# GÉOLOGIE DU BASSIN VERSANT DU BAGET (ZONE NORD-PYRÉNÉENNE, ARIÈGE, FRANCE) : NOUVELLES OBSERVATIONS ET CONSÉQUENCES

# **Elie-Jean DEBROAS**

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

# **SOMMAIRE**

Résumé Abstract	4 5
1 – PRÉSENTATION	7
1.1 - Un petit bassin versant dans les basses montagnes ariégeoises	7
1.2 - Des terrains variés le long d'un accident nord-pyrénéen majeur : la faille d'Alas	9
1.3 - Les dernières interprétations de la géologie locale	9
1.3.1 - L'avant dernière interprétation	10
A - Les données stratigraphiques	10
B - Les données structurales	10
1.3.2 - La dernière interprétation	13
A - Les données stratigraphiques	13
B - Les données structurales	16
1.4 – Les conditions d'élaboration de la cartographie du bassin versant et les documents réalisés	17
2 – LES NOUVELLES OBSERVATIONS ET LEURS CONSÉQUENCES LOCALES	22
2.1 - Les observations en tête et en rive droite de la vallée de Lachein	22
2.1.1 - Les Calcaires marmoréens	22
A - Les formations du Jurassique	22
B - Les formations du Crétacé inférieur	24
2.1.2 Le Flysch noir ardoisier	25
2.2 - Les observations en rive gauche de la vallée de Lachein	29
2.2.1 - Les flyschs d'Arbas	29
2.2.2 - Les Marnes et les Brèches de Lachein	31
2.2.3 - Les schistes paléozoïques	32
2.2.4 - Le Trias supérieur et l'ophite	33
2.2.5 - Les Calcaires marmoréens	35
A - Les Brèches de Coumette	35
B - Les formations du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur	35
2.3 - Les observations au fond de la vallée de Lachein	38
3 – LES CONSÉQUENCES RÉGIONALES	40
3.1 - La nouvelle interprétation géologique du bassin versant du Baget	40
3.1.1 – Les précisions stratigraphiques	40
3.1.2 – La nouvelle interprétation structurale	42
3.2 - Les données nouvelles sur l'activité tecto-sédimentaire de la faille d'Alas	43
3.2.1 - L'identification des cinq premiers stades d'activité	43
A – L'activité possible au Dogger et à l'Oxfordien	43
B – L'activité au début du Kimméridgien	43
C – L'activité au Malm	43
D – L'activité à la limite Jurassique-Crétacé	43
E – L'activité à l'Aptien	44
3.2.2 - Les précisions sur les deux derniers stades	44
A – La discordance progressive du Flysch noir albo-cénomanien	44
B – L'extrusion du Paléozoïque de Lachein dans le flysch cénomano-turonien d'Arbas 3.2.3 - Le rôle de l'halocinèse au niveau de la faille d'Alas	45 45
Remerciements	47
Références	48
Liste des figures	51
Annexes 1 à 19 Planches 1 à 9	53 75
1 IAHURS 1 A 7	7.)

**Résumé** - Le bassin versant du Baget se situe dans les Pyrénées ariégeoises à l'ouest de Saint-Girons. Il est connu pour son système karstique expérimental de référence et pour être traversé par la faille d'Alas un des accidents majeurs de la zone nord-pyrénéenne. C'est un petit bassin versant de 13 km² qui s'allonge d'ouest en est dans les basses montagnes nord-pyrénéennes couvertes de forêts et de prairies. Le karst s'y développe dans les "Calcaires marmoréens" du Jurassique et du Crétacé inférieur qui affleurent entre quatre ensembles imperméables : le Flysch noir ardoisier albo-cénomanien de la Ballongue, au sud, puis, d'ouest en est, les flyschs cénomanien à sénonien inférieur d'Arbas, les schistes paléozoïques puis le Trias supérieur et l'ophite de Lachein, au nord. La vallée longitudinale du ruisseau de Lachein qui draine ce bassin vers les sources du Baget, s'encaisse de près de 300m dans les calcaires. La faille d'Alas qui est jalonnée par le Paléozoïque, traverse longitudinalement ce bassin en séparant les terrains métamorphiques de la zone nord-pyrénéenne médiane, au nord.

En raison de conditions d'observation peu favorables et faute d'analyse détaillée, la stratigraphie et la structure des terrains de ce bassin-restaient imprécises et fortement influencées par le contexte régional admis à leur époque. L'avant-dernière de ces interprétations y voyait essentiellement des Calcaires marmoréens jura-crétacés indifférenciés qui étaient compris entre les schistes albiens et paléozoïques du flanc septentrional à pendage moyen vers le sud d'un synclinal. La dernière distinguait au contraire plusieurs formations calcaires, dolomitiques, schisteuses et bréchiques dans le flanc subvertical du même pli et elle admettait qu'une faille verticale, placée au fond de la vallée de Lachein, le séparait des écailles de Lachein. Dans ces petites écailles, les schistes paléozoïques étaient surmontés soit en discordance par des marnes et des olistolites albo-cénomaniens, soit normalement par du Trias et du Jurassique inférieur à moyen. Dans les deux interprétations, la faille d'Alas était également placée au nord du Paléozoïque mais si dans la première elle était fossilisée sous les flyschs néocrétacés discordants ("discordance cénomanienne"), dans la seconde, elle permettait au Paléozoïque de chevaucher le bord méridional des mêmes flyschs grâce à l'inversion finicrétacée d'une faille normale albo-cénomanienne. Le jeu albo-cénomanien de cette faille d'Alas a été fondamental car il est responsable de l'individualisation du "fossé de la Ballongue" et du "haut-fond médian" du sillon des flyschs nord-pyrénéens dont sont respectivement hérités les parties interne métamorphique et médiane non métamorphique de la zone nord-pyrénéenne actuelle.

Après une présentation des conditions de réalisation de la cartographie détaillée qui a été consacrée aux 2/3 orientaux du bassin versant, les nouvelles observations stratigraphiques et structurales et leurs conséquences locales sont exposées en détail pour chacun des versants puis pour le fond de la vallée de Lachein. Ces nouvelles données conduisent enfin à dégager les deux conséquences régionales suivantes.

Une <u>nouvelle interprétation géologique</u> du bassin versant considère maintenant que les Calcaires marmoréens et le Flysch noir ardoisier qui les surmonte en discordance, constituent bien le seul flanc septentrional du synclinal. Cependant, dans ce flanc subvertical les calcaires appartiennent en fait à deux séries d'âge et de géométrie distinctes qui sont séparées par une discordance reconnue sur les 2/3 occidentaux de la vallée de Lachein en lieu et place de la faille admise antérieurement. Au-dessous de cette discordance, la série jurassique de la rive gauche est ployée par un ample bombement diapirique dissymétrique et faillé dont le cœur est occupé par les Brèches de Coumette, alors qu'au-dessus, la série éocrétacée discordante de la rive droite débute par la Brèche limite berriasienne et reste verticale. La faille d'Alas qui est ponctuellement jalonnée de micaschistes et de gneiss jusqu'à présent insoupçonnés, sépare ces Calcaires marmoréens des flyschs d'Arbas, de l'écaille paléozoïque de Lachein et de sa ceinture de Trias supérieur et d'ophite. Dans les flyschs d'Arbas, un escarpement de faille synsédimentaire cénomanien, une discordance synsédimentaire intra-turonienne et un chevauchement fini-crétacé enregistrent l'extrusion polyphasée de l'écaille paléozoïque de Lachein.

Des <u>précisions sur l'activité tecto-sédimentaire</u> de la faille d'Alas sont apportées qui correspondent :

- à la distinction des cinq premiers stades de son fonctionnement, au Dogger (série méridionale probablement réduite), au début du Kimméridgien (discordance), au Malm (série méridionale dilatée), à la limite Jurassique/Crétacé (bombement diapirique et discordance), à l'Aptien (3 séquences de la plate-forme urgonienne méridionale);
- à des précisions sur les deux derniers stades, la discordance progressive du Flysch noir albocénomanien sur les calcaires aptiens (nouvel indice de déformation synsédimentaire dans le fossé de la Ballongue) et l'amortissement de l'extrusion de l'écaille de Lachein dans le Flysch gris cénomano-turonien (escarpement de faille synsédimentaire cénomanien puis discordance intra-turonienne);
- à l'interprétation de cette évolution polyphasée par le jeu combiné des mouvements du socle et d'une ride diapirique d'Alas oblitérée par l'inversion structurale mais aux effets omniprésents depuis la fin du Jurassique.

Abstract – The Baget watershed is located in the Ariege Central Pyrenees, West of St Girons city. It's well known the same for its experimental reference as a karstic system as for its crossing Alas Fault, one of the main faults of the North-Pyrenean Zone. It corresponds to a small, 13 square km sized basin, stretching W-E along low north-pyrenean mountains covered by forests and meadows. Karst develops in the Jurassic and Lower Cretaceous marbled limestones outcropping between four impermeable units: the Albo-Cenomanian Ballongue "Flysch Noir Ardoisier" to the South then, from West to East, the Arbas Cenomanian-Lower Senonian flyschs, the Paleozoic schists, the Upper Triassic and the Lachein ophite to the North. The longitudinal valley of the Lachein brook which drains the basin to the Baget springs cuts the limestones down to near 300 m. The Alas fault staked by Paleozoic rocks crosses lengthways this basin, separating the metamorphic formations of the Internal North-Pyrenean Zone to the South, from the unmetamorphic ones of the Middle North-Pyrenean Zone to the North.

Because of bad observation conditions and lack of detailed studies, the stratigraphy and structure of the considered watershed was known only through scarce works depending on local observations and regional context accepted at the time. The last but one interpretation indicated mainly undifferentiated Jura-cretaceous marbled limestones located between the Albian and Paleozoic schists stretching along the south dipping northern limb of a syncline. The last one indicated on the contrary several carbonate, dolomitic, slaty and brecciated formations in the subvertical side of the same folded structure and involved a vertical fault located at the bottom of the Lachein valley which separated the syncline from the Lachein slices. In these small units, the Paleozoic schists were overlain unconformably by Albo-Cenomanian marls and olistoliths or conformably by Triassic and Lower-Mid Jurassic sediments. In both interpretations the Alas fault was located to the North of the Paleozoic formation with a settlement under the unconformable Upper Cretaceous flyschs ("Cenomanian unconformity") in the first one and a thrust of the Paleozoic units on the southern part of the same flyschs, through the Uppermost Cretaceous inversion of a normal Albo-Cenomanian normal fault in the second one. The Albo-Cenomanian activity of this Alas fault is very important as it must be considered as responsible for the creation, within the North-Pyrenean Flysch Trough, of the "Ballongue Graben" and the "Median High" which led respectively to the internal metamorphic and middle unmetamorphic parts of the present North-Pyrenean Zone.

Following a presentation of the detailed mapping conditions of the eastern 2/3 of the watershed, the new stratigraphic and structural observations and their local consequences are reported first for each of both sides then for the bottom of the Lachein valley. The numerous new gathered data lead finally to point out the main regional following results.

The new geological interpretation of the watershed induces now that the marbled limestones and the unconformably overlapping "Flysch Noir Ardoisier" are involved in the same only northern limb of the syncline. But within this subvertical side, the limestones are really related to two units different the same through age and geometry, separated by an unconformable surface known in the bottom of the western 2/3 of the Lachein valley where it serves as a substitute to the previously represented fault. Under this unconformity, the Jurassic series of the left bank is folded by a large asymmetric diapiric fault bulge which core exhibits the Coumette breccias when the unconformable overlapping Lower Cretaceous series of the righ bank starts with the Berriasian "Brèche limite" and remains vertical. The Alas fault which shows local newly discovered micaschist and gneiss-bearing slices separates these marble limestones from the Arbas flyschs, the Lachein Paleozoic slice and its Upper Triassic and ophite-made belt. In the Arbas flyschs, a Cenomanian synsedimentary fault scarp, an intra-Turonian synsedimentary unconformity and an Uppermost Cretaceous thrust fault register the polyphased extrusion of the Lachein Paleozoic slice.

Detailed analysis on the tecto-sedimentary activity of the Alas Fault which leads to:

- the distinction between the five first stages of its activity during the Dogger (probably reduced southern series), the Lowermost Kimmeridgian (unconformity), the Malm (southern thickened series), the Jurassic/Cretaceous boundary (diapiric bulge and unconformity) and the Aptian (3 sequences in the southern urgonian platform) periods;
- precisions concerning the 2 last steps, the progressive unconformity of the Albo-Cenomanian "Flysch Noir" on the Aptian limestones (new evidence of synsedimentary deformation in the Ballongue graben) and the extrusion breaking down of the Lachein slice within the grey Cenomanian-Turonian flysch (Cenomanian synsedimentary fault scarp followed by intra-Turonian unconformity);
- the interpretation of this polyphased evolution through combined basement movements and diapirism of the Alas ridge hidden by the following structural inversion but with obvious effects since the end of the Jurassic times.

# 1 - PRÉSENTATION

# 1.1 - Un petit bassin versant dans les basses montagnes ariégeoises

Le bassin versant du Baget est situé dans les Pyrénées ariégeoises à une dizaine de kilomètres à l'ouest de Saint-Girons (fig. 1). Il appartient à un système karstique expérimental de référence particulièrement bien connu grâce aux nombreux travaux des chercheurs du "Laboratoire Souterrain de Moulis" voisin (Mangin, 1970; 2006; Mangin & d'Hulst, 1994; Bakalowicz & al., 1998).

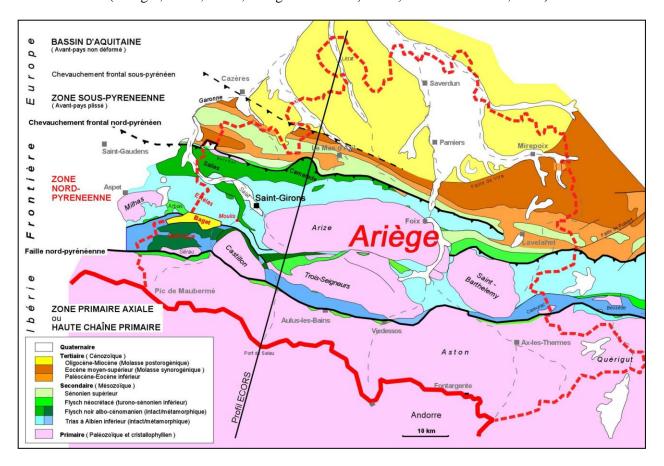


Fig. 1 - Localisation du bassin versant du Baget au sud-ouest de Saint Girons dans le département de l'Ariège et dans la partie méridionale métamorphique de la zone nord-pyrénéenne.

Ce système est caractérisé par un bassin versant dont la superficie atteint à peine 13 km² et qui s'étend d'Ouest en Est sur une dizaine de kilomètres de long pour une largeur assez irrégulière variant de 1 à 2 km (fig. 2). Ce petit bassin occupe une région de basses montagnes boisées (pl. 1) dont l'altitude est comprise entre 1417 et 498 m avec une moyenne de 920 m. Il est drainé suivant son axe et à peu près d'ouest en est, par le vallon de la Mousquère puis par la vallée de Lachein qui s'encaisse de près de 300 m dans des calcaires karstifiés tout en restant à peu près rectiligne. Cette vallée reçoit quatre modestes affluents alimentés par le ruissellement à la surface des terrains imperméables voisins ; d'amont en aval, ce sont : le ruisseau de Boussarach, en rive gauche, puis les ruisseaux de Cayssau, de Lasquert et de Coume Longue, en rive droite. Elle est jalonnée de pertes et d'émergences temporaires jusqu'à 498 m d'altitude où son exutoire principal pérenne, las Hountas, marque la limite entre le ruisseau temporaire de Lachein et le ruisseau permanent du Baget. Ce dernier conflue avec le Lez 1 km plus à l'Est dans le village d'Alas.

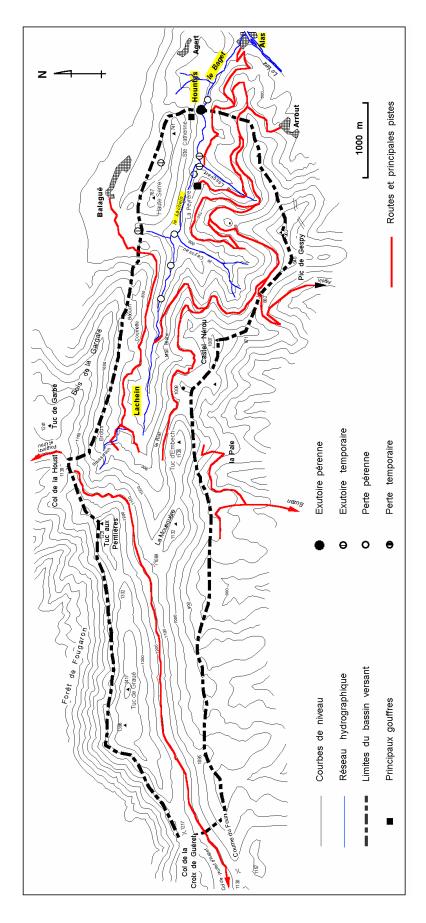


Fig. 2 - Relief, toponymie et voies d'accès au bassin versant du système karstique du Baget (D'après carte IGN TOP 25 de Saint-Girons et A. Mangin, 1970 pour les éléments du karst).

## 1.2 - Des terrains variés le long d'un accident nord-pyrénéen majeur : la faille d'Alas

En dépit de son extension très modeste, le bassin versant du Baget expose pratiquement l'ensemble des terrains qui font l'originalité de la zone nord-pyrénéenne centrale à laquelle il appartient : Paléozoïque, Trias à Crétacé inférieur métamorphiques (Complexe marmoréen), Flysch albo-cénomanien et flyschs cénomaniens à sénoniens inférieurs (fig. 1 ; annexe 20). Ainsi concentrée sur une aussi petite superficie, une telle variété de terrains dont l'épaisseur cumulée atteint plusieurs milliers de mètres, traduit naturellement un morcellement original qui résulte de l'activité d'un accident nord-pyrénéen majeur. Cet accident correspond à la faille d'Alas qui à partir de ce village traverse longitudinalement le bassin vers l'ouest-nord-ouest. Toutefois, depuis son identification (Roubault, 1928 ; ann. 3) de part et d'autre d'un segment de l'étroite ride anticlinale de Paléozoïque qui était alors admise entre les massifs des Trois-Seigneurs/Castillon et de Milhas (Carez, 1905 ; ann. 1), le tracé et l'activité de cette faille d'Alas avaient été si diversement interprétés qu'ils demandaient encore à être précisés par une meilleure connaissance de la géologie locale. Néanmoins, le rôle régional majeur de la faille d'Alas dans la structuration de la zone nord-pyrénéenne centrale était reconnu depuis 1974 (Debroas & Souquet, 1976, ann. 10 ; Fig. 3).

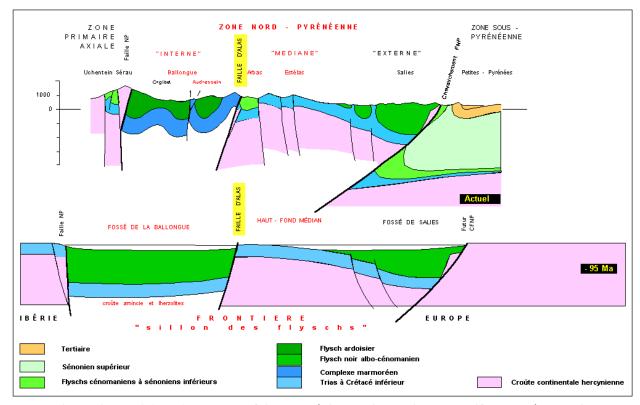


Figure 3 - La faille d'Alas : une faille synsédimentaire majeure du rift albo-cénomanien inversée à la fin du Crétacé (d'après E.-J. Debroas & Souquet, 1976 ).

# 1.3 - Les dernières interprétations de la géologie locale

L'originalité lithologique et structurale du bassin du Baget qui vient d'être soulignée, a été établie par d'assez rares travaux. Mais, aucun d'entre-eux ne lui avait été entièrement consacré car avant l'étude de son système karstique l'intérêt géologique de ce bassin versant était essentiellement lié aux relations des flyschs néocrétacés d'Arbas avec les divers terrains voisins et la faille d'Alas. La médiocrité des conditions d'affleurement dans les sous-bois et les prairies s'opposant à des observations détaillées, seules quelques interprétations également fondées sur des données locales plus ou moins fragmentaires et sur le contexte régional admis à leur époque, avaient jusqu'à présent tenté de rendre compte de la géologie locale. Il s'agissait essentiellement des synthèses régionales de L. Carez (1905; ann. 1), L. Bertrand (1910; ann. 2), M. Casteras (1933; ann. 4); Casteras & al. (1951; ann. 6), Debroas & Souquet (1976; ann. 10) et

des observations locales de M. Roubault (1928; ann. 3), M. Casteras (1933, ann 4; 1950), A. de Rivoyre (1949a; ann. 5), J.-P. Cassan (1961; ann. 7), M. Dubreuil (1968; ann. 8), E.-J. Debroas et P. Souquet (1972; ann 9) puis de E.-J. Debroas (1976; ann. 11 à 14).

Afin de préciser l'état des connaissances antérieures à la présente révision un rappel plus précis des deux dernières interprétations s'imposait car ce sont les interprétations les mieux documentées et aussi parce que l'avant-dernière d'entre-elles a servi de cadre aux études hydrogéologiques alors que la dernière a conduit à mettre en évidence le rôle régional majeur de la faille d'Alas.

## 1.3.1 - L'avant-dernière interprétation

Elle correspondait initialement à l'interprétation proposée par M. Casteras (1933 ; ann. 4) puis complétée (Casteras M., 1950) et illustrée par la 2ème édition de la carte à 1/80 000 de Bagnères-de-Luchon (Casteras & al., 1951 : ann. 6). Mais, ultérieurement, à la suite des premières cartographies inédites de la région à 1/20 000 (Cassan, 1961 ; Dubreuil, 1968 et 1971) qui n'intéressaient que certaines parties du bassin versant (ann. 7 et 8), l'ensemble des données nouvelles disponibles a été synthétisé et complété par A. Mangin (1970) pour établir le cadre géologique du système karstique (Mangin, 1970). Cette interprétation était principalement illustrée par la première carte consacrée à l'ensemble du bassin versant (fig. 4) et par les coupes transversales de ses parties amont et aval (Fig. 5A et B).

# A – Les données stratigraphiques

Cette interprétation reconnaissait les terrains suivants :

- les <u>schistes satinés ordoviciens</u> de Lachein et <u>carburés siluriens</u> de Béouch, ces derniers étant même localement fossilifères (de Rivoyre, 1949b);
- le <u>Keuper, argilo-évaporitique et calcaire</u> qui affleurerait soit ponctuellement à Lachein, la fontaine de Salles, Béouch, Louzech (Casteras & al., 1951; ann. 6), soit bien plus largement aux abords de Lachein (Mangin, 1970; fig. 4);
  - l'ophite de la fontaine de Salles ;
- les "<u>Calcaires marmoréens jura-crétacés</u>" indifférenciés surmontant les terrains précédents et dans lesquels les calcaires et les marnes du Lias, les dolomies du Dogger et les calcaires de l'Aptien étaient toutefois distingués localement à l'ouest du Tuc aux Pentières ;
- les "<u>Schistes métamorphiques de la Bellongue</u>", une puissante série d'ardoises à séricite et de cornéennes micacées à biotite associées à des grès et à des conglomérats (Ravier, 1959), et qui surmontant normalement les Calcaires marmoréens et ayant livré de rares orbitolines, avaient été traditionnellement attribués à l'Albien puis plus spéculativement à l'Albo-Cénomanien (Mattauer & al.,1964);
- le <u>flysch d'Arbas</u>, d'âge crétacé supérieur, dont les brèches de base reposaient en discordance sur les divers terrains précédents et, au nord du bassin versant, sur le Jurassique supérieur fossilifère et non métamorphique des chaînons de l'Estélas (Tuc de Garbé, Bois de la Gargale);
- le <u>Quaternaire discordant</u> du poljé de Balagué et les remplissages d'argiles rouges de certaines cavités karstiques (Mangin, 1970).

#### B – Les données structurales

Cette interprétation considérait que les terrains en présence étaient agencés dans deux grandes structures superposées et d'âge distinct.

A la base, le "*pli-faille d'Alas et de Béouch*" apparaissait comme un grand anticlinal anté-cénomanien déjeté vers le nord. Son axe est-ouest était faillé et jalonné, au sud de la faille d'Alas, par l'étroite lame verticale de Paléozoïque. Son flanc méridional, entaillé par le bassin versant, plongeait moyennement vers le sud et était constitué par la série continue des calcaires marmoréens et des schistes de la Ballongue qui surmontaient normalement le Paléozoïque.

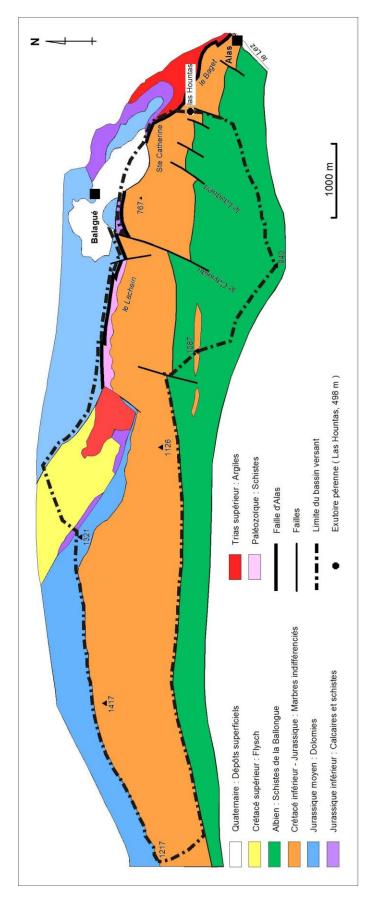
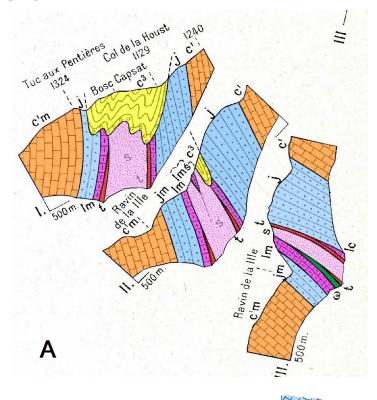


Fig. 4- Carte géologique du bassin versant du Baget illustrant son avant dernière interprétation (d'après A. Mangin, 1970).

Au dessus, le "synclinal d'Arbas" était conçu comme un pli éocène complexe et déversé au nord qui ployait le flysch cénomanien discordant sur les divers éléments du pli-faille précédent (ann. 4 ; Casteras, 1933, pl. VIII, coupes 31 et 32).

Par conséquent, cette interprétation admettait l'homogénéité lithologique et la simplicité structurale des Calcaires marmoréens jura-crétacés karstifiés (fig. 4 et 5). Lithologiquement, ces calcaires étaient tenus pour un ensemble homogène par suite de l'action du métamorphisme pyrénéen. Structuralement, ils étaient considérés comme un simple monoclinal compris entre les schistes paléozoïques et albiens et qui plongeait moyennement vers le sud tout en étant morcelé par quelques failles transverses SO-NE.



В

c<sup>3</sup>: Cénomanien d'Arbas (avec poudingue de base)

c1m : schistes albiens de la Ballongue

c<sup>l</sup>m : Urgo-Aptien métamorphique

jm: Jurassique moyen métamorphique

Im :Lias métamorphisé

c1: calcaires urgo-aptiens

j : dolomies jurassique

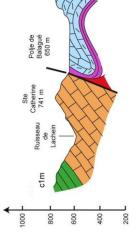
Is: Lias moyen et supérieur

lc : Lias inférieur

 $\omega$ : Ophite

t: Trias

s : schistes paléozoïques de Lachein



Tracé des coupes I, II et III indiqué sur la carte de l'annexe 4

Fig. 5 - Coupes transversales du pli-faille d'Alas : A - dans la partie amont du bassin versant (d'après M. Casteras, 1933) ; B - dans la partie aval du bassin versant (d'après A. Mangin, 1970).

# 1.3.2 - La dernière interprétation

Cette interprétation résultait de la rénovation du cadre régional de la zone nordpyrénéenne centrale et de la nouvelle conception de son évolution (Debroas & Souquet, 1976) qui faisaient suite à la distinction du Flysch ardoisier albo-cénomanien et du Flysch à fucoïdes cénomanien à sénonien inférieur (Souquet, 1969; Debroas & Souquet, 1972) et à l'étude cartographique, stratigraphique, sédimentologique et structurale de ces flyschs dans la Ballongue, le Castillonnais et la région d'Arbas (Debroas, 1976). Dans ce travail consacré aux flyschs bien qu'aucune description particulière n'ait été réservée au bassin du Baget et à ses terrains karstifiés, la stratigraphie et la structure des terrains étaient néanmoins précisées et illustrées avec quelques détails. Cette étude fournissait ainsi une esquisse géologique interprétative à 1/50 000 (fig. 6 et ann. 11) que complétaient les colonnes lithologiques synthétiques des Calcaires marmoréens (ann. 12), du Flysch ardoisier (ann. 13), des flyschs d'Arbas (ann. 14) et plusieurs coupes interprétatives (fig. 7). Ultérieurement, des observations complémentaires devaient encore apporter des précisions supplémentaires à la stratigraphie et à la structure des flyschs (Debroas, 1979 : 1984 : 1987 : 1991 : 1992 : ann. 15 à 18). La description qui suit synthétise l'ensemble de ces données.

# A - Les données stratigraphiques.

Dans les "Calcaires marmoréens" de la rive droite, au-dessus des terrains triasiques ou jurassiques inférieurs et moyens déjà reconnus au Tuc aux Pentières (de Rivoyre, 1949a; Casteras & al., 1951; Cassan, 1961), les diverses formations du Jurassique et du Crétacé inférieur qui venaient d'être caractérisées dans la série voisine non métamorphique et fossilifère (Dubreuil, 1968; 1971; Fort, 1971; Peybernès, 1976), étaient identifiées à la place des marbres aptiens ou indifférenciés grâce à la reconnaissance de certains de leurs faciès particuliers, à la découverte de rares fossiles et à la définition cartographique de leur succession et de leur extension (fig. 6). Conformément à la nomenclature de B. Peybernès (1976), ces formations correspondaient de bas en haut (ann. 12):

- aux "Dolomies inférieures" du Dogger et de l'Oxfordien (env. 200 m) qui coïncident avec les dolomies noires déjà connues mais traditionnellement attribuées au seul Dogger;

- aux "Brèches polygéniques kimméridgiennes" ;
- au "Complexe calcaréo-dolomitique médian" du Kimmeridgien (env. 200 m) reconnu grâce aux micrites noires à Exogyra virgula du Tuc au Pentières ;
- aux "Dolomies supérieures" du Portlandien (env. 100 m), grises ou
- blanches, massives et à grain fin;
- à la "Brèche limite" qui jalonne le contact entre les terrains jurassiques et crétacés:
  - aux "Calcaires à Trocholines et Dasycladacées" du Berriasien ;
- aux "Calcaires à Annélides" du Barrémien et du Bédoulien basal (50 à 100 m) identifiés grâce aux micrites noires à sections de tubes d'annélides de la Mousquère;
- aux "Marnes à Deshayesites" du Bédoulien (50 à 100 m) représentées par les schistes ardoisiers azoïques qui forment une bande continue sur presque toute la longueur du bassin;
- aux "Calcaires urgo-aptiens" du Gargasien (300 à 350 m) grâce aux sections d'orbitolines et de Toucasia rencontrées au sommet de la Mousquère et au col de la Croix d'Argent

- aux "Marnes à Hypacanthoplites" et aux "Calcaires urgo-albiens" de l'Albien inférieur reconnus localement dans des marnes gréseuses noires à débris d'échinides (au nord de Castel-Nérou) et dans des marbres blancs saccharoïdes renfermant encore des pentacrines (la Herrère ; 0 à env.100 m).

