



HAL
open science

Conséquences de l'absence de socle cadomien sur l'âge et la signification des séries pré-varisques (anté-Ordovicien supérieur) du sud de la France (Pyrénées, Montagne Noire)

Bernard Laumonier, Albert Autran, Pierre Barbey, Alain Cheilletz, Thierry Baudin, Alain Cocherie, Catherine Guerrot

► To cite this version:

Bernard Laumonier, Albert Autran, Pierre Barbey, Alain Cheilletz, Thierry Baudin, et al.. Conséquences de l'absence de socle cadomien sur l'âge et la signification des séries pré-varisques (anté-Ordovicien supérieur) du sud de la France (Pyrénées, Montagne Noire). Bulletin de la Société Géologique de France, 2004, 175 (6), pp.643-655. 10.2113/175.6.643 . hal-03783854

HAL Id: hal-03783854

<https://brgm.hal.science/hal-03783854>

Submitted on 22 Sep 2022

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Conséquences de l'absence de socle cadomien sur l'âge et la signification des séries pré-varisques (anté-Ordovicien supérieur) du sud de la France (Pyrénées, Montagne Noire)

BERNARD LAUMONIER¹, ALBERT AUTRAN², PIERRE BARBEY³, ALAIN CHEILLETZ³, THIERRY BAUDIN⁴,
ALAIN COCHERIE⁴ et CATHERINE GUERROT⁴

Mots clés. – Socle cadomien, Pyrénées, Montagne Noire, Vendien, Cambrien, Groupe de Canaveilles, Cadomien.

Résumé. – Le modèle classique selon lequel, dans les Pyrénées et la Montagne Noire, existerait un socle cadomien granitique et métamorphique surmonté d'une couverture sédimentaire paléozoïque, doit être révisé, maintenant que les granitoïdes à l'origine des orthogneiss varisques de type Canigou dans les Pyrénées et Somail dans la Montagne Noire sont datés par U-Pb sur zircons à environ 474 Ma (Ordovicien inférieur, plus précisément Arénigien) [Cocherie *et al.*, 2005]. Ces laccolithes sont intrusifs dans la partie inférieure d'une série pré-varisque constituée (dans les Pyrénées) par : (i) à la base, le Groupe de Canaveilles, shalo-grauwackeux et volcano-sédimentaire, vendien (= fini-néoprotérozoïque) (à Cambrien basal ?) par datation U-Pb à 581 ± 10 Ma de rhyo-dacites et par comparaison avec l'Alcudien supérieur ibérique ; (ii) au sommet, le Groupe de Jujols, gréso-pélimitique, rapporté au Cambrien (*s.l.*) par comparaison avec les séries fossilifères des régions voisines, et dont la base est soulignée par les olistostromes de la formation de Tregurà. Les séries paragneissiques profondes, métagrauwackeuses, jusqu'à présent considérées comme dérivant de terrains néoprotérozoïques plus ou moins métamorphiques appartenant au socle cadomien, sont assimilées au Groupe de Canaveilles, dont elles ne diffèrent que par un degré métamorphique hercynien nettement plus élevé.

Il n'existe donc pas de socle cadomien, granitique et/ou métamorphique, dans le sud de la France. Le Groupe de Canaveilles relève cependant d'une dynamique sédimentaire et volcanique contemporaine de la fin du cycle cadomien, dans le contexte géodynamique de marge active-transformante de l'époque. Le Groupe de Jujols, qui lui succède, en concordance et parfois en continuité, inaugure, dans un contexte extensif, un cycle sédimentaire et magmatique anté-Ordovicien supérieur, dont relèvent les métagranites ordovicien inférieur. Le Groupe de Canaveilles formerait la partie supérieure de séries néo-protérozoïques (cadomiennes) très épaisses (> 15 km ?), comme c'est le cas des séries alcudiennes de l'Ibérie centrale, et qui se seraient déposées dans un bassin particulièrement subsident, probablement un bassin d'arrière-arc. Ces séries cadomiennes constituent une partie importante de la croûte pré-varisque et pourraient s'être déposées sur un socle paléoprotérozoïque métamorphique, aujourd'hui « caché » dans la croûte inférieure, formée pour l'essentiel de granulites restitiques fini-varisques.

On the non-existence of a Cadomian basement in southern France (Pyrenees, Montagne Noire): implications for the significance of the pre-Variscan (pre-Upper Ordovician) series

Key words. – Cadomian basement, Pyrenees, Montagne Noire, Vendian, Cambrian, Canaveilles Group, Cadomian.

Abstract. – The deepest Hercynian metamorphic terrains in the Pyrenees and in the nearby Montagne Noire are made up of medium-grade orthogneisses and micaschists, and of high-grade, often granulitic, paragneisses. The existence of a granitic-metamorphic Cadomian basement and of its sedimentary Lower Paleozoic cover was advocated from the following main arguments: (i) a supposed unconformity of the Lower Cambrian Canaveilles Group (the lower part of the Paleozoic series) upon both granitic and metamorphic complexes; (ii) a *ca.* 580 Ma U-Pb age for the metagranitic Canigou gneisses. A SE to NW transgression of the Cambrian cover and huge Variscan recumbent ("penninic") folds completed this classical model. However, recent U-Pb dating provided a *ca.* 474 Ma, early Ordovician (Arenigian) age for the metagranites, whereas the Vendian age (581 ± 10 Ma) of the base of the Canaveilles Group was confirmed [Cocherie *et al.*, 2005]. In fact, these granites are laccoliths intruded at different levels of the Vendian-Lower Cambrian series. So the Cadomian granitic basement model must be discarded. In a new model, developed in the Pyrenees and which applies to the Montagne Noire where the orthogneisses appear to be Lower Ordovician intrusives too, there are neither transgression of the Paleozoic nor very large Hercynian recumbent folds. The pre-Variscan (pre-Upper Ordovician) series must be divided in two groups: (i) at the top, the Jujols Group, mainly early to late Cambrian, that belongs to a Cambrian-Ordovician sedimentary and magmatic cycle; the early Ordovician granites pertain to this cycle; (ii) at the base, the Canaveilles Group of the Pyrenees and the la Salvetat-St-Pons series of the Montagne Noire, Vendian (to earliest Cambrian?), are similar to the Upper Alcudian series of Central Iberia. The Canaveilles Group is a shale-greywacke series with rhyodacitic volcanics, thick carbonates, black shales, etc. The newly defined olistostromic and carbonated, up to 150 m thick Tregurà Formation forms the base of the Jujols Group, which rests more or less conformably on the Canaveilles

¹ LAEGO-Mines, École des Mines, 54042 Nancy cedex, France – Bernard.Laumonier@mines.inpl-nancy.fr

² 15, rue Nicolas Poussin, 45100 Orléans, France

³ CRPG-CNRS, BP 20, 54501 Vandœuvre-les-Nancy cedex, France

⁴ BRGM, BP 6009, 45060 Orléans cedex 2, France

Manuscrit déposé le 20 mai 2003 ; accepté après révision le 24 juin 2004.

Group. The high-grade paragneisses which in some massifs underlie the Canaveilles and Jujols low- to medium grade metasediments are now considered to be an equivalent of the Canaveilles Group with a higher Variscan metamorphic grade; they are not derived from metamorphic Precambrian rocks. So, there is no visible Cadomian metamorphic (or even sedimentary) basement in the Pyrenees. However, because of its age, the Canaveilles Group belongs to the end of the Cadomian cycle and was deposited in a subsident basin, probably a back-arc basin which developed in the Cadomian, active-transform N-Gondwanian margin of this time.

The presence of Cadomian-Panafrican (*ca.* 600 Ma) zircon cores in early Ordovician granites and Vendian volcanics implies the anatexis of a thick (> 15 km?) syn-Cadomian series, to be compared to the very thick Lower Alcludian series of Central Iberia, which underlies the Upper Alcludian series. Nd isotopic compositions of Neoproterozoic and Cambrian-Ordovician sediments and magmatites, as elsewhere in Europe, yield Paleoproterozoic (*ca.* 2 Ga) model-ages. From the very rare occurrences of rocks of this age in W-Europe, it can be envisioned that the thick Pyrenean Cadomian series lies on a Paleoproterozoic metamorphic basement. But, if such a basement does exist, it must be "hidden", as well as the lower part of the Neoproterozoic series, in the Variscan restitic granulites of the present (Variscan) lower crust. So a large part of the pre-Variscan crust was made of volcano-sedimentary Cadomian series, explaining the "fertile" characteristics of this crust which has been able to produce the voluminous Lower Ordovician and, later, Upper Carboniferous granitoids.

INTRODUCTION

On appelle *Cadomien* le cycle géodynamique et orogénique néoproterozoïque à Cambrien basal défini dans le nord du Massif armoricain : antérieur à la transgression du Cambrien inférieur, il débute vers 750 Ma (au minimum) et se termine vers 540 Ma [Chantraine *et al.*, 2001]. Le cycle cadomien est également bien reconnaissable dans la zone d'Ossa-Morena du SW de l'Ibérie [Quesada *et al.*, 1991]. Ces domaines appartiennent à l'orogène avalonien-cadomien de la bordure NW du Gondwana, à la fin du Protérozoïque, orogène dont les fragments sont aujourd'hui dispersés du Mexique à l'Europe centrale [Murphy et Nance, 1989 ; Keppie *et al.*, 2003] et au-delà.

La discordance post-cadomienne faisant la limite entre le Précambrien et le Paléozoïque, si nette dans la zone nord-armoricaine et encore identifiable dans la zone sud-armoricaine (massif des Mauges), est impossible à mettre en évidence ailleurs en France, à l'exception supposée des Pyrénées et de la zone axiale de la Montagne Noire. Cependant, les métagranites réputés cadomiens de ces régions

viennent d'être datés de l'Ordovicien inférieur (cf. *infra*). L'objectif de cet article est donc d'examiner les conséquences de ces datations sur les terrains les plus anciens du sud de la France, afin de faire la part entre ceux qui seraient effectivement précambriens et pourraient relever du cycle cadomien, et ceux qui seraient plus récents, et aussi de discuter les relations entre ces deux ensembles. Une comparaison avec les séries de l'Ibérie centrale, beaucoup moins affectées par l'orogénèse varisque que celles des Pyrénées, éclairera le problème.

ABANDON DE LA NOTION DE SOCLE GRANITIQUE CADOMIEN

Le modèle classique : un socle cadomien et sa couverture paléozoïque (fig. 2B)

Dans les Pyrénées orientales, les terrains profonds, ceux situés sous l'Ordovicien supérieur daté (fig. 1), sont plus ou moins affectés par les déformations, le métamorphisme et le plutonisme varisques du Carbonifère supérieur. Classi-

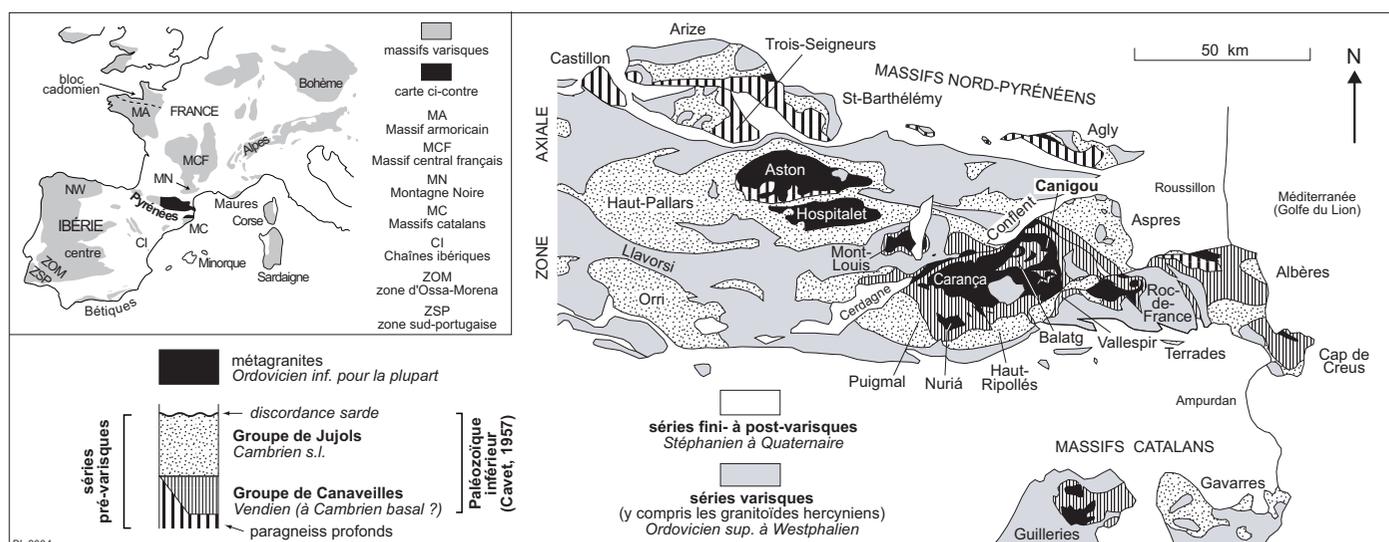


FIG. 1. – Carte des terrains pré-varisques de la moitié orientale des Pyrénées, selon le nouveau modèle développé dans cet article.

FIG. 1. – Map of the pre-Variscan terrains of the eastern part of the Pyrenees, according to the new model developed in the present paper.

quement, deux ensembles lithologiques y ont été définis : (1) au sommet, un ensemble (méta)sédimentaire azoïque, le Paléozoïque inférieur, formé par la série de Canaveilles que surmonte la série de Jujols [Cavet, 1957] ; (2) à la base, un complexe gneissique, certains gneiss, tels les gneiss œillés du Canigou (fig. 2A), étant clairement des orthogneiss métagranitiques [Guitard, 1970], d'autres, comme les gneiss de Bélesta et de Caramany dans le massif de l'Agly, étant en grande partie des paragneiss métagrauwackeux [Fonteilles, 1970].

En ce qui concerne les relations entre ces terrains, on a généralement considéré [Guitard, 1977 ; Guitard *et al.*, 1996, 1998 ; Laumonier, 1998], mais avec quelques réserves [Autran *et al.*, 1996], que la série de Canaveilles représentait la partie inférieure de la couverture sédimentaire marine paléozoïque d'un socle granitique et métamorphique cadomien (fig. 2B). Les deux principaux arguments initialement invoqués en faveur de cette interprétation sont : (1) une discordance cartographique, dans le massif des Albères en particulier [Autran *et al.*, 1966 ; Guitard *et al.*, 1996], de la série de Canaveilles sur les métagranites et les métagrauwackes, discordance soulignée par des volcanites acides et des arkoses (aujourd'hui des leucogneiss alumineux, appelés « gneiss de transition », d'épaisseur très variable), ces niveaux étant surmontés par le premier horizon carbonaté de la série de Canaveilles dit « marbre de base » ; (2) un âge U-Pb sur zircons d'environ 580 Ma pour les métagranites du Canigou [Vitrac-Michard et Allègre, 1975].

Dans ce modèle, les granites cadomiens avaient pour encaissant les métagrauwackes, d'âge protérozoïque [Fonteilles et Guitard, 1986 ; Berger *et al.*, 1993], comme le suggérait fortement le massif des Albères.

La série de Canaveilles a ensuite été redéfinie comme un groupe subdivisé en quatre formations, de bas en haut : formations de Carança (incluant les « gneiss de transition »), de Canaveilles, de Cabrils et d'Évol [Laumonier et Guitard, 1986 ; Laumonier, 1988] ; d'abord considéré comme Cambrien, sans plus de précision [Cavet, 1957], le Groupe de Canaveilles a été, par comparaison avec les séries datées des régions voisines, rapporté au Cambrien inférieur *s.l.*, sa base pouvant être fini-protérozoïque [Laumonier, 1988], ce qui restait compatible avec son interprétation comme couverture d'un socle cadomien.

Deux corollaires du modèle classique étaient : (1) une transgression du Cambrien en direction des Pyrénées centrales, la formation d'Évol reposant directement sur les métagranites cadomiens (massifs de l'Aston et de l'Hospitalet) et sur les paragneiss métagrauwackeux (massif de l'Agly) [Laumonier et Guitard, 1986 ; Laumonier, 1998] ; (2) l'existence, dans les massifs du Canigou et du Roc-de-France, de plis couchés « penniques » varisques, décakilométriques, répétant la limite socle-couverture [Guitard, 1964, 1970 ; Autran et Guitard, 1969 ; Guitard *et al.*, 1998], avec réapparition du Groupe de Canaveilles sous les métagranites (les Micaschistes de Balatg), dispositif également interprété comme un chevauchement majeur des gneiss du Canigou

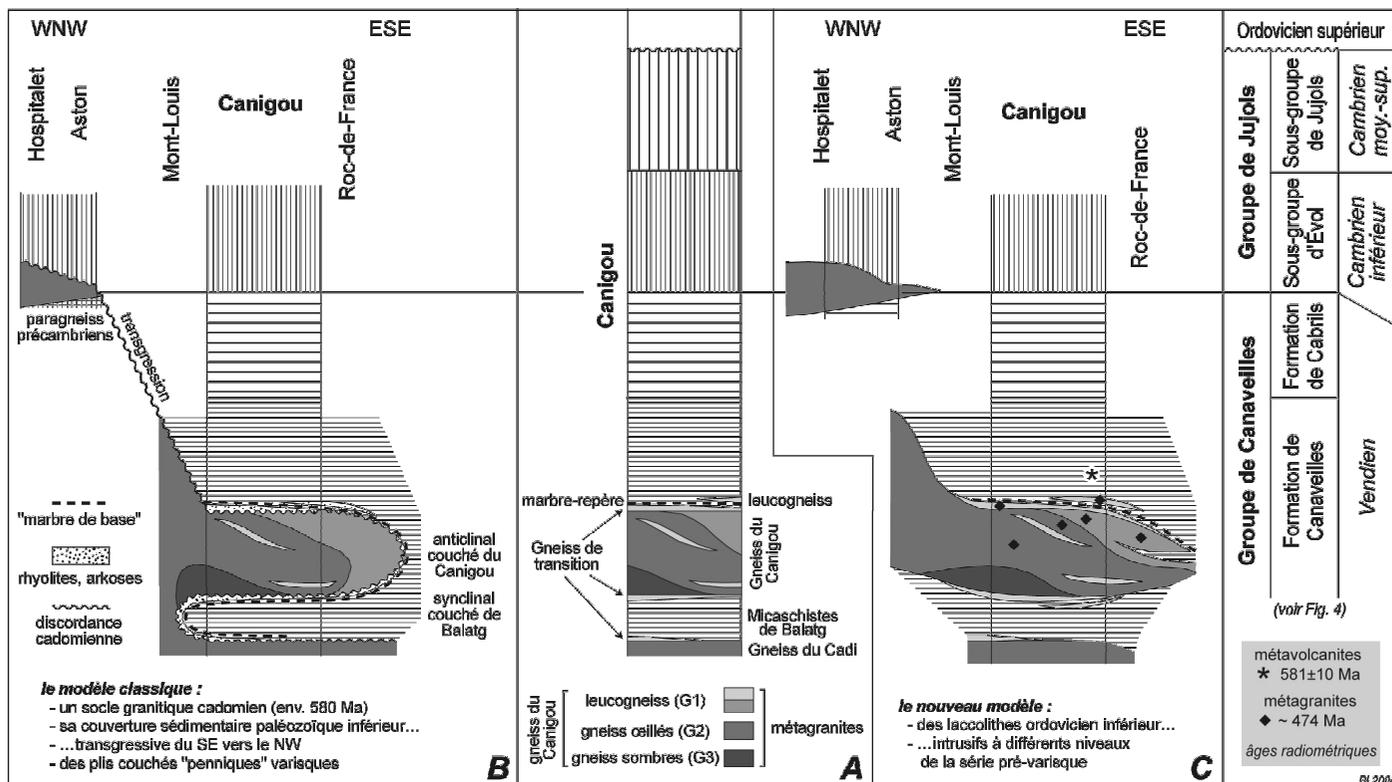


FIG. 2. – Pile lithologique fini-varisque du massif du Canigou (A). Comparaison entre le modèle classique (B), avec socle cadomien granitique et couverture paléozoïque, et le nouveau modèle (C), avec des laccolithes ordovicien inférieur intrusifs dans les séries fini-néoproterozoïques à cambrien inférieur, dans le massif du Canigou et les massifs voisins.

FIG. 2 – Late-Variscan lithological pile in the Canigou massif (A). Comparison between the classical model, with a Cadomian granitic basement and its Paleozoic cover (B), and the new model, with Lower Ordovician granitic laccoliths intruded in uppermost Neoproterozoic and early Cambrian series, in the Canigou massif and nearby massifs (C).

sur les Micaschistes de Balatg [Lagarde, 1978 ; Soliva *et al.*, 1989].

La zone axiale de la Montagne Noire, dont la ressemblance avec l'est des Pyrénées est frappante, a fait l'objet d'une interprétation en tous points comparable [Demange, 1975, 1994, 2001] : un socle granitique cadomien (gneiss du Somail et de Nore) et sa couverture sédimentaire cambro-ordovicienne (séries de La Salvetat et de St-Pons-Cabardès, c'est-à-dire l'essentiel des Schistes X des anciens auteurs) engagés dans des structures penniques particulièrement complexes.

Le nouveau modèle : des laccolithes ordovicien inférieur (figs. 2C et 3)

À l'encontre du modèle classique, des âges radiométriques ordoviciens, parfois cambriens (475-450 Ma et 530-500 Ma), ont été obtenus par diverses méthodes sur différents types d'orthogneiss, dans les Pyrénées centrales [Majoer, 1988 ; Delaperrière *et al.*, 1994], région où la notion de socle cadomien a toujours été controversée [Zwart, 1979], et dans les Pyrénées orientales [Delaperrière et Respaut, 1995 ; Calvez, *in* Guitard *et al.*, 1996] où, de manière intéressante, la méthode d'évaporation du plomb sur monozircons a montré la coexistence, dans une même roche, d'âges cadomiens (environ 600 et 570 ± 12 Ma) et ordoviciens (461 ± 7 , 451 ± 14 et 446 ± 20 Ma) (voir fig. 3). L'interprétation des âges ordoviciens restait cependant ambiguë : âges cadomiens rajeunis au Carbonifère ou bien âges réellement ordoviciens avec héritages cadomiens [Guitard *et al.*, 1996]. Par ailleurs, des vestiges de métamorphisme de contact ont pu être mis en évidence au toit et au mur des métagranites du Canigou [Barbey *et al.*, 2001].

