

Brèches marines paléocènes et palékarsts associés en contexte compressif dans le synclinal d'Amélie-Les-Bains (Haute Chaîne Primaire, Pyrénées Orientales)

Autor(en): **Compes, Pierre-Jean / Peybernes, Bernard / Fondecave-Wallez, Marie-José**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **96 (2003)**

Heft 3

PDF erstellt am: **17.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-169025>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Brèches marines paléocènes et paléokarsts associés en contexte compressif dans le synclinal d'Amélie-Les-Bains (Haute Chaîne Primaire, Pyrénées Orientales)

PIERRE-JEAN COMBES¹, BERNARD PEYBERNÈS^{1,2} & MARIE-JOSÉ FONDECAVE-WALLEZ³

Key words: Breccias, hemipelagites, paleokarst, paleoalterites, tectonics, Paleocene, Eastern Pyrenees
Mots clés: Brèches, hémipélagites, paléokarst, paléoaltérites, tectonique, Paléocène, Pyrénées Orientales

ABSTRACT

The discovery of breccias and associated hemipelagites bearing planktonic Foraminifera, late Danian – early Selandian in age (P1c-P3 interval), in the Amélie-Les-Bains syncline, shows parts of the High Primary Range of the Pyrenees were covered by the sea during early/mid. Paleocene times. During this key-episode for the geodynamic evolution of the range, the studied area was located in the southeastern part of an E-W trending marine trough, 350 km long, infilled by similar sediments, from the Basque Country in the West to Roussillon in the East with possible extension towards Hercynian Corsica before its drifting. Filling paleocanyons, partly re-used by the present hydrographic network, these breccias are classified in three main types according to their substratum: type 1 breccias overlying Cambrian marbles and schists (coatings, deep fissure and cavity filling); type 2 breccias cementing the Cambrian megablocks constituting the olistostrome previously considered as the “Mas Manès thrust sheet”; type 3 breccias, organized in fining-up sequences and filling exo- and endokarstic cavities in the *Muschelkalk* carbonates. All breccias, particularly the two first ones, have been locally submitted to a strong pedogenetic alteration concentrating iron («Brèches Rubéfiées Vacuolaires», BRV facies). Two successive intra-breccia karstic paleosurfaces, S2 (between 64 and 62.5 Ma) and S3 (between 61 and 59.2 Ma) followed by the alteration paleosurface S4 (since 59.2 Ma), itself inducing the BRV facies, can be dated by means of corresponding hemipelagites. A palinspastic and factual reconstruction of this part of the Pyrenees during Paleocene times, where alternating tectonic uplifts, emersions/erosions/alterations and eustatic transgressions within the globally compressional context of the “Late-Cretaceous phase” of the authors, is finally proposed.

RESUME

La découverte de brèches et d'hémipélagites associées renfermant des foraminifères planctoniques dano-sélandiens (intervalle P1c-P3) dans le synclinal d'Amélie-Les-Bains, montre qu'une partie de la Haute Chaîne Primaire des Pyrénées était recouverte par la mer au Paléocène inférieur/moyen. A cette époque, considérée comme une période-charnière dans l'évolution géodynamique de la chaîne, le secteur étudié correspondait à l'extrémité orientale, s'étalant vers le Sud, d'un long sillon marin de 350 km, à sédiments comparables, identifié sur le tectorogène crétacé pyrénéen (Zone Interne Métamorphique, Zone Nord-Pyrénéenne) depuis le Pays Basque à l'Ouest jusqu'au Roussillon à l'Est et se prolongeant peut-être jusqu'à la Corse ancienne antérieurement à l'ouverture de la Méditerranée occidentale. Remplissant des paléocanyons en partie réutilisés par le réseau hydrographique actuel, ces brèches se répartissent en trois types principaux en fonction de leur substratum: type 1, en placages, poches ou profondes fissures dans les cipolins et schistes cambriens; type 2, cimentant d'énormes blocs cambriens qui constituent un olistostrome, antérieurement décrit comme la «Nappe du Mas Manès»; type 3, organisé en séquences et tapissant des cavités exo et endokarstiques dans le *Muschelkalk*. Toutes ces brèches, en particulier les deux premières, peuvent être soumises à une forte altération pédogénétique concentrant le fer (faciès de «Brèches Rubéfiées Vacuolaires» ou BRV). Deux paléosurfaces karstiques intra-brèches successives S2 (entre 64 et 63,5 Ma) et S3 (entre 61 et 59,2 Ma), suivies de la paléosurface d'altération S4 (à partir de 59,2 Ma), elle-même responsable du faciès BRV, peuvent être datées grâce aux hémipélagites qui leur sont associées. Au terme de l'analyse est proposée une reconstitution palinspastique et événementielle de cette partie des Pyrénées au Paléocène où alternent soulèvements tectoniques, émerSIONS/érosions/altérations et transgressions eustatiques dans le contexte globalement compressif de la «phase fini-crétacée» des auteurs.

Introduction

Les témoins autochtones de la couverture post-hercynienne de la Haute Chaîne Primaire (HCP) des Pyrénées (Fig. 1) sont rares. Celui, très oriental, d'Amélie-Les-Bains (couverture du

bloc Canigou, Pyrénées Orientales), de part et d'autre de la vallée du Tech, montre une série étagée du Permien au «Garumien» (= Crétacé terminal et Paléocène inférieur/moyen continentaux). Elle a été étudiée principalement par Mengel (1920), Cavet (1957) (Fig. 2A), Autran et al. (1958) (Fig. 2B)

¹ UMR 5573, CNRS- université Montpellier 2, cc 60, place Eugène-Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 05, France. E-mail: combes@dstu. univ-montp 2.fr

² STRAMIPAL, université Paul-Sabatier, 39, allées Jules-Guesde, 31062 Toulouse cedex 04, France. E-mail: peyberne@cict.fr

³ UMR CNRS 5563, Mécanismes de transfert en géologie, université Paul-Sabatier, 39, allées Jules-Guesde, 31062 Toulouse cedex 04, France. E-mail: wallez@cict.fr

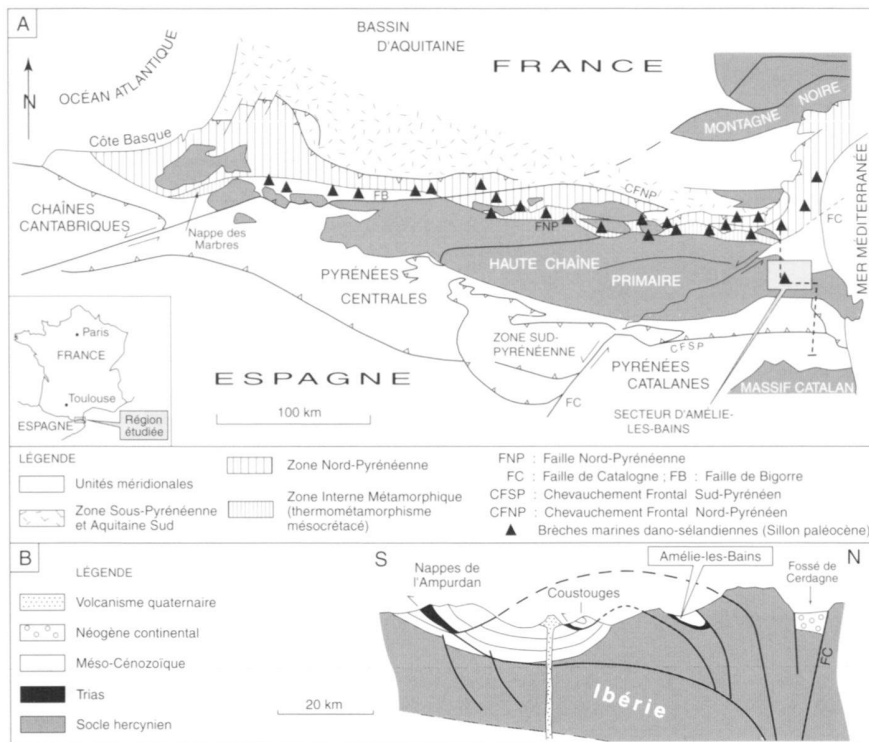


Fig. 1. Situation de la région d'Amélie-les-Bains dans le cadre structural pyrénéen et localisation des principaux gisements de brèches marines paléocènes.
A – Carte générale schématique; B – Coupe simplifiée du flanc sud des Pyrénées.

puis par Castéras & Auriol (1958a, b, c) (Fig. 2 C) dont les données stratigraphiques et la structure géologique ont été utilisées pour la carte géologique de Prades à 1/80.000 (Autran et al. 1968) constituant, depuis, le document de référence en l'absence de révision plus récente. Cette série est globalement ployée en un synclinal NW-SE à plongement axial vers le SE et chevauchée par le Paléozoïque de la «Nappe des Aspres» (Laumonier & Autran 2001) sur sa bordure nord-est («Chevauchement des Aspres», appelé aussi «Faille d'Amélie-les-Bains», Guitard et al. 1998). Sa composition est différente selon qu'il s'agit de l'une ou l'autre rive du fleuve (Fig. 2 C):

– *rive gauche*: au Nord d'Amélie-les-Bains et de Palalda, des écailles synclinales de Trias chevauchent vers le SW l'autochtone de Montbolo constitué de Permien/Trias inférieur (pélites rouges, conglomérats et grès) et de Trias moyen-supérieur (épaisse formation calcaréo-dolomitique du Muschelkalk; ponctuellement marnes et évaporites du Keuper). Cet autochtone repose en discordance sur le socle hercynien où dominent les schistes avec intercalations de cipolins et de granoïdes (série cambrienne de Canaveilles *sensu* Cavet 1957). Le Trias est lui-même recouvert par une mégabrèche à blocs de cipolins et de dolomies d'âge cambrien considérée comme une nappe de charriage (Mengel 1920), issue du NE, dite «Nappe du Mas Manès» (Castéras & Auriol 1958a, b, c) et attribuée, jusqu'à présent, à des mylonites;

– *rive droite*: un synclinal dissymétrique, à terminaison périclinale nette vers le NW, permet d'observer, au-dessus du Permien et du Trias, le Crétacé supérieur chevauché, comme

sur la rive gauche, par la série de Canaveilles avec une écaille à matériel triasique intercalée (Reynès). On distingue dans ce Crétacé supérieur, de bas en haut: 1) des grès à dragées de quartz; 2) des marnes gréseuses à intercalations calcaires à Rudistes (*Radiolites*, *Hippurites*); 3) des calcaires gréseux lumachelles (Huîtres), des microbrèches et des marnes sombres; 4) une formation azoïque continentale de marnes rouges et de marno-calcaires conglomératiques à graviers quartzeux couronnée par des calcaires lacustres massifs. Grâce aux Rudistes, les niveaux 1-2-3 peuvent être attribués au Campanien-Maastrichtien (Bilotte et al. 1979) ou au seul Maastrichtien (Bilotte 1985). La mise en évidence récente de *Globotruncana linneiana* (d'ORB.), *Gl. arca* CUSH. et *Gansserina gansseri* (BOLLI) dans les termes les plus récents du niveau (3) montre que ce dernier ne semble pas dépasser le Maastrichtien moyen. Le terme continental (4) pourrait être corrélé, au moins en partie, avec les faciès analogues du Maastrichtien supérieur continental (= Rognacien) des Corbières, du Languedoc ou de Basse-Provence (Freytet 1970, Peybernès & Combes 1999, Cavelier 1984). Toutefois, la présence au sommet de la série, dans l'axe du synclinal, de calcaires marneux et gréseux, plus ou moins bariolés, riches en *Microcodium* et typiquement «vitrolliens», montre que la base du Paléocène (Danien inférieur) est aussi représentée au sommet de (4).

Du point de vue structural, à l'échelle des Pyrénées, le synclinal d'Amélie-les-Bains constitue un des points, dans la Haute Chaîne, où la déformation alpine intra-plaque ibérique est visible puisqu'elle affecte la couverture mésozoïque excep-

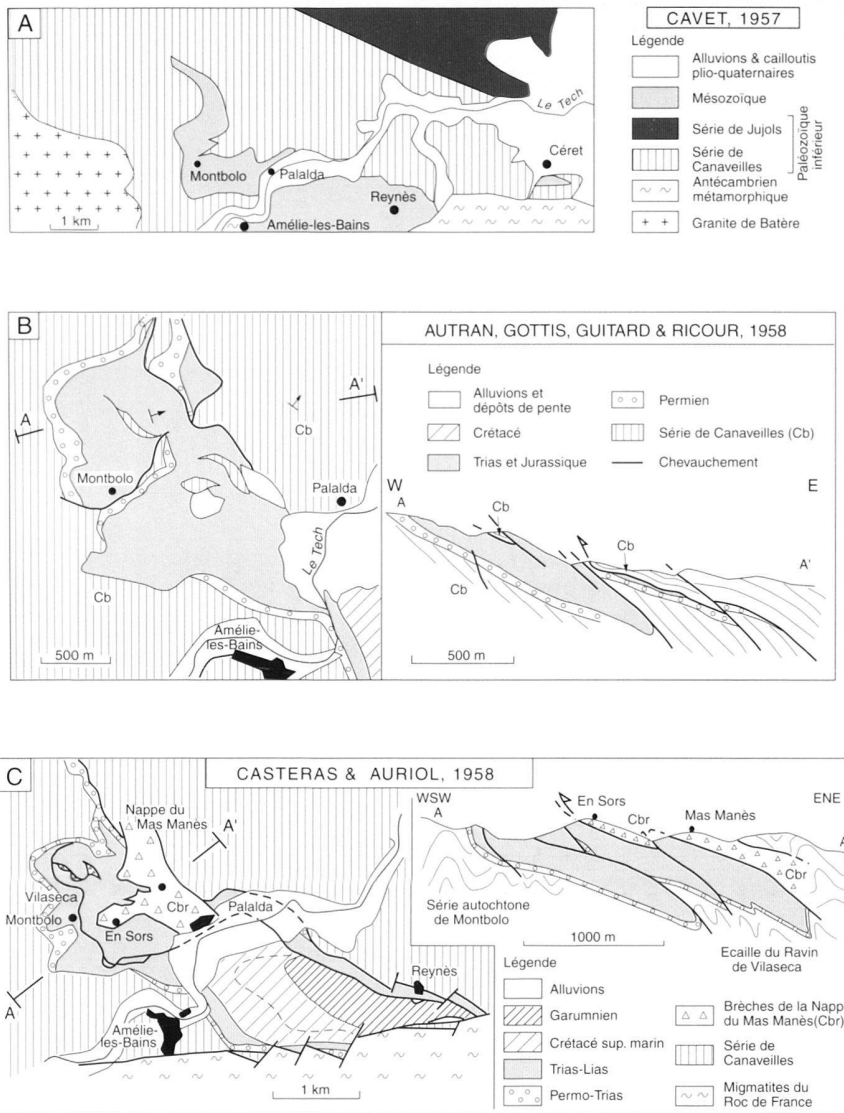


Fig. 2. Principales données cartographiques sur la géologie de la région d'Amélie-Les-Bains.

tionnellement conservée (Fig. 1 B). On sait, en effet, que ces déformations se caractérisent surtout dans la Haute Chaîne par des raccourcissements très importants mis en évidence par la déformation du socle paléozoïque à l'ouest du secteur d'Amélie-Les-Bains (Laumonier 1987, Laumonier & Baëtens 1986) ou dans la Zone Sud-Pyrénéenne et dans l'Ampurdan par la présence de nappes affectant la couverture méso-cénozoïque (Deségaulx et al. 1990, Martinez et al. 1989, Muñoz et al. 1986, Pujadas et al. 1989). Même si le volet tectonique ne pouvait être développé plus avant dans cette note, la datation des mouvements à la fin du Crétacé et au Paléocène fournira des informations géologiques sur la dynamique des Pyrénées à une époque où l'ouverture océanique dans l'Atlantique et le rapprochement Ibérie-Europe ont été modérés (Fidalgo-González 2001).

Les études récentes (Peybernès et al. 2001b et c) ont signalé la présence de microfaunes planctoniques marines paléocènes (Danien-Sélandien) dans des *pélites à faciès d'hémipélagites associées à des brèches polygéniques*, dites de Comus/Baixas, postérieures au thermométamorphisme mésocrétacé et à la compression fini-crétacée, dans la Zone Interne Métamorphique (ZIM) et la Zone Nord-Pyrénéenne (ZNP) plus septentrionales. Nous avons cherché si de tels dépôts, interprétés comme accumulés dans des canyons sous-marins (ancienne morphologie karstique ennoyée), débordaient vers le SE sur l'actuelle HCP, en particulier dans le «Synclinal d'Amélie-Les-Bains» où la couverture post-hercynienne peut être étudiée.

Nous avons désormais des preuves micropaléontologiques (Peybernès et al. 2001d) de leur existence à Amélie-Les-Bains, particulièrement comme remplissages de paléosurfaces kars-

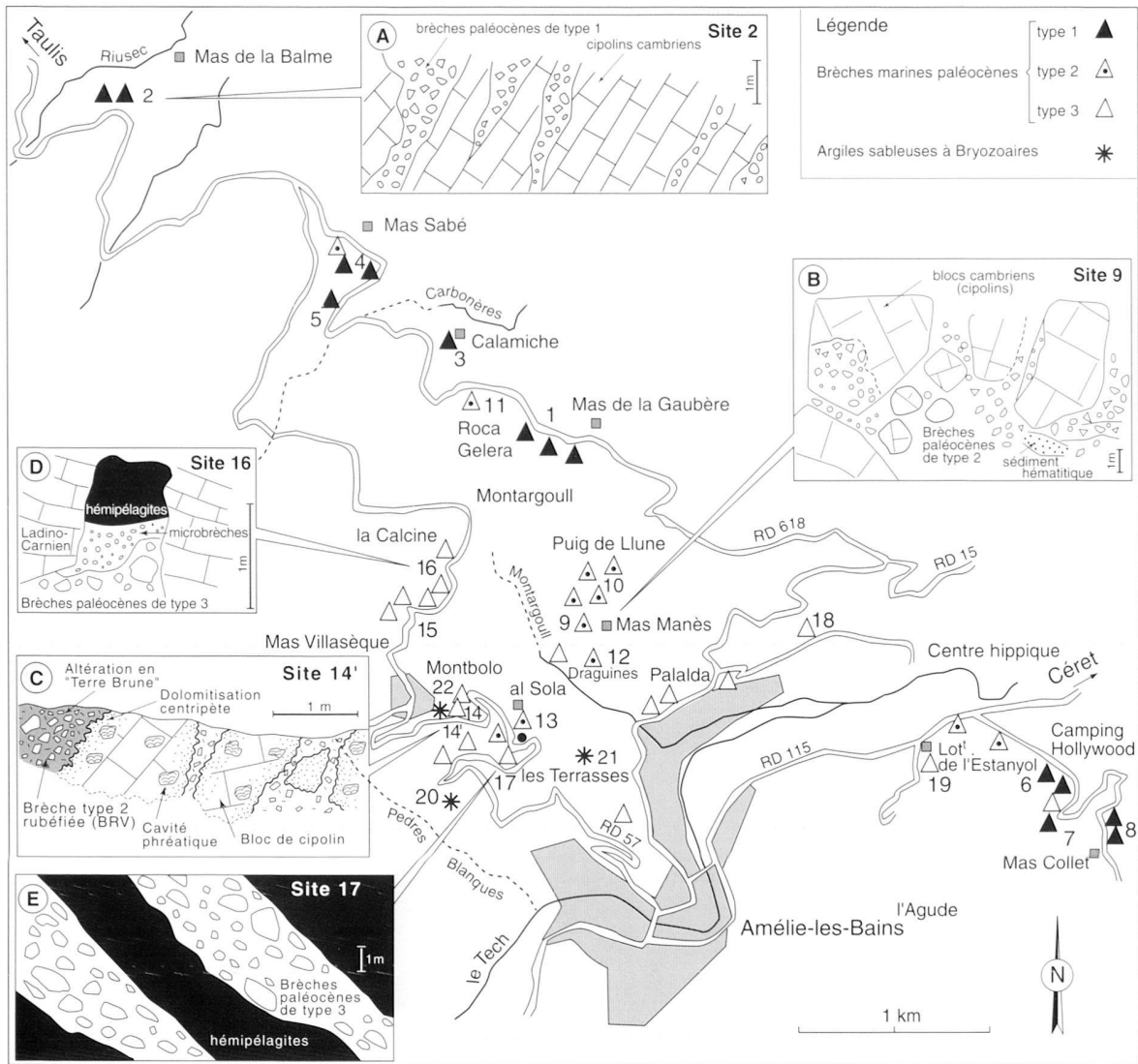


Fig. 3. Carte de localisation des principaux sites à brèches et hémipélagites paléocènes du synclinal d'Amélie-Les-Bains.

tiques surimposées dans les carbonates triasiques. Ces hémipélagites bréchiques constituent également la matrice des méga-brèches à blocs de cipolins cambriens interprétés comme des olistolithes et non comme appartenant à une nappe de charriage: *le complexe à blocs antérieurement décrit (Castéras & Auriol 1958 a, b, c) ne serait donc pas une mylonite mais un olistostrome paléocène reposant en discordance stratigraphique sur le Trias et ne comportant pas de toit.*

En dehors de cette nouvelle conception de la structure régionale, constituant une conséquence imprévue de nos recherches sur les brèches paléocènes, les buts principaux du présent article sont: 1) de décrire les brèches marines paléocènes nouvellement identifiées et micropaléontologiquement datées du Danien tardif-Sélandien précoce; 2) de mettre en évidence la succession des paléosurfaces karstiques et d'altéra-

tion qui leur sont associées; 3) de reconstituer, au cours du cycle alpin, les étapes successives de mise en place des dépôts paléocènes, durant lesquelles alternent compressions, soulèvements tectoniques, sédimentation marine/continentale, karstifications, érosions et altérations. La succession de ces événements est provoquée par des oscillations dont la durée a pu être déterminée grâce au contrôle biostratigraphique. Une origine tectonique et/ou eustatique a été proposée mais l'analyse approfondie des causes géodynamiques, actuellement en cours, nécessiterait une étude plus générale sortant du cadre de cette note. D'autres développements, par exemple en pétrographie (diagenèse liée à la mise en place des paléosurfaces karstiques et d'altération) ou en géochimie isotopique, n'ont pas été abordés dans ce travail avant tout consacré à la reconstitution de l'histoire géologique à la fin du Crétacé et au Paléo-

cène. Le synclinal d'Amélie-Les-Bains apparaît en effet comme un secteur privilégié des Pyrénées où peut être détaillée l'évolution dynamique polyphasée de ce segment oriental de la chaîne, au cours de la «phase fini-crétacée» des auteurs, en liaison avec le creusement du long sillon marin dano-sélandien regroupant les canyons précités et reconnu, par ses dépôts bréchiques, sur 350km au moins du Pays Basque au Roussillon.

I – Les brèches marines paléocènes

Il s'agit presque toujours de brèches polygéniques (Pl. 1, Fig. 1, 2, 3) remaniant leur substratum immédiat ou proche (Cambrien, Trias) et plus ou moins associées à des hémipélagites argileuses verdâtres. Ces dernières, ainsi que la matrice argilo-carbonatée des brèches, fournissent, en exemplaires dégagés et en section, plusieurs espèces de Foraminifères planctoniques paléocènes dont *Globanomalina* gr. *compressa-ehrenbergi* [intervalle P1c-P3], *Gl. ehrenbergi* (BOLLI) [P1-P3], *Gl. imitata* (SUBBOTINA) [P1b-P6], *Igorina* gr. *pusilla-tadjikistanensis* [P3a-P7], *Morozovella* gr. *praeangulata-angulata* [P2-partie inférieure/moyenne de P4], *Parasubbotina pseudobulloidis* (PLUMMER) [P1-P3a/?P3b], *P. varianta* (SUBBOTINA) [P1c-partie basale de P4], *Eoglobigerina spiralis* (BOLLI) [P1c-P3a] et *Subbotina triangularis* (WHITE) [P2-P5/?P6]. Cette association caractérise l'intervalle P1c-P3 du standard d'Olsson et al. 1999, c'est-à-dire le Danien tardif et le Sélandien précoce, entre 62,5 et 59,2 Ma. On peut donc corréliser sans difficulté les brèches paléocènes d'Amélie-Les-Bains aux brèches dano-sélandiennes «nord-pyrénéennes» (ZIM, ZNP) plus occidentales de Baixas, Comus, Lherz, Pibeste et Etchebar qui, comme elles, contiennent une microfaune de cet âge (Peybernès et al. 2001b et c, 2002a et b).

Les affleurements de brèches paléocènes se localisent surtout sur la rive gauche du Tech, entre Amélie-Les-Bains, Palalda et Montbolo. Sur la rive droite, ils sont beaucoup plus réduits et étirés le long de la faille d'Amélie. Trois types de brèches peuvent être distingués en tenant compte du substratum sur lesquels elles reposent dans la majorité des cas: 1) *Type 1* (Pl. 1, Fig. 1), brèches associées aux cipolins et schistes de la série de Canaveilles (Cambrien); 2) *Type 2* (Pl. 1, Fig. 2), brèches associées aux éléments de la mégabrèche à blocs de cipolins cambriens de la «Nappe du Mas Manès»; 3) *Type 3* (Pl. 1, Fig. 3), brèches remplissant une paléosurface karstique irrégulière dans le Muschelkalk.

1 – Les brèches de type 1

Elles se présentent en remplissage de poches et de profondes fissures dans les cipolins ou en placage discordant sur les schistes de la série de Canaveilles. Leur localité-type (site 1, Fig. 3) dont le substratum, peu visible, correspond vraisemblablement aux schistes de Canaveilles, peut être choisie le long de la RD 618, de Palalda à Taulis, entre le Mas de la Gaubère et Roca Gelera (feuille IGN n° 2449 OT, à 1/25.000).

Il s'agit (Pl. 1, Fig. 1) de brèches compactes, de teinte brun-

rouge, à stratification fruste, subhorizontales, polygéniques (éléments subanguleux de socle, de 0,5 à 30cm de diamètre: cipolins blancs, dolomies ferrifères, schistes, micaschistes, quartz filonien). Des éléments analogues, de 0,1 à 5mm, se retrouvent aussi dans la matrice micritique carbonatée-ferrifère avec réseau de fentes de dessiccation parfois incurvées et début de nodulisation des oxy-hydroxydes de fer. La matrice présente de manière constante des microtubulures et des vacuoles millimétriques, isolées ou anastomosées, bordées de sparite. Ces dernières évoquent souvent au microscope la morphologie de type laminaire de certains *Microcodium* (Bodergat 1974, Plaziat 1984, Morin 1993). Toutefois, les grandes vacuoles centimétriques bordées de calcite drusique ont probablement été agrandies par la dissolution. Notons également la présence de niveaux horizontaux de calcite fibro-radiale (1 à 2cm d'épaisseur) dont la structure est comparable à celle des calcrètes (Freynet & Plaziat 1982).

Ce faciès très constant, que l'on peut dénommer «Brèches Rubéfiées Vacuolaires» (BRV), est interprété comme l'aboutissement d'une paléoaltération pédologique avec concentration du fer (rubéfaction ou ferruginisation) postérieurement au dépôt de la brèche. Cette altération de la brèche, considérée à l'origine comme un sédiment marin, est corroborée par la présence, dans la matrice micritique, de *M. gr. praeangulata-angulata*, *S. triangularis* et *Gl. gr. compressa-ehrenbergi* ainsi que de Lituolidés indéterminés.

On observe aussi des BRV, à éléments de socle subarrondis et jointifs, remplissant des fissures de 50cm à 2m de large dans les cipolins cambriens sur la nouvelle piste du Mas de la Balme (versant sud du ravin du Ruissec) (site 2 A, Fig. 3), au Mas de la Calamiche (site 3, Fig. 3) et au Cortal Juan Gros (Sud du Mas Sabé, site 4, Fig. 3). D'autres affleurements de BRV forment des placages sur les schistes de Canaveilles (exemple, RD 618, versant nord du ravin des Carbonères, site 5, Fig. 3) mais généralement ce sont les cipolins cambriens qui en constituent le substratum le plus fréquent. La karstification a pu débiter avant le dépôt des brèches et se poursuivre durant la période d'altération par un phénomène de karstification sous couverture fréquemment décrit lors de la surimposition d'altérites dans un substratum carbonaté (Bonte 1963, Combes 1965). Par ailleurs, il faut remarquer que la liaison fréquente cipolins/BRV peut être exagérée par le fait que les cipolins, en relief dans la morphologie actuelle, sont plus facilement observables que les schistes couverts de forêts.

Sur la rive droite du Tech, des brèches de type 1 constituent deux placages reposant sur les carbonates cambriens le long de la route menant d'El Camp Roig au Mas Collet, au-dessus du terrain de camping «Hollywood» (site 6, Fig. 3) et dans le ravin des Boixèdes (site 7, Fig. 3). Elles sont attribuées au Paléocène grâce à *Gl. gr. compressa-ehrenbergi*, *Gl. imitata* et *Eoglobigerina spiralis*. Entre les deux placages, une poche très tectonisée d'hémipélagites blanchâtres livre également *Gl. ehrenbergi*. L'affleurement des brèches le plus méridional se situe sur cette même route, au niveau du col du Mas Collet (site 8, Fig. 3).

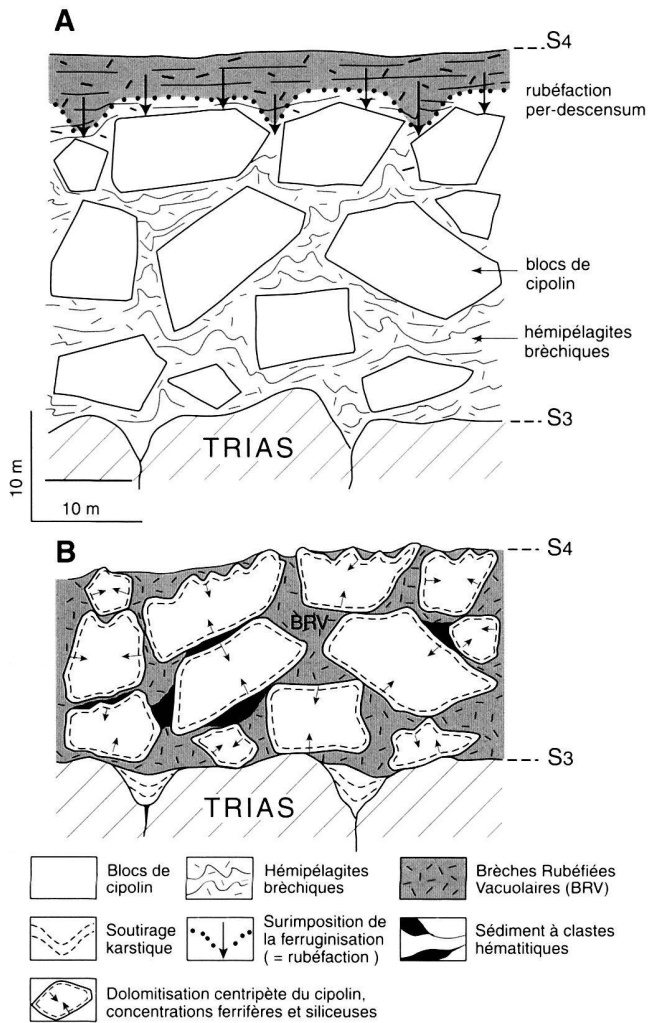


Fig. 4. Surimposition de la paléosurface d'altération S4 et genèse de la brèche de type 2 par altération (rubéfaction) et effondrement-dissolution d'un olistostrome à blocs de cipolin et matrice d'hémipélagites.

Il faut remarquer que les BRV, de dureté originelle assez élevée, ont été, après leur formation, désagrégés par décalcification et alimentent un colluvion (brèche de pente) où l'on retrouve les éléments subanguleux de l'ancienne BRV dans une matrice terreuse brune. La transition s'observe fréquemment et l'altération se poursuit actuellement.

2 – Les brèches de type 2

Elles cimentent les blocs de cipolins cambriens de la «Nappe du Mas Manès» (Pl. 1, Fig. 2) avec un faciès identique à celui des «Brèches Rubéfiées Vacuolaires» (BRV) précédentes. Elles s'observent dans de bonnes conditions dans une carrière (site 9, B, Fig. 3) située derrière les bâtiments du Mas Manès (NW de Palalda) ainsi que sur les pentes du Puig de Llunes (site 10, Fig. 3) qui dominant le mas. La formation chaotique

correspond à d'énormes blocs métriques à décamétriques de cipolins et de dolomies ferrifères (issus du démantèlement de la série de Canaveilles). La BRV s'insinue entre les blocs ou constitue des encroûtements décimétriques auxquels sont associées des concentrations ferrifères ou siliceuses. Des surfaces de glissement, à dominante verticale, sont observables au contact des blocs. La matrice contient de rares Foraminifères (*Gl. gr. compressa-ehrenbergi* au Puig de Llunes). Dans une petite carrière (site 11, Fig. 3) au bord de la RD 618 (100m à l'Est des ruines de la Paillère), ces brèches de type 2, qui entourent complètement les blocs de cipolins cambriens, s'associent à des argiles verdâtres interprétées comme des hémipélagites. Elles livrent en effet *P. pseudobulloides*, *P. varianta* et *S. triangularis*. Souvent les BRV sont très ferrifères (couleur brun-rouge sombre) comme, par exemple, celles qui tapissent la rive orientale (site 12, Fig. 3) du ravin de Montargull (Draguinès, en contrebas du Mas Manès) et qui renferment également des Foraminifères paléocènes (*Gl. gr. compressa-ehrenbergi*). De même, le site 9 (Fig.3) montre, entre les mégablocs, un sédiment hématitique (avec clastes de carbonates et de quartz) provenant probablement du lessivage des cipolins et de leurs encroûtements ferrifères et siliceux. Il est possible que les petites galeries de reconnaissance effondrées, visibles çà et là, aient recherché ce type de concentration en même temps que les encroûtements. Séparé de l'ex-«corps de nappe» par le Trias de Roque Barral (versant occidental du ravin de Montargull), le placage d'Al Sola présente une constitution analogue mais avec des blocs plus petits: le long de la RD 43, d'Amélie à Montbolo (site 13, Fig. 3 et Pl. 1, Fig. 2), les brèches de type 2 reposent au Nord sur les hémipélagites à *P. varianta* et *S. trilobuloides* du grand virage de la cote 514 (site 14, Fig. 3). La matrice ferrugineuse des brèches du site 13 renferme *M. gr. praeangulata-angulata*, *P. inconstans* et *E. spiralis*. Le site 14' (Fig. 3 C) montre une dolomitisation centripète du cipolin associée à un réseau anastomosé de cavités phréatiques pluricentimétriques remplies de calcite stalagmitique blanche. Ce cipolin est fortement carié en surface au contact de la BRV (irrégularités de 10cm) et les fragments détachés sont incorporés dans la brèche.

Les caractères de la brèche de type 2 et son contenu micro-paléontologique montrent que, comme pour la brèche de type 1, il s'agit de l'altération (ferruginisation) d'une ancienne hémipélagite bréchique, constituant la matrice des blocs, cette altération s'opérant postérieurement à son dépôt (Fig. 4). Nous interprétons cette mégabrèche, nouvellement attribuée au Paléocène (Danien tardif-Sélandien précoce), comme un olistostrome déposé en milieu marin, de manière discordante, sur le Trias au SW de la faille d'Amélie. Postérieurement au Sélandien précoce, en domaine continental cette fois, l'altération a produit une rubéfaction de la brèche entre les blocs et sa transformation en faciès de Brèche Rubéfiée Vacuolaire (BRV), ainsi que les silicifications, encroûtements ferrifères, sédiments internes hématitiques, dolomitisations, dissolutions et concrétionnements de calcite stalagmitique observés. Cette altération est accompagnée par l'effondrement sur place des mégablocs,

leur dissolution partielle (corrosion superficielle et apparition d'irrégularités métriques) et par des glissements internes (stries) dans l'ensemble verticaux. Cette reconstitution remplace évidemment l'ancienne «Nappe du Mas Manès» dont la mise en place faisait intervenir des processus purement tectoniques et considérait tous les faciès bréchiens en les regroupant sous la seule appellation de «mylonites».

3 – Les brèches de type 3

Les brèches de type 3 et les hémipélagites associées remplissent des cavités paléokarstiques dans le Trias carbonaté. Ce sont des brèches polygéniques, hétérométriques, à éléments anguleux (de 1 à 30cm) de carbonates triasiques et de cipolins, minerai de fer, schistes, quartz, plus rarement granitoïdes, du socle cambrien. La matrice carbonatée et/ou argileuse grisâtre est le plus souvent azoïque. Ces brèches, à stratification fruste mais assez souvent repérable, sont discordantes sur leur substratum triasique et remplissent des irrégularités métriques. Elles peuvent s'organiser en séquences granodécroissantes (métriques à plurimétriques) brèches – microbrèches (rares) – hémipélagites argileuses à Foraminifères planctoniques. De bons exemples de ces poches s'observent le long de la route de Montbolo à Taulis, d'une part dans le grand virage (site 15, Fig. 3) 250m au NE du Mas Villasèque (où elles livrent *Gl. gr. compressa-ehrenbergi*, *P. pseudobulloides* et *P. varianta*) et, d'autre part, 200m plus loin, au NE de la piste de La Calcine (site 16, D, Fig. 3). Dans cette dernière localité, trois petites poches métriques sont remplies de brèches auxquelles succèdent des microbrèches sableuses et, surtout, des hémipélagites à *Gl. gr. compressa-ehrenbergi*, *Gl. imitata*, *I. gr. pusilla-tadjikistanensis*, *P. pseudobulloides* et *S. triloculinoides*. L'organisation du remplissage en séquences positives plurimétriques est particulièrement nette sur la RD 53 d' Amélie à Montbolo, le long de la ligne droite 500m au SE d' Al Sola (site 17, E, Fig. 3): au-dessus du Trias calcaire viennent au moins trois séquences de brèches (à base ravinante et chenalisée) – hémipélagites, bien datées du Paléocène par *Gl. gr. compressa-ehrenbergi*, *P. pseudobulloides* et *M. gr. praeangulata-angulata*. Une seule séquence de ce type s'observe à l'Est de Palalda (route du centre hippique, Ouest du Mas des Basses, site 18, Fig. 3) où les hémipélagites renferment *Gl. imitata* et *P. varianta*. Sur la rive droite du Tech, l'unique séquence paléocène que nous ayons pu dater (site 19, Fig. 3) affleure à la sortie sud du lotissement de l'Estanyol (près du carrefour avec la RD 115) où argiles et brèches mêlées livrent *Gl. gr. compressa-ehrenbergi* et *P. pseudobulloides*.

On notera enfin que dans la plupart des sites reconnus, la brèche de type 3 peut être en partie affectée par une rubéfaction analogue à celle des brèches de types 1 et 2 et aboutissant au même faciès de Brèches Rubéfiées Vacuolaires (BRV) souvent altéré en colluvion terreux brunâtre déjà cité. Un autre faciès d'altération apparaît aussi, dans les niveaux peu rubéfiés, sous forme d'un cloisonnement carbonaté ou ferrifère en trame horizontale ou de type boxwork comparable à celui connu dans les calcrètes (Meyer 1987).

Il existe aussi sur les deux rives du Tech plusieurs poches d'argiles jaunes marines, plus ou moins sableuses, à nombreux Bryozoaires, cariant également le Trias carbonaté (par exemple dans le ravin de Pedres Blanque au NW d' Amélie, près des anciennes exploitations de gypse, site 20, Fig. 3, ou sur la piste des Terrasses aux réservoirs, site 21, Fig. 3). En l'absence de Foraminifères planctoniques leur datation n'est pas encore établie: s'agit-il d'hémipélagites paléocènes ou, plus vraisemblablement, de reliques de Crétacé supérieur? En effet, les Bryozoaires abondent dans les marnes campano?-maastrichtiennes de la rive droite (par exemple sur la piste de l'Agude) alors qu'ils font défaut dans les hémipélagites du Paléocène datées par Foraminifères planctoniques.

II – Les paléosurfaces karstiques et d'altération

La région d' Amélie-Les-Bains se caractérise par la succession de trois paléosurfaces karstiques (S1, S2, S3) et d'une paléosurface d'altération (S4) à partir de laquelle se développent principalement les phénomènes de rubéfaction (ferruginisation) précédemment décrits (cf. supra). Cet emboîtement de paléosurfaces morphologiques, que l'on peut déchiffrer surtout sur la rive gauche du Tech, confère à ce secteur une assez grande complexité. Son interprétation est rendue possible: 1) par la présence, exceptionnelle, de la microfaune planctonique paléocène déjà citée permettant la datation des remplissages marins; 2) par l'existence de plissements permettant la distinction entre des morphologies karstiques anté et post-tectoniques; 3) par la présence de phénomènes d'altération suffisamment importants pour être identifiés dans les différents types de brèches paléocènes mis en évidence et les paléosurfaces associées. La succession des paléosurfaces peut être synthétisée sur des transects palinostastiques SW-NE reconstituant l'évolution géodynamique du secteur depuis le Crétacé supérieur (Fig. 5) qui intègrent les observations faites sur la rive droite (transect A), sur la rive gauche (transects B à F) et sur la route Palalda-Taulis pour la structure du socle paléozoïque au Nord-Est.

1 – La paléosurface S1 [Fig. 5A]

Cette paléosurface est visible rive droite, le long du chemin au SE de la stèle et au-dessus du vieux pont d' Amélie, entre le sommet du Trias et la base de la série terrigène néocrétacée. En l'absence de Keuper bien caractérisé, le Trias correspond à des calcaires dolomitiques et des calcaires en plaquettes du Muschelkalk montrant des poches anastomosées de 1 à 2m de profondeur tapissées d'une brèche à éléments anguleux centimétriques. Ce substratum carbonaté est un peu bariolé le long des joints et les bancs montrent un début de nodulisation ferrifère ocre-rougeâtre. Des fissures remplies de brèche à ciment carbonaté rose s'enfoncent sur quelques mètres dans le substratum de manière à peu près perpendiculaire aux bancs inclinés de 40° vers le Nord-Est. La discordance angulaire avec les grès campano?-maastrichtiens sus-jacents ne dépasse pas 10 à

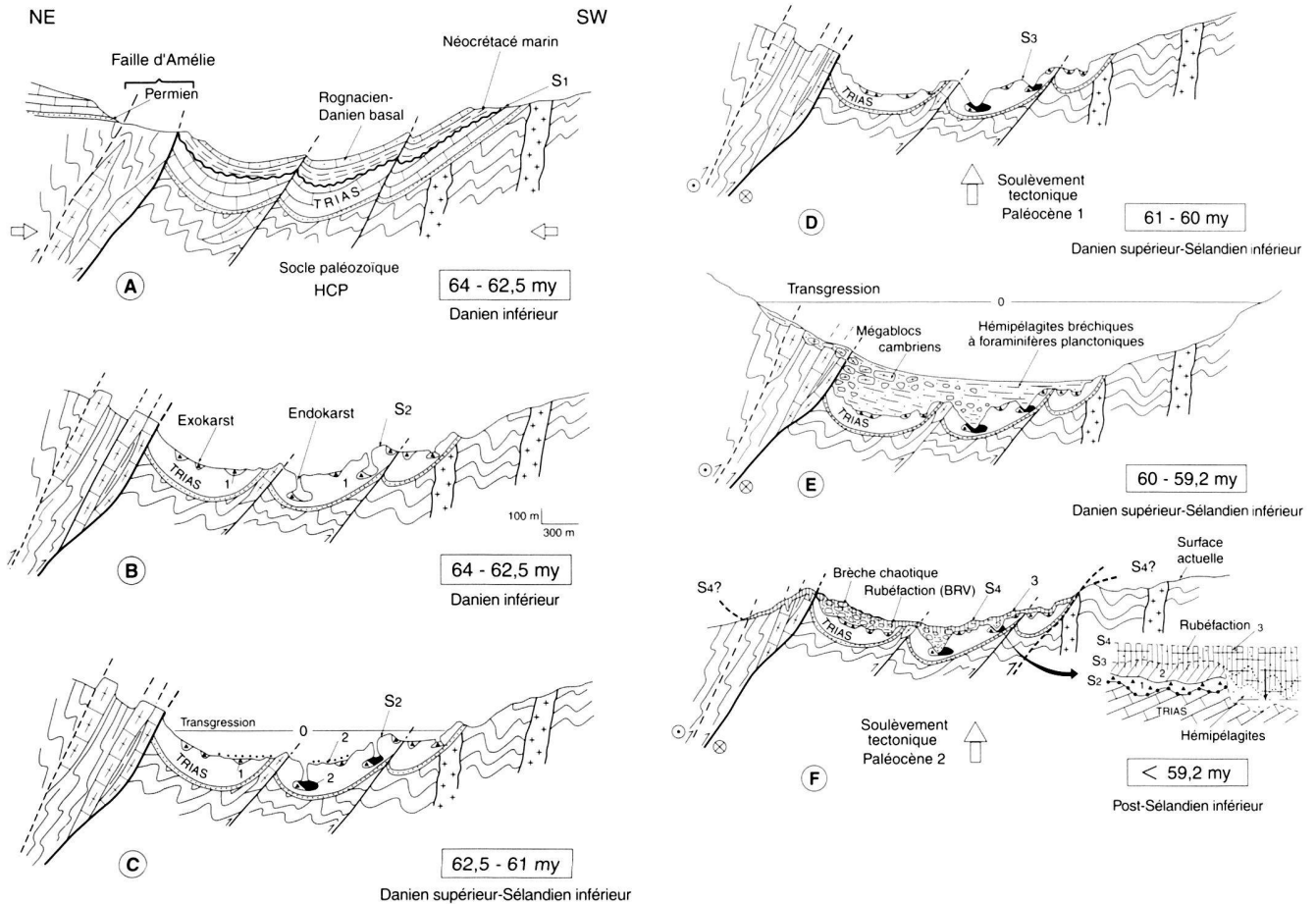


Fig. 5. Transects palinspastiques SW-NE montrant les étapes de l'évolution de la région d'Amélie-Les-Bains depuis le Crétacé supérieur. Commentaire dans le texte. (La chronologie retenue est expliquée dans la partie III et la Fig. 8).

20°. Sur la rive gauche, la paléosurface S1 n'est plus visible à cause de l'érosion du Crétacé supérieur (due à un fort relèvement de l'axe du synclinal d'Amélie) et à la surimposition des paléosurfaces S2 à S4 dans le substratum triasique. Toutefois, on peut parfois observer (par exemple sur la piste des Terrasses aux réservoirs, site 21, Fig. 3) un réseau anastomosé de fentes (1 à 5cm de large) perpendiculaires aux strates (pendage 45° environ vers le Nord et Nord-Est), rempli de calcite stalagmitique ou d'une matrice argilo-carbonatée rougeâtre microbréchiique. Ces spéléothèmes anté-tectoniques pourraient être les témoins de la zone fissurée épikarstique (Mangin 1975), reliée à l'exokarst de la paléosurface S1. De même, on peut citer, non loin du site 22 (Fig. 3), sur la route Amélie-Montbolo, un gros banc de calcaire triasique incliné de 45° vers le NW qui est recoupé perpendiculairement par une cannelure de dissolution (1m sur 10cm de largeur) encroûtée de goéthite, typiquement anté-tectonique.

La déformation du Trias et de S1 est due à la succession de deux pics de compression. Le premier, peu important, se traduit par la faible discordance du Campano?-Maastrichtien sur

le Trias mais ne peut être daté avec précision en raison de la trop grande lacune stratigraphique. Dans l'histoire géologique des Pyrénées et du Languedoc, il pourrait être attribué aux déformations du Crétacé moyen («phase anté-cénomaniennne» des auteurs) qui se caractérisent par des mouvements en trans-tension puis en transpression dont le rôle a été déterminant pour la mise en place de la paléosurface anté-bauxites (Combes 1990, Combes & Peybernès 1996). On peut également retenir la phase coniacienne, générant des bassins d'avant-pays, récemment bien datée dans les Pyrénées ariégeoises à une centaine de kilomètres à l'Ouest d'Amélie (Peybernès et al. 2001a). Le deuxième est beaucoup plus important et ici mieux daté: postérieur au Danien basal à faciès vitrollien plissé au coeur du synclinal sur la rive droite du Tech, antérieur au Danien tardif-Sélandien précoce marin (cf. supra) discordant sur le Trias dans la même structure sur la rive gauche. Même si une incertitude subsiste sur l'âge danien basal des niveaux vitrolliens à *Microcodium*, la déformation se place au Danien inférieur et peut être intégrée à la «phase fini-crétacée» connue depuis longtemps à la fin du Crétacé et au Paléo-

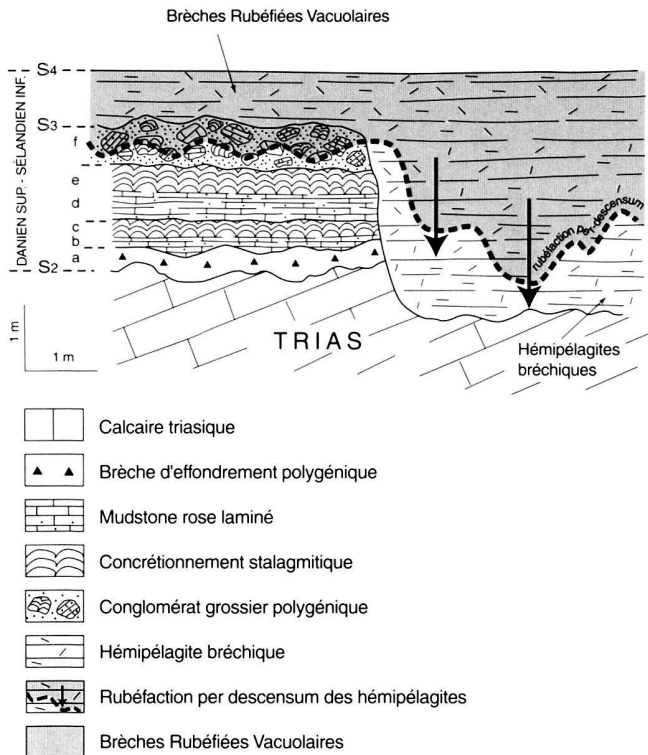


Fig. 6. Schéma synthétique sur les relations des paléosurfaces S2-S3-S4 au NNE du Mas Villasèque (site 15, Fig. 3). Commentaire dans le texte.

cène inférieur en Languedoc-Provence et dans les Pyrénées (Mattauer & Proust 1963, 1967; Mattauer 1968). Ses effets ont été également observés dans les régions alpines où apparaissent, à la même époque, des flyschs liés à des mouvements en compression d'affinité pyrénéenne (Stampfli 1993). Elle vient d'être identifiée dans le Golfe de Gascogne (Thinon et al. 2001) comme phase tectonique compressive, locale et de courte durée, dans de nombreux enregistrements de sismique réflexion. C'est elle aussi qui est probablement responsable de la création des reliefs vigoureux qui ont alimenté en brèches le sillon marin paléocène mis en évidence tout au long des Pyrénées, au Nord et à l'Ouest du secteur d'Amélie-Les-Bains, dans la Zone Nord-Pyrénéenne et la Zone Interne Métamorphique (Peybernès et al. 2001b).

2 – La paléosurface S2 [Fig. 5-B et 5-C]

Elle se caractérise, sur les calcaires gris, les dolomies et les calcaires argileux ocre du Trias, par des placages de brèches compactes polygéniques, à fragments anguleux polychromes du substratum (diamètre 5 à 30cm), unis par une matrice compacte argilo-carbonatée à clastes centimétriques de même nature (Pl., photo 6). Cette formation, sans organisation interne visible, correspond à d'anciens manteaux d'éboulis sur les paléoreliefs karstiques, accumulés sur place dans des dépressions

dont les irrégularités peuvent être plurimétriques à l'affleurement. L'absence d'organisation interne de ces brèches, toujours plaquées sur le substratum, les différencie nettement des brèches de type 3 dont elles constituent fréquemment le mur. Elles s'observent par exemple le long de la RD 57, Amélie-Montbolo, près du site 19 (Fig. 3) où elles sont recouvertes par les brèches de type 3, associées à des hémipélagites, et sur le chemin des Terrasses aux réservoirs (près du site 21).

A ces formes exokarstiques de S2 se raccorde un système endokarstique développé vers la partie inférieure du Trias carbonaté: le Permien pélitique et le Buntsandstein argilo-gréseux devaient en constituer le niveau de base imperméable. Cet endokarst est observable sur la route de Montbolo à Taulis, dans le secteur des sites 15 (tournant à 250m au NNE du Mas Villasèque) et 16 (Fig. 3). L'encaissant est le calcaire du Muschelkalk (pendage 50° vers l'Est) profondément érodé par la paléosurface S3 préservant seulement ce que nous interprétons comme la partie inférieure des sédiments et concrétions qui remplissaient une assez grande cavité endokarstique de S2 (visible sur 20x10m environ au site 15). On observe schématiquement (Fig.6), de bas en haut:

- une brèche polygénique (a) dont les caractéristiques sont comparables au faciès décrit pour la paléosurface S2. Elle correspondrait ici à l'accumulation à la partie inférieure des cavités des éléments détritiques provenant, par érosion et effondrement-dissolution, de la zone vadose de l'endokarst;
- deux séquences (bc et de) de mudstone rose finement laminé-calcite stalagmitique (2m), avec des intercalations détritiques à clastes de calcaire triasique et de dragées de quartz blanc centimétriques. Le mudstone laminé (Pl., photo 5) présente parfois des alternances centimétriques exclusivement calcaires (bandes plus sombres, microbréchiques et microchenalisées) évoquant(?) certaines calciturbidites donc un milieu gravitaire. En un point ce faciès contient une microfaune marine du Dano-Sélandien: *Gl. ehrenbergi*, *Gl. imitata*, *M. gr. praeangulata-angulata*, *P. varianta* et *S. triloculinoides*;
- un conglomérat grossier (f) à éléments subarrondis (20-50cm) de calcite stalagmitique, mudstone laminé, calcaire et dolomie triasique; matrice argilo-carbonatée microbréchique à clastes carbonatés du Trias.

Des discontinuités séparent les formations, notamment celle à la base du conglomérat grossier qui peut inciser les niveaux sous-jacents jusqu'au substratum triasique.

Tous ces dépôts, à pendage horizontal, sont recoupés par la paléosurface S3 recouverte elle-même par les brèches et hémipélagites argileuses de type 3 déjà décrites contenant également une microfaune marine dano-sélandienne. D'autres indices endokarstiques de la paléosurface S2 apparaissent à l'affleurement, à Montargull et au Nord du site 15, sous forme de masses de calcite stalagmitique mamelonnées (Pl., photo 4) pouvant atteindre 1m d'épaisseur. Leur présence dans ce secteur, proche de la terminaison pérciniale nord-ouest du synclinal d'Amélie, confirme bien que les cavités endokarstiques se sont constituées dans la partie inférieure du Trias carbonaté. C'est là que, au-dessus du niveau de base imperméable du Trias inférieur et du Permien, pouvait se situer le niveau phréatique à cavités horizontales de l'endokarst de la paléosurface S2. C'est l'option retenue dans la reconstitution des transects B et C de la Fig. 5.

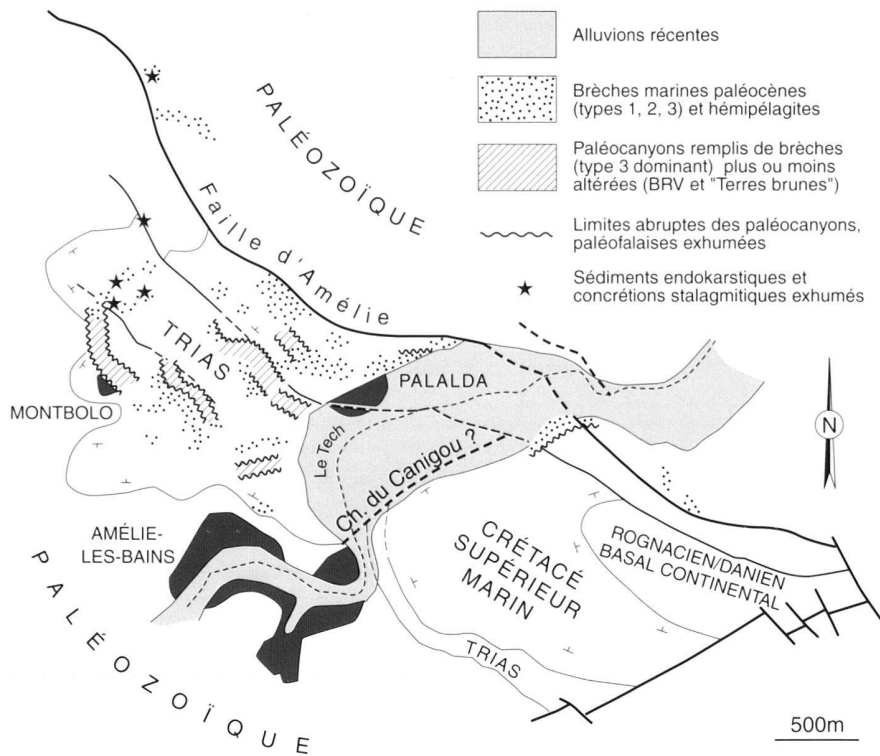


Fig. 7. Répartition géographique des brèches marines paléocènes et des hémipélagites, des Brèches Rubéfiées Vacuolaires (BRV) et des paléocanyons associés dans le synclinal d'Amélie-Les-Bains.

Dans la Fig. 5-B, on a représenté le système karstique de S2 avec les brèches polygéniques continentales (indiquées par 1) déposées dans l'exo et l'endokarst. La Fig. 5-C ajoute, sans détailler (cf. Fig. 6), les sédiments dans l'endokarst (indiqués par 2) dont les mudstones à Foraminifères caractérisent un ennoyage marin qui sera analysé plus loin. Des sédiments marins, analogues à ceux remplissant l'endokarst, se sont également déposés dans l'exokarst (indiqués aussi 2 sur la Fig. 5-C) comme on peut l'observer sur la route d'Amélie à Montbolo au Sud d'Al Sola (localisés par un point noir sur la Fig. 3). Un réseau de cavités de dissolution pluricentimétriques, au sommet des calcaires du Trias, est en effet rempli d'un sédiment interne carbonaté de type mudstone finement laminé, ocre et rose, qui a livré *Eoglobigerina spiralis* (BOLLI) du Dano-Sélandien [P1c-P3a]. Par ailleurs, nous avons limité l'ennoyage au seul Trias carbonaté où se trouvent les sédiments marins intra-karstiques. Nous n'avons aucun élément permettant d'en préciser la bathymétrie, la microfaune planctonique de mer ouverte qui les caractérise pouvant se sédimenter à des profondeurs déca à hectométriques. Toutefois, l'absence de traces de faible profondeur laisse penser qu'il y a eu une mise en eau rapide et importante.

3 – La paléosurface S3 [Fig. 5-D]

La paléosurface S3 se caractérise surtout par le développement important d'un exokarst contrasté. Le meilleur exemple est celui du site 15 (intégré dans le schéma synthétique de la

Fig. 6): la paléosurface S3, recouverte des brèches de type 3, recoupe les sédiments et concrétions remplissant l'endokarst de S2 ainsi que le substratum triasique. Cela indique que, dans ce secteur, une grande partie du Trias a été entaillée par l'exokarst de S3. Les grandes dolines, plus ou moins anastomosées, et les canyons sont les principales morphologies exokarstiques (Sweeting, 1972) susceptibles de s'enfoncer aussi profondément.

D'autres contacts abrupts entre l'encaissant triasique et les brèches de type 3 sont visibles. Par exemple, à l'entrée d'Amélie, rive droite du Tech, près du lotissement de l'Estanyol, l'ancienne voie ferrée et un canal recoupent une masse importante de brèches accumulées dans un paléolapiaz, creusé dans les calcaires triasiques verticaux, où les blocs de Trias apparaissent en tous sens sur plusieurs mètres de hauteur. Ces blocs anguleux à subanguleux (diamètre 5 à 50cm), le plus souvent jointifs, sont reliés par une matrice compacte carbonatée-argileuse de teinte grise. Au site 19, une brèche comparable est plaquée sur le Trias vertical sur 5m de hauteur avec, à la surface des blocs, des résidus argileux d'hémipélagites bréchiques de type 3 à microfaune dano-sélandienne. Ces brèches liées aux paléoreliefs de S3 ont une origine comparable à celles associées à S2 mais sont plus compactes et contiennent des éléments anguleux plus abondants unis par un liant plus réduit.

Au site 18 (Fig. 3), à l'Est de Palalda, les brèches de type 3 à microfaune dano-sélandienne, déjà décrite, sont visibles sur 2m d'épaisseur et quelques dizaines de mètres le long de la route avec un pendage horizontal. Les falaises dans le Trias, à

une vingtaine de mètres au Nord, constituent un paléorelief exhumé sur lequel sont plaqués des résidus de brèches à élément subangulaire de calcaires triasiques (diamètre maximum 20cm) et matrice d'hémipélagites ocrifiées. Au Sud du Mas Manès (Draguines, Les Voltes), de grands champs NNW-SSE, aux bordures nettes avec l'encaissant triasique, sont remplis de brèche principalement de type 3 dont la partie supérieure est fortement rubéfiée *per descensum* et peut acquérir le faciès BRV (site 12, Fig. 3). Ce faciès peut ensuite poursuivre son altération jusqu'au Quaternaire, comme nous l'avons déjà signalé, dans le sens d'une dégradation en terre brune à clastes épars qui sont ceux de l'ancienne BRV. De grandes surfaces de ces terres brunes, autrefois cultivées, se voient encore dans le secteur de Montbolo.

Toutes ces grandes surface à remplissage de brèches de type 3 (ou 2), plus ou moins altérées, apparaissent nettement en photographie aérienne et peuvent être cartographiées (Fig. 7). Elles sont dans l'ensemble orientées NW-SE parallèlement à l'axe du synclinal d'Amélie et auraient représenté au Paléocène des paléocanyons élémentaires se raccordant à un conduit majeur, peut-être orienté SW-NE, dont les contacts brèche type 3/Trias aux sites 18 et 19 (Fig. 3) pourraient correspondre aux anciens versants abrupts. Ce drain principal aurait été postérieurement réutilisé et remblayé par la vallée actuelle du Tech. Les paléocanyons-affluents peuvent être eux-mêmes réutilisés par les ravins actuels comme le Correc de Montargull à l'entrée de Palalda. Cette réutilisation paraît naturelle puisque les paléocanyons se sont établis dans les zones fracturées favorables à la dissolution karstique qui peuvent fonctionner de manière polyphasée. D'autre part, le comblement par les brèches et hémipélagites plus ou moins altérées, sédiments relativement meubles, est favorable à une reprise de l'érosion pour exhumer la paléomorphologie. On remarque d'ailleurs que cette tendance, en milieu carbonaté, à la réutilisation d'anciens canyons paléocènes semble fréquente dans les Pyrénées puisque nous l'avons observée pour le Gave de Pau au Sud de Lourdes, dans la vallée de l'Ourse au SSW de St Bertrand-de-Comminges (Peybernès et al. 2002b) ou dans les gorges de Ste Colombe-sur-Guette au Sud de Quillan (Peybernès et al. 2001c). D'autres exemples sont actuellement à l'étude.

4 – La paléosurface S4 [Fig. 5-E et F]

La paléosurface S4 a été précédée par le dépôt transgressif des hémipélagites bréchiques (types 1 et 3) et de la brèche chaotique à blocs cambriens (type 2) en se rapprochant de la faille d'Amélie vers le Nord-Est. Ces faciès débordent les limites du synclinal triasique puisqu'ils se trouvent (type 1) sur le Paléozoïque (schistes et cipolins de la série de Canaveilles). Cela suppose: 1) un ennoyage plus important que celui de la paléosurface S2 (Fig. 5 C); 2) une bathymétrie supérieure sans que l'on puisse, pour les mêmes raisons, en préciser la valeur. L'absence de traces de faible profondeur permet également d'envisager une rapide montée des eaux. Après la continentalisation

post-sélandien précoce, qui sera analysée plus loin, la superposition de la paléosurface d'altération S4 et l'apparition du faciès BRV (Brèches Rubéfiées Vacuolaires) sont générales dans le synclinal d'Amélie et sa bordure paléozoïque. La surimposition de la rubéfaction *per descensum* et sa progression dans le faciès sous-jacent (Fig. 6) est bien observable au Nord de Montbolo dans le secteur des sites 15 et 16 (Fig. 3). L'enfoncement de S4 dans son substratum est probablement important mais difficile à évaluer d'autant plus qu'une grande partie des hémipélagites argileuses ont dû être érodées en raison de leur faible résistance.

III – Chronologie des événements et discussion

Dans le synclinal d'Amélie-Les-Bains sont exceptionnellement enregistrées des oscillations caractérisées par la succession de paléosurfaces d'érosion ou d'altération et le dépôt de sédiments marins ou continentaux (Fig. 5). Ces événements peuvent être synthétisés dans un chronodiagramme (Fig. 8) dont la courbe est tracée en tenant compte des environnements de dépôt portés en ordonnée. Leur datation par les Foraminifères planctoniques est indiquée en abscisse en utilisant les zones et sous-zones micropaléontologiques d'Olsson et al. (1999), retenues dans cette étude, et l'échelle des temps (en fonction des zones et sous-zones) de Berggren & Norris (1997). Plusieurs remarques et commentaires peuvent être faits.

1 – Les calcaires argilo-gréseux bariolés à *Microcodium* (Danien basal à faciès «vitrollien»), terme le plus récent de la série lithologique sur la rive droite, sont nettement plissés par des mouvements en compression rattachables à la «phase finicrétacée». Pour déterminer l'âge du début de ces mouvements nous avons essayé d'évaluer le temps nécessaire au dépôt du Vitrollien. En fixant cet âge à 64 Ma, il reste 1 my pour le dépôt de ce faciès épais d'une trentaine de mètres. Dans ces conditions, le taux de sédimentation (30m/my) peut paraître assez faible pour un environnement fluvial. Toutefois, on peut considérer cette valeur comme largement sous-évaluée car la série comporte nécessairement de nombreuses lacunes durant lesquelles s'est produite l'altération pédogénétique des sédiments pour faire apparaître le bariolage observé, caractéristique du faciès vitrollien à *Microcodium*. Par ailleurs, le Vitrollien se trouvant au sommet de la pile sédimentaire, une partie de la série a pu être enlevée par l'érosion. En tenant compte de ces correctifs, le taux continu de sédimentation pourrait se situer dans l'intervalle 50 à 100m/my (à peu près égal à celui du Crétacé supérieur sous-jacent), ce qui situerait la région d'Amélie-Les-Bains au niveau des bassins d'avant-pays ou grabens peu subsidents (Einsele 2000). Retenons finalement que le début des mouvements rattachables à la «phase finicrétacée», fixé à 64 Ma, paraît plausible puisqu'il laisse assez de temps pour le dépôt des sédiments vitrolliens. Néanmoins, cet âge pourrait être un peu plus ancien si le taux de sédimentation de la série à *Microcodium* avait été plus élevé comme cela est possible pour un bassin d'avant-pays mais indéterminable dans la région d'Amélie-Les-Bains.

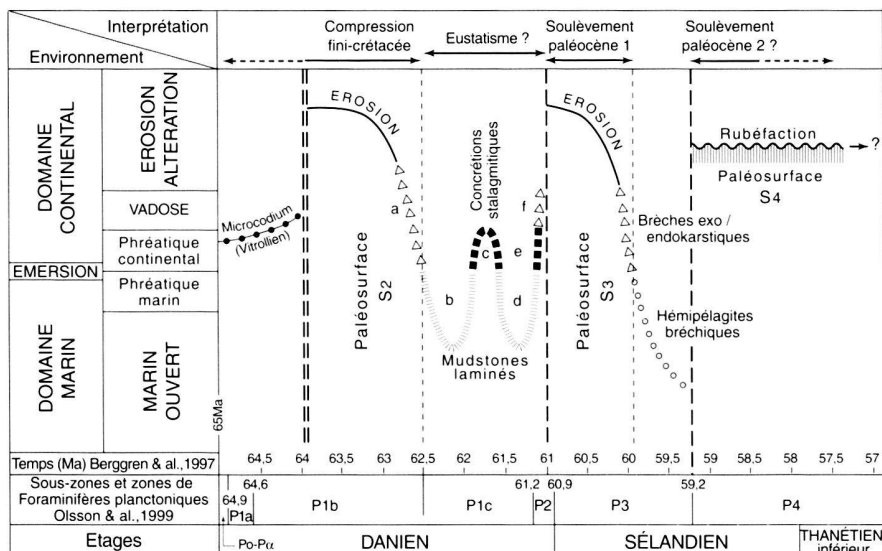


Fig. 8. Chronodiagramme synthétique sur la succession des environnements de dépôt dans le synclinal d'Amélie-Les-Bains au cours du Paléocène. Les oscillations de la paléosurface S2 sont interprétées à partir des observations faites au NNE du Mas Villaseque (a à f Fig. 6).

2 – La compression «fini-crétacée» se caractérise par la formation du synclinal d'Amélie-Les-Bains et l'érosion de la série du Crétacé supérieur-Vitrollien sur la rive gauche du Tech où se produit une remontée axiale du pli. Les premiers sédiments discordants sur la paléosurface S2 sont datés du Danien supérieur (sous-zone P1c, débutant à 62,5 Ma). Le plissement et l'érosion consécutives se sont donc développés (Fig. 8) sur 1,5 my minimum entre 64 et 62,5 my; cette estimation pouvant être plus importante si, comme nous l'avons déjà signalé, le Vitrollien s'était déposé plus rapidement, ramenant le début des mouvements avant 64 Ma. L'exokarst de la paléosurface S2 atteignant, rive gauche du Tech, les calcaires triasiques, on peut penser que 400m environ de la série lithologique (Trias *pro parte*, Crétacé supérieur et Vitrollien), encore préservée sur la rive droite du Tech, ont été érodés. Cela suppose un taux d'ablation de l'ordre de 300m/my. Cette valeur semble acceptable en tenant compte: 1) du climat au Dano-Sélandien, chaud de type subtropical (Plaziat 1984), avec une alternance de saisons sèches et humides (présence de caliches et d'une altération rubéfiante) favorable à l'érosion mécanique (Einsele 2000); 2) de la période tectoniquement instable avec un taux de soulèvement probablement élevé en domaine montagneux; conditions susceptibles d'amplifier fortement le taux d'incision du réseau hydrographique. Par ailleurs, l'épaisseur du Crétacé supérieur-Vitrollien sur la rive gauche du Tech était peut-être originellement beaucoup plus faible que sur la rive droite. Cette diminution de l'épaisseur pourrait être due, selon nous, au jeu néocrétacé d'une faille, actuellement masquée par les alluvions du fleuve (Fig. 7), qui expliquerait aussi le redressement brutal (60-70° vers le SE) des terrains du Crétacé supérieur sur la rive droite. Elle se situerait dans le prolongement vers le Nord-Est du «Chevauchement du Canigou» à vergence sud-est (Guitard et al. 1998).

3 – Après les mouvements tectoniques rattachés à la «phase fini-crétacée», l'intervalle dans lequel se situent les événements paléocènes est bien daté. Il correspond aux sous-zones et zones P1c à P3 d'Olsson et al. (1999), entre 62,5 et 59,2 Ma. Dans cette période de 3,3 my, nous n'avons aucun contrôle biostratigraphique permettant de situer les événements puisque les résultats micropaléontologiques sur les nombreux échantillons traités indiquent toujours des associations planctoniques situées dans le même intervalle P1c-P3. On peut observer:

– *Deux oscillations mineures* enregistrées dans l'endokarst de la paléosurface S2 par la superposition de deux séquences mixtes eau marine/eau douce (bc/de). Le début de ces séquences est contraint par leur datation micropaléontologique, c'est-à-dire le début de P1c à 62,5 Ma. La fin (d surmonté de e et f) est imprécise (b et d contiennent les mêmes microfaunes P1c à P3) et a été fixé arbitrairement aux alentours de 61 Ma. Il est en effet nécessaire de laisser ensuite un temps suffisant pour mettre en place la paléosurface S3 et son remplissage limité, de manière précise, au sommet de P3 à 59,2 Ma.

– *Une oscillation majeure* entre 61 et 59,2 Ma avec une période de creusement de la paléosurface S3 fixée à 1 my. Même si le taux de dénudation chimique des roches carbonatées en climat subtropical, comme celui du Paléocène, est modéré (10 à 30m/my; Einsele 2000) lorsque l'on considère une valeur moyenne régionale, on sait que la dissolution linéaire est toujours beaucoup plus élevée (quel que soit le climat) et peut expliquer la formation des canyons observés (Fig. 7) jusqu'au niveau de l'endokarst de S2 vers la base du Trias (Fig. 6). Ce creusement peut être également accentué par la teneur en CO₂ de l'atmosphère au Paléocène, plus élevée que l'actuelle (Budyko et al. 1987), favorisant la dissolution des roches carbonatées. Ensuite, de 60 à 59,2 Ma, le temps est suffisant pour l'accumulation de la brèche chaotique et des hémipélagites asso-

ciées (Fig. 5 E) dans un environnement de dépôt qui s'apparente très probablement à un fan delta dont le taux de sédimentation peut atteindre plusieurs centaines de mètres/my (Einsle 2000).

4 – La microfaune des hémipélagites associées à la brèche chaotique ne dépassant pas la zone P3, on peut donc penser qu'une émergence est intervenue aux alentours de 59,2 my. La conséquence étant la mise en place de la paléosurface S4 (Fig. 5 F) et sa surimposition dans le substratum avec une rubéfaction (ferruginisation) permettant l'apparition du faciès BRV (Brèche Rubéfiée Vacuolaire) déjà décrit. Evidemment, ce faciès s'est poursuivi postérieurement et a certainement enregistré les fluctuations climatiques du reste du Cénozoïque, la plus récente (quaternaire?) se traduisant par sa dégradation en «terre brune» (cf. supra).

5 – L'interprétation des discontinuités et des oscillations séparant les paléosurfaces est une question essentielle qui ne peut être résolue par la seule étude ponctuelle du secteur d'Amélie-Les-Bains. Comme nous l'avons déjà précisé, elle nécessite la prise en compte de la totalité du domaine intéressé par le sillon marin dano-sélandien dans l'ensemble des Pyrénées qui ne peut être abordée ici. Toutefois, nous pouvons faire quelques remarques sur la région d'Amélie:

- a) La compression suivie du creusement de la paléosurface S2, entre 64 et 62,5 my, est bien caractérisée et a été nettement identifiée comme appartenant à la «phase fini-crétacée» bien connue en Languedoc-Roussillon;
- b) Les oscillations à 62,5-61 Ma sont enregistrées dans des sédiments endokarstiques restés *horizontaux*, surmontés par des concrétions stalagmitiques. Les discontinuités intrakarstiques sont mineures et correspondent à des surfaces de ravinement banales dans un endokarst. Les déformations tectoniques et les érosions importantes étant absentes ou peu marquées, les oscillations observées ont été attribuées à des fluctuations eustatiques. Leur origine reste, toutefois, à déterminer car les cycles de 3ème ordre du Paléocène sur la courbe eustatique globale (Haq et al. 1987) se situent en dehors (58,5, 60 et 63 Ma) de la période considérée;
- c) La paléosurface d'érosion S3 est importante avec creusement d'un réseau de profonds canyons et vallées dans les calcaires triasiques. Par exemple, les hémipélagites bréchiennes, *horizontales*, remplissant la paléosurface S3 au NNE du Mas Villasèque (sites 15 et 16, Fig. 3 et Fig. 6) sont à 650m d'altitude; les mêmes faciès, *également horizontaux*, sont à 250m sur la rive gauche du Tech au NNE de Palalda (site 18, Fig. 3). Ces dénivellations, pouvant atteindre ici 400m dans les calcaires triasiques, sont la seule expression morphogique quantifiable (grâce au remplissage d'hémipélagites datées) d'une partie seulement d'un véritable relief montagneux dont les sommets devaient se situer, comme actuellement, dans le Paléozoïque. En effet, les clastes des hémipélagites bréchiennes contiennent de nombreux éléments de la série cambrienne et des grani-toïdes. De plus, la brèche de type 1, directement déposée sur le socle paléozoïque, démontre que la paléosurface S3 avait également atteint le substratum paléozoïque avant d'être en-

suite reprise par la paléosurface S4. Il y a donc eu un important soulèvement vers 61-60 Ma pour permettre la constitution de la paléosurface S3 et de l'édifice montagneux qui lui est associé. Ce soulèvement s'est probablement produit sans plissement ou basculement du substratum puisque, par exemple, il n'y a pas de discordance angulaire apparente entre les hémipélagites bréchiennes remplissant S3 et les sédiments internes de l'endokarst de S2 (Fig. 6). Dans l'état actuel des connaissances et en considérant l'importance des reliefs générés, nous attribuons à ce soulèvement «Paléocène 1» une origine tectonique. Cette phase a aussi probablement contribué, par le jeu de la faille d'Amélie et l'instabilité induite, au dépôt de la brèche chaotique, de type olistostrome, au Nord-Est du bassin. L'absence de déformation dans les hémipélagites bréchiennes laisse penser que le jeu inverse de cette faille a été assez faible et que les coulissements sénestres visibles sur les miroirs ont été dominants;

- d) La paléosurface d'altération S4 se caractérise par une importante surimposition dans son substratum constitué par les hémipélagites bréchiennes (types 1, 2 et 3) représentant en quelque sorte la roche mère à partir de laquelle s'est développée la rubéfaction (ferruginisation) aboutissant au faciès BRV. Nous avons attribué l'enfoncement de cette paléosurface à un soulèvement, appelé «Paléocène 2», dont l'origine pourrait être tectonique mais sans plissement notable puisque les brèches et le faciès BRV n'en portent pas la trace (stratification horizontale ou faible). Ce soulèvement pourrait débiter au sommet de P3 à 59,2 my, âge le plus récent des hémipélagites bréchiennes affectées par la rubéfaction, et marquer le début des mouvements d'exhumation dans les Pyrénées orientales dont le prolongement au cours du Cénozoïque a fait l'objet de récentes études (Mau-rel et al. 2002). Par ailleurs, la surface d'érosion actuelle a entaillé très profondément S4 comme, par exemple, le ravin du Correc de Montargull (Ouest de Palalda, Fig. 3) qui a réutilisé un ancien canyon de S3 en déboulant le remplissage d'hémipélagites (Fig. 7). Il en est de même, très probablement, pour la vallée actuelle du Tech qui a réutilisé le collecteur majeur paléocène dont les témoins du remplissage s'observent encore, comme nous l'avons déjà indiqué (II-3), sur la rive gauche (site 18, Fig. 3; Fig. 7) et la rive droite (site 19, Fig. 3; Fig. 7).

Conclusion

La découverte de brèches et d'hémipélagites paléocènes à Foraminifères planctoniques dans la région d'Amélie-Les-Bains montre qu'une partie de l'actuelle Haute Chaîne Primaire était à cette époque recouverte par la mer. Dans le reste des Pyrénées (Peybernet et al. 2001c, 2002b) un sillon marin paléocène, avec des faciès et une microfaune comparables, se suit sur 350km environ le long de la faille nord-pyrénéenne, recouvrant la Zone Interne Métamorphique et la partie méridionale de la Zone Nord-Pyrénéenne. Il semble donc que ce sillon s'évase dans les Pyrénées orientales en s'étalant vers le Sud sur la

Haute Chaîne et aussi vers le Nord comme l'indique la découverte récente (Peybernès et al. 2001d) des mêmes faciès dano-sélandiens sur la bordure nord de la Zone Nord-Pyrénéenne (chaînon de Galamus, Corbières orientales). Le prolongement éventuel de ce sillon vers l'Est ne peut être démontré à cause de la présence actuelle du Golfe du Lion. Nous pouvons supposer, toutefois, qu'il atteignait la Corse ancienne (avant sa dérive anti-horaire à l'Oligo-Miocène) puisque des brèches marines dano-sélandiennes ont été récemment repérées et micropaléontologiquement datées au SE de l'île (Peybernès et al. 2000).

L'étude de la série sédimentaire du bassin d'Amélie-Les-Bains révèle, au Paléocène, la succession de deux paléosurfaces karstiques et d'une paléosurface d'altération qui ont pu être datées grâce au dépôt, entre les épisodes de soulèvement, des hémipélagites bréchiques dont la microfaune indique, de manière précise, un âge danien tardif-sélandien précoce correspondant aux sous-zones et zones de la période P1c-P3 (62,5-59,2 Ma) du standard d'Olsson et al. (1999). Nous avons pu ainsi définir que la première paléosurface paléocène (S2) s'est développée entre environ 64 my et 62,5 Ma, la deuxième (S3) entre environ 61 Ma et 59,2 Ma, la troisième (S4) à partir de 59,2 Ma. S2 a été provoquée par une compression rattachée à la «phase fini-crétacée», avec plissement du synclinal d'Amélie-Les-Bains et fonctionnement de la faille inverse qui le limite au Nord-Est. Les cavités exo et endokarstiques développées dans les calcaires triasiques sont partiellement remplies par des spéléothèmes (calcite stalagmitique et mudstones laminés à microfaune planctonique) indiquant deux oscillations marines, entre 62,5 et 61 Ma, que nous avons attribuées à une cause eustatique mais sans argument probant si ce n'est la vitesse du phénomène jugée trop rapide pour un événement tectonique. S3 et S4 sont probablement dues à des soulèvements tectoniques sans déformation plicative particulière qui ont provoqué, après la «phase fini-crétacée», une importante érosion difficilement explicable par un abaissement eustatique. Toute la série du Mésozoïque-début Paléocène (à l'exception de celle du synclinal d'Amélie) et une partie du Paléozoïque ont été enlevées avec constitution d'un édifice montagneux dont les sommets étaient situés, comme actuellement, dans le socle. Les paléovallées ne sont décelables que par les paléocanyons des paléosurfaces S2 et S3, creusés dans les calcaires triasiques et partiellement remplis par les hémipélagites bréchiques. Leur surimposition a pu être estimée à 400m dans le Trias et certainement davantage si l'on prend en compte l'incision dans le socle paléozoïque qui ne peut être évaluée. Ils ont été réutilisés et en partie exhumés par le réseau hydrographique récent comme les gorges actuelles du Tech.

Remerciements

Les auteurs remercient F. Roure, G. Stampfli et J. Remane pour leur relecture attentive qui a permis d'améliorer le texte et pour leurs remarques permettant d'envisager d'autres développements. Ils remercient également P. Eichène pour la mise au point des figures et de la planche.

BIBLIOGRAPHIE

- AUTRAN, A., GOTTIS, M., GUITARD, G. & RICOUR, J. 1958: La base de la série secondaire dans la région d'Amélie-Les-Bains (Pyrénées Orientales). C. R. somm. Soc. géol. Fr. 10, 198-203.
- AUTRAN, A., GUITARD, G., KLIMEK, E., CASTERAS, M. & CAVET, P. 1968: Carte géologique de la France à 1/80.000, feuille de Prades, 2ème édition, 1968 (avec notice). Orléans: BRGM.
- BERGGREN, W.A., & NORRIS, R.D. 1997: Biostratigraphy, phylogeny and systematics of Paleocene trochospiral planktic foraminifera. *Micropaleontology*, 43, supp. 1, 116 p.
- BILOTTE, M. 1985: Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. Thèse Doct. Sci. Nat. Univ. Toulouse III. Strata, Série 2, 5, 438p.
- BILOTTE, M., PEYBERNÈS, B. & SOUQUET, P. 1979: Les Pyrénées Catalanes. Relations entre les zones isopiques crétacées et unités structurales. Livre en hommage au Professeur L. Solé Sabaris. Publ. Univ. de Barcelona, 280-288.
- BODERGAT, A.M. 1974: Les Microcodiums, milieux et modes de développement. *Docum. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon*, n° 62, 235p.
- BONTE, A. 1963: Les remplissages karstiques. *Sedimentology*, 2, n°4, 333-340.
- BUDYKO, M.J., RONOV, A.B. & YANSHIN, A.L. 1987: History of the Earth's Atmosphere. 139p., Springer-Verlag Ed.
- CASTERAS, M., & AURIOL, L. 1958a: Les témoins de la couverture post-hercynienne de la Zone Axiale à l'E et au SE du Canigou. *Bull. soc. géol. Fr.* (6) 8, 871-880.
- 1958b: Sur la structure du bassin d'Amélie-Les-Bains (Pyrénées Orientales). *C. R. Acad. Sci. Paris* 247, 94-97.
- 1958c: Sur la constitution de la série crétacée du bassin d'Amélie-Les-Bains (Pyrénées Orientales). *C. R. somm. Soc. géol. Fr.* 12, 272-274.
- CAVELIER, C. (coord.) 1984: Crétacé supérieur. In Debrand-Passard S. et al., *Synthèse géologique du Sud-Est de la France*. Mém. BRGM, n°125.
- CAVET, P. 1957: Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.* 254, LV, 216p.
- COMBES, P.J. 1965: Dissolution karstique sous une couche bauxitique. Remarques sur l'origine des gisements en poches. *C. R. somm. Soc. géol. Fr.* 4, 123-124.
- COMBES, P.J. 1990: Typologie, cadre géodynamique et genèse des bauxites françaises. *Geodinamica acta* 4/2, 91-109.
- COMBES, P.J. & PEYBERNÈS, B. 1996: Succession des faciès, mise en place des bauxites et structuration des Pyrénées au Crétacé inférieur. *C. R. Acad. Sci. Paris* 322, sér. IIa, 669-676.
- DESEGAUX, P., ROURE, F. & VILLIEN, A. 1990: Structural evolution of the Pyrenees, tectonic heritage and flexural behavior of the continental crust. *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*, 31-48. Ed. Technip.
- EINSELE, G. 2000: Sedimentary basins. Evolution, facies and sediments budget. 1 vol., 792p. Springer-Verlag Ed.
- FIDALGO-GONZALEZ, L. 2001: La cinématique de l'Atlantique Nord: la question de la déformation intraplaque. Thèse Doct. Univ. Bretagne occid., Brest, 2 vol.
- FREYET, P. 1970: Les dépôts continentaux et marins du Crétacé supérieur et des couches de passage à l'Eocène en Languedoc. Thèse, Sci., Orsay. *Trav. Lab. Géol. Struct. et Appl.*, 490p.
- FREYET, P. & PLAZIAT, J. C. 1982: Continental carbonate sedimentation and pedogenesis. Late Cretaceous and Early Tertiary of southern France. *Contribution to sedimentology*, n° 12, 213p., Schweitzerbart Ed., Stuttgart.
- GUITARD, G., LAUMONIER, B., AUTRAN, A., BANDET, Y., BERGER, G.M. 1998: Notice explicative carte géologique France 1/50.000, feuille de Prades (1095). Orléans: BRGM, 198p.
- HAO, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. 1987: Chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- LAUMONIER, B. 1987: Les structures tangentielles alpines de la partie orientale de la chaîne pyrénéenne, en particulier du Vallespier. *C. R. Acad. Sci. Paris* 304, II, 1081-1086.
- LAUMONIER, B. & AUTRAN, A. 2001: Un chevauchement majeur dans les Pyrénées orientales: le chevauchement de Puigmal. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 332, 585-594.

- LAUMONIER, B. & BAETENS 1986: Tectonique tangentielle alpine dans le Paléozoïque inférieur de la région de Prats-de-Mollo (P. O.). C. R. Acad. Sci. Paris 302, II, 363–366.
- MANGIN, A. 1975: Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse Doct. Univ. Dijon, 260p.
- MARTINEZ, A., VERGES, J., CLAVELL, E. & KENNEDY, J. 1989: Stratigraphic framework of the thrust geometry and structural inversion in the southern Pyrenees: La Garrotxa area. *Geodinamica Acta*, 3, 185–194.
- MATTAUER, M. 1968: Les traits structuraux essentiels de la chaîne Pyrénéenne. *Revue Géogr. phys. et Géol. dyn.*, Paris (2) vol. 10, fasc. 1, 3–12.
- MATTAUER, M. & PROUST, F. 1963: Sur la tectonique de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire en Languedoc. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, Paris, (2), vol. 5, fasc. 1, 5–11.
- 1967: L'évolution structurale de la partie Est du domaine pyrénéo-provençal au Crétacé et au Paléogène. *Trav. Lab. Géoch. Biosph., E.P.H.E.*, Paris, 9–20.
- MAUREL, O., BRUNEL, M. & MONIÉ, P. 2002: Exhumation cénozoïque des massifs du Canigou et de Mont-Louis (Pyrénées orientales, France). *C.R. Géoscience* 334, 941–948.
- MENGEL, O. 1920: Tectonique du synclinal secondaire d' Amélie-Les-Bains. C. R. Acad. Sci. Paris 171, 314–316.
- MEYER, R. 1987: Paléooltérites et paléosols: l'empreinte du continent dans la série sédimentaire. *B.R.G.M., Manuels et Méthodes n° 13*, 163p., Editions du B.R.G.M.
- MORIN, N. 1993: Les Microcodiums: architecture, structure et composition, comparaison avec les racines calcifiées. Thèse, Univ. Montpellier II, 132p.
- MUÑOZ, J.A., MARTINEZ, A. & VERGES, J. 1986: Thrust sequences in the Spanish Eastern Pyrenees. *J. Struct. geol.* 8/3-4, 389–405.
- OLSSON, R.K., HEMLEBEN, C., BERGGREN, W.A. & HEBER, B.J. 1999: Atlas of Paleocene planktonic Foraminifera. *Smithsonian contrib. Paleobiol.* 85, 1–252.
- PEYBERNÈS, B. & COMBES, P.J. 1999: Paléosurfaces d'érosion et paléokarsts dans la série de passage Crétacé/Tertiaire des Corbières occidentales (Aude, France). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sci. de la Terre et des planètes* 329, 815–822.
- PEYBERNÈS, B., CUGNY, P. & FONDECAVE-WALLEZ, M.J. 2000: Le problème de la limite Crétacé-Tertiaire en Corse du Sud. *Bull. soc. géol. Fr.* 171/4, 451–459.
- PEYBERNÈS, B., FONDECAVE-WALLEZ, M.J. & EICHÈNE, P. 2001a: L'olistostrome coniacien de Lordat (Pyrénées ariégeoises) et son équivalent latéral de Vicdessos, témoins d'un nouveau bassin d'avant-pays au front de la Haute-Chaine primaire. *Geodinamica Acta* 14, 289–306.
- PEYBERNÈS, B., FONDECAVE-WALLEZ, M.J., COMBES, P.J. & EICHÈNE, P. 2001b: 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.
- 2001c: Découverte d'hémipélagites à Foraminifères planctoniques paléocènes dans les «brèches de Baixas» (Pyrénées Orientales). *C. R. Acad. Sci. Paris* 332, 633–640.
- 2001d: Les séquences brèches-hémipélagites des Pyrénées, témoins d'un sillon marin creusé sur l'axe tectogénique fini-crétacé de la future chaîne. 8ème Congr. Fr. Sédimentologie, Livre des résumés, Publ. A.S.F. Paris, n° 36, 285–286.
- PEYBERNÈS, B., FONDECAVE-WALLEZ, M.J. & COMBES, P.J. 2002a: Découverte de Foraminifères planctoniques paléocènes dans les brèches, précédemment tenues pour «aptiennes» et d'origine diapirique, des Pyrénées Basco-Béarnaises. *C. R. Paléovol.*, 1, 1–8.
- 2002b: Mise en évidence de brèches marines paléocènes discordantes sur l'axe orogénique crétacé des Pyrénées, entre Garonne et Gave de Pau. *Bull. soc. géol. Fr.* 123/6, 523–532.
- PLAZIAT, J.C. 1984: Le domaine pyrénéen de la fin du Crétacé à la fin de l'Eocène. *Stratigraphie, paléoenvironnements et évolution paléogéographique*. Thèse Sci., Univ. Paris-Sud, 3 vol., 1362p.
- PUJADAS, J., CASAS, J.M. MUÑOZ, J.A. & SABAT, F. 1989: Thrust tectonics and Paleogene syntectonics sedimentation in the Emporda area, southeastern Pyrenees. *Geodinamica Acta* 3, 195–205.
- STAMPFLI, G.M. 1993: Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes? *Ecol. géol. Helv.* 86/1, 1–45.
- SWEETING, M.M. 1972: *Karst landforms*. 362p., Mac Millan Ed.
- THINON, I., FIDALGO-GONZALEZ, L., REHAULT, J.P. & OLIVET, J.L. 2001: Déformations pyrénéennes dans le golfe de Gascogne. *C. R. Acad. Sci. Paris* 332, 561–568.

Manuscrit reçu le 3 juillet 2002

Révision acceptée le 15 avril 2003

Ph. 1. Brèche de type 1 (site 1, Fig. 3), à substratum paléozoïque, ayant subi une rubéfaction au cours de la surimposition de la paléosurface d'altération S4 (faciès de «Brèche Rubéfiée Vacuolaire», BRV).

Ph. 2. Brèche de type 2 (site 13, Fig. 3) cimentant des blocs de cipolins cambriens de l'olistostrome anciennement appelé «Nappe du Mas Manès» et secondairement rubéfiée (faciès BRV).

Ph. 3. Brèche de type 3 à substratum de calcaires triasiques (site 15, Fig. 3), séquences décimétriques secondairement rubéfiées (faciès BRV).

Ph. 4. Calcite stalagmitique (site 15, Fig. 3 et Fig. 6) participant au remplissage d'une cavité endokarstique de la paléosurface S2.

Ph. 5. Mudstone finement laminé (site 15, Fig. 3 et Fig. 6) ayant livré des foraminifères planctoniques et remplissant partiellement une cavité endokarstique de la paléosurface S2.

Ph. 6. Placage de brèche polygénique à clastes anguleux polychromes sur la paléosurface exokarstique S2 à substratum triasique (site 17, Fig. 3).

