, aussi bien dans des régions est-avaloniennes (Brabant) que dans des régions nord-gondwaniennes (Normandie, Nord de la Montagne Noire) sont localement caractérisées par une subsidence active accompagnée de manifestations volcaniques importantes traduisant un contexte de distension. Toutes ces données concordent pour indiquer que la période cambrienne correspond globalement à la rupture du bloc précambrien et à l'individualisation d'unités paléogéographiques distinctes.

Fig. 11. - Histoire sédimentaire du Paléozoïque de France et de Belgique. DMNA : Domaine Médio-Nord Armoricaïn ; n : nord de la Normandie (Cotentin) ; w : ouest de la Bretagne (Synclinorium de Châteaulin).

1 : conglomérats ; 2 : grès ; 3 : argiles ; 4 : carbonates ; 5 : sédimentation chaotique ; 6 : houille ; 7 : évaporites ; 8 : cherts et lydiennes ; 9 : milieux récifaux *s.l.* ; 10 : turbidites ; 11 : dépôts glacio-marins ; 12 : volcanisme ; 13 : lacunes (non dépôt et/ou érosion) ; 14 : événements tectoniques ; 15 : socle protérozoïque.

Echelle numérique des temps selon G.S. Odin et C. Odin (1990).

Fig. 11. - Palaeozoic sedimentary history of northern France and Belgium.

DMNA : Mid-North Armorican Domain ; n : northern Normandy (Contentin) ; w : western Brittany (Châteaulin syncline).

1: conglomerates; 2: sandstones; 3: siltstones and shales; 4: carbonates; 5: chaotic deposits; 6: coal; 7: evaporites; 8: chert and lydite; 9: reef *s.l.* environment; 10: turbidites; 11: glacio-marine deposits; 12: volcanics; 13: hiatuses (non deposition and/or erosion); 14: tectonic events; 15: Proterozoic basement.

Numerical time scale from Odin and Odin (1990).

On considère généralement que, à la fin du Précambrien, ces deux unités appartenait à un bloc unique constitué à l'issue de l'orogénèse panafricaine-cado-mienne. Bien qu'il n'affleure pas, le socle cristallin précambrien du Brabant est très probablement de type panafricain.

L'évolution relative des deux ensembles est-avalonien et nord-gondwanien au cours du Cambrien n'est pas encore connue dans tous ses détails. Les successions sédimentaires et les faunes benthiques du Cambrien conduisent à placer toutes les régions avaloniennes à

Pendant l'Ordovicien inférieur et moyen, Est-Avalonia montre un large développement des faciès de marge, avec des turbidites et des hémipélagites, dont les faunes ne comprennent pratiquement que des éléments à mode de distribution pélagique (graptolites, acritarches, chitinozoaires), alors que les régions nord-gondwaniennes sont caractérisées par des faciès de plate-forme à faunes benthiques dominantes (trilobites, brachiopodes, ostracodes, bivalves). Les chitinozoaires, éléments importants du paléoplancton, permettent d'évaluer l'éloignement relatif de ces deux ensembles en comparant la composition des assemblages qui y sont connus (Paris 1993). Au Llandeilo, le Sud de la Grande-Bretagne présente des assemblages bien différents de ceux des régions nord-gondwaniennes du Sud de l'Europe et de l'Algérie, indiquant que les deux

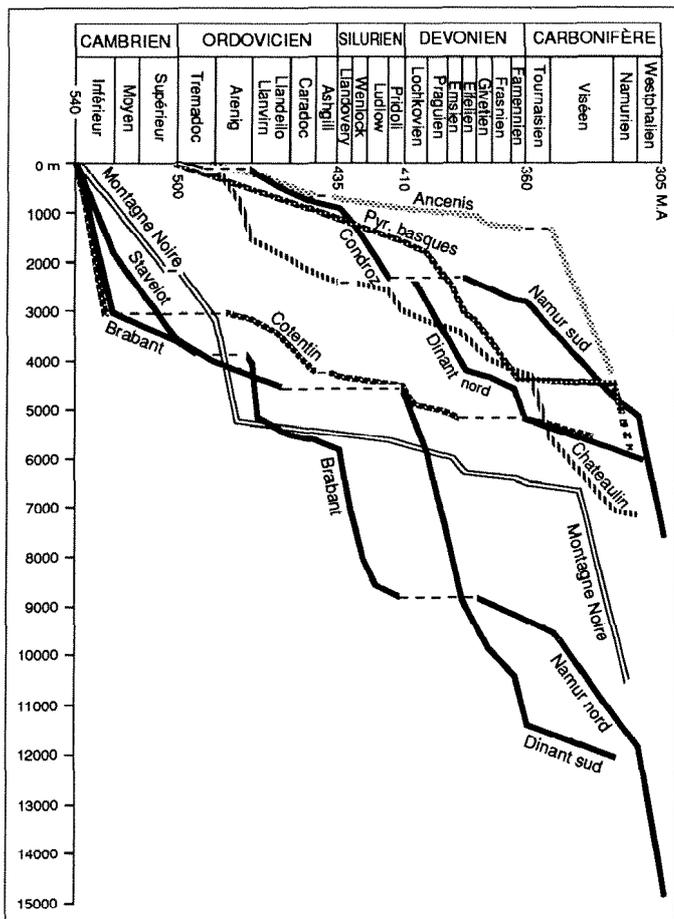


Fig. 12. - Evaluation des taux de subsidence dans les différentes régions étudiées (épaisseurs cumulées des formations sans décompaction).

L'épaisseur des formations anté-carbonifères du Domaine de la Loire (Anceis) est une estimation (voir texte) ; celle du Cambrien et de l'Ordovicien des Pyrénées reste très approximative.

Fig. 12. - Evaluation of subsidence rates in the regions studied (cumulative thicknesses of the formations without decompaction).

The thickness of the pre-Carboniferous formations in the Loire Domain (Anceis) is an estimation (see text); that of the Cambrian and Ordovician in the Pyrenees is very approximative.

ensembles se situent alors à des latitudes bien différentes. Au début de l'Ordovicien, les faunes benthiques du Pays de Galles et des régions nord-gondwaniennes ont en commun certains genres de trilobites mais seules deux espèces (*Placoparia cambriensis* et *Selenopeltis buchi*) sont connues dans les deux ensembles. Ces affinités fauniques s'estompent au cours du Llanvirn et disparaissent au Llandeilo (Vannier *et al.*, 1989) et au Caradoc (Dean, 1991) ; à l'Ashgill, les brachiopodes et les trilobites de Belgique sont strictement de type balto-scandinave. La position des régions nord-gondwaniennes sous des latitudes élevées est attestée par la nature presque exclusivement terrigène des sédiments, par la faible diversité des faunes benthiques et surtout, à la fin de l'Ordovicien, par les échos de la glaciation africaine dont l'influence se fait sentir jusqu'en Thuringe et en Bohême avec le dépôt de diamictites glacio-marines, sédiments inconnus dans les

régions est-avaloniennes. Dans les régions nord-gondwaniennes, les calcaires à bryozoaires, cystoïdes, brachiopodes et trilobites de l'Ashgill inférieur apparaissent comme une exception dans la sédimentation ordovicienne par ailleurs entièrement terrigène ; ils pourraient correspondre à des carbonates de latitudes tempérées (voir Rao et Jayawardane, 1994). Leurs faunes comportent certains éléments provenant des régions balto-scandinaves alors situées à des latitudes plus basses, ce qui pourrait traduire l'existence de courants marins apportant des eaux plus chaudes dans les régions externes de la plate-forme nord-gondwanienne (Hammann, 1992, p. 26-28).

De l'ensemble de ces données se dégage l'idée que les régions nord-gondwaniennes et avaloniennes ont été séparées par un Océan Rheic médio-européen suffisamment large dès le Llandeilo pour jouer un rôle de barrière efficace pour les faunes benthiques et

même pour le paléoplancton. L'ouverture de cet océan était donc déjà entamée à l'Ordovicien inférieur (Paris et Robardet, 1990 ; Cocks et McKerrow, 1993) et remonte peut-être même au Cambrien moyen ou supérieur comme cela a été évoqué plus haut.

Au Silurien inférieur, les assemblages de chitinozoaires nord-gondwaniens (Afrique du Nord, Arabie, Espagne) et avaloniens (Brabant) montrent les coefficients de similarité les plus faibles, traduisant le stade d'expansion maximale de l'Océan Rheic (Paris, 1993). Durant le Silurien, le Brabant et le Condroz se caractérisent par des taux de subsidence très élevés, des faciès de turbidites et d'hémipélagites de milieu profonds et par des manifestations volcaniques répétées. Ces régions sont également affectées, à l'Ordovicien supérieur et à la limite Silurien-Dévonien, par des événements tectoniques "calédoniens" dont les derniers sont suivis par le dépôt, en discordance sur les terrains antérieurs, des sédiments transgressifs du Dévonien.

Aux mêmes périodes, dans les régions nord-gondwaniennes, le volcanisme est pratiquement inexistant et les lacunes notées dans l'Ordovicien terminal et le Silurien basal paraissent uniquement liées au développement de la glaciation africaine. Au Silurien, tout l'ensemble nord-gondwanien est caractérisé par une sédimentation euxinique condensée puis terrigène ; au passage Silurien-Dévonien la sédimentation marine est continue et, malgré une augmentation des apports arénacés, il n'existe aucune évidence de sédimentation à caractère synorogénique avant le Carbonifère inférieur.

L'apparition de dépôts calcaires au Wenlock (Montagne Noire, Pyrénées) et surtout au début du Dévonien inférieur (Lochkovien d'Aquitaine, du Massif armoricain) montre que ces régions nord-gondwaniennes ont atteint des latitudes suffisamment basses pour permettre une sédimentation carbonatée et qu'elles ont donc dérivé vers le nord de manière importante depuis la fin de l'Ordovicien. Les différences fauniques entre les régions nord-gondwaniennes et est-avaloniennes, sont encore bien per-

ceptibles au tout début du Dévonien pour les faunes benthiques (Lardeux éd., 1976, Racheboeuf éd., 1986) alors qu'elles s'estompent déjà pour les éléments planctoniques (Paris, 1993). Au cours des périodes suivantes, le nombre d'espèces benthiques communes aux deux ensembles augmente progressivement à partir du Praguien (Morzadec *et al.*, éd. 1981, 1988 ; Brice éd. 1988 ; Robardet *et al.*, 1990), indiquant une réduction progressive de la largeur de l'Océan Rheic.

Paléogéographie anté-varisque des régions nord-gondwaniennes

Le dispositif paléogéographique

L'unité sédimentaire et faunique de l'ensemble nord-gondwanien persiste durant tout le Paléozoïque, depuis le Cambrien jusqu'au Carbonifère, ce qui interdit d'imaginer en son sein l'existence d'espaces océaniques de largeur importante. On peut toutefois y distinguer deux types de régions.

Le premier correspond à des domaines de plate-forme interne, peu profonde, où la proximité et l'influence des terres émergées se traduisent par l'importance des apports terrigènes alimentant des dépôts arénacés souvent à caractère littoral et par l'abondance des spores et des fragments végétaux au Silurien supérieur et au Dévonien ; les faunes benthiques y sont largement dominantes et le plus souvent représentées par des associations de faible profondeur. En France, le Domaine Médio-Nord Armoricaïn en est un bon exemple durant tout le Paléozoïque anté-varisque. Dans la Péninsule Ibérique, on en trouve l'équivalent très étroit (Paris et Robardet, 1977) dans la partie sud, lusos-alcudienne, de la Zone Centre-Ibérique.

Le second correspond à des domaines de plate-forme plus externe et plus ouverte, situés à l'écart des apports continentaux et passant localement à des faciès de marge. La sédimentation y est dominée par les faciès terrigènes fins, argileux (Ordovicien, Silurien) ou par des carbonates (Dévonien) et les faunes

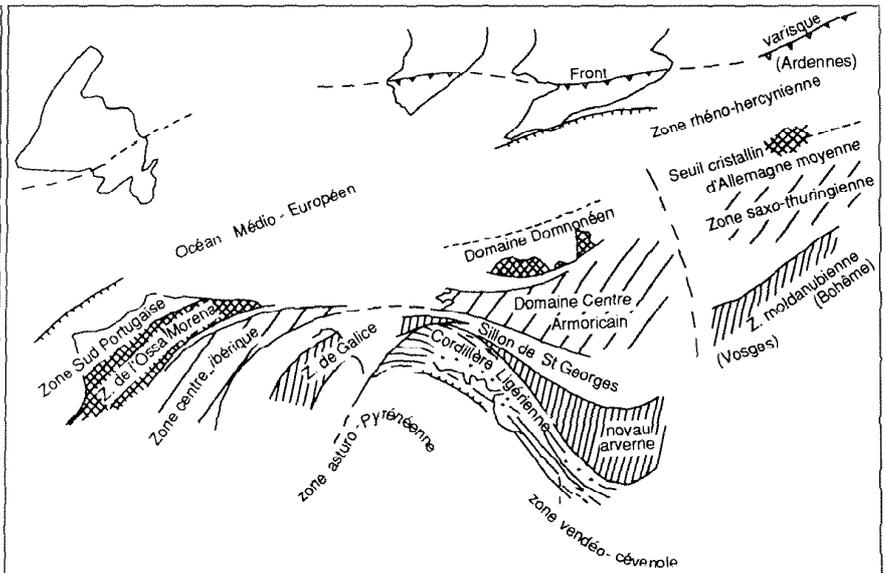


Fig. 13. – “Les diverses unités de l'édifice hercynien à l'aurore des temps carbonifères : essai de corrélation” d'après J. Cogné 1977, fig. 5.

Fig. 13. – “The various units of the Hercynian belt at the dawn of Carboniferous times: attempted correlation” after Cogné, 1977, fig. 5.

de type pélagique y sont beaucoup mieux représentées et parfois même dominantes. L'Aquitaine, la Montagne Noire, les Pyrénées et, le Domaine de la Loire sont de ce type.

Cette distinction conduit à envisager les positions relatives que ces deux types de régions occupaient dans le dispositif paléogéographique anté-varisque. Celui-ci, et en particulier les relations ibéro-armoricaïnes, n'a le plus souvent pas été pris en compte dans les essais de reconstitution de la Chaîne, d'ailleurs très variés, proposés jusqu'à présent, soulevant alors d'importantes contradictions (voir Martinez-Catalán, 1990 ; Ballèvre *et al.*, 1992 ; Robardet *et al.*, 1993).

Une discussion récente de la paléogéographie ordovicienne des régions actuellement voisines de la Méditerranée (Hammann, 1992) aborde ces questions sur des bases en partie nouvelles. De cette discussion, nous ne reprendrons ici que ce qui concerne les relations entre le Domaine Médio-Nord Armoricaïn (DMNA) et la Zone Centre Ibérique (ZCI) dont les analogies très étroites indiquent qu'ils constituaient une seule et même unité au Paléozoïque anté-carbonifère (voir Ballèvre *et al.*, 1992). Pour en restituer la continuité anté-varisque, Hammann propose de maintenir la ZCI dans sa position et son

orientation actuelles et de placer, après rotation, le DMNA dans son prolongement vers l'ouest. Une telle proposition constitue une innovation par rapport aux schémas adoptés jusqu'ici et qui, pour la plupart, admettaient que le Massif armoricaïn se prolongeait vers l'est, sans discontinuité (fig. 13), jusque dans la Zone Saxo-Thuringienne (ZST) d'Allemagne (par ex. Cogné, 1977 ; Ellenberger et Tamain, 1980 ; Matte, 1986). Seules quelques reconstitutions font exception et terminent la ZST en biseau vers l'ouest, sans continuité avec les régions armoricaïnes (par ex. Engel *et al.*, 1983 ; Franke, 1989). L'importante anomalie géophysique qui existe dans le socle anté-mésozoïque du Bassin de Paris (Chantraine *et al.* éd. 1992) pourrait correspondre à une limite majeure du socle varisque et représenter la frontière orientale du bloc médio-nord armoricaïn. Bien que les modalités et les mécanismes responsables du déplacement et de la rotation horaire du DMNA soient encore inconnus, la proposition de Hammann apparaît d'autant plus séduisante que les séries paléozoïques de la ZST, jusqu'au Dévonien inférieur inclus, ne présentent pas d'analogies particulières avec celles du DMNA mais s'apparentent beaucoup plus à celles des régions nord-gondwaniennes de plate-forme

externe (voir Engel *et al.*, 1983 et références citées).

Accepter une telle rotation et une position originelle plus méridionale du DMNA a cependant des conséquences paléogéographiques et géodynamiques qu'il convient de discuter.

Conséquences paléogéographiques

Dans les reconstitutions paléogéographiques antérieures (fig. 14), la localisation de l'ensemble DMNA-CI, à la bordure septentrionale de l'ensemble nord-gondwanien, sur la marge sud de l'Océan Rheic médio-européen, constituait une anomalie, en raison de ses faciès et de ses faunes de plate-forme peu profonde. Nous avons noté cette anomalie et envisagé l'existence locale de terres émergées, plus au nord dans l'ensemble nord-gondwanien, pour expliquer en particulier la polarité bathymétrique des dépôts ordoviciens et l'abondance des palynomorphes d'origine continentale dans le Silurien supérieur et le Dévonien (Paris et Robardet, 1990).

Dans une configuration (fig. 15) qui reprend la proposition de Hammann (1992), les caractères sédimentaires et fauniques et la polarité bathymétrique du DMNA-CI s'intègrent beaucoup mieux dans l'organisation générale des régions nord-gondwaniennes, depuis la bordure du craton africain au sud jusqu'aux domaines plus distaux de plate-forme ouverte et de pente au nord. L'agencement paléogéographique et son évolution au cours du Paléozoïque restent toutefois complexes dans le détail puisque, dans la géographie actuelle, les régions à faciès plus distaux du sud de la Péninsule Ibérique et du nord du Maghreb sont intercalées entre la plate-forme stable bordant le craton africain (Sahara algérien, Anti-Atlas marocain) et le DMNA-CI. Elles constituent actuellement des unités structurales séparées par des zones de cisaillement (Badajoz-Córdoba) ou par des unités d'origine océanique (Béja-Pulo de Lobo) : une telle disposition s'accorderait bien avec l'existence de "terrane" originellement

séparés (cf. Paris et Robardet, 1990, fig. 2 à 4) et incorporés tardivement dans l'édifice varisque.

Par ailleurs, on peut noter que, dans la géographie actuelle, la partie armoricaine et la partie ibérique du DMNA-CI ne présentent pas le même type de relations avec les régions qui leur sont contiguës. Dans la Péninsule ibérique, la transition est apparemment graduelle entre la zone luso-alcudienne et les zones galaïco-castillane, asturo-léonaise et cantabrique situées plus au nord (Robardet et Gutiérrez Marco, 1990). Ces relations paraissent les plus représentatives de la configuration paléogéographique originelle. Dans le Massif

armoricain, en revanche, on passe brutalement des faciès du DMNA à ceux du Domaine de la Loire que séparent les accidents varisques majeurs de la branche nord de la Zone de cisaillement sud-armoricaine et de la faille de Nort-sur-Erdre. Comme nous l'avons déjà souligné, l'accolement des deux domaines résulte très probablement de la dynamique varisque, mais il n'est actuellement pas possible de préciser clairement ni la position originelle du domaine où se sont déposés les sédiments anté-varisques qui ont alimenté les dépôts chaotiques du Carbonifère du Domaine de la Loire, ni la période et les modalités du déplacement relatif des deux ensembles.

