

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

CAMPAN

par

Y. TERNET, P. BARRÈRE,
E.J. DEBROAS

CAMPAN

La carte géologique à 1/50 000
CAMPAN est recouverte
par les coupures suivantes de la Carte
géologique de la France à 1/80 000 :
au nord : TARBES (N° 240)
au sud : LUZ (N° 251)

Lourdes	Bagnères- de-Bigorre	Montréjeau
Argelès- Gazost	CAMPAN	Arreau
Gavarnie	Vielle-Aure	Bagnères-de- Luchon



MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
BRGM
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL

Boîte postale 6009 — 45060 Orléans Cedex 2 — France

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
CAMPAN À 1/50 000**

par

Y. TERNET, P. BARRÈRE, E.J. DEBROAS

1995

**Éditions du BRGM
Service géologique national**

Références bibliographiques. Toute référence en bibliographie au présent document doit être faite de la façon suivante :

— *pour la carte* : 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 : BRGM. Notice explicative par Y. Ternet, P. Barrère, E.J. Debrosas (1995), 117 p.

— *pour la notice* : TERNET Y., BARRÈRE P., DEBROAS E.J. (1995) — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille **Campan** (1071). Orléans : BRGM, 117 p. Carte géologique par Y. Ternet *et al.* (1996).

© BRGM, 1995. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-2071-7

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	5
<i>CADRE STRUCTURAL</i>	5
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE SOMMAIRE</i>	6
<i>HISTORIQUE - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE - PRINCIPAUX RÉSULTATS</i>	9
DESCRIPTION DES TERRAINS	13
<i>ROCHES MAGMATIQUES ET FILONIENNES</i>	13
<i>TERRAINS MÉTAMORPHIQUES</i>	22
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES</i>	26
Primaire	26
Secondaire	44
Quaternaire	59
GÉOLOGIE STRUCTURALE	70
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	89
<i>OCCUPATION DU SOL</i>	89
<i>ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE</i>	91
<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	91
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	92
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	94
<i>RISQUES NATURELS</i>	95
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	97
<i>ITINÉRAIRES</i>	97
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	103
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	111
<i>DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUES ET ANALYSES</i>	111
AUTEURS	112
ANNEXES	
<i>GÎTES ET INDICES MINÉRAUX</i>	114
<i>PRINCIPALES CAVITÉS NATURELLES</i>	117
ENCART	
<i>SCHÉMA STRUCTURAL</i>	
<i>COUPE SCHÉMATIQUE</i>	

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

La feuille Campan s'inscrit sur le versant nord des Pyrénées centrales, dans le département des Hautes-Pyrénées, où elle contient le bassin montagnard de l'Adour.

Les grands ensembles géographiques suivants peuvent être distingués :

— les *chaînon calcaires mésozoïques* WNW-ESE, au Nord-Est et au Nord de la vallée de l'Adour et du col de Beyrède, avec le Casque du Lhéris (1 595 m), l'Escala (1 172 m), Suberpène (1 268 m) et la crête plus méridionale du Haboura (1 611 m), Pène Lise (1 798 m), Bassia (1 921 m), point culminant de cet ensemble ;

— le *massif hercynien du pic du Midi de Bigorre* (2 872 m) point culminant de la feuille, à peu près au centre de la moitié septentrionale, entre les vallées SW-NE de l'Adour de Lesponne et de l'Adour de Gripp, aux nombreuses crêtes découpées par des cirques glaciaires et se prolongeant jusqu'à la limite ouest de la feuille au Soum de Léviste (2 437 m) ;

— le *massif hercynien du Montaigu* (2 339 m), au Nord-Ouest de la vallée de Lesponne ;

— le *massif granitique du Néouvielle*, au Sud de la dépression Barèges—Tourmalet—Ancizan, dont les sommets (2 400 m à 2 800 m) sculptés par l'érosion glaciaire dominant de nombreux lacs d'altitudes supérieures à 2 000 m, flanqué du *massif de l'Arbizon* (2 831 m) à l'Est et du *Soum de las Agassères* (2 505 m) à l'Ouest.

Le centre de la feuille constitue le *bassin d'alimentation de l'Adour*. Les secteurs périphériques relèvent respectivement :

— les chaînon calcaires, de *l'Arros* qui rejoint l'Adour à 70 km en aval ;

— l'Est des crêtes de Sarramer—cols de Beyrède et d'Aspin—Arbizon—Quatre-Termes—Espade, de la *Neste d'Aure*, affluent de la Garonne, dont la vallée occupe l'angle sud-est de la feuille ;

— l'Ouest de la crête pic d'Espade—Tourmalet—pic du Midi et le Sud de celle des pics d'Ourdégon et de Léviste, du *Bastan* affluent du gave de Pau ;

— la partie nord-ouest, du *ruisseau d'Isaby* et de celui du *Plaa de la Pène* tributaire du gave de Pau.

CADRE STRUCTURAL

La *faille nord-pyrénéenne* qui suit la vallée de l'Adour et rejoint la vallée de la Neste par le col de Beyrède sépare la *zone nord-pyrénéenne*

au Nord-Est de la *zone axiale* à laquelle appartient le reste de la feuille.

• La **zone nord-pyrénéenne** est constituée de terrains mésozoïques à dominante carbonatée affectés par de grands plis longitudinaux soit déversés au Sud (synclinal du Bassia), soit droits (synclinal du Cap de Brouca), séparés par des charnières anticlinales aiguës et faillées jalonnées de Trias ophitique et de copeaux de Paléozoïque (faille de l'Artiguette) dans le *prolongement du massif nord-pyrénéen de Ferrère*.

• La **zone axiale** peut être divisée en deux régions par une bande E-W faillée (faille d'Arreau ou du Tourmalet, faille d'Ancizan) intéressant des terrains carbonifères et dévonien peu résistants dans lesquels l'érosion a dégagé les vallées de Barèges et de la Mongie et un alignement de cols et de dépressions.

Au Nord de cette bande médiane, des terrains dévonien pélitiques à intercalations calcaires sont structurés en plis, écailles et chevauchements déversés ou couchés globalement vers le Nord, métamorphisés autour des *dômes de Lesponne* et du *Chiroulet* constitués de terrains cambro-ordoviciens migmatitisés et recoupés par des granites. Cet ensemble occidental domine à l'Est la zone effondrée du « *Culm* » du col d'Aspin.

Au Sud, le *massif granitique du Néouvielle* occupe une large place au sein de Carbonifère et de Dévonien supérieur à dominante détritique, affectés par des plis et des accidents de direction N110°E, sub-verticaux ou à vergence sud à l'approche de la zone de racine de la nappe de Gavarnie.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE SOMMAIRE

Zone axiale

Les minéraux et le chimisme des migmatites et micaschistes attribués au Paléozoïque inférieur indiquent qu'ils proviennent d'une série pélitique et gréseuse. Fort puissante, elle correspond assez bien aux terrains qui constituent l'extrémité occidentale du massif de Ferrère. Il s'agit là de dépôts marins de talus continental en situation plus ou moins distale, voire localement littorale.

Le non-dépôt ou l'érosion de l'Ordovicien inférieur dans les Pyrénées centrales et orientales est encore l'objet de controverses. Il est connu plus à l'Ouest, dans la vallée du gave de Pau, avec des détritiques fins à intercalations volcaniques.

Avec le Silurien se poursuit cette sédimentation finement détritique qui participe à l'édification des puissants prismes accumulés sur la bordure probablement subsidente du continent de Gondwana, avec quelques épisodes de sédimentation carbonatée indiquant un début d'évolution vers des conditions de plus haut niveau marin. Les ampé-

lites à graptolites correspondent alors à des conditions euxiniques de mer calme, non aérée, peut-être peu profonde. Ces sédiments fins, très réducteurs, ont des caractéristiques chimiques qui traduiraient un réchauffement du climat.

Ce changement climatique est acquis (peut-être dû à la dérive de la plate-forme continentale vers des latitudes plus basses) avec les carbonates qui s'installent au début du Dévonien. Ensuite, une sédimentation d'abord à dominante argileuse puis détritique, intéresse toute la région qui se retrouve en position de talus continental sans doute subsident.

Au Dévonien supérieur apparaît un trait paléogéographique assez net. En effet, alors que dans les secteurs septentrionaux (Ancizan, Aspin, Soum de Tramassel) se déposent de façon continue, dès le Givétien supérieur—Frasnien inférieur, des calcaires néritiques, ailleurs ceux-ci sont rapidement submergés par l'accumulation de sédiments détritiques à caractères turbiditiques, dans une zone en cours d'affaissement. Cette disposition, qui se prolonge d'ailleurs vers l'Ouest et vers l'Est, pourrait traduire l'activité d'une faille de distension nouvellement apparue, de direction E-W à N110°E. À la fin du Dévonien, la sédimentation calcaire intéresse à nouveau toute la région.