Très récemment, de nouvelles datations en U-Pb ont été effectuées par microsonde ionique sur monozircons avec la Cameca IMS-1270 de Nancy [Delouie *et al.*, 2002] et la SHRIMP II de Canberra [Cocherie *et al.*, 2005], et par dissolution sur microlots de zircons abrasés [Cocherie *et al.*, 2005]. Les âges obtenus, d'excellente qualité, sont très proches les uns des autres, tant en ce qui concerne les métagranites incontestables (477 ± 4 , 475 ± 10 , 472 ± 6 , 471 ± 8 Ma) que les « gneiss de transition » et les leucogneiss intercalés dans la formation de Canaveilles (475 ± 10 , 467 ± 7 Ma) des massifs du Canigou et du Roc-de-France ; l'orthogneiss œillé de Riverole, dans le massif de l'Agly, serait de même âge (datation en cours). Tous ces âges sont interprétables comme des âges de cristallisation, donc des âges de mise en place. Proches de 474 Ma, ils sont tous ordoviciens inférieur, plus précisément aréniens. Les zircons présentent souvent un cœur plus ancien (cf. *infra*), ce qui permet de réinterpréter les âges cadomiens obtenus antérieurement par des méthodes moins discriminantes comme des âges hérités ou des âges de mélange.

Par ailleurs, un âge de 581 ± 10 Ma (U-Pb sur monozircons par microsonde ionique) a été obtenu pour les métavolcanites rhyodacitiques du Membre C de la formation de Canaveilles [Cocherie *et al.*, 2004], validant l'âge fini-néoprotérozoïque plutôt que cambrien attribué à cette formation [Laumonier, 1988].

Ces données radiométriques obligent à admettre que l'essentiel des gneiss des massifs du Canigou et du Roc-de-France, y compris les « gneiss de transition », dérivent de laccolithes composites d'âge ordovicien inférieur

(environ 474 Ma) formés de granodiorites à biotite, de monzogranites porphyroïdes et de leucogranites alumineux intrusifs dans la formation de Canaveilles. Le caractère remarquablement stratiforme de ces laccolithes est à souligner car, si les déformations varisques ont accentué le parallélisme entre les laccolithes et leur encaissant, elles n'auraient pas pu faire disparaître des contacts nettement sécants. Dans ce nouveau modèle : (1) le « marbre de base » perd son statut particulier et n'est plus que l'un des horizons-repères carbonatés caractéristiques de la formation de Canaveilles ; (2) la formation de Carança doit être redéfinie (cf. *infra*) ; (3) on comprend mieux l'absence des faciès détritiques grossiers (pas de « conglomérat de base », pas d'arkoses incontestables) que, dans le modèle classique, on se serait attendu à voir souligner la limite socle-couverture ; (4) la notion d'une transgression du Paléozoïque en direction des Pyrénées centrales doit être abandonnée, cette apparence étant due, vers l'ouest, à l'intrusion de laccolithes jusque dans la formation d'Évol ; (5) les mégaplis couchés du Canigou-Roc-de-France ne sont plus nécessaires (bien que leur inexistence n'en soit pas pour autant démontrée), ce qui modifie en la simplifiant la structure varisque de ces massifs.

Ce modèle peut sans difficulté s'appliquer au massif des Guillerries, au SE des Pyrénées orientales, où les métagranites et les metabasites présents dans une série équivalente à celle de Canaveilles ont aussi été datés, respectivement, à 475 ± 10 et 464 ± 15 Ma [Gebauer, 1993, *in* Reche Estrada et Martinez, 2002].

Dans la Montagne Noire, les métagranites à l'origine des gneiss du Somail viennent également d'être datés de 471 ± 4 Ma [Cocherie *et al.*, 2005], en assez bon accord avec les âges Rb-Sr et U-Pb ordovicien moyen-supérieur déjà avancés : 470-440 Ma [Gebauer *et al.*, 1988] ; 456 ± 3 et 450 ± 6 Ma [Roger *et al.*, 2004]. Ils ne peuvent donc qu'être intrusifs dans les séries de La Salvetat et St-Pons-Cabardès, dont le sommet renferme des métavolcanites dacitiques (tufs de Sériès) datées à 545 ± 15 Ma [Lescuyer et Cocherie, 1992] ; cet âge est compatible avec un âge maximal de 556 Ma attribué à la partie médiane de cet ensemble, d'après l'âge des zircons détritiques les plus jeunes qu'elle renferme [Gebauer *et al.*, 1989].

Il devient donc impossible d'envisager l'existence d'un socle granitique cadomien dans le sud de la France. De la sorte, Pyrénées et Montagne Noire ne font plus exception dans la chaîne varisque ouest-européenne, où les granites cadomiens sont rares (en dehors des domaines cadomiens du Massif armoricain, de Bohême et de la zone d'Ossa-Morena) et où les granitoïdes d'âge ordovicien inférieur sont en revanche très fréquents [Crowley *et al.*, 2000] ; on peut citer, par exemple, et pour ne parler que de régions proches des Pyrénées : le vaste complexe plutono-volcanique dit « Ollo de Sapo », dans le quart NW de l'Ibérie, daté de 490 à 465 Ma [Valverde-Vaquero et Dunning, 2000] après avoir longtemps été considéré comme précambrien ; l'orthogneiss du Capo Spartivento en Sardaigne, daté de 478 ± 16 Ma [Delaperrière et Lancelot, 1989] ; en Corse, les magmatites dont les zircons, remaniés dans des grès probablement ordoviciens, sont datés de 476 ± 26 Ma [Rossi *et al.*, 1995].

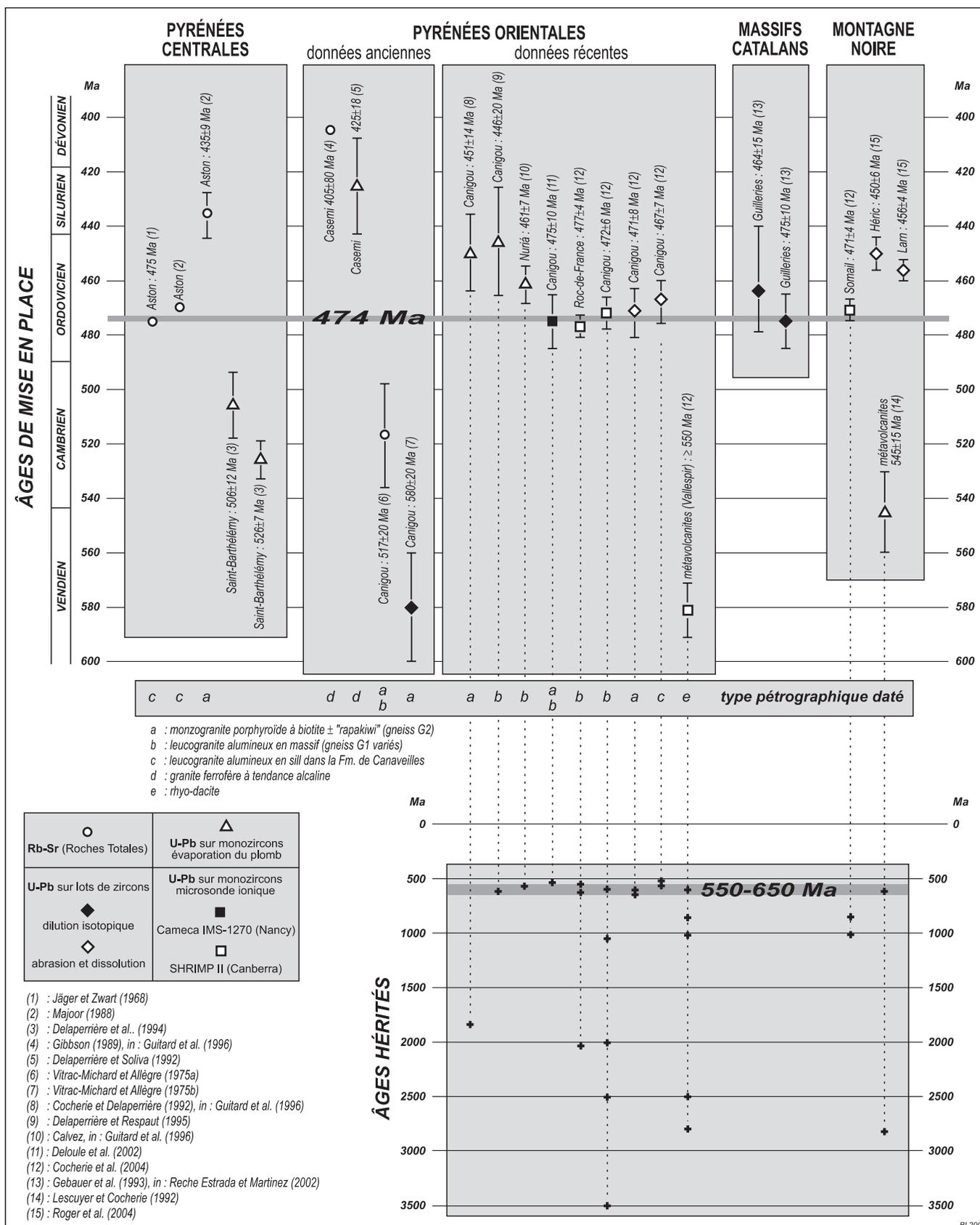


FIG. 3. – Données radiochronologiques relatives aux métagranites et métavolcanites des Pyrénées, des massifs catalans et de la Montagne Noire : âges de mise en place et âges hérités.
FIG. 3. – Radiochronological data relative to the metagranites and metavolcanics of the Pyrenees, the Catalan Massifs and the Montagne Noire: intrusion ages and inherited ages.

REDÉFINITION DES GROUPE DE CANAVEILLES ET DE JUJOLS (FIG. 4)

Rappelons que, dans les Pyrénées orientales, les séries pré-varisques métasédimentaires à dominante de grés-pélites situées sous la discordance de l'Ordovicien supérieur fossilifère ont été divisées en trois ensembles et une douzaine de formations et/ou membres [Laumonier, 1998], de bas en haut : (1) un ensemble *shalo-grauwackeux* [Baetens, 1989], épais de 2000 à 3000 m, avec, de bas en haut, les formations de Carança, Canaveilles (trois membres) et Cabrils (deux membres) ; (2) un ensemble *grésopélitique*, avec les membres inférieur et médian de la formation d'Évol (= formations d'Alos-de-Isil et de Lleret-Bayau dans les Pyrénées centrales) ; (3) un ensemble *argilo-silteux*, avec, de bas en haut, le membre supérieur de la formation d'Évol (= formation d'Alins dans les Pyrénées centrales), les formations de Valcebollère, Jujols et Font Frède. Un certain nombre d'horizons carbonatés soulignent ce découpage. L'absence de socle granitique cadomien et une meilleure prise en compte de l'évolution sédimentaire de cette mégaséquence conduisent à modifier ce découpage sur deux points importants.

La formation de Carança de l'ancien modèle était constituée par les « gneiss de transition » et les métasédiments (dont des niveaux carbonatés) associés. Or, les « gneiss de transition » étant des métagranites ordovicien inférieur, on doit considérer que les métasédiments forment le membre le plus profond (Membre A) de la formation de Canaveilles, sous l'horizon carbonaté anciennement appelé « marbre de base » qui définit la base du Membre B. Les Micaschistes de Balatg situés au plancher du laccolithe du Canigou, et leur équivalent dans le massif du Roc-de-France, les Micaschistes de Montalba, sont à rattacher à ce Membre A.

