

Mise en évidence de brèches marines paléocènes discordantes sur l'axe orogénique crétacé des Pyrénées, entre Garonne et Gave de Pau

BERNARD PEYBERNÈS¹, MARIE-JOSÉ FONDECAVE-WALLEZ¹ et PIERRE-JEAN COMBES²

Mots clés. – Brèches, Canyon sous-marin, Paléocène, Orologène, Pyrénées.

Résumé. – A la suite de la découverte de foraminifères planctoniques paléocènes (intervalle P1c – P3, Danien supérieur-Sélandien inférieur) dans la matrice de brèches post-métamorphes et postérieures à la tectonique fini-crétacée à l'est de la Garonne et dans les hémipélagites microrhythmées qui leur sont souvent associées, le problème du prolongement occidental du « sillon » marin paléocène sur l'orogène pyrénéen (Zone interne métamorphique, Zone nord-pyrénéenne) se posait. Dans cinq gisements « nord-pyrénéens » du Comminges/Barousse (S¹-Béat, Bramevaque/Troubat/Gembrié et Lortet) et de la Bigorre (Médous-Asté et Lourdes-Pibeste), des brèches semblables, remplissant également des morphologies de canyon sous-marin, ont été identifiées et attribuées au Dano-Sélandien (« globigérinidés »). Elles sont discordantes sur un substratum jurassico-éocretacé (qu'elles remanient), déjà plissé au Crétacé supérieur (phases néo- à fini-crétacées), par l'intermédiaire d'une paléosurface karstique irrégulière ennoyée en domaine marin. Elles ont subi un épimétamorphisme (hydrothermal ?) précédant la compression « pyrénéenne » d'âge éocène supérieur. Des brèches de cet âge, mais ne remaniant que des éléments de socle hercynien, existent un peu plus au sud, le long de segments de la Faille nord-pyrénéenne (col de Gembre). En conclusion nous proposons, à titre d'hypothèse, un transect palinspastique Nord-Sud, Nay-Lourdes-Gavarnie, montrant l'opposition pendant le Danien-Sélandien (intervalle 63-59 Ma) entre : (a) une zone centrale, localisée sur l'axe de l'orogène, tectonisée vers la fin du Crétacé et le début du Paléocène, émergée, karstifiée et érodée, puis abaissée, ennoyée et recouverte en discordance par les brèches marines dano-sélandiennes ; (b) de part et d'autre, deux domaines périphériques beaucoup plus stables (Nay, Gavarnie/Mont-Perdu) où les calcaires de plate-forme externe, également à « globigérinidés », reposent en parfaite concordance sur un Maastrichtien marin non érodé, avec cependant une lacune locale du Danien inférieur.

Evidences of Palaeocene marine breccias unconformably overlying the Cretaceous orogenic axis of the Pyrenees, between Garonne and Gave de Pau

Key words. – Breccias, Sub-marine canyon, Palaeocene, Orogenic axis, Pyrenees.

Abstract. – Recently, have been evidenced in central/eastern French Pyrenees sub-marine polygenic breccias (Comus/Baixas Breccias), assigned to Upper Danian-Lower Selandian (P1c-P3) by means of planktonic foraminifera found either within their matrix, or within associated microrhythmic hemipelagites. These ante-Upper Eocene breccias, which are posterior to the HT-LP « Pyrenean » metamorphism (Mid.-Cretaceous in age and characterized by dipyre-bearing marbles and hornfelses) and to the Upper to Uppermost Cretaceous foldings, are only restricted to the Cretaceous orogenic axis of the range [Internal Metamorphic Zone (IMZ) and North-Pyrenean Zone (NPZ)]. They are dated in about 20 layers known from Mediterranean coast to Garonne valley. The breccias define in this part of Pyrenees a wide and long (more than 200 km) W-E trough (subdivided into several meridian palaeocanyons) inherited from former karstic topographies and separated by mountains with a steep topography, flanked to the South and the North of continental areas (covered by « Vitrollian » fluvio-lacustrine deposits). It was important to evidence if this marine breccia-filled « trough », Palaeocene in age, could extend westwards, West of Garonne, in Comminges/Barousse and Bigorre, where, laterally, the « Vitrollian » continental areas are replaced by outer-shelf marine sediments (clinoform carbonates), both covering the Sub-Pyrenean Zone (SPZ) and the High Primary Range (HPR) (Gavarnie-Mont-Perdu thrust sheet). In fact, the presence of those breccias has been already suggested (but without micropalaeontologic arguments) by Mattauer [*in* Choukroune, 1969 and 1976] in the Lourdes area (Bigorre). The topic of this paper is to characterize and to assign to the lower part of Palaeocene (63-59 Ma interval) several significant outcrops (St-Béat, Bramevaque/Troubat/Gembrié, Lortet, Medous/Bagnères-de-Bigorre and Lourdes/Pibeste) of these marine breccias (some of them previously used as black/yellow marbles called « Brèche romaine de St-Béat », « Portor des Pyrénées » or « Marbres de Medous ») recently identified from Garonne to Gave-de-Pau (fig. 1). Although quite poor in argillaceous hemipelagites, most of the breccias (which contain Mesozoic clasts) are now well dated by sections of « globigerinids » (= superfamily of Globigerinacea) observed within their matrix. Other marine Palaeocene breccias also exist, more to the South (col de Gembre) along segments of the North-Pyrenean Fault, but they only rework Palaeozoic clasts. The « globigerinid » assemblage checked within all the Palaeocene breccias of Comminges/Bigorre includes, as more to the east, the following taxa : *Globanomalina compressa*, *Gl. ehrenbergi*, *Gl. imitata*, *Parasubbotina varianta*, *P. variospira*, *Igorina pusilla*, *Morozovella angulata*, *M. praeangulata*, *Praemurica spiralis*, *Pr. inconstans* and *Woodringina hornstownensis*. This assemblage is also laterally present within the marine carbonate sequences of the

¹ Dynamique des Bassins sédimentaires, E. A. 3029, Université Paul-Sabatier, 39, allées Jules-Guesde, 31062 Toulouse cedex 04, France.

² UMR 5573 CNRS, Université de Montpellier II, place E. Bataillon, 34095 Montpellier cedex 05, France.

Manuscrit déposé le 26 novembre 2001 ; accepté après révision le 30 avril 2002.

SPZ – HCR cover (« Lasseube Limestones » from the Nay/Pont Labau area, « Globigerinid-bearing Limestones » from the Gavarnie-Mont-Perdu thrust sheet), regions which are peripheric to the Pyrenean Lower/Mid. Cretaceous orogen (IMZ, NPZ) because exempt of major angular unconformity between Maastrichtian and Danian marine deposits (only a short gap of Lower/Lowermost Danian underlines the K/T boundary). On the contrary, the herein studied regions, belonging to this orogen, are characterized by a clear unconformity (both angular and cartographic) along a well-marked ravining surface inherited from erosional processes and karstification. The substratum of these breccias is strongly folded, cleaved and sometimes metamorphic and its younger formation seems to be Mid.- Cretaceous in age at least. Thus, it is very probable that the ante-Palaeocene unconformity seals compressional/transpressional structures (followed by emersions) assigned to the Uppermost Cretaceous phase (palinspastic transect, fig. 5). Danian/Selandian marine breccias and their already folded Mesozoic substratum are later tectonically reactivated together by the « Pyrenean » compressions, Upper Eocene in age. If the elements of these breccias sometimes correspond to marbles induced by the Mid.-Cretaceous thermometamorphism (as around the famous « Etang de Lherz », more to the East, where lherzolites are also reworked in similar Danian/Selandian breccias), their matrix locally contain neogenic phyllites (never dipyre !) which could be related to a light (hydrothermal ?) post-breccia metamorphism. The clasts are generally angular, showing a very short transport from emerged steep topographies separating the different elementary canyons of the trough. The last problem is to determine the eventual westwards extension in the Bearn and Basque Pyrenees (fig. 6), particularly in the « Chaînons Béarnais » Zone which belonged to the North-Iberian palaeomargin (Iberian Plate) of the future range during Lower/Mid.-Cretaceous times. At this first level of micropalaeontologic investigations, it seems that several breccias (Lauriolle, Etchebar, Bosmendiette etc...), previously interpreted by several authors (synthesis in James and Canerot [1999]) as Aptian and « diapiric » (collapse) breccias, should be assigned to marine Palaeocene deposits because containing (in their matrix and associated hemipelagites) Danian-Selandian planktonic foraminifera similar to the Comminges/Bigorre ones.

INTRODUCTION

Dans trois articles récents [Peybernès *et al.*, 2000a et 2001a et b], nous avons argumenté sur l'existence, dans les Pyrénées centrales et orientales, de brèches polygéniques de canyon sous-marin probable (type *debris-flow*), postérieures au thermométamorphisme mésocrétacé (remaniant marbres et cornéennes) et postérieures aux compressions/transpressions d'âge fini-crétacé, c'est-à-dire antérieures à la tectonique « pyrénéenne » (Eocène supérieur), tenue jusqu'à présent pour la seule déformation majeure par de nombreux auteurs. Ces brèches ont pu être attribuées au Paléocène et plus spécialement à l'intervalle P1c-P3 (selon l'échelle d'Olsson *et al.* [1999], c'est-à-dire au Danien supérieur-Sélandien inférieur), grâce à des foraminifères planctoniques (« globigérinidés » *sensu lato* = superfamille des Globigerinacea). Ceux-ci ont été nouvellement reconnus (malgré un léger métamorphisme, probablement hydrothermal) à la fois en section dans la matrice des brèches et en tests dégagés dans les hémipélagites argilo-calcaires (microrhythmites) qui leur sont souvent associées en sommet de séquences ou dans des clastes argileux (*mud-balls*). Ces brèches, incontestablement sédimentaires (car stratifiées, chenalisées et granoclassées), sont localement connues sous les noms de « Brèches de Comus » (Pays-de-Sault) et de « Brèches de Baixas » (Agly) ; elles ont été retrouvées, en discordance sur le Mésozoïque anté-albien de l'axe tectogénique crétacé de la future chaîne [Zone interne métamorphique (ZIM) et Zone nord-pyrénéenne (ZNP)], dans une vingtaine de gisements échelonnés, sur le versant nord, entre la Méditerranée et la vallée de la Garonne. Par exemple, dans le site de Verdun-sur-Ariège, des brèches polygéniques dano-sélandiennes (à « globigérinidés » paléocènes dans leur matrice) remanient, aussi bien des marbres que des calcschistes à globotruncanidés du Coniacien. Ces gisements de Paléocène marin peuvent déborder localement sur la partie nord de la Haute Chaîne Primaire (HCP) comme à Amélie-les-Bains [Peybernès *et al.*, 2001c]. Ils délimitent

un large « sillon » marin W-E à NW-SE probablement constitué de nombreux paléocanyons élémentaires (généralement sécants par rapport à l'axe du sillon) que nous interprétons comme issus de topographies karstiques et qui sont séparés par des paléoreliefs émergés intermédiaires. Ce sillon de 200 km de longueur (au moins) est flanqué au sud et au nord d'aires continentales à sédimentation fluvio-lacustre (le « Vitrollien » des auteurs). Le problème se posait de savoir si ce « sillon » à remplissage bréchiq dano-sélandien se prolongeait ou non à l'ouest de la Garonne, en Comminges /Barousse et en Bigorre (éventuellement aussi en Béarn et au Pays Basque). Dans cette partie des Pyrénées, le domaine continental marginal précité passe à un domaine marin à sédimentation carbonatée clinoforme de plate-forme externe et de bassin (calcaires à globigérinidés de type Lasseube, calcaires « conglomérés » à brèches monogéniques gravitaires) reconnu à la fois, au nord, en Zone sous-pyrénéenne (ZSP) au NW de St-Gaudens (à partir de la région de Gensac, Peybernès *et al.* [1998]) et, au sud, dans la couverture méridionale, tectoniquement déplacée vers le sud, de la HCP (Nappes de Gavarnie-Mont Perdu : Von Hillebrandt [1964]). L'existence de telles brèches avait déjà été suggérée (mais sans preuves biostratigraphiques) dans la région de Lourdes par Mattauer [*in* Choukroune, 1969 et 1976]. Le but du présent article est de caractériser et de dater du Paléocène, et plus spécialement du Danien et du Sélandien, plusieurs témoins de ces brèches marines (jadis exploitées comme marbres), connus (et alors attribués à des périodes antérieures, du Jurassique et du Crétacé, ou à des mylonites) ou jusqu'à présent inconnus, répertoriés en Comminges et Bigorre entre les vallées de la Garonne (St-Béat) et du Gave de Pau (Lourdes) (fig. 1). Il s'agit notamment de la « Brèche romaine de St-Béat », de part et d'autre de la vallée de la Garonne (Comminges oriental), du « Marbre Portor de Bramevaque/Troubat » et des « Méga-brèches de Gembré » en Barousse (Comminges occidental), des « Brèches de Lortet » en basse-vallée de la Neste d'Aure, des « Marbres/ou Brèches/ de Médous » près de

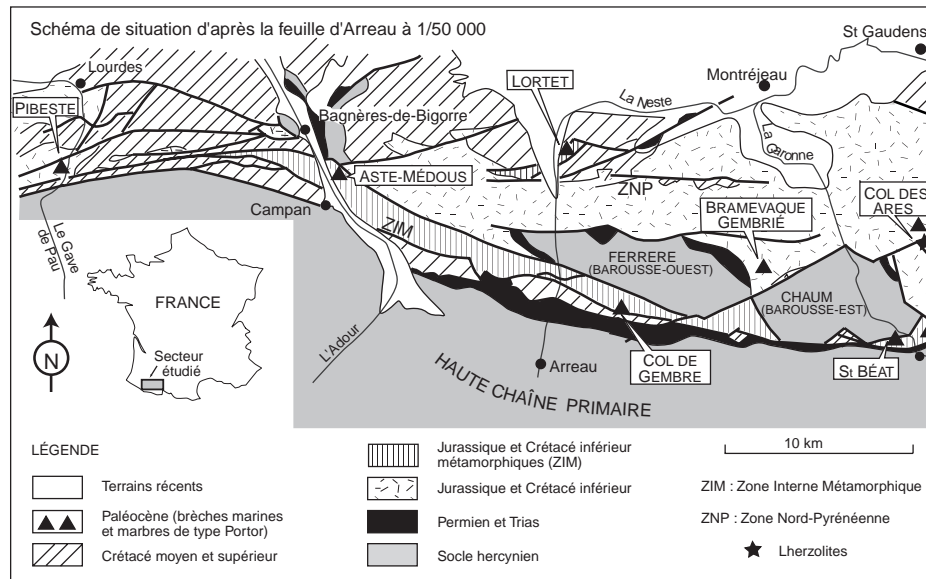


FIG. 1. – Schéma de situation des principaux affleurements de brèches marines que nous attribuons au Dano-Sélandien en Comminges et Bigorre, d'après la feuille d'Arreau à 1/50 000.

FIG. 1. – Location map of the main outcrops of marine breccias referred to the Danian-Selandian in Comminges and Bigorre (after the Arreau 1/50 000 sheet).

Bagnères-de-Bigorre (vallée de l'Adour) et des « Brèches du PIBESTE », au bord du Gave de Pau, au sud de Lourdes. Bien qu'assez pauvres en hémipélagites argileuses, la plupart de ces brèches à éléments mésozoïques renferment, dans leur matrice, des associations de foraminifères dano-sélandiens comparables à celles des hémipélagites plus orientales. D'autres brèches marines plus méridionales, liées à la Faille nord-pyrénéenne (FNP) et à un substratum hercynien, telles celles du « Col de Gembre », sont également signalées et ponctuellement datées du Paléocène. Le « sillon » marin paléocène rempli de brèches peut donc être prolongé vers l'ouest de presque 60-80 km, jusqu'au méridien Lourdes-Gavarnie au moins. Il s'étend vers le sud jusqu'à la frontière des plaques Europe/Ibérie (FNP) et peut-être même au delà. Par sa complexité géomorphologique qui reste encore à décrypter, ce « sillon » n'est pas sans évoquer l'actuel détroit de Magellan-Canal Cockburn constitué de multiples et profonds chenaux serpentant entre de nombreuses îles ou encore la côte croate de l'Adriatique.