Dans les "Schistes albiens de la Bellongue", était reconnu un Flysch ardoisier albo-cénomanien épais d'environ 3000 m (ann. 11 et 13; Debroas & Souquet, 1972; Collignon & al., 1977; Debroas, 1987). Dans ce flysch se succédaient de bas en haut :

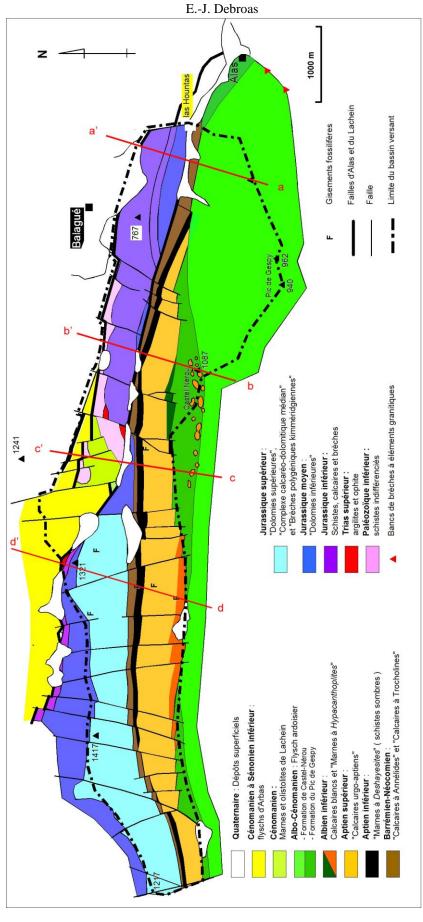
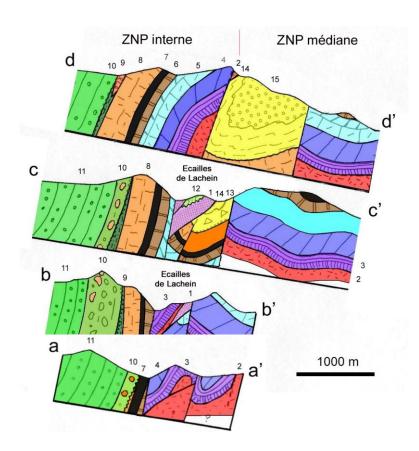


Fig. 6 - Carte géologique du bassin versant du Baget illustrant sa dernière interprétation (d'après E.-J. Debroas, 1976).



#### Flysch d'Arbas cénomanien à coniacien

15 : Calcarénites de Montagnat14 : Marnes de la Pinte13 : Brèches de Cap de Milot

#### Flysch ardoisier albo-cénomanien

12 : Formation de Lachein 11 : Formation d'Audressein 10 : Formation de Castel Nérou

## Série anté flysch

- 9 : Marnes à *Hypacanthoplites* et calcaires urgo-albiens inférieurs
  - 8 : Calcaires urgo-aptiens supérieurs
  - 7 : Marnes à *Deshayesites* 6 : Calcaires du Néocomien-Barrémien
  - 5 : Dolomies supérieures, Complexe
- calcaréo-dolomitique median et brèches
  - 4 : Dolomies inférieures
- 3 : Brèches, calcaires et schistes du Lias
  - 2 : Argilites du Trias et ophite

aléozoï

que

1 : Schistes de Lachein

Fig. 7 - Coupes géologiques interprétatives du bassin versant du Baget dans sa dernière interprétation (tracé indiqué sur la fig. 6 ; d'après E.-J. Debroas, 1976).

- la "<u>Formation de Castel Nérou</u>" ou « <u>Brèches de Castel Nérou</u> », avec 0 à 300 m de pélites, de conglomérats à éléments de marnes albiennes et de calcaires aptiens ainsi que d'olistolites des mêmes calcaires ;

- la "Formation du Pic de Gespy" ou « Schistes de la Ballongue inférieurs », avec 1000 à 1500 m d'alternances pélito-gréseuses associées à des bancs de conglomérats et microconglomérats polygéniques à éléments mésozoïques puis paléozoïques et enfin granitiques (N de Villeneuve, SO d'Alas), et dont la matrice renferme des algues Floridées de Vimport (Agardhiellopsis cretacea, Paraphyllum primaevum) et des orbitolines de l'Albien supérieur (Mesorbitolina aperta et Neorbitolinopsis conulus);

- la "<u>Formation d'Audressein</u>" ou « <u>Schistes de la Ballongue supérieurs</u> », avec au moins 800 m d'alternances pélito-gréseuses sans fossiles.

La cartographie de ce flysch montrait également qu'il reposait en discordance sur un substratum albien inférieur à barrémien qui était de plus en plus ancien vers l'Est (ann. 11). Plus récemment, en s'inspirant des structures synsédimentaires mises en évidence dans le Flysch noir des Baronnies (Hautes-Pyrénées), cette discordance a été interprétée comme le résultat du basculement d'un bloc entre des failles normales NE-SW à l'origine de l'ouverture d'un semi-graben rempli par les Brèches de Castel Nérou (Debroas, 1985 ; 1987 ; ann. 17).

A la surface des schistes paléozoïques de Lachein, étaient reconnue une "Formation de Lachein" constituée de schistes noirs argilo-silteux, de microconglomérats à matrice pélitogréseuse renfermant des Orbitolines et des Floridées (Agardhiellopsis cretacea, Paraphyllum primaevum), de conglomérats calcaires et d'olistolites de calcaires blancs aptiens à Toucasia, Orbitolines et Floridées. La similitude du microfaciès de ces microconglomérats avec ceux du pic de Gespy conduisait à attribuer cette "Formation de Lachein" à l'Albo-Cénomanien et donc à la considérer comme un équivalent latéral du

Flysch ardoisier, non métamorphique et peu épais qui reposait en discordance sur les schistes paléozoïques. Ces terrains et leur substratum pouvaient ainsi être interprétés comme les témoins d'un gradin albocénomanien, étroit, très érodé et effondré au pied de la faille d'Alas.

Au nord d'Alas, à proximité du bassin versant, les schistes, slumps et brèches à éléments mésozoïques identifiés près de Coumaury à la place des schistes du Lias (Debroas & Souquet, 1976) occupaient une position comparable au-dessus des dolomies jurassiques et du Trias d'Agert.

**Dans le flysch d'Arbas**, au-dessus de la "<u>Série pelliculaire rouge</u>" de l'Albien supérieur discordante sur l'urgo-aptien calcaire des forêts d'Arbas et de Larroque (Coume Ouarnède et Cap de Broc ; Collignon & al. 1977), étaient distingués les flyschs suivants (ann. 14).

Le " **Flysch gris** " cénomano-turonien inférieur (initialement qualifié de " Série de transition ") qui, de bas en haut, comprend :

- les "Brèches de Cap de Milot" à éléments mésozoïques ;

- les "<u>Grès de la Cape</u>", des grès quartzeux à rares Préalvéolines et *Rotalipora cushmani*, associés à des bancs de brèches à éléments mésozoïques sur environ une centaine de mètres d'épaisseur ;

- les "<u>Marnes de la Pinte</u>", des marnes et micrites à Pithonelles avec Helvetoglobotruncana helvetica et M. sigali) parfois slumpées épaisses d'environ 200 m;

Le "Flysch à fucoïdes" turonien supérieur-sénonien inférieur où se

succèdent :

- les "<u>Calcarénites de Montagnat</u>", des calcarénites, grès et marnes à *Marginotruncana renzi, M. pseudolinneina, M. concavata* et des brèches sur une épaisseur d'environ 400 m :

- les "<u>Marnes de Fougaron</u>", des marnes, grès et conglomérats granitiques reconnus ultérieurement au cœur du synclinal avec une épaisseur de l'ordre de 200 m (Debroas, 1979, ann. 15 et 18).

Plus récemment, l'élargissement de la route d'Arbas à Herran et l'ouverture de pistes dans les forêts de Fougaron et de Saleich, ont encore permis une cartographie plus précise de ces flyschs qui révélait deux faits nouveaux supplémentaires. D'abord, qu'ils avaient été traversés par le Keuper épimétamorphique et par les ophites d'un "diapir d'Arbas" responsable des discordances synsédimentaires jalonnées de slumps et de coulées boueuses de débris observées de part et d'autre dans les Marnes de la Pinte et les Calcarénites de Montagnat (Debroas, 1984, 1991; Debroas & al., 1991; ann. 18). Ensuite, qu'au nord-ouest de Herran, les Brèches de Cap de Milot surmontaient au moins une centaine de mètres de marnes à blocs et à olistolites calcaires jusqu'alors confondus avec des écailles tectoniques de "Marnes à *Deshayesites*" et de "Calcaires urgo-aptiens" pincées sous le chevauchement des Calcaires marmoréens mais dont le faciès à permis d'y reconnaître un équivalent de la "Formation de Lachein" (Debroas, 1992, ann. 18). En outre, à cause de la composition quartzeuse de leurs grès, les Marnes de Fougaron ont été assimilées aux Grès de Celles et ainsi tenues pour santoniennes (Debroas, 1992).

Enfin, au fond ou sur les flancs des vallées de la Mousquère et de Lachein, étaient cartographiés quelques placages discordants non négligeables de Quaternaire indifférencié (colluvions, alluvions, éboulis).

## B - Les données structurales

La distribution particulière des terrains nouvellement identifiés de part et d'autre de la faille d'Alas a conduit à subdiviser la zone nord-pyrénéenne en deux sous-zones isopiques et structurales individualisées par l'activité synsédimentaire de cette faille qui est actuellement inversée suite à l'évolution structurale postérieure (Fig. 3 et 7).

La zone nord-pyrénéenne dite "interne", méridionale, qui est caractérisée par le développement du puissant flysch ardoisier albo-cénomanien, est héritée d'un fossé de la Ballongue également siège d'un magmatisme et d'un métamorphisme mésocrétacés. Elle était initialement représentée par deux unités stratigraphiquement et structuralement distinctes que séparait une faille mineure (satellite) subverticale placée au fond de la vallée de Lachein entre :

- au sud, le <u>flanc nord subvertical du synclinal d'Audressein</u>, formé par la

puissante série des Calcaires marmoréens jura-crétacés et par le flysch ardoisier albo-cénomanien discordant :

- au nord, les "<u>écailles de Lachein</u>" constituées par les schistes paléozoïques de Brous et leur couverture discordante des Marnes et olistolites albo-cénomaniens de Lachein puis, plus à l'est, par les schistes paléozoïques de Lachein et de Béouch et leur couverture normale de Trias, de Lias et de Dogger à fort pendage sud.

La **faille d'Alas**, intermédiaire, qui ramenait le Paléozoïque, le Trias et les Calcaires marmoréens contre des niveaux relativement élevés et renversés du flysch néocrétacé non métamorphique d'Arbas (Fmt. de la Pinte), apparaissait comme une faille inverse héritée de l'accident synsédimentaire majeur à l'origine de l'effondrement du fossé de la Ballongue par rapport au haut-fond médian septentrional dépourvu de Flysch noir.

La zone nord-pyrénéenne dite "médiane", septentrionale, qui est précisément héritée du haut-fond médian albo-cénomanien, est constituée par les flyschs néocrétacés non métamorphiques mais schistosés qui sont ployés dans l'extrémité orientale, déversée au nord, du synclinal d'Arbas, ainsi que par leur substratum jurassique et éocrétacé non métamorphique du chaînon de l'Estélas (Tuc de Garbé) qu'un système de failles subverticales longitudinales ou subméridiennes (faille du col de la Houst) soulève par rapport à sa couverture de flysch.

Par conséquent ces données stratigraphiques et structurales faisaient respectivement apparaître l'hétérogénéité lithologique et la complexité de structure et d'évolution des Calcaires marmoréens jura-crétacés karstifiés qui étaient liées à l'activité de la faille d'Alas. Leur hétérogénéité lithologique devenait manifeste grâce à l'identification de neuf formations calcaires, dolomitiques, schisteuses et bréchiques à la place des seuls marbres réputés aptiens ou indifférenciés. Leur complexité structurale ressortait également, d'une part, du rejet plurikilométrique normal puis inverse de la faille d'Alas et, d'autre part, de la distinction, au sud de cette faille et à la place d'un simple monoclinal moyennement penté, d'une unité jurassique à fort pendage sud sur la rive gauche (couverture de l'écaille de Lachein) et d'une unité crétacée verticale sur la rive droite (flanc sud du synclinal d'Audressein). Ces deux unités étaient également recoupées par des failles transverses conjuguées subverticales et de faible rejet, mais elles étaient alors séparées par une faille verticale placée au fond de la vallée de Lachein.

#### 1.4 – Les conditions d'élaboration de la cartographie du bassin versant et les documents réalisés

Toutes les observations précédentes restaient limitées par la médiocrité des conditions d'affleurement « nord-pyrénéennes » des basses montagnes humides du bassin versant qui sont entièrement couvertes de bois et de prairies (pl. 1 et 2), et qui sont ainsi à l'origine "de grandes difficultés, bien connues des géologues pyrénéens, dans la recherche des affleurements et le tracé des contours si capricieux parfois dans ces pays de tectonique délicate" (Roubault, 1928). Depuis ce constat, les conditions d'observation s'étaient encore dégradées à la suite d'une importante déprise agricole et du reboisement naturel ou artificiel consécutif. Cette évolution est clairement illustrée par les photos aériennes successives de l'IGN. C'est dans ce contexte qu'entre 1975 et 1997, l'ouverture d'un peu plus de 40 kilomètres de routes et de pistes forestières ou pastorales (fig. 2) a dégagé les voies d'accès et surtout les affleurements qui étaient indispensables pour qu'une première cartographie détaillée soit enfin consacrée au seul bassin du Baget avec l'espoir d'obtenir quelques résultats nouveaux.

Dans ce but, de 1996 à 2000 vingt cinq journées de terrain ont été consacrées à l'étude des 2/3 orientaux du bassin (vallée de Lachein), d'abord, pour examiner systématiquement les affleurements fraîchement dégagés sur les nouveaux talus et, ensuite, pour revoir une partie des autres disséminés dans les sous-bois et les prairies. Le tracé des nouvelles pistes a été relevé sommairement à la boussole, à l'altimètre (altimètre topo-chaix à aiguille, graduations de 20m) et en estimant les longueurs par comptage de pas étalonné. Bien qu'encore non exhaustif, ce premier lever détaillé (à 1/10 000), a permis de contrôler et de compléter les observations antérieures qui avaient servi établir la carte à 1/50 000 de la dernière interprétation (cartons de terrain à 1/20 et à 1/10 000 – env. 10 jours de terrain). Parallèlement, les photos

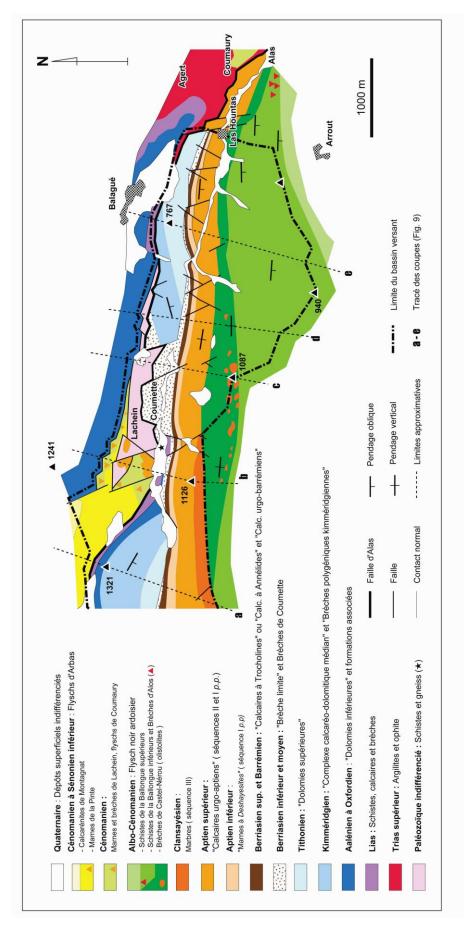


Fig. 8 - Nouvelle carte géologique interprétative du bassin versant du Baget à l'est du Tuc au Pentières.

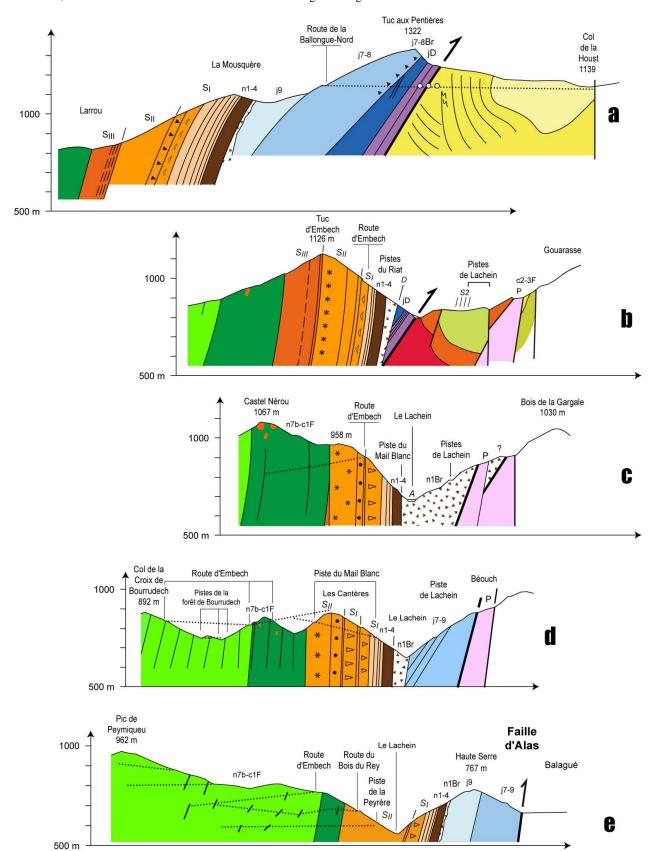


Fig. 9 - Nouvelles coupes géologiques interprétatives du bassin versant du Baget (tracé fig. 8 ; légende fig. 8 et 10).

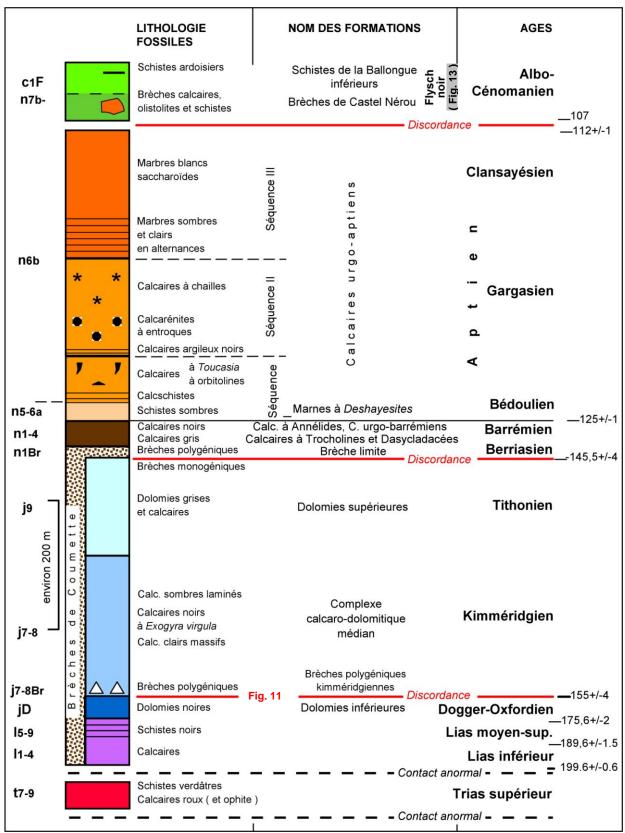


Fig. 10 – Nouvelle colonne lithostratigraphique synthétique des formations du Jurassique et du Crétacé inférieur métamorphiques dans le bassin versant du Baget (Ages approximatifs indiqués en Ma d'après Gradstein & al., 2004).

aériennes de 1962 et la centaine de lames minces disponibles (collection EJD, 1976) ont été réexaminées et complétées, de 1996 à 2002, par l'examen des nouvelles photos aériennes mission 1993, d'une cinquantaine de lames minces supplémentaires, et enfin des orthophotos couleur de 2003 (Bayo, 2006).

La **précision des observations** est néanmoins restée limitée par la monotonie de la plupart des faciès sédimentaires initiaux qui sont des faciès carbonatés peu contrastés ou bien des flyschs. Elle a en outre a été aggravée par les transformations métamorphiques inégales des calcaires, par les déformations assez intenses de l'ensemble des terrains et par des dépôts superficiels localement importants.

Le <u>métamorphisme thermique mésocrétacé</u> dit "pyrénéen" qui s'est développé dans le fossé de la Ballongue, est en effet à l'origine de transformations HT-BP qui sont anté à syntectoniques et épi à mésozonales (Ravier, 1959 ; Goujou, 1987 ; Goujou & al., 1988 ; Golberg & Leyreloup, 1990). Ainsi, aux deux extrémités du bassin versant, près d'Alas et à l'ouest du Tuc d'Embech, les Calcaires marmoréens qui ont entièrement recristallisé dans la zone à biotite, correspondent à des marbres plus ou moins saccharoïdes qui renferment des minéraux néoformés souvent visibles à l'œil nu (paillettes de micas et/ou baguettes de scapolites ; pl. 3, fig. 4 et 5), alors qu'entre ces deux extrémités, leurs lithofaciès initiaux et leurs rares fossiles ou microfossiles sont restés à peu près reconnaissables bien qu'ils soient plus ou moins recristallisés et flués (pl. 3, fig. 1 à 3 ; pl. 6, fig. 4 et 6) rendant ainsi toute détermination et datation approximatives (cinq lames de marbre à "fantômes" de microfossiles sur une cinquantaine).

Les <u>déformations régionales</u> qui furent au moins triphasées, sont contemporaines de la fin du métamorphisme mésocrétacé (S1 de flux dans la zone interne) ou postérieures (S2 régionale et S3 locale, finicrétacées à éocène) comme les relations des plis mineurs et des schistosités avec leurs plis majeurs l'ont montré dans le Flysch ardoisier (Debroas, 1987). Ainsi, c'est davantage la présence des plis d'entraînement et des failles conjuguées verticales associés à ces déformations que l'apparition précoce de tectofaciès stratigraphiquement indéterminables, qui constituent l'obstacle le plus sérieux à la précision des observations en limitant la longueur des bonnes coupes continues et en permettant seulement une estimation approximative de l'épaisseur des formations.

Le <u>recouvrement superficiel</u>, localement bien développé n'a pas toujours été représenté pour mieux montrer l'interprétation qui a été adoptée pour le substratum (p.ex. : prairies de Lachein).

Les nouvelles observations stratigraphiques et structurales effectuées dans ces conditions ont permis la réalisation des documents interprétatifs suivants :

- une carte 1/50 000 des 2/3 orientaux du bassin versant (Fig. 8, déposée en 2000 au Laboratoire souterrain de Moulis avec le résumé de cette mise au point ; Aspet 1/50 000 en préparation),
  - cinq coupes interprétatives (fig. 9),
  - trois colonnes lithologiques (fig. 10 et 13),
  - un croquis d'affleurement (fig. 11),
  - une carte du périclinal oriental du synclinal d'Audressein (fig. 12),
  - une carte au 1/10 000 des abords de Lachein (fig. 14),
  - une esquisse de l'aval du bassin versant par photo-interprétation (fig. 15).

Elles sont également permis de réunir une collection d'échantillons et de lames minces qui est en dépôt chez l'auteur. Le matériel de cette collection est cité dans le texte et les planches sous la forme : (EJD 0000).

Ces nouvelles observations seront exposées avec d'autant plus de détails que, d'une part, les observations à l'origine de la dernière interprétation n'avaient jamais été présentées et, que d'autre part, la plupart des nouveaux affleurements étant déjà en cours de dégradation sous la végétation, il paraissait utile de les localiser et de les décrire sommairement avant leur disparition. En outre, l'exposé de ces observations se fera point par point pour chacune des rives puis pour le fond de la vallée de Lachein conformément au découpage structural adopté par la dernière interprétation. Les conséquences locales qu'impliquent ces observations seront dégagées au fur et à mesure pour bien souligner les changements de conception non négligeables qu'elles ont entraînée sans remettre en cause le découpage antérieur.

Les conséquences régionales de ces observations seront rappelées en conclusion. Elles correspondent à une nouvelle interprétation de la géologie du bassin versant du Baget et à des précisions sur plusieurs des stades de l'évolution tecto-sédimentaire des terrains de ce bassin et de la faille d'Alas (Debroas, 2002 ; ann. 19).

## 2 - LES NOUVELLES OBSERVATIONS ET LEURS CONSEQUENCES LOCALES

#### 2.1 - Les observations en tête et en rive droite de la vallée de Lachein

C'est à ce niveau, entre le Tuc aux Pentières et Alas, dans le flanc nord moyennement penté à subvertical du synclinal d'Audressein que les observations précédentes avaient mis en évidence la diversité de constitution des Calcaires marmoréens du Jurassique et du Crétacé inférieur, du Flysch noir ardoisier de l'Albo-Cénomanien et de la présence de quelques placages non négligeables de dépôts superficiels récents (non détaillés ci-après).

#### 2.1.1 - Les Calcaires marmoréens

## A - Les formations du Jurassique

Elles étaient connues sur les pentes du Tuc aux Pentières (1322 m) immédiatement au sud d'une faille d'Alas qui sépare leur base des niveaux relativement élevés et renversés du flysch d'Arbas en étant jalonnée par une petite écaille d'ophite très altérée (col 1242 m). Les nouveaux affleurements du talus de la route forestière de la Ballongue-nord n'exposent pas ce contact anormal qui est masqué par le placage de brèches quaternaire discordantes de la source du Cabernat. Toutefois, ils permettent de mieux détailler la succession et la structure des diverses formations du Lias, du Dogger et du Malm (fig. 9a et 10).

Lias - Les terrains calcaires et marneux attribués au Lias correspondent ici à des calcaires dolomitiques ou à microrythmes puis à des schistes sombres. Placés sous les Dolomies inférieures, ces divers niveaux non fossilifères occupent la place des niveaux liasiques fossilifères signalés au nord de la Croix de Guéret par G. Dubar (1926, 1928) puis A. de Rivoyre (1949a et b) et avec lesquels ils se relient par les affleurements découverts et cartographiés dans la forêt de Fougaron (E.-J. Debroas, 1976; Fig. 6). Un écaillage de ces terrains au contact de la faille d'Alas se manifeste par des variations de pendage dans les calcaires du Lias inférieur, par la disparition de certains niveaux repères (Calcaires à bélemnites ou à pectens du Lias moyen, niveaux à Gryphées de la fin du Toarcien et à oncolites de l'Aalénien). Ainsi, leur épaisseur totale voisine d'une cinquantaine de mètres est anormalement faible pour une région où le Lias atteint environ 200 m (Fauré, 2002, fig. 184 et 306).

**Dogger** - Les "<u>Dolomies inférieures</u>" ont ici une épaisseur voisine de trente mètres et sont très fracturées. De bas en haut, avec un fort pendage vers le sud-est, s'y succèdent les 7 niveaux principaux suivants (fig. 11) :

a - une alternance de minces bancs de marnes sombres et de calcaires fins et gris non fossilifères (4 m) ;

b - des <u>calcaires fins, gris et lités</u> (1 m) que couronne une discontinuité soulignée par un film ferrugineux ;

c - des <u>dolomies</u> très fracturées, cristallines sombres et oolithiques à la base (c1; pl.4, fig.1) mais plus fines au sommet (c2; EJD 3937) où elles laissent subsister un <u>calcaire</u> <u>bioclastique gris</u> (EJD 3879) à la partie supérieure de l'affleurement (10 m);

d - des <u>brèches</u> formant un mince niveau (0,5 m) tronqué par une nouvelle

discontinuité;

e - des calcaires sombres en plaquettes à interlits violacés, plus ou moins

plissotés (1 m);

f - des <u>calcaires gris et rosés</u> d'abord laminés (f 1, 3 m; EJD 3880) puis plus ou moins lités (f 2, 6 m) et enfin gris et massifs à petites taches lenticulaires rosées ou blanches (f 3, 3 m);

g - des <u>dolomies</u> cristallines grises (6 m) qui apparaissent aux dépends des calcaires sous-jacent et qui renferment en leur milieu un niveau de calcaires fins, gris et laminés (g2, 1 m).

Faute de microfaune, ces "Dolomies inférieures" et les niveaux calcaires qui lui sont associé n'ont pas pu être datés directement. Néanmoins, malgré une différence d'épaisseur

remarquable, une trentaine de mètres contre près de 150 m, cette succession s'avère assez semblable à celle déjà datée au nord de la faille d'Alas (Dubreuil, 1968 ; Peybernès, 1976) si bien qu'il parait ainsi possible d'assimiler les niveaux calcaires a, d et f aux formations suivantes :

(a) aux "<u>Calcaires sombres ferrugineux en petits bancs</u>" du passage Bajocien-Bathonien par leur position basale et en accord avec leur stratonomie et leur faciès micritique ;

(d) aux "<u>Calcaires marno-gréseux</u>" du Bajocien/Bathonien par leur position médiane et leur tendance argileuse ;

(f) aux "<u>Calcaires oolithiques et graveleux à grandes Trocholines</u>" attribués à l'Oxfordien supérieur par leur position médiane et leur teinte rosée.

**Malm** - Des "<u>Brèches polygéniques kimméridgiennes</u>" à éléments de calcaires blancs centimétriques et épaisses d'une quinzaine de mètres surmontent les derniers mètres des "Dolomies inférieures" par l'intermédiaire d'une discordance angulaire remarquable dont la surface irrégulière plonge modérément vers le sud-sud-ouest (fig. 11; pl.4, fig. 2). Des brèches de faciès comparable s'interstratifient à la base de certaines des séquences du complexe sus-jacent.

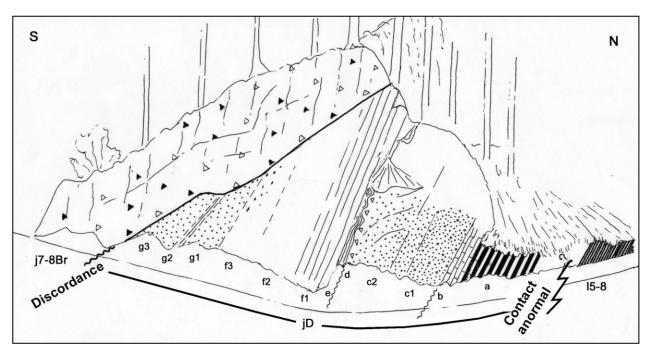


Fig. 11 – La discordance angulaire des brèches kimméridgiennes dans le talus de la route forestière de la Ballongue nord au sud-est du Tuc aux Pentières (schéma d'après photos).

Légende - a à g3 : voir le texte ; 15-8 : schistes sombres du Lias supérieur ; j7-8Br : brèches.

Un "<u>Complexe calcaréo-dolomitique médian</u>" plongeant encore moyennement vers le sud-sud-ouest, relativement peu déformé (pendages variables 45 à 70°, fracturation transverse, quelques plis et peut-être même des slumps ?), apparemment épais d'environ 250 m et dans lequel alternent de nombreuses séquences plurimétriques qui dans les meilleurs cas associent des calcaires clairs, fins et massifs, des calcaires sombres massifs ou laminés renfermant parfois de rares sections d'*Exogyra virgula* et plus rarement de minces niveaux d'une lumachelle des mêmes petites exogyres (EJD 3929; pl. 5, fig. 3 et 4).

Des "<u>Dolomies supérieures</u>" aux dolomies massives finement cristallines, grises et claires (pl. 5, fig. 6), souvent bréchifiées, en particulier vers leur sommet (brèche monogénique), et dont l'épaisseur paraît voisine de 150 m.

#### B - Les formations du Crétacé inférieur

Elles étaient connues dans le petit "chaînon" discontinu qui de part et d'autre du Tuc d'Embech se suit de la Mousquère, à l'ouest, jusqu'au ruisseau de Lasquert, à l'est. Le talus des routes forestières de la Ballongue et d'Embech ainsi que ceux des diverses pistes qui s'en détachent (respectivement la Mousquère et le Riat, Mail Blanc et Bois du Rey; leur tracé est indiqué sur les coupes de la fig. 9), fournissent près de 10 km d'affleurements nouveaux mais qui sont le plus souvent recoupés parallèlement à la stratification verticale et affectés de failles transverses. Ces affleurements ont néanmoins permis de préciser la constitution des formations du Crétacé inférieur malgré les incertitudes liées à la présence du système de failles transverses qui sont conjuguées (NO-SE et NE-SO), subverticales et de faible rejet (déca ou pluri décamétrique). Le rejet de ces failles qui joue un rôle morphologique indéniable, est bien perceptible au niveau du contact des calcaires avec le flysch et il a pu être vérifié cartographiquement au sud de la Mousquère (photos aériennes de 1962), au nord du col de la Croix d'Argent et au pied du Mail Blanc (cartographie du talus des pistes).

**Néocomien-Barrémien** - Dans le niveau subvertical de calcaire indifférencié épais seulement de quelques dizaines de mètres qui était attribué au Néocomien-Barrémien, la présence de la "Brèche limite", des "Calcaires à Trocholines et Dasycladacées" et des "Calcaires à Annélides" a été vérifiée en quelques points.

La "<u>Brèche limite</u>", sans doute du **Berriasien inférieur et moyen** comme dans le reste de la zone nord-pyrénéenne centrale (Peybernès & Combes, 1994), est apparemment massive, polygénique et à éléments calcaires et dolomitiques. Elle s'observe sur quelques mètres, entre le toit des dolomies supérieures et la base des calcaires proprement dits. Vers l'ouest, on la retrouve à Lembès, sur la route de la Ballongue nord. Vers l'est, des brèches comparables apparaissent encore au même niveau mais dans d'autres conditions de gisement et au fond de la vallée où elles seront examinées.

Les "<u>Calcaires à Trocholines et Dasycladacées</u>" du **Berriasien supérieur** (Peybernès & Combes, 1994) ont été reconnus seulement au pied du Mail Blanc (EJD 3700) dans une trentaine de mètres de calcaires massifs, fins et gris moyens dont l'extension vers l'ouest semble limitée.

Les "Calcaires à Annélides" du Barrémien et du Bédoulien basal ont été retrouvés sur la piste du Riat, au nord du Tuc d'Embech, où ils surmontent directement la Brèche limite. Ils associent deux niveaux calcaires : d'abord sombres, fins et à rare de tubes d'annélides (pl. 6, fig. 3; EJD3940) puis gris et plus grenus mais sans fossiles. Cette succession se répète deux fois sur une épaisseur voisine d'une cinquantaine de mètres mais l'origine stratigraphique ou tectonique de cette répétition reste à préciser. Vers l'ouest, au col de la Mousquère, ces calcaires ont une épaisseur du même ordre (env. 60 m) et ils renferment un niveau riche en orbitolines mais non localisé (pl. 6, fig. 4; EJD 3907) et à leur sommet des calcaires bioclastiques à grandes Exogyres. Sur la route de la Ballongue-nord, où affleurent également des calcaires à orbitolines, les calcaires bioclastiques se retrouvent également au sommet (Lembès). Par contre plus à l'est, sur la piste du Mail Blanc aucun de ces niveaux n'a été reconnu.

Compte tenu de conditions d'observations ponctuelles, une analyse plus détaillée sera encore nécessaire pour préciser la stratigraphie de ce Néocomien-Barrémien métamorphique indifférencié. Quoiqu'il en soit, il apparaît déjà que l'extension de ces formations est assez irrégulière et que leur épaisseur plutôt faible, suggère qu'ici comme dans la zone nord-pyrénéenne médiane, cet intervalle est très incomplet à cause des lacunes du Valanginien et de l'Hauterivien.

Aptien - Dans, l'unique et puissant ensemble subvertical attribué à l'Aptien qui associait les "Marnes à *Deshayesites*" et des "Calcaires urgo-aptiens" fossilifères mais indifférenciés (jusqu'à 350 m, ann. 12), les coupes des pistes de la Mousquère, d'Embech et du Mail Blanc (Fig. 9, a, b, c et d) permettent maintenant de distinguer trois séquences lithologiques successives bien que leurs épaisseurs restent assez approximatives à cause des failles transverses et que leurs faciès initiaux soient estompés (séq. I et II) ou complètement effacés par fluage et recristallisation (séq. III; Fig. 8 et 9).

La séquence I - Elle associe sur près de 100 m et avec une transition

ménagée:

- les schistes et les calcschistes sombres plus ou moins finement clivés ou massifs des "<u>Marnes à Deshayesites</u>" (50 m ; EJD 3701) ;

- des Calcaires marmoréens massifs gris, homogènes puis à faciès

"urgonien" où apparaissent successivement des orbitolines (EJD????) et des rudistes (Polyconites blancs et Toucasia noirs ; 50 m). Quelques chailles sont présents dans les calcaires à orbitolines de la coupe d'Embech. A l'ouest de la Mousquère, ces terrains sont transformés en marbres noirs, gris ou blancs à minéraux (pl. 3, fig. 4).

La séquence II - Au-dessus d'une discontinuité lithologique nette et sur une épaisseur d'environ 150 m, s'y succèdent:

- des calcaires marmoréens argileux noirs ou des calcschistes sombres de seulement quelques mètres d'épaisseur ;

- des calcarénites de granulométrie variable plus grossières et riches en entroques vers le haut (EJD 3702, 3703, 3939);

- des calcaires gris assez clairs renfermant plusieurs niveaux de chailles blanches souvent plus ou moins ramifiés et qui localement correspondent à des remplissages de grands terriers ("Thalassinoïdes", EJD 3704, 3705, 3938); vers l'est ces chailles disparaissent dès la rive droite du ruisseau de Lasquert (EJD 3706 et 3707).

La séquence III - Au-dessus d'un contact qui n'a pas pu être observé, elle montre le long du chemin de Bulan (sud-ouest de la Mousquère) et sur une épaisseur d'environ 200 m :

- des marbres saccharoïdes qui sont alternativement sombres et clairs

(70 m);

- des marbres saccharoïdes blancs, massifs et localement à entroques (130 m), qui étaient antérieurement attribués à l'Albien inférieur, et qui pourraient représenter d'anciens calcaires à Floridées.

Les coupes de l'Aptien non métamorphique du chaînon voisin de l'Estélas sont connues pour présenter une simple succession de marnes bédouliennes, de calcschistes gargasiens et de calcaires à floridées clansayésiens (Peybernès, 1976). Donc, faute de fossiles significatifs ou de coupes équivalentes voisines et datées, c'est en se référant au découpage séquentiel et aux attributions stratigraphiques proposées pour l'Aptien des Pyrénées occidentales (Lenoble & Canérot, 1993), que les trois séquences précédentes peuvent être attribuées successivement au Bédoulien - Gargasien basal, au Gargasien inférieur et au Gargasien supérieur - Clansayésien.

Albien. Pour terminer, les marnes noires gréseuses sus-jacentes cartographiées au-dessus des calcaires précédents dans les pelouses au nord du pic de Gespy et attribuées au Clansayésien - Albien inférieur (ann. 11 et 13) ne correspondent en fait qu'à des éléments resédimentés dans les premiers niveaux schisteux du Flysch noir ("Brèches de Castel Nérou") comme le montrent les pistes qui recoupent le contact (p. ex : Coume Longue). La disparition de ces marnes souligne donc déjà l'importance des érosions qui ont précédé le dépôt du Flysch noir.

En conséquence, les "Calcaires marmoréens" jurassiques et éocrétacés de cette rive droite de la vallée de Lachein présentent une constitution lithologique encore plus variée que celle admise antérieurement, en particulier en raison de la subdivision en sept niveaux des "Dolomies inférieures" et à celle en sept niveaux appartenant aux trois séquences des "Calcaires urgo-aptiens". Structuralement, les terrains jurassiques plongent plus ou moins fortement vers le sud-ouest selon leur position par rapport à la discordance kimméridgienne du Tuc aux Pentières alors que les terrains du Crétacé inférieur constituent un monoclinal subvertical. Ce dernier est morcelé en de nombreux segments plurihectométriques par le réseau des failles conjuguées NO-SE et NE-SO qui sont subverticales et à rejet pluridécamétrique.

#### 2.1.2 - Le Flysch noir ardoisier

Ce flysch d'âge albo-cénomanien (Albien moyen à Cénomanien inférieur) est essentiellement pélito-gréseux, mais des bancs de conglomérats s'y interstratifient dans sa partie inférieure alors qu'à sa base de volumineux olistolites de calcaires aptiens sont emballés dans des pélites conglomératiques de part et d'autre du sommet de Castel Nérou (pl. 8, fig. 1). Ses pélites correspondent à des schistes noirs à chlorite, à chlorite et biotite ou à biotite seule (Ravier, 1957; Goujou, 1987) qui sont localement assez fissiles (pl. 8, fig.2, 3 et 4) pour avoir été exploités dans les ardoisières d'Arrout. La base de ce flysch imperméable constitue ainsi la limite méridionale du bassin versant à l'ouest de Castel Nérou

alors qu'à l'est ses premiers 1200 m appartiennent au bassin et sont drainés par les ruisseaux de Cayssau, de Lasquert et de Coume Longue qui évacuent vers le Lachein les eaux de ruissellement et les abondants débris schisteux produits par son démantèlement superficiel. Les placages de débris superficiels les moins importants et les altérites rutilantes formées aux dépends des pélites basales du flysch en contact avec les calcaires karstifiés n'ont pas été cartographiés. La connaissance de ce flysch est indispensable car elle permet de suivre l'évolution tecto-sédimentaire des calcaires qu'il recouvre, à partir de l'Albien moyen puis ultérieurement, c'est à dire pendant l'ouverture puis l'inversion du fossé de la Ballongue.

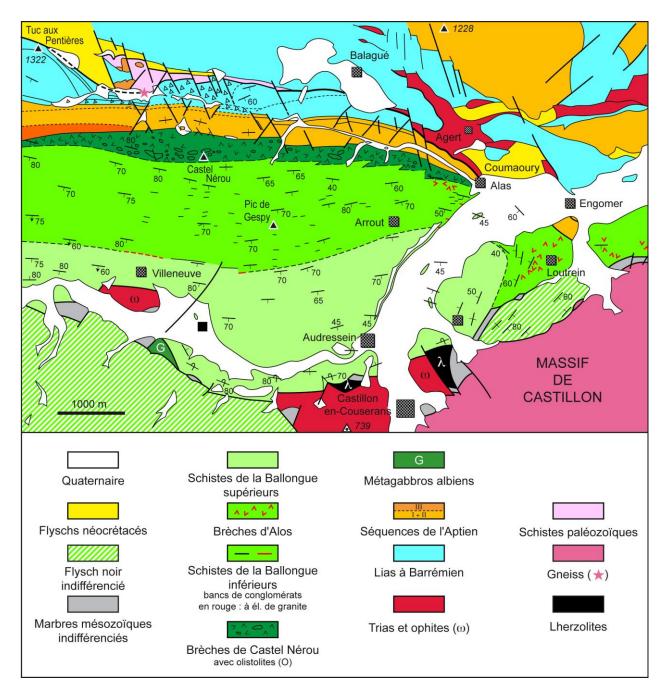


Fig. 12 - Géométrie des dépôts du Flysch noir dans le périclinal oriental du synclinal d'Audressein et extension du Keuper du diapir d'Argert (d'après 1/50 000 d'Aspet, en préparation).

La nouvelle cartographie de la partie inférieure de ce flysch confirme sa discordance sur un substratum de plus en plus ancien vers l'est (fig. 8 et 12). Mais, elle révèle également que l'érosion et la structuration de ce substratum sont distinctes de celles qui étaient précédemment admises (fig. 6).

Tout d'abord, il s'avère qu'outre l'Albien inférieur déjà mentionné, seul le sommet de l'Aptien a été érodé comme l'atteste la disparition des calcaires de la séquence III à l'est du col de la Croix d'Argent. En effet, plus à l'est, entre les ruisseaux de Cayssau et de Lasquert, les pistes du Bois du Rey et du gouffre de la Peyrère montrent que les schistes sombres qui étaient attribués aux « Marnes à Deshayesites", renferment des brèches ou des olistolites calcaires incompatibles avec cette attribution et que, de plus, vers l'ouest ils ne se prolongent pas entre des calcaires barrémiens et aptiens contrairement à ce qui était admis. Ces schistes et ces brèches appartiennent donc en réalité aux "Brèches de Castel Nérou" qui surmontent en discordance les calcaires sous-jacents du gouffre de la Peyrère. Ces derniers calcaires qui étaient tenus pour barrémiens, correspondent donc en réalité au sommet de la séquence II de l'Aptien de la crête des Cantères dont ils constituent le prolongement oriental.

Ensuite, il apparaît que ce flysch est de moins en moins épais vers l'est alors que sa base y est de plus en plus récente. La diminution de son épaisseur est décelable grâce aux derniers bancs des conglomérats du Pic de Gespy connus pour leurs galets de granite (au nord de Villeneuve et d'Argein, au sud-ouest d'Alas; ann. 11). Au sud du bassin versant, ils constituent un niveau repère discontinu et sous lequel il est possible de constater que sur une distance d'environ 4 km l'épaisseur des Schistes de la Ballongue inférieurs diminue approximativement de 1000 m (elle passe de 1500 à 500 m). En outre, la position stratigraphique diachrone et plus récente, de la base du flysch est mise en évidence par le tracé de la stratification des Schistes de la Ballongue dont des niveaux de plus en plus élevés viennent s'appuyer sur le sommet des Brèches de Castel Nérou suggérant leur remplacement latéral (fig. 12).

Enfin, immédiatement à l'est du bassin versant, la piste de Girech à Alas montre que les "Brèches de Castel Nérou" qui sont encore épaisses d'une centaine de mètres, sont surmontées par des "Brèches d'Alos" jusqu'à présent insoupçonnées en ce lieu. Malgré leurs affleurements médiocres, ces nouvelles brèches se caractérisent par :

- l'épaisseur plurimétrique à décamétrique de leur bancs ;
- la présence de galets et de blocs de granite seuls ou associés en proportion variable à des éléments calcaires mésozoïques, exactement comme dans le cas des premiers niveaux de "Brèches d'Alos" qui jalonnent la faille nord-pyrénéenne dans la forêt d'Orgibet (Debroas, 1987 ; ann. 17) ;
- leur position au-dessous des derniers bancs de brèche à galets de granite connus dans le lit du Lez au sud-ouest d'Alas qui conduit à en faire un équivalent latéral des bancs les plus élevés des conglomérats du Pic de Gespy (fig. 13).

- la situation de leur affleurement dans le périclinal oriental du synclinal d'Audressein à proximité des «Brèches d'Alos" qui affleurent sur la rive opposée du Lez près de Loutrein.

Par conséquent, dans le bassin versant du Baget et à ses abords orientaux le Flysch noir ardoisier dans ses relations avec son substratum présentent une organisation nouvelle (fig. 12):

- la base des "Brèches de Castel Nérou" repose bien en discordance sur un substratum de plus en plus ancien vers l'est mais ce substratum s'avère d'une part moins érodé que prévu car il correspond au seul sommet de la séquence II des calcaires aptiens, et d'autre part moins fracturé car les failles qui affectent le contact flysch-calcaire relèvent d'un réseau conjugué tardif :
- les "Brèches de Castel Nérou" constituent bien le niveau continu qui avait été initialement envisagé jusqu'à Alas (Debroas & Souquet, 1972, ann 9) avant d'être remplacé par un prisme centré sur Castel Nérou et s'amincissant vers l'est qui n'a plus lieu d'être (fig. 6, ann. 11 et 17);
- les "Schistes de la Ballongue" inférieurs dans lesquels s'interstratifient les bancs des conglomérats du Pic de Gespy (ex « Formation du pic de Gespy »), sont au contraire de moins en moins épais et de plus en plus élevés, donc plus récents, vers l'est en accord avec la position stratigraphique élevée des conglomérats à éléments de granite qui apparaissent à leur sommet ;
- les "Brèches d'Alos" découvertes près d'Alas sous les derniers bancs de conglomérats à éléments granitiques sont remplacées vers l'ouest par les bancs élevés des conglomérats du Pic de Gespy et vers l'est par les "Brèches d'Alos" situées près de Loutrein qui apparaissent dans la charnière du synclinal d'Audressein dont elles ne peuvent donc plus être séparées ni par une discordance (Casteras, 1950), ni par une faille (Debroas, 1976).

Une telle organisation témoigne de la présence d'<u>un biseau d'aggradation verticale (ou "onlap") du Flysch noir qui s'amincit vers le nord-est alors que son substratum aptien se relève dans la même direction au contact de la faille d'Alas (fig. 13). Elle correspond donc à une discordance synsédimentaire qui fut sans doute progressive. Elle réhabilite le remplacement latéral qui avait été initialement envisagé entre les "Brèches de Castel Nérou" et la "Formation du Pic de Gespy" s'amincissant vers l'est lors de l'identification de Flysch ardoisier (ann. 9) mais qui faute d'affleurements fut ensuite tenue pour trop incertain, et remplacé par un prisme de Brèches Castel Nérou remplissant un semi-graben (Debroas, 1985, 1987).</u>

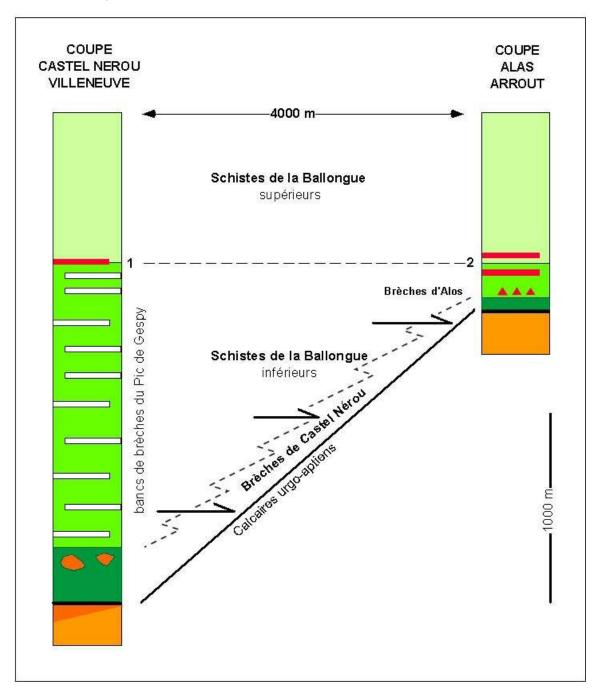


Fig. 13 – Le biseau d'aggradation verticale du Flysch noir albo-cénomanien sur le sommet érodé des séquences II et III de l'Aptien calcaire relevé contre la faille d'Alas.

## 2.2 - Les observations en rive gauche de la vallée de Lachein

Sur cette rive, entre le Tuc aux Pentières et las Hountas, s'échelonnent d'amont en aval : les flyschs néocrétacés d'Arbas, les marnes albo-cénomaniennes de Lachein, les schistes paléozoïques, le Trias supérieur et l'ophite et, enfin, la bordure septentrionale des Calcaires marmoréens (fig. 8 et 14). La connaissance de ces quatre ensembles de terrains imperméables ainsi que celle de leurs relations mutuelles ou avec les Calcaires marmoréens est indispensable pour suivre l'évolution des formations calcaires marmoréennes au cours du Crétacé supérieur, c'est à dire pendant le dépôt des flyschs d'Arbas puis lors de leur plissement.

# 2.2.1 - Les flyschs d'Arbas

Ces flyschs constituent l'extrémité orientale à la structure si diversement interprétée du complexe synclinal d'Arbas (ann. 3 à 7 et fig. 4 à 7). Dans la dernière interprétation proposée (fig. 6 et 7), ils étaient limités au sud par deux prolongements vers l'ouest de la faille d'Alas reconnus en lieu et place d'une discordance basale (Casteras, 1933, ann. 4 et 5). A l'est, dans l'alignement de la faille d'Alas classique passant au nord du Paléozoïque, le premier de ces prolongements correspond au "**chevauchement de Lachein**", ONO-ESE très redressé qui ramène les schistes paléozoïques et les marnes albocénomaniennes contre le sommet des plus orientaux des flyschs néocrétacés. A l'ouest et décalé vers le sud, le second prolongement correspond au « **chevauchement du Tuc aux Pentières** » par lequel la base des marbres affronte des niveaux élevés des flyschs d'Arbas. Entre ces deux failles inverses, la "**faille du col de la Houst**" qui les décale, apparaît comme l'accident vertical subméridien qui, plus au nord, effondre le cœur du synclinal d'Arbas au niveau des dolomies et calcaires jurassiques du Tuc de Garbé (fig. 14).

Dans ces conditions l'extrémité orientale du synclinal d'Arbas est donc constituée par deux domaines distincts de part et d'autre de la faille du col de la Houst.

A l'est, jusqu'aux abords de Béouch, le premier domaine correspond à un étroit diverticule du synclinal d'Arbas dont les couches très redressées à polarité ascendante vers le sud ont valeur de "flanc nord". Ce dernier est formé : à sa base, par les "Brèches de Cap de Milot", que la faille du Bois de la Gargale effondre au pied des dolomies et calcaires jurassiques et, à son sommet, par les "Marnes de la Pinte" sus-jacentes aux brèches précédentes et qui sont plissées et schistosées en avant du chevauchement de Lachein (EJD 3916, 3917, 3918).

A l'ouest, jusqu'à la crête du col de la Houst, le second domaine plus large correspond au cœur même du synclinal d'Arbas qu'occupent ici les premiers bancs parfois bréchiques des "Calcarénites de Montagnat" (col de la Houst; EJD 3921, 39??, ????), puis à son flanc sud subvertical à renversé qui de haut en bas est constitué des "Marnes de la Pinte" anormalement épaisses, des "Brèches de Cap de Milot" qui portent les Bordes de Lachein, et d'un affleurement des "Marnes de Lachein" localisé près du thalweg (EJD BOR1) mais qui était tenu pour chevauchant la base du flysch.

Seul ce domaine occidental, a été revu en détail car il est recoupé successivement par la route forestière de la Ballongue-nord, par les quelques pistes qui s'en détachent vers l'est puis en contre-bas par l'extrémité occidentale des pistes de Boussille et des Bordes de Lachein. Les précisions apportées à la structure de ce domaine, ont permis la mise en évidence d'une discontinuité qui partage l'extrémité orientale du flanc sud du synclinal d'Arbas en deux séries géométriquement distinctes (fig. 9a et b, 14).

La **série inférieure** affleure entre les abords sud-orientaux des Bordes de Lachein et la source du Cabernat. Elle voit se succéder les 3 termes suivants qui sont de moins en moins pentés vers le nord puis le nord-ouest et affectés de quelques plis d'entraînement synschisteux. De bas en haut, ce sont :

- les "<u>Marnes de Lachein</u>" qui correspondent environ à une centaine de mètres de marnes noires dans lesquelles s'interstratifient des microbrèches à "faciès Pic de Gespy" (EJD BOR1) et des calcarénites (EJD 3910) ;

- les "<u>Brèches de Lachein</u>" (antérieurement qualifiées de Cap de Milot) qui sur une épaisseur voisine de 150 m, se caractérisent par plusieurs bancs bréchiques, métriques ou plurimétriques à éléments mésozoïques et plus rarement paléozoïques qui forment des reliefs bien visibles au niveau des Bordes de Lachein où ils paraissent être interstratifiés dans des marnes noires comparables aux Marnes de Lachein ;

- les "<u>Marnes de la Pinte</u>" qui sur au moins 200 m d'épaisseur, montrent enfin de minces bancs de micrites sombres à Calcisphères et Globotruncanidés (EJD 3911, 3912 et 3913) interstratifiés dans des marnes sombres laminées.

La **série supérieure** est constituée des "Marnes de la Pinte" orientées ONO-ESE et à pendage globalement vertical puis, plus haut, par la base des "Calcarénites de Montagnat" qui sur la crête du col de la Houst occupe le cœur du synclinal d'Arbas. Les brèches à éléments de calcaires mésozoïques (Pl. 9, Fig. 6) qui affleurent au niveau de ce col (Casteras, 1933), sont clairement interstratifiées dans ces Calcarénites de Montagnat mais elles sont recoupées par la faille du col de la Houst

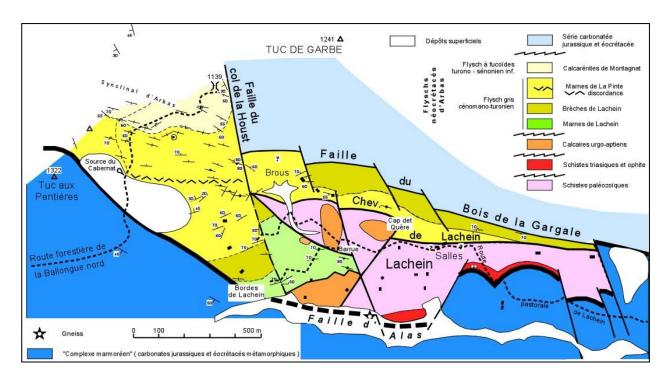


Fig. 14 - Nouvelle carte géologique interprétative détaillée des environs de Lachein (le paysage et l'interprétation géologique correspondante sont illustrés planche 2)

La **discontinuité** intermédiaire, recoupe obliquement les "Marnes de la Pinte" méridionales de direction sud-ouest/nord-est et à pendage moyen vers le nord-ouest suivant une direction ONO-ESE alors qu'elle est apparemment verticale et de même direction ONO-ESE que les "Marnes de la Pinte" septentrionales. Cette discontinuité n'est pas directement observable, néanmoins c'est exactement sur son tracé que la route forestière de la Ballongue-nord expose un niveau de flysch désorganisé épais d'une trentaine de mètres et constitué par des marnes à blocs, galets et graviers intraformationnels témoins d'une resédimentation par des coulées boueuses issues de slumps (certains blocs correspondent à des bancs plissés; pl. 9, fig. 3). Une telle discontinuité présente ainsi une similitude remarquable avec les deux discordances synsédimentaires déjà cartographiées de part et d'autre du diapir d'Arbas et également jalonnées par du flysch resédimenté (Debroas, 1984; 1991; ann. 18).

En **conséquence**, dans un tel contexte, cette discontinuité mise en évidence au sein des Marnes de la Pinte du flanc sud du synclinal d'Arbas correspond donc plus vraisemblablement à une <u>discordance synsédimentaire</u> intra turonienne qu'à une simple faille postérieure au dépôt du flysch. Toutefois, la possibilité d'un rejeu de cette discordance lors du plissement ne peut être exclue. Enfin, cette discordance enregistre un relèvement vers le Nord des couches du flysch méridional sous-jacent précisément en direction de l'extrémité occidentale voisine du Paléozoïque de Lachein (Fig. 14).

#### 2.2.2 - Les Marnes et les Brèches de Lachein

Outre leurs affleurements peu développés que l'on vient de citer à l'ouest de la faille du col de la Houst (§ 2.2.1), les **Marnes et les brèches de Lachein** affleurent essentiellement à l'est de cette faille. Elles sont entièrement couvertes de prairies, mais elles se localisent aisément grâce aux rochers blancs de calcaires urgo-aptiens qui les encadrent autour des granges de Barrué (pl. 2). Faute d'avoir pu observer de pendage lors de leur identification, elles étaient tenues pour discordantes à la surface des schistes paléozoïques voisins alors que les calcaires aptiens associés étaient considérés comme des olistolites emballés à leur partie inférieure. Les pistes de Barrué à Boussille et aux Bordes de Lachein qui les entaillent, ont permis de mettre en évidence les cinq faits suivants qui conduisent à une toute autre interprétation.

- 1) Les Marnes de Lachein correspondent bien aux **marnes noires riches en microconglomérats** qui avaient permis leur attribution à l'albo-cénomanien grâce aux orbitolines et algues Floridées remaniées dans leur matrice pélitique (faciès "Pic de Gespy » ; EJD 3829, EJD 3900, 3901, 3902). Mais, elles renferment également des bancs :
- de **grès quartzeux** minces et parfois à débris schisteux noirs, sans doute paléozoïques (EJD 3909, pl. 7, fig. 2) dont la composition est assez semblable à celle des « Grès de la Cape » qui au sud d'Arbas sont associés aux "Brèches de Cap de Milot » et datés au moins du Cénomanien moyen à supérieur grâce à une section de *Rotalipora cushmani* (ann. 14);
- de **marnes à galets ou à blocs** de grès, de quartzites, de lydiennes et de calcaires qui représentent les dépôts d'anciennes coulées boueuses de débris (débrites ; pl. 9, fig. 1) et qui paraissent devenir plus abondantes et plus épaisses vers la partie supérieure (pistes des Bordes de Lachein et de Boussille) ;
- de **conglomérats** à éléments mésozoïques et paléozoïques qui annoncent les Brèches de Lachein sus-jacentes.
- 2) L'ensemble des dépôts précédents s'agence en une **série normale** qui plonge d'environ 70° vers le NNO avec une épaisseur apparente de 200 à 250 m (fig. 7b). Cette série est affectée par une schistosité N100°E subverticale bien marquée dans les microconglomérats à matrice pélitique au sud de Barrué, et qui prolonge vers l'est celle des flyschs du synclinal d'Arbas. Elle est couronnée par les Brèches de Lachein qui remanient des schistes et des quartzites noirs paléozoïques, des dolomies et des calcaires mésozoïques (EJD 3923, 3924 et 3925) ainsi que des galets et des blocs de poudingue quartzeux blancs du Trias inférieur (EJD 3922) auxquels il faut ajouter les calcaires griottes dévoniens cités par M. Casteras (1933) mais qui n'ont pas été retrouvés.
- 3) La série normale précédente vient buter contre les schistes paléozoïques voisins à la faveur d'un contact oblique NO-SE de pendage inconnu mais qui semble plutôt fort à moyen en direction du sud, et qui se présente indiscutablement comme une faille. Sur la piste de Boussille, ce contact est même localement jalonné de dolomies grises fines très fracturées. Le remaniement d'éléments paléozoïques par les Brèches de Lachein permet de le considérer comme un **ancien escarpement de faille synsédimentaire**.
- 4) Dans un tel contexte, les Brèches de Lachein qui étaient tenues pour discordantes sur les schistes paléozoïques de la rive droite du ruisseau de Boussarach depuis leur reconnaissance par M. Casteras ("poudingue de base", ann. 4), mais qui apparaissent à nouveau au sommet des Marnes de Lachein comme à l'ouest de la faille du col de la Houst, sont donc indiscutablement comprises entre les Marnes de Lachein et les Marnes de La Pinte dans une position comparable à celles des Brèches de Cap de Milot situées au sud d'Arbas (ann . 18).
- 5) Enfin, les calcaires blancs urgo-aptiens à *Toucasia*, Orbitolines et Floridées (EJD BOR2 et LAC1, 3, 4 et 5) qui ne sont pas métamorphiques (pl. 3, fig. 4) et qui étaient tenus pour des olistolites emballés dans les Marnes de Lachein, paraissent plutôt correspondre à des **écailles** issues du morcellement tectonique d'un niveau calcaire continu qui constituait sans doute le substratum originel des Marnes (fig. 7b). En effet, si une resédimentation dans les marnes semble encore possible pour le plus petit des affleurements calcaires situés au sud de la faille synsédimentaire, sur la rive droite du ruisseau de Boussarach, elle s'avère invraisemblable pour les trois autres. Au sud des marnes, le plus grand des affleurements est traversé par l'aval du ruisseau de Boussarach. Il montre vers le nord un contact irrégulier avec la base visible des marnes qui semble très redressé vraisemblablement le long d'une faille (tracé en baïonnette selon des directions distinctes de la stratification des Marnes sus-jacente) jalonnée à son extrémité occidentale par de gros blocs de quartzites (écaille, niveau de blocs resédimentés ou filon à préciser). Vers le sud, ces calcaires disparaissent sous les dépôts de bas de versant du Tuc d'Embech qui

masquent leur contact anormal avec les Calcaires marmoréens (faille d'Alas). Vers l'est, enfin, un contact rectiligne, subvertical et SSO-NNE, sans doute anormal, les sépare des prairies de Lachein qui masquent vraisemblablement le prolongement vers le nord des schistes paléozoïques visibles dans le thalweg (cf § 2.3). Au nord-est des Marnes et de la faille synsédimentaire, les calcaires de Barrué et du Cap det Quère surmontent directement les schistes du Paléozoïque selon un contact anormal. Les contours suggèrent un plongement moyen de ce contact vers le sud et son recoupement par des failles conjuguées tardives. Le talus d'un chemin qui part de la route de Lachein, montre également le pendage moyen vers le nord de son contact anormal méridional avec les schistes primaires (rejeu tardif?).

En **conséquence**, dans de telles conditions, les Marnes et les Brèches de Lachein ne peuvent plus, ni être séparées des flyschs d'Arbas par une faille, ni être tenues pour discordantes à la surface des schistes paléozoïques de Lachein. Par contre, il est clair maintenant que ces terrains :

- représentent vraisemblablement la couverture des calcaires aptiens qui les accompagnent ;
- s'accumulent au pied de l'escarpement synsédimentaire à regard méridional qui les sépare des schistes paléozoïques ;
- se superposent et sans doute se remplacent latéralement à l'ouest de la faille du col de la Houst ;
- constituent dans le flanc sud du synclinal d'Arbas les premiers termes des flyschs du Crétacé supérieur.

L'alignement de cet escarpement synsédimentaire avec la discordance reconnue au sein des Marnes de La Pinte selon une direction assez voisine (Fig. 14), suggère qu'une extrusion synsédimentaire polyphasée des schistes paléozoïques de Lachein s'est produite dans le flysch d'Arbas entre la fin du dépôt des Marnes de Lachein et le début de celui des Marnes de La Pinte discordantes. Toutefois, si ces dernières sont directement datées du Turonien, l'âge cénomanien moyen à supérieur des Marnes de Lachein qui est fondé sur la similitude de ces faciès gréseux avec les grès quartzeux fossilifères de La Cape, demande encore à être précisé.

# 2.2.3 - Les schistes paléozoïques

Ils constituent une lame étroite (3000 x 300 à 0m) et irrégulière dont la quasi-verticalité et le caractère extrusif qui viennent d'être décelés à son extrémité occidentale au sein des flyschs cénomano-turoniens du synclinal d'Arbas, étaient depuis longtemps connus dans l'étroit vallon d'Estortes entre les dolomies jurassiques septentrionales à faible pendage vers le nord et les Calcaires marmoréens méridionaux à fort pendage vers le sud (Ann. 03, 4 et 8). Mais, couverts de dépôts superficiels et de prairies, ces schistes ne sont exposés que très ponctuellement le long des chemins. Déjà mentionnés à plusieurs reprises par les travaux antérieurs, leurs affleurements n'ont pas été systématiquement revus. Toutefois, à cause de l'intérêt structural de cette lame extrusive, tous ces affleurements méritaient d'être évoqués à l'occasion de la première mention des trop rares nouveaux.

Ces schistes paléozoïques apparaissent **au sud de Brous** entre le "chevauchement de Lachein" et la faille synsédimentaire qui les séparent respectivement du flysch cénomano-turonien au nord et des Marnes de Lachein au sud (fig. 14). La piste de Boussille qui les recoupe sur les deux rives du ruisseau de Boussarach, offre actuellement leurs meilleurs affleurements. Sur plusieurs dizaines de mètres de long, s'observent des schistes noirs, plus ou moins compacts ou luisants qui renferment des lamines silteuses et quelques bancs de grès mais qui sont très déformés et recoupés par de minces filons déformés de quartz laiteux (pl. 4, fig. 6). Ces schistes sont traditionnellement attribués l'Ordovicien (actuellement Cambro-Ordovicien) mais leur faciès n'est pas sans rappeler celui des schistes du Carbonifère. Les petites crêtes qui dominent au nord le ruisseau de Boussarach, montrent qu'ils sont extrêmement déformés sur leur bord septentrional où ils présentent un tectofaciès de "schistes à blocs" (EJD 3919 et 3920) avant de s'interrompre contre un épais filon de quartz déformé qui se suit sur une centaine de mètres à l'ouest du thalweg.

Aux abords de **Lachein** dans les prairies qui les masquent entièrement, leurs limites restent toujours interprétatives. Elles ont été tracées d'après la morphologie, en se fondant sur la présence assez constante en surface de débris schisteux et en faisant abstraction du manteau discordant de débris de

Crétacé supérieur et de Jurassique entaillé par la piste.

Les schistes affleurent encore de part et d'autre des calcaires urgo-aptiens du **Cap det Quère**. Au nord, sous les granges, et au sud, à la bordure méridionale des calcaires urgo-aptiens où ils étaient déjà connus, ainsi que dans le talus de la piste de Lachein.

Sur le méridien de Salles, A de Rivoyre (1949a, p. 33) à signalé du nord vers le sud jusqu'au ruisseau de Lachein, la succession de "schistes noirs brillants de teinte cuivrée », de "schistes marron foncés », de "schistes gothlandiens avec quartzites » et de "schistes verdâtres avec quartz ». Actuellement, les schistes bruns qui affleurent près de la **fontaine de Salles,** le long du chemin montant vers Béouch, paraissent plutôt correspondre à du flysch crétacé supérieur déformé. Par contre, au **sud de Salles,** en contrebas de la piste, un glissement de terrain récent à entamé l'épais manteau de débris schisteux noirs gorgés d'eau qui porte les prairies et il expose en place des <u>schistes noirs carburés</u> (et des <u>blocs</u> de calcaire noir ?). Enfin, entre **Salles et sa fontaine**, au nord de la piste, le fossé décape encore très superficiellement mais sur plusieurs mètres de long des <u>schistes noirs</u> altérés qui sont associés à des débris de grès et de lydiennes qui, compte tenu des conditions d'affleurement, rappellent aussi bien le tectofaciès des schistes à blocs du Paléozoïque déjà évoqué près de Brous que des schistes à blocs sédimentaires crétacés.

Au **sud-sud-ouest de Béouch**, où l'ancien chemin de Lachein montrait « une dizaine de mètres de <u>schistes noirs carburés</u> » (de Rivoyre, 1949a, p. 35), la piste actuelle ne montre plus que trois petits "affleurements" de débris schisteux noirs siluriens associés à des dépôts de pente. Mais, ils apparaissent dans une position délicate à interpréter : soit sous les brèches calcaires environnantes et vraisemblablement à la faveur d'accidents locaux NNO-SSE; soit sur les mêmes brèches mais alors sous la forme d'un remplissage du lapiaz qui les entaille et qui serait alimenté par les dépôts superficiels provenant de la "cuvette" située quelques dizaines de mètres plus haut dans les schistes de Béouch.

A **Louzech**, la piste a dégagé un affleurement altéré qui se situe dans le prolongement oriental de la bande de <u>schistes noirs carburés</u>, pyriteux et très déformés, à peine large d'une cinquantaine de mètres et où les schistes ont livré des orthocères et des lamellibranches du Silurien, au lieu dit la fontaine ferrugineuse (de Rivoyre, 1949 a et b).

Au **sud de Gers**, enfin, le chemin qui descend vers la Hille ne montre plus que très mal le plus oriental des affleurements paléozoïques constitué par "une lame, large de quelques mètres à peine, de quartzites et de schistes primaires" (Casteras, 1933, p. 405) ou par "une bande large d'une dizaine de mètres de <u>schistes noirs</u>, parfois rougeâtres et accompagnés de <u>blocs de quartzites</u>" (de Rivoyre, 1949a, p. 30).

En **conséquence**, malgré des affleurements très ponctuels et dispersés, les schistes paléozoïques de Lachein correspondent bien à la lame extrusive étroite et subverticale classiquement admise. Cependant, à l'interprétation d'un étroit gradin albo-cénomanien simplement effondré au pied de la faille d'Alas et surmonté en discordance par des Marnes de Lachein doit maintenant se substituer celle d'une extrusion qui s'effectue dans la partie inférieure du flysch d'Arbas et au moins en deux temps :

- d'abord du Cénomanien au Turonien par un jeu synsédimentaire responsable de l'escarpement de la faille bordière méridionale fossilisée sous une discordance intra-turonienne ;

- puis au cours des plissements synschisteux du Sénonien supérieur par le chevauchement de la faille bordière septentrionale (chevauchement de Lachein) sur le flysch cénomanoturonien.

## 2.2.3 - Le Trias supérieur et l'ophite

La série argilo-évaporitique du Trias supérieur et les dolérites tholéïtiques transformées (ophites) qui l'accompagnent, se rencontrent ponctuellement de part et d'autre des schistes paléozoïques. Leurs affleurements qui sont encore plus rares et ponctuels que ceux du Paléozoïque, ne permettent pas de préciser l'extension réelle de ces terrains qui reste donc très interprétative et sous-estimée à cause de l'importance du recouvrement superficiel. En fonction de leur position, ces terrains avaient été précédemment attribués :

- à la zone nord-pyrénéenne médiane, pour ceux placés au contact septentrional du Paléozoïque avec les calcaires et les dolomies jurassiques non métamorphiques ;

- à la zone nord-pyrénéenne interne, pour ceux placés au contact méridional du

Paléozoïque avec les Calcaires marmoréens.

Leurs affleurements ayant déjà été mentionnés à plusieurs reprises depuis leur découverte, ils n'ont pas été revus systématiquement sauf au niveau de la piste de Lachein qui, outre l'affleurement classique de la fontaine de Salles, en recoupe apparemment trois nouveaux. Néanmoins, à cause de l'intérêt structural de ce Trias et de l'exiguïté de ses affleurements qui ne permet d'en cartographier que les principaux, leur position méritait d'être rappelée avant d'être réinterprétée.

Dans le **contact septentrional** du Paléozoïque avec le Jurassique du massif de l'Estélas, ce sont d'ouest en est :

- les <u>argiles lie de vin</u> et les <u>calcaires chamois</u> de Louzech et du sud de Gers

(Dubreuil, 1968);

- les <u>calcaires chamois</u> qui forment une mince bande au pied de la tour Sainte Catherine (Roubault, 1928) et qui se relient vers l'est au Keuper du « Diapir d'Agert » (Dubreuil, 1968) par le Trias gypseux du chemin d'Alas à Balagué (Casteras, 1933).

Plus à l'ouest, dans le même contact du Paléozoïque avec le flysch d'Arbas, à défaut d'affleurement c'est le caractère sulfaté des eaux de la fontaine de Salles (Mangin, communication orale) qui laisse présumer de la proximité du Trias argilo-évaporitique.

Dans le contact méridional avec les Calcaires marmoréens, ce sont, toujours d'ouest en

est:

- la "roche très altérée ferrugineuse" (de Rivoyre, 1949a, p.41 ; Cassan, 1961), en fait une <u>ophite arénisée</u> qui jalonne le contact de la faille d'Alas avec le flysch d'Arbas au nord du Tuc aux Pentières :

- l'<u>ophite</u> saine mais légèrement dipyrisée (Roubault, 1928; EJD3926, 3927, 3928) et des "<u>marnes bariolées</u> du Keuper bien caractérisées sur une longueur de plusieurs mètres" (Roubault, 1928; Casteras, 1933; de Rivoyre, 1949a) qui affleurent au sud-est de la fontaine de Salles. Ces marnes correspondent manifestement aux <u>argilites verdâtres très claires à quartz bipyramidés et gypse</u> (Dubreuil, 1968; EJD 3915) que la piste entaille maintenant au contact des marbres;

- de gros blocs d'<u>ophite bréchifiée et altérée</u> dégagés par le talus nord de la piste sous l'une des granges de Coumette, précisément à proximité d'un affleurement de Trias non retrouvé (de Rivoyre, 1949) ;

- l'<u>ophite arénisée</u> également dégagée sur quelques décimètres carrés par la piste à quelques mètres à l'ouest de la source captée située au sud de Béouch mais, où comme précédemment pour le Paléozoïque, il est difficile de préciser le mode de gisement, en place à la faveur d'une faille transverse ou tombée du cirque de Béouch bien que l'arénisation de l'ophite semble incompatible avec un transport et incite plutôt à pencher pour la première hypothèse.

Entre les deux contacts ce sont encore de l'ophite arénisée et du gypse blanc pulvérulent (?) qui ont été décapés ponctuellement (et temporairement car ils n'ont pas été retrouvés en 2008) dans le fossé de la piste de Lachein au SSO du Cap det Quère où ils apparaissent soit à la surface du Paléozoïque, soit pincés en son sein et vraisemblablement au niveau d'un accident SO-NE. Enfin, près de Béouch, dans une position incertaine, qui n'a pas été réexaminée, ce sont : des <u>cargneules</u> (Roubault, 1928) et des <u>argiles bariolées</u> (Casteras, 1933) que ces deux auteurs placent dans le contact septentrional ou bien des <u>argiles verdâtres</u> placées au contraire dans le contact méridional (de Rivoire, 1949a) alors que des <u>argiles</u> et des <u>marnes bariolées</u> ont également été cartographiées entre ces deux contacts là où elles séparent également les schistes ordoviciens à l'ouest et siluriens à l'est (Dubreuil,1968).

Par conséquent, à la présence d'ophite près, la composition de ce Trias est la même de part et d'autre du Paléozoïque. En particulier, le Trias qui est placé au sud du Paléozoïque ne montre aucune des transformations du métamorphisme pyrénéen mésozonal (cornéennes tachetées, marbres à minéraux) qui caractérisent la zone nord-pyrénéenne interne (par ex. fossé de la Ballongue). Ce Trias ne se différencie donc pas de son homologue septentrional car les deux présentent les mêmes faciès faiblement transformés qui sont typiques de la zone nord-pyrénéenne médiane (par ex. Trias d'Arbas anchi à épimétamorphique, Debroas & al., 1991). Ces affleurements de Trias paraissent ainsi correspondre à des lambeaux étirés d'un ensemble initialement plus large qui aurait enveloppé les schistes paléozoïques en les séparant plus ou moins de leur encaissant de flysch au cours de leur extrusion crétacée. Compte-tenu du contexte régional, l'ascension de ce Trias à travers sa couverture à sans doute débuté bien avant l'extrusion du Paléozoïque et

très vraisemblablement au niveau d'une ride diapirique alignée sur la faille d'Alas et qui accompagnait les premiers stades de son fonctionnement.

#### 2.2.4 - Les Calcaires marmoréens

Ce dernier ensemble carbonaté arme le modeste et discontinu "chaînon" qui s'allonge de Béouch à Sainte Catherine. Mais au lieu des terrains du Lias et du Dogger qui avaient été placés là en couverture normale du Paléozoïque à la suite d'attributions stratigraphiques erronées (fig. 6), il s'avère maintenant qu'il est constitué par l'accumulation originale des Brèches de Coumette et par les diverses formations du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur déjà connues en rive gauche et qui ici s'échelonnent clairement d'ouest en est le long de la faille d'Alas.

#### A - Les Brèches de Coumette

Ces brèches sont entaillées par la piste de Balagué à Lachein sur une longueur de près de 1000m de part et d'autre de Coumette, du sud de Salles au sud de Béouch. Il n'est plus possible de les attribuer au Lias inférieur car elles sont massives, apparemment inorganisées et qu'elles se développent entre, d'une part, le Paléozoïque et les lambeaux de Trias et d'ophite qui le frangent, et, d'autre part, le Kimméridgien qui sera décrit ultérieurement (§ 2.2.4 B). Ce Kimméridgien paraît les surmonter près de Béouch et les remplace latéralement au niveau de la piste de Lachein (fig. 8). Les brèches occupent ainsi la place de la base du Malm, du Dogger et du Lias. Ce sont d'ailleurs ces terrains là et le complexe calcaréo-dolomitique kimméridgien qui ont fourni les éléments calcaires, dolomitiques et schisteux des brèches. Ces éléments peuvent être très hétérométriques (centimétriques à plurimétriques) et associés en proportion variable par un liant carbonaté plus ou moins abondant conférant ainsi des faciès variés aux brèches.

Les plus développées de ces brèches sont polygéniques et d'apparence sédimentaire bien qu'elles ne semblent pas stratifiées. Elles correspondent surtout à des brèches à éléments noirs (dolomitiques) et blancs (calcaires) jointifs ou disjoints qui flottent dans une matrice grise claire et calcaréo-dolomitique (pl. 6, fig. 2), plus localement, au contact des calcaires kimméridgiens, ce sont des brèches à éléments calcaires rosés abondants et rares blocs de dolomie noire qui sont emballés dans une matrice grise assez sombre et apparemment calcaire (pl. 6, fig. 1; EJD 3930). Sur le sentier qui descend de la piste vers le ruisseau de Lachein et le terminus de la piste du Mail Blanc, les premières de ces brèches emballent également de volumineux blocs de dolomie noire près de la cote 695 (EJD 3931 et 3932). D'autres brèches sont monogéniques, elles correspondent localement à des brèches de fracturation hydraulique aux éléments calcaires très anguleux et à liant de calcite claire plus ou moins développé. Elles renferment aussi de larges panneaux fracturés de calcaires gris laminés ou bioturbés qui sont attribuables au Kimméridgien.

L'ensemble de ces brèches constitue un corps aux limites irrégulières. Son l'épaisseur, difficile à estimer compte tenu de l'absence de stratification et d'un recoupement par des failles transverses, est très incertaine mais ne paraît pas dépasser 2 à 300 mètres (fig. 9c). L'organisation interne de ce corps bréchique reste encore à établir.

# B - Les formations du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur

Ces formations ont été distinguées grâce à l'observation ponctuelle des divers faciès caractéristiques qui ont été reconnus dans les marbres de la rive opposée. A défaut d'une coupe continue complète ou d'une cartographie exhaustive de leurs affleurements, c'est l'examen des photos aériennes qui a suggéré leur extension en particulier grâce aux couches bien visibles du "Complexe calcaréo-dolomitique médian" à l'ouest ou des schistes aptiens à l'est. Cet examen a également permis d'appréhender le réseau de failles conjuguées NO-SE et NE-SO qui affecte l'ensemble des terrains (fig. 15).

De Béouch à Alas les terrains suivants, très redressés, se succèdent dans l'ordre stratigraphique normal.

Les "<u>Brèches polygéniques kimméridgiennes</u>" sont peut-être présentes près de Béouch sous le complexe suivant mais elles n'ont pas encore été distinguées des "Brèches de Coumette". Le "Complexe calcaréo-dolomitique médian" du Kimméridgien est

identifié sur la piste de Lachein. Du sud de Béouch au sud de Louzech, ses bancs plongent d'une soixantaine de degrés vers le sud-est et les photos aériennes de 1962 montrent bien leur extension latérale de part et d'autre de la piste qui les traverse obliquement (fig. 15). Des micrites noires à *Exogyra virgula* y apparaissent au sommet de nombreuses séquences d'épaisseur métrique à plurimétrique. Les plus complètes de ces séquences sont séparées par des surfaces de discontinuité. Elles montrent de bas en haut :

- des dolomies blanches ou grises parfois laminées ;
- des calcaires de teinte claire ;

- des calcaires sombres, fins, plus ou moins argileux et parfois bioclastiques qui renferment les petites exogyres blanches et qui, vers leur sommet, sous la discontinuité, peuvent être bioturbés par des *Thalassinoïdes* responsables du faciès traditionnellement qualifié de "calcaire tigré" (pl. 5, fig. 5).

L'épaisseur apparente de ce complexe kimméridgien semble voisine de 300 m.

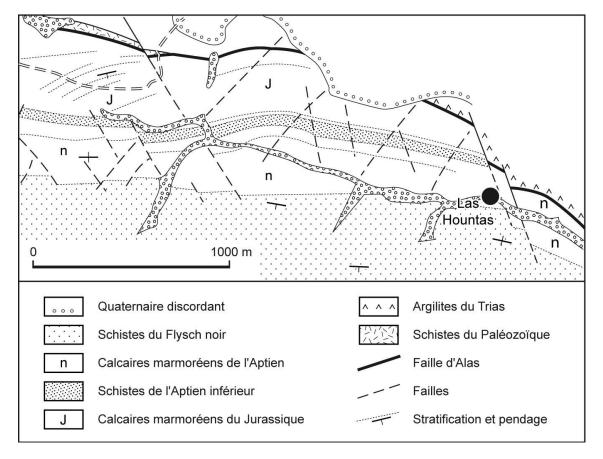


Fig. 15 – Esquisse structurale des calcaires marmoréens à l'aval du bassin versant (photo interprétation d'après les photos aériennes n° 040 et 041 ; IGN, 1962).

Les "<u>Dolomies supérieures</u>" du Tithonien correspondent aux dolomies grises à grain fin reconnues au sud-ouest de Couerle et aux calcaires marmoréens clairs indifférenciés (parfois vacuolaires) qui les remplacent ailleurs. La limite inférieure de ces terrains a été seulement estimée d'après le changement de morphologie observé sur les photos aériennes de 1962. Leur épaisseur totale qui ne paraît pas dépasser 200 m, est vraisemblablement plus faible compte-tenu des plis qui affectent les Calcaires marmoréens au nord-est de Couerle où se développent également des brèches.

La "<u>Brèche limite</u>" correspond ici à quelques mètres de brèches polygéniques à éléments calcaires qui ont été trouvées au nord de Capitani et sur la crête de part et d'autre de la tour Sainte-Catherine où elles paraissent manifestement interstratifiées dans la série (EJD3944 et 3945).

Les calcaires du Néocomien-Barrémien épais d'une trentaine de mètres

sont essentiellement représentés par trois termes successifs. A la base, ce sont des calcaires gris et fins qui au sud de Haute Serre sont recoupés par le chemin horizontal venant de Gers. A une vingtaine de mètres à l'ouest de l'embranchement de ce chemin avec celui descendant vers Couerle, ces calcaires ont montré un microfaciès de micrite à fantômes de Trocholines (EJD 3692; pl. 3, fig. 1) qui a conduit à les attribuer aux "Calcaires à Trocholines et Dasycladacées" du Berriasien supérieur. Au sud de Haute Serre(Capitani), ces calcaires sont surmontés par un banc de calcarénites à entroques, à patine rousse qui avait été attribué au Lias moyen, mais qui en réalité par son faciès et sa position représente plutôt les "Calcaires roux" du passage Berriasien-Valanginien. Les "Calcaires à Annélides" du Barrémien et du Bédoulien basal susjacent n'ont pas été reconnus ici. Toutefois, sur la crête au sud-est de Haute-Serre, les calcaires gris précédents sont couronnés par un banc de calcaire gris beige à débris coquilliers noirs (*Toucasia*?) qui pourrait représenter un témoin des "Calcaires urgo-barrémiens".

Les "Marnes à Deshayesites" du Bédoulien sont représentées par des calcschistes ardoisiers sombres à petits cubes de pyrite entre Capitani et le nord de la grotte Sainte-Catherine où ils disparaissent tronqués par une faille NNO-SSE (EJD 3697, 3708, 3709). Ces terrains déterminent une zone de pelouses bien visible dans le paysage et sur les photos aériennes (fig. 15). Aux abords de la cote 702, ils surmontent les calcaires précédents par l'intermédiaire de calcaires argileux en plaquettes à patine beige. Sur la même transversale, leur partie médiane, correspond à un banc de calcaire argileux sombre qui renferme de rares petites belemnites (à l'origine de leur attribution au Lias moyen à supérieur dans l'interprétation précédente). A leur sommet, ils sont enfin remplacés par des calcaires argileux sombres. L'épaisseur totale de ces calcschistes est de l'ordre d'une soixantaine de mètres. La schistosité ardoisière régionale S1 qui affecte ces terrains est en moyenne très redressée à plongement sud et de direction proche d'est-ouest. Localement elle est ployée par des crochons métriques au niveau de certaines des failles transverses conjuguées repérées sur photo aérienne (sud-est de Haute Serre, sud-sud-ouest des ruines de Sainte Catherine ; pl. 6, fig. 5).

Les "<u>Calcaires urgo-aptiens</u>" succèdent normalement aux schistes précédents. Entre la crête de Haute Serre (cote 702) et le confluent des ruisseaux de Lachein et de Lasquert, une coupe qui est affectée dans sa partie moyenne par une des failles conjuguées NO-SE et NE-SO du réseau décelé sur les photos aériennes de 1962 (fig. 15), montre de bas en haut :

- une cinquantaine de mètres de calcaires gris clairs et massifs qui renferment à leur sommet des fantômes d'orbitolines et des rudistes (débris noirs de *Toucasia*, test blanc de *Polyconites*?);

- une lacune d'observation de quelques mètres qui correspond sans doute à des calcschistes ou à des calcaires argileux sombres ;

- une dizaine de mètres, des calcaires gris assez sombres ;
- quelques mètres de calcaires gris clairs et des calcarénites beiges à

entroques;

- un peu moins de 200 m de marbres blancs et gris dont le sommet supporte la base du Flysch noir dans le thalweg du ruisseau de Lachein.

Latéralement vers l'est, aux abords des grottes de Sainte-Catherine et plus à l'Est jusqu'à Alas, ces calcaires aptiens qui étaient déjà bien recristallisés, laissent place à des marbres à minéraux qui n'ont pas été examinés en détail.

En **conséquence**, les "Calcaires marmoréens" de cette rive gauche de la vallée de Lachein, se caractérisent donc par la succession stratigraphique suivante :

- les "Brèches de Coumette" qui surmontent le Paléozoïque en occupant la place des formations du Lias, du Dogger et d'une partie du "Complexe calcaréo-dolomitique médian" qu'elles remanient :

- une série du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de même constitution que celle qui a été reconnue sur la rive opposée (aux « Calcaires à Annélides » près) et où la séquence III de l'Aptien à également été érodée sous la discordance du Flysch albo-cénomanien.

Structuralement, ces terrains constituent une série très redressée qui plonge vers le sudest puis vers le sud et qui est morcelée en de nombreux segments plurihectométriques par les failles conjuguées NO-SE et NE-SO subverticales et à rejet décamétrique. Enfin, leur pendage souligne leur nette obliquité contre leur contact ONO-ESE avec la lame paléozoïque de Lachein (fig. 15) que jalonnent les lambeaux de Trias et d'ophite très déformés mais peu transformés. Une telle discontinuité implique que ces

Calcaires marmoréens soient séparés du Paléozoïque et du Trias par un **contact anormal majeur**. Ainsi redéfinie au nord des marbres, cette faille qui avait déjà été admise (Roubault, 1928; Dubreuil, 1968), constitue le véritable prolongement vers l'ouest de la **faille d'Alas** qui occupe la même position structurale que près d'Alas où elle fut initialement décelée comme au pied du Tuc aux Pentières où elle fut ensuite prolongée.

#### 2.3 - Les observations au fond de la vallée de Lachein

Dans sa partie moyenne le fond de la vallée de Lachein montre une discontinuité, visible sur les photos aériennes IGN de 1962, entre les Calcaires marmoréens est-ouest et verticaux de la rive droite et ceux sud-ouest-nord-est à fort pendage sud-est de la rive gauche (fig. 15). Cette discontinuité avait été attribuée à une faille subverticale et prolongée sur toute la longueur du thalweg, du sud des Marnes de Lachein à l'extrémité orientale des marbres, en raison d'attributions stratigraphiques erronées des marbres de la rive gauche (cf. ante). Le réexamen des affleurements médiocres qui apparaissent plus ou moins ponctuellement entre et sous les divers placages quaternaires de son thalweg (alluvions, éboulis, tufs) ou de ses abords immédiats, à permis d'y reconnaître d'amont (ouest) en aval (est) et à la place des terrains du Lias-Dogger et du Néocomien-Barrémien précédemment admis, la succession des différents terrains suivants.

Des **brèches polygéniques à éléments calcaires et dolomitiques** affleurent au bas du versant méridional du vallon de la Mousquère entre le terminus des deux pistes du Riat (sud des Bordes de Lachein ; fig. 9b). Elles se placent entre les dolomies noires, les schistes et les calcaires du Lias et du Dogger qui descendent du Tuc aux Pentières avec un pendage sud-ouest voisin de 45° et la série éocrétacée ouest-est et verticale du Tuc d'Embech. Elles apparaissent cartographiquement comme un jalon qui relie la "Brèche limite" de la route de la Ballongue-nord avec le sommet des "Brèches de Coumette » définies en rive gauche.

Des **calcaires urgo-aptiens** sont entaillés par le thalweg entre ses confluences avec les ruisseaux de Boussille et de Boussarach. Ils constituent la bordure méridionale des calcaires qui supportent vraisemblablement les Marnes de Lachein.

Des schistes noirs à blocs, verticaux, très déformés et à filonnets de quartz affleurent ponctuellement sur la rive droite du thalweg face au confluent du ruisseau de Boussarach. Comme ils présentent le même tectofaciès que les schistes précédemment décrits au sud de Brous, ils sont donc également attribués au Paléozoïque. Ils constituent l'extrémité sud-occidentale de l'aire d'affleurement présumé des schistes de Lachein déjà évoquée en rive gauche.

Des gneiss mylonitisés très altérés (arénisés) et des micaschistes verdâtres sont exposés au sud de la confluence avec le thalweg occidental descendant de Lachein (fig. 14). Ils affleurent sur quelques mètres carrés et dans deux affleurements distants d'une dizaine de mètres. Les gneiss correspondent à des orthogneiss de faciès amphibolite (pl. 4, fig. 4;EJD 3933, 3934, 3935, 3937, 3949). Les micaschistes à schistosité bien marquée sont chloritisés (EJD3950). A ce gisement en place, s'ajoute un petit bloc déplacé de gneiss non altéré qui a été trouvé parmi les dépôts superficiels à 300 m à l'ENE sur le sentier des granges de Lachein. Ce bloc correspond à un paragneiss granulitique à grenat de texture granoblastique qui montre deux paragenèses successives (EJD 3905; pl.4 fig. 3). Ces deux types de gneiss et les micaschistes associés se localisent précisément sur le tracé de la faille d'Alas où ils apparaissent comme des témoins de la croûte continentale amincie du fossé de la Ballongue.

Des **calcaires jaunes bréchifiés** vraisemblablement triasiques et des **argilites verdâtres** très claires du Trias déjà remarquées par de Rivoyre (1949a p ; 40) ; très écrasées (EJD 3936), ils affleurent en rive gauche au sud-sud-est de la cote 793. Ces terrains sont placés entre le Paléozoïque de la rive gauche et les schistes noirs du Lias qui affleurent au-dessus des éboulis de la rive droite. Ils constituent un jalon du Trias situé en avant de la faille d'Alas.

Des **chloritoschistes verdâtres et riches en pyrite, compacts et à minces lits feldspathiques microplissés** (pl. 4, fig. 5 ; EJD 4424 et 4425) sont décapés sur plusieurs mètres au départ d'une piste montant vers les granges de Lachein par la rive droite du thalweg qui descend de la fontaine de Salles. Ils représentent un nouveau témoin de la croûte du fossé de la Ballongue le long de la faille d'Alas.

Des **schistes verts triasiques** écrasés affleurent encore ponctuellement à peu près à mi-chemin des affleurements situés à l'amont et à l'aval.

Des **schistes et des calcaires noirs bréchifiés** affleurent ponctuellement sur quelques dizaines de mètres un peu à l'est de la cote 744. Bien distincts des schistes de Lachein, ils sont attribuables au Lias moyen-supérieur.

Des **dolomies** noires et cristallines du Dogger bréchifiées ou très fracturées, se suivent sur une centaine de mètres à l'aval des schistes précédents jusqu'à une nette rupture de pente du thalweg située au sud-ouest de Coumettes.

Un volumineux amas de **tuf calcaire** quaternaire se développe au niveau de la rupture de pente précédente.

Des **brèches polygéniques calcaires et dolomitiques** prolongent vers l'est le sommet des "Brèches de Coumette" de part et d'autre du terminus de la piste du Mail Blanc. Encore plus à l'est, elles se prolongent par la "Brèche limite" qui a été reconnue en rive gauche (Capitani et Ste Catherine). Ces brèches séparent les calcaires et les dolomies du Malm reconnus en rive gauche avec un plongement d'une soixantaine de degrés vers le sud-est et la base du Crétacé ("Calcaires à Trocholines et Dasycladacées") subverticale et est-ouest de la rive droite (Mail Blanc ; fig. 7d et 15).

Des **schistes noirs** apparaissent au sud-sud-ouest de Louzech et aux abords de la Hille. Ils occupent une position intermédiaire entre les affleurements subverticaux des "Marnes à *Deshayesites*" qui ont été reconnus vers l'ouest en rive droite et vers l'est en rive gauche. Ils sont donc naturellement attribuables à la même formation de l'Aptien inférieur.

Des **marbres argileux sombres** et épais de quelques mètres, affleurent à environ 300 m à l'est de la Hille. Ils correspondent à la base de la séquence II de l'Aptien qui a été identifiée en rive gauche, dans les calcaires sombres de la coupe de Ste Catherine à 800 m plus à l'est, et en rive droite, dans les calcschistes sombres de la coupe des Cantères.

Des **marbres** affleurent encore plus à l'est où ils sont isolés entre les alluvions et la base du Flysch noir. Leur position au sommet de la coupe de Ste Catherine décrite en rive gauche conduit à les attribuer au sommet de la séquence II de l'Aptien.

En **résumé**, dans le fond de la vallée de Lachein affleurent donc :

- les calcaires urgo-aptiens non métamorphiques, les schistes paléozoïques très déformés et les argilites triasiques schistosées et écrasées mais peu métamorphisées qui appartiennent à la zone nord-pyrénéenne médiane ;
- les gneiss mylonitisés et les micaschistes qui jalonnent ponctuellement la **faille d'Alas** au sud de Lachein et qui représentent le socle de la zone nord-pyrénéenne interne ;
- les divers terrains carbonatés, dolomitiques ou schisteux de la zone nord-pyrénéenne interne avec en particulier le sommet des Brèches de Coumette et ses prolongements latéraux qui les relient aux affleurements occidentaux et orientaux de la "Brèche limite" berriasienne.

Structuralement, la continuité des séquences I et II de l'Aptien qui a été mise en évidence entre les deux rives du ruisseau de Lachein s'oppose clairement au passage de tout accident important dans son thalweg. Ainsi, la discontinuité angulaire jalonnée de brèches qui a été observée entre les marbres jurassiques et éocrétacés tant à la partie supérieure du thalweg que vers son milieu, doit donc être attribuée à une **discordance**. L'ensemble des observations réalisées dans le thalweg et sur ses deux rives, indique qu'il s'agit d'une <u>discordance cartographique</u> (fig. 8 et 15), angulaire (fig. 9) et anté-bérriasienne (fig. 8 et 10). En effet, cette discordance tronque les divers terrains jurassiques dont les pendages divergent de part et d'autre des Brèches de Coumette, vers le SSO à l'ouest et vers le SSE à l'est, et ébauchent ainsi <u>un anticlinal largement ouvert, faillé, dissymétrique</u> dont l'axe subméridien est actuellement très redressé. Cet anticlinal érodé est scellé par la base des marbres éocrétacés actuellement est-ouest, subverticale et formée par le sommet des "Brèches de Coumette" massives, (suivie) de part et d'autre de celles-ci, par la "Brèche limite" berriasienne qui prolonge latéralement les précédentes. Ces brèches qui paraissent ainsi indissociables, (ont vraisemblablement) une origine commune.

# 3 - LES CONSÉQUENCES RÉGIONALES

#### 3.1 - Une nouvelle interprétation géologique du bassin versant

Les nombreuses observations précédentes ont permis de préciser ou de modifier plus ou moins

notablement les diverses données de la dernière interprétation géologique du bassin versant du Baget. Elles conduisent ainsi à préciser sa stratigraphie et surtout à proposer une nouvelle interprétation de sa structure.

#### 3.1.1 – Les précisions stratigraphiques

Le cadre lithostratigraphique de l'interprétation précédente n'ayant pas subi de modifications fondamentales, seules les nombreuses précisions qui lui ont été apportées, seront rappelées ci-après.

<u>Paléozoïque</u>. Aux schistes cambro-ordoviciens et siluriens de Lachein depuis longtemps connus, sont maintenant associés les micaschistes et les gneiss qui affleurent sur le tracé de la faille d'Alas dans le thalweg du ruisseau de Lachein.

<u>Trias</u>. Le « cortège triasique » est bien constitué de calcaires chamois, de cargneules, d'argilites rougeâtres ou verdâtres parfois à rares quartz bipyramidés et à gypse du Trias supérieur auxquels sont associées des ophites du début du Lias. Ces terrains sont déformés et transformés comme leurs homologues nord-pyrénéens voisins (Debroas & al., 1991). En effet, ni les cornéennes tachetées, ni les marbres riches en minéraux qui sont caractéristiques du Trias métamorphique de la zone interne, n'ont été observés dans les affleurements qui ont été revus ou découverts.

<u>Lias</u>. Les calcaires dolomitiques et ceux à microrythmes stromatolitiques du Lias inférieur ainsi que les schistes sombres du Lias supérieur depuis longtemps observés sur les pentes du tuc aux Pentières montrent une épaisseur totale d'une cinquantaine de mètres. Cette épaisseur est anormalement faible dans une région où le Lias atteint 200 m. Elle semble donc essentiellement liée à de la déformation au contact de la faille d'Alas.

Les « <u>Dolomies inférieures</u> » du Dogger et de l'Oxfordien ont été localement décomposées en onze niveaux successifs dont l'épaisseur totale observable sous la discordance kimméridgienne est seulement d'une trentaine de mètres (Fig. 11). Ailleurs, leur composition reste à préciser.

Les « <u>Brèches polygéniques kimméridgiennes</u> » à éléments de calcaire blanc sont localement épaisses d'une quinzaine de mètres. Elles surmontent les dolomies précédentes à la faveur d'une discordance angulaire nette qui atteint une quarantaine de degrés (Fig. 11).

Le « <u>Complexe calcaréo-dolomitique médian</u> » du Kimméridgien est apparemment épais d'environ 250 m. Des brèches sont encore interstratifiées à sa partie inférieure. Il montre de nombreuses séquences plurimétriques à la partie supérieure desquelles apparaissent les micrites sombres à *Exogyra virgula* qui avaient permis sa datation. Sous la discontinuité sommitale de ces séquences les micrites sombres peuvent être bioturbées par des *Thalassinoïdes*. Le détail des bonnes coupes de la route forestière de la Ballongue et de la piste de Lachein reste à établir.

Les « <u>Dolomies supérieures</u> » du Tithonien sont massives, finement cristallines, de teinte grise très claire et épaisses d'environ 150 m.

La « <u>Brèche limite</u> » du Berriasien inférieur et moyen qui jalonne le contact entre les terrains jurassiques et crétacés sur une épaisseur de quelques mètres, est maintenant reconnue sur toute la longueur du bassin. Il est également apparu que sur une longueur de quatre kilomètres de part et d'autre des granges de Coumettes, elle repose en discordance angulaire et cartographique sur les terrains du Jurassique qui sont ployés dans une large voute anticlinale et érodés jusqu'au Lias. De plus, toujours de part et d'autre de Coumettes mais seulement au niveau de la charnière anticlinale et sur une longueur de 1000 m, cette brèche, qualifiée de « Brèches de Coumette », semble atteindre une épaisseur de l'ordre de 2 à 300 m et occupe la place des terrains jurassiques (fig. 8 et 10).

Les « <u>Calcaires à Trocholines et Dasycladacées</u> » du Berriasien supérieur qui surmontent la « Brèche limite », sont massifs, micritiques et de teinte gris moyen. Ils ont livré un fantôme de Trocholine au sud de Serre Haute. Sur les deux flancs de la vallée leur épaisseur atteint une trentaine de mètres. Ils disparaissent vers l'ouest du bassin.

De possibles « <u>Calcaires roux</u> » du passage Berriasien-Valanginien ont été reconnus dans les calcarénites à entroques et patine rousse qui affleurent ponctuellement au sud de Serre Haute.

Les « <u>Calcaires à Annélides</u> » du Barrémien et du Bédoulien basal sont épais d'une cinquantaine de mètres et couronnés par des calcaires bioclastiques à orbitolines ou à grandes exogyres mais ils ont une extension limitée à la partie occidentale du bassin (ouest du Mail blanc).

De possibles "Calcaires urgo-barrémiens" gris-beiges à débris coquilliers noirs

(Toucasia ?) ont été identifiés ponctuellement au sud de Haute Serre.

Les « Marnes à *Deshayesites* » et les « Calcaires urgo-aptiens » s'étendent sur toute la longueur du bassin. La subdivision des "Calcaires urgo-aptiens" en six niveaux successifs parfois encore fossilifères (rudistes, orbitolines, entroques et terriers) à permis d'identifier trois séquences successives (fig. 10). La séquence I associe les schistes et les calcschistes des « Marnes à *Deshayesites* » et des calcaires à orbitolines puis à rudistes sur une centaine de mètres d'épaisseur ; elle est attribuable au Bédoulien-Gargasien basal. La séquence II voit se succéder sur une épaisseur voisine de 150 m des calcaires argileux ou des calcschistes sombres, des calcarénites devenant plus grossières et plus riches en entroques puis des calcaires à chailles ; elle est attribuable au Gargasien inférieur. La séquence III, conservée seulement à l'ouest du bassin versant, montre sur près de 200 m d'épaisseur une alternance de marbres saccharoïdes sombres et clairs puis des marbres saccharoïdes blancs dans lesquels des entroques sont localement conservées ; elle est attribuable au Gargasien supérieur—Clansayésien. Les calcaires à Floridées clansayésiens (séquence III) non métamorphiques des abords de Lachein qui contrairement aux précédents apparaissent entre les Marnes et le Paléozoïque de Lachein, pourraient représenter la couverture originelle d'un Trias supérieur diapirique qui n'affleure pas.

Le <u>Flysch noir</u> actuellement ardoisier de l'Albien moyen–Cénomanien inférieur présente de nouvelles relations avec son substratum et une nouvelle organisation interne de ses membres. Les Brèches de Castel Nérou reposent en discordance cartographique sur les calcaires des séquences III et II de l'Aptien (fig. 12) qui se relèvent légèrement vers le nord-est au contact de la faille d'Alas alors qu'elles sont remplacées par des Schistes de la Ballongue inférieurs dans la direction opposée (fig. 13). Ces mêmes Schistes ont une épaisseur qui se réduit de 1000 m vers le nord-ouest jusqu'aux abords d'Alas où un amas de Brèches d'Alos à blocs de granite à été découvert à leur partie inférieure. Cette nouvelle disposition fait apparaître une discordance progressive du flysch sur son substratum aptien le long de la faille d'Alas.

Le Flysch gris cénomano-turonien d'Arbas se complète de deux nouveaux membres et de deux nouvelles structures synsédimentaires (fig. 14). Par leur position sous les « Marnes de la Pinte » et par leur remplacement latéral, les « Marnes de Lachein » et les « Brèches de Lachein » semblent à peu près équivalentes des Grès de la Cape et des Brèches de Cap de Milot connus plus à l'ouest au sud d'Arbas. Les Brèches de Lachein qui étaient assimilées à celles de Cap de Milot, s'en distinguent par la présence des éléments de Paléozoïque. La première des structures synsédimentaires correspond à l'escarpement de faille mis en évidence entre les Marnes et Brèches de Lachein, d'une part, et les schistes paléozoïques de Brous, d'autre part. La seconde correspond à une discordance synsédimentaire intra-turonienne qui est jalonnée d'une puissante débrite issue de la resédimentation du flysch et qui partage le Flysch gris du flanc sud du synclinal d'Arbas en deux séries géométriquement distinctes. L'association de ces deux nouvelles structures témoigne des premiers stades de l'extrusion synsédimentaire de la lame des schistes paléozoïques au sein du flysch cénomano-turonien.

Dans le Flysch à fucoïdes, les « Calcarénites de Montagnat » sont accompagnées par les bancs de brèches à éléments mésozoïques du Col de la Houst qui témoignent de la présence locale de reliefs érodés pendant le Coniacien (sans doute la bordure du massif de l'Estélas).

#### 3.1.2 – La nouvelle interprétation structurale

La complexité structurale du bassin versant du Baget a bien été vérifiée mais selon des modalités sensiblement différentes de celles précédemment admises, en particulier à cause de la mise en évidence de structures synsédimentaires.

Dans la **zone nord-pyrénéenne** méridionale dite **"interne**" héritée du fossé de la Ballongue, à la place des deux unités structurales indépendantes (flanc subvertical du synclinal d'Audressein et écailles de Lachein) que séparait une faille verticale (faille du ruisseau de Lachein), les calcaires marmoréens et le Flysch noir ardoisier s'agencent dans le seul flanc nord du synclinal d'Audressein. Mais, ce flanc qui reste globalement très redressé, apparaît maintenant comme un ensemble de terrains géométriquement complexe dans lequel trois discordances séparent quatre séries successives (fig. 8 et 9). Ce sont respectivement :

- les terrains du Jurassique inférieur et moyen qui sont très redressés au contact de la faille d'Alas, les plus anciens étant de plus notablement écaillés ;

- la discordance angulaire anté-kimméridgienne du Tuc aux Pentières ;

- les terrains du Jurassique supérieur ployés dans un large anticlinal dont l'axe est très redressé et qui sont remplacés par les Brèches de Coumettes dans la charnière de pli ;
- la discordance anté-berriasienne (« néocimmérienne ») cartographiée dans la vallée de Lachein ;
- les terrains carbonatés du Crétacé inférieur discordants sur les précédents et qui forment un monoclinal subvertical ;
  - la discordance albienne qui se manifeste le long de la faille d'Alas ;
  - le Flysch noir ardoisier albo-cénomanien discordant, subvertical à fortement

penté au sud.

En outre, le réseau des failles transverses conjuguées, plus serré et mieux défini qui affecte les calcaires, la discordance de base et les premiers niveaux du Flysch noir ne peut plus être attribué en partie à la tectonique synsédimentaire albo-cénomanienne (Debroas, 1987) mais à une tectonique cassante tardive sans doute éocène car postérieure à la verticalisation des couches par les plissements fini-crétacés.

La faille d'Alas, dont le jeu a permis l'individualisation du fossé de la Ballongue et du haut-fond médian. Elle était traditionnellement placée au nord du Paléozoïque de Lachein, mais passe en réalité au sud. Elle correspond maintenant à l'accident unique qui tronque les calcaires marmoréens du flanc nord du synclinal d'Audressein en les séparant des terrains de la zone médiane. Cet accident est apparemment responsable de l'écaillage des terrains du Jurassique inférieur à son contact. Il est de plus jalonné par une minuscule écaille de micaschistes, de gneiss et de gneiss granulitique qui a été découverte dans le thalweg du ruisseau de Lachein et à ses abords immédiats. La nature cristallophyllienne de ces écailles les distingue clairement des schistes paléozoïques de Lachein et conduit à les attribuer à un témoin de la croûte continentale amincie du fossé de la Ballongue.

La zone nord-pyrénéenne septentrionale dite "médiane" qui est héritée du haut-fond médian albo-cénomanien, est bien constituée par les terrains du Jurassique et du Crétacé inférieur des chaînons de l'Estélas et par leur couverture de flyschs néocrétacés d'Arbas. Un système de failles subverticales longitudinales (faille du bois de la Gargale) ou subméridiennes (faille du col de la Houst) soulève bien les premiers par rapport aux seconds. Ces flyschs qui sont non métamorphiques mais schistosés, sont bien ployés dans l'extrémité orientale complexe du synclinal d'Arbas (fig. 14). Mais, la complexité de cette terminaison déjà liée à la faille inverse qui ramène les schistes paléozoïques de Lachein contre le flysch cénomano-turonien du flanc septentrional (chevauchement de Lachein), est maintenant accrue par les deux nouveaux dispositifs morphotectoniques qui ont été mis en évidence dans le flanc méridional du pli :

- un escarpement de faille normale synsédimentaire à regard méridional entre la base des flyschs (Marnes et Brèches de Lachein) et les schistes paléozoïques de l'extrémité occidentale de la lame de Lachein ;

- une discordance synsédimentaire intra-turonienne qui tronque le flysch et se relève en direction des schistes de Lachein; elle est séparée du flysch discordant par une débrite monogénique issue de la resédimentation du même flysch turonien.

Dans ces conditions, la lame des schistes paléozoïques de Lachein qui était attribuée à la zone nordpyrénéenne interne (écailles de Lachein au sud de la faille d'Alas), est maintenant rattachée à la zone nordpyrénéenne médiane puisqu'elle apparait en extrusion dans les flyschs cénomano-turoniens de cette zone.

#### 3.2 - Les données nouvelles sur l'activité tecto-sédimentaire de la faille d'Alas

L'ensemble des modifications précédentes conduit également à détailler l'activité synsédimentaire de la faille d'Alas qui sépare les domaines nord-pyrénéens interne et médian en passant entre les unités du bassin de la Ballongue et le chaînon calcaire de l'Estélas (fig. 3). Ces données permettent d'identifier ou de préciser sept stades successifs de son activité synsédimentaire dont seuls les deux derniers, les plus remarquables, étaient partiellement connus (ouverture et inversion du fossé de la Ballongue).

#### 3.2.1 – L'identification des cinq premiers stades d'activité

#### A – L'activité possible au Dogger et à l'Oxfordien

La similitude de constitution et de faciès constatée entre les "Dolomies

inférieures" du Tuc aux Pentières et celles des environs de Balagué (Dubreuil, 1968, Peybernès, 1976) fait apparaître une différence d'épaisseur notable des dépôts du Dogger et de l'Oxfordien de part et d'autre de la faille d'Alas : 35 m au sud contre 100 à 150 m au nord. Dans le contexte local, une telle différence d'épaisseur peut apparaître comme l'indice du premier stade d'activité décelable de la faille d'Alas. Cependant, des coupes des "Dolomies inférieures" mieux exposées et plus fossilifères sont encore nécessaires pour confirmer leur constitution et leur épaisseur de chaque coté de cette faille. Ce jeu qui paraît trop précoce pour être déjà associé à l'halocinèse, pourrait donc être le premier témoignage d'un morcellement du socle.

#### B – L'activité au début du Kimméridgien

Un Kimméridgien cartographiquement discordant sur les "Dolomies inférieures" était connu en deux points de la zone nord-pyrénéenne centrale : sur les pentes du Pic du Gar (Casteras & al., 1963) et sur la crête du Signal du Bassia (Debroas, in Ternet & al., 1995). Sur la crête du Bassia cette discordance est également observable dans le paysage au niveau de la charnière de l'anticlinal des Hountagnous (Debroas, 1996). Ici on peut pour la première fois observer directement le contact non perturbé entre les brèches kimméridgiennes discordantes et leur substratum dolomitique érodé (fig. 9). Il s'effectue selon un angle fort voisin de 40° qui enregistre le relèvement des couches du substratum au contact de la faille d'Alas. Un tel pendage parait bien trop fort pour pouvoir être interprété comme la partie soulevée et érodée d'un bloc basculé. Mais, par contre, il pourrait correspondre à la partie affaissée d'un bloc basculé dont les couches se relevant au contact d'une faille d'Alas normale responsable du basculement, ont été érodées puis ultérieurement enfouies sous une série subsidente.

#### C – L'activité au Malm

L'épaisseur des dépôts du Kimméridgien et du Tithonien sus-jacents qui sont respectivement plus de deux fois plus épais (250 m) que ceux placés au nord de la faille d'Alas (100 m) dans les chaînons de l'Estélas (Dubreuil, 1968; Fort, 1971) s'accorde avec l'interprétation précédente et montre également la persistance d'une certaine activité de la faille d'Alas pendant le Kimméridgien et le Tithonien.

D – L'activité à la limite Jurassique-Crétacé L'anticlinal mis en évidence sous la discordance « néo-cimmérienne » de la « Brèche limite » à la base des marbres éocrétacés verticaux correspond à un <u>pli largement ouvert, faillé, dissymétrique</u> dont l'axe subméridien est actuellement très redressé. Ainsi, avant l'inversion du bassin de la Ballongue responsable de la verticalisation des couches du flanc nord du synclinal d'Audressein cet axe devait être sub-horizontal et avoir une direction subméridienne. Le développement des « Brèches de Coumettes » dans la charnière de ce pli et à la place des terrains du Jurassique qu'elles remanient, conduit à envisager une origine halocinétique commune, le pli apparaissant donc comme un diapir avorté au stade de bombement diapirique. L'orientation subméridienne de ce bombement conduit à le considérer comme un élément satellite d'une ride principale de direction pyrénéenne qui s'alignait vraisemblablement sur la faille d'Alas.

#### E – L'activité à l'Aptien

L'identification de trois séquences marnes ou calcaires marneux / calcaires urgoniens qui sont attribuables au Bédoulien-Gargasien basal (env. 100 m), au Gargasien inférieur (env. 150 m) et au Gargasien supérieur-Clansayésien (env. 220 m) révèle que l'édification régionale de la plate-forme urgonienne s'est effectuée selon des modalités bien distinctes de celles de l'Aptien non métamorphique du chaînon voisin de l'Estélas. Là, en effet, se succèdent seulement les "Marnes à Deshayesites" bédouliennes, les "Calcschistes intermédiaires" gargasiens et les "Calcaires à Floridées" clansayésiens sur une épaisseur totale du même ordre de grandeur qui reste à préciser (Forêt de Larroque, Dubreuil, 1968 ; coupes de Francazal et de Montégut, Peybernès, 1976 et Peybernès & Combes, 1995). Ainsi, c'est encore l'activité de la faille d'Alas qui sépare les deux domaines, qui paraît être responsable de cette différence de sédimentation et de subsidence. Cette activité doit vraisemblablement s'accompagner d'une persistance de l'halocinèse au niveau de la faille d'Alas. Cette activité diapirique pourrait avoir été enregistrée aux abords de Lachein où le substratum inconnu des calcaires à Floridées du Clansayésien correspond vraisemblablement à un Keuper qui a été laminé ultérieurement au cours de l'inversion structurale et qui maintenant n'apparaît plus que le long de la faille d'Alas sous la forme d'étroites écailles.

#### 3.2.2 – Les précisions sur les deux derniers stades

Ces deux derniers stades de l'évolution tecto-sédimentaire de la faille d'Alas correspondent d'abord à son jeu normal et décrochant senestre lors de l'ouverture du fossé de la Ballongue et ensuite à son jeu inverse et vraisemblablement dextre lors de l'inversion structurale du fossé (Debroas, 1992).

#### A - La discordance progressive du Flysch noir albo-cénomanien.

Les "Brèches d'Alos" à blocs de granite découvertes à Girech près d'Alas et la discordance progressive du Flysch noir sur les calcaires urgo-aptiens mise en évidence le long de la faille d'Alas permettent de préciser deux points fondamentaux dont la méconnaissance ou l'omission sont à l'origine d'une autre interprétation de l'évolution du fossé de la Ballongue et donc de sa faille bordière d'Alas.

La présence de "Brèches d'Alos" typiques à un niveau relativement élevé du Flysch noir est un argument supplémentaire en faveur de la similitude de composition qui était admise entre ce flysch du synclinal d'Audressein et ceux voisins d'Orgibet ou d'Alos-Engomer. Jusqu'à présent, cette similitude était seulement fondée sur la similitude des faciès pélito-gréseux et sur la présence de galets granitiques dans les derniers bancs bréchiques du Pic de Gespy au nord de Villeneuve et au sud-ouest d'Alas (Debroas & Souquet, 1972; Debroas, 1976; 1977). Maintenant, cette similitude est renforcée par les brèches à blocs de granite des nouveaux affleurements de Girech qui apparaissent avec les mêmes faciès et à peu près au même niveau de la série du Flysch noir (env. 1000 m au-dessus des premiers dépôts) que les Brèches d'Alos qui (,) dans flysch d'Orgibet jalonnent la faille nord-pyrénéenne au sud du bassin de la Ballongue (Debroas, 1987 ; ann. 17). L'omission de la première de ces données et l'ignorance de la seconde avaient par contre conduit à admettre contre toute vraisemblance que le flysch d'Orgibet était de constitution lithologique distincte et d'âge plus récent (séq. A6) que celui d'Audressein (séq. A5 ; Souquet & Peybernès, 1991). Cette interprétation stratigraphique servait de base à une reconstitution de l'évolution paléogéographique et paléotectonique du bassin de la Ballongue qui était aussi peu fondée qu'originale. Dans cette interprétation, en effet, le bassin se serait d'abord ouvert en transtension avec une forme quadrangulaire conservée seulement sur le bord nord du bassin et précisément près d'Alas (séquence A5) avant de se fermer dans un système de gouttières synclinales syn-sédimentaires en transpression (séquence A6) échelonnées en avant de la faille nord-pyrénéenne (Souquet & Peybernès, 1991). La confirmation de la présence d'une seule série de Flysch noir au sein de fossé de la Ballongue vérifie l'absence de fondements de ces interprétations stratigraphiques et paléotectoniques.

L'existence d'une **discordance progressive du flysch sur un substratum** aptien qui se relève au contact de la faille d'Alas apparaît comme un nouvel indice de la composante compressive qui accompagnait les déformations syn-sédimentaires complexes au sein du fossé de la Ballongue et plus largement du sillon des flyschs albo-cénomaniens (Debroas, 2003). Jusqu'à présent cette composante compressive de la déformation syn-sédimentaire se manifestait localement près d'Orgibet et sous la forme d'une ondulation anté-schisteuse responsable d'une anomalie des relations S0-S1 et son caractères synsédimentaire n'était envisagé que par comparaison avec les fossés pull-apart californiens (Debroas, 1987). Cette nouvelle discordance progressive s'avère assez comparable à celle plus orientale du Flysch noir de Pradières sur l'ébauche de l'anticlinal du Pech de Lherm dont l'axe oblique par rapport à la faille normale antérieure au chevauchement frontal nord-pyrénéen, atteste de son jeu synsédimentaire senestre (Debroas in Bilotte & al., 1987; Debroas, 1992, 1995). En outre, dans le contexte régional, cette discordance est également compatible avec le jeu déjà évoqué de la ride diapirique d'Alas qui a été oblitérée par l'inversion structurale. Une telle discordance enregistrée par la partie inférieure du Flysch noir vérifie à nouveau l'absence de fondement de la distinction de deux types de bassin, le premier en transtension et le second en transpression, dans l'évolution du fossé de la Ballongue.

#### B - L'extrusion du Paléozoïque de Lachein dans flysch cénomano-turonien d'Arbas.

Grâce aux nouvelles relations géométriques observées entre la faille d'Alas, l'extrémite occidentale de la lame Paléozoïque de Lachein et les flyschs cénomano-turoniens voisins (fig. 14) le schéma antérieur d'un gradin de Lachein albo-cénomanien érodé, effondré puis inversé par le jeu de la faille d'Alas sur le bord septentrional du fossé de Ballongue (ann. 10) peut être précisé et reconstitué en trois phases successives.

Cette évolution triphasée s'effectue non pas sur la faille d'Alas elle-même mais en fait plus au nord par le jeu des failles voisines. Donc logiquement, d'une part elle intéresse plutôt le bord méridional du haut-fond médian que celui septentrional du fossé de la Ballongue et d'autre part en accord avec la constatation précédente et la chronologie admise elle relève d'une dynamique cénomano-turonienne c'est à dire postérieure à l'ouverture albo-cénomanienne du fossé. La première phase est enregistrée par l'escarpement de faille conservé entre le Paléozoïque et les Marnes et brèches de Lachein qui le bordent au sud. Cet escarpement rend compte d'une faille synsédimentaire à regard sud dont le rejet normal apparent est d'au moins 4 à 500 m. La deuxième phase correspond à la poursuite pendant le Turonien du jeu de la même faille qui détermine le relèvement des Marnes de la Pinte inférieures au contact du Paléozoïque et sous la discordance scellée par les Marnes de La Pinte supérieures. Le début du fonctionnement du chevauchement de Lachein qui ramène le bord septentrional de la lame de Paléozoïque au niveau des Marnes de la Pinte reste plus hypothétique. Il pourrait avoir déjà débuté au cours de la phase précédente sous l'effet d'un soulèvement d'ensemble de la lame de Paléozoïque. Toutefois, les déformations synschisteuses du flysch à son contact s'accordent surtout avec un jeu inverse plus tardif lors d'une troisième phase qui correspond à l'inversion structurale du Sénonien supérieur responsable de l'inversion de la faille d'Alas et de la formation du synclinal d'Arbas.

La lame Paléozoïque de Lachein apparaît ainsi comme une « structure en fleur » cénomano-turonienne qui est extrusive dans le flysch d'Arbas c'est-à-dire en avant de l'accident majeur d'Alas. Les trop rares mais indiscutables témoins discontinus de Trias qui enveloppent cette lame conduisent enfin à envisager la possibilité d'une extrusion de cette lame à travers le Trias de la ride diapirique que l'inversion structurale ultérieure a complètement oblitéré.

#### 3.2.3 - Le rôle de l'halocinèse au niveau de la faille d'Alas

L'évolution polyphasée de la faille d'Alas qui vient d'être évoquée résulte naturellement de la combinaison des mouvements du socle et de ceux plus récemment reconnus qui sont liés à une halocinèse (Debroas, 2002).

Bien que le socle n'affleure que très ponctuellement le long de la faille d'Alas, son morcellement au cours de l'activité synsédimentaire de cette faille est apparu comme possible dès le Dogger (mais reste à vérifier), puis très vraisemblable à partir du Kimméridgien (discordance indiscutable) alors que depuis longtemps il était évident à l'Albo-Cénomanien lorsqu'il permet l'individualisation du fossé de Ballongue et du haut-fond médian sous l'effet d'un jeu de la faille d'au moins 3000 m de rejet normal (épaisseur non décompactée du Flysch noir ; fig. 3) puis lors de l'inversion à la fin du Crétacé. L'importance de l'activité albo-cénomanienne est maintenant soulignée par la mise en contact ultérieure, lors de l'inversion, de deux socles de nature distincte l'un constitué des schistes siluriens et cambro-ordoviciens de Lachein qui étaient déjà connus, et l'autre des gneiss migmatitiques et granulitiques du ruisseau de Lachein qui viennent d'être découverts. L'importance de l'activité cénomanienne à sénonienne est soulignée par l'extrusion polyphasée de la lame paléozoïque de Lachein dans le flysch d'Arbas.

Le rôle important de l'halocinèse dans la structuration synsédimentaire crétacée qui est bien connu dans les Pyrénées occidentales (James & Canérot, 1999; Canérot & al., 2005) est localement peu apparent dans le bassin du Baget. Cependant, il a pu être évoqué à quatre reprises au niveau d'une ride diapirique crétacée alignée sur la faille d'Alas mais que l'inversion structurale a presque complètement oblitérée. D'abord, grâce à la mise en évidence du bombement diapirique et de la discordance anté-Berriasienne des Coumettes. Puis, lors de l'identification de la discordance progressive albo-cénomanienne du Flysch noir. Ensuite, au sujet du substratum inconnu mais sans doute triasique des calcaires urgo-aptiens qui supportent les Marnes et les Brèches de Lachein. Enfin, à cause des petits témoins discontinus d'argilites évaporitiques, de calcaire chamois et d'ophite qui ceinturent la lame paléozoïque extrusive de Lachein. Dans ces conditions, pour paraître moins spéculatif le fonctionnement de la ride diapirique d'Alas demande à être replacé dans son contexte régional en considérant les indices voisins du diapirisme crétacé qui sont connus dans trois sites de la ceinture triasique discontinue qui isole le chaînon de l'Estélas des unités voisines.

Le premier site correspond au « diapir d'Arbas » qui est reconnu à l'extrémité méridionale de la cicatrice subméridienne complexe jalonnée de Trias qui passe par Arbas, Urau et Saleich en constituant la limite occidentale du chaînon de l'Estélas. A Arbas, les argilites, calcaires et ophites du Trias qui sont plus ou moins transformés, traversent les flyschs gris et à fucoïdes. Au contact de ce Trias,

ces flyschs sont affectés de deux discordances synsédimentaires jalonnées de slumps et de coulées boueuses de débris ; à l'ouest, dans les Marnes de la Pinte, l'une est turonienne et à l'est, dans les Calcarénites de Montagnat l'autre est coniacienne (Debroas, 1991 ; Debroas & al., 1991 ; ann. 18).

Le deuxième site se situe près de Saleich à l'autre extrémité de la cicatrice jalonnée de Trias où la disparition locale des Marnes à *Deshayesistes* de l'Aptien inférieur enregistre un bombement du même âge (Debroas, 1991).

Le troisième site est constitué par le large affleurement de Trias et d'ophite centré sur Agert et à partir duquel rayonnent plusieurs diverticules (fig. 12). Par son développement, cet affleurement avait déjà été qualifié de « Diapir d'Agert » (Dubreuil, 1968) mais il avait été rapidement intégré à une « unité inférieure » autochtone complexe car renversée, replissée et chevauchée (« chevauchement de Larroque ») par une « unité supérieure » allochtone correspondant au chaînon de l'Estélas (Meurisse & Dubreuil, 1975). En réalité, le lambeau de flysch de Coumaoury et les brèches de Cap de Broc qui accompagnent ce Trias s'accordent tout à fait avec son origine diapirique. Le flysch pélitique du lambeau de Coumaoury parfois slumpé renferme également des olistolites, des brèches et microbrèches qui remanient des éléments mésozoïques (Debroas & Souquet, 1976; Debroas, 1976; Meurisse & Dubreuil, 1975). Ainsi malgré ses actuelles relations tectoniques avec le Trias et les terrains du Jurassique, ce flysch apparaît comme la couverture sédimentaire néocrétacée discordante du « Diapir d'Agert ». Les brèches qui s'alignent de part et d'autre de Cap de Broc, séparent le Trias de l'ensemble des autres formations mésozoïques du chaînon de l'Estélas (Lias à Aptien) qu'elles recoupent et remanient. Ainsi, bien qu'elles aient été tour à tour tenues pour tectoniques et associées au chevauchement de Larroque (Dubreuil, 1968), sédimentaires et néocrétacées (Dubreuil, 1971) puis sédimentaires et vitrolliennes « post-paroxysmales » (Meurisse & Dubreuil, 1975), il paraît préférable de les attribuer à des brèches de fracturation liées à l'intrusion du diapir dans les formations mésozoïques.

Ces divers indices d'une halocinèse crétacée à la périphérie du chaînon de l'Estélas s'opposent naturellement à l'allochtonie de ce chaînon. La série jura-crétacée du chaînon de l'Estélas est simplement décollée de son substratum paléozoïque non affleurant à la faveur du Keuper. Dans ce contexte, le « chevauchement de Larroque » correspond simplement au contact septentrional du diapir d'Agert et non au contact de base d'une nappe de l'Estélas.

Enfin, il est également possible de préciser que l'activité diapirique de cette ceinture triasique de l'Estélas a été temporairement interrompue sur sa branche septentrionale grâce à deux particularités du Flysch noir de Bareille qui couronne la série du chaînon de l'Estélas. Ce flysch affleure au sud de cette branche septentrionale entre le Keuper et les ophites de Prat, au nord-ouest, et de Mongauch, au sud-est, et il était longtemps apparu comme le témoin d'une activité diapirique albo-cénomanienne (Debroas & Souquet, 1976). Mais, il a été récemment montré (Debroas & Meurisse, 2003) que ses conglomérats ne remaniaient pas toute la série mésozoïque mais seulement les marnes puis les calcaires du Crétacé inférieur et qu'ils n'étaient pas alimentés par la ride septentrionale mais par des paléoreliefs méridionaux. Ces faits attestent que ce segment de la ride diapirique n'a apparemment pas joué de rôle morphologique pendant l'Albien moyen et supérieur.

Remerciements - Pour leur intervention à divers stades de cette étude, j'exprime toute ma gratitude à :

**Michel Bakalowicz** qui, en Mai 1995, soit près de vingt ans après ma thèse de 3° cycle, m'a invité à entreprendre ce "retour aux sources" dans le cadre du projet KATRIN, qui l'a facilité en me fournissant le fond topographique à 1/10 000 et les photos aériennes de 1993, et qui m'a ainsi permis de rectifier quelques unes de mes erreurs de débutant ;

**Philippe Meus** pour les discussions sur le fonctionnement du Baget et sur l'avancement du projet KATRIN à l'occasion d'une journée de terrain en juillet 1995 puis ultérieurement au cours de son séjour à Moulis :

Marc Meurisse qui bien que nos divergences de conception aient empêché un travail en commun, a accepté de comparer nos observations et interprétations locales et régionales lors de deux journées de terrain en Avril 1997 puis qui, en 1998, m'a permis de prendre connaissance des résultats inédits de ses propres observations (carte de 1996 et texte de 1998 déposés au Laboratoire souterrain de Moulis);

Alain Mangin dont l'aide documentaire hydrogéologique et spéléologique ainsi que les discussions

sur le Baget, à Moulis puis lors d'une journée de terrain en Avril 2000, m'ont encouragé à rédiger la première version de cette mise au point qui développe le résumé qui accompagnait alors la carte et les coupes ;

**Pierre Genthon** pour les discussions sur le Baget au cours de ses travaux sur la fracturation (Sisavath & al., 2004) et lors de la journée de terrain en Avril 2000 ;

**Joseph Canérot** qui sur les affleurements puis lors de la mise au point de ce texte m'a fait profiter de son expérience des formations carbonatées et de l'halocinèse dans les Pyrénées occidentales et à qui je dois également la traduction du résumé en anglais ;

Bernard Azambre qui a bien voulu étudier les lames minces de gneiss et d'ophite ;

Carine Lezin et Odette N'Zaba Makaya qui en 1999 et 2000 ont patiemment guidé mes premiers "clics" sous Canvas lors du dessin des figures sur Mac;

**Christiane Cavaré-Hester** qui a redessiné les figures 8 et 9 altérées par le passage du Mac au PC et dessiné les figures 12 et 15 ainsi que la figure de la planche 2;

Messieurs **G. Garié**, Maire d'Arrout, et **J.-L. Lecoq**, chef de groupement à l'ONF de Castillon-en-Couserans qui m'ont permis un gain de temps appréciable en m'autorisant à circuler respectivement sur la route de Barou-Bourrudech-Embech et sur la route forestière de la Ballongue-nord;

La **Direction du Programme Carte géologique de la France**, au BRGM, qui de 1999 à 2002 a contribué à l'achèvement du terrain et a permis la réalisation des lames minces supplémentaires dans le cadre de la mise au point de la carte 1/50 000 d'Aspet;

Les membres de l'association Strata qui ont accepté la « sauvegarde » de ces longues observations parmi ses mémoires et permis son illustration en couleur, et plus particulièrement Jacques Rey et Michel Bilotte dont les remarques constructives ont amélioré le texte et sa présentation.

#### **RÉFÉRENCES**

- Bakalowicz M. & al. (1998) The Baget karst system *in* Monnin M. coord. Final report on the KATRIN project.
- Bayo (2006) Haute-Garonne, 31, partie sud DVD Carto Exploreur 3 et Photo Exploreur 3D.
- Bertrand L. (1910) Carte géologique détaillée de la France (1/80 000), feuille Bagnères-de-Luchon, n° 252, 1ère éd., BRGM, Orléans.
- Bilotte M., Debroas E.-J., Baby P., Crouzet G., Deramond J., Bonnemaison M. & Giot D. (1987) Rôle des chevauchements nord-pyrénéens et des massifs de l'Arize et du Saint-Barthélémy dans l'évolution tecto-sédimentaire et la structure des bassins flyschs du Crétacé GPF 3, thème 6, Doc. BRGM, Orléans, n° 143, p. 3-43, 13 fig., 5 tabl.
- Canérot J., Hudec M.R. & Rockenbauch K. (2005) Mesozoic diapirism in the Pyrenean orogen: Salt tectonics on a transform plate boundary AAPG Bull., vol. 89, n° 2, p.211-229, 11 fig.
- Carez L. (1905) La géologie des Pyrénées françaises. Feuilles de Bagnères-de-Luchon et de Saint-Gaudens Mém. Carte Géol. France, fasc. III.
- Cassan J.-P. (1961) Contribution à l'étude géologique de la région d'Arbas D.E.S., Toulouse, 93 p., 3 pl h.-t.
- Casteras M. (1933) Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. 37, n° 189, 525 p.
- Casteras M. (1950) Extension de la couverture cénomanienne sur la feuille de Bagnères-de-Luchon au 1/80 000 *Bull. Carte géol. France*, n° 231, t. XLVIII, p. 215-232.
- Casteras M., Dalloni M. & Raguin E. (1951) Carte géologique détaillée de la France (1/80 000), feuille Bagnères-de-Luchon, n° 252, 2ème éd., BRGM, Orléans.
- Casteras M., Debeaux M. & Dufaure P. (1963) Jurassique supérieur et Néocomien dans la série du pic du Gar (Haute-Garonne) *C.R. somm. Soc. géol. France*, 4, p. 117-119.
- Collignon M., Debroas E.-J., Peybernès B. & Souquet P. (1978) Nouvelles preuves sur l'âge albien supérieur du "Flysch ardoisier" de la zone interne métamorphique des Pyrénées navarro-languedociennes et de ses équivalents latéraux commingeois et ultra-commingeois *Arch. Sc. Genève*, vol. 31, p. 57-66.
- Debroas E.-J. (1976) Les flyschs crétacés pyrénéens de la Ballongue, du Castillonnais et de la région d'Arbas (Ariège Haute Garonne) Thèse 3ème Cycle, Toulouse, 67 p., 36 fig., 1 esquisse géol. et 1 pl. coupes à 1/50 000.
- Debroas E.-J. (1977) Identification d'un paléocône sous-marin dans le flysch ardoisier des Pyrénées ariégeoises. Séance spéc. Soc. géol. France, Bordeaux, 1976 *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XIX, n° 2, p. 267-274, 5 fig.
- Debroas E.-J. (1979) Organisation en cône progradant du Flysch à fucoïdes des "bassins nord-pyrénéens" (exemple du Crétacé supérieur d'Arbas, Haute-Garonne).- 7ème Réunion Ann.Sci.Terre., Lyon, p. 149, 1 tabl.
- Debroas E.-J. (1984) Déformation précoce du Flysch à fucoïdes d'Arbas (Zone nord-pyrénéenne, Haute-Garonne) 10 ème Réunion Ann.Sci.Terre., Bordeaux, p. 170.
- Debroas E.-J. (1985) Géométrie et position structurale des fossés albiens nord-pyrénéens : l'exemple des Pyrénées centrales *Strata*, sér. 1 , vol. 2, p. 99-106, 4 fig.
- Debroas E.-J. (1987) Modèle de bassin triangulaire à l'intersection de décrochements divergents pour le fossé albo-cénomanien de la Ballongue (zone nord-pyrénéenne, France) *Bull. Soc. géol. France*, (8), t. III, n° 5, p. 887-898, 6 fig.
- Debroas E.-J. (1991) Le diapir d'Arbas (Haute-Garonne, France) nouvel élément turono-sénonien inférieur de la zone transformante nord-pyrénéenne. "Table ronde sur le diapirisme", Assoc. Sédimentologistes Français, Pau, 29 Avril 1991, résumés, 2 p., 2 fig.
- Debroas E.-J. (1992) La zone nord-pyrénéenne dans les Hautes-Pyrénées, la Haute-Garonne et l'Ariège occidentale Contribution à la Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, Chapitre "Tectonique alpine", BRGM-ITGE, inédit.
- Debroas E.-J. (1995) Flysch noir et rifting oblique albo-cénomanien sur la marge aquitaine de la partie

- centrale du sillon nord-pyrénéen (Hautes-Pyrénées, Ariège) Le Bassin d'Aquitaine, évolution sédimentaire et structurale, séance spéc. Soc. géol. France, Toulouse *Strata*, sér. 1, vol. 7, p. 21-23, 2 fig.
- Debroas E.-J. (1996) Itinéraires géologiques sur la crête du Signal de Bassia (Hautes-Pyrénées). 2 ème partie *Bull. Soc. Ramond*, Bagnères-de-Bigorre, 131<sup>e</sup> année, p. 1-18, 14 fig.
- Debroas E.-J. (2000) Les grands traits de la géologie des Pyrénées de l'Ariège et de leur piémont : Atlas géologique de l'Ariège Stage de formation continue MAFPEN, 90 pl.
- Debroas E.-J. (2002) Identification de l'activité synsédimentaire polyphasée de la faille d'Alas (Zone nord-pyrénéenne, Ariège, France) 19ème Réunion des Sciences de la Terre, Nantes, 9-12 Avril 2002, p.104-105.
- Debroas E.-J. (2003) Le bassin du Flysch noir albo-cénomanien dans les Pyrénées centrales : un rift à ouverture triphasée, en transtension senestre, d'extension décroissante vers l'Est et d'amplitude pluridécakilométrique "Bassins crétacés de France et d'Europe occidentale", séance spéc. SGF, AGBP, APF, ASF, CFS, Paris 6-7 Novembre 2003.
- Debroas E.-J. & Souquet P. (1972) Contribution à la connaissance du flysch ardoisier nord-pyrénéen : les "schistes métamorphiques" du synclinal de la Ballongue (Pyrénées centrales) *C.R. somm. Acad. Sci. Paris*, sér. II, t. 275, p. 2813-2816.
- Debroas E.-J. & Souquet P. (1976) Sédimentogenèse et position structurale des flyschs crétacés du versant nord des Pyrénées centrales Réunion Ass. Géol. Sud-Ouest, Toulouse, 28-29 Nov. 1974; *Bull. B.R.G.M.*, Orléans, 2 sér., sec. I, n°4, p. 305-320, 6 fig.
- Debroas E.-J., Sagon J.-P. & Azambre B. (1991) Diapirisme, sédimentation et métamorphisme dans le flysch turono-sénonien inférieur d'Arbas (zone nord-pyrénéenne, France). "Halocinèse", réunion spécialisée de la Soc. géol. France et du comité pour l'étude des phénomènes halocinétiques, Paris, 14 Octobre 1991, résumés, 2 p.
- Debroas E.-J. & Meurisse J. (2003) Le Flysch noir de Bareille (Ariège) : témoin des sédimentation, érosion et tectonique de l'Albien sur le haut-fond médian du rift nord-pyrénéen 9ème Congrès Français de Sédimentologie, Bordeaux, 14-15-16 Octobre 2003, 2p.
- Dubar G. (1928) Observations à propos des couches métamorphiques des environs d'Arbas et de Balaguères (Ariège) C.R. somm. Soc. géol. France, p. 141-142.
- Dubreuil M. (1968) Etude géologique de la région de la Forêt de Larroque et de la vallée de Balaguères (Ariège) Thèse 3ème Cycle, Toulouse, 109 p.
- Dubreuil M. (1971) Le Jurassique moyen et supérieur et le Crétacé inférieur à l'Ouest de Saint-Girons (Ariège) *Bull. Soc. géol. France*, (7), XIII, n° 5-6, p. 456-463.
- Fauré Ph. (2002) Le Lias des Pyrénées Thèse de doctorat de l'Université Paul Sabatier-Toulouse III Strata, sér. II, vol. 39 ; 761 p., 356 fig., 25 pl.
- Fort M. (1971) Etude géologique du territoire nord-pyrénéen entre le bassin crétacé d'Arbas et la vallée du Salat Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. P. Sabatier, Toulouse.
- Golberg J.-M. & Leyreloup A.F. (1990) High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eatern North pyrenean Zone, France) *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 194-207, 9 fig., 1 tabl.
- Goujou J.-C. (1987) Le métamorphisme mésozoïque dans les Pyrénées centrales. Exemple du bassin de la Ballongue (Ariège, Haute-Garonne) DEA, Montpellier, 81 p.
- Goujou J.-C., Golberg J.-M. & Leyreloup A.F. (1988) Réactions de décarbonatation dans les roches calcaréo-dolomitiques de la Ballongue (zone nord-pyrénéenne). Formation de biotite et de plagioclases *C. R. Acad. Sci Paris*, sér. II, t. 307, p. 39-44.
- Gradstein F.M., Ogg J.G. & Smith A.G. (2004) A geologic Time Scale 2004 Cambridge University Press, Cambridge, 589 p.
- Institut Géographique National (1962) Photos aériennes France 1962 Aspet n°039 à 044.
- Institut Géographique National (1999) Saint-Girons Couserans, Carte Top 25 2047 OT.
- James V. & Canérot J. (1999) Diapirisme et structuration post-triasique des Pyrénées occidentales et de l'Aquitaine méridionale (France) *Eclogae geol. Helv.*, 92, p. 63-72.
- Lenoble J.-L. & Canérot J. (1993) Sequence stratigraphy of the Clansayesian (uppermost Aptian) formations in the western Pyrenees *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.*, n° 18, p. 283-294.
- Mangin A. (1970) Le système karstique du Baget (Ariège) Ann. Spéléologie, t. 25, fasc. 3, p. 560-580.
- Mangin A. (2006) Le Baget in Aquifères et eaux souterraines en France BRGM éditions, t. 2, chap. VII,

- p. 502.
- Mangin A. et d'Hulst D. (1994) Système karstique du Baget Actes Sém. Nat. Hydrosystèmes, Paris, 10 et 11 Mai, p. 113-120.
- Mattauer M., Proust F. & Ravier J. (1964) Remarques sur l'âge du métamorphisme pyrénéen *C.R. somm. Soc. géol. France*, 3, p. 129-131.
- Meurisse M. & Dubreuil M. (1975) A propos du chevauchement de Larroque (Pyrénées ariégeoises). Révision de l'unité chevauchée *C.R. somm. Soc. géol. France*, p. 97-99.
- Peybernès B. (1976) Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre Garonne et Méditerranée Thèse Doct. Sci. Nat., Toulouse, 459 p.
- Peybernès B. & Combes P.-J. (1994) Stratigraphie séquentielle du Crétacé basal (intervalle Berriasien-Hauterivien) des Pyrénées centrales et orientales franco-espagnoles *Cretaceous Research*, 15, 2, p. 535-546
- Peybernès B. & Combes P.-J. (1995) Formations and depositional sequences within the Barremian-Aptian complex from French and Spanish Pyrenees: attempt of synthetic correlations *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 131, p. 81-89.
- Ravier J. (1959) Le métamorphisme secondaire des Pyrénées Mém. Soc. géol. France, n° 86, 250 p.
- Rivoyre A. de (1949 a) Étude géologique du synclinal d'Arbas et de ses abords (Haute-Garonne) D.E.S., Laboratoire de Géologie, Univ. Paul-Sabatier, Toulouse, 71 p.
- Rivoyre A. de (1949 b) Sur la découverte de quelques fossiles dans la région d'Arbas (Haute-Garonne) et de Balaguères (Ariège) *C.R. somm. Soc. géol. France*, n° 14, p. 338.
- Roubault M. (1928) Contribution à l'étude géologique du bord des Pyrénées au Nord de la Bellongue *Bull. Serv. carte géol. France*, n° 172, t. XXXII, p. 1-39, 4 pl., 1 carte 1/50 000.
- Sisavath S., Mourzenko V., Genthon P., Thovert J.-F. & Adler P.M. (2004) Geometry, percolation and transport properties of fracture networks derived from line data Geophys. J. Int., 157, 917-934.
- Souquet P. (1969) Nouvelles observations stratigraphiques sur le Crétacé supérieur nord-pyrénéen de l'Ariège et de la Haute-Garonne *C. R. Acad. Sci Paris*, t. 269, p. 2491-2493.
- Souquet P. & Peybernès B. (1991) Stratigraphie séquentielle du cycle albien dans les Pyrénées francoespagnoles *Bull. Centres Rech. Explor. -Prod. Elf-Aquitaine*, 15, 1, 195-213.
- Ternet Y., Barrère P., Debroas E.-J. (1995) Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille Campan (1071) Orléans, Bureau de recherches géologiques et minières, 117 p.
- Ternet Y., Barrère P., Dallas S., Debon F., Debroas E.-J., François J.-M. & Pouget P. (1996) Carte géol. France (1/50 000), feuille Campan (1071) Orléans, Bureau de recherches géologiques et minières.

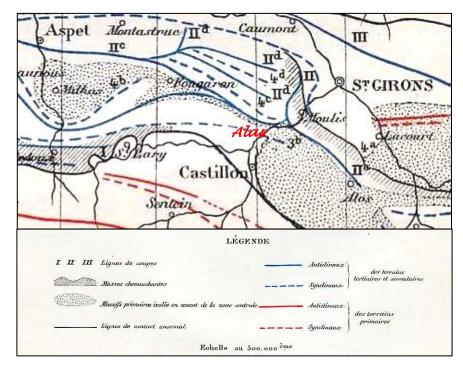
#### Liste des figures

- Fig. 1 Localisation du bassin versant du Baget (jaune vif) à l'ouest de Saint Girons dans l'Ariège et dans la partie méridionale métamorphique de la zone nord-pyrénéenne
- Fig. 2 Relief, toponymie et voies d'accès au bassin versant du système karstique du Baget (d'après carte IGN TOP 25 de Saint-Girons et A. Mangin, 1970 pour les éléments du karst)
- Fig. 3 La faille d'Alas : une faille synsédimentaire albo-cénomanienne majeure du rift albo-cénomanien inversée à la fin du Crétacé (d'après E.-J. Debroas & Souquet, 1976 ; Debroas, 1992)
- Fig. 4 Carte géologique de l'ensemble du bassin versant du Baget dans son avant dernière interprétation (d'après A. Mangin, 1970)
- Fig. 5 Coupes transversales du pli-faille d'Alas : A dans la partie amont du bassin versant (d'après M. Casteras, 1933) ; B dans la partie aval du bassin versant (d'après A. Mangin, 1970)
- Fig. 6 Carte géologique du bassin versant du Baget dans sa dernière interprétation (d'après E.-J. Debroas, 1976)
- Fig. 7 Coupes géologiques interprétatives du bassin versant du Baget dans sa dernière interprétation (tracés sur fig. 6 ; d'après E.-J. Debroas, 1976)
- Fig. 8 Nouvelle carte géologique interprétative du bassin versant du Baget à l'est du Tuc aux Pentières.
- Fig. 9 Nouvelles coupes géologiques interprétatives du bassin versant du Baget (tracé fig.8 ; légende fig. 8 et 10).
- Fig. 10 Nouvelle colonne lithostratigraphique synthétique des formations métamorphiques du Jurassique et du Crétacé inférieur dans le bassin versant du Baget.
- Fig. 11 La discordance angulaire des brèches kimméridgiennes dans le talus de la route forestière de la Ballongue nord au SE du Tuc aux Pentières (schéma d'après photos). Légende a à g3 : voir le texte ; 15-8 : schistes sombres du Lias supérieur ; j7-8Br : brèches.
- Fig. 12 Géométrie des dépôts du Flysch noir dans le périclinal oriental du synclinal d'Audressein et extension du Keuper du diapir d'Agert (d'après 1/50 000 d'Aspet, en préparation).
- Fig. 13 Le biseau d'aggradation verticale du Flysch noir albo-cénomanien sur le sommet érodé des séquences II et III de l'Aptien calcaire relevé contre la faille d'Alas.
- Fig. 14 Nouvelle carte géologique interprétative détaillée des environs de Lachein (le paysage et l'interprétation géologique correspondante sont illustrés planche 2).
- Fig. 15 Esquisse structurale des calcaires marmoréens à l'aval du bassin versant (photo interprétation d'après les photos aériennes n° 040 et 041 ; IGN, 1962).

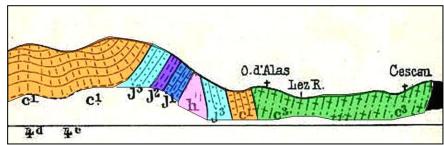
# **ANNEXES 1 à 19**

#### Liste des annexes

- 01 Schéma structural et coupe de la région du bassin versant du Baget par L. Carez (1905) « La géologie des Pyrénées françaises. Feuilles de Bagnères-de-Luchon et de Saint-Gaudens ».
- 02 Carte géologique du bassin versant du Baget par L. Bertrand (1910) première édition de la Carte géologique détaillée de la France (1/80 000), feuille Bagnères-de-Luchon, n° 252.
- 03 Carte géologique 1/50 000 du bassin versant du Baget par M. Roubault, (1928) « Contribution à l'étude géologique du bord des Pyrénées au Nord de la Bellongue ».
- 04 Carte et coupes de la partie amont du bassin versant du Baget par M. Casteras (1933) « Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales ».
- 05 Carte 1/20 000 et coupes géologiques 1/10 000 de l'accident anticlinal de Béouch par A. de Rivoyre (1949) « Étude géologique du synclinal d'Arbas et de ses abords (Haute-Garonne) ».
- 06 Carte géologique du bassin versant du Baget par M. Casteras, M. Dalloni & E. Raguin (1951) seconde édition de la Carte géologique détaillée de la France (1/80 000), feuille Bagnères-de-Luchon, n° 252.
- 07 Carte 1/20 000 et coupes géologiques 1/10 000 de l'extrémité orientale du synclinal d'Arbas par J.-P. Cassan (1961) «Contribution à l'étude géologique de la région d'Arbas».
- 08 Carte et coupes géologiques 1/20 000 de l'accident anticlinal d'Alas et de Béouch par M. Dubreuil (1968) «Etude géologique de la région de la forêt de Larroque et de la vallée de Balaguères».
- 09 Carte du Flysch ardoisier du synclinal de la Ballongue par E.-J. Debroas & P. Souquet (1972).
- 10 Identification du rôle majeur de la faille d'Alas (ΦNDI) dans la structuration de la zone nord-pyrénéenne par E.-J. Debroas & P. Souquet (1976).
- 11 Carte du Flysch noir ardoisier et de son substratum dans le synclinal d'Audressein par E.-J. Debroas (1976).
- 12 Colonne stratigraphique synthétique des Calcaires marmoréens du bassin versant du Baget par E.-J. Debroas (1976).
- 13 Colonne lithologique synthétique du Flysch noir ardoisier du bassin versant du Baget par E.-J. Debroas (1976).
- 14 Colonne stratigraphique synthétique des flyschs d'Arbas par E.-J. Debroas (1976).
- 15 Organisation en cône progradant du Flysch à fucoïdes des «bassins» nord-pyrénéens (Exemple du Crétacé supérieur d'Arbas) (Debroas, 1979).
- 16 Déformation précoce du Flysch à fucoïdes d'Arbas (Zone nord-pyrénéenne, Haute-Garonne) (Debroas, 1984).
- 17 Carte du Flysch noir ardoisier de la Ballongue (Debroas, 1987).
- 18 Relations géométriques des flyschs néocrétacés d'Arbas-Fougaron avec les argilites triasiques et l'ophite du diapir d'Arbas et les schistes paléozoïques de la lame de Lachein (E.-J. Debroas, Synthèse Pyrénées, inédit).
- 19 Identification de l'activité synsédimentaire polyphasée de la faille d'Alas (Zone nord- pyrénéenne, Ariège, France) (Debroas, 2002).
- 20 Les terrains du Baget dans l'histoire alpine des Pyrénées ariégeoises (Debroas, 2000).



Extension entre Alas et Fougaron de l'étroite ride anticlinale de Paléozoïque qui reliait les massifs de Castillon et de Milhas (Pl. XVI).



Coupe de la ride anticlinale de Paléozoïque (h) à l'ouest d'Alas (Pl. XV, coupe VII). En noir : ophite ;  $j^1$  :Lias inférieur et Infralias ;  $j^2$  : Lias moyen ;  $j^3$  : Bajocien et Bathonien (dolomie) ;  $c^1$  : Aptien ;  $c^3$  : Albien.

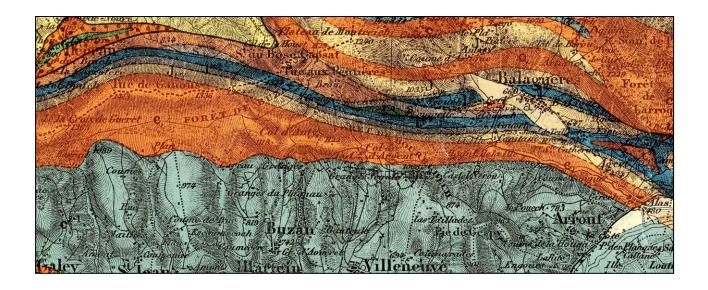
# Schéma structural et coupe de la région du bassin versant du Baget par

Léon Carez (1905)

« La géologie des Pyrénées françaises.

Feuilles de Bagnères-de-Luchon et de Saint-Gaudens »

# Annexe 2





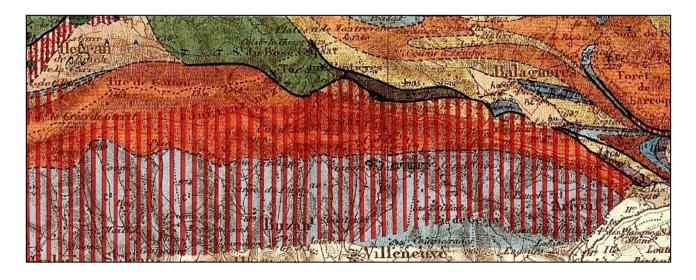






Carte géologique du bassin versant du Baget par Léon Bertrand (1910) première édition de la

« Carte géologique détaillée de la France (1/80 000), feuille Bagnères-de-Luchon, n° 252 »





Carte géologique 1/50 000 du bassin versant du Baget

par Marcel Roubault (1928)

« Contribution à l'étude géologique du bord des Pyrénées au Nord de la Bellongue »

#### Annexe 4

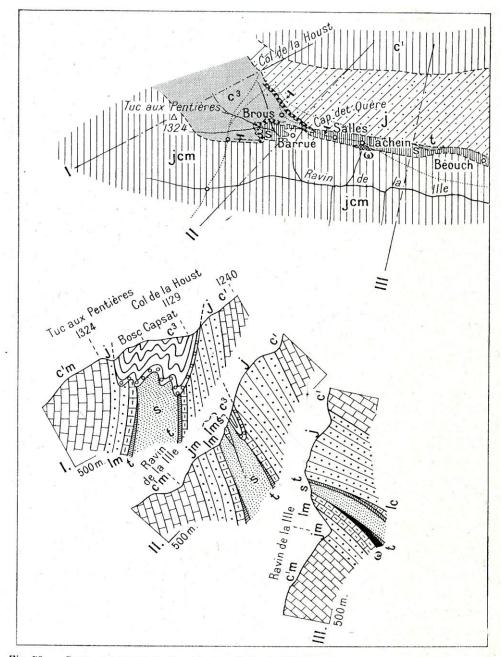
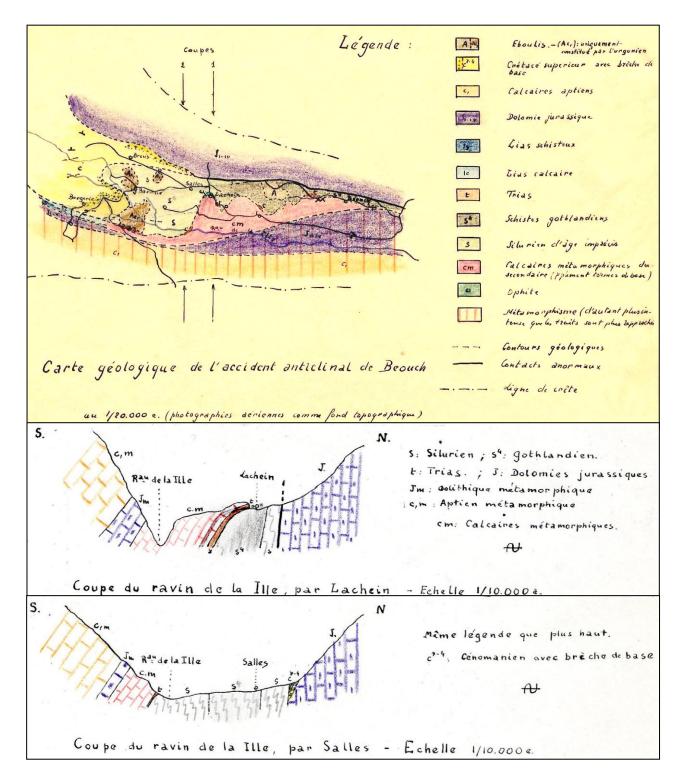


Fig. 58. — Carte et coupes de l'accident anticlinal d'Alas et de Béouch et de la terminaison orientale du lambeau cénomanien d'Arbas. — Echelle: 1/40.000.

s schistes paléozoïques; t Trias;  $\omega$  ophite; lc Lias inférieur; ls Lias moyen et supérieur; j dolomies jurassiques; c¹ calcaires urgo-aptiens; lm Lias métamorphisé; jm Jurassique moyen métamorphique; c¹m Urgo-Aptien métamorphique; jcm calcaires jura-crétacés marmoréens; c³ Cénomanien (avec poudingue de base).

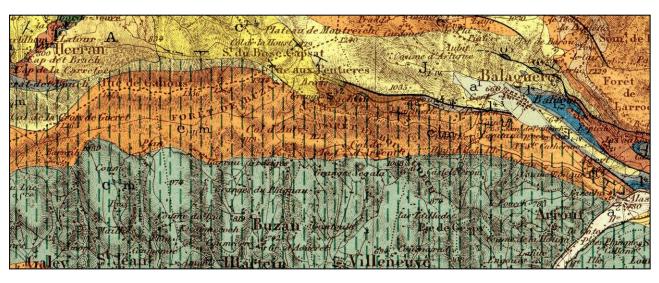
#### Carte et coupes de la partie amont du bassin versant du Baget par Marcel Casteras (1933)

« Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales »



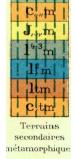
Carte 1/20 000 et coupes géologiques 1/10 000 de l'accident anticlinal de Béouch par A. de Rivoyre (1949)
« Étude géologique du synclinal d'Arbas et de ses abords (Haute-Garonne) »

#### Annexe 6









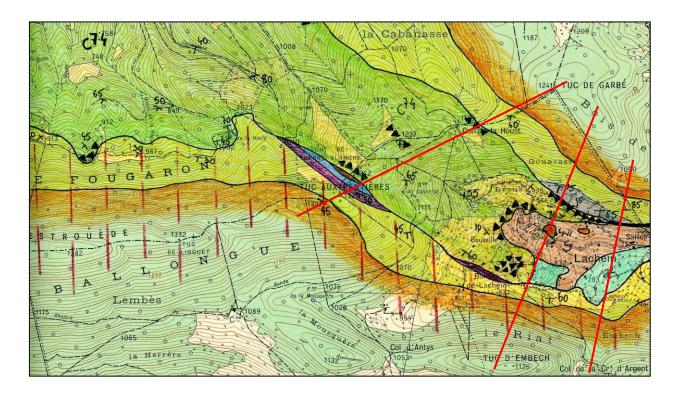


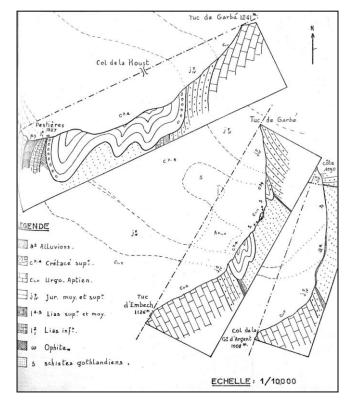




Carte géologique du bassin versant du Baget par Marcel Casteras, Marius Dalloni & Eugène Raguin (1951) seconde édition de la

« Carte géologique détaillée de la France (1/80 000), feuille Bagnères-de-Luchon, n° 252 »



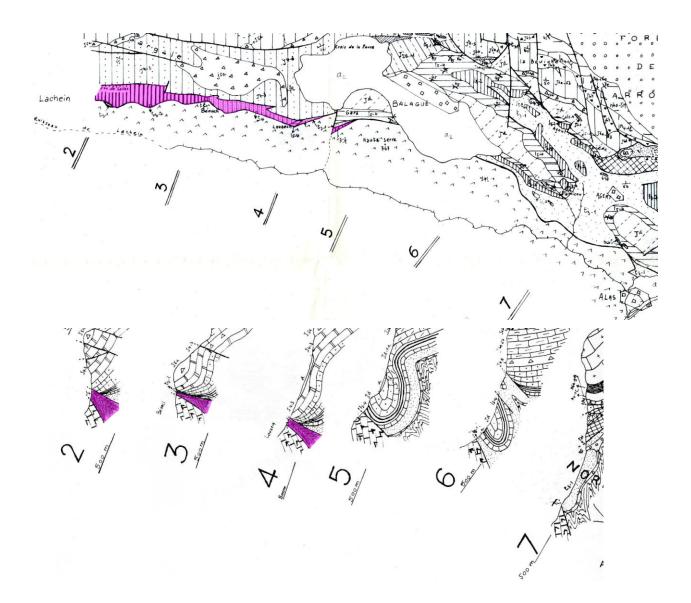


Carte 1/20 000 et coupes géologiques 1/10 000 de l'extrémité orientale du synclinal d'Arbas

par Jean-Pierre Cassan (1961)

«Contribution à l'étude géologique de la région d'Arbas»

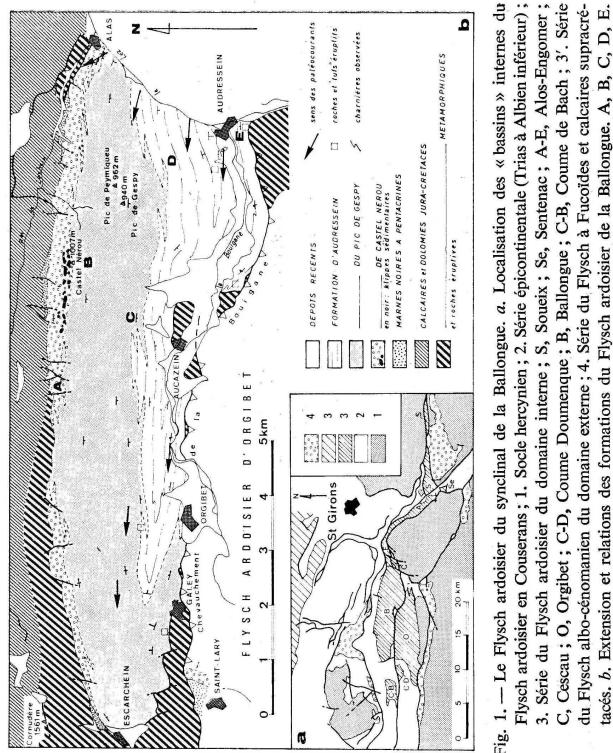
# Annexe 8



Carte et coupes géologiques 1/20 000 de l'accident anticlinal d'Alas et de Béouch

par Marcel Dubreuil (1968)

«Etude géologique de la région de la Forêt de Larroque et de la vallée de Balaguères (Ariège)»

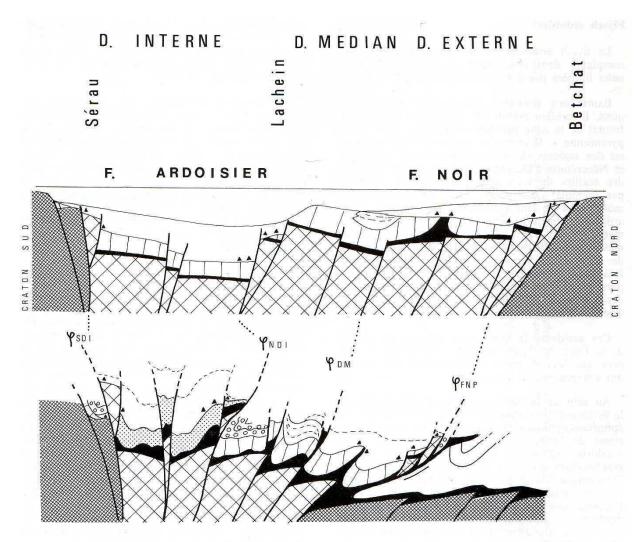


Carte du Flysch noir ardoisier du synclinal d'Audressein par E.-J. Debroas & P. Souquet (1972)

Localisation des coupes de la figure

« Contribution à la connaissance du flysch ardoisier nord-pyrénéen : les "schistes métamorphiques" du synclinal de la Ballongue (Pyrénées centrales) »

#### Annexe 10

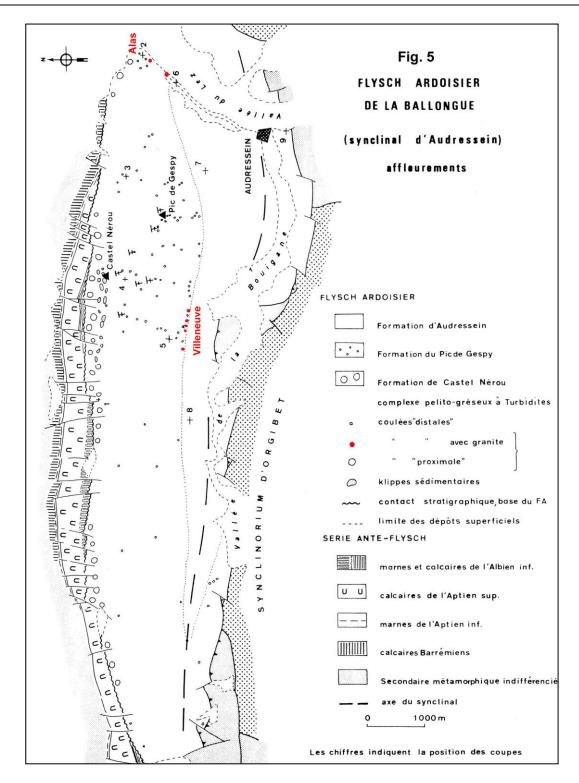


F16. 5. - Relations entre les dispositifs morphotectoniques antécénomaniens et la structure du versant nord des Pyrénées.

Chevauchements bordiers du domaine interne : au Sud ( $\phi$ SDI), au Nord ( $\phi$ NDI) ; chevauchement frontal du domaine médian ( $\phi$ DM) ; chevauchement frontal nord-pyrénéen ( $\phi$ FNP).

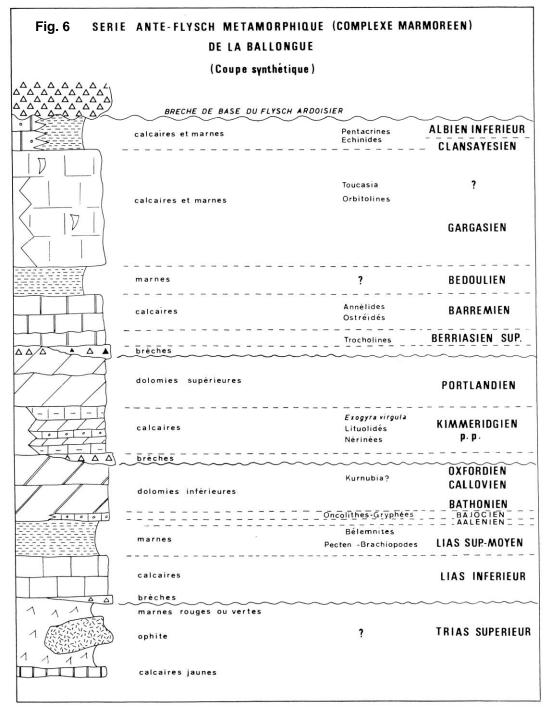
BULL. B.R.G.M. (2), 1, 4 - 1976

Identification du rôle majeur de la faille d'Alas (ΦNDI) dans la structuration de la zone nord-pyrénéenne par E.-J. Debroas & P. Souquet (1976) « Sédimentogenèse et position structurale des flyschs crétacés du versant nord des Pyrénées centrales »

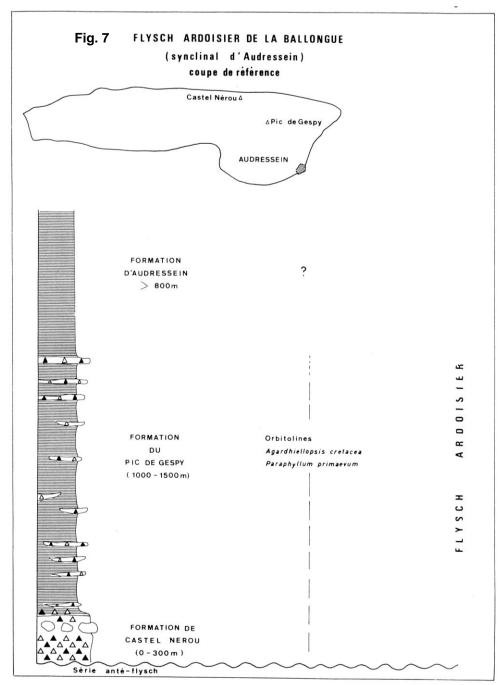


Carte du Flysch noir ardoisier et de son substratum dans le synclinal d'Audressein par Elie-Jean Debroas (1976)

#### Annexe 12

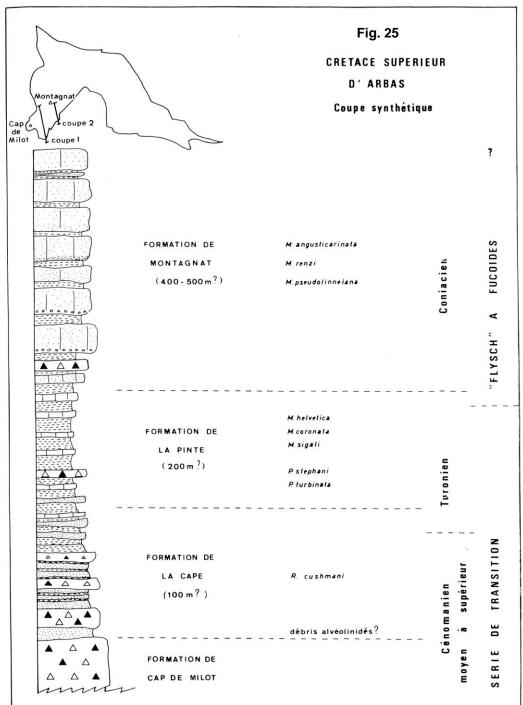


Colonne stratigraphique synthétique des Calcaires marmoréens du bassin versant du Baget par Elie-Jean Debroas (1976)



Colonne lithologique synthétique du Flysch noir ardoisier du bassin versant du Baget par Elie-Jean Debroas (1976)

# Annexe 14



Colonne stratigraphique synthétique des flyschs d'Arbas par Elie-Jean Debroas (1976)

 $7^{\mathrm{e}_{\mathrm{me}}}$  Réunion annuelle des Sciences de la Terre, Lyon 1979

ORGANISATION EN CÔNE PROGRADANT DU FLYSCH A FUCOIDES DES "BASSINS" NORD-PYRENEENS (EXEMPLE DU CRETACE SUPERIEUR D'APBAS - HAUTE-GARONNE)

par Elie-Jean DEBROAS

Laboratoire de Géologie, Université Paul-Sabatier,

89, allées Jules-Guesde, 31077 TOULOUSE Cédex

LITHOSTRA TIGRAPHIE			1	LITHOLOGI				SS		FACIES de	IRONNEMENTS de		ALIMEN- TATION		
régionale		locale H	DATATION	Marnes	alcarénites	Grès	    -  -	(m) EPAISSEURS	Mutti et Walker et Mutti Ricci-Lucchi 1973 1975						
1)	(2)	Fougaron	(4)		- 0 -			1000		D <sub>2</sub> B <sub>3</sub> G F		interne			ı
Fucoldes	FLYSCH A FUCOIDES	Montagnat Fc	Coniacien				1			C <sub>1</sub> B E C <sub>1</sub> D <sub>1</sub> D <sub>2</sub> D <sub>1</sub> C <sub>1</sub> (F G)	C L I-L	moyen	CÕNE		
e Flysch à	TRANSITION	La Pinte	Turonien					500		<sub>2</sub> <sub>2</sub> <sub>3</sub> <sub>3</sub> <sub>6</sub>	so	externe externe	ne arine		
Brèches de base	SERIE DE	C M La Cape	Cénomanien				~	100		(FA)  A E D <sub>2</sub> G  A		Canyon			
m	NR	لــــا	AS	L	éro	sio	18.	E FLY		A G		Talu	s		

N. R.: Niveaux pelliculaires rouges (3) (Coume-Ouarnède); C. M.: Cap de Milot; A. S.: Albien supérieur; I - C: interchenal; C: chenal; L: lobe; I - L: interlobe.

Références: 1) M. Casteras (1950), Bull. Carte Cécl. Fr., XLVIII, p. 419-422; 2) P. Souquet (1969), C. R. Acad. Sc. Paris, t. 269, p. 2491-2493; E.-J.Debroas et P. Souquet (1976), Bull. B.K.G.M., 2, I, 4, p. 305-320; 3) M. Collignon, E.-J. Debroas, B. Peybernès et P. Souquet (1978), Arch. Sc. Genève, 31, 1, p. 57-66. 4) E.-J. DEBROAS (1976), Thèse 3ème Cycle, Toulouse.

170

# DEFORMATION PRECOCE DU FLYSCH A FUCOIDES D'ARBAS (ZONE NORD-PYRENEENNE, HAUTE-GARONNE)

#### Elie-Jean DEBROAS

Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie, Université Paul-Sabatier 39. allées Jules-Guesde, 31062 Toulouse Cédex.

Le flysch à fucoïdes turono-sénonien d'Arbas [1] est ployé en grand synclinal complexe déversé au Nord [2] qui est synchrone de nombreux plis d'entrainement (m à dam) et d'une schistosité synmétamorphe [3]. Ces structures qui étaient considérées comme l'effet de la première phase de déformation décelable dans ce flysch résultent en réalité d'une seconde phase.

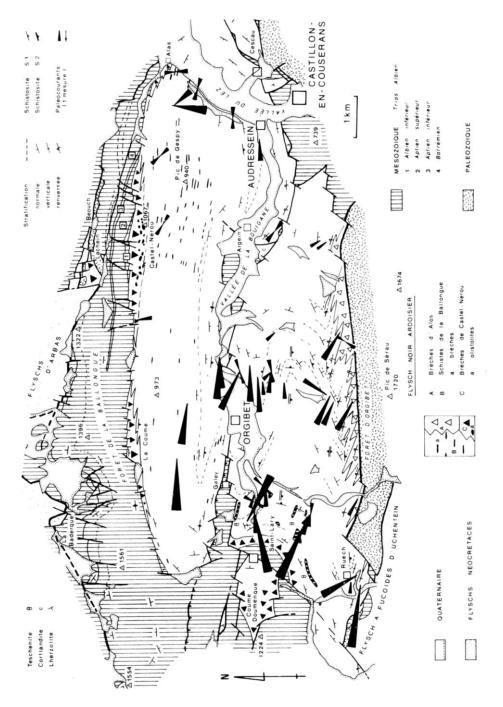
Des observations inédites effectuées au SW, au S et au SE de Fougaron prouvent l'existence d'une déformation précoce. Au Sud de la charnière du synclinal 2 d'Arbas - Fougaron l'orientation des couches permet de reconnaître les deux ensembles suivants : d'abord une série de direction NW-SE verticale et ascendante vers le Nord puis, plus au Sud et au-dessous, une série inverse qui plonge modérément à faiblement vers le SE ou le SW tout en restant moins pentée que la schistosité S2([4],p. 195, fig. 26). Les relations entre ces deux séries sont délicates à préciser en raison des conditions d'affleurement médiocres. Cependant deux interprétations à priori possibles méritent d'être examinées.

Pour la première, la série inverse est un témoin du flanc renversé d'un grand synclinal 1 couché puis replissé et schistosé ultérieurement. Certaines charnières observées dans la série de transition (cénomano-turonien) pourraient être des plis mineurs 1 ( ou des slumps...), mais il reste à identifier la charnière majeure. De plus ce type de déformations superposées est bien connu plus au Sud dans le Flysch ardoisier albien d'Orgibet mais dans des conditions géométriques bien différentes et avec la présence d'une S1 plan axial synmétamorphe qui n'existe pas ici([4], p. 195, fig. 2).

Pour la seconde interprétation, la série inverse résulte du plissement, par le synclinal 2, d'une discordance progressive au sein du flysch ; cette déformation est donc synsédimentaire et d'âge Turonien-Sénonien inférieur ([5], pl. IV). Un tel dispositif est géométriquement plus simple que le précédent et il paraît plus conforme à l'observation de deux discontinuités. La première apparaît au niveau des marnes de la Pinte qui renferment des coulées boueuses et des slumps. La seconde correspond au brusque changement d'environnement sédimentaire qui survient entre les calcarénites de Montagnat ("cône externe") et les brèches de Fougaron ("cône interne" [61], p.114, fa $_{\rm s}$ ?-16).

#### bibliographie

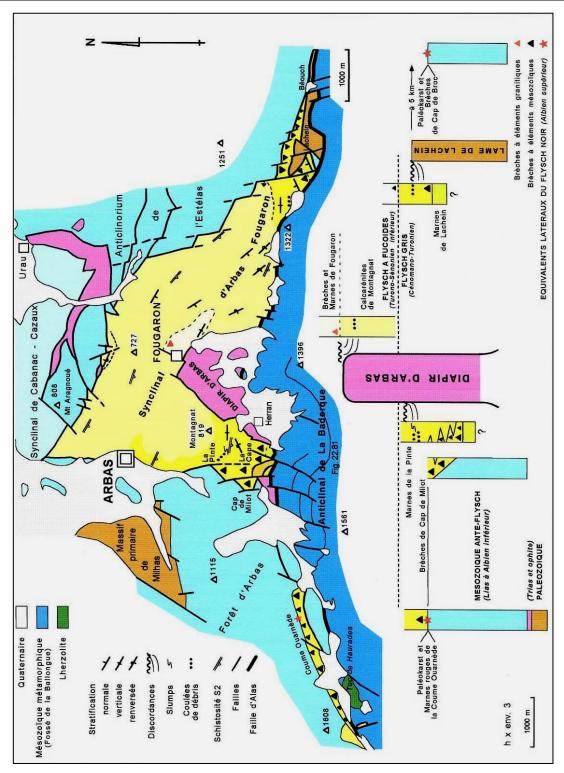
- [1] DEBROAS E.-J. (1979), 7è R.A.S.T., Lyon, p. 149.
- [2] CASTERAS M. (1933), Bull. Carte Géol. France, XXXVII, nº 189, 525 p. CASTERAS M. (1950), Bull. Carte Géol. France, XLVIII, p. 419-422.
- [3] RICATEAU R. et CHOUKROUNE P. (1970), C.R. somm. Soc. Géol. France, 6, p. 190-191 CHOUKROUNE P. (1970), Bull. B.R.G.M., 2, 1, 4, p. 49-63.
- [4] DEBROAS E.-J. in SOLE SUGRANES L. et SOUQUET P. (1980) 26ème Congr. Géol. Intern., Excusion 42, Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, Mém 3, p.157-196.
- [5] SOUQUET P., PEYBERNES B., BILOTTE M. et DEBROAS E.-J. (1977), Géol. Alpine Grenoble, 53, 2, p. 193-216.
- [6] SOUQUET P. et DEBROAS E.-J. in AUTRAN A. et DERCOURT J. (1980) 26ème Congr. Géol. Intern., Paris, Mém. B.R.G.M., nº 107, p. 213-233.



Carte géologique détaillée du Flysch noir ardoisier de la Ballongue par Elie-Jean Debroas (1987)

« Modèle de bassin triangulaire à l'intersection de décrochements divergents pour le fossé albo-cénomanien de la Ballongue (zone nord-pyrénéenne, France) »

# Annexe 18



Relations géométriques des flyschs néocrétacés d'Arbas-Fougaron avec les argilites triasiques et l'ophite du diapir d'Arbas et les schistes paléozoïques de la lame de Lachein (d'après Elie-Jean Debroas, 1992, Synthèse Pyrénées, inédit).

### Annexe 19

19<sup>ème</sup> Réunion des Sciences de la Terre, Nantes, 9-12 Avril 2002, p.104-105.

# Identification de l'activité synsédimentaire polyphasée de la faille d'Alas (zone nord-pyrénéenne, Ariège, France)

Elie-Jean Debroas

EA 3029 « Dynamique des Bassins Sédimentaires », Université Paul-Sabatier, Toulouse

La faille d'Alas traverse le petit bassin versant du Baget (13 km²; Mangin & d'Hulst, 1994) au sein des basses montagnes boisées de la zone nord-pyrénéenne ariégeoise (Aspet 1/50 000, en préparation). Actuellement inversée, elle ramène la base de marbres jurassiques et éocrétacés contre des flyschs cénomanien à sénonien inférieur. Jusqu'à présent, son activité synsédimentaire n'était connue qu'à l'Albo-Cénomanien. Elle correspondait alors au rejet plurikilométrique normal et sénestre de l'accident bordier nord-oriental du fossé de la Ballongue, l'un des grabens du rift qui séparait l'Ibérie de l'Eurasie (Debroas, 1987; Choukroune, 1992).

La cartographie détaillée du bassin (carte déposée au Laboratoire Souterrain de Moulis ; Debroas, 2000) à permis de reconnaître les structures suivantes. Une discordance angulaire kimméridgienne qui affleure localement entre un Dogger peu épais et les Brèches polygéniques du Kimméridgien. Une discordance berriasienne cartographiée entre le Jurassique qui est érodé et ployé dans un bombement anticlinal, complexe à cœur de brèches remaniant ses diverses formations, et l'Eocrétacé monoclinal et discordant qui débute par la Brèche limite berriasienne. Dans le Flysch ardoisier albo-cénomanien, la discordance de Brèches de Castel Nérou de plus en plus récentes sur le toit érodé des calcaires aptiens s'associe à une discordance progressive dans les Schistes de la Ballongue inférieurs. Dans le flysch cénomano-turonien enfin, une discordance intra-turonienne clôt le début de l'extrusion de la lame paléozoïque de Lachein.

Le jeu synsédimentaire polyphasé de la faille d'Alas ressort ainsi de :

- l'identification d'au moins 2 phases, au début du Kimméridgien (discordance), au Berriasien (bombement diapirique et discordance) ;
  - la réinterprétation de la phase albo-cénomanienne (discordance progressive du flysch) ;
- l'identification d'une phase cénomano-turonienne (début de l'extrusion du Paléozoïque et discordance intra-turonienne).

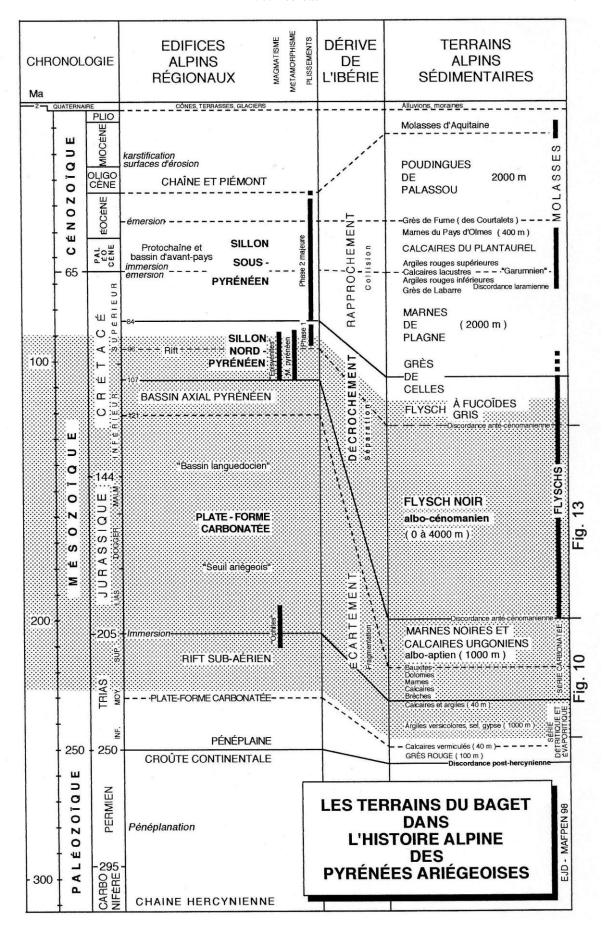
Cette évolution est contrôlée par les mouvements du socle accompagnés d'une halocinèse (Debroas & al., 1991). Ses 2 dernières phases peuvent témoigner d'une composante compressive locale davantage compatible avec un contexte décrochant sénestre transtensif à transpressif (Debroas, 1995) qu'avec un hypothétique raccourcissement alpin généralisé de la zone nord-pyrénéenne débutant dès l'Albien (Souquet et Peybernès, 1991). Celui ci n'intervient qu'après le Sénonien inférieur lors du plissement synschisteux des flyschs au cours de l'inversion du fossé de la Ballongue et de sa faille bordière d'Alas.

Choukroune P. (1992) – *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 20, 143-158.

Debroas E.-J. (1987) - *Bull. Soc. géol. France*, (8), III, 5, 887-898; Debroas E.-J. (1995) – *Strata*, 1, 7, 21-23.

Debroas E.-J., Sagon J.-P. & Azambre B. (1991) - *Réun. Spéc. Soc. géol. France* et CEPHAL, Paris, résumés. Mangin A. et d'Hulst D. (1994) - *Actes Sém. Nat. Hydrosystèmes*, Paris, 113-120.

Souquet P. et Peybernès B. (1991) – *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-aquitaine*, 15, 1, 195-213.

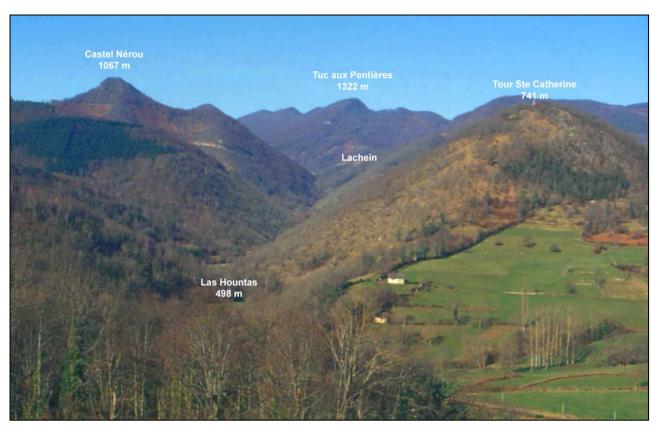


# PLANCHES 1 à 9

### PLANCHE I

Fig. 1 - Les forêts du bassin versant du Baget vues depuis l'est (Croix au nord d'Alas, sur le chemin de Coumaury).

Fig. 2 - Les prairies du bassin versant du Baget vues depuis l'ouest (Route forestière de la Ballongue-nord au sud-est du Tuc aux Pentières).





#### **PLANCHE 2**

Paysage à l'articulation des flyschs du synclinal d'Arbas avec les schistes paléozoïques de Lachein (d'après une diapositive du 3 Janvier 1974) et son interprétation géologique (d'après la figure 14).

0 : Quaternaire discordant (Source du Cabernat)

### Zone nord-pyrénéenne interne métamorphique (flanc nord du synclinal d'Audressein)

- 1 : Formations crétacées
- 2 : Formations jurassiques

### Zone nord pyrénenne médiane

### Synclinal d'Arbas

- 3 : Calcaires à Floridées de l'Aptien supérieur
- 4 : Marnes de Lachein
- 5 : Brèches de Lachein
- 6 : Marnes de la Pinte au-dessous de la discordance
- 6': Marnes de la Pinte au-dessus de la discordance
- 7 : Calcarénites de Montagnat et Brèches du col de la Houst (triangle noir)

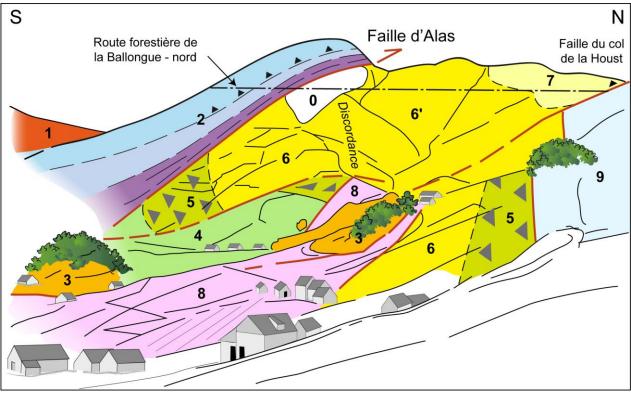
#### Lame extrusive de Lachein

8 : Schistes paléozoïques

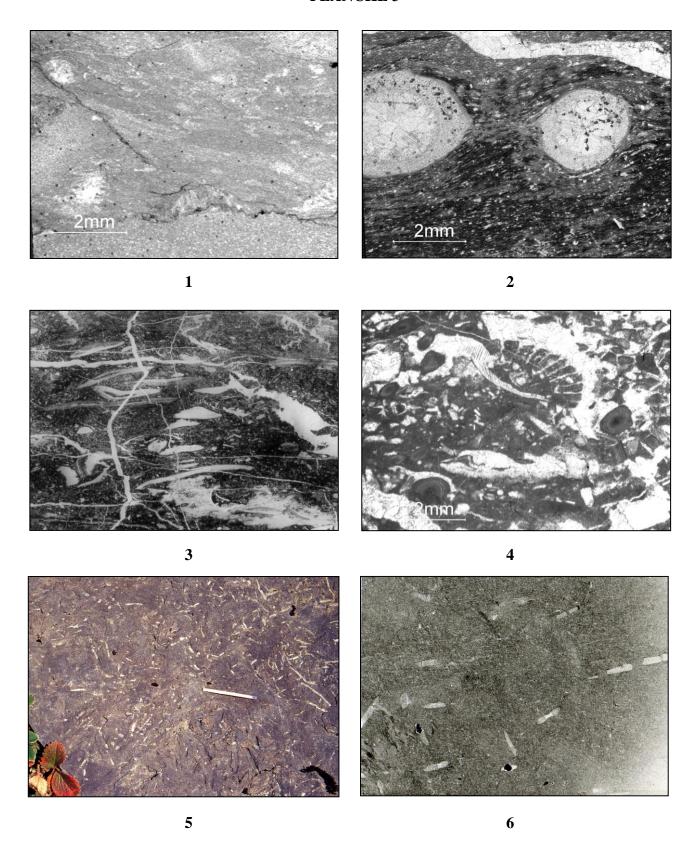
#### Synclinal de Montreich

9 : Formations jurassiques

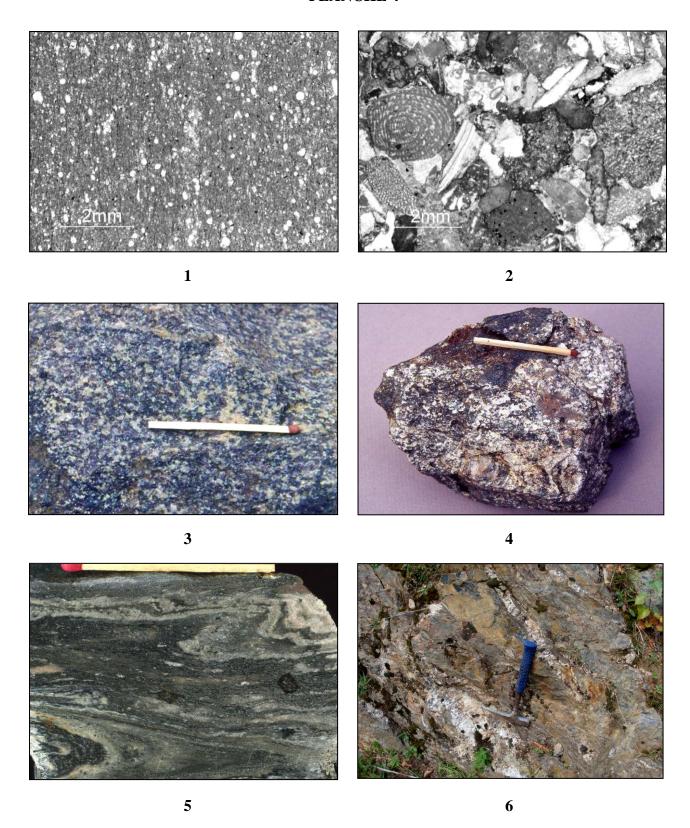




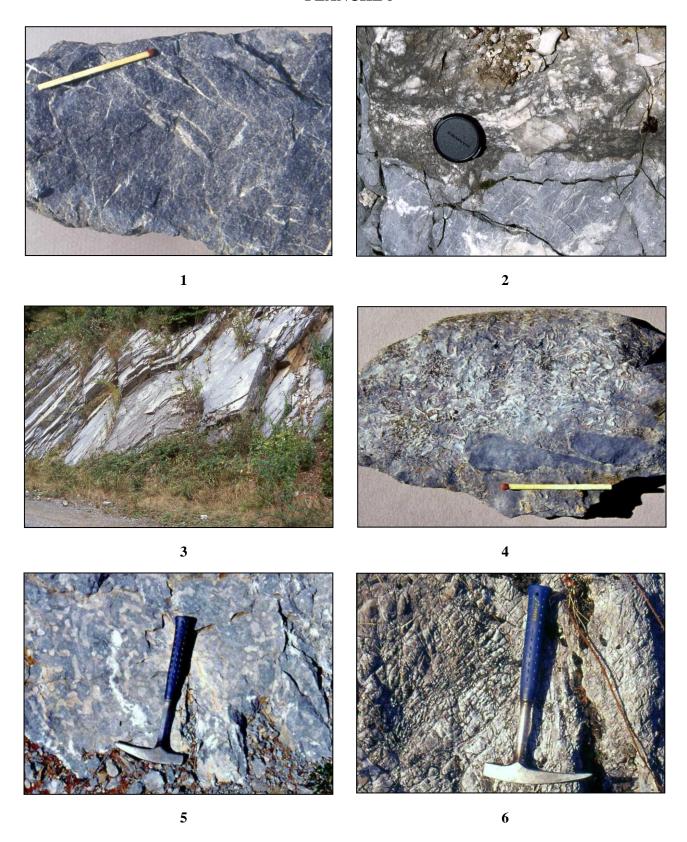
- Fig. 1 Trocholine recristallisée et déformée. « Calcaires à Trocholines et Dasycladacées », Berriasien (versant sud de Serre Haute ; EJD 3692).
- Fig. 2 Schistosité de flux S1 se moulant sur deux tubes d'annélides. « Calcaires à Annélides », Barrémien (Versant nord du Tuc d'Embech ; EJD 3940).
- Fig. 3 Orbitolines recristallisées et déformées « Calcaires urgo-aptiens (Versant nord du Tuc d'Embech ; EJD 4061).
- Fig. 4 Agardhiellopsis cretacea et débris d'hexacoralliaire. « Calcaires urgo-aptiens », Aptien supérieur (Cap det Quère ; EJD LAC 4).
- Fig. 5 Marbre sombre à baguettes de scapolite. « Calcaires urgo-aptiens », Aptien supérieur (Route forestière de la Ballongue).
- Fig. 6 Marbre sombre à baguettes de scapolite tronçonnées. Base des « Calcaires urgo-aptiens » de la séquence I, Bédoulien à Gargasien basal. (Ouest de la Mousquère sur le chemin descendant à Buzan, EJD 3828).



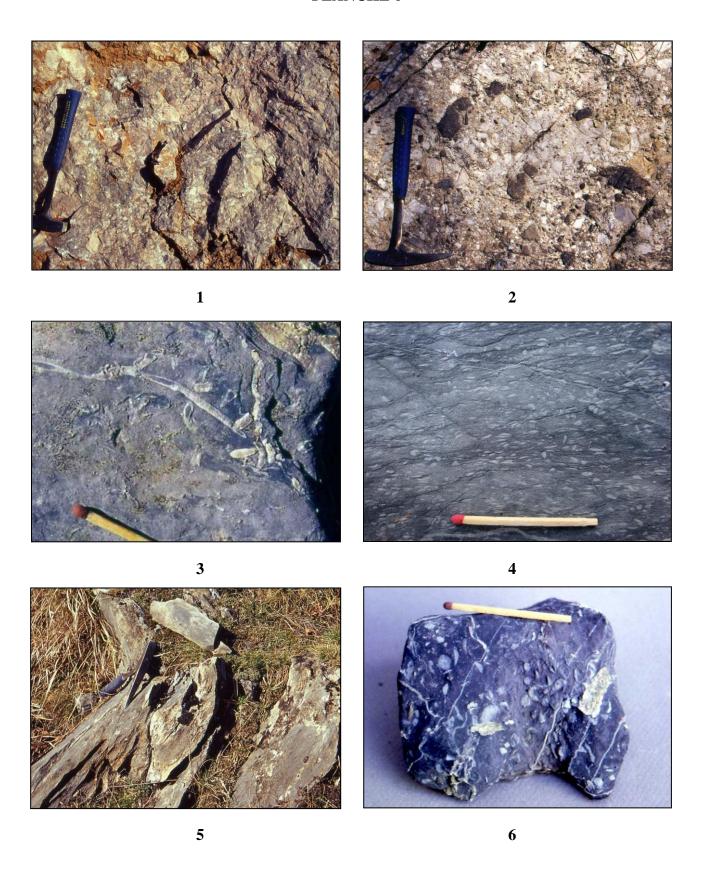
- Fig. 1 Biomicrite à calcisphères légèrement schistosée. « Marnes de La Pinte », Turonien (Granges de Brous ; EJD 3918).
- Fig. 2 Calcarénite bioclastique à débris de préalvéoline, orbitolines et lamellibranches. « Calcarénites de Montagnat », Coniacien (Col de la Houst, EJD AH OO).
- Fig. 3 Paragneiss granulitique à grenats (Chemin au sud de Salles, EJD 3905).
- Fig. 4 Orthogneiss de faciès amphibolite (Thalweg du ruisseau de Lachein, EJD ????).
- Fig. 5 Chloritoschistes compacts à lits feldspathiques plissotés (Rive droite du ruisseau de Lachein dans le talus d'une piste montant vers Lachein et Salles, EJD 4424).
- Fig. 6 Schistes ardoisiers noirs à filons de quartz. Cambro-Ordovicien possible (Lachein au sud de Brous sur la piste de Boussille).



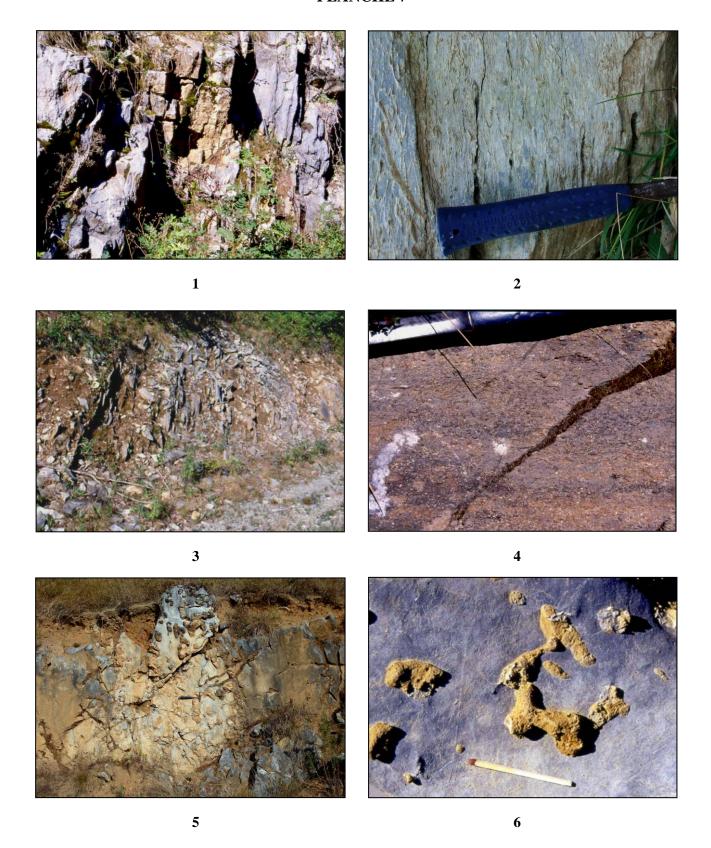
- Fig. 1 Dolomie noire, cristalline et fétide au choc traversée par des fractures remplies de calcite blanche. « Dolomies inférieures », Jurassique moyen ((Route forestière de la Ballongue au sud-est du Tuc aux Pentières ; EJD ????).
- Fig. 2 Détail du contact discordant originel entre les « Dolomies inférieures » et les « Brèches kimméridgiennes ». L'ensemble de l'affleurement est illustré dans le texte par la figure 11 (Route forestière de la Ballongue au sud-est du Tuc aux Pentières).
- Fig. 3 Calcaires sombres stratifiés. « Complexe calcaréo-dolomitique médian », Kimméridgien (Route forestière de la Ballongue au sud du Tuc aux Pentières).
- Fig. 4 Lumachelle de petites Exogyres à intraclastes correspondant vraisemblablement à une accumulation de tempête. « Complexe calcaréo-dolomitique médian », Kimméridgien. (Piste entre la route forestière de la Ballongue et la crête du Tuc aux Pentières ; EJD 3929).
- Fig. 5 Calcaire bioturbé par des terriers de crustacés (*Thalassinoides* ). « Complexe calcaréo-dolomitique médian », Kimméridgien (Piste de Lachein).
- Fig. 6 Dolomie grise fine fracturée. « Dolomies supérieures », Tithonien (Route forestière de la Ballongue au sud du Tuc aux Pentières).



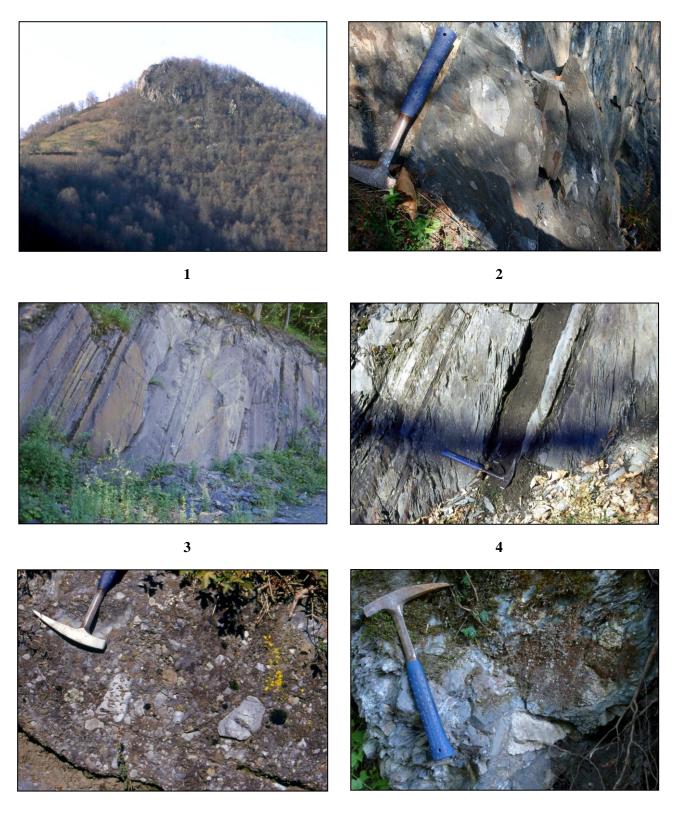
- Fig. 1 Brèche à éléments de calcaires rosés. « Brèches de Coumette », Berriasien (Piste de Lachein au contact avec les calcaires kimméridgiens).
- Fig. 2 Brèche grise à éléments de dolomie noire et de calcaires gris. « Brèches de Coumette », Berriasien (Piste de Lachein entre les brèches à éléments rosés et les schistes paléozoïques).
- Fig. 3 Tubes d'annélides blancs dans des calcaires micritiques sombres. « Calcaires à Annélides », Barrémien (Le Riat, versant nord du Tuc d'Embech ; EJD 3940).
- Fig. 4 Calcaire schistosé à orbitolines. « Calcaires à Annélides », Barrémien (la Mousquère, échantillon déplacé ; EJD 3907).
- Fig. 5 Crochon de faille ployant la schistosité de flux S1 de calcschistes cristallins sombres à cubes de pyrite oxydée. « Marnes à *Deshayesites* », Aptien inférieur (Crête de Serre Haute à Sainte Catherine).
- Fig. 6 Orbitolines recristallisées et déformées. « Calcaires urgo-aptiens », Aptien supérieur (Le Riat, versant nord du Tuc d'Embès ; échantillon déplacé, EJD 4061).



- Fig. 1 Affleurement de calcaires à rudistes (*Toucasia* et *Polyconites*). « Calcaires urgo-aptiens », sommet de la séquence I, Aptien supérieur (Les Cantères, piste du Mail Blanc).
- Fig. 2 Test de rudistes déformés par la schistosité S1 verticale. « Calcaires urgo-aptiens », sommet de la séquence I, Aptien supérieur (Les Cantères, piste du Mail Blanc ; bloc déplacé).
- Fig. 3 Affleurement de calcarénites fines. « Calcaires urgo-aptiens », vers la base de la séquence II, Aptien supérieur (Les Cantères, piste du Mail Blanc).
- Fig. 4 Echantillon de calcarénite grossière à entroques. « Calcaires urgo-aptiens », Aptien supérieur (Les Cantères, piste du Mail Blanc ; bloc déplacé, noter la schistosité horizontale).
- Fig. 5 Banc métrique de calcaire à chailles soulignant la stratification verticale. « Calcaires urgoaptiens », vers le sommet de la séquence II, Aptien supérieur (Les Cantères, piste du Mail Blanc).
- Fig. 6 Chailles ramifiés soulignant des remplissages de terriers de crustacés (*Thalassinoides* ). « Calcaires urgo-aptiens », vers le sommet de la séquence II, Aptien supérieur (Piste du bois de Tucau, échantillon déplacé ; EJD ????).

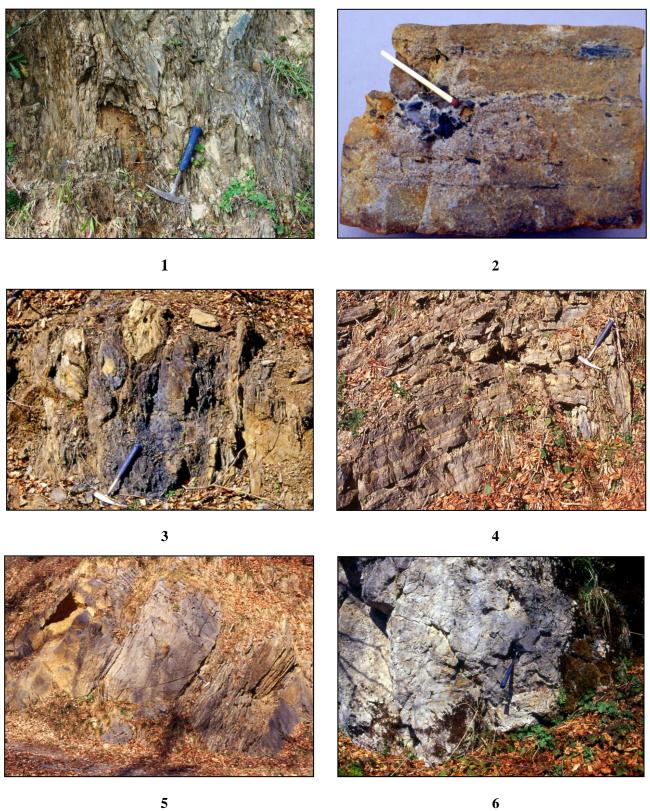


- Fig. 1 Olistolites de calcaires aptiens près de la base du Flysch noir ardoisier. « Brèches de Castel Nérou » (Sommet de Castel Nérou).
- Fig. 2 Pélite noire à blocs de calcaire non jointifs déposée par coulée boueuse de débris. Noter la schistosité S1 verticale. « Brèches de Castel Nérou » (Nord-est de Castel Nérou, piste montant vers ce sommet à proximité de la Route d'Embech).
- Fig. 3 Affleurement de Flysch noir ardoisier. « Schistes de la Ballongue inférieurs » (Route d'Embech au départ de la piste montant au col de la croix de Bourrudech ). Photo prise en juillet 1997, actuellement les trois-quarts de l'affleurement sont déjà masqués par la végétation.
- Fig. 4 Détail d'un affleurement de Flysch noir ardoisier montrant l'obliquité entre la stratification normale plongeant fortement au sud et la schistosité de flux S1 verticale. « Schistes de la Ballongue inférieurs » (Sud-ouest du col de la croix de Bourrudech sur la piste descendant à Argein).
- Fig. 5 Brèche polygénique à éléments de calcaires mésozoïques. Banc de « Conglomérats du Pic de Gespy » interstratifiés dans les « Schistes de la Ballongue inférieurs » (Nord d'Arrout, piste sur le versant méridional du Tuc de Char).
- Fig. 6 Banc de brèche polygénique à éléments de granite. « Conglomérats du Pic de Gespy » interstratifiés dans les « Schistes de la Ballongue inférieurs » (Sud-ouest d'Alas, sur la piste vers Arrout à l'est de la cote 565).



5

- Fig. 1 Marnes noires à blocs et galets non jointifs affectées par la schistosité verticale S2 du synclinal d'Arbas. « Marnes de Lachein », Cénomanien probable (Piste des Bordes de Lachein, rive gauche du ruisseau de Boussarach).
- Fig. 2 Banc de grès quartzeux à débris de schistes noirs vraisemblablement paléozoïques. « Marnes de Lachein », Cénomanien probable (Piste de Boussille, rive gauche du ruisseau de Boussarach ; EJD 3909).
- Fig. 3 Marnes noires à blocs et galets non jointifs de flysch resédimenté qui surmontent la discordance intra turonienne dans le flanc sud du synclinal d'Arbas. « Marnes de La Pinte », Turonien (Route forestière de la Ballongue, à l'ouest de la source du Cabernat).
- Fig. 4 Alternance de pélites noires et de micrites à patine claire affectées par la schistosité S2 au niveau d'un pli d'entraînement du flanc sud du synclinal d'Arbas. « Marnes de La Pinte », Turonien (Route forestière de la Ballongue, rive gauche du ruisseau de Boussarach).
- Fig. 5 Bancs de calcarénites bioclastiques dans le flysch du flanc nord du synclinal d'Arbas. « Calcarénites de Montagnat », Coniacien (Route forestière de la Ballongue, au sud-ouest du col de la Houst).
- Fig. 6 Banc de brèche à éléments mésozoïques dans le flysch du flanc nord du synclinal d'Arbas. « Calcarénites de Montagnat », Coniacien (Col de la Houst).



6