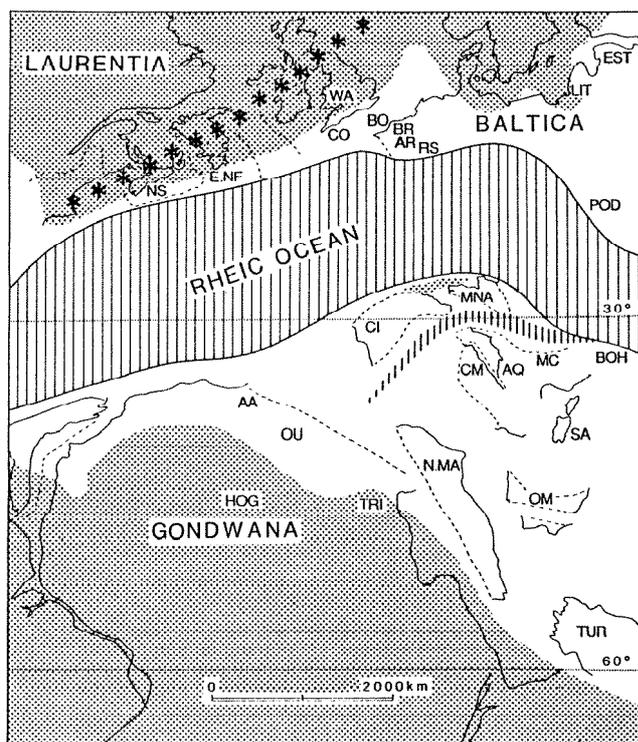


Fig. 14. – Reconstitution paléogéographique au Silurien moyen selon F. Paris et M. Robardet 1990, fig. 3.

Pointillés : terres émergées ; blanc : plates-formes continentales ; hachures verticales : domaines océaniques.

AQ : Aquitaine ; AR : Ardenne ; BO : Boulonnais ; BR : Brabant ; CI : Zone centre ibérique ; MC : Massif central ; MNA : Domaine médio-nord armoricain ; OM : Zone d'Ossa Morena ; RS : Massif schisteux thénan.

Fig. 14. – Palaeogeographic reconstruction of the Middle Silurian, from Paris and Robardet, 1990, fig. 3.

Dotted: exposed land; white: continental shelf; hachured: oceanic domain.

AQ: Aquitaine; AR: Ardenne; BO: Boulonnais; BR: Brabant; CI: Central Iberian Zone; MC: Massif Central; MNA: Mid-North Armorican Domain; OM: Ossa Morena Zone; RS: Rheinisches Schiefergebirge.

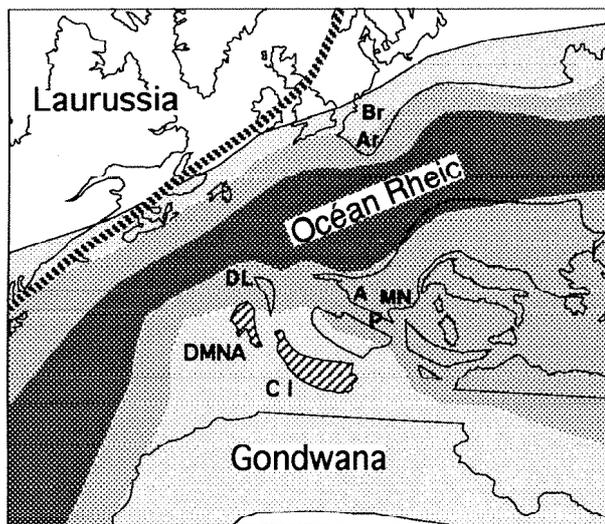


Fig. 15. – Reconstitution paléogéographique proposée à la fin du Silurien.

Blanc : terres émergées ; gris clair : plates-formes épicontinentales, partie interne ; gris moyen : plates-formes épicontinentales, partie externe et talus ; gris foncé : domaines océaniques ; hachures : suture du Iapetus.

A : Aquitaine ; Ar : Ardenne ; Br : Brabant ; CI : Domaine centre ibérique ; DL : Domaine de la Loire ; DMNA : Domaine médio-nord armoricain ; MN : Montagne Noire ; P : Pyrénées.

N.B. La localisation précise du Domaine de la Loire dans la partie externe de la plate-forme nord-gondwanienne reste hypothétique (voir texte).

Fig. 15. – Proposed palaeogeographic reconstruction for the end of the Silurian.

White: exposed land; light grey: outer epicontinental shelf; medium grey: inner epicontinental shelf and slope; dark grey: oceanic domains; hachured: Iapetus suture.

A: Aquitaine; Ar: Ardenne; Br: Brabant; CI: Central Iberian Domain; DL: Loire Domain; DMNA: Mid-North Armorican Domain; MN: Montagne Noire; P: Pyrenees.

N.B. The precise location of the Loire Domain in the outer part of the North Gondwanian shelf is hypothetical (see text).

Conséquences géodynamiques

Admettre une position méridionale pour le DMNA-CI dans la paléogéographie anté-varisque a également des conséquences sur la manière de concevoir l'architecture et la formation du sud-ouest de la Chaîne.

Il s'agit tout d'abord de l'"arc ibéro-armoricain" que dessinent actuellement le DMNA et la ZCI et dont le coeur se situe en Espagne dans la Zone Cantabrique. La partie médio-nord armoricaine - centre ibérique de l'arc est, au nord-est, limitée par la frontière du bloc armoricain cachée sous le Bassin parisien et, au sud-est, interrompue par les Cordillères Bétiques. Sa formation ou son accentuation au cours de la dynamique varisque se posent donc en termes nouveaux et il paraît plus difficile d'invoquer un "effet de coin" lors de la collision d'un "bloc aquitain" avec un

"bloc armoricain" pour expliquer l'arcature (Brun et Burg, 1982 ; Burg *et al.*, 1987). On a déjà noté que certains schémas de l'arc ibéro-armoricain présentaient un cylindrisme excessif dans la mesure où certains domaines ibériques, comme par exemple la Zone d'Ossa-Morena, n'ont pas d'équivalent dans la branche nord de l'arc (Robardet *et al.*, 1990). On peut, en outre, sérieusement envisager que le DMNA et la ZCI n'aient pas réellement constitué une structure arquée continue à la fin des temps varisques et que la partie armoricaine ait, en fait, été détachée de la partie ibérique avant de subir la rotation qui l'a amenée dans sa position actuelle. L'intercalation du bloc médio-nord armoricain entre la Zone de cisaillement sud-armoricaine et l'accident Lizard-Manche pourrait s'être faite à la faveur de mouvements transcurrents le long de tels cisaillements dont l'importance dans le Sud-Ouest de la chaîne a déjà été sou-

vent soulignée (voir Badham, 1982 ; Matte, 1986 ; Burg *et al.*, 1987 ; Martinez-Catalán, 1990 et références citées).

Quoi qu'il en soit, si l'on admet que le DMNA occupait, dans la paléogéographie anté-varisque, la position méridionale que nous retenons, des comparaisons précises avec les régions plus orientales de la ZST (voir Franke, 1989, 1992 et références citées) ne peuvent se faire que sur des éléments syn- ou tardiorogéniques.

D'une manière plus générale, les reconstitutions proposées jusqu'à présent pour le Sud-Ouest de la Chaîne varisque aboutissaient à des contradictions et à des paradoxes. L'Océan Rheic médio-européen, élément majeur de la paléogéographie anté-varisque, ne se traduisait pas de manière évidente au plan tectono-métamorphique, au point que son existence même était parfois mise en doute (Cogné, 1977 ; Lefort, 1993). A l'inverse, le métamorphisme, les déformations et le magmatisme de la "Cordillère ligérienne" du Sud du Massif armoricain et du Massif central étaient associés à l'évolution et à la fermeture d'un Océan sud-armoricain encore appelé Océan ligérien, Océan du Massif central ou Téthys I (Cogné, 1977 ; Cogné et Lefort, 1985). Cet océan, qui jouait ainsi un rôle majeur dans l'évolution géodynamique, n'apparaissait, à l'inverse, que comme un élément mineur de la paléogéographie, confiné à l'intérieur de la Province nord-gondwanienne dont il n'altérait pas fondamentalement l'unité paléobiogéographique. Ce double paradoxe (fig. 13 et 14) disparaît pour l'essentiel dans le nouveau modèle paléogéographique (fig. 15) qui implique (Hammann, 1992, p. 44) que l'Océan sud-armoricain n'a plus d'existence propre puisqu'il se confond avec la partie sud de l'Océan Rheic : cela réconcilierait en quelque sorte paléogéographie et géodynamique.

Cette nouvelle interprétation conduit aussi à réexaminer les notions d'orogénèse ligérienne et d'orogénèse varisque sensu-stricto telles qu'elles sont actuellement le plus souvent exprimées. L'histoire tectono-métamorphique et magmatique des régions sud-armoricaines, comme celle du Sud-Ouest du Massif central, est rapportée à une orogénèse

ligérienne qui, selon les données radiométriques, aurait, débuté dès l'Ordovicien et serait, pour l'essentiel, siluro-dévonienne. Les dépôts du Givétien en Vendée et du Givétien ou du Frasnien dans le Nord-Est du Massif central (Morvan ; Delfour, 1989) sont d'ailleurs considérés comme les premiers sédiments post-orogéniques (voir références in Cogné, 1977 ; Cogné et Lefort, 1985 ; Quénardel *et al.*, 1992). Cette orogénèse ligérienne, liée à la fermeture de l'Océan sud-armoricain, apparaît alors précoce ("ante" ou "pré-hercynienne", "proto-varisque") par rapport à l'évolution varisque sensu stricto du Domaine Médio-Nord Armoricaïn et du Domaine de la Loire où les premiers dépôts synorogéniques sont datés du Carbonifère inférieur. Cette dernière correspondrait soit à la collision Gondwana-Laurussia, soit à une évolution "intra-continentale", selon que les auteurs admettent ou non l'existence de l'Océan Rheic. La distinction entre ligérien et varisque, poussée à l'extrême, a même conduit à considérer l'orogène ligérien comme une unité paléogéographique et structurale ("ligerian terrane"), clairement pré-varisque, formée au sein de la Province nord-gondwanienne (Oczlon, 1993).

Les données stratigraphiques les plus récentes sur la Vendée et sur le Domaine de la Loire ont montré que l'évolution de ces régions sud-armoricaines s'est prolongée plus tardivement qu'on avait pu le penser. Mais surtout, si l'on admet, comme nous le pensons, que l'Océan sud-armoricain et l'Océan Rheic sont en fait un seul et même océan, l'histoire ligérienne des régions sud-armoricaines et l'histoire varisque sensu stricto ne

relèvent plus de l'évolution successive de deux océans distincts mais constituent respectivement les manifestations précoces en domaine profond (subduction, obduction) et les effets plus tardifs en domaine superficiel (collision continentale) d'une évolution continue liée à la fermeture d'un unique océan.