L'ancien membre supérieur de la formation de Cabrils est élevé au rang de formation, la *formation de Tregurà*. Cette formation, en cours d'étude, paraît constituée de deux olistotromes, épais de 0 à 150 m, respectivement formés avant et après le dépôt d'un important horizon carbonaté qui est remanié dans le second olistostrome ; elle est identifiée sur 120 km, de la Cerdagne au massif du Cap de Creus, où elle est connue sous le nom de formation du Cabo Norfeu. Pour éviter d'introduire de nouveaux termes, nous proposons de la prendre comme base du *groupe de Jujols*. Sous elle se développe la série shalo-grauwackeuse, riche en ni-

veaux volcano-sédimentaires et volcaniques (tufs) plagioclasiques (« gneiss granulés ») liées à l'existence d'un important volcanisme rhyodacitique à andésitique [Guitard, 1970 ; Casas *et al.*, 1986 ; Navidad et Carreras, 1995] particulièrement marqué au sud du massif du Canigou (Vallespir) ; c'est le niveau situé à la base du Membre C de la formation de Canaveilles qui a été daté à 581 ± 10 Ma. Cette composante volcanique confère à la série shalo-grauwackeuse un caractère sodique marqué qui n'existe plus dans le Groupe de Jujols, formé de grés-pélites plus banales [Baetens, 1989] et qui ne présente que quelques traces de volcanisme acide. La formation de Tregurà souligne donc une discontinuité majeure, tant lithologique et géochimique que sédimentologique, dans l'évolution du bassin est-pyrénéen. Il semble y avoir concordance entre les groupes de Jujols et de Canaveilles, sauf dans le massif du Cap de Creus, où une discordance cartographique est envisageable ; là où la formation de Tregurà est absente (Conflent, Aspres), il y a au contraire continuité de sédimentation entre les deux groupes. La signification des olistostromes de la formation de Tregurà reste à préciser ; comme pour ceux de la formation de Fuentes de l'Ibérie centrale auxquels ils sont comparables (cf. *infra*), il pourrait s'agir de dépôts liés à une baisse eustatique rapide du niveau marin, plutôt que de dépôts (purement) syn-tectoniques.

RATTACHEMENT DES PARAGNEISS MÉTAGRAUWACKEUX AU GROUPE DE CANAVEILLES (fig. 5)

Dans les Pyrénées, les séries paragneissiques profondes, riches en métagrauwackes, migmatitiques et, dans leur partie inférieure, granulitiques, massivement injectées de granites varisques plus ou moins déformés, sont classiquement rapportées à un socle protérozoïque [Fontelles et Guitard, 1972 ; Guitard *et al.*, 1996], peut-être déjà très métamorphique, comme le démontrerait la présence de disthène relique [Fontelles et Guitard, 1971 ; Berger *et al.*, 1993], voire granulitique [Zwart, 1979].

Ces paragneiss, en fonction de leur position lithostratigraphique, sont de deux types : (1) dans le massif de l'Aston [Besson, 1991] et les massifs nord-pyrénéens (Agly, Trois-Seigneurs, Saint-Barthélémy), ils sont surmon-

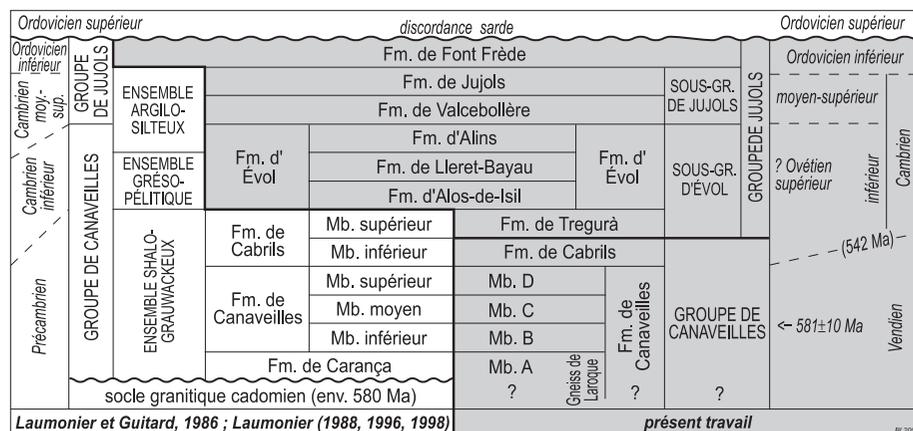


FIG. 4. – Découpage lithostratigraphique des terrains pré-varisques dans les Pyrénées ; comparaison avec les propositions de 1998.
FIG. 4. – Lithostratigraphic chart of the pre-Variscan terrains of the Pyrenees ; comparaison with the 1998 proposals.

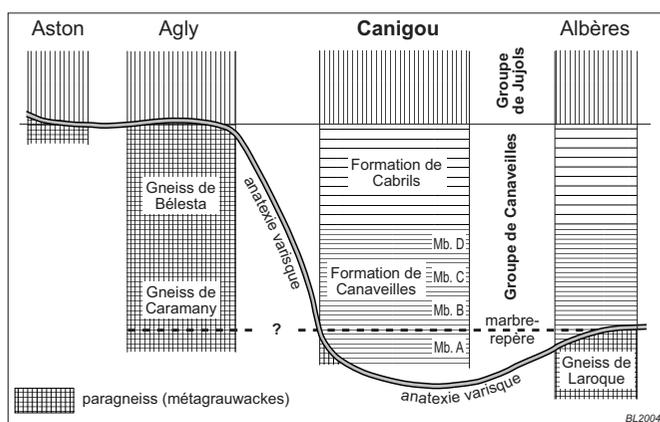


FIG. 5 – Schéma des relations entre les paragneiss métagrauwackeux et le Groupe de Canaveilles : les premiers sont l'équivalent très métamorphique du second.

FIG. 5. – Schematic relationship between deep paragneisses and Canaveilles Group: the former are the more metamorphic equivalent of the latter.

tés, peut-être en discordance cartographique dans le massif de l'Agly [Guitard *et al.*, 1996], par une série qui a pu être globalement rapportée à la formation d'Évol [Laumonier, 1996] ; (2) dans le massif des Albères, ils prennent place sous la formation de Canaveilles. Ce dispositif avait été interprété comme traduisant une transgression du Paléozoïque inférieur sur le socle cadomien (cf. *supra*). En se basant sur la géochimie des métagrauwackes, deux séries ont été distinguées, en particulier dans le massif de l'Agly, avec les Gneiss de Caramany à la base et les Gneiss de Bélesta au sommet [Fontailles et Guitard, 1986]. Dans le massif des Albères, ces métagrauwackes (Gneiss de Laroque) formeraient deux séries superposées dont les compositions sont intermédiaires entre celles des Gneiss de Caramany et de Bélesta [Guitard *et al.*, 1996]. Par ailleurs, les grauwackes de la partie inférieure du groupe de Canaveilles du versant nord du massif du Canigou et du massif des Albères s'apparentent à celles des Gneiss de Bélesta [Fontailles et Guitard, 1986 ; Guitard *et al.*, 1996] ; en revanche, celles du groupe de Canaveilles du versant sud du massif du Canigou offrent l'ensemble de ces compositions [Baetens, 1989]. Il ne paraît donc pas possible, sur la base des données géochimiques disponibles, de séparer des métagrauwackes anatectiques, qui dériveraient d'un socle précambrien, de métagrauwackes non anatectiques, qui dériveraient de sa couverture.

D'autre part, que ces paragneiss dérivent ou non d'un socle cadomien, il est aujourd'hui admis que rien ne démontre qu'ils aient été affectés par un métamorphisme pré-varisque [Vielzeuf, 1996], le disthène « relique » étant vraisemblablement hercynien [Azambre et Guitard, 2001]. Par ailleurs, le statut de la discordance cartographique qui, dans le massif de l'Agly, sépare les Gneiss de Bélesta de la formation d'Évol reste discuté : véritable discordance ou contact tectonique [discussion in Guitard *et al.*, 1996].

Enfin, il est remarquable que les paragneiss du premier type présentent souvent une lithologie variée : métagrauwackes mais aussi marbres (spécialement dans les Gneiss de Caramany, où ils peuvent être d'épaisseur décamétrique), métapélites (kinzigites), niveaux graphiteux, metabasaltes, etc. Ces séries, compte tenu des inévitables variations latérales de faciès et d'épaisseur, ne se distinguent en rien du Groupe de Canaveilles, dans lequel les grauwackes peuvent

localement occuper de grands volumes (Vallespir, massifs des Albères et du Cap de Creus). Les paragneiss du deuxième type sont beaucoup plus monotones.

En conséquence, il paraît, dans l'état actuel des recherches, envisageable et plus simple de considérer que les paragneiss métagrauwackeux du premier type (massif de l'Agly, etc.) sont globalement équivalents au groupe de Canaveilles (massif du Canigou, etc.) et n'en diffèrent que par un degré métamorphique varisque nettement plus élevé. Les paragneiss du second type (massif des Albères) représentent alors l'équivalent, plus métamorphique, des termes les plus inférieurs de la formation de Canaveilles du massif du Canigou (Membre A) mais aussi sans doute de termes plus profonds que ceux accessibles à l'observation dans ce massif : les Gneiss de Laroque constituent le terme le plus profond de la série pré-varisque visible dans la zone axiale.

En conclusion, l'existence d'un socle précambrien de nature grauwackeuse sur lequel les séries pré-varisques auraient pu être discordantes et transgressives, est très improbable.

LE GROUPE DE CANAVEILLES : UNE SÉRIE DE TYPE ALCUDIEN SUPÉRIEUR

Les séries de l'Ibérie centrale (fig. 6)

En Ibérie, le Cambrien débute souvent par une série gréseuse, localement carbonatée (formations de Torreárboles, Cándana, Herrería, Bámbola, etc.), qui repose généralement en discordance nette sur des séries (Narcea, Villalba, Paracuellos, etc.) réputées précambriennes. Ces séries gréseuses sont datées d'un Cambrien inférieur non basal (Cordubien supérieur = Tommotien-Atdabanien). Vers le haut, elles passent de façon diachrone aux formations essentiellement carbonatées à archéocyathes et trilobites de la seconde moitié du Cambrien inférieur (Ovétien-Bilbilien = Atdabanien-Toyonien), puis aux séries grésopélitiques du Cambrien moyen-supérieur [San José *et al.*, 1990 ; Palacios et Vidal, 1992 ; Liñán et Gámez-Vintaned, 1993 ; Liñán *et al.*, 1993, 2002]. Dans le centre-sud de l'Ibérie, le Cambrien inférieur gréseux (formations de Tamames et d'Azorejo) se complète vers le bas par une épaisse (1500-3500 m) série grésopélitique, la formation de Pusa ou *Pusien*, dont la base (formation de Fuentes) est constituée par de puissants olistostromes carbonatés [Moreno, 1975]. Le Pusien, d'abord considéré comme vendien à sa base [San José *et al.*, 1990] ou même entièrement vendien [Palacios et Vidal, 1992], serait en totalité cambrien inférieur, tommotien et plus ancien [Palacios *et al.*, 1999 ; Pierren et Herrantz, 2000]. Le Pusien et ses équivalents latéraux [Valladares *et al.*, 1998, 2002] reposent, souvent en discordance, sur l'Alcudien supérieur, épais de 1000-3000 m et localement plissé [López Diaz, 1995]. L'Alcudien supérieur, qui renferme dans sa partie médiane des horizons carbonatés (Calcaires de Villarta, etc.) localement épais [San José *et al.*, 1990], est généralement considéré comme vendien dans sa totalité, mais sa partie supérieure (au-dessus des Calcaires de Villarta) pourrait déjà être cambrienne [Palacios *et al.*, 1999 ; Pierren et Herrantz, 2000]. L'Alcudien supérieur repose lui-même, en discordance, sur un Alcudien inférieur d'âge vendien inférieur ou riphéen supérieur, très épais (au moins 4 000 à 7 000 m), grésopélitique et turbiditique, très monotone, plissé et localement schistose [San José *et al.*, 1990].

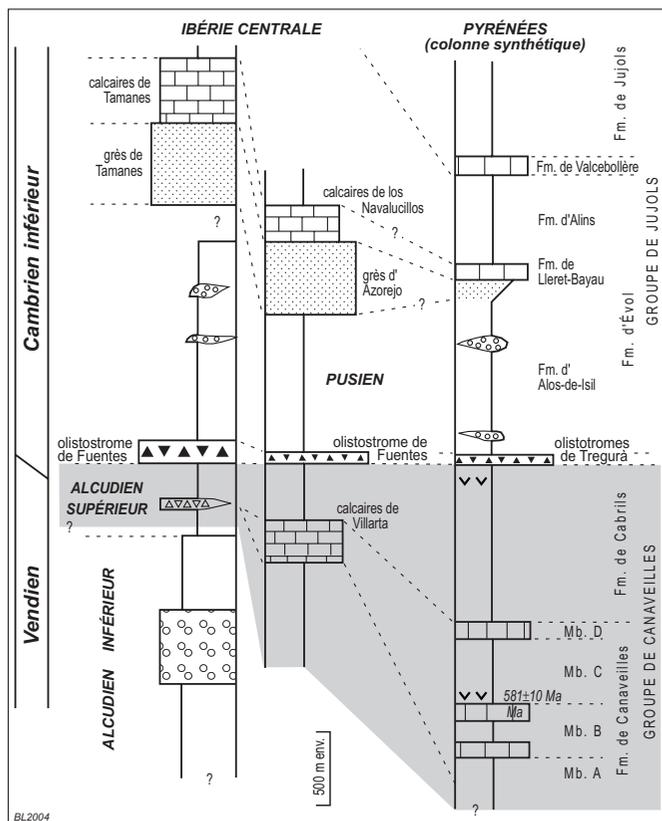


FIG. 6. – Comparaison entre les terrains vendiens supérieur à cambriens inférieur des Pyrénées et de l'Ibérie centrale.

FIG. 6. – Comparison between the Upper Vendian to Lower Cambrian series of the Pyrenees and Central Iberia.

Le Groupe de Canaveilles, une série fini-néoprotérozoïque (à cambrien basal ?)

La comparaison entre les Pyrénées et l'Ibérie centrale n'est pas aisée. Il est cependant possible, compte tenu des données récentes disponibles dans la littérature sur les séries centro-ibériques, de modifier légèrement le schéma proposé antérieurement [Laumonier, 1988] et de paralléliser : (1) le groupe de Jujols avec la série commençant avec le Pusien ; (2) le groupe de Canaveilles avec l'Alcudien supérieur (fig. 6). Dans ce schéma, les niveaux carbonatés de la formation de Canaveilles seraient globalement équivalents aux Calcaires de Villarta et les olistostromes de la formation de Tregurà équivalents à ceux de Fuentes ; comme ces derniers [Valladares *et al.*, 1998, 2000, 2002], ils auraient valeur de cônes de bas niveau marin. Cependant, une différence notable entre le groupe de Canaveilles et l'Alcudien supérieur est l'absence ou la rareté des niveaux volcaniques dans le second.

Dans le centre-sud de l'Ibérie, il y a, selon les secteurs, continuité de sédimentation ou non, et concordance ou discordance, entre le Pusien et l'Alcudien supérieur, comme dans les Pyrénées orientales entre les groupes de Jujols et de Canaveilles.

De l'analyse précédente, il résulte que le Groupe de Canaveilles serait d'âge fini-vendien (à cambrien basal ?), ce

qui est compatible avec : (1) l'âge cambrien moyen proposé pour la formation de Valcebollère [Cavet, 1957] ; (2) l'âge cambrien moyen-supérieur proposé pour la formation de Jujols [Laumonier, 1988], âge qui serait confirmé par la présence de carpoïdes du Cambrien moyen [Schroeder, 1973] ; (3) l'âge cambrien inférieur proposé pour la formation d'Évol [Laumonier, 1988, 1996], ce que confirmerait l'âge ovétien supérieur (= atdabanien-botomien) des calcaires à archéocyathes de Terrades, au sud des Pyrénées orientales [Perejón *et al.*, 1994], qui pourraient être l'équivalent des calcaires de la formation de Lleret-Bayau ; (4) l'âge de 581 ± 10 Ma obtenu pour les volcanites du Membre C de la formation de Canaveilles [Cocherie *et al.*, 2005] ; il est à noter que cette attribution est incompatible avec l'âge ordovicien inférieur proposé par Konzalová *et al.* [1982] pour la formation de Canaveilles ; (5) les âges Rb-Sr d'environ 550 Ma des paragneiss du massif de l'Agly [Vitrac-Michard et Allègre, 1971] et de 539 ± 26 Ma pour ceux du massif du St-Barthélémy [Marshall, 1987].

Par comparaison avec l'Ibérie centrale, et compte tenu des incertitudes persistant dans cette dernière région, la limite Vendien-Cambrien devrait se placer au niveau de la formation de Tregurà ou peut-être un peu plus bas, dans la formation de Cabrils. Il serait intéressant d'étudier la composition isotopique du carbone, dont on sait qu'elle a présenté des variations spectaculaires à l'aube du Cambrien [Kirschvink et Raub, 2003], dans les niveaux graphiteux de la formation de Cabrils (en particulier, dans deux niveaux remarquables situés près de la base et près du sommet de cette formation) pour tenter de tester la seconde hypothèse.

Comparaison avec la Montagne Noire

Un rapprochement entre les Schistes X de la zone axiale de la Montagne Noire et l'Alcudien ibérique a déjà été proposé [Bogdanoff *et al.*, 1984]. Effectivement, par l'ensemble de leurs caractéristiques lithologiques et leur âge fini-néoprotérozoïque [Fournier-Vinas et Debat, 1970 ; Lescuyer et Cocherie, 1992], les séries de la Salvetat et de St-Pons-abardès peuvent être considérées comme l'exact équivalent du groupe de Canaveilles est-pyrénéen (par exemple, les épais horizons carbonatés de la série de la Salvetat sont à paralléliser avec ceux de la formation de Canaveilles, et les tufs de Sériès – datés à 545 Ma environ – trouvent leur équivalent dans ceux – non datés – du sommet de la formation de Cabrils), le groupe de Jujols étant alors absent. Il nous semble donc peu probable que ces séries représentent une grande partie du Cambro-Ordovicien, comme cela est parfois proposé [Demange, 1994].

Ces séries sont donc globalement plus anciennes que celles des nappes de la Montagne Noire, dont la partie inférieure gréso-pélimitique, la formation de Marcory, daterait du Tommotien-Atdabanien sur le versant sud du massif [Álvoro *et al.*, 2001], la base pouvant être fini-vendienne sur le versant nord [Clausen et Álvaro, 2004]. La formation de Marcory serait alors l'équivalent, *grosso modo*, de la formation d'Alos-de-Isil des Pyrénées. Cependant, dans la Montagne Noire, le contact de ces séries sur celles de la zone axiale est partout tectonique.

DISCUSSION

Il ressort de l'analyse précédente qu'il est possible, dans les séries pré-varisques profondes métasédimentaires du sud de la France, de différencier : (1) une série d'âge vendien (à cambrien basal ?), shalo-grauwackeuse, plus ou moins volcanique (Groupe de Canaveilles = séries de la Salvetat et de St-Pons-Cabardès) ; (2) une série cambrienne *s.s.* plus banalement grésopélitiques (groupe de Jujols ; partie inférieure de la série des nappes du versant sud de la Montagne Noire). La première ne forme pas un socle et il ne semble pas y avoir de discordance généralisée entre les deux séries, mais plutôt concordance, voire continuité de sédimentation ; ni déformation ni métamorphisme précambriens ne peuvent y être mis en évidence.

Le Groupe de Canaveilles, une série fini-cadomienne

Deux cycles cadomiens se succédant pendant une période longue d'au moins 200 Ma ont été définis dans la zone nord-armoricaine, un cycle éo-cadomien, de 750 Ma à 615 Ma, et un cycle néo-cadomien *s.s.*, de 615 Ma à 540 Ma, pendant lequel se déposent les séries briovériennes. Le cycle néo-cadomien correspond à l'évolution complexe d'une marge active, avec subduction océanique, formation d'un arc insulaire, ouverture d'un bassin marginal, fermeture de ce bassin vers 580-540 Ma, plutonisme, etc.. [Chantraine *et al.*, 2001].

Trois cycles tectono-sédimentaires anciens sont définis en Ibérie centrale, mais leur interprétation reste controversée. Les deux séries alcudiennes sont interprétées comme le remplissage d'un bassin d'avant-pays développé au front d'un domaine orogénique cadomien situé vers le SW, analogue à l'actuelle zone d'Ossa-Morena (pour autant que la vergence nord-est des déformations cadomiennes dans ce domaine soit clairement établie...). L'Alcudien inférieur serait nettement déformé (phase « orétanienne »), l'Alcudien supérieur le serait peu (phase « cadomienne ») ou pas du tout. La troisième série, débutant par le Pusien, est considérée comme enregistrant le début du rifting cambrien post-cadomien [San José *et al.*, 1990 ; Quesada *et al.*, 1991 ; Pieren et Herrantz, 2000]. Ces auteurs considèrent les séries alcudiennes comme déjà liées à la formation d'une marge passive après les événements cadomiens majeurs [Valladares *et al.*, 2002], tandis que pour d'autres [Ábalos *et al.*, 2002], les événements cadomiens, dans la zone d'Ossa-Morena, perdureraient jusque dans le Cambrien inférieur (530-525 Ma).

Si les corrélations proposées ci-dessus sont correctes, il en résulte que le groupe de Jujols peut s'interpréter comme une série post-cadomienne, appartenant à un cycle tectono-sédimentaire et magmatique cambro-ordovicien, dont relèvent les métagranites pré-varisques ordovicien inférieur et qui s'achève par l'érosion (et des déformations ?) à l'origine de la discordance sarde. L'originalité et l'importance de ce cycle pré-varisque (que l'on serait tenté d'appeler sarde) dans les régions péri-méditerranéennes (Sardaigne, Alpes, Ibérie, etc.) commencent à être reconnues [Minzoni, 1991 ; von Raumer, 1998 ; Valverde-Vaquero et Dunning, 2000].

En revanche, les choses sont plus complexes pour ce qui concerne le groupe de Canaveilles. À la différence de l'Alcudien supérieur ibérique, le groupe de Canaveilles est

riche en niveaux volcano-sédimentaires et volcaniques. Ce volcanisme, qui associe des rhyo-dacites et des dacites calcoalcalines de fusion crustale à de rares tholéiites mantelliques, suggère une situation géodynamique de type bassin sur croûte continentale, probablement de type arrière-arc [Navidad et Carreras, 2002 ; Fernández-Suárez *et al.*, 2000], et non pas un bassin d'avant-pays comme pour l'Alcudien supérieur. Par ailleurs, le volcanisme du groupe de Canaveilles diffère du volcanisme néo-cadomien (610-570 Ma) du domaine cadomien nord-armoricain, beaucoup plus « juvénile » ; de plus, le Briovérien supérieur, déposé vers 570-560 Ma, est dépourvu de volcanisme [Chantraine *et al.*, 2001]. Il diffère aussi de celui du groupe de Ouarzazate, dans le sud du Maroc, daté entre 580 et 550 Ma environ, exactement contemporain de celui du groupe de Canaveilles donc, et qui est postérieur aux événements orogéniques panafricains majeurs et est associé à une tectonique extensive dans un contexte géodynamique général restant mal connu (bassin d'arrière-arc continental ?) ; à cette série syn-rift succède une série post-rift qui débute par les calcaires adoudouniens, encore fini-vendiens [Thomas *et al.*, 2002 ; Cheilletz *et al.*, 2002].

Les séries vendiennes déposées dans toutes ces régions (groupe de Canaveilles, séries de la Salvetat et de St-Pons-Cabardès, Alcudien supérieur, Briovérien, groupe de Ouarzazate, etc.) l'ont donc été dans des contextes structuraux très divers mais, compte tenu de leur âge, toutes relèvent de la fin du cycle cadomien/panafricain. Une telle diversité est cependant la règle dans l'orogène avalonien-cadomien péri-gondwanien de la fin du Néoprotérozoïque. Dans cet orogène très complexe dans le détail, qui associe domaines orogéniques et domaines non orogéniques, le passage est souvent progressif entre les séries cadomiennes et les séries post-cadomiennes (absence de déformations cadomiennes et de discordance post-cadomienne). En effet, dans cet orogène, le cycle cadomien ne se termine pas toujours par une collision, et donc par un épaissement crustal et de l'érosion, mais par le simple passage d'un régime de marge active plus ou moins transformante au rifting et à la fragmentation de cette marge, devenue passive, au Cambro-Ordovicien [Murphy et Nance, 1989 ; Nance et Murphy, 1994]. Cette transition, bien que diachrone à l'échelle de l'orogène, se fait vers la limite Vendien-Cambrien [Keppie *et al.*, 2003]. Bien que les Pyrénées n'appartiennent pas à un domaine cadomien orogénique, il apparaît que le groupe de Canaveilles relève bien d'une dynamique sédimentaire et volcanique en relation avec celle de la marge active fini-cadomienne.

Nature et âge de la croûte profonde : un socle paléoprotérozoïque ?

Si le sommet des séries vendiennes est bien identifiable, leur base n'est pas visible, encore moins leur substratum. On dispose cependant d'informations indirectes sur la croûte profonde du sud de la France.

Les zircons hérités sont fréquents dans les métagranites ordoviciens et les métavolcanites fini-cadomiennes des Pyrénées et de la Montagne Noire (fig. 3). Les principaux âges identifiés par datation U-Pb ponctuelle sur zircons zonés dans les Pyrénées sont : néoprotérozoïques (cadomiens/panafricains, environ 560-550 et 650-600 Ma), les plus fréquents ; mésoprotérozoïques (environ 1 Ga), rares ; paléoprotérozoï-

ques (environ 2-1,8 Ga), assez fréquents ; archéens (2,5, 2,8 et même 3,5 Ga) [Cocherie, 2004]. Ce spectre d'âges est le même que celui déjà connu dans la Montagne Noire [Gebauer *et al.*, 1989] et en Ibérie centrale [Fernández-Suárez *et al.*, 2000].

Le fait de trouver des zircons cadomiens dans les méta-granites ordovicien inférieur et même dans les volcanites fini-protérozoïques implique que la zone de fusion partielle à l'origine de ces roches est, en partie au moins, formée de terrains cadomiens, car il peuvent difficilement s'interpréter uniquement comme des xénocristaux incorporés par les magmas lors de leur ascension. Les séries cadomiennes doivent donc être très épaisses (> 15 km ?) et en conséquence ont dû se déposer dans des domaines particulièrement subsidents, comme c'est le cas dans le centre de l'Ibérie où l'épaisseur de l'Alcudien peut dépasser 10 km [San Jose *et al.*, 1990]. Le groupe de Canaveilles, dont la base n'est pas connue, doit donc venir au-dessus d'une très épaisse série, globalement équivalente à l'Alcudien inférieur ibérique. Les grands profils sismiques crustaux de type ECORS (France) et ESCI (Espagne) montrent, dans les domaines varisques non perturbés au Méso-Cénozoïque, une croûte supérieure épaisse de plus de 10 km et très transparente, dépourvue de structures sismiques : une telle croûte est bien conservée dans la partie mancennienne du domaine cadomien [Bitri *et al.*, 2001] et est compatible avec une série épaisse et monotone de type Alcudien inférieur.

La composition isotopique du néodyme des shales et des roches magmatiques paléozoïques des Pyrénées orientales et de la Montagne Noire [Ben Othman *et al.*, 1984 ; Bickle *et al.*, 1988 ; Simien *et al.*, 1999] conduit à des âges-modèles le plus souvent compris entre 1,5 et 1,9 Ga, comme dans le centre et le NW de l'Ibérie [Fernández *et al.*, 2000 ; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2003]. On sait que les âges-modèles renseignent sur l'âge d'extraction à partir du manteau des matériaux crustaux considérés, mais leur interprétation est complexe, car ils sont un mélange entre l'âge-modèle moyen des roches crustales érodées (sédiments) ou fondues (roches magmatiques) et l'âge des apports mantelliques juvéniles. En général, dans le cas des régions concernées, les auteurs s'accordent pour conclure à la prédominance de matériaux crustaux, détritiques ou magmatiques, d'âge-modèle paléoprotérozoïque (= 2 Ga), mélangés à des quantités variables de matériaux juvéniles plus récents, mésoprotérozoïques (environ 1 Ga) mais surtout néoprotérozoïques, c'est-à-dire cadomiens (et aussi ordovicien inférieur dans le cas des plutonites carbonifères) [Pin, 1991] ; les âges-modèles du Néoprotérozoïque sont généralement inférieurs à ceux du Cambro-Ordovicien, ce qui reflète bien l'importance du volcanisme néo-protérozoïque. Les séries cadomiennes (comme d'ailleurs les séries plus récentes) sont donc issues, pour une grande part, du recyclage d'une croûte continentale vieille d'environ 2 Ga. Cependant, les roches de cet âge (ou plus ancien), et qui pourraient représenter des témoins d'un socle sur lequel se seraient déposées les séries cadomiennes, sont rarissimes : gneiss icartiens datés à 2,2-2,0 Ga du nord du Massif armoricain [Chantraine *et al.*, 2001], granulites datées à 2,7 et 1,9 Ga du golfe de Gascogne, [Guerrot *et al.*, 1989] mais qui pourraient provenir du même bloc crustal cadomien [Gardien *et al.*, 2000]. Actuellement, de telles roches paléoprotérozoïques sont totalement inconnues à l'affleurement dans le reste de la France et en Ibérie, mais sont très fré-

quentes dans les socles africains, où elles résultent de l'orogénèse éburnéenne. Toutes ces données sont cependant compatibles avec l'existence, dans les Pyrénées et la Montagne Noire, d'un socle d'âge paléoprotérozoïque profond ; les séries cadomiennes néo-protérozoïques, dont on a souligné la très grande épaisseur, seraient sa couverture.

CONCLUSIONS

Dans le sud de la France (Pyrénées, Montagne Noire), il n'existe pas de socle cadomien, mais seulement de très épaisses séries volcano-sédimentaires d'âge vendien (à cambrien basal ?) synchrones de la fin du cycle cadomien et recouvertes en quasi concordance (au moins dans les Pyrénées) par les séries cambro-ordoviciennes grésopélimitiques du cycle dont relèvent les méta-granites ordovicien inférieur à l'origine des orthogneiss de type Canigou.

Dans la majeure partie des zones varisques internes françaises (sud du Massif armoricain, centre-nord du Massif central), micaschistes et paragneiss sont considérés comme dérivant de séries indifférenciées briovériennes et/ou cambro-ordoviciennes [Cogné et Wright, 1980 ; Ledru *et al.*, 1994] associés à des orthogneiss métagranitiques cambro-ordoviciens. Ceci évoque ce que l'on observe dans les Pyrénées et la Montagne Noire, mais la monotonie de ces séries (due en particulier à l'absence de formations carbonatées) et l'intensité des événements varisques (déformation, métamorphisme) ont rendu jusqu'à ce jour impossible une analyse lithostratigraphique détaillée ; ce n'est que dans le sud du Massif central (Albigeois et Cévennes en particulier), où l'empreinte varisque est plus faible, que l'on peut espérer obtenir des bonnes corrélations avec les domaines plus méridionaux [Laumonier, 1988] ; dans ces régions, l'âge réputé cadomien de certains métagranites [Montredon-Labessonnié, Mendic] mériterait d'être confirmé [Guérangé-Lozes et Burg, 1990]. On confirme de la sorte l'opposition entre des domaines cadomiens *s.s.*, très orogéniques, représentés par le nord du Massif armoricain et la zone d'Ossa-Morena du SW de l'Ibérie, et un domaine comprenant le reste de l'Ibérie, les Pyrénées, la Montagne Noire ainsi que, probablement, le Massif central et le centre-sud du Massif armoricain où les événements cadomiens (déformations, plutonisme) sont peu intenses, voire absents, bien que le volcanisme puisse être bien développé, notamment dans les Pyrénées.

Une partie importante de la croûte continentale varisque du sud de la France et de l'Ibérie, mais sans doute aussi du Massif central français, tirerait son origine de très épaisses séries cadomiennes (néoprotérozoïques), plus ou moins volcano-sédimentaires, déposées dans des bassins continentaux particulièrement subsidents, d'avant-pays ou d'arrière-arc, liés à l'orogène péri-gondwanien de l'époque [Nance et Murphy, 1994]. Dans un tel contexte, localement transtensif, il est envisageable que le socle paléoprotérozoïque sur lequel reposent vraisemblablement ces séries ait été fortement aminci, ce qui expliquerait qu'il ne soit nulle part identifiable. De toute manière, il ne peut, dans les Pyrénées notamment, qu'avoir été profondément transformé en granulites restitiques de basse pression au Carbonifère supérieur [Vielzeuf, 1996], tout comme, sans doute, la partie inférieure des séries cadomiennes, et ainsi être "camouflé" dans la croûte inférieure fini-varisque. La nature principale-

ment volcano-sédimentaire peu ou pas métamorphique, et non granitique, de la croûte pré-varisque pyrénéenne expliquerait bien son caractère « fertile » [Vielzeuf *et al.*, 1990], c'est-à-dire sa capacité à produire, dans le cas des Pyrénées, de grands volumes de magmas granitiques, tant à l'Ordovicien inférieur qu'au Carbonifère supérieur.

Remerciements. – Gérard Guitard a été le pionnier de la géologie moderne dans les Pyrénées orientales ; bien qu'il reste en désaccord avec certaines des interprétations proposées ici, nous tenons à lui dédier ce travail. Nous remercions également les deux rapporteurs, M. Demange et M. Ballèvre, dont les critiques ont permis d'améliorer une première version du manuscrit.

Références

- ABALOS B., CARRERAS J., DRUGUET E., ESCUDER VIRUETE J., GÓMEZ PUGNAIRE M.T., QUESADA C., RODRÍGUEZ SANCHEZ L.R. & GIL-IBARGUCI G. (2002). – Variscan and Pre-Variscan tectonics. In : W. GIBBONS & M.T. MORENO, Eds, *The geology of Spain*. – Geological Society of London, 155-183.
- ALVARO J.J., DEBRENNE F. & VIZCAÍNO D. (2001). – The Lower Cambrian of the southern Montagne Noire. – *Ann. Soc. Géol. Nord*, **8**, 2^{ème} série, 201-204.
- AUTRAN A., CARRERAS J., DURAND-DELGA M. & LAUMONIER B. (1996). – Le cycle hercynien dans les Pyrénées. Réflexions géodynamiques finales. In : A. BARNOLAS & J.-C. CHIRON, Coords, *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, tome 1 – Cycle Hercynien*. – BRGM-ITGE, Orléans-Madrid, 679-693.
- AUTRAN A., FONTEILLES M. & GUITARD G. (1966). – Discordance du Paléozoïque inférieur métamorphique sur un socle gneissique antéhercynien dans le massif des Albères (Pyrénées-Orientales). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **263**, II, 317-320.
- AUTRAN A. & GUITARD G. (1969). – Mise en évidence de nappes hercyniennes de style pennique dans la série métamorphique du massif du Roc-de-France (Pyrénées orientales) : liaison avec la nappe du Canigou. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **269**, II, 2497-2499.
- AZAMBRE B. & GUITARD G. (2001). – Disthène et staurotite reliques dans les métapélites du Canigou (Pyrénées orientales). Relations avec les épisodes hercyniens de basse et moyenne pressions. – *C. R. Geoscience*, **333**, 601-609.
- BAETENS É. (1989). – L'environnement géologique du gisement de tungstène de Costabonne (Pyrénées catalanes). – *Mém. Sci. Terre (ENSMP)*, **8**, 238 p.
- BARBEY P., CHEILLETZ A. & LAUMONIER B. (2001). – The Canigou orthogneisses (eastern Pyrenees, France, Spain) : an early Ordovician rapakivi granite laccolith and its contact aureole. – *C. R. Acad. Sci.*, **332**, II, 129-136.
- BEN OTHMAN D., FOURCADE S. & ALLÈGRE C. (1984). – Recycling processes in granite-granodiorite complex genesis : the Quérigut case studied by Nd-Sr isotope systematics. – *EPSL*, **69**, 290-300.
- BERGER G.M., FONTEILLES M., LEBLANC D., CLAUZON G., MARCHAL J.-P. & VAUTRELLE C. (1993). – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Rivesaltes (1090). – Éd. BRGM, Orléans, 119 p.
- BESSON M. (1991). – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Fontargente (1093). – Éd. BRGM, Orléans, 35 p.
- BICKLE M.J., WICKHAM S.M., CHAPMAN H.J. & TAYLOR JR H.P. (1988). – A strontium, neodymium and oxygen isotope study of hydrothermal metamorphism and crustal anatexis in the Trois Seigneurs Massif, Pyrenees, France. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **100**, 399-417.
- BITRI A., BRUN J.-P., TRUFFERT C. & GUENOC P. (2001). – Deep seismic imaging of the Cadomian thrust wedges of northern Brittany. – *Tectonophysics*, **331**, 65-80.
- BOGDANOFF S., DONNOT M. & ELLENBERGER F. (1984). – Notice explicative. Carte géol. France (1/50 000), feuille Bédarieux (988). – BRGM, Orléans, 105 p.
- CASAS J.-M., MARTI J. & AYORA C. (1986). – Importance du volcanisme dans la composition lithostratigraphique du Paléozoïque inférieur des Pyrénées catalanes. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **302**, II, 1193-1198.
- CAVET P. (1957). – Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre. – *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **254**, 303-518.
- CHANTRAINE J., EGAL E., THIÉBLEMONT D., LE GOFF E., GUERROT C., BALLÈVRE M. & GUENOC P. (2001). – The Cadomian active margin (North Armorican Massif, France) : a segment of the North Atlantic Panafrikan belt. – *Tectonophysics*, **331**, 1-18.
- CHEILLETZ A., LEVRESSE G., GASQUET D., AZIZI-SAMIR M., ZYADI R., ARCHIBALD D. & FARRAR E. (2002). – The giant Imiter silver deposit : Neoproterozoic epithermal mineralization in the Anti-Atlas, Morocco. – *Mineralium Deposita*, **37**, 772-781.
- CLAUSEN S. & ALVARO J. (2004). – Implications biostratigraphiques et paléobiogéographiques de la découverte du métazoaire néoproterozoïque *Cloudina* dans le versant nord de la Montagne Noire (France). – In : *Colloque de Paléogéographie*, 8-9 mars 2004, Paris, SGF, Programme et résumés, 42-43.
- COCHERIE A., BAUDIN T., GUERROT C., FANNING M.C. & LAUMONIER B. (2005). – Evidence of the Lower Ordovician intrusion age for metagranites in the late Proterozoic Canaveilles Group of Pyrénées and Montagne Noire (France) : new U-Pb zircon datings. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, (sous presse)
- COGNÉ J. & WRIGHT A.E. (1980). – L'orogène cadomien. In : Coll. Géologie de l'Europe, 26^{ème} Cong. Géol. Int., Paris. – *Mém. BRGM*, **108**, 29-55.
- CROWLEY Q.G., FLOYD P.A., WINCHESTER J.A., FRANKE W. & HOLLAND J.G. (2000). – Early Paleozoic rift-related magmatism in Variscan Europe : fragmentation of the Armorican Terrane Assemblage. – *Terra Nova*, **12**, 171-180.
- DELAPERRIÈRE E. & LANCELOT J. (1989). – Datation U-Pb sur zircons de l'orthogneiss du Capo Spartivento (Sardaigne, Italie), nouveau témoin d'un magmatisme alcalin dans le Sud de l'Europe. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **309**, II, 835-842.
- DELAPERRIÈRE E., SAINT-BLANQUAT M. (DE), BRUNEL M. & LANCELOT J. (1994). – Géochronologie U-Pb sur zircons et monazites dans le massif du Saint Barthélémy (Pyrénées, France) : discussion des âges des événements varisques et pré-varisques. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **165**, 101-112.
- DELAPERRIÈRE E. & RESPAUT J.-P. (1995). – Un âge ordovicien de l'orthogneiss de la Preste par la méthode d'évaporation du plomb sur monozircon remet en question l'existence d'un socle précambrien. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **320**, 1179-1189.
- DELOULE E., ALEXANDROV P., CHEILLETZ A., LAUMONIER B. & BARBEY P. (2002). – In-situ U-Pb zircon ages for early Ordovician magmatism in the eastern Pyrenees, France : the Canigou orthogneisses. – *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, **91**, 398-405.
- DEMANGE M. (1975). – Style pennique de la Zone Axiale de la Montagne Noire entre St-Pons et Murat-sur-Vèbre (Massif central). – *Bull. BRGM*, 2^{ème} série, **2**, 91-139.
- DEMANGE M. (1994). – Antevarisican evolution of the Montagne Noire (France) : from a passive margin to a foreland basin. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **318**, II, 921-933.
- DEMANGE M. (2001). – Tectono-stratigraphic setting of the southern slope nappes of Montagne Noire. – *Ann. Soc. Géol. Nord*, **8**, 2^{ème} série, 191-200.
- FERNÁNDEZ-SUÁREZ J., GUTIÉRREZ-ALONSO G., JENNER G.A. & TURRET M.N. (2000). – New ideas on the Proterozoic-early Paleozoic evolution of NW Iberia : insights from U-Pb detrital zircon ages. – *Precambrian Res.*, **102**, 185-206.

- FONTEILLES M. (1970). – Géologie des terrains métamorphiques et granitiques du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées-Orientales). – *Bull. BRGM*, 2^{ème} série, 3, 1-54.
- FONTEILLES M. & GUITARD G. (1971). – Disthène relique et disthène hystérogène dans les terrains métamorphiques hercyniens des Pyrénées orientales franco-espagnoles. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **272**, II, 361-363.
- FONTEILLES M. & GUITARD G. (1972). – Nappe de socle et socle autochtone dans les Pyrénées, lors de l'orogénèse hercynienne. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **274**, II, 3504-3507.
- FONTEILLES M. & GUITARD G. (1986). – Lithostratigraphie du Protérozoïque des Pyrénées d'après la composition chimique des métagrauwackes catazonales. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **303**, II, 1657-1660.
- FOURNIER-VINAS C. & DEBAT P. (1970). – Présence de micro-organismes dans les terrains métamorphiques précambriens (schistes X) de l'ouest de la Montagne Noire. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, **XII**, 351-355.
- GARDIEN V., ARNAUD N. & DESMURS L. (2000). – Petrology and Ar-Ar dating of granulites from the Galicia Bank (Spain) : African craton relics in western Europe. – *Geodin. Acta*, **13**, 103-117.
- GEBAUER D., COMPSTON W., WILLIAMS I.S. & GRÜNENFELDER M. (1988). – U-Pb zircon ion-probe dating of augengneisses of the Montagne Noire and the significance of the Caledonian subcycle in the French Massif Central. In : Terranes in the Variscan belt of France and western Europe, Montpellier, IUGS Project 233. – Abstracts.
- GEBAUER D., WILLIAMS I.S., COMPSTON W. & GRÜNENFELDER M. (1989). – The development of the Central European continental crust since the early Archaean based on conventional and ion-microprobe dating up to 3.84 b.y. old detrital zircons. – *Tectonophysics*, **157**, 81-96.
- GUÉRANGÉ-LOZES J. & BURG J.-P. (1990). – Les nappes varisques du sud-ouest du Massif central. – *Géol. France*, 71-106.
- GUERROT C., PEUCAT J.-J., CAPDEVILA R. & DOSSO L. (1989). – Archean protoliths within early Proterozoic granulitic crust of the west European Hercynian belt : possible relics of the west African craton. – *Geology*, **17**, 241-244.
- GUITARD G. (1964). – Un exemple de structure en nappe de style pennique dans la chaîne hercynienne : les gneiss stratoïdes du Canigou (Pyrénées-Orientales). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **258**, II, 4597-4599.
- GUITARD G. (1970). – Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss œillés du massif du Canigou (Pyrénées-Orientales). – *Mém. BRGM*, **63**, 353 p.
- GUITARD G. (1977). – Aperçu sur la géologie de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales entre le Salat et la Méditerranée. In : M. JAFFREZO, Coord., Pyrénées orientales – Corbières. – Masson, Paris, 9-21.
- GUITARD G., AUTRAN A. & FONTEILLES M. (1996). – Le substratum précambrien du Paléozoïque. In : A. BARNOLAS & J.-C. CHIRON, Coords, Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, tome 1 – Cycle Hercynien. – BRGM-ITGE, Orléans-Madrid, 137-156.
- GUITARD G., LAUMONIER B., AUTRAN A., BANDET Y. & BERGER G.M. (1998). – Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Prades (1095). – Éd. BRGM, Orléans, 198 p.
- GUTTIÉRREZ-ALONSO G., FERNÁNDEZ-SUÁREZ J., JEFFRIES T.E., JENNER G.A., TUBBRET M.N., COX R. & JACKSON S.E. (2003). – Terrane accretion and dispersal in the northern Gondwana margin. An early Paleozoic analogue of a long-lived active margin. – *Tectonophysics*, **365**, 221-232.
- KEPPIE J.D., NANCE R.D., MURPHY J.B. & DOSTAL J. (2003). – Tethyan, Mediterranean and Pacific analogues for the Neoproterozoic-Paleozoic birth and development of peri-Gondwanan terranes and their transfer to Laurentia and Laurussia. – *Tectonophysics*, **365**, 195-219.
- KIRSCHVINK J.L. & RAUB T.D. (2003). – A methane fuse for the Cambrian explosion : carbon cycles and true polar wander. – *C. R. Geoscience*, **335**, 65-78.
- KONZALOVA M., CASAS J.M., FONTBOTÉ J.M. & SANTANACH P. (1982). – Nouvelles données micropaléontologiques sur le Paléozoïque inférieur de la zone axiale des Pyrénées catalanes. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **294**, II, 869-874.
- LAGARDE J.-L. (1978). – Analyse du sens de déversement d'une nappe gneissique. Application à la nappe hercynienne du Canigou (P.-O.). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **286**, II, 937-940.
- 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**, 25-38.
- LAUMONIER B. (1996). – Cambro-Ordovicien. In : A. BARNOLAS & J.-C. CHIRON, Coords, Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, tome 1 – Cycle Hercynien. – BRGM-ITGE, Orléans-Madrid, 157-209.
- LAUMONIER B. (1998). – Les Pyrénées centrales et orientales au début du Paléozoïque (Cambrien *s.l.*) : évolution paléogéographique et géodynamique. – *Geodin. Acta*, **11**, 1-11.
- LAUMONIER B. & G. GUITARD G. (1986). – Le Paléozoïque inférieur de la moitié orientale de la zone axiale des Pyrénées. Essai de synthèse. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **302**, II, 473-478.
- LEDRU P., AUTRAN A. & SANTALLIER D. (1994). – Lithostratigraphy of Variscan terranes in the French Massif Central : A basis for paleogeographical reconstruction. In : J.D. KEEPIE, Ed., Pre-Mesozoic geology in France and related areas. – Springer, Berlin, 276-288.
- LESCUYER J.-L. & COCHERIE A. (1992). – Datation sur monozircons des métadacites de Sériès : arguments pour un âge protérozoïque terminal des « schistes X » de la Montagne Noire (Massif central français). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **314**, II, 1071-1077.
- LIÑÁN E. & GÁMEZ-VINTANED J.A. (1993). – Lower Cambrian palaeogeography of the Iberian Peninsula and its relations with neighbouring European areas. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **164**, 831-842.
- LIÑÁN E., GOZALO R., PALACIOS T., GAMEZ VINTANED J.A., UGIDOS J.M. & MAYORAL E. (2002). – Cambrian. In : W. GIBBONS & M.T. MORENO, Eds, The geology of Spain. – Geological Society of London, 17-29.
- LIÑÁN E., PEREJÓN A. & SDZUY K. (1993). – The Lower-Middle Cambrian stages and stratotypes from the Iberian Peninsula : a revision. – *Geol. Mag.*, **130**, 817-833.
- LÓPEZ DIAZ F. (1995). – Late Precambrian series and structures in the Navalpino Variscan anticline (Central Iberian Peninsula). – *Geol. Rundsch.*, **84**, 151-163.
- MAJOUR F.J.M. (1988). – On the age and origin of the Aston gneiss massif, Central Pyrenees. – *Hercynica*, **4**, 57-61.
- MARSHALL R.S. (1987). – The Hercynian of the Pyrenees : was it really extending ? – *Terra Cognita*, **7**, 315.
- MINZONI N. (1991). – Paleozoic geodynamic evolution of Sardinia-Corsica and Calabrian-Peloritan crystalline Massifs. In : A. BAUD, P. THELIN & G. STAMPFLI, Eds., Paleozoic geodynamic domains and their alpidic evolution in the Tethys. – *Mém. Géol.* (Lausanne), **10**, 83-89.
- MORENO F. (1975). – Olistostromas, fan conglomerados y slump folds. Distribución de facies en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el anticlinal de Valdelacasa (provs. de Toledo, Cáceres y Ciudad Real). – *Estudios geol.*, **31**, 249-260.
- MURPHY J.B. & NANCE R.D. (1989). – Model for the evolution of the Avalonian-Cadomian belt. – *Geology*, **17**, 735-738.
- NANCE R. & MURPHY J.B. (1994). – Contrasting basement isotopic signatures and the palinspatic restoration of peripheral orogens : example from the Neoproterozoic Avalonian-Cadomian belt. – *Geology*, **22**, 617-620.
- NAVIDAD M. & CARRERAS C. (1995). – Pre-Hercynian magmatism in the eastern Pyrenees (Cap de Creus and Albera Massifs) and its geodynamical setting. – *Geol. Mijnb.*, **74**, 65-77.
- NAVIDAD M. & CARRERAS C. (2002). – El volcanismo de la base del Paleozoico Inferior del Canigó (Pirineos Orientales). Evidencias geoquímicas de la apertura de una cuenca continental. – *Geogaceta*, **32**, 91-94.
- PALACIOS T., GÁMEZ J.A., FERNANDEZ-REMOLAR D. & LIÑÁN E. (1999). – New palaeontological data at the Vendian-Cambrian transition in Central Spain. – *J. Conf. Abs.*, **4**, 265.
- PALACIOS T. & VIDAL G. (1992). – Lower Cambrian acritarchs from northern Spain : the Precambrian-Cambrian boundary and biostratigraphic implications. – *Geol. Mag.*, **129**, 421-436.
- PEREJÓN A., MORENO-EIRIS E. & ABAD A. (1994). – Montículos de arqueociatos y calcimicrobios del Cámbrico inferior de Terrades, Gerona (Pirineo oriental, España). – *Bol. R. Soc. Esp. Nat. (Sec. Geol.)*, **89**, 55-95.

- PIEREN A.P. & HERRANZ P. (2000). – A record from the Cadomian orogen to the Hercynian basin in the SW Central-Iberian zone (Badajoz-Ciudad Real, SW Spain). *In* : Variscan-Appalachian dynamics : the building of the Upper Paleozoic basement. – *Basement Tectonics 15*, A Coruña, Spain, Program and Abstracts, 142-145.
- PIN C. (1991). – Central-western Europe : major stages of development during Precambrian and Paleozoic times. *In* : R.D. DALLMEYER & J.-P. LÉCORCHÉ, Eds., The West African orogens and circum-Atlantic correlatives. – Springer, Berlin, 295-306.
- QUESADA C., BELLIDO F., DALLMEYER R.D., GIL-IBARGUCHI I., OLIVEIRA J.T., PEREZ-ESTAUN A., RIBEIRO A., ROBARDET M. & SILVA J.B. (1991). – Terranes within the Iberian Massif : correlations with West African sequences. *In* : R.D. DALLMEYER & J.-P. LÉCORCHÉ, Eds., The West African orogens and circum-Atlantic correlatives. – Springer, Berlin 267-293.
- VON RAUMER J.F. (1998). – The Paleozoic evolution in the Alps : from Gondwana to Pangea. – *Geol. Rundsch.*, **87**, 407-435.
- RECHE-ESTRADA J. & MARTINEZ F.J. (2002). – Evolution of bulk composition, mineralogy, strain style and fluid flow during a HT-LP metamorphic event : sillimanite zone of the Catalan Coastal Ranges Variscan basement, NE Iberia. – *Tectonophysics*, **348**, 111-134.
- ROGER F., RESPAUT J.P., BRUNEL M., MATTE Ph. & PAQUETTE J.-L. (2004). – Première datation U-Pb des orthogneiss œillés de la zone axiale de la Montagne Noire (sud du Massif central) : nouveaux témoins du magmatisme ordovicien dans la chaîne varisque. – *C. R. Geosciences*, **336**, 19-28.
- ROSSI P., COCHERIE A. & DURAND-DELGA M. (1995). – Arguments géochronologiques en faveur de la présence d'un socle panafricain (cadomien) en Corse, conséquences sur la paléogéographie de l'orogène varisque sud-européen. – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **321**, IIa, 983-992.
- SAN JOSE DE M.A., PIEREN A.P., GARCÍA-HIDALGO J.F., VILAS L., HERRANZ P., PELAEZ J.R. & PEREJÓN A. (1990). – Ante-Ordovician stratigraphy. *In* : R. D. DALLMEYER, E. MARTÍNEZ-GARCÍA, Eds., Pre-Mesozoic geology of Iberia. – Springer, Berlin, 147-159.
- SCHROEDER R. (1973). – Carpoideen aus dem Mittelkambrium Nordspaniens. – *Palaeontographica*, teil A, **141**, 119-142.
- SIMIEN F., MATTAUER M. & ALLÈGRE C. (1999). – Nd isotopes in the stratigraphic record of the Montagne Noire (French Massif Central) : no significant Paleozoic juvenile inputs, and Pre-Hercynian paleogeography. – *J. Geol.*, **107**, 87-97.
- SOLIVA J., SALEL J.-F. & BRUNEL M. (1989). – Shear deformation and emplacement of the gneissic Canigou thrust nappe (eastern Pyrenees). – *Geol. Mijnb.*, **68**, 357-366.
- THOMAS R.J., CHEVALLIER L.P., GRESSE P.G., HARMER R.E., EGLINGTON B.M., ARMSTRONG R.A., DE BEER C.H., MARTINI J.E.J., DE COCK G.S., MACEY P.H. & INGRAM B.A. (2002). – Precambrian evolution of the Sirwa Window, Anti-Atlas Orogen, Morocco. – *Precamb. Res.*, **118**, 1-57.
- VALLADARES M.I., BARBA P., COLMENERO J.R., ARMENTEROS I. & UGIDOS J.M. (1998). – La sucesión sedimentaria del Precámbrico superior-Cámbrico inferior en el sector central de la zona centro-ibérica : litoestratigrafía, geoquímica y facies sedimentarias. – *Rev. Soc. Geol. España*, **11**, 271-283.
- VALLADARES M.I., BARBA P., UGIDOS J.M., COLMENERO J.R. & ARMENTEROS I. (2000). – Upper Neoproterozoic-Lower Cambrian sedimentary successions in the Central Iberian Zone (Spain) : sequence stratigraphy, petrology and chemostratigraphy. Implications for other European zones. – *Int. J. Sci.*, **89**, 2-20.
- VALLADARES M.I., BARBA P. & UGIDOS J.M. (2002). – Precambrian. *In* : W. GIBBONS & M.T. MORENO, Eds., The geology of Spain. – Geological Society of London, 7-16.
- VALVERDE-VAQUERO P. & DUNNING G.R. (2000). – New U-Pb ages for early Ordovician magmatism in Central Spain. – *J. Geol. Soc. London*, **157**, 15-26.
- VIELZEUF D. (1996). – *In* : G. GUITARD, D. VIELZEUF & M. MARTINEZ, Métamorphisme hercynien. *In* : A. BARNOLAS & J.-C. CHIRON, Coords, Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, tome 1 – Cycle Hercynien. – BRGM-ITGE, Orléans-Madrid, 570-573.
- VIELZEUF D., CLEMENS J.D., PIN C. & MOINET E. (1990). – Granites, granulites and crustal differentiation. *In* : VIDAL P. & VIELZEUF D. Coords., Granulites and crustal evolution. – Kluwer Academic Pubs., 59-85.
- VITRAC-MICHARD A. & ALLÈGRE C.J. (1971). – Datation $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ des gneiss du Canigou et de l'Agly (Pyrénées orientales, France). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **273**, 2411-2413.
- VITRAC-MICHARD A. & ALLÈGRE C.J. (1975). – U-Pb systematics on Pyrenean basement. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**, 255-268.
- ZWART H.J. (1979). – The geology of the Central Pyrenees. – *Leidse Geol. Meded.*, **50**, 1-74.