

Les Brèches d'Urdach, témoins de l'exhumation du manteau pyrénéen dans un escarpement de faille vraconnien-cénomaniens inférieur (zone nord-pyrénéenne, Pyrénées-Atlantiques, France)

Elie-Jean Debroas ⁽¹⁾

Joseph Canérot ⁽²⁾

Michel Bilotte ⁽³⁾

The Urdach Breccias evidence the exhumation of the Pyrenean mantle in a Vraconnian to Lower Cenomanian fault scarp (North Pyrenean zone, Pyrénées-Atlantiques, France)

Géologie de la France, n° 2, 2010, p. 53-64, 6 fig.

Mots-clés : Brèches, Flysch noir, Lherzolite, Vraconnien-Cénomaniens, Urdach, Pyrénées-Atlantiques.

Keywords: Breccias, Flysch noir, Lherzolite, Vraconnian-Cenomanian, Urdach, Pyrénées-Atlantiques.

Résumé

Dans la zone nord-pyrénéenne, les « Brèches de Lherz » et les « Brèches d'Urdach » sont depuis longtemps connues pour les éléments de lherzolite qu'elles renferment. La présence de ces éléments a récemment conduit à envisager que ces brèches témoignaient de l'exhumation et de la resédimentation albo-cénomaniennes des péridotites mantelliques sur le plancher sous-marin des bassins d'Aulus (Lherz, Ariège) et de Mauléon (Urdach, Pyrénées Atlantiques).

Dans le bassin d'Aulus, un nouvel examen des Brèches de Lherz nous a permis d'infirmer cette interprétation et donc le modèle d'exhumation du manteau qu'elle soutenait. Il nous a amené à distinguer deux types de brèches. Les « Brèches de Lherz » proprement dites, les plus développées, sont dépourvues de structures sédimentaires et conformément à l'interprétation classique, elles sont bien cataclastiques et pénécontemporaines du métamorphisme pyrénéen mésocrétacé. Les « Brèches des Coumettes » très localisées ont été nouvellement définies pour désigner le remplissage continental de puits karstiques dont les stratifications encore proches de l'horizontale prouvent qu'elles sont postérieures à l'inversion structurale fini-crétacée du bassin d'Aulus.

À l'inverse, dans le bassin de Mauléon, les résultats de la nouvelle cartographie des Brèches d'Urdach, exposés dans la présente note, vérifient que ces brèches sont bien interstratifiées dans le Flysch noir et donc sédimentaires, sous-marines et albo-cénomaniennes. Mais, ces résultats

précisent également l'agencement des brèches dans un prisme épais d'un millier de mètres. Vers l'ouest, ce prisme s'interstratifie dans le Flysch noir vraconnien-cénomaniens inférieur du fossé subsident de Tardets alors qu'à l'Est une zone de failles synsédimentaires normales le sépare de la tête surélevée d'un bloc du Mail Arrouy basculé de l'Aptien supérieur au Cénomaniens inférieur. Il apparaît ainsi que contrairement aux interprétations récentes, l'exhumation sous-marine des lherzolites d'Urdach s'est produite localement au niveau des escarpements vraconniens à cenomaniens inférieurs de cette zone de failles. Dans ces escarpements affleurerait également une croûte continentale amincie mais encore d'épaisseur non négligeable puisque son érosion a alimenté la grande majorité des 1 000 m des Brèches d'Urdach.

Extended abstract

On passive margins, mantle denudation is generally closely related to detachment tectonics and extreme crustal thinning (Whitmarsh et al., 2001; Manatschal, 2004). These processes generate crust and mantle mixed deposits under deep marine conditions (turbidites, debrites and olistolites). This dynamical model has recently been proposed to explain the supposed exhumation of the Pyrenean lherzolites at the base of the Albian flysch infillings, the same in the Aulus Basin (Lagabrielle and Bodinier, 2008) as in the Mauléon one (Jammes, 2009; Jammes et al., 2009, 2010 ; Lagabrielle et al., 2010).

In the Aulus Basin (fig. 1), this model of submarine mantle exhumation and erosion failed. A recent work

(1) Université de Toulouse, UPS (SVT-OMP), LMTG, 14 Avenue Edouard Belin, F-31400, France, debroas@lmtg.obs-mip.fr

(2) Université de Toulouse, UPS (SVT-OMP), LMTG. Adresse personnelle : 37, avenue de Cousse, F-31750 Escalquens

(3) Université de Toulouse, UPS (SVT-OMP), LMTG, LECP, 39 Allées Jules Guesde, F-31400, France

* Manuscrit présenté le 25 juin 2010, accepté le 19 novembre 2010

shows that the breccias interpreted as Albian flysch materials reworking the Iherzolite (Lagabrielle and Bodinier, 2008) really involve two kinds of breccias: 1 - the classical "Lherz Breccias" or cataclastites related to the Cenomanian (95 Ma) intrusion of mantle slices within the Jurassic marbles, heated up to 500-600 °C (Vielzeuf and Kornprobst, 1984; Ternet et al., 1997; Colchen et al., 1997; Fabries et al., 1998); 2 - the newly described "Coumettes Breccias" which really correspond to horizontally bedded continental karstic infillings following the Late Cretaceous tectonic inversion of the Basin (Debroas et al., 2010).

In the Mauléon Basin (fig. 1), on the contrary, mantle exhumation and erosion are obvious in the Urdach area where a serpentized Iherzolite body is really reworked in the famous "Urdach Breccias" (Schoeffler et al., 1964; Casteras, 1970). These materials also involve Paleozoic (gneisses, schists including andalousite, sillimanite, muscovite and biotite, quartzites, granites and pegmatites) and Mesozoic (Jurassic and Early Cretaceous limestones and dolostones) elements. But in this case different interpretations of the modes of exhumation of the Iherzolite body have been distinguished.

The competitive interpretations. The Urdach Breccias have been successively considered as a mylonitized tectonic sheet (Viennot, 1927) or as a "wildflysch" located at the base of the Cenomanian flysch unconformably covering a ridge made up of Iherzolite and Paleozoic formations (Tisin, 1963; Schoeffler et al., 1964; Deloffre, 1965; Casteras, 1970). Then, following petrographic works related to the Iherzolite body (Monchoux, 1970; Gaudichet, 1974), different authors (Roux, 1983; Souquet et al., 1985) observed a transition between the breccias and the lateral Flysch noir, Vraconnian to Lower Cenomanian in age. They interpreted the breccias as a prismatic, 200 m thick fault scarp accumulation, very similar to other examples known in different Mid-Cretaceous Pyrenean Flysch noir basins.

In recent times, the Urdach Breccias have been first considered as part of a "Flysch à blocs" involved in an Albian, north-vergent tectonic sheet (Duée et al., 1984; Fortané et al., 1986). But this hypothesis has no field reality (Canérot and Delavaux, 1986; Canérot and Debroas, 1988). More recently, Jammes (2009) and Jammes et al. (2009, 2010) consider that the Urdach Iherzolite body and its unconformable cover (Urdach Breccias) overlap the vertical flysch mechanically. The presence of ophicalcite deposits at the top of the Iherzolite indicates syn-sedimentary mantle denudation through detachment process, at the bottom of the Albian flysch basin. In another hypothesis (Lagabrielle et al., 2010), the Urdach Breccias accumulate at the base of a north dipping normal fault crossing the flysch which overlaps the peridotites. This conclusion of local mantle exhumation related to extreme thinning of the Paleozoic crust is newly extended to the whole Châinons Bearnais zone.

New observations and proposed interpretation. A recent mapping of the Urdach area (fig. 2), allows us to conclude that the Urdach Breccias are autochthonous as

they interfinger with the vertical, N-S oriented, Vraconnian to Lower Cenomanian Flysch noir (fig. 4). They really correspond to thick (near 1 km) prismatic accumulation involving different-originated (abundant Paleozoic and scarce Mesozoic) and sized (from grain to olistoliths; fig. 3) elements related to a northern or northeastern fault zone. Their contact with the Iherzolites being mechanical, they do not represent the unconformable cover of these neighbouring, mantle originated rocks. The Urdach Breccias evidence one of the numerous fault-scarp deposits well known in the Flysch noir formation, throughout the Pyrenees (Souquet et al., 1985; Bilotte et al., 1987; Debroas, 1982, 1990).

In our interpretation, the Mid-Cretaceous Urdach Breccias wedge must be related to an active, syn-sedimentary, transverse fault zone which separated the eastern Mail Arrouy rising block, from the western Tardets, subsiding one (fig. 6). On the first unit, the thickness (more than 3 000 m) of the Mesozoic sedimentary cover close to the Ossau Valley, near Arudy, and the westward strong stratigraphic and erosion wedges (from Upper Aptian up to Middle Cenomanian) indicate northeastward tilting (Canérot and Delavaux, 1986; Canérot, 2008). Then, close to the Aspe Valley, at the top of the Mail Arrouy block, the pinching out process leads to a contact between the Cenomano-Turonian carbonate flysch and the Mid-Jurassic limestones and dolostones. This geometry points out really the proximity of the Urdach fault scarp zone which is responsible for mantle denudation and related ophicalcites between two Paleozoic and Mesozoic crust-bearing blocks.