Conclusions

En replaçant le Paléozoïque anté-varisque de France dans son contexte européen, il est possible d'intégrer la dynamique sédimentaire propre à chaque région dans un cadre climatique et environnemental cohérent et de préciser le dispositif paléogéographique où il se situait.

Le premier point, majeur, est l'association dans le socle varisque ouest-européen d'unités ayant appartenu à deux entités paléogéographiques, Est-Avalonia et Nord-Gondwana, séparées au cours du Paléozoïque anté-varisque par un Océan Rheic médio-européen.

Le second point concerne la paléogéographie propre à la Province nord-gondwanienne, pour laquelle des propositions récentes sont adoptées. Celles-ci permettent de résoudre certaines contradictions antérieures et donnent une plus grande cohérence au schéma paléogéographique dans son ensemble, même si elles n'expliquent pas dans tous ses détails une complexité qui pourrait résulter de l'agglomération dans la Chaîne varisque de divers "terrains" originellement séparés.

Le schéma présenté ici (fig. 15) a été construit à partir de l'étude des séries

sédimentaires et tente de définir les grandes lignes du dispositif paléogéographique dans lequel elles se sont mises en place. Celui-ci demeure toutefois incomplet puisqu'il y manque tout ce qui concerne la Bretagne méridionale et le Massif central. Les dépôts et les volcanites paléozoïques anté-orogéniques de ces régions ont été fortement métamorphosés et n'ont donc pas été analysés dans le cadre fixé à la présente étude. Ces régions où sont exprimés avec l'intensité la plus grande le métamorphisme, la structuration et le plutonisme varisques apparaissent comme situées dans le domaine de marge active du dispositif proposé.

Par ailleurs, le schéma paléogéographique retenu soulève, par exemple pour "l'arc ibéro-armoricain" et pour la mise en place des unités actuellement associées dans l'Ouest de la France, des questions qui ne peuvent être résolues par les seules données de la paléogéographie. Il nous paraît toutefois permettre de reconsidérer dans une optique nouvelle des problèmes que les modèles antérieurs n'avaient pas résolus de manière satisfaisante.

Jacques Verniers, Maître de Recherche du N.F.W.O. (F.N.R.S.) remercie E. Groessens, T. Servais, M. Streel et M. Vanguetaine pour les informations fournies et pour les discussions fructueuses. Les deux rapporteurs C. Babin et W. Franke, par leurs remarques et suggestions, ont permis d'améliorer le manuscrit de cet article, dont la préparation doit beaucoup à Mesdames, M. Le Moigne et D. Bernard qui ont respectivement assuré la dactylographie et la réalisation des figures.

Références

- ANDRÉ L. (1991). – The concealed crystalline basement in Belgium and the "Brabantia" microplate concept : constraints from the Caledonian magmatic and sedimentary rocks. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **114**, 1, pp. 117-139.
- ANDRÉ L., HERBOSCH A., VANGUESTAINE M., VERNIERS J. Eds. (1991). – Proceedings of the international meeting on the Caledonides of the Midlands and the Brabant Massif. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **114**, 1, pp. 1-282.
- ANDRÉ L., HERTOGEN J., DEUTSCH S. (1986). – Ordovician-Silurian magmatic provinces in Belgium and the Caledonian orogeny in middle Europe. *Geology*, **14**, pp. 879-882.
- ARTHAUD F. (1970). – Etude tectonique et microtectonique comparée de deux domaines hercyniens : les nappes de la Montagne Noire (France) et l'anticlinorium de l'Iglesiente (Sardaigne). Thèse Univ. Montpellier, Pub. USTELA, *Géol. Struct.*, **1**, pp. 1-175.
- BABIN C., ARNAUD A., BLAISE J., CAVET P., CHAUVEL J.J., DEUNFF J., HENRY J.L., LARDEUX H., MÉLOU M., NION J., PARIS F., PLAINE J., QUÉTÉ Y., ROBARDET M. (1976a). – The Ordovician of the Armorican Massif (France). In: Bassett M.G. ed., *The Ordovician System*. University Wales Press and Nat. Mus. Wales, Cardiff, pp. 359-385.

- BABIN C., FEIST R., MÉLOU M., PARIS F. (1988). – La limite Ordovicien-Silurien en France. *Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.)*, **43**, pp. 73-79.
- BABIN C., CHAUVEL J.J., LARDEUX H., PARIS F., ROBARDET M. (1976b). – Lexique des Formations de l'Ordovicien armoricain. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, n° spécial, pp. 1-31.
- BADHAM J.P.N. (1982). – Strike-slip orogens-an explanation for the Hercynides. *J. geol. Soc. London*, **139**, pp. 493-504.
- BALLÈVRE M., PARIS F., ROBARDET M. (1992). – Corrélations ibéro-armoricaines au Paléozoïque : une confrontation des données paléobiogéographiques et tectonométamorphiques. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **315**, (2), pp. 1783-1789.
- BARROUQUÈRE G., BESSIÈRE G., MAJESTÉ-MENJOUAS C., MIROUSE R. (1983). – Paleozoic stratigraphy and variscan events in the eastern Pyrénées. In : Sassi F.P. and Szederkenyi T., eds., IGCP n° 5 Correlation of Prevariscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belt. *Newsletter*, n° 5, pp. 205-216.
- BÉRARD P. (1966). – Trilobites de l'Ordovicien inférieur des Monts de Cabrières. *Mémoires Centre Ét. rech. géol. hydrof. Montpellier*, **24**, 220 p.
- BERTHELSEN A. (1993). – Where different geological philosophies meet : the Trans-European Suture Zone. In: Gee D.G. and Beckhomen M., eds., Europrobe Symposium Jablonna 1991, Publ. *Inst. Geophys. Polish Acad. Sci.* A-20, 255, Warszawa, pp. 19-31.
- BLIECK A., BRICE D., FEIST R., GUILLOT F., MAJESTÉ-MENJOUAS C., MEILLIEZ F. (1988). – The Devonian of France and Belgium. In: McMillan N.J., Embry A.F. and Glass D.J., eds., Devonian of the World. *Canad. Soc. Petrol. Geol., Mem.*, **14**, 1, pp. 359-400.
- BLUNDELL D., FREEMAN R., MUELLER S., Eds. (1992). – A continent revealed. The European Geotraverse. Cambridge Univ. Press, pp. 1-275.
- BODIN J. (1988). – Le Dévonien inférieur et moyen des Pyrénées ariégeoises et centrales. Documents du BRGM, n° 153, pp. 1-255.
- BOULVAIN F. (1993). – Sédimentologie et diagenèse des monticules micritiques "F2j" du Frasnien de l'Ardenne. *Prof. paper Serv. géol. Belg.*, n° 260 (fasc. 1 et 2), 427 p.
- BOURROUILH R. (1983). – Le Paléozoïque du versant nord des massifs basques (Pyrénées Atlantiques). In: Sassi F.P. and Szederkenyi T., eds., IGCP n° 5 Correlation of Prevariscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belt, *Newsletter*, n° 5, pp. 220-230.
- BRICE D., Ed. (1988). – Le Dévonien de Ferques, Bas-Boulonnais (N. France). *Biostratigraphie du Paléozoïque*, **7**, pp. 1-520.
- BRUN J.P., BURG J.P. (1982). – Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc : a corner effect during continental collision. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **61**, pp. 319-332.
- BULTYNCK P., COEN-AUBERT M., DEJONGHE L., GODEFROID J., HANCE L., LACROIX D., PREAT A., STAINIER P., STEEMANS P., STREEL M., TOURNEUR F. (1991). – Les formations du Dévonien moyen de la Belgique. *Mém. expl. cartes géol. min. Belgique*, **30**, pp. 1-106.
- BURG J.P., BALÉ P., BRUN J.P., GIRARDEAU J. (1987). – Stretching lineation and transport direction in the Ibero-armorican arc during the siluro-devonian collision. *Geod. Acta*, **1**, 1, pp. 71-87.
- CALVET Ph., LAPIERRE H., CHARVET J. (1988). – Diversité du volcanisme ordovicien dans la région de Pierrefitte (Hautes-Pyrénées) : rhyolites calco-alcalines et basaltes alcalins. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **307**, (2), pp. 805-812.
- CAPUTO M.V., CROWELL J.C. (1985). – Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geol. Soc. America Bull.*, **96**, pp. 1020-1036.
- CAVET P. (1957). – Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **55**, 254, pp. 1-216.
- CHANTRAINE J., LORENZ C., MÉGNIEN C., MILLON R., LIENHARDT M.L. (1992). – Géologie profonde de la France. Forage scientifique de Sancerre-Couy (Cher). *Géologie de la France*, n° 3-4, pp. 1-215.
- CHAUBET M.C. (1937). – Contribution à l'étude géologique du Gothlandien du versant méridional de la Montagne Noire. Charité (impr.), Montpellier, 224 p.
- COCKS L.R.M., FORTEY R.A. (1982). – Faunal evidence for oceanic separations in the Palaeozoic of Britain. *J. geol. Soc. London*, **139**, pp. 465-478.
- COCKS L.R.M., McKERROW W.S. (1993). – A reassessment of the early Ordovician "Celtic" brachiopod province. *J. geol. Soc. London*, **150**, pp. 1039-1042.
- COGNÉ J. (1977). – La Chaîne Hercynienne ouest-européenne correspond-elle à un orogène par collision ? Propositions pour une interprétation géodynamique globale. *Colloque Intl CNRS n° 268 Ecologie et Géologie de l'Himalaya*, pp. 111-129.
- COGNÉ J., LEFORT J.P. (1985). – The Ligerian Orogeny : a Proto-Variscan event, related to the Siluro-Devonian evolution of the Tethys I ocean. In: Gee D.G. and Sturt B.A., eds., *The Caledonide orogen-Scandinavia and Related Areas*, John Wiley, pp. 1185-1193.
- COLCHEN M., PONCET J. (1994). – Paleozoic of the Vendean Domain. In: Keppie J.D., ed., *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*, Springer-Verlag, pp. 157-161.
- COURJAULT-RADÉ P. (1985). – Comparaison de l'évolution sédimentaire des séquences du Cambrien inférieur et moyen (p.p.) dans les versants sud et nord (unité de Brusque) de la Montagne Noire (Massif Central). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **301**, (2), pp. 43-48.
- COURJAULT-RADÉ P. (1988). – Analyse sédimentologique de la formation de l'Orbiel ("alternances grésocalcaires" auct., Cambrien inférieur). *Evolution tectono-sédimentaire et climatique (versant sud de la Montagne Noire, Massif Central, France)*. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **4**, 6, pp. 1003-1013.

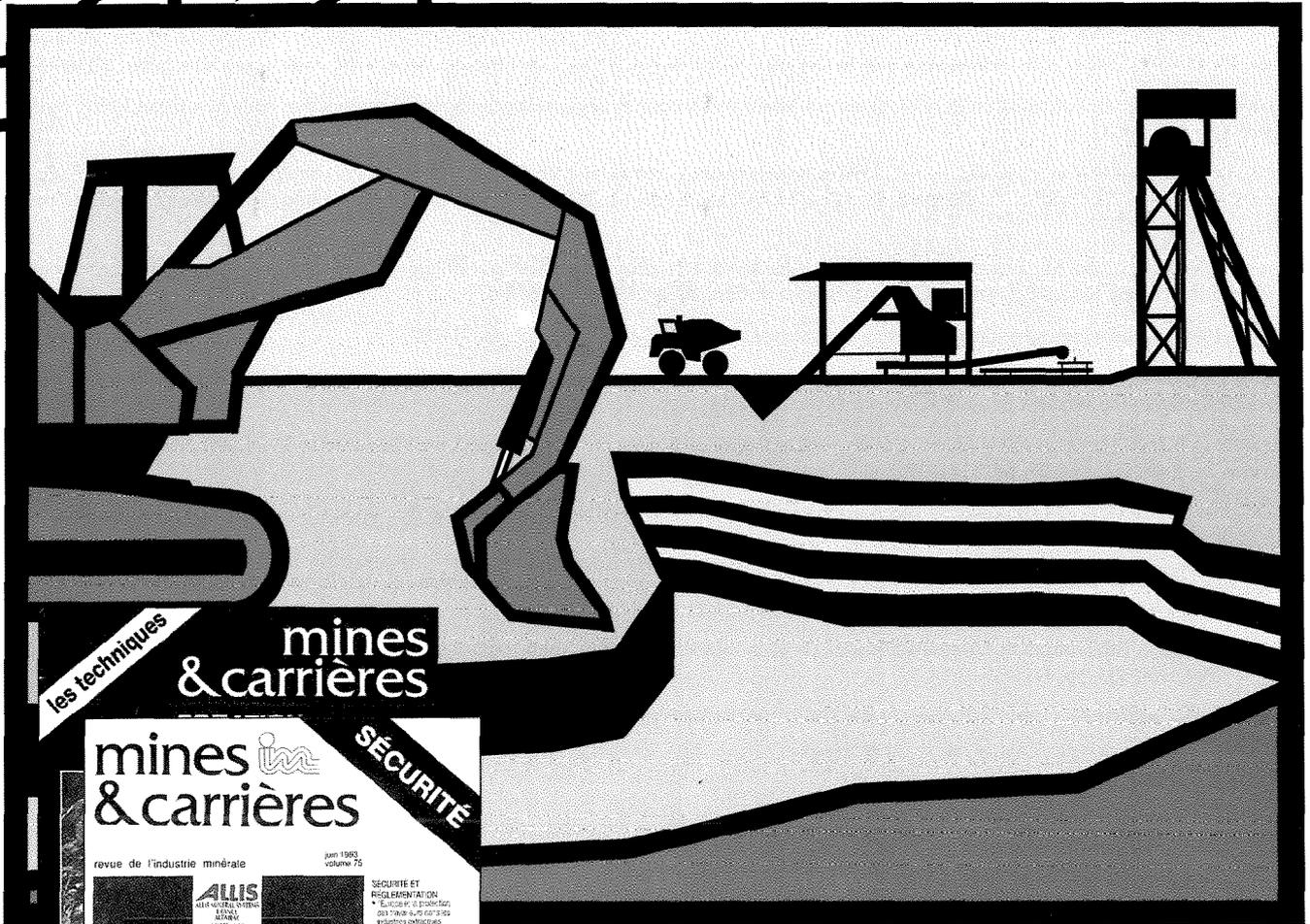
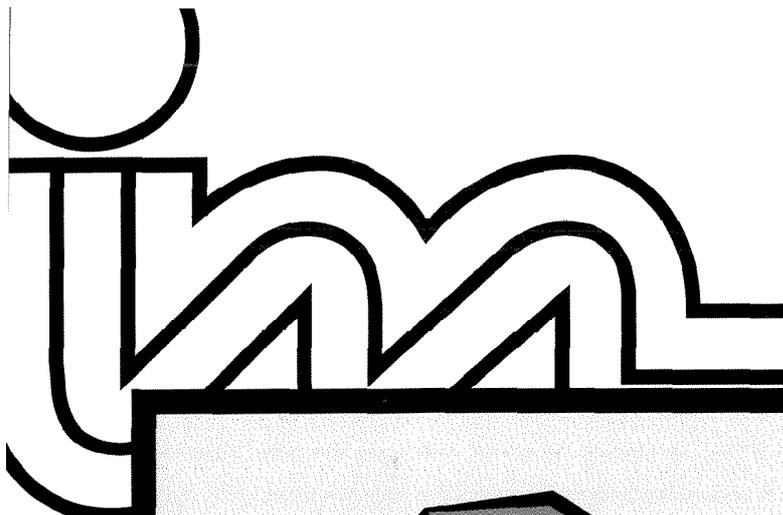
- COURJAULT-RADÉ P., DEBRENNE F., GANDIN A. (1992). – Palaeogeographic and geodynamic evolution of the Gondwana continental margins during the Cambrian. *Terra Nova*, **4**, pp. 657-667.
- COURTESOLE R. (1973). – Le Cambrien moyen de la Montagne Noire, biostratigraphie. Impr. d'Oc., Toulouse, 241 p.
- COURTESOLE R., PILLET J., VIZCAINO D., ESCHARD R. (1985). – Etude biostratigraphique et sédimentologique des formations arénacées de l'Arénigien du Saint-Chinian oriental (Hérault), versant sud de la Montagne Noire (France méridionale). *Mém. Soc. Et. sci. Aude*, Carcassonne, 99 p.
- COURTESOLE R., PILLET J., VIZCAINO D. (1988). – Stratigraphie et Paléontologie du Cambrien moyen gréseux de la Montagne Noire (versant méridional). *Mém. Soc. Et. sci. Aude*, Carcassonne, 55 p.
- CRILAT S. (1983). – Le Dévonien supérieur et le Carbonifère inférieur des Pyrénées et de la Montagne Noire (Frasnien, Famennien, Tournaisien). In: Sassi F.P. and Szederkenyi T., eds., IGCP n° 5 Correlation of Prevariscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belt, *Newsletter*, n° 5, pp. 231-254.
- DABARD M.P., CHAUVEL J.J. (1991). – Signature pétrographique et paléobiologique des variations bathymétriques pendant l'Arenig inférieur dans la Montagne Noire (versant sud, région de Saint-Chinian). *Géologie de la France*, n° 1, pp. 45-54.
- DABARD M.P., PARIS F. (1986). – Palaeontological and geochemical characteristics of Silurian black shale formations from the Central Brittany domain of the Armorican Massif (Northwest France). *Chem. Geol.*, **55**, pp. 17-29.
- DEAN W.T. (1966). – The lower Ordovician stratigraphy and Trilobites of the Landeyran valley and the neighbouring districts of the Montagne Noire. *Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.)*, *Geol.*, **12**, pp. 245-253.
- DEAN W.T. (1991). – Ordovician trilobites from the inlier at Le Petit Fond d'Oxhe, Belgium. *Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belg., Sci. Terre*, **61**, pp. 135-155.
- DÉGARDIN J.M. (1988). – Le Silurien des Pyrénées, biostratigraphie, paléogéographie. *Soc. géol. Nord, publ.* n° 15, pp. 1-525.
- DELFOUR J. (1989). – Données lithostratigraphiques et géochimiques sur le Dévono-Dinantien de la partie sud du faisceau du Morvan (nord-est du Massif central français). *Géologie de la France*, n° 4, pp. 49-77.
- DELVOLVE J.J., PERRET M.F. (1989). – Variations de l'âge des sédiments calcaires et "Culm" carbonifère dans la chaîne varisque du Sud de la France : migration de l'orogénèse varisque. *Geodynamica Acta*, **3**, 2, pp. 117-126.
- DESTOMBES J., FEIST R. (1987). – Découverte du Cambrien supérieur en Afrique (Anti-Atlas central, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Fr.*, **304**, (2), pp. 719-724.
- DE VOS W., VERNIERS J., HERBOSCH A., VANQUESTAINE M. (1993). – A new geological map of the Brabant Massif, Belgium. *Geol. Mag.*, **130**, 5, pp. 605-611.
- DORÉ F. (1971). – A propos du détritisme ordovicien en Normandie. Réflexions basées sur la composition du cortège des minéraux lourds. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, **102**, pp. 42-50.
- DORÉ F. (1994). – Cambrian of the Armorican Massif. In: Keppie J.D., ed., Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas, Springer-Verlag, pp. 136-141.
- DREESEN R., KASIG W., PAPROTH E., WILDER H. (1985). – Recent investigations within the Devonian and Carboniferous North and South of the Stavelot-Venn Massif. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **171**, 1-3, pp. 237-265.
- DREYFUSS M. (1948). – Contribution à l'étude géologique et paléontologique de l'Ordovicien supérieur de la Montagne Noire. *Mém. Soc. géol. Fr.*, **58**, 63 p., 9 pl.
- DUBREUIL M. (1980). – Hypothèse sur la mise en place, au Dinantien, du complexe du Tombeau Leclerc (Bassin d'Ancenis, Sud-Est du Massif armoricain) sous forme d'un olistostrome. Conséquences géodynamiques. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, **290**, (D), pp. 1455-1458.
- DUBREUIL M. (1987). – Le bassin en décrochement de Saint-Julien-de-Vouvantes - Angers (Carbonifère inférieur du Sud-Est du Massif armoricain). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), 3, pp. 215-221.
- DURAND J., NOBLET C. (1986). – Paléocourants dans la Formation du Grès armoricain : persistance des mécanismes de transport en domaine cratonique. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, **27**, 1, pp. 13-24.
- ELLENBERGER F., TAMAIN A.L.G. (1980). – Hercynian Europe. *Episodes*, **1**, pp. 22-27.
- ENGEL W. (1984). – Migration of folding and flysch sedimentation on the southern flank of the Variscan Belt (Montagne Noire, Mouthoumet Massif, Pyrénées). *Z. dt. geol. Ges.*, **135**, pp. 279-292.
- ENGEL W., FEIST R., FRANKE W. (1982). – Le Carbonifère anté-Stéphanien de la Montagne Noire : rapports entre mise en place des nappes et sédimentation. *Bull. BRGM Fr.*, section I, n° 4, pp. 341-389.
- ENGEL W., FRANKE W. (1983). – Flysch-sedimentation : its relations to tectonism in the European variscides. In: Martin H. and Eder F.W., eds., Intracontinental Fold Belts, Springer-Verlag, pp. 289-321.
- ENGEL W., FRANKE W., LANGENSTRASSEN F. (1983). – Palaeozoic sedimentation in the Northern Branch of the Mid-European Variscides : essay of an interpretation. In: Martin H. and Eder F.W., eds., Intracontinental Fold Belts, Springer Verlag, pp. 9-41.
- FEIST R. (1985). – Devonian Stratigraphy of the Southeastern Montagne Noire (France). *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg*, **75**, pp. 331-352.
- FEIST R., COURTESOLE R. (1984). – Découverte de Cambrien supérieur à trilobites de type est-asiatique dans la Montagne Noire (France méridionale). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **298**, (2), pp. 177-182.
- FEIST R., ECHTLER H. (1994). – The Massif Central; Biostratigraphy and Dynamics of the Nonmetamorphic Sedimentary Record : external zones. In: Keppie J.D., ed., Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas, Springer-Verlag, pp. 291-297.

- FEIST R., FLAIS G. (1987). – La limite Dévonien-Carbonifère dans la Montagne Noire (France). Biostratigraphie et environnement. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **305**, (2), pp. 1537-1544.
- FEIST R., GALTIER J. (1985). – Découverte de flores d'âge namurien probable dans le flysch à olistolites de Cabrières (Hérault). Implication sur la durée de la sédimentation synorogénique dans la Montagne Noire (France méridionale). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **300**, (2), pp. 207-212.
- FEIST R., KLAPPER G. (1985). – Stratigraphy and Conodonts in pelagic sequences across the Middle-Upper Devonian boundary, Montagne Noire, France. *Palaeontographica*, A, **188** (1/3), pp. 1-18.
- FEIST R., SCHÖNLAUB H.P. (1973). – Le passage siluro-dévonien dans la Montagne Noire orientale. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **276**, (D), pp. 1267-1270.
- FEIST R., SCHÖNLAUB H.P. (1974). – Zur Silur/Devon-Grenze in der östlichen Montagne Noire Südfrankreichs. *N. Jahrb. Geol. Paläont. Mh.*, pp. 200-219.
- FORTEY R.A., COCKS L.R.M. (1992). – The early Palaeozoic of the North Atlantic region as a test case for the use of fossils in continental reconstruction. *Tectonophysics*, **206**, pp. 147-158.
- FORTEY R.A., OWENS R.M. (1987). – The Arenig Series in South Wales : Stratigraphy and Palaeontology. *Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Geol.)*, **41**, pp. 69-285.
- FRANKE D. (1990). – Der präpermische Untergrund der Mitteleuropäischen Senke, Fakten und Hypothesen. *Niedersächsische Acad. Geowissenschaften, Veröffentlichungen*, 4, Hannover, pp. 19-75.
- FRANKE W. (1989). – Variscan plate tectonics in Central Europe - current ideas and open questions. In: Matte Ph. and Zwart H.J., eds., *Palaeozoic Plate Tectonics with Emphasis on the European Caledonian and Variscan Belts. Tectonophysics*, **169**, pp. 221-228.
- FRANKE W. (1992). – Phanerozoic structures and events in Central Europe. In: Blundell D., Freeman R. and Mueller S., eds., *A continent revealed. The European Geotraverse*. Cambridge Univ. Press, pp. 164-180.
- GALTIER J., FEIST R., MEYER-BERTHAUD B., REX J., ROWE N. (1987) – Découverte d'une flore en compression dans les niveaux à lydiennes du Tournaisien de la Montagne Noire (Hérault, France). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **305**, (2), pp. 647-651.
- GEUKENS F. (1986). – Commentaire à la carte géologique du Massif de Stavelot. *Aardkundige Meded.*, **3**, Leuven, pp. 15-30.
- GÈZE B. (1949). – Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. géol. Fr.*, **29**, 215 p.
- GODEFROID J., BLIECK A., BULTYNCK F., DEJONGHE L., GERRIENNE P., HANCE L., MEILLIEZ F., STAINIER P., STEEMANS P. (1994). – Les formations du Dévonien inférieur du Massif de la Vesdre, de la fenêtre de Theux et du Synclinorium de Dinant (Belgique, France). *Mém. expl. Carte géol. mun. Belg., Serv. Géol. Belg.*, n° 31, (sous-presse).
- GONORD H., RAGOT J.P., SAUGY L. (1964). – Observations lithostratigraphiques nouvelles sur la série de base des nappes de Cabrières, région de Gabisian-Glauzy (Montagne Noire, Hérault). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **4**, pp. 419-427.
- GUÉRANGÉ-LOZES J., BURG J.P. (1990). – Les nappes varisques du sud-ouest du Massif central (cartes géologiques et structurales à 1/250 000 Montpelier et Aurillac). *Géologie de la France*, n° 3-4, pp. 71-106.
- HAMMANN W. (1992). – The Ordovician trilobites from the Iberian chains in the province of Aragón, NE-Spain. I. The trilobites of the Cystoid Limestone (Ashgill Series). *Beringeria*, 6, Würzburg, pp. 3-219.
- HAMMANN W., ROBARDET M., ROMANO M. (1982). – The Ordovician System in Southwestern Europe (France, Spain, and Portugal). *IUGS Publ.* n° 11, pp. 1-47.
- HAVLICEK V. (1981). – Upper Ordovician Brachiopods from the Montagne Noire. *Palaeontographica*, A, **176**, 1-3, pp. 1-34.
- HENRY J.L. (1989). – Paléoenvironnements et dynamique de faunes de Trilobites dans l'Ordovicien (Llanvirn supérieur - Caradoc basal) du Massif armoricain (France). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **73**, pp. 139-153.
- HUGHES C.P., INGHAM J.K., ADDISON R. (1975). – The morphology, classification and evolution of the Trinucleidae (Trilobita). *Phil. Trans. Roy. Soc. London, B (Biol. Sci.)*, **272**, n° 920, pp. 537-607.
- JULIVERT M., ZAMARREÑO I., Eds. (1990). – The Geology of the Hercynian Basement in the Catalonian Coastal Ranges (NE Spain). *Acta Geológica Hispánica*, **25**, pp. 1-168.
- KEENAN P.S. (1986). – The cotilic package : a common association of some very distinctive lithologies. *Aardkundige Meded.* **3**, pp. 139-148.
- KEPPIE J.D. Ed. (1994). – Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas, Springer-Verlag, pp. 1-514.
- LAMENS J. (1986). – Depositional history of Salmian (Lower Ordovician sediments in Belgium). *Aardkundige Meded.*, pp. 125-138, Leuven.
- LAMENS J., GEUKENS S. (1985). – Volcanic activity in the Lower Ordovician of the Stavelot Massif, Belgium. *Meded. Kon. Acad. Wetensch.*, **46**, pp. 1-13.
- LARDEUX H., Ed. (1976). – Les Schistes et Calcaires éodévoniens de Saint-Cénéry (Massif armoricain, France). Sédimentologie, paléontologie, stratigraphie. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, **19**, pp. 1-328.
- LARDEUX H., CAVET P. (1994). – Paleozoic of the Ligerian Domain. In: Keppie J.D., ed., *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*, Springer-Verlag, pp. 152-156.
- LARDEUX H., CHAUVEL J.J., HENRY J.L., MORZADEC P., PARIS F., RACHEBOEUF P., ROBARDET M. (1977). – Evolution géologique du Massif armoricain au cours des temps ordoviciens, siluriens et dévoniens. Colloque Intl. CNRS, n° 243 La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale, pp. 181-192.
- LAUMONIER B. (1988). – Les Groupes de Canaveilles et de Jujols ("Paléozoïque inférieur") des Pyrénées orientales ; arguments en faveur de l'âge essentiellement cambrien de ces séries. *Hercynica*, **4**, 1, pp. 25-38.