LES BRÈCHES PALÉOCÈNES DANS LE COMMINGES ET LA BAROUSSE

Le « Marbre Portor de Bramevaque/Troubat » et les « Mégabrèches de Gembrié » de la couverture septentrionale du massif de la Barousse (Zone nord-pyrénéenne)

Dans la région de Bramevaque et de Troubat (fig. 1 et 2), sur les deux versants de la vallée de l'Ourse, entre les deux parties du massif nord-pyrénéen de la Barousse (Chaum et Ferrère), on connaît depuis longtemps un marbre bréchiqne polychrome, à discret ciment ocre jaune et éléments noirs, appelé « Portor des Pyrénées-Bramevaque » [Dubarry de Lassale, 2000] par analogie avec le marbre de Portor Venere en Italie. D'usage local, ce marbre n'est plus exploité ac-

tuellement. Bien que non cartographié sur la feuille d'Arreau à 1/50 000 [1984], il avait été signalé par Siérak [1977] qui l'interprétait comme d'origine exclusivement tectonique. Ce « Portor » apparaît toujours lié aux calcaires N1 à U2 [Peybernès, 1976], du Crétacé basal (« Calcaires à Trocholines » du Berriasien, « Calcaires Urgo-barrémiens » et « Calcaires à Annélides » du Barrémien), sur lesquels il repose en discordance angulaire (fig. 3) ponctuellement visible. Il remanie ces derniers (ainsi, d'ailleurs, que des dolomies du Dogger et des calcaires kimméridgiens), sous forme d'éléments carbonatés anguleux et hétérométriques pouvant atteindre plusieurs m³ (site 4, fig. 2) et parfois engagés dans des slumps.

– **Autour de Bramevaque**, ce marbre bréchiqne dessine un petit synclinal à flancs très redressés (fig. 2) (parking à l'entrée du village, site 2, et ravin en contrebas du château ruiné des Comtes de Comminges, site 3). Ce pli se prolonge vers l'est jusqu'à la grande carrière de Troubat-L'Herbe rouge (site 4) et sur la piste d'accès à la carrière de dolomies de Thèbes, où l'on retrouve des témoins de ces brèches (jusqu'à 20 m d'épaisseur) plaqués contre le Crétacé inférieur subvertical à légèrement renversé, ainsi qu'à l'entrée sud du village de Troubat, le long de la R.D. 22 (site 5) où le pendage est plus faible. L'interface substratum/brèches, visible en particulier sur les affleurements 2 et 4 est une surface nettement ravinante en forme de poches profondes de plusieurs mètres (jusqu'à 15 m), apparemment d'origine karstique favorisée par un contexte de tectonique extensive antérieure marqué par des failles normales. En 6 (carrefour entre R.D. 925 et R.D. 22), près du « Moulin de Bramevaque », le contact avec le substratum est une faille post-brèches (rejeu éocène ?). Aucune intercalation d'hémipélagites argileuses bien individualisée n'a été repérée dans ces brèches. Par contre, le liant de ces dernières, quand il

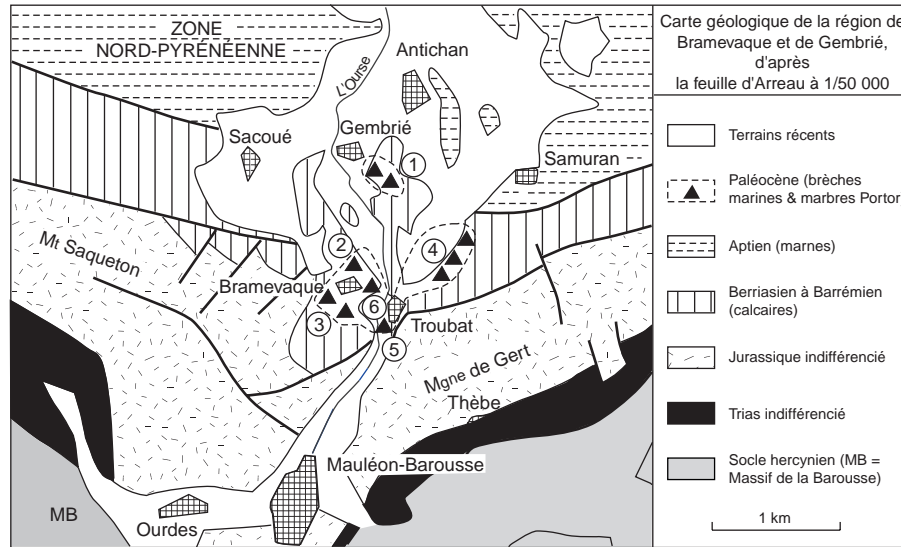


FIG. 2. – Carte géologique des principaux affleurements (sites 1 à 6) des brèches marines dano-sélandiennes (dont les marbres Portor des Pyrénées – Bramevaque/Troubat) en Barousse (Comminges occidental).

FIG. 2. – Geological map of the main outcrops (1 to 6) of Danian-Selandian marine breccias (including the marble « Portor of Pyrenees – Bramevaque/Troubat ») in the Barousse area (western Comminges).

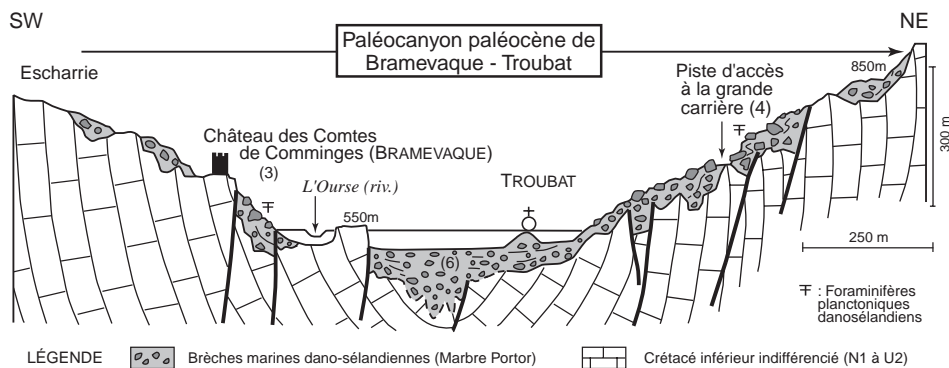


FIG. 3. – Coupe SW-NE du paléocanyon paléocène de Bramevaque-Troubat (état actuel) montrant la discordance angulaire des brèches marines dano-sélandiennes (marbres Portor) sur le synclinal NE-SW, à axe barrémien, de Bramevaque.

FIG. 3. – SW-NE cross-section of the Palaeocene palaeocanyon of Bramevaque-Troubat (present state) showing the angular unconformity of the Danian-Selandian marine breccias (Portor Marbles) over the NE-SW syncline of Bramevaque, shown by the Barremian limestones.

n'est pas recristallisé (donc légèrement métamorphisé) ou altéré, correspond à une matrice argilo-calcaire ou grés-ferrugineuse (parfois secondairement dolomitisée, d'où sa couleur jaune) renfermant une microfaune de foraminifères planctoniques typiquement dano-sélandiens : *Globanomalina compressa* PLUMMER (site 3, fig. 2), *Gl. imitata* SUBBOTINA (site 6), *Acarinina strabocella* (LOEBLICH et TAPPAN) (site 4), *Igorina* sp. (site 4), *Praemurica spiralis* BOLLI (site 3), *Pr. inconstans* SUBBOTINA (site 6), *Woodringina hornestownensis* OLSSON (site 4) et *Parasubbotina varianta* (SUBBOTINA) (sites 4 et 6). Sur un transect SW-NE (fig. 3), les affleurements de brèches (qui convergent vers l'axe de la vallée de l'Ourse) constituent pour nous les témoins d'un ancien canyon sous-marin, de direction N-S à NE-SW, sur lequel est creusé la vallée actuelle. On ne peut pas non plus exclure des coulées de falaises abruptes induites par des failles tant le pourcentage de matériel exotique remanié est faible.