After a period of active sedimentation, the fault structure seems to be inherited or reactivated towards the end of the Turonian as it corresponds to the eastern edge of the extended (90 km long and up to 60 m thick) Col d'Osquich megaturbidite (Debroas et al., 1983; Mulder et al., 2009). Then, during the Pyrenean tectonic period, N-S transpression converted the Urdach Iherzolite into an uprooted slice mechanically separating the western Urdach Breccias from the eastern Cenomano-Turonian carbonate flysch of the Bugangue Forest.

So, our new interpretation of the Urdach Iherzolite-bearing structure does not fit in the recent hypothesis of detachment tectonics and extreme thinning leading to local (Jammes, 2009; Jammes et al., 2009, 2010) or regional (Lagabrielle et al., 2010) crust disparition during the formation of the Albo-Cenomanian Mauléon flysch basin. The results exposed in the present work evidence the presence, during this period, of a more or less thick crust including lower paleozoic materials, above the Iherzolite bodies, the same in the Urdach example as in the Pic Sarailé one. They also testify the importance of the Pyrenean compression phase and the following erosion step in the final exhumation of the mantle-originated peridotites.

Introduction

L'exhumation du manteau au pied de certaines marges continentales actuelles est précédée par un amincissement crustal extrême lié au jeu de grandes failles de détachement lithosphérique (Whitmarch *et al.*, 2001 ; Manatschal, 2004). Elle est suivie de l'érosion du manteau dénudé et de son enfouissement sous ses propres débris qui sont remaniés en milieu marin profond sous forme de turbidites, de débrites et d'olistolites. L'association de ces deux phénomènes, tectonique et sédimentaire, a inspiré les modèles d'exhumation du manteau récemment proposés pour les Pyrénées centrales et occidentales (Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Lagabrielle *et al.*, 2010 ; Jammes *et al.*, 2009, 2010). Dans ces modèles, les péridotites mantelliques des secteurs-clés de Lherz et d'Urdach seraient dénudées sur des largeurs de 10 à 20 kilomètres et elles constitueraient une partie du plancher de sédimentation des bassins albo-cénomaniens d'Aulus (Ariège, Lagabrielle et Bodinier, 2008) et de Mauléon (Pyrénées-Atlantiques, Jammes *et al.*, 2009 ; Lagabrielle *et al.*, 2010) où les brèches qui en renferment des débris, dites respectivement « Brèches de Lherz » et « Brèches d'Urdach », les surmonteraient directement.

Dans l'étroit bassin d'Aulus (fig. 1), où les Brèches de Lherz ont été implicitement assimilées au Flysch noir albo-cénomaniens des Pyrénées en raison de leurs structures sédimentaires ou présumées telles (Lagabrielle et Bodinier, 2008), leur réexamen vient de conduire à infirmer cette interprétation et donc le modèle d'exhumation du manteau proposé (Debroas *et al.*, 2010). Ces traditionnelles Brèches de Lherz confondent en effet deux types bien distincts de brèches à éléments de lherzolite. Les « Brèches de Lherz » proprement dites (Ternet *et al.*, 1997 ; Colchen *et al.*, 1997)

ont bien une origine cataclastique, conformément à l'interprétation classique (Ravier, 1959 ; Avé Lallemant, 1967 ; Vielzeuf et Kornprobst, 1984 ; Fabriès *et al.*, 1998). Cette cataclase originale est liée à l'intrusion, pendant le Cénomaniens, soit vers 95 Ma, de fragments de manteau, intacts ou bréchifiés, au sein des marbres jurassiques ; sous l'effet du métamorphisme pyrénéen, ces marbres sont portés à 500 ou 600 °C, alors qu'ils supportent quelques milliers de mètres de marbres du Néocomien, de l'Aptien et de l'Albien inférieur ainsi que les ardoises du Flysch noir albo-cénomaniens. Les « Brèches des Coumettes » ont été nouvellement définies pour désigner les brèches et les grès à éléments de marbre et de lherzolite qui remplissent un ensemble de puits karstiques localisés, encaissés dans les Brèches de Lherz, parfois affectés de failles mais dont la stratification restée proche de l'horizontale indique clairement que ces brèches sont postérieures à l'inversion structurale fini-crétacée du fossé d'Aulus (Debroas *et al.*, 2010).

Dans le large bassin de Mauléon (fig. 1), à l'extrémité occidentale du chaînon du Mail Arrouy, une dénudation et une érosion précoce du manteau sont par contre évidentes en raison des éléments de lherzolite qui sont remaniés dans le flysch cénomaniens (Schoeffler *et al.*, 1964). Ces lherzolites d'Urdach (fig. 1), très fortement serpentinisées, sont également accompagnées de diverses roches du Paléozoïque inférieur (Casteras, 1970). Mais ici, ces dernières roches sont pour la plupart resédimentées dans les brèches et les olistolites qui les accompagnent. Les débris remaniés correspondent ainsi non seulement aux lherzolites précitées mais aussi, aux gneiss, schistes à andalousite et à sillimanite, schistes à muscovite et biotite, quartzites, lydienes, granites et pegmatites du socle hercynien ou bien aux dolomies et calcaires jurassiques ou

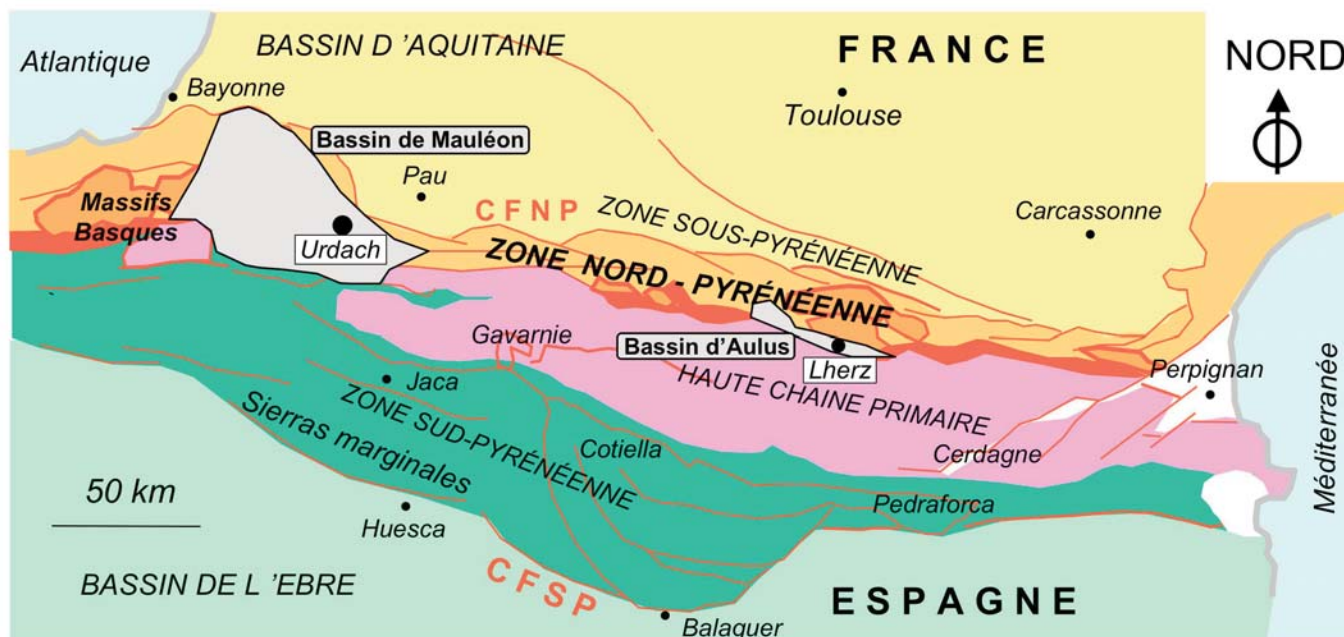


Fig. 1 – Localisation des Brèches de Lherz et d'Urdach dans les bassins nord-pyrénéens d'Aulus et de Mauléon (zone nord-pyrénéenne centrale et occidentale).

Fig. 1 – Location of the Lherz and Urdach Breccias within the Aulus and Mauléon North-Pyrenean basins (Central and Western North-Pyrenean zone).

aux calcaires éocénacés à Toucasia de la couverture alpine. Néanmoins, les relations entre le massif de lherzolite du col d'Urdach (1 500 x 800 m), le Paléozoïque, les brèches et le flysch voisin sont encore l'objet d'interprétations diverses, anciennes ou récentes, mais qui sont toujours en concurrence. D'une interprétation à l'autre, la nature sédimentaire ou tectonique des contacts entre les différents terrains a été modifiée sans avoir fait l'objet de la moindre discussion. Dans ces conditions, avant de pouvoir être intégrées à un modèle d'amincissement crustal régional, les modalités de l'exhumation de ces lherzolites d'Urdach demandent donc à être précisées. Après un bref rappel des interprétations concurrentes et de leurs arguments respectifs, de nouvelles observations plus détaillées et mieux intégrées aux paléostructures locales sont proposées.

Les interprétations concurrentes

Les premières interprétations

Lors de leur découverte, les brèches associées à la lherzolite du col d'Urdach avaient été interprétées comme une bande de mylonites formées aux dépens de « schistes paléozoïques à tous les degrés de métamorphisme » et large d'environ 200 m, qui enveloppait la lherzolite au Sud et à l'Ouest en la séparant d'un flysch céno-manien allochtone (Viennot, 1927). Les « brèches du Col d'Urdach » furent ensuite considérées comme une sorte de « wildflysch » constituant la brèche de base du flysch céno-manien et surmontant en discordance une « cordillère antécéno-manienne » composée de terrains paléozoïques et des lherzolites encore tenues pour des intrusions magmatiques (Tisin, 1963 ; Schoeffler *et al.*, 1964 ; Deloffre, 1965 ; Casteras, 1970). Ces auteurs soulignaient toutefois les difficultés qu'il y a pour distinguer les roches en place de la cordillère et leurs fragments de grande taille, les « klippes sédimentaires », resédimentés dans les brèches.

Plus tard, après des travaux pétrographiques et cartographiques essentiellement consacrés aux lherzolites (Monchoux, 1970 ; Gaudichet, 1974), l'étude sédimentologique du flysch et des « Grès et brèches d'Urdach » (Roux, 1983) a permis de confirmer la resédimentation des lherzolites en blocs et en grains dans les débris et les turbidites d'un flysch alpin moyen à supérieur affleurant sur le chemin d'Escoubès et sur la piste du col de Bilatre (Roux, 1983, fig. 6 et fig. 65). Cette étude a également indiqué l'existence d'un passage latéral entre ce flysch péli-to-gréseux d'origine méridionale lointaine et les 200 m de brèches de bas de talus d'origine locale. Enfin, par comparaison avec les brèches du Flysch noir des Hautes-Pyrénées alors en cours d'étude (Debroas, 1982), ces brèches étaient également considérées comme un corps de forme prismatique accumulé au pied d'un escarpement de faille normale bordant à l'Ouest un horst correspondant à la cordillère des auteurs précédents (Roux, 1983, fig. 110). Peu après, les « Brèches d'Urdach » ont été datées, définies formellement dans le cadre litho et bio-

stratigraphique du Flysch noir albo-céno-manien du bassin de Mauléon et considérées comme un membre de la troisième et dernière mégaséquence de ce flysch (Souquet *et al.*, 1985). Leur âge vraconien à céno-manien inférieur s'appuyait sur la découverte d'une nannoflore de la Zone à *Eiffelithus turriseiffeli* dans le flysch qui les remplace latéralement (gisement d'Escoubès dans les « Turbidites de Maysonnave »). Leur base restait cependant inconnue, en raison d'un contact anormal avec la lherzolite. Ce cadre stratigraphique montrait également que la resédimentation de la lherzolite avait eu lieu au cours d'un stade tardif de l'ouverture du bassin de Mauléon.

À ces interprétations de plus en plus détaillées et qui admettaient l'autochtonie relative du massif lherzolitique d'Urdach au sein des séries mésozoïques décollées sur les argiles évaporitiques du Keuper, a succédé une interprétation allochtoniste. Dans cette dernière, la lherzolite d'Urdach était le plus grand des olistolites hercyniens d'un « flysch à blocs » qui remaniait également d'autres grands olistolites de Paléozoïque, d'argiles triasiques, de brèches dolomitiques jurassiques et de calcaires urgoniens (Duée *et al.*, 1984, fig. 3 ; Fortané *et al.*, 1986). Ce flysch à blocs d'Urdach constituait l'un des témoins d'une nappe alpine précoce d'origine méridionale (Fortané *et al.*, 1986, fig. 8). Mais, il a été très vite démontré que cette interprétation était sans fondement, les lherzolites ne pouvant pas être hercyniennes (Canérot et Delavaux, 1986) et la nappe à vergence nord n'ayant aucune réalité sur le terrain (Canérot et Debroas, 1988). Ainsi, l'interprétation précédente de Brèches d'Urdach accumulées au pied d'un horst était toujours admise ultérieurement (Chemin, 1998).

Les deux dernières interprétations

Selon la première de ces interprétations, le corps lherzolitique serait surmonté par les brèches et l'ensemble chevaucherait le Flysch noir albo-céno-manien non bréchi-que et sub-vertical par l'intermédiaire d'une faille plongeant faiblement vers le Nord-Est et contemporaine de l'inversion structurale pyrénéenne (Jammes *et al.*, 2009, fig. 8). Le contact, peu à moyennement penté, entre péridotites et brèches serait stratigraphique car souligné par la présence d'opicalcites prouvant le dépôt direct des brèches à la surface du manteau, dénudé au fond du bassin de Mauléon. Cette dénudation de la lherzolite sur le plancher sous-marin s'étendrait à une partie non négligeable du bassin de Mauléon où elle s'accompagnerait également de la disparition de la croûte continentale sous le chaînon du Mail Arrouy dont la série jurassique et éocénacée, décollée sur le Keuper argilo-évaporitique, surmonterait ainsi directement le manteau lherzolitique (Jammes, 2009 ; Jammes *et al.*, 2009, fig. 9).

Dans la deuxième interprétation, le flysch à blocs d'Urdach réinterprété comme un « complexe tectono-sédimentaire de détachement d'Urdach » reposerait normalement sur les lherzolites du massif d'Urdach (Lagabrielle *et al.*, 2010, fig. 11) conformément à l'interprétation traditionnelle (Casteras, 1970). Après disparition de la croûte continentale du bassin de Mauléon, ces lherzolites bien que restées tectoniquement associées à une petite

écaïlle de Paléozoïque (Soum d'Unars), auraient été dénudées sur un escarpement de faille normale à regard Nord ne recoupant également que le Keuper et les carbonates du Jurassique et du Crétacé inférieur et dont l'érosion serait la source d'alimentation du complexe tectono-sédimentaire d'Urdach (Lagabrielle *et al.*, 2010 ; fig. 15 A 5 ; fig. 15 B et B').

Les nouvelles observations et la réhabilitation du prisme des « Brèches d'Urdach »

Une cartographie détaillée des trop rares affleurements de brèches, de flysch pélito-gréseux et de lherzolite a été réalisée sur les orthophotos en couleur de l'IGN (Bayo, 2006). À l'Ouest du massif lherzolitique, sur la crête subméri-dienne du Soum d'Ombret au Soum de Bilatre, elle a permis de mettre en évidence ou de vérifier les huit points suivants (fig. 2A).

- 1) Le pendage sub-méridien et vertical des brèches est souligné par l'alignement des nombreux petits olistolites métriques à plurimétriques de quartzites et de schistes paléozoïques bréchifiés (fig. 3), ou de dolomies jurassiques et de calcaires aptiens à Toucasia localisés sur le versant Nord.
- 2) Le contact E-W entre ces brèches d'orientation sub-méridienne et les marnes noires à spicules de l'Albien inférieur plus septentrionales est nécessairement anormal.
- 3) L'épaisseur des brèches atteint près de 1 000 mètres sur la transversale E-W du Soum d'Ombret.
- 4) Le passage latéral vers le sud et par indentation des brèches au sein du Flysch noir pélito-gréseux vertical est bien exposé dans le talus de la piste du col de Bilatre (d'Issor à Ance ; fig. 4). Il donne sa forme prismatique au corps bréchique par amincissement progressif vers le Sud.
- 5) Il n'y a pas de classement stratigraphique inverse des éléments remaniés. Les éléments de lherzolite apparaissent dès la base visible des brèches ; ceux, rares, de calcaires aptiens ou jurassiques ne sont présents qu'à peu de distance de leur sommet et les éléments restants, très largement majoritaires, correspondent aux diverses roches paléozoïques déjà énumérées.
- 6) On note la présence parmi ces éléments de seulement trois grands olistolites pluri-décamétriques. Le premier, formé de schistes sombres paléozoïques situés au-dessus de la base visible des brèches (piste à l'est du Soum d'Ombret), a été parfois tenu pour une écaïlle au contact de la lherzolite (Tisin, 1963 ; Casteras, 1970). Le deuxième correspond aux calcaires à Toucasia du versant nord du Soum d'Ombret (Duée *et al.*, 1984). La lherzolite qui affleure entre Mer de Her et Bilatre (Gaudichet, 1974) constitue le troisième.

7) Le gisement de la nannoflore d'âge vraconnien à cénomanien inférieur du Flysch noir de la ferme Escoubès (Souquet *et al.*, 1985) se situe au niveau du sommet des brèches (fig. 2A).

8) Enfin, le contact sub-méridien qui sépare les lherzolites des brèches, à éléments paléozoïques, au nord, et à éléments lherzolitiques dominants, au sud, est à fort plongement vers l'est et sans doute anormal.

Au Sud du massif, sur la crête est-ouest du Soum d'Unars où elles affleurent moins bien, les brèches s'agencent dans un nouveau prisme moins épais que le précédent et qui s'amincit vers l'Ouest (fig. 2A). Mais, si elles sont toujours verticales à leur partie supérieure où leur direction et voisine de NO-SE (Sud-Ouest du sommet), elles paraissent plus massives au-dessous et elles semblent partout limitées par deux accidents très redressés. Au Nord, le premier qui les sépare des lherzolites, est de direction SO-NE et il se trouve jalonné par une étroite lame de gneiss leucocrate de même orientation. Au Sud, le second, ONO-ESE, qui sépare leur sommet du flysch, est jalonné par une étroite bande de calcaires et de dolomies jurassiques plus ou moins bréchifiées et dont il est difficile de préciser s'il s'agit d'un olistolite seulement faillé au sud ou d'une écaïlle comprise entre deux failles (fig. 5).

Ces données nouvelles vont à l'encontre des deux dernières interprétations (Lagabrielle *et al.*, 2010 ; Jammes *et al.*, 2009, 2010). Elles montrent clairement que :

- ni les lherzolites, ni les brèches ne sont allochtones puisqu'elles ne reposent pas à plat sur le flysch voisin mais qu'au contraire les brèches s'interstratifient bien dans le flysch en formant une unique série verticale (fig. 4) ;
- malgré la présence d'ophicalcites dans les lherzolites et bien qu'elles remanient les lherzolites, les brèches ne constituent pas la couverture normale du massif lherzolitique puisqu'elles en sont séparées par des contacts anormaux très redressés et à peu près orthogonaux (N-S et OSO-ENE) ;
- la seule présence de quelques olistolites d'Aptien et de blocs de Jurassique au sein de brèches presque exclusivement constituées d'éléments paléozoïques, ne permet pas d'envisager une alimentation de ces brèches par l'érosion de reliefs constitués uniquement de lherzolite, de Trias et de carbonates du Jurassique et du Crétacé inférieur.

Par contre, ces données réhabilitent incontestablement l'avant-dernière des interprétations « anciennes ». En effet, elles démontrent que les brèches correspondent exactement à l'accumulation de bas de talus, grossière et de forme prismatique déjà envisagée ici au pied d'un escarpement de faille syn-sédimentaire à regard ouest ou nord-ouest (Roux, 1983), datée du Vraconnien-Cénomaniens inférieur, définie formellement comme un membre du Flysch noir albo-cénomaniens et qualifiée de « Brèches d'Urdach » (Souquet *et al.*, 1985). Seule leur épaisseur d'environ 1 000 m s'avère cinq fois plus importante que prévu. Les Brèches d'Urdach constituent ainsi un exemple supplémentaire de la géométrie et de la position structurale synsédimentaire propres aux

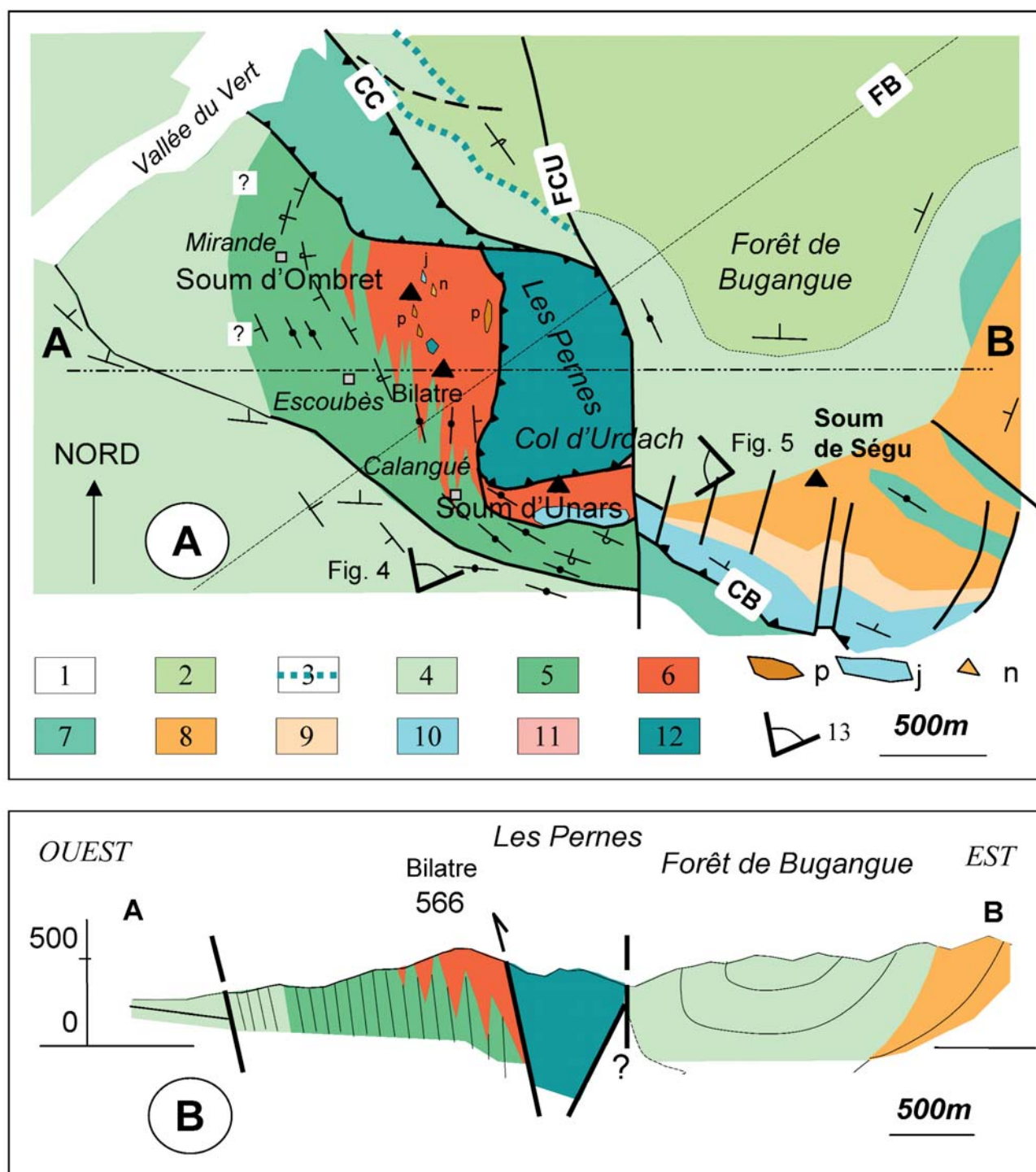


Fig. 2 – Position structurale actuelle du prisme des Brèches d'Urdach et du massif de Lherzolite au sein des flyschs crétaqués. A : Carte géologique interprétative schématique (d'après la carte géologique 1/50 000 d'Oloron-Sainte-Marie, modifiée). B : Coupe géologique interprétative schématique AB. Légende – 1 : Alluvions quaternaires discordantes ; 2 : Flysch du Sénonien inférieur ; 3 : Mégaturbidite du col d'Osquich (limite Turonien-Coniacien) ; 4 : Flysch calcaire du Cénomanien supérieur et du Turonien ; 5 : Flysch noir du Vraconnien-Cénomanien inférieur ; 6 : Brèches d'Urdach avec olistolithes et cordons d'olistolithes (p : de schistes ou de quartzites paléozoïques bréchifiés ; j : de dolomies et calcaires jurassiques ; n : de calcaires aptiens) ; 7 : Marnes noires de l'Albien inférieur ; 8 : Calcaires de l'Aptien supérieur ; 9 : Marnes de l'Aptien inférieur ; 10 : Calcaires et dolomies du Barrémien et du Jurassique supérieur ; 11 : Gneiss ; 12 : Lherzolite ; 13 : Point de vue (fig. 4 et 5) ; CB : Chevauchement du Barescou ; CC : Chevauchement de Chéraute ; FB : Flexure du Barlanès ; FCU : Faille du col d'Urdach.

Fig. 2 – Present structural position of the Urdach Breccias wedge and of the Lherzolite body within cretaceous flyschs. A : Simplified interpretative geological map (after the Oloron-Sainte-Marie 1/50 000 geological map, modified). B : Simplified interpretative geological section AB. Legend – 1 : Unconformable Quaternary river deposits ; 2 : Flysch (Lower Sénonian) ; 3 : Col d'Osquich megaturbidite (Turonian-Coniacian boundary) ; 4 : Calcareous Flysch (Middle Cenomanian and Turonian) ; 5 : Flysch noir (Vraconnian and Lower Cenomanian) ; 6 : Urdach Breccias with olistoliths and line of olistoliths (p : of brecciated paleozoic schists or quartzites ; j : of jurassic dolostones and limestones ; n : of aptian limestones) ; 7 : Black marls (Lower Albian) ; 8 : Limestones (Upper Aptian) ; 9 : Marls (Lower Aptian) ; 10 : Limestones and dolostones (Barrémian and Upper Jurassic) ; 11 : Gneisses ; 12 : Lherzolite ; 13 : Location of the view (fig. 4 and 5) ; CB : Barescou thrust ; CC : Chéraute thrust ; FB : Barlanès flexure ; FCU : Col d'Urdach fault.

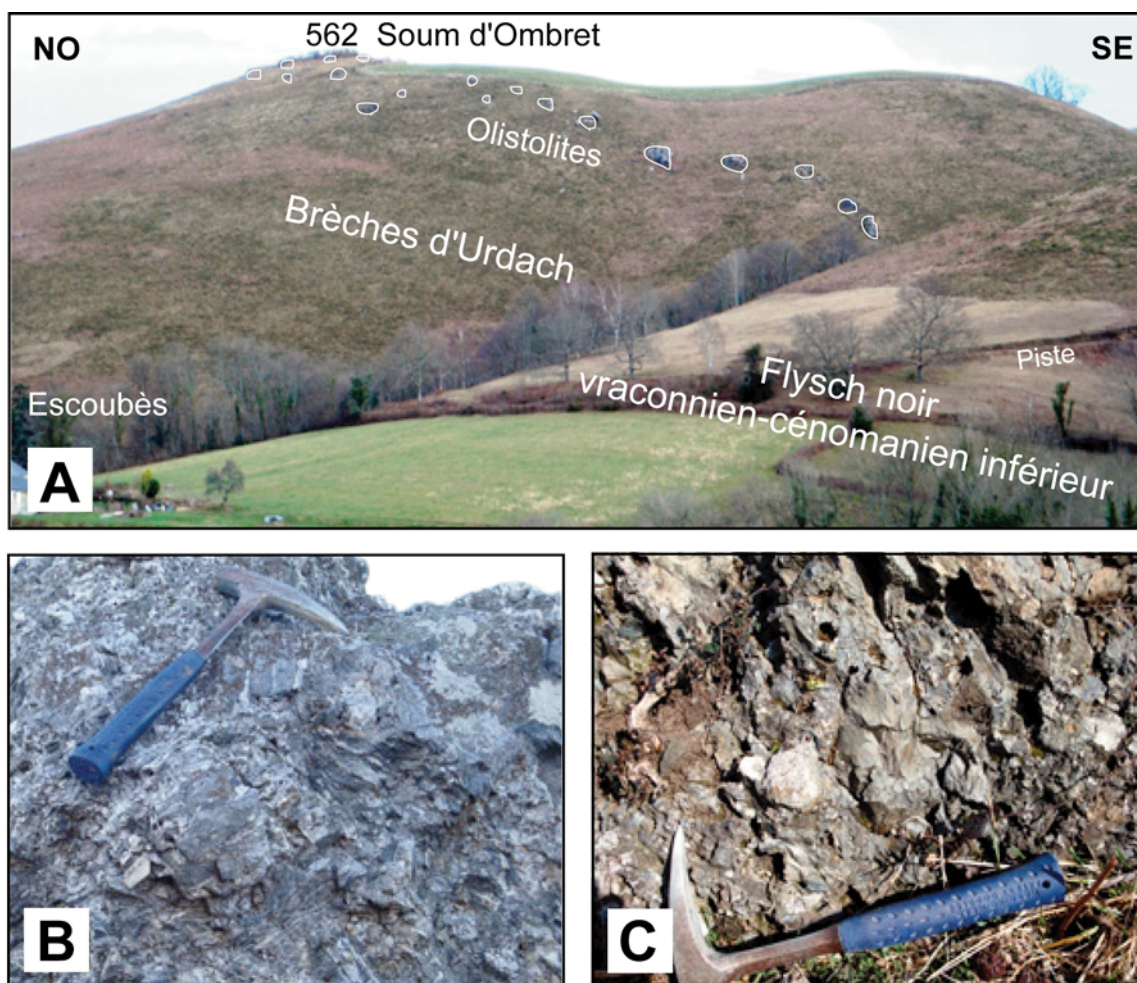


Fig. 3 – Les olistolites du Soum d'Ombret. A : Cordon d'olistolites subméridien dans les Brèches d'Urdach (versant occidental du Soum d'Ombret). B : Micaschistes et quartzites paléozoïques bréchifiés qui constituent la plupart des olistolites (Sommet du Soum d'Ombret). C : Débrite à éléments paléozoïques et matrice de pélite sombre qui emballe les olistolites (crête subméridienne à l'Est de Mirande).

Fig. 3 – Soum d'Ombret olistoliths. A: Submeridian line of olistoliths within Urdach Breccias (Soum d'Ombret western slope). B: Brecciated paleozoic micaschists and quartzites which constitute most of the olistoliths (Soum d'Ombret summit). C: Debrite composed of paleozoic clasts and dark muddy matrix that packs up olistoliths (submeridian crest, east of Mirande).

nombreux et puissants prismes bréchiques syn-rift qui sont si caractéristiques du Flysch noir albo-cénomanién des Pyrénées (Souquet *et al.*, 1985 ; Bilotte *et al.*, 1987 ; Debroas, 1990). La géométrie de ce prisme des Brèches d'Urdach traduit donc clairement son accumulation au pied d'un escarpement de faille syn-sédimentaire placé immédiatement à l'Est ou au Nord-Est, autrement dit au niveau de l'intersection actuelle des accidents suivants : (1) la faille subméridienne du col d'Urdach, (2) l'extrémité occidentale du chevauchement vers le SE du Barescou, (3) l'extrémité orientale du chevauchement vers le NW de Chéraute (fig. 2A) et (4) de la Flexure du Barlanès, une discontinuité transverse SW-NE au niveau de laquelle les chaînons calcaires béarnais s'ennoient brusquement sous les flyschs (Canérot, 2008). Le substratum de ces brèches, masqué par leur base faillée, est néanmoins déductible de leur appartenance à la mégaséquence III du Flysch noir qui dans le fossé de Tardets surmonte plus de 2 000 m de Flysch noir des mégaséquences I et II (Souquet *et al.*, 1985).

La place et l'évolution des Brèches d'Urdach dans les paléostructures locales

Le bloc basculé Aptien supérieur à Cénomanién inférieur du Mail Arrouy

Le chaînon calcaire du Mail Arrouy plus oriental est actuellement séparé des Brèches d'Urdach et de la lherzolite par la faille subméridienne du col d'Urdach. Ce chaînon est un pli-faille à vergence sud, qui porte à l'affleurement une épaisse série mésozoïque allant du Trias au Crétacé supérieur (Casteras, 1970). Il chevauche le Flysch noir vraconnien et cénomanién inférieur du Barescou (Souquet *et al.*, 1985) par l'intermédiaire d'un accident faiblement penté au Nord (25-30°) dans sa partie occidentale, au droit de la vallée d'Aspe et se redressant progressivement vers l'est, à l'approche de la vallée d'Ossau, où la vergence parvient même à s'inverser. Ce « Chevauchement du Barescou » est

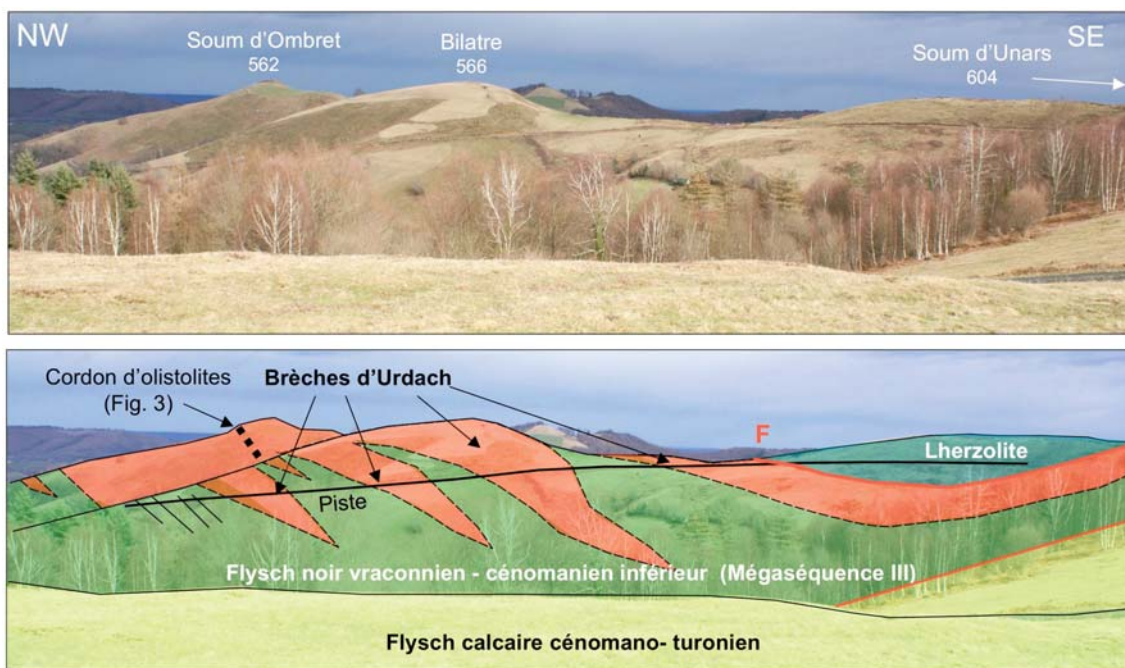


Fig. 4 – Panorama du versant occidental de la crête du Soum d'Ombret au Soum d'Unars. Le remplacement latéral des Brèches d'Urdach par le Flysch noir du vraconnien-céno-manien inférieur (Mégaséquence III), et le contact anormal (F) des brèches contre la lherzolite affleurent sur ce versant où ils sont recoupés par la piste d'Issor (Sud) à Ance (Nord).

Fig. 4 - Panorama of the western slope of the Soum d'Ombret to the Soum d'Unars crest. The lateral transition between the Urdach Breccias and the vraconian-lower cenomanian Flysch noir (Megasequence III) and the fault contact (F) between the breccias and the lherzolite can be observed on this slope where they are crossed by the trail from Issor (South) to Ance (North).

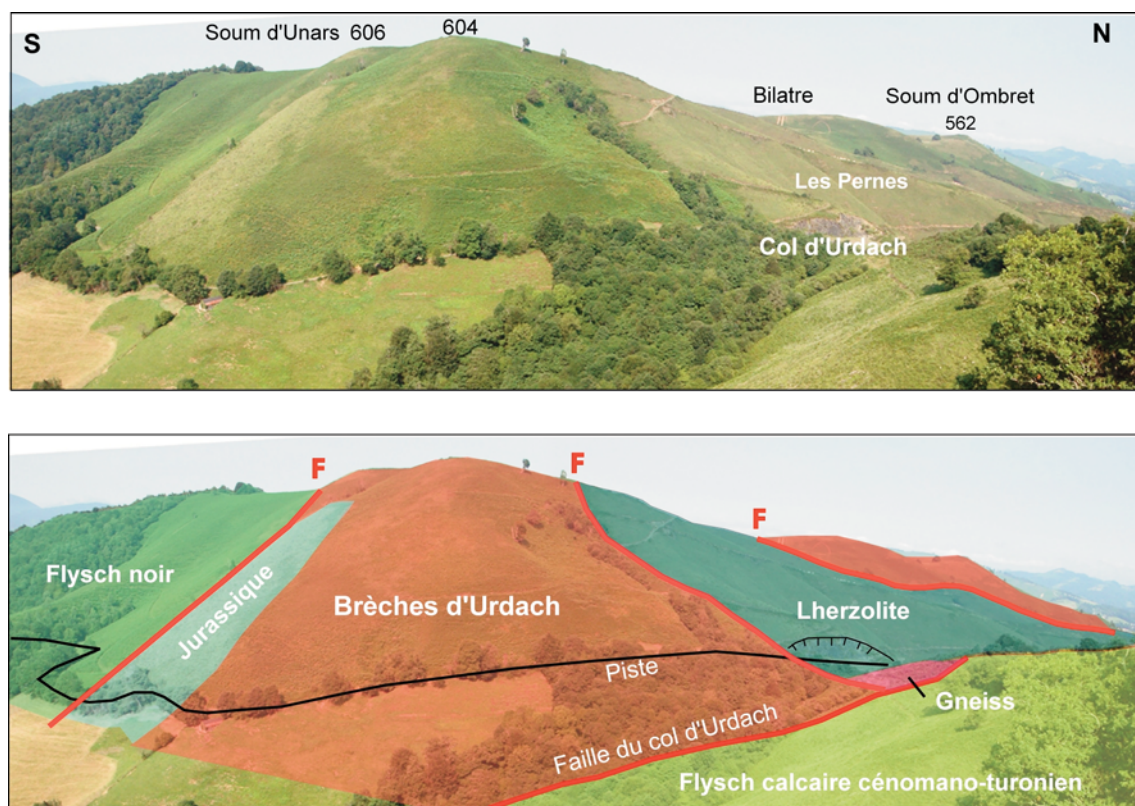


Fig. 5 – Panorama du versant oriental de la crête du Soum d'Unars au Soum d'Ombret. Les contacts anormaux subverticaux (F) qui séparent le Flysch noir, les Brèches d'Urdach et les lherzolites serpentinisées affleurent sur ce versant.

Fig. 5 - Panorama of the eastern slope of the Soum d'Unars to the Soum d'Ombret crest. The subvertical faults (F) that separate Flysch noir, Urdach Breccias and serpentinized lherzolites can be mapped on this slope.

jalonné par plusieurs copeaux de socle paléozoïque (bois des Rehouquères, Benou) rapportés sans preuve décisive au Silurien ainsi que par le massif de lherzolite entièrement mylonitisée du Turon de la Técoûère. Dans la partie orientale, ossaloise, du chaînon, sa série mésozoïque présente une surprenante épaisseur, dépassant 3 000 mètres aux abords d'Arudy, où s'individualisent les remarquables constructions aptiennes de type mudmound, associées à de fortes pentes sédimentaires vers l'ENE (Canérot, 2008). Mais en allant vers l'Ouest, cette puissance diminue graduellement sous l'effet conjugué de biseaux stratigraphiques du Flysch noir albo-cénomaniens et d'un biseau d'érosion à la base des flyschs calcaires cénomano-turoniens. Ainsi disparaissent successivement, d'Est en Ouest (fig. 4), les mégaséquences I (Pélites de Montory de l'Albien inférieur), II (Pélites d'Escot de l'Albien moyen et supérieur) et III (Turbidites de Maysonnave du Vraconnien-Cénomaniens inférieur) du Flysch noir (Souquet *et al.*, 1985). Ces géométries, réductions d'épaisseur et biseau d'érosion, expriment le basculement en direction du NE de l'unité, dite « bloc du Mail Arrouy » (ou chaînon de

Lurbe-Saint Christau in Canérot et Delavaux, 1986), entre l'Aptien supérieur et le Cénomaniens inférieur (fig. 6).

L'exhumation de la lherzolite dans un escarpement de faille vraconnien-cénomaniens inférieur

La juxtaposition des 3 000 m de Flysch noir du fossé de Tardets, à l'Ouest, et de la tête soulevée et érodée du bloc basculé du Mail Arrouy, à l'Est, nous conduit à proposer le mode d'exhumation suivant pour le massif lherzolitique d'Urdach qui occupe une position intermédiaire.

Au cours de l'Aptien supérieur, de l'Albien et du Cénomaniens inférieur, le basculement avec affaissement au NE du bloc du Mail Arrouy, précédemment évoqué (fig. 6), aurait mobilisé à la fois sa faille bordière méridionale directionnelle et normale (futur chevauchement du Barescou) et le train de failles transverses SW-NE de la Flexure du Barlanès (Canérot, 2008). L'activité conjointe de ces accidents joue à notre sens un rôle majeur dans la dénudation des lherzolites pendant le dépôt du flysch

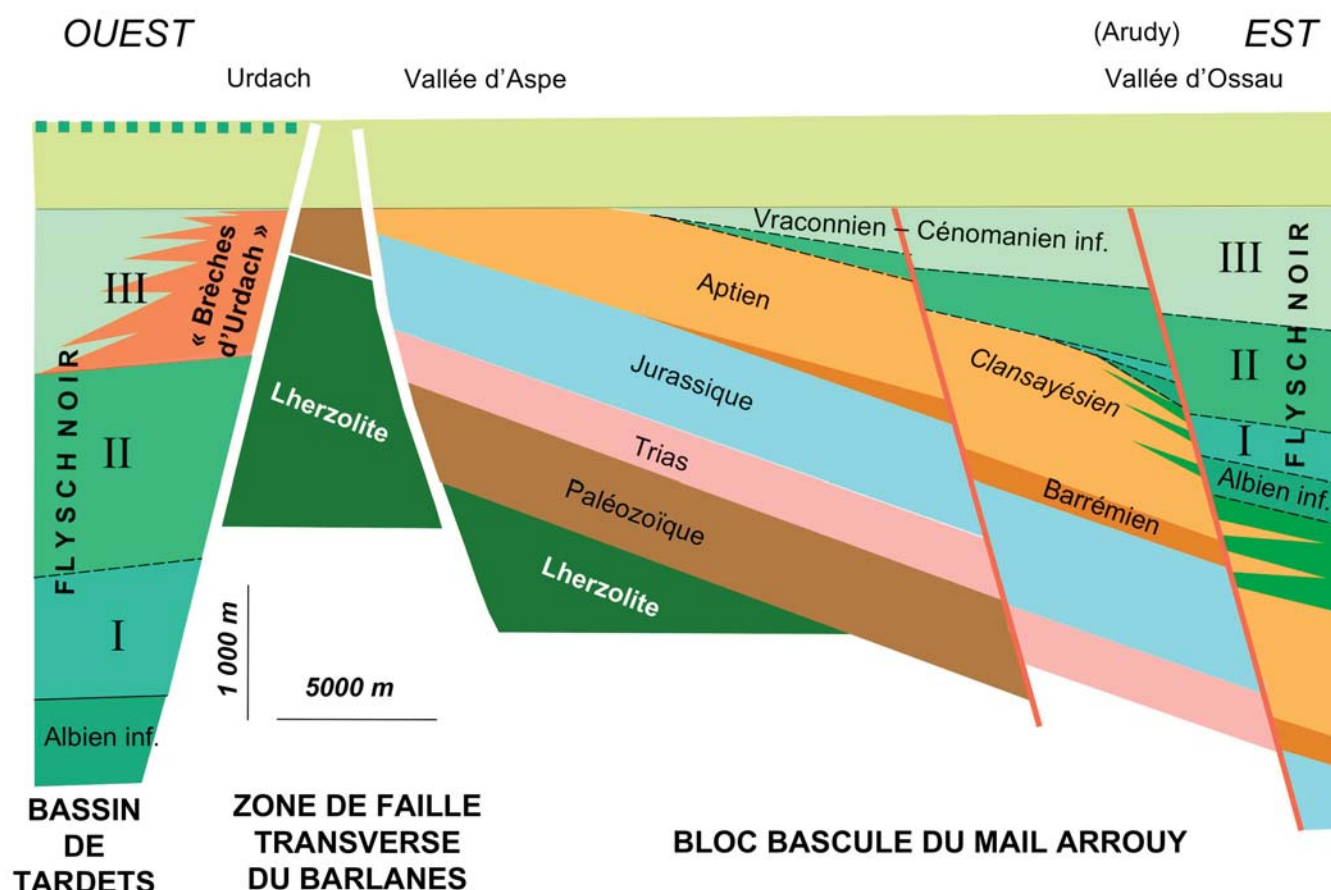


Fig. 6 – Position du prisme des Brèches d'Urdach avant l'inversion structurale. Au Vraconnien-Cénomaniens inférieur, 1 000 m de Brèches d'Urdach s'accumulent au pied des escarpements synsédimentaires qui séparent le bloc basculé oriental du Mail Arrouy et le bassin subsident occidental de Tardets (zone de failles normales transverses du Barlanès). Pendant le Cénomaniens et le Turonien, cette zone de failles est enfouie sous le flysch calcaire. Vers la limite Turonien-Coniacien, un léger paléorelief, hérité ou réactivé, paraît encore contrôler l'extension vers l'Est de la mégaturbidite du col d'Osquich au-dessus de la même zone de failles.

Fig. 6 – Position of the Urdach Breccias wedge before the structural inversion period. During the Vraconnian - Lower Cenomanian times, 1 000 m of the Urdach Breccias accumulated at the base of the synsedimentary fault scarps (Barlanès transverse normal fault zone) which separate the eastern Mail Arrouy tilted block and the western Tardets subsident basin. During the Cenomanian and the Turonian, this fault zone is buried below the calcareous flysch. Towards the Turonian-Coniacian boundary, a gentle slope, inherited or reactivated, seems to control the eastern border of the Osquich megaturbidite just above the same fault zone.

vraconnien-cénomaniens inférieurs. Elle doit en effet être tenue pour responsable du spectaculaire biseau d'érosion en tête de bloc basculé (pic Bellevue, Soum de Ségu), de l'effondrement du fossé occidental de Tardets où au pied de leurs escarpements syn-sédimentaires s'accumulent jusqu'à 3 000 m de Flysch noir couronnés par les Brèches d'Urdach et leurs nombreux olistolites. Dans une telle paléo-structure, la lherzolite et sa couverture paléozoïque fortement amincie mais encore suffisamment épaisse pour alimenter près de 1 000 m de brèches, ont été nécessairement exhumées dans les escarpements à regard NW et SE des failles du Barlanès et du Barescou (fig. 6). Les ophicalcites reconnues par Jammes *et al.* (2009) seraient donc apparues à la surface de la lherzolite ainsi dénudée dans ces escarpements de faille sous-marins.

L'enfouissement et la ré-exhumation des lherzolites

Ultérieurement, au cours du Crétacé supérieur, les escarpements de ces failles albo-cénomaniennes ont été enfouis sous les flyschs calcaires cénomano-turonien. Toutefois, un paléorelief sous-marin de hauteur pluridécamétrique pourrait avoir persisté au moins jusqu'à la fin du Turonien ou bien être alors réapparu au niveau de la tête du bloc basculé du Mail Arrouy (fig. 6). En effet, c'est à l'Ouest de la faille du col d'Urdach, précisément sur le tracé de la zone de faille tranverse du Barlanès, que l'épaisse mégaturbidite du col d'Osquich (environ 60 m) s'est étalée sur plus de 90 km de long, dans le reste du bassin de Mauléon et plus à l'Ouest avant de disparaître à son tour sous les flyschs sénoniens (Debroas *et al.*, 1983 ; Mulder *et al.*, 2009).

Plus tard, essentiellement au Tertiaire, c'est au cours de l'inversion structurale et des érosions consécutives que les lherzolites ont été ré-exhumées mais cette fois-ci au niveau de la faille du col d'Urdach. Cette faille subméridienne est très redressée et apparement dextre d'après l'orientation NW-SE des plis du Soum Ségu et elle relaie les chevauchements à vergence opposée, du Barescou vers le SW et de Chéraute vers le NE. Les lherzolites sont alors réapparues dans la petite écaille extrusive qui est actuellement déracinée entre les contacts anormaux orthogonaux et subverticaux qui la séparent de la base apparente des Brèches d'Urdach, à l'Ouest, et de divers niveaux du flysch calcaire cénomano-turonien de la forêt de Bugangue, à l'Est (fig. 2B et 5).

Conclusion

Conformément à l'ensemble des interprétations proposées depuis leur découverte, la présence d'éléments de lherzolite remaniés dans les Brèches d'Urdach témoigne bien d'une dénudation albo-cénomaniennne et sous-marine du massif de lherzolite du col d'Urdach. Mais nous venons de préciser que cette dénudation est tardive, d'âge vraconnien-cénomaniens inférieurs, et apparement limitée aux escarpements de failles syn-sédimentaires, SW-NE et NW-SE qui séparent respectivement la tête exhaussée du bloc basculé oriental du Mail Arrouy et le fossé occidental subsidant de Tardets ou le fossé méridional du Barescou. Le basculement de ce bloc et le jeu de ses failles bordières

résultent de la combinaison de l'extension subméridienne et du décrochement senestre qui plus à l'Est sont responsables de l'ouverture triphasée en transtension senestre et d'extension décroissante vers l'Est du rift composite du Flysch noir des Pyrénées centrales entre l'Albien moyen et le Cénomaniens inférieur (Debroas, 1990, 2003). Ici, sur le bord oriental du bassin de Mauléon, l'extension est dominante si bien que, subordonné, le décrochement est peu apparent. La très large prédominance des éléments de Paléozoïque inférieur au sein des Brèches d'Urdach prouve également que la lherzolite de ce bloc a conservé une couverture paléozoïque certes amincie mais qui est restée suffisamment épaisse pour alimenter 1 000 m de brèches au cours du Vraconnien et du Cénomaniens inférieur.

Nous sommes ainsi conduits à considérer qu'à la fin du rifting albo-cénomaniens la croûte hercynienne bien que incontestablement amincie (roches déformées du Paléozoïque inférieur, absence de Paléozoïque supérieur et de Grès rouge permo-triasique), est encore présente entre le manteau et la couverture mésozoïque décollée sur le Keuper dans l'ensemble de la bordure orientale du bassin de Mauléon, notamment dans les chaînons béarnais du Mail Arrouy et de Sarrance. Cette donnée oblige donc à tempérer les hypothèses récentes qui, pour la même région, font état d'un amincissement extrême avec élimination de cette croûte hercynienne généralisée (Lagabrielle *et al.*, 2010) ou réduite au seul chaînon du Mail Arrouy et d'Urdach (Jammes, 2009 ; Jammes *et al.*, 2009, 2010).

Remerciements. Nous adressons nos remerciements à G. Manatschal, J.-M. Flament et E. Masini pour de fructueuses discussions sur le terrain à l'occasion de la préparation de l'excursion « Le bassin de Mauléon (Pyrénées-Atlantiques). Création, évolution, intégration dans la chaîne pyrénéenne » (RST de Bordeaux, 22-24 octobre 2010). Nous sommes également reconnaissants envers G. Manatschal pour ses remarques constructives qui ont contribué à améliorer ce texte et son illustration.

Références

- Avé Lallemant H.G.** (1967) - Structural and petrofabric analysis of an « alpine-type » peridotite: the Iherzolite of the French Pyrenees. *Leidse Geol. Mededelingen*, 42, 57 p.
- Bayo** (2006) - Pyrénées-Atlantiques, 64, partie est. DVD Carto exploreur 3 et Photo exploreur 3D.
- Bilotte M., Debroas E.-J., Baby P., Crouzet G., Deramond, Bonnemaison M., Giot D.** (1987) – Rôle des chevauchements nord-pyrénéens et des massifs de l'Arize et du Saint-Barthélémy dans l'évolution tecto-sédimentaire et la structure des bassins flyschs du Crétacé. *Documents du BRGM*, n° 143, p. 3-43.
- Canérot J.** (2008) – Les Pyrénées : histoire géologique et itinéraires de découverte. *Atlantica/BRGM éditions*, 2 t., 643 p.
- Canérot J., Delavaux J.-F.** (1986) – Tectonique et sédimentation sur la marge nord-ibérique des chaînons béarnais (Pyrénées basco-béarnaises). Remise en question de la signification des Iherzolites du sommet de Sarailh. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 302, p. 951-956.
- Canérot J., Debroas E.-J.** (1988) – Remise en question du « complexe de résédimentation albo-cénomaniens » de la Zone Nord-Pyrénéenne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 307, II, p. 1711-1716.
- Casteras M.** (1970) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Oloron-Sainte-Marie (XV-46), notice 19 p. (1971), Orléans, BRGM éditions.
- Chemin F.** (1998) – Le magmatisme alcalin médio-crétacé de la région d'Oloron-Sainte-Marie : Caractéristiques ; Cadre tectono-sédimentaire ; relations avec la sub-surface (Pyrénées-Atlantiques, France) – *Mém.géol. IGAL*, n° 82, 155 p., 32 pl. photo, 5 pl. h.t.
- Colchen M., Ternet Y., Debroas E.-J., Dommangeat A., Gleizes G., Guérangé B., Roux L.** (1997) – Carte géol. France (1/50 000), feuille Aulus-les-Bains (1086), Orléans, BRGM éditions.
- Debroas E.-J.** (1982) – Caractères généraux des cônes sous-marins des flyschs mésocrétacés nord-pyrénéens (exemple du cône de Mauvezin, Hautes-Pyrénées). 9^{ème} RST, Paris, p. 186.
- Debroas E.-J.** (1990) – Le Flysch noir albo-cénomaniens témoin de la structuration albienne à sénonienne de la zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). *Bull. Soc. géol. France*, Paris, (8), VI, n° 2, p. 273-285.
- Debroas E.-J.** (2003) – Le bassin du Flysch noir albo-cénomaniens dans les Pyrénées centrales : un rift à ouverture triphasée, en transtension senestre, d'extension décroissante vers l'Est et d'amplitude pluridécakilométrique – « Bassins crétacés de France et d'Europe occidentale », séance spéc. SGF, AGBP, APF, ASF, CFS, Paris, 6-7 novembre 2003.
- Debroas E.-J., Lagier Y., Souquet P.** (1983) – Turbidites calcaires exceptionnelles dans le flysch turono-coniacien du versant nord des Pyrénées occidentales. *Bull. Soc. géol. France* (7), t. XXV, n° 6, p. 11-919, 4 fig., 2 pl.
- Debroas E.-J., Canérot J., Bilotte M.** (2010) – The sedimentary structures of the Lherz Breccias evidence a paleokarst infilling subsequent to the structural inversion of the Aulus Basin (North-Pyrenean Zone), Ariège, France. *C.R. Geoscience*, Paris (soumise).
- Deloffre R.** (1965) – Étude géologique du Flysch crétacé supérieur entre les vallées de l'Ouzom et du Gave de Mauléon (Basses-Pyrénées). Thèse Sciences, Paris, 264 p.
- Duée G., Lagabrielle Y., Coutelle A., Fortané A.** (1984) – Les Iherzolites associées aux chaînons béarnais (Pyrénées occidentales) : mise à l'affleurement anté-Dogger et résédimentation albo-cénomaniens. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 17, p. 1205-1209.
- Fabriès J., Lorand J.-P., Bodinier J.-L.** (1998) – Petrogenetic evolution of orogenic Iherzolite massifs in the central and western Pyrenees. *Tectonophysics*, 292, p. 145-167.
- Fortané A., Duée G., Lagabrielle Y., Coutelle A.** (1986) – Iherzolites and the Western Chaînons Béarnais (French Pyrénées) : structural and paleogeographical pattern. *Tectonophysics*, 129, p. 81-98.
- Gaudichet A.** (1974) – Étude pétrographique des Iherzolites de la région d'Oloron-Sainte-Marie (Pyrénées-Atlantiques). Thèse 3^{ème} Cycle, Paris VI, 63 p.
- Jammes S.** (2009) – Processus d'amincissement crustal en contexte transtensif: l'exemple du Golfe de Gascogne et des Pyrénées basques. Thèse Sciences, Strasbourg, 280 p.
- Jammes S., Manatschal G., Lavier L., Masini E.** (2009) – Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of western Pyrenees. *Tectonics*, vol. 28, TC 4012, doi:10.1029/2008TC002406.
- Jammes S., Manatschal G., Lavier L.** (2010) – Interaction between prerift salt and detachment faulting in hyperextended rift systems: The example of the Parentis and Mauléon basins (Bay of Biscay-western Pyrenees). *A.A.P.G. Bull.*, 19 p. (acceptée).
- Lagabrielle Y., Bodinier J.-L.** (2008) – Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova*, 20, p. 11-21.
- Lagabrielle Y., Labaume P., De Saint-Blanquat M.** (2010) – Mantle exhumation, crustal denudation and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenees: new messages from the Iherzolite bodies. *Tectonics*, 29, TC4012, doi:10.1029/2009TC002588.
- Manatschal G.** (2004) – New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. *Int. J. Earth Sci.*, 93, p. 432-466.
- Monchoux P.** (1970) – Les Iherzolites pyrénéennes : contribution à l'étude de leur minéralogie, de leur genèse et de leurs transformations. Thèse Sciences, Toulouse, 180 p.
- Mulder T., Zaragosi S., Razin P., Grelaud C., Lanfumey V., Bavoil F.** (2009) - A new conceptual model for the deposition process of homogenite: Application to a cretaceous megaturbidite of the Western Pyrenees (Basque region, SW France). *Sedimentary Geology*, 222, p. 263-273.

- Ravier J.** (1959) – Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées - *Mém. Soc. géol. France*, 86, 250 p.
- Roux J.-C.** (1983) – Recherches stratigraphiques et sédimentologiques sur les flyschs crétacés pyrénéens au sud d'Oloron (Pyrénées-Atlantiques). Thèse 3^{ème} Cycle, Toulouse, 229 p.
- Schoeffler J., Henry J., Villanova M.** (1964) – État des travaux de cartographie géologique réalisés par la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine (S.N.P.A.) dans les Pyrénées occidentales. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 7, p. 241-246.
- Souquet P., Debroas E.-J., Boirie J.-M., Pons Ph., Fixari G., Dol J., Thieuloy J.-P., Bonnemaïson M., Manivit H., Peybernès, B.** (1985) - Le groupe du Flysch noir (albo-cénomaniens) dans les Pyrénées. *Bull. centres de Rech. Explo.- Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 9, 1, p. 183-252.
- Ternet Y., Colchen M., Debroas E.-J., Azambre B., Debon F., Bouchez J.-L., Gleizes G., Leblanc D., Bakalowicz M., Jauzion G., Mangin A., Soulé J.-C.** (1997) – Notice explicative carte géol. France (1/50 000), feuille Aulus-les-Bains (1086), BRGM éd., 146 p.
- Tisin D.** (1963) – Étude géologique des chaînons nord-pyrénéens entre la vallée d'Aspe et le Vert d'Arette. Carte géologique interprétative 1/20 000. S.N.P.A. – SPG n° 1906.
- Vielzeuf D., Kornprobst J.** (1984) – Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean Iherzolites and granulites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 67, p. 87-96.
- Viennot P.** (1927) – Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises. *Bull. Carte géol. Fr.*, XXX, 163, 267 p.
- Whitmarsh R.B., Manatschal G., Minshull T.A.** (2001) – Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. *Nature*, 413, p. 150-154.