- LE CORRE C., AUVRAY B., BALLÈVRE M., ROBARDET M. (1992). – Le Massif armoricain. In: Piqué A., ed., Les Massifs Anciens de France. *Sci.Géol., Bull.*, **44**, 1-2, pp. 31-103.
- LE GALL J. (1993). – Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : l'exemple du graben cambrien du Maine (Est du Massif armoricain). Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Caen, Mémoires Géosciences-Rennes, n° 52, 361 p.
- LEDRU P., MAROT A., HERROUIN Y. (1986). – Le synclinorium de Saint-Georges-sur-Loire : une unité ligérienne charriée sur le domaine centre-armoricain. Découverte de métabasites à glaucophane sur la bordure sud de cette unité. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **303**, (2), pp. 963-968.
- LEFORT J.P. (1993). – Image globale de la croûte continentale française entre le Brabant et le Pays Basque. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **17**, 1, pp. 39-52.
- LEFRANCOIS A., DECONINCK J.F., MANSY J.L., PROUST J.N. (1993). – Structure, sédimentologie et minéralogie des argiles des Formations de Beaulieu et d'Hydrequent (Dévonien supérieur du Bas Boulonnais). *Ann. Soc. géol. Nord*, (2), **2**, pp. 123-134.
- LEGRAND P. (1968). – Le Massif du Brabant. *Mém. expl. cartes géol. min. Belg.*, **9**, 148 p.
- LE HÉRISSE A., COMBLE C., MOREAU-BENOIT A. (1991). – Les mazuelloïdes du Silurien de Vendée (France), un groupe énigmatique. *Rev. Micropal.*, **34**, 1, pp. 57-67.
- LESPERANCE P.J., SHEEHAN P.M. (1988). – Trilobites et Brachiopodes ashgilliens (Ordovicien supérieur) de l'Assise de Fosse, Bande de Sambre et Meuse (Belgique). *Bull. Inst. Royal Sci. Nat. Belg., Sci. Terre*, **57**, pp. 91-123.
- LOUWYÉ S., VAN GROOTEL G., VERNIERS J. (1992). – The stratigraphy of the type locality of the ? late Wenlock-early Ludlow Mont Godart Formation and the early Ludlow Ronquières Formation, Brabant Massif, Belgium. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **115**, pp. 307-331.
- MAES G., RICKARDS B., ROMBOUTS L., VANDEVELDE N. (1979). – Silurian Formations between Neuville-sous-Huy and Ombret : their correlation, age and structure. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **101**, pp. 31-36.
- MAJESTÉ-MENJOUAS C., DEBAT P., MERCIER A. (1992). – Les massifs anciens des Pyrénées. In : Piqué A., éd., Les massifs anciens de France, *Sci. Géol., Bull.*, **44**, pp. 337-369.
- MARTIN F. (1969). – Les acritarches de l'Ordovicien et du Silurien belge. Détermination et valeur stratigraphique. *Mém. Inst. Royal Sci. Nat. Belg.*, **51**, 1, pp. 1-33.
- MARTINEZ-CATALÁN J.R. (1990). – A non-cylindrical model for the northwest Iberian allocthonous terranes and their equivalents in the Hercynian belt of Western Europe. *Tectonophysics*, **179**, pp. 253-272.
- MATTE Ph. (1986). – La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri-atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permio-Carbonifère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), II, pp. 9-24.
- McKERRON W.S., SCOTSESE C.R., BRASIER M.D. (1992). – Early Cambrian continental reconstructions. *J. Geol. Soc., London*, **149**, pp. 599-606.
- MEILLIEZ F., ANDRÉ L., BLIECK A., FIELITZ W., GOFFETTE O., HANCE L., KHATIR A., MANSY J.L., OVERLAU P., VERNIERS J. (1992). – Ardenne-Brabant. In : Piqué A., éd., Les massifs anciens de France, *Sci. Géol., Bull.*, **44**, pp. 3-29.
- MICHOT P. (1980). – Belgique. In : Lorenz C., éd., Géologie des pays européens, France, Belgique, Luxembourg, Dunod, pp. 485-576.
- MONTY C.L.V., BERNET-ROLLANDE M.C., MAURIN A. (1982). – Reinterpretation of the Frasnian classical "reefs" of the southern Ardennes, Belgium. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **105**, pp. 339-341 (extended abstract).
- MORZADEC P., PARIS F., PLUSQUELLEC Y., RACHEBOEUF P., WEYANT M. (1988). – Devonian stratigraphy and palaeogeography of the Armorican Massif (NW France). In: McMillan N.J., Embry A.F. and Glass D.J., eds., Devonian of the world, *Canad. Soc. Petrol. Geol., Mem.*, **14**, 1, pp. 401-420.
- MORZADEC P., PARIS F., RACHEBOEUF P.R., Eds. (1981). – La tranchée de la Lézais, Emsien supérieur du Massif armoricain. *Mém. Soc. géol. minéral. Bretagne*, **24**, pp. 1-313.
- MORZADEC P., RACHEBOEUF P.R. (1994). – Devonian of the Medio-North-Armorican Domain. In: Keppie J.D., ed., Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas, Springer-Verlag, pp. 147-150.
- NICOT E., ROLIN P. (1980). – Les événements tectoniques et métamorphiques dévono-carbonifères de l'Ouest de la France. Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France Limousin-Vendée-Bretagne Sud. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **22**, pp. 151-177.
- NOBLET C., LEFORT J.P. (1990). – Sedimentological evidence for a limited separation between Armorica and Gondwana during the Early Ordovician. *Geology*, **18**, pp. 303-306.
- O CZLON M. S. (1993). – Palaeogeographic and metamorphic evolution of the Ligerian Belt in Europe. In: Gayer R.A., Greiling R.O., Vogel K., eds., Rhenohercynian and Subvariscan Fold Belts. Vieweg Publishing, Braunschweig-Wiesbaden, pp. 83-130.
- ODIN G.S., ODIN C. (1990). – Echelle numérique des temps géologiques. *Géochronique*, n° 35, pp. 12-21.
- PAPROTH E., CONIL R., BLESS M.J.M., BOONEN P., BOUCKAERT J., CARPENTIER N., COEN M., DELCAMBRE B., DUPUIS Ch., DEUZON S., DRESSE N R., GROESSENS E., HANCE L., HENNEBERT M., HIBO D., HAHN G. et R., HISLAIRE O., KASIG W., LALOUX M., LAUWERS A., LEES A., LYS M., OP DE BEEK K., OVERLAU P., PIRLET H., POTY E., RAMSBOTTOM W., STREEL M., SWENNEN R., THOREZ J., VANGUESTAINE M., VAN STEENWINKEL M., VIESLET J.L. (1983a). – Bio- and lithostratigraphic subdivisions of the Dinantian in Belgium. A review. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **106**, pp. 185-239.
- PAPROTH E., DRESEN R., THOREZ J. (1986). – Famennian paleogeography and event stratigraphy of northwestern Europe. In: Bless M.J.M. and StreeL M., eds., Late Devonian events around the Old Red Continent. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **109**, pp. 175-186.

- PAPROTH E., DUSAR M., BLESS M.J.M., BOUCKAERT J., DELMER A., FAIRON-DEMARET M., HOULLEBERGS E., LALOUS M., PIERARD P., SOMERS Y., STREEL M., THOREZ J., TRICOT J. (1983b). – Bio-and lithostratigraphic subdivisions of the Silesian in Belgium. A review. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **106**, pp. 241-283.
- PARIS F. (1993). – Evolution paléogéographique de l'Europe au Paléozoïque : le test des Chitinozoaires. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **316**(2), pp. 273-280.
- PARIS F., LE HÉRISSE A. (1992). – Palaeozoic in Western Brittany (Outline of the Armorican geological history and geological itinerary in the Crozon Peninsula). *Cahiers Micropal. N.S.*, **7**, n° 1-2, pp. 5-28, Editions du CNRS.
- PARIS F., LE POCHAT G. (1994). – The Aquitain Basin. In: Keppie J.D., ed., *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*, Springer-Verlag, pp. 405-415.
- PARIS F., ROBARDET M. (1977). – Paléogéographie et relations ibéro-armoricaines au Paléozoïque anté-Carbonifère. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **19**, pp. 1121-1126.
- PARIS F., ROBARDET M. (1985). – Evaluation des affinités entre le Paléozoïque caché sous l'Aquitaine et les formations armoricaines contemporaines. In: *Géologie Profonde de la France*, GFP2, Thème 7. Documents du BRGM, n° 95-7, pp. 11-36.
- PARIS F., ROBARDET M. (1990). – Early Palaeozoic palaeobiogeography of the Variscan regions. *Tectonophysics*, **177**, pp. 193-213.
- PARIS F., ROBARDET M. (1994). – Silurian of the Medio-North-Armorican Domain. In: Keppie J.D., ed., *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*, Springer-Verlag, pp. 146-147.
- PARIS F., ROBARDET M., DABARD M.P. (1986). – Les milieux noirs du Paléozoïque inférieur armoricain dans leur contexte nord-gondwanien. Documents du BRGM, n° 110, pp. 259-275.
- PELHATE A. (1994). – Carboniferous of the Armorican Massif. In: Keppie J.D., ed., *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*, Springer-Verlag, pp. 162-168.
- PERRET M.F. (1988). – Le passage du Dévonien au Carbonifère dans les Pyrénées. Zonation par Conodontes. *Courr. Forsch. Inst. Senckenberg*, **100**, pp. 39-52.
- PERRET M.F. (1989). – Recherches micropaléontologiques et biostratigraphiques (Conodontes-Foraminifères) dans le Carbonifère pyrénéen. Thèse Doctorat, Univ. Toulouse, 592 p. et 1993, *Strata*, (2), 21, pp. 1-597.
- PERROUD H., ROBARDET M., VAN DER VOO R., BONHOMMET N., PARIS F. (1984). – Revision of the age of magnetization of the Montmartin red beds, Normandy, France. *Geophys. J.R. astr. Soc.*, **80**, pp. 541-549.
- PHARAOH T.C., MOLYNEUX S.G., MERRIMAN R.J., LEE M.R., VERNIERS J., Eds. (1993). – On the Caledonides of the Anglo-Brabant Massif. *Geol. Mag.*, **130**, 5, pp. 561-736.
- PILLOLA G.L. (1990). – Lithologie et Trilobites du Cambrien inférieur du SW de la Sardaigne (Italie) : implications paléobiogéographiques. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **310**, (2), pp. 321-328.
- PILLOLA G.L. (1993). – The Lower Cambrian trilobite *Bigotina* and allied genera. *Palaeontology*, **36**, 4, pp. 855-881.
- PIQUÉ A., Ed. (1992). – Les massifs anciens de France. *Sci. Géol., Bull.*, **44**, pp. 1-385.
- PONCET J., ROUX A. (1990). – Palaeobiogeography of Ordovician calcareous algae. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **81**, pp. 1-10.
- QUÉMART Ph., DABARD M.P., CHAUVEL J.J., FEIST R. (1993). – La transgression éo-dévonienne sur le Paléozoïque ancien dans la nappe du Mont Peyroux (Montagne Noire, Hérault) : signature pétrographique et implications géodynamiques. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **317**, (2), pp. 655-661.
- QUENARDEL J.M., SANTALLIER D., BURG J.P., BRIL H., CATHELINEAU M., MARIIGNAC C. (1992). – Le Massif central. *Sci. Géol., Bull.*, **44**, 1-2, pp. 105-206.
- RACHEBOEUF P.R., Ed. (1986). – Le Groupe de Liévin, Pridoli-Lochkovien de l'Artois (N. France). Sédimentologie, Paléontologie, Stratigraphie. *Biostratigraphie du Paléozoïque*, 3, pp. 1-215.
- RAO C.P., JAYAWARDANE M.P.J. (1994). – Major minerals, elemental and isotopic composition in modern shelf carbonates, Eastern Tasmania, Australia : Implications for the occurrence of extensive ancient non-tropical carbonates. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **107**, pp. 49-63.
- RAYMOND D. (1983). – Géotransverse A1 : colonnes stratigraphiques du Dévonien-Carbonifère du versant nord de la Haute chaîne des Pyrénées à l'Est de l'Ariège. In: Sassi F.P. and Szederkenyi T., eds., IGCP n° 5 Correlation of Prevariscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belt, *Newsletter*, n° 5, pp. 278-283.
- ROBARDET M., BLAISE J., BOUYX E., GOURVENNEC R., LARDEUX H., LE HÉRISSE A., LE MENN J., MÉLOU M., PARIS F., PLUSQUELLEC Y., PONCET J., RÉGNAULT S., RIOULT M., WEYANT M. (1993). – Paléogéographie de l'Europe occidentale de l'Ordovicien au Dévonien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **164**, pp. 683-695.
- ROBARDET M., BONJOUR J.L., PARIS F. (1994). – Ordovician of the Medio-North-Armorican Domain. In: Keppie J.D., ed., *Pre-Mesozoic Geology in France and Related Areas*, Springer-Verlag, pp. 142-146.
- ROBARDET M., DORÉ F. (1988). – The Late Ordovician diamictic formations from southwestern Europe: north Gondwana glaciomarine deposits. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **66**, pp. 19-31.
- ROBARDET M., GUTIERREZ MARCO J.C. (1990). – Sedimentary and faunal domains in the Iberian Peninsula during Lower Paleozoic times. In: Dallmeyer R.D. and Martinez Garcia E., eds., *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer Verlag, pp. 383-395.
- ROBARDET M., PARIS F., RACHEBOEUF P.R. (1990). – Palaeogeographic evolution of southwestern Europe during Early Palaeozoic times. In: Mc Kerrow W.S. and Scotese C.R., eds, *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*, *Geol. Soc. London Mem.*, **12**, pp. 411-419.

- ROBASZYNSKI F., DUPUIS C. (1983). – Survol géologique de la Belgique. In: Belgique. Guides géologiques régionaux, Masson, pp. 11-57.
- SCOTESE C.R., MCKERROW W.S. (1990). – Revised world maps and introduction. In: McKerrow W.S. and Scotese C.R., eds., Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. *Geol. Soc. London Mem.*, 12, pp. 1-21.
- SERVAIS T., VANGUESTAINE M., HERBOSCH A. (1993). – Review of the stratigraphy of the Ordovician in the Brabant Massif, Belgium. *Geol. Mag.*, **130**, 5, pp. 699-710.
- SHEEHAN P.M. (1988). – Late Ordovician (Ashgillian) Brachiopods from the region of the Sambre and Meuse rivers, Belgium. *Bull. Inst. Roy. Sci. Nat. Belgique, Sci. Terre*, **57**, pp. 5-81.
- STEEMANS Ph. (1989). – Etude palynostratigraphique du Dévonien inférieur dans l'Ouest de l'Europe. *Mém. expl. cartes géol. min. Belg.*, **27**, pp. 1-453.
- THORAL M. (1935). – Contribution à l'étude géologique des Monts de Lacaune et des terrains cambriens et ordoviciens de la Montagne Noire. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **192**, 38, 318 p.
- THOREZ J., DREESSEN R. (1986). – A model of a regressive depositional system around the Old Red Continent as exemplified by a field trip in the Upper Famennian "Psammites du Condroz" in Belgium. In: Bless M.J.M. and Streef M., eds., Late Devonian events around the Old Red Continent. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **109**, pp. 285-323.
- TOURNEUR F., VANGUESTAINE M., BUTTLER C., MAMET B., MOURAVIEFF N., POTY E., PREAT A. (1993). – A preliminary study of Ashgill carbonate beds from the lower part of the Fosses Formation (Condroz, Belgium). *Geol. Mag.*, **130**, 5, pp. 673-679.
- TSIEN H.H. (1980). – Les régimes récifaux dévoniens en Ardenne. *Bull. Soc. belge Géol.*, **89**, pp. 71-102.
- TSIEN H.H. (1988). – Devonian paleogeography and reef development of northwestern and central Europa. In: McMillan N.J., Embry A.F. and Glass D.J., eds., Devonian of the World, *Canad. Soc. Petrol. Geol., Mem.* **14**, 1, pp. 341-358.
- VACHARD D. (1977). – Etude stratigraphique et micropaléontologique (Algues et Foraminifères) du Viséen de la Montagne Noire (Hérault, France). *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, **29**, pp. 111-195, 8 pl.
- VANGUESTAINE M. (1992). – Biostratigraphie par Acritarches du Cambro-Ordovicien de Belgique et des régions limitrophes : synthèse et perspectives d'avenir. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **115**, pp. 1-18.
- VANNIER J.M.C., SIVETER D.J., SCHALLREUTER R.E.L. (1989). – The composition and palaeogeographical significance of the Ordovician ostracode faunas of southern Britain, Baltoscandia and Ibero-Armorica. *Palaeontology*, **32**, 1, pp. 163-222.
- VERNIERS J. (1983). – The Silurian of the Meuse area (Brabant Massif, Belgium), lithostratigraphy and features of the sedimentary basin. *Prof. Pap. Geol. Survey Belgium*, **203**, pp. 1-117.
- VERNIERS J., VAN GROOTEL G. (1991). – Review of the Silurian in the Brabant Massif, Belgium. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **114**, pp. 163-193.
- VON HOEGEN J., LEMME B., ZIELINSKI J., WALTER R. (1985). – Cambrian and Lower Ordovician in the Stavelot-Venn Massif, a model for depositional history. *N. Jahrb. Geol. Paläont. Abh.* **171**, pp. 217-235.
- VON WINTERFELD C., WALTER R. (1993). – Die varizische Deformationsfront des nordwestlichen Rheinischen Schiefergebirges-Fin bilanziertes geologisches Tiefenprofil über die Nordeifel. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, pp. 305-320.
- WOODCOCK N.H. (1991). – The Welsh, Anglian and Belgian Caledonides compared. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **114**, pp. 5-17.
- ZIEGLER P.A. (1985). – Late Caledonian framework of western and central Europe. In: Gee D.G. and Sturt B.A., eds., The Caledonide Orogen. Scandinavia and Related Areas, John Wiley, pp. 3-18.



les techniques

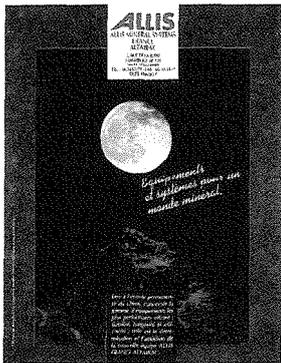
mines & carrières

mines & carrières

SÉCURITÉ

revue de l'industrie minière

juin 1993
volume 75



DOSSIER : LA SÉCURITÉ DANS LES MINES ET CARRIÈRES

ALUS
ALUMINIUM
LES ALUMINIUMS EN FRANCE
ET EN EUROPE

SECURITE ET REGLEMENTATION
• Evénements de production
des travaux effectués en
conditions défavorables
• Evénements de production
des travaux effectués en
conditions défavorables

SECURITE ET MODE OPERATOIRE
• Automatisation
du Pont de Mineurs

SECURITE ET EXPLOITATION
• Les mines portugaises
• L'industrie minière
des Caraïbes (Cuba, Brésil, Chili)
• Corée

ELECTRICITE
• L'impact de la crise
économique sur l'industrie

PROSPECTION
• "Pulsar" en Belgique

ACTUALITE
• L'impact de la crise
économique sur l'industrie
des métaux
• Les mines de la Sibirie
soviétique (Dniepr, Donetsk)
• Les mines de la Sibirie
soviétique (Dniepr, Donetsk)
• Les mines de la Sibirie
soviétique (Dniepr, Donetsk)

ABONNEZ-VOUS A MINES & CARRIERES LE 1^{er} MAILLON DE LA CHAINE D'INFORMATIONS TECHNIQUES DE L'INDUSTRIE MINERALE

Mines & Carrières et ses suppléments "Les Techniques" occupent dans l'Industrie Minérale une place unique. Rédigés par des techniciens, édités par la SIM, ces ouvrages font autorité dans la profession. Mines & Carrières : 11 numéros par an c'est toute l'actualité, ce que vous devez savoir. "Les Techniques" : 5 numéros par an traitent sous tous ses aspects un sujet précis. Mines & Carrières et "Les Techniques" : c'est une vue d'ensemble sur l'Industrie Minérale. "Une véritable mine d'informations" pour vous permettre de progresser.

POUR VOUS ABONNER :

Retournez ce bon dès aujourd'hui à la SIM, 41, rue de la Grange aux Belles 75010 Paris.

MetC Janvier 9

1 an d'abonnement = 11 numéros mensuels Mines & Carrières + 5 numéros des "Techniques"
France et CEE : 1 750 F TTC Etranger : 2 220 F

1 an d'abonnement = 11 numéros mensuels Mines & Carrières
France et CEE : 730 F TTC Etranger : 965 F

Vos noms, prénoms : _____ Société : _____

Activité de l'entreprise : _____

Adresse : _____ Ville : _____

Code postal : _____ Tél. : _____ Fax : _____

Règlement à réception de facture par chèque bancaire chèque postal



Conditions particulières réservées aux membres de la SIM et aux étudiants, retraités, chômeurs.
Nous contacter : Tél. : 33 (1) 42 02 07 92 - Fax : 33 (1) 42 06 69 30.