– **Plus au Nord**, Siérak [1977] a signalé dans le petit piton de Pujolle (R.D. 422), au sud de Gembrié (site 1), la présence de « calcaires bréchifiés » (= « Brèches de Gembrié », citées sur la notice de la feuille d'Arreau à 1/50 000), toujours attribués au jeu de failles « pyrénéennes ». L'auteur soulignait le grand volume des blocs (presque exclusivement calcaires), leur appartenance au seul Barrémien [U1 et U2, Peybernès 1976] et la discrétion de leur liant. Il s'agit encore, pour nous, de mégabrèches chaotiques indiscutablement sédimentaires (canyons sous-marins probable), car polygéniques, nettement stratifiées (faible pendage) et agencées en une méso-séquence granocroissante (d'au-moins 25 m d'épaisseur) incluant, à son sommet, des olistolites de calcaires barrémiens de plus de 2 m de diamètre. La matrice, effectivement très peu abondante, correspond à un calcaire argileux, jaunâtre à verdâtre, qui contient quelques foraminifères planctoniques dano-sélandiens dont *Gl. compressa* et *Igorina* sp. Bien que

non métamorphiques et reposant sans discordance angulaire claire sur leur substratum barrémien, les « Mégabrèches de Gembrié » constituent très probablement un équivalent latéral du Marbre Portor de Bramevaque et de Troubat.

Les « Brèches de Lortet » (Zone nord-pyrénéenne)

Lié à la zone de failles de Bigorre, en rive droite de la Neste d'Aure, existe en pleine Zone nord-pyrénéenne un domaine métamorphique et schistosé, localisé autour des villages de Lortet, St-Arroman et Montoussé (fig. 1). Selon Bixel et Paris (cités sur la notice de la feuille de Montréjeau à 1/50 000 [1975]), on aurait, dans le Mésozoïque anté-brèches de ce secteur, trois phases de déformation successives, avec des cristaux de dipyre orientés selon les axes de plis I et plissés dans les plis ultérieurs. Ces auteurs ont également cartographié, et nommé comme suit, de minuscules placages de « Brèches tertiaires » e-gBr (discordantes et post-métamorphes, car à éléments de marbres à dipyre), ultérieurement plissées (après l'Albien), qui seraient analogues aux « Brèches tertiaires » (= pour nous, dano-sélandiennes) des Pyrénées orientales [Mattauer et Proust, 1962] et de Lourdes [Choukroune, 1969]. Les affleurements discontinus au SE de la colline du Mont montrent de telles brèches, appelées ici « Brèches de Lortet », remplissant de profonds paléolapiaz de quelques décimètres à quelques mètres de largeur : leurs éléments métamorphiques, très anguleux, y sont liés par une matrice calcaréo-dolomitique jaune ou orange qui n'est que peu métamorphique (recristallisation du carbonate et rares phyllites uniquement). On y reconnaît, en lame mince, une microfauve planctonique paléocène représentée par *Subbotina triloculinoides* (PLUMMER), *Globanomalina ehrenbergi* (BOLLI), *Morozovella* gr. *Praeangulata - angulata* et *Pr. inconstans*.

En discordance angulaire sur les calcaires urgoniens (plus ou moins marmoréens) de la grotte-tour de Lortet, la formation bréchique, ici subverticale, est plus épaisse (au moins 15 à 20 m). Son faciès et sa couleur rappellent ceux du « Portor des Pyrénées-Bramevaque ».

Les brèches post-métamorphes de la Zone interne métamorphique

De part et d'autre de la vallée de la Garonne, autour de Saint-Béat (fig. 1), des brèches sédimentaires à fort pendage sud, remaniant des éléments de marbres blancs, gris ou lités (parfois de grande taille et microplissés), de cornéennes et de calcaires kimméridgiens à *Alveosepta jaccardi* (SCHRODT), apparaissent « plaquées » entre la Faille nord-pyrénéenne (FNP) et la masse subverticale des marbres saccharoïdes, dérivés des calcaires et dolomies jurassiques, exploités jadis pour la statuaire et actuellement pour le granulat (feuille d'Arreau à 1/50 000 [1979]). Il s'agit notamment des stylobrèches rose-saumon des carrières antiques de la rive droite (= « Brèche romaine » ou « Brèche rosée de Lez », Dubarry de Lassale [2000]) et des brèches à mégablocs surplombant les maisons de Saint-Béat (montagne de Rie) sur la rive gauche, face au pont de Lez. Malgré la recristallisation fréquente de leur matrice en raison de la proximité de la FNP, ces brèches sont bien dano-sélandiennes et corrélables [Choukroune, 1976] à celles de Baixas et de Lherz. Nous avons en effet reconnu des sections de *Gl. ehrenbergi*, *Ac. strabocella*, *Igorina pusilla* (BOLLI), *Morozovella angulata* (WHITE) et *Praemurica spi-*

ralis dans leur ciment ainsi que les habituelles phyllites de néoformation. Vers l'est, des brèches à faciès analogue mais dont le synchronisme n'est pas établi, remplissent une vaste poche décamétrique, ultérieurement rekarstifiée, ravinant les marbres de la carrière de la Pène (Boutx) ; vers l'ouest, elles ne s'observent que dans d'étroites fissures (paléolapiaz) recoupant les marbres d'origine jurassique au-dessus d'Ilhet (rive droite de la Neste d'Aure).

Les brèches à éléments de socle, liées à des segments de la Faille nord-pyrénéenne

Entre Garonne et Neste d'Aure, au sud du massif nord-pyrénéen de Ferrère (Barousse-Ouest) (fig. 1), l'écaille « ordovicienne » du col de Gembre s'étire, dans un couloir de décrochement complexe (plusieurs segments, en échelon, de la Faille nord-pyrénéenne), entre la ZIM, au nord, et la zone des Ecailles Bordières de la HCP, au sud. Il s'agit d'Ordovicien schisteux indifférencié [= O₁₋₆, sur la feuille d'Arreau à 1/50 000], cataclasé au contact des marbres bréchiques de la ZIM et de brèches schistosées à éléments de marbres et d'ophite (Crétacé supérieur ?). Le long de la piste montant au col, s'observent des placages épars de brèches polygéniques sédimentaires relevant manifestement du cycle alpin. Les éléments, anguleux et de taille variée, proviennent essentiellement du socle hercynien (schistes, micaschistes, gneiss, dragées de quartz, « basaltes » altérés, nodules ferrugineux) et sont liés par une matrice argilo-gréseuse (ou argilo-silteuse) jaune-marron, à phyllites néoformées, qui passe au sommet de séquences décimétriques à des lentilles bien stratifiées rappelant certaines hémipélagites plus orientales. Des microrhythmes et des stratifications obliques s'y observent ainsi que des rides de courant. Il s'agit de brèches marines dano-sélandiennes puisqu'elles contiennent une association typique de « globigérinidés » : *Gl. compressa*, *Gl. imitata*, *Gl. ehrenbergi* et *Igorina pusilla*. On a donc un témoin de l'extension des brèches jusque sur la limite des plaques Europe/Ibérie, ce qui prouve que, comme à Amélieles-Bains plus à l'est, le sillon des brèches incluant ses nombreux canyons élémentaires pouvait s'étendre vers le sud au moins jusqu'à la bordure septentrionale de la future HCP. Toutefois la nature du contact avec le Paléozoïque, tectonique ou ravinant, ne peut être déterminée par manque de visibilité.

LES BRÈCHES PALÉOCÈNES EN BIGORRE

Les « Brèches de Médous », dans la Zone interne métamorphique, au SE de Bagnères-de-Bigorre

L'étroite Zone interne métamorphique se prolonge entre Garonne et Adour jusqu'au SW de Bagnères-de-Bigorre où elle est interrompue, vers l'ouest, par le faisceau de failles de Bigorre (fig. 1). Des marbres, plus ou moins bréchiques, y ont été exploités jusqu'aux années 60 à Baudéan et à Médous (rive gauche de l'Adour) et près du Pont d'Asté (rive droite). Une partie de ces marbres est issue du métamorphisme HT-BP « pyrénéen », mésocrétacé, et correspond aux « brèches kimméridgiennes J7-9 » de la feuille de Bagnères-de-Bigorre à 1/50 000 [1989]. On peut encore observer ces dernières dans une carrière désaffectée au sud d'Asté (R.D. 12), actuellement aménagée en dépôt d'ordures, où des brèches à éléments de marbres noirs et blancs et

ciment blanc également métamorphique reposent sur les dolomies probablement callovo-oxfordiennes. D'autre part, des brèches polygéniques et polychromes, dites « Brèches de Médous », ont été autrefois extraites de ce secteur (les carrières ne sont plus visibles), commercialisées sous les noms de « Brèche Grammont », « Brèche universelle », « Brèche grise » ou « Nankin jaspé » et utilisées comme revêtements nobles notamment dans l'église de la Madeleine à Paris. Ces brèches, illustrées par Dubarry de Lassale [2000] à partir de la collection de marbres polis de l'Établissement thermal de Bagnères-de-Bigorre, se caractérisent par des éléments hétérométriques et anguleux variés, métamorphiques (marbres blancs ou noirs) ou non (calcaires noirs, dolomies jaunes), liés par une matrice jaune/rouge/grise, peu ou pas métamorphique. Il s'agit bien de brèches sédimentaires marines, post-métamorphes et d'âge paléocène que nous avons retrouvées en place. A la sortie orientale du village d'Asté (route de la Fontaine de Crastes), elles sont figurées comme du Lias moyen (15-8) sur la feuille de Campan à 1/50 000 [1996]. A la variété des éléments carbonatés précités s'ajoutent des volcanites sombres (du Crétacé supérieur ?) et des dragées de quartz (issues du socle ou du Permo-Trias). La matrice calcaire renferme quelques phyllites néoformées. C'est dans celle-ci que nous avons identifié des foraminifères planctoniques dano-sélandiens assez nombreux, dont *Gl. compressa*, *Gl. imitata*, *Morozovella angulata*, *M. praeangulata* BLOW, *Parasubbotina variospira* (BELFORD) et *Ig. pusilla*. Ces microfossiles existent aussi dans des échantillons de marbres polis provenant de Médous et conservés dans des collections universitaires ou des musées. En l'absence d'affleurements continus, il n'a pas été possible d'étudier les rapports géométriques entre les brèches dano-sélandiennes nouvellement caractérisées et le Lias (ou le Dogger ?) sous-jacent mais une discordance au moins cartographique est plus que probable.

Les « Brèches du Pibeste », dans la Zone nord-pyrénéenne, au sud de Lourdes

Ces brèches (fig. 4, A) ont été identifiées et datées dans deux affleurements situés 2,5 km au sud de Lourdes, en rive gauche du Gave de Pau, au pied du massif calcaréo-dolomitique du Pibeste : (a) trois « placages » principaux (séparés par des pointements du substratum dolomitique mésojurassique) le long de l'ancien tracé de la R.N. 21, en contrebas de la Pointe de l'Âne; (b) dans l'actuelle carrière SOCARL, sur son front de taille méridional (en contrebas du pic des Crouts et à proximité de l'ancienne gare inférieure du téléphérique du Pibeste). Depuis les travaux de Villanova [1962], repris sur la feuille de Lourdes à 1/50 000 [1970], ces brèches étaient considérées comme sédimentaires mais attribuées au Sénonien discordant par analogie avec les brèches de type Ourdon (C_{6-5B}), connues dans le flysch sénonien et campanien de Lugagnan. Sur le versant sud du pic d'Alian et le long du sentier menant de la gare inférieure de l'ancien téléphérique menant au sommet du Pibeste (= nos affleurements a et b), Villanova notait la grande taille des éléments des brèches (plusieurs m³), leur nature carbonatée et l'absence de microfaune dans leur « ciment ». Mattauer [non publ., in Choukroune 1969 et 1976] avait déjà observé en ce lieu (confirmation orale) leur caractère post-tectonique (c'est-à-dire post-phase 1), déduit un âge « post-sénonien » et les avait comparées aux brèches

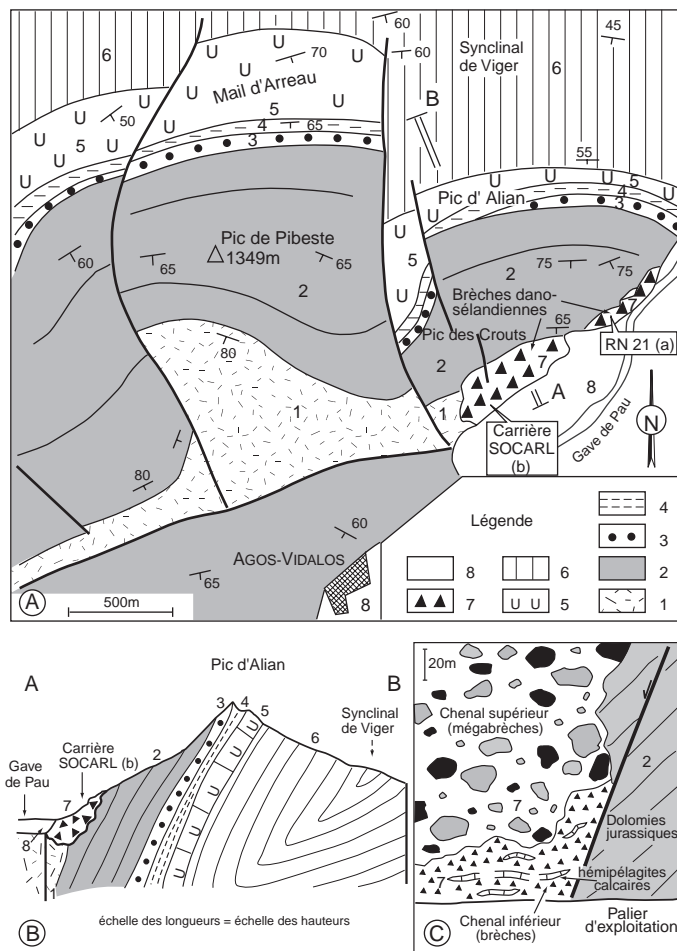


FIG. 4. – Les « Brèches du Pibeste », au sud de Lourdes. A : carte géologique schématique du sud du pic de Pibeste situant les affleurements (a) et (b) de brèches dano-sélandiennes [d'après Villanova, 1962 et Mediavilla, 1978, modifiés]. 1 : Lias (indifférencié); 2 : Dogger-Malm (dolomies et calcaires); 3 : Crétacé basal (altérites et calcaires); 4 : Bédoulien (marnes à *Deshayesites*); 5 : Gargasien/Clansayésien (calcaires urgoniens); 6 : Albo-Cénomaniens (calcaires et flysch noir); 7 : Danien-Sélandien (« Brèches du Pibeste »); 8 : Quaternaire. B : coupe géologique selon le transect A-B. C : détail de l'affleurement (b) dans la carrière.

FIG. 4. – The « Pibeste breccias », South of Lourdes. A : geological sketch map of the southern Pibeste area showing the location of the outcrops (a) and (b) of Danian-Selandian breccias [according to Villanova, 1962 and Mediavilla, 1978 modified]. 1 : Lias (undifferentiated); 2 : Dogger-Malm (dolo- and limestones); 3 : Lowermost Cretaceous (alterites and limestones); 4 : Lower Aptian (*Deshayesites* marls); 5 : Upper Aptian (Urgonian limestones); 6 : Albian-Cenomanian (limestones and black flysch); 7 : Danian-Selandian (« Pibeste breccias »); 8 : Quaternary. B : A-B cross-section. C : detail of the outcrops (b) in the quarry.

post-albiennes [Mattauer et Proust, 1962], alors tenues pour éocènes (au sens large), des Pyrénées plus orientales (Lherz, Lordat, Trevillach, Baixas). On sait maintenant [Peybernès *et al.*, 2000 et 2001 a et b] que ces dernières brèches sont marines et paléocènes. Mediavilla [1978] interprétait, au contraire, les « Brèches du Pibeste » comme des mylonites syn-phase 2 (Éocène) produites par fracturation hydraulique, par comparaison avec les brèches qui s'observent dans la ville même de Lourdes (usine électrique, rue des rochers) et dont l'origine tectonique est effectivement indiscutable.

Notre analyse confère aux « Brèches du Pibeste » des affleurements (a) et (b) les caractéristiques suivantes :

- elles s'agencent en une série normale (visible à l'échelle des séquences) et reposent en discordance à la fois angulaire et cartographique sur un substratum calcaréodolomitique variable (étagé du Lias moyen-supérieur au Dogger) constituant le flanc nord, très redressé » voire renversé, de l'anticlinal du Pibeste (feuille de Lourdes à 1/50 000) ; on notera que la série de ce même flanc nord monte, plus au nord (Bois de Ségus) et sans discontinuité majeure identifiée, jusque dans le Crétacé moyen [Médavilla, 1978], ce qui situe la discordance des « Brèches du Pibeste », donc le plissement anté-brèches, entre le Crétacé moyen-? supérieur et le Danien supérieur (fig. 4, B). Il s'agit probablement de la compression fini-crétacée déjà reconnue en de nombreuses localités des Pyrénées centrales et orientales. D'ailleurs, les éléments de la brèche sont schistosés alors que la matrice ne l'est pas [Mattauer *in* Choukroune, 1969]. Cette phase compressive se marque par l'accélération de la déformation entre 66 et 62 Ma (intervalle Maastrichtien terminal-Danien P1b) enregistrée dans la croissance des cristaux syntectoniques et datée par la méthode Rb-St dans la ZNP près de Lourdes [Miller *et al.*, 2000] ;

- elles sont indiscutablement sédimentaires, car grossièrement stratifiées [pendage 70° Sud-SE en (a), subhorizontal en (b)], chenalisées (b) et séquencées (b). Sur le front de taille de la carrière SOCARL (b) s'observait en particulier, en été 2001 (fig. 4, C), la superposition sur 80 à 100 m d'épaisseur environ, de deux chenaux pluridécamétriques : l'un (à la base) constitué exclusivement de brèches grises lenticulaires ; l'autre (au-dessus) formé de brèches chaotiques à mégablocs de dolomies noires dominants. Ce dernier déborde latéralement le chenal sous-jacent et s'appuie directement sur le substratum jurassique. L'interface entre les deux chenaux est une surface fortement ravinante. Les brèches du chenal inférieur s'agencent elles-mêmes en séquences plurimétriques grano-décroissantes, dont le sommet montre de petits bancs d'hémipélagites calcaires grises, microrhythmées (laminés alternativement sombres et claires) avec parfois des rides de courant, ce qui suggère une tendance turbiditique, comme dans le faciès de type Sainte-Colombe (Pays-de-Sault) [Peybernès *et al.*, 2001b], donc un dépôt plus distal par rapport aux autres brèches paléocènes ;

- polygéniques, elles remanient surtout leur substratum mésozoïque immédiat. Les éléments, anguleux et hétérométriques, proviennent des calcaires rubanés du Sinémurien, des dolomies noires parfois oolithiques du Dogger/Oxfordien (dominantes), des calcaires noirs microslumpés du Kimméridgien, de calcschistes non datés (Bédoulien ou Crétacé supérieur ?) et de volcanites évoquant, selon Mattauer [*in* Choukroune, 1969], les roches éruptives du Sénonien. On y observe aussi des *mud-balls* resédimentés d'argiles verdâtres (passant à la microbrèche argileuse formant la matrice), des clastes de marbres blancs et de cornéennes noires (rares) issus du métamorphisme HT-BP, mésocrétacé, affectant la série « anté-cénomaniennne », et des fragments de filons calcitiques visibles en place dans le Jurassique sous-jacent. Notons que des argiles verdâtres comparables à celles des *mud-balls* se retrouvent piégées dans des fissures contrôlées par de grandes failles intra-dolomies ;

- elles sont marines et d'âge paléocène (intervalle P1c-P3, Danien supérieur-Sélandien inférieur), comme l'atteste la présence de foraminifères planctoniques de cet âge, à la fois dans la matrice (quand celle-ci est suffisamment argileuse), les hémipélagites calcaires, le remplissage argileux des fissures intra-dolomies et les *mud-balls* précités. On a ainsi reconnu : *Gl. compressa*, *Gl. ehrenbergi*, *Gl. gr. compressa-ehrenbergi*, *Gl. imitata*, *Ig. pusilla*, *Parasubbotina pseudobulloides* (PLUMMER), *P. variantata*, *M. gr. praeangulata-angulata* et *Pr. spiralis* ;

- plissées (amorce de synclinal), elles sont elles-mêmes affectées par des failles post-brèches, à pendage S-SE (front de taille b), à mettre selon nous sur le compte de la tectonique « pyrénéenne » d'âge éocène supérieur ;

- elles sont légèrement métamorphiques (recristallisation des carbonates de la matrice, présence de rares phyllites néoformées) comme, d'ailleurs, le Jurassique sous-jacent [Choukroune, 1969].

CONCLUSIONS ET RECONSTITUTION PALINSPASTIQUE D'UN PROFIL NORD-SUD

Stratigraphie et micropaléontologie

Des brèches paléocènes de canyon sous-marin existent donc dans six localités au-moins du versant nord (ZIM et ZNP), des Pyrénées (St-Béat, secteur de Bramevaque-Troubat-Gembrié, Lortet, col de Gembre, Médous-Asté et Lourdes-Pibeste) entre Garonne et Gave-de-Pau. Ces brèches ont pu être attribuées au Danien supérieur-Sélandien inférieur (intervalle P1c – P3) grâce aux foraminifères planctoniques (« globigérinidés ») identifiés dans leur matrice et/ou dans les rares hémipélagites qui leur sont associées. Cette microfauune significative comporte, au plus, les taxons suivants : *Globanomalina compressa* [P1c – P3b], *Gl. ehrenbergi* [P2 – P4], *Gl. gr. compressa-ehrenbergi*, *Gl. imitata* [P1c – P3a], *Parasubbotina variantata* [P1c – base de P4], *P. pseudobulloides* [P1 – P3a ; P3b ?], *P. variospira* [P3a – P4, partie basale], *Igorina pusilla* [P3 – P4, partie basale], *Morozovella angulata* [P3 – base et partie moyenne de P4], *M. praeangulata* [P2 – P3], *Praemurica spiralis* [P1c terminal – P3a], *Pr. inconstans* [P1c – P3a], *Acarinina strabocella* [P3a – P4a] et *Woodringina hornerstownensis* [Pα – P3b]. On retrouve latéralement cette association dans les séquences carbonatées marines de plate-forme externe dans la Zone sous-pyrénéenne proche (« Calcaires à Algues/Calcaires à Bryozoaires de Larcen-Nizan » [Peybernès *et al.*, 1998] de la région de Gensac, près de Boulogne/Gesse) et dans les chaînons de transition ZSP-ZNP (« Calcaires de Las-seube », à brèches monogéniques slumpées, de la région de Nay/Pont-Labau [Fondecave-Wallez *et al.*, 1999]). Elle existe probablement aussi dans les 50 m de « Calcaires à globigérines », localement dolomités, de la couverture méridionale (décollée) de la HCP, impliquée dans les nappes de Gavarnie/Mont-Perdu [Von Hillebrandt, 1964]. Dans ces régions périphériques de l'orogène crétacé pyrénéen, le Dano-Sélandien repose toujours en concordance (mais après une courte lacune du Danien inférieur/basal, Peybernès *et al.*, [2000b]) sur le Maastrichtien supérieur marin qui n'a pas été significativement érodé : « Marnes de Nay », de la zone à *Mayaroensis/Hariaensis*, grade-datées au plus jeune à 65,3 Ma, au nord ; « Grès du Marboré » à *Lepidor-*

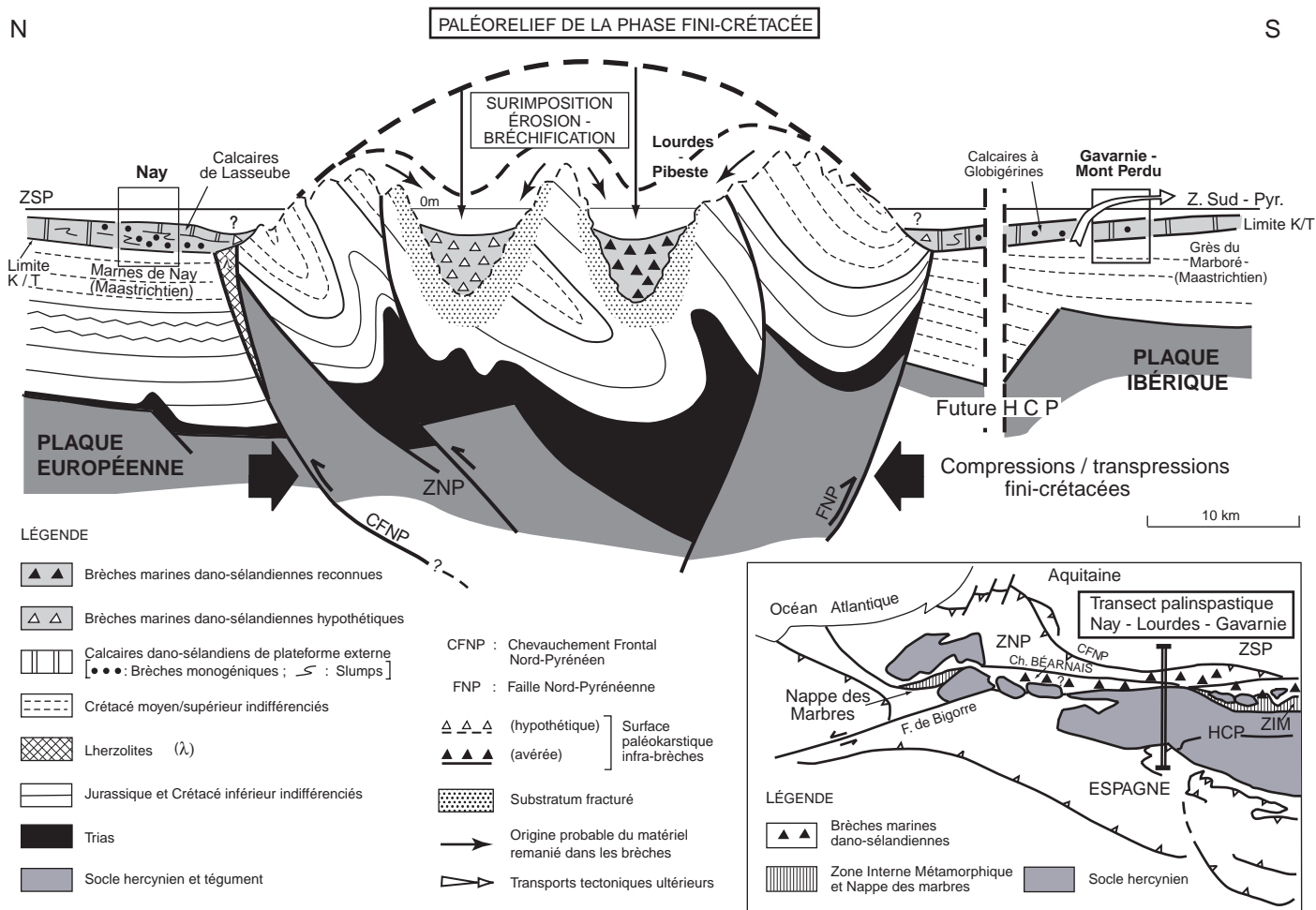


FIG. 5. – Proposition de transect palinspastique méridien (sans échelle verticale) Nay – Lourdes – Gavarnie, au Danien-Sélandien, intégrant les principales données et le scénario de mise en place retenu concernant les brèches paléocènes ici décrites et celles connues plus à l’est. Ce transect interprétatif est situé sur le schéma structural des Pyrénées occidentales et centrales en bas et à droite.

FIG. 5. – *Sketch of N-S palinspastic cross-section (not at vertical scale) Nay – Lourdes – Gavarnie, during Danian and Selandian times, taking in account the main data and the depositional scenario about the breccias herein described and the previously published data from the eastern Pyrenees. This interpretative section is located on a sketch-map of western/central Pyrenees (at right below).*

bitoides socialis (LEYM.) et *Siderolites calcitrapoides* LMK., au sud (fig. 5).

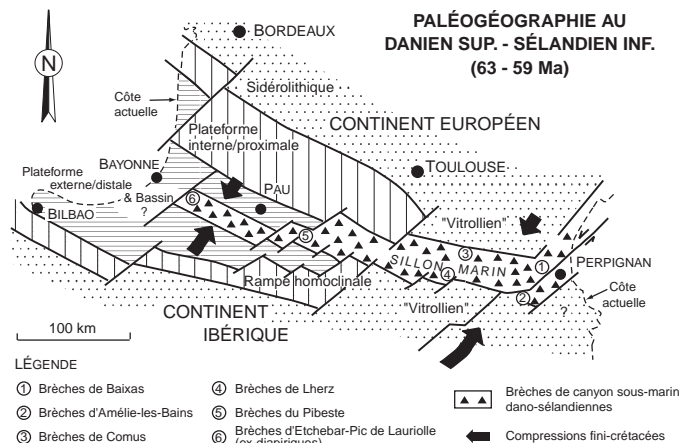
Origine de la paléotopographie anté – Dano-Sélandien

Dans l’orogène créacé, le contact des brèches dano-sélandiennes avec les terrains jurassico-éocrétacés sous-jacents (d’âge, au plus jeune, aptien/?albien inférieur) correspond, dans le cas où il est bien visible, à une discordance à la fois angulaire et cartographique. Cette interface est une surface d’érosion très marquée dont les irrégularités majeures sont liées à des zones carbonatées fracturées (fig. 5) contrôlant :

FIG. 6. – Paléogéographie schématique du domaine pyrénéen au Danien supérieur-Sélandien inférieur (intervalle 61-59 Ma), avant les compressions/transpressions éocènes (phase tectonique pyrénéenne). Le sillon est prolongé jusqu’au Béarn et au Pays Basque français compte tenu des premiers résultats paléontologiques obtenus dans ce secteur sur les « Brèches du Pic de Lauriolle » et sur les « Brèches d’Etchebar ».

FIG. 6. – *Schematic palaeogeographic map of the Pyrenean realm during Upper Danian-Lower Selandian times (61-59 Ma interval), before the Eocene compressions/transpressions (Pyrenean tectonic phase). The trough is extended towards the Bearn and French Basque Country according to the first micropalaeontologic data obtained in this area, particularly on the Etchebar/Pic de Lauriolle breccias.*

- a) la karstification de l’orogène et la surimposition d’une paléosurface karstique dans son substratum (paléovalées à l’origine de paléocanyons) ;
- b) la genèse des éléments des brèches, presque toujours anguleux, par un précoupage en dièdres sublosangiques



du matériel carbonaté antérieur et la constitution d'un régo-lithe par dissolution ;

c) l'accumulation des blocs et clastes de toutes tailles par déplacement vertical et latéral (avalanches de débris, transport en masse, turbidites) à partir de paléoreliefs émergés (îles, péninsules), en direction des canyons sous-marins constituant les parties noyées du « sillon ». En profondeur devaient s'établir des fan-deltas et s'étaler des dépôts hémipélagiques.

Le substratum des brèches dano-sélandiennes apparaît fortement plissé, schistosé, voire métamorphisé. A Lourdes-Pibeste, la série anté-brèches, subverticale à renversée, se poursuit vers le nord, sans discontinuité majeure, jusque dans le Crétacé moyen au moins [Mediavilla, 1978], d'où une forte probabilité pour que la discordance anté-Danien supérieur scelle des structures compressives/transpressives d'âge néo ? à fini-crétacé (suivies d'émersions vers la limite K/T ou juste après), comme le pressentait Choukroune [1969 et 1976] dans le même secteur. Ceci est cohérent avec l'âge coniacien des clastes les plus récents des brèches dano-sélandiennes de Verdun-sur-Ariège plus à l'est. Notons que, également plus à l'est (Figarol, au SE de Saint-Gaudens), du Paléocène marin a été identifié en ZNP [Peybernès *et al.*, 1996] sur la bordure nord de l'orogène crétacé. Il s'agit de marno-calcaires rosés (anciennement tenus pour triasiques), à foraminifères planctoniques de la zone P4 (Sélandien terminal à Thanétien inférieur), discordants sur le flysch noir albien fortement redressé. Ils remanient des globotruncanidés du Maastrichtien supérieur (zone à *Mayaroensis*), ce qui tend à prouver que le Crétacé terminal marin existait ponctuellement et que le plissement précédant cette érosion était au plus tôt fini-crétacé. La courte lacune du Danien inférieur (P1a et P1b), juste au dessus de la limite K/T, déjà signalée dans les régions périphériques de l'orogène [Peybernès *et al.*, 2000b] pourrait être une conséquence de cette même phase.

D'autre-part, brèches dano-sélandiennes et substratum mésozoïque déjà plissé sont ultérieurement repris par les serrages « pyrénéens » d'âge éocène supérieur, responsa-

bles des pendages (localement très redressés) des brèches et des failles qui les affectent. Si les brèches de la ZIM et de la ZNP remanient, comme à Baixas et à l'Etang de Lherz plus à l'est, des éléments de marbres issus du thermométamorphisme mésocrétacé (mais, ici, pas de lherzolite), leur matrice peut contenir localement des phyllites néoformées (mais jamais de dipyre) signant, comme plus à l'est, un métamorphisme atténué (hydrothermal ?) postérieur à la phase fini-crétacée et au dépôt des brèches dano-sélandiennes.

Prolongement du sillon paléocène vers l'ouest

Ces nouvelles identifications permettent de prolonger le « sillon » de brèches paléocènes de 60 à 80 km vers l'ouest (Bigorre), dans l'axe du golfe marin en forme de « coin » [Peybernès *et al.*, 2001b] ouvert sur l'Atlantique et, au sud, jusqu'à la frontière des plaques Europe - Ibérie, mais on ne sait pas actuellement s'il se prolongeait effectivement jusqu'au Pays Basque. Les premiers résultats micropaléontologiques permettent toutefois de penser que des brèches marines jusqu'alors interprétées comme aptiennes et d'origine « diapirique » [synthèse *in* James et Canérot, 1999], discordantes et ravinantes sur un substratum au plus jeune aptien/albien, sont vraisemblablement paléocènes dans plusieurs coupes (pic de Lauriolle, Etchebar/Lichançumendy/Bosmendiette) de la Zone des chaînons béarnais plus occidentale qui appartient à la paléomarge nord-ibérique (= plaque Ibérie) du domaine pyrénéen au Crétacé inférieur/moyen. Si leur âge dano-sélandien se confirmait, on pourrait envisager une extension du « sillon » des brèches paléocènes jusqu'au Pays-Basque espagnol et, pourquoi pas, jusque dans la « Nappe des Marbres », segment le plus occidental du tectorogène pyrénéen, où des hémipélagites ont été également repérées.

Remerciements. – Les auteurs remercient bien vivement M. Mattauer qui a bien voulu relire et corriger notre texte, Y. Hervouët et un rapporteur anonyme pour leurs remarques constructives ainsi que P. Eichène pour la mise en forme des figures.

Références

- CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE à 1/50 000, feuille de Lourdes (n° 1052, 1970 et notice explicative) ; feuille de Monréjeau (n° 1054, 1975 et notice explicative) ; feuille d'Arreau (n° 1072, 1982 et notice explicative) ; feuille de Bagnères-de-Bigorre (n° 1053, 1989 et notice explicative) ; feuille de Campan (n° 1071, 1996 et notice explicative).
- CHOUKROUNE P. (1969). – Sur la présence, le style et l'âge des tectoniques superposées dans le Crétacé nord-pyrénéen de la région de Lourdes. – *Bull. BRGM*, **2** (2), 11-20.
- CHOUKROUNE P. (1976). – Structure et évolution tectonique de la Zone nord-pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une partie de chaîne à schistosité subverticale. – *Mém. Soc. géol. Fr.*, LV (n.s.), **127**, 1-116.
- DUBARRY de LASSALE J. (2000). – Identification des marbres. – H. Vial éd., Paris, 303 p.
- FONDECAVE-WALLEZ M.-J., EICHÈNE P. & PEYBERNÈS B. (1999). – La limite Crétacé-Tertiaire et le Paléocène « inférieur » de la région de Nay (Béarn). – *Bull. Soc. Hist. Nat.*, Toulouse, **135**, 9-20.
- JAMES V. & CANÉROT J. (1999). – Diapirisme et structuration post-triasique des Pyrénées occidentales et de l'Aquitaine méridionale (France). – *Eclogae Geol. Helv.*, **92**, 63-72.
- HILLEBRANDT A. Von (1964). – El Terciario bajo de la Zona del Monte Perdido (Huesca). – *Notas y Comunic. Inst. Geol. Minero Esp.*, **73**, 61-97.
- MATTAUER M. & PROUST F. (1962). – Sur l'âge post-albien de quelques brèches réputées jurassiques ou néocomiennes des Pyrénées orientales. – *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 304-305.
- MEDIAVILLA F. (1978). – Tectonique et sédimentation dans la zone des failles de Bigorre entre Bagnères et Lourdes. – Thèse 3^e cycle, Univ. Toulouse III, 105 p.
- MILLER W., AERDEN D. & HALLIDAY A. (2000). – Isotopic dating of stream fringe increments : duration and rates of deformation in shear zones. – *Science*, **288**, 2195-2198.
- OLSSON R.K., HEMLEBEN W. A., BERGGREN W. A. & HEBER B. J. (1999). – Atlas of Paleocene planktonic foraminifera. – *Smiths. Contrib. Paleobiol.*, **85**, 1-252.

- PEYBERNÈS B. (1976). – Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre Garonne et Méditerranée. – Thèse Doct. État, Univ. Toulouse III, imp. C.R.D.P., 459 p.
- PEYBERNÈS B., FONDECAVE-WALLEZ M.-J. & EICHÈNE P. (1996). – Sur l'âge paléogène de certaines « lames triasiques » nord et sous-pyrénéennes. – *Bull. Soc. géol. Fr.*, **167**, (6), 761-771.
- PEYBERNÈS B., FONDECAVE-WALLEZ M.-J., EICHÈNE P., ROBIN E. & ROCCHIA R. (1998). – La limite Crétacé-Tertiaire en domaine marin dans les Pyrénées centrales (Zone sous-pyrénéenne, France). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **326**, 647-653.
- PEYBERNÈS B., FONDECAVE-WALLEZ M.-J., COMBES P.-J. & EICHÈNE P. (2000a). – Découverte d'hémipélagites paléocènes interstratifiées dans des brèches post-métamorphes de la Zone interne métamorphique, au sud-est du massif de Saint-Barthélémy (Pays-de-Sault, Pyrénées centrales). – *Bull. Soc. Hist. Nat.*, Toulouse, **136**, 11-18.
- PEYBERNÈS B., FONDECAVE-WALLEZ M.-J., HOTTINGER L., EICHÈNE P. & SÉGONZAC G. (2000b). – Limite Crétacé-Tertiaire et biozonation paléontologique du Danien-Sélandien dans le Béarn et la Haute-Soule (Pyrénées-Atlantiques). – *Geobios*, **33** (1), 35-48.
- PEYBERNÈS B., FONDECAVE-WALLEZ M.-J., COMBES P.-J. & EICHÈNE P. (2001a). – Mise en évidence d'un sillon marin à brèches paléocènes dans les Pyrénées centrales (Zone interne métamorphique et Zone nord-pyrénéenne). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **332**, 379-386.
- PEYBERNÈS B., FONDECAVE-WALLEZ M.-J., COMBES P.-J. & EICHÈNE P. (2001b). – Découverte d'hémipélagites à Foraminifères planctoniques paléocènes dans les « Brèches de Baixas » (Pyrénées orientales). – *C. R. Acad. Sci.*, Paris, **332**, 633-640.
- PEYBERNÈS B., FONDECAVE-WALLEZ M.-J., COMBES P.-J. & EICHÈNE P. (2001c). – Les séquences brèches-hémipélagites du Paléocène des Pyrénées, témoins d'un sillon marin creusé sur l'axe tectogénique fini-crétacé de la future chaîne. – *8^e Congrès Français de Sédimentologie*, Orléans, 12 à 14 Novembre 2001, livre des résumés. – *Publ. ASF*, Paris, **36**, 285-286.
- SIÉRAK J.-P. (1977). – Étude géologique de la couverture septentrionale des massifs nord-pyrénéens de la Barousse (Haute-Garonne, Hautes-Pyrénées). – Thèse 3^e cycle, Univ. Toulouse III, 115 p.
- VILLANOVA M. (1962). – Contribution à l'étude géologique de la région de Lourdes et du chaînon Pibeste-Estibete (Hautes-Pyrénées). – Thèse 3^e Cycle, Univ. Toulouse, 173 p.