La sédimentation calcaire néritique se poursuit au début du Carbonifère. Puis, brutalement, surviennent les épandages détritiques très épais du «Culm», ravinant le substratum, qui paraissent s'accumuler dans des bassins longitudinaux parallèles à la direction paléogéographique reconnue au Dévonien supérieur. Cela signifie le jeu ou le rejeu de failles conduisant à une structure en horsts et en bassins, et l'érosion de reliefs émergés; c'est le début de l'orogénèse hercynienne.

Celle-ci, qui met en jeu une compression subméridienne, se traduit régionalement par le plissement de tous les terrains et des chevauchements qui augmentent l'épaisseur de la croûte continentale. Dans le même temps, par les failles distensives du début ou des failles nées dans un contexte cisailant, des magmas mantelliques ont pu pénétrer dans la croûte et l'échauffer. À partir de là se produisent un métamorphisme de moyenne pression conduisant à l'anatexie des séries les plus profondes (Chiroulet), et des fusions de divers niveaux crustaux donnant les magmas granodioritiques (Néouvielle, Lesponne). Au cours de leur ascension diapirique, ils provoquent autour d'eux un métamorphisme prograde de haute température et basse pression.

À la fin du Carbonifère, la compression se relâche, les massifs granitiques sont arrivés plus ou moins près de la surface en fonction de leur taille et de la viscosité propre à leur composition chimique, et y terminent leur cristallisation. Ainsi, le granite du Néouvielle a atteint une zone relativement élevée dans le Culm namurien.

Tous ces mouvements ont provoqué l'émersion de la région où s'accumulent pendant le Permien, dans des bassins intramontagnards

peut-être délimités par des escarpements de failles distensives, des alluvions continentales grossières (Nord du col d'Aspin).

Au Trias, les détritiques débordent des bassins permien sur une pénéplaine à climat chaud et aride. Ils sont bientôt surmontés par les sédiments lagunaires ou d'eau peu profonde d'une mer qui va envahir progressivement la région au Lias.

Juqu'au Crétacé supérieur, on ne peut rien dire de l'histoire de la région en l'absence de dépôts, si ce n'est qu'elle a dû connaître des oscillations du niveau marin en rapport avec ceux que l'on connaît dans la zone nord-pyrénéenne. Cependant, il est à peu près sûr qu'à la fin de l'Albien elle est émergée, puisqu'au Cénomaniien une mer peu profonde dépose des calcaires zoogènes en discordance sur le Trias gréseux de la même manière que sur le socle « autochtone » de Gavarnie, sur le granite des Eaux-Chaudes et sur le Paléozoïque de la nappe de Gavarnie.

La compression pyrénéenne se traduit par la surrection, plus ou moins dirigée par des cisaillements senestres N110°E, du massif du Néouvielle et des blocs relativement rigides que constituent les dômes de Lesponne et du Chiroulet, la formation ou le rejeu de chevauchements et de déversements vers le Nord, et par des fractures sub-méridiennes.

Exondée dès la fin de l'Éocène, la région est soumise à l'érosion dont les produits forment les poudingues et molasses éocènes et oligomiocènes du piémont. Au Pliocène, les principales vallées sont creusées. Elles sont empruntées au Quaternaire ancien par des glaciers issus de la calotte de glace qui couvrait les sommets actuels et qui ont laissé les moraines basses et les alluvions qui en encombrant actuellement le fond.

Chronologie de la structuration alpine

Les formations secondaires de cette feuille et leurs structures ont enregistré plusieurs des événements fondamentaux de l'histoire alpine du versant nord des Pyrénées. Ils se regroupent dans trois grandes périodes qui sont directement liées au déplacement relatif des plaques continentales européenne et ibérique (*cf. Azambre et al., 1989 : p 10*).

Du Permien à l'Albien inférieur, les deux plaques encore solidaires subissent un long et irrégulier prédécoupage.

Au Permien, le millier de mètres de brèches rutilantes discordantes remplit le fossé d'Aure limité par une faille voisine du col de Beyrède.

Au Trias inférieur, la centaine de mètres de grès bigarrés recouvre la pénéplaine post-hercynienne et cache les reliefs précédents.

Au Trias moyen, la trentaine de mètres de calcaires vermiculés tapisse une première et éphémère plate-forme marine carbonatée.

Au Trias supérieur, l'épaisse série d'argiles évaporitiques témoigne

d'une première subsidence régionale qui s'accompagne d'une importante et profonde fracturation distensive signée par l'intrusion finitriasique des ophites (rift continental subaérien).

Du Lias au Barrémien, la série carbonatée inférieure s'accumule lentement sur une deuxième plate-forme carbonatée qui fossilise les dispositifs antérieurs mais, à partir du Kimméridgien, la discordance anté-kimméridgienne puis les variations d'épaisseur des dépôts indiquent une structuration en blocs basculés parfois séparés de rides diapiriques.

À l'Aptien et à l'Albien inférieur, la série carbonatée supérieure témoigne d'une nouvelle subsidence régionale (rift sous-marin).

De l'Albien moyen au Sénonien inférieur, les plaques se séparent et subissent un coulissage senestre. La faille nord-pyrénéenne se manifeste enfin nettement en séparant la plaque ibérique et le sillon des flyschs nord-pyrénéens qui est le siège d'un amincissement crustal accompagné par la mise en place de lherzolites, le magmatisme alcalin, le métamorphisme thermique pyrénéen et les premiers plissements alpins, et qui correspond ainsi à l'expression morphotectonique de la frontière des plaques.

Pendant l'Albo-Cénomanién, les érosions responsables de la discordance anté-cénomaniénne, puis le dépôt de 100 à 300 m de calcaires marins peu profonds, se succèdent sur le bord septentrional de la plate-forme ibérique que les escarpements synsédimentaires d'une faille nord-pyrénéenne, alors normale et senestre, séparent du sillon des flyschs nord-pyrénéens.

Pendant le Turonien—Sénonien inférieur, l'épais flysch péliito-gréseux s'accumule sur le bord effondré de la précédente plate-forme, alors que les grands plis nord-pyrénéens synschisteux et synmétamorphiques s'édifient dans le sillon (phase 1).

Du Sénonien supérieur à l'Éocène—Oligocène, le rapprochement et la collision des deux plaques coïncident avec le serrage général et subméridien (phase 2) qui est marqué par :

- l'inversion de la faille nord-pyrénéenne et le premier plissement synschisteux et synmétamorphique du flysch turono-sénonien, puis ses déformations mineures ultérieures ;
- l'écrasement des plis nord-pyrénéens déformés et découpés par les accidents verticaux transverses et conjugués, à l'origine de virgations locales plus ou moins prononcées.

HISTORIQUE - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE - PRINCIPAUX RÉSULTATS

Terrains paléozoïques

Les cartes précédentes couvrant le territoire de la feuille sont les éditions de la feuille Luz à 1/80 000 de 1905 à 1949 et, pour sa frange nord, les éditions de la feuille Tarbes à 1/80 000 de 1907 à 1970.

Si les deuxièmes éditions donnent une cartographie un peu plus détaillée des terrains mésozoïques de la zone nord-pyrénéenne, pour ce qui est du Paléozoïque de la zone axiale elles fournissent, à quelques différences près, la représentation donnée par A. Bresson sur les premières éditions. Quelques barres calcaires sont attribuées au Dévonien moyen. Des micaschistes entourent les granites porphyroïdes de Lesponne sur Tarbes (2^e éd.) mais le métamorphisme mentionné auparavant a disparu. Des migmatites environnent ces mêmes granites sur Luz (2^e éd.) mais nulle auréole de métamorphisme n'est indiquée. Pourtant, le métamorphisme entourant les migmatites du Chiroulet est bien indiqué mais, curieusement, il n'englobe pas la crête Merlheu—pic du Midi. Les marbres de Payolle demeurent dans le Carbonifère. La structure concentrique du granite du Néouvielle, bien indiquée sur la 1^{re} édition, a disparu. Autre disparition, celle des lydiennes de Barèges.

Les observations de P. Hupé, entre 1939 et 1951, précisèrent l'étendue du métamorphisme et son âge, le même que celui des migmatites du Chiroulet (hercynien), l'âge des calcaires du chaînon Merlheu—pic du Midi (dévonien inférieur), la structure en écailles dont le rejeu lors de la phase pyrénéenne est envisagé. E. Raguin, P. Destombes et H. Dehghan s'intéressèrent ponctuellement à la région.

Puis, les « migmatites » et granite « de Conques » (Chiroulet) attirèrent l'attention d'auteurs tels M. Clin (1968) qui reconnût — comme P. Hupé — la concordance entre la « stratification » de l'encaissant et la foliation des « gneiss oeillés » (orthogneiss), et J. Macaudière (1969) qui effectua les premières analyses géochimiques à partir desquelles l'origine sédimentaire d'une partie des gneiss fut envisagée.

Entre-temps, R.A. Read (1967) entreprit une analyse détaillée de la déformation des terrains siluro-dévonien du massif du Montaigu, malheureusement sans disposer d'autre fond topographique que le 1/50 000 ancien; elle conduisit à un modèle dont les étapes initiales se rapprochent de celles qui seront reconnues vingt ans plus tard : en particulier, la croissance des andalousites est associée aux déformations majeures hercyniennes.

L'intérêt porté dans le cadre de l'Inventaire minier aux minéralisations en zinc, plomb et fer anciennement connues, se traduit à partir des années 70 par des prospections systématiques bientôt circonscrites aux carbonates du Dévonien inférieur. Alors furent entrepris, en bénéficiant du fond topographique moderne, des levés à finalités gîtologiques avec l'appui de la SNPA et du BRGM et sous la responsabilité de laboratoires des facultés de Toulouse et de Nancy : R. Castelbou (1980) à Isaby—Soum Arrouy—Séas ; S. Dallas (1980) à Naouit—Séas—Pène Taillade—col de Bareilles ; J.M. François (1983) à Pène Taillade—Capet—le Taoulet—pic du Midi—Merlheu—col de Bareilles et secteur de Lesponne—Sécailhé ; J. Tamborini (1971), cartographie détaillée des limites du granite du Néouvielle. Des levés partiels furent aussi effectués par J.P. Bois (Pène det Pouri, Labas-

Blancs) et G. Pouit (Soum Arrouy—Soum de Manaout). Mais aucun document cartographique ne fut tiré de l'exploration des bois de Mourgoueilh et de Baudéan.

Parallèlement et sans relations avec les travaux précédents, P. Pouget (1984), de l'école toulousaine, réalisa un gros travail de cartographie à 1/25 000, de pétrologie et de tectonique dans le quart nord-ouest englobant les dômes métamorphiques de Lesponne et du Chiroulet; il propose un modèle intégrant les plissements, le métamorphisme et la mise en place des granites à l'Hercynien et envisage les modalités de la reprise de l'ensemble à l'Alpin. Dans le même temps, C. Lamouroux (1976, 1984), de la même école, donna une étude sur la déformation pyrénéo-alpine du granite du Néouvielle et de son encaissant.

Par ailleurs C. Lucas avait achevé en 1968 une révision du Perm-Trias du Nord du col d'Aspin, A. Cubaynes (1972) et C. Cygan (1979) avaient établi l'âge dévonien supérieur des marbres de Payolle.

Le levé régulier de cette feuille, entrepris en 1979, a accordé le plus grand soin à la localisation des objets géologiques et fut caractérisé par la recherche d'indices minéralisés (qui d'ailleurs constituent localement un repère stratigraphique) et de niveaux volcano-sédimentaires, par un effort important de datation par conodontes, par la première cartographie du Quaternaire.

L'exploration, la vérification des contours et des colonnes lithostratigraphiques et leurs compléments aboutissent à une stratigraphie assez fiable malgré un manque parfois criant de datations.

Dans les zones peu métamorphiques du Nord-Est de la feuille, l'attribution des calcaires au Dévonien moyen découle de considérations structurales en l'absence de faunes significatives. C'est dans ce secteur, difficile d'accès, du versant nord-ouest du Montaigu, qu'il reste le plus de questions à résoudre. Dans la vallée de Campan, le Ludlow moyen-supérieur a été identifié pour la première fois. Du Dévonien moyen-supérieur a été mis en évidence au Tourmalet mais il reste à en cerner l'étendue et la position structurale. Le Culm namurien a été subdivisé en une partie à dominante argileuse et une partie carbonatée. De nouveaux affleurements de jaspes tournaisiens ont été indiqués. La disposition concentrique du granite du Néouvielle a été précisée.

Sur le plan tectonique, on a fait ressortir, parmi tant d'autres traits, l'importance d'une zone de failles médianes hercyniennes à fort rejeu alpin, sans pouvoir toutefois en rendre complètement la géométrie, faute d'affleurements continus.

Terrains mésozoïques

Pour les terrains jurassiques et crétacés, depuis la seconde édition de la feuille Luz à 1/80 000 (Castéras *et al.*, 1949), les seules cartes disponibles étaient celles :

- à 1/50 000 de J. Delfaud (1967) et de A. Maestripiéri *et al.* (1971);
- à 1/20 000 de A. Bouvier (1968) et de Y. Wahbi (1970; Henri *et al.*, 1971);
- à 1/25 000 de J.Y. Lalaurie (1972, 1976).

Pendant, à cause de leurs contradictions en plusieurs secteurs et de leur manque d'éléments structuraux, leurs contours nécessitaient une révision générale pour l'établissement de la présente carte. Un levé supplémentaire a donc été réalisé sur la base de la stratigraphie et des datations établies par certains auteurs des cartes précédentes (Delfaud, 1967; Bouvier, 1968; Lalaurie, 1972); il a été facilité par le relief structural des formations concernées et par leurs bonnes conditions d'affleurement sur les crêtes.

Cette cartographie a conduit :

- à reconnaître sur les flancs du Bassia et du Lhéris la discordance anté-kimméridgienne déjà signalée au Pène de la Téoulère;
- à esquisser une organisation en trois ensembles successifs du puissant complexe carbonaté de l'Aptien du synclinal du Cap de Brouca;
- à remarquer les différences d'épaisseur et de faciès notables du Crétacé supérieur calcaire de part et d'autre du col de Beyrède;
- à préciser l'extension du Quaternaire, avec en particulier l'identification de dépôts glaciaires en place (val de Lhéris, col de Beyrède. Coume Bère) ou plus ou moins remaniés (Nord de Pène Lise, Coume de Saout);
- à identifier les failles de l'Artiguette et du Cot de la Huste ainsi que les demi-synclinaux du Crétacé supérieur, à préciser la structure des autres plis et à mettre en évidence une évolution des plis nord-pyrénéens en échelon au cours d'au moins deux phases de plissement successives;
- à signaler, enfin, l'intérêt pédagogique des crêtes du Caoutérou et du Bassia dont les terrains et les structures apparaissent dans le paysage (panoramas, itinéraires).

Toutefois réalisés assez rapidement et, sauf pour le Cénomaniens, sans nouvelles observations stratigraphiques détaillées, les nouveaux contours sont encore perfectibles, en particulier par une stratigraphie et une cartographie plus fine des secteurs boisés (Hautes-Baronnies, Bouchidet, Arrabeys) et aux terrains à lithologie peu contrastée (Aptien) ou plus recristallisés et déformés (vallée de Campan).

DESCRIPTION DES TERRAINS

ROCHES MAGMATIQUES ET FILONIENNES

Les roches magmatiques constituent, dans les terrains paléozoïques, des massifs circonscrits d'importance inégale : au Sud, la presque totalité du massif granitoïdique du Néouvielle ; dans le secteur centre-nord, les granitoïdes de Lesponne—Aygue-Rouye qui affleurent sur 6 km² environ ; au Sud-Ouest de ceux-ci, dans le vallon du Lhécou et autour du lac de Peyrelade, les pointements du « granite du Chiroulet » ; enfin, dans la vallée de la Neste d'Aure, deux hectares environ du massif de Bordères.

Ces massifs ont en commun l'âge de leur mise en place, à la fin de l'orogénèse du Carbonifère supérieur (300 ± 20Ma pour le Néouvielle par la méthode Rb/Sr, d'après Alibert *et al.*, 1988) dans un contexte géodynamique de compression subméridienne et pendant un métamorphisme intense.

Ensuite, les granitoïdes du Chiroulet exceptés, ils sont formés de plusieurs types de roches répartis en auréoles, mis en place probablement par des intrusions successives des variétés basiques puis des variétés acides, à l'état liquide ou en voie de cristallisation. Ils proviendraient de la fusion crustale de niveaux de composition différente (Autran, 1980) en présence de venues magmatiques mantelliques. Mais, alors que dans le Néouvielle les roches les plus basiques sont à la périphérie, ce qui est généralement le cas dans les granitoïdes zonés, c'est l'inverse à Lesponne—Aygue-Rouye ; ici, selon P. Pouget (1984, 1989), les magmas sont montés conjointement de façon diapirique, cristallisant sans se mélanger, mais le magma basique mantellique moins visqueux aurait gagné de vitesse et traversé le magma d'origine crustale. Cependant, J.M. François (1983) a retiré de l'observation des relations géométriques des granitoïdes au voisinage d'enclaves sédimentaires, l'impression que l'ordre de mise en place fut : granitoïdes sombres puis granitoïdes clairs.

Les compositions chimiques montrent que ces massifs constituent des suites calco-alkalines à l'instar de la plupart des granitoïdes pyrénéens (Autran, 1980 ; François, 1983 ; Pouget, 1984, 1989 ; Alibert *et al.*, 1988 ; Debon *et al.*, 1991).

Le massif du Néouvielle a terminé son ascension dans le Paléozoïque supérieur (Carbonifère) très peu métamorphique, en développant une auréole de métamorphisme de contact épaisse de plusieurs centaines de mètres (*idem* pour le granite de Bordères) ; c'est un massif « supérieur » (A. Autran) installé non loin de la surface. Le massif de Lesponne pourrait être qualifié d'« intermédiaire » car resté dans une zone plus profonde de la croûte (Cambro-Ordovicien), donc sous des pressions très élevées (400 à 500 MPa, soit 14 à 17 km de profondeur pour la cristallisation de la granodiorite sombre), en développant autour un dôme structural et métamorphique complexe (Pouget, 1984,

1989). Cette différence de situation a comme corrolaire une différence sensible de la déformation intime des roches de ces massifs. Elle est importante à Lesponne, avec une foliation nettement marquée par l'orientation des cristaux parallèlement aux contours du massif et à la schistosité principale, et une linéation « magmatique » des granites porphyroïdes. Tandis que dans le Néouvielle, il n'y a pas de foliation évidente, sauf au voisinage de mylonites relevant de la déformation pyrénéenne au sens large (Lamouroux, 1976, 1987).

Une étude pétrostructurale du massif du Néouvielle, basée sur la technique de l'ASM (anisotropie de la susceptibilité magnétique), entreprise en 1993 par l'équipe du laboratoire de pétrophysique et tectonique de l'université Paul-Sabatier (Toulouse), a mis en évidence une orientation des minéraux riches en fer qui est subparallèle à la zonation pétrographique et paraît en général acquise au stade magmatique lors d'une mise en place syntectonique (Gleizes, 1992). Ces foliations et linéations magnétiques, dont on a montré qu'elles correspondent aux foliations et linéations magmatiques (Bouchez *et al.*, 1990), ont été reportées sur la carte. Elles permettent de définir des trajectoires de foliation plus ou moins concentriques et généralement parallèles aux bordures du pluton. Les linéations sont le plus souvent parallèles aux traces horizontales des foliations. Elles sont cependant franchement obliques dans la partie sud et centrale du pluton où elles plongent vers le Nord. Elles sont également obliques dans une bande de largeur kilométrique qui traverse le pluton depuis le lac Dets Coubous au Nord-Ouest jusqu'au lac inférieur de Bastan au Sud-Est. Cette bande, d'orientation N120, pourrait représenter une zone de cisaillement magmatique contemporaine de la mise en place du pluton.

Pour en revenir à la position du massif de Lesponne, la présence de roches basiques (diorites, gabbros), l'origine profonde de toutes les roches et la présence d'une vaste auréole de métamorphisme thermique le rapprocheraient des « massifs granitiques supérieurs ». C'est à cause de sa petite taille que son ascension diapirique se serait arrêtée dans un niveau stratigraphique relativement profond (Pouget, 1984, 1989).

Les granites leucocrates du Chiroulet, installés au cœur d'un dôme de migmatites et de gneiss, tirent leur origine du même processus de fusion — à 22 km de profondeur environ (660 MPa et 680 °C) de séries métamorphiques cambro-ordoviciennes — que celui qui a donné le mobilisat des migmatites encaissantes (Pouget, 1984, 1989). Ce phénomène s'est probablement déclenché à la suite d'une élévation de température due à l'intrusion de roches mantelliennes d'ailleurs conservées à l'état d'enclaves basiques (gabbros) dans les migmatites. Les liquides auraient gagné de façon diapirique les parties hautes du dôme où ils ont cristallisé. Ici, une discrète foliation est due à d'ultimes cristallisations de micas et à de petits cisaillements. Contrairement aux autres massifs, ce sont des massifs « homogènes ».

Des filons pegmatitiques, leucocrates et basiques, recoupent les massifs et leur encaissant ; il s'agit des dernières venues magmatiques qui se sont introduites par des cassures peut-être dues à la mise en place et au refroidissement des massifs.

Dans les chaînons calcaires nord-pyrénéens, de petits massifs d'ophite (dolérite tholéitique) correspondent à des laccolites mis en place au Lias inférieur, à faible profondeur, dans les marnes du Keuper dont ils ont été dissociés par la tectonique.

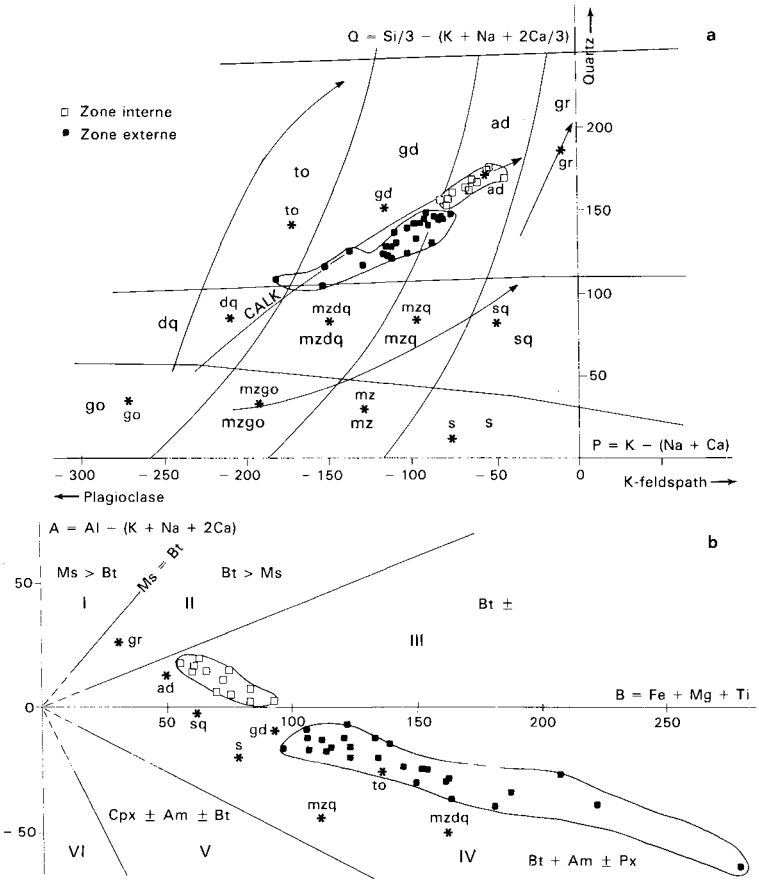
Massif du Néouvielle

Les limites, nettes, sont approximativement parallèles aux couches de l'encaissant sédimentaire, mais dans le détail elles présentent un caractère sinueux et déchiqueté. Elles sont fortement inclinées vers l'intérieur du massif.

On y distingue une granodiorite sombre externe et une granodiorite claire interne (Bresson, 1903 ; Tamborini, 1971 ; Alibert *et al.*, 1988). Le passage de la première à la seconde, marqué par la raréfaction de l'amphibole, est progressif, sur quelques mètres ou décamètres. Mais des dispositions, telle la présence d'enclaves de la zone externe dans la zone interne, indiquent une certaine postériorité de celle-ci. Comme les diagrammes de composition chimique (fig. 1) suggèrent une origine légèrement différente pour chacune des zones, il apparaît qu'elles résultent de deux injections magmatiques légèrement asynchrones.

Υ^4 . **Granodiorite sombre à biotite et amphibole.** Roche de teinte gris bleuté, à grain moyen, constituée de feldspath plagioclase en cristaux automorphes zonés, de feldspath potassique (orthose) peu abondant, d'amphibole (hornblende) toujours très apparente, de biotite, de pyroxène, de quartz interstitiel et de minéraux accessoires : apatite, oxydes de fer et de titane, sphène et zircon. La roche est en général plus foncée près du contact avec l'encaissant en raison d'une plus forte teneur du plagioclase en anorthite. Il existe de nombreuses enclaves sombres, surmicacées et à amphibole, qui pourraient résulter de l'hybridation en profondeur des liquides anatectiques crustaux et des magmas basiques mantelliques.

Υ^3 . **Granodiorite claire à biotite.** Roche claire, grenue, localement à tendance porphyroïde, constituée de feldspath plagioclase zoné (anorthite, andésine, oligoclase) abondant, de feldspath potassique (microcline) et d'un peu de biotite. L'amphibole est presque totalement absente. Le microcline en grandes plages xénomorphes englobe parfois du plagioclase, de la biotite et de l'amphibole. En divers secteurs ont été signalés des corps parfois filoniens, d'extension décamétrique, de granite leucocrate à biotite et muscovite, peralumineux (Alibert, 1988). Vers le centre du massif, des granites francs et un granite aplitique restent encore à cartographier.



Les compositions moyennes des différents types pétrographiques sont indiquées par des astérisques. CALK : évolution calco-alcaline ; ad : adamellite ; gd : granodiorite ; to : tonalite ; Am : amphibole ; Bt : biotite ; Ms : muscovite ; Px : pyroxène (extrait de Alibert *et al.*, 1980)

Fig. 1 - Distribution des granitoïdes du Néouville dans les diagrammes de "nomenclature" (a) et des "minéraux caractéristiques" (b)

Massif de Bordères—Louron

Υ B. **Granodiorite.** Elle appartient à l'auréole de ce massif la plus externe vers l'Ouest (carte à 1/50 000 Arreau : Ternet, 1979 ; Forghani, 1964). De teinte grise, largement grenue, elle est constituée de feldspath plagioclase dominant en cristaux automorphes, de feldspath potassique en petits grains ou en grandes plages englobant du plagioclase et de la biotite, de quartz interstitiel, de biotite, d'amphibole et de tourmaline rares. Les affleurements de la route D 25 sont très altérés (séricite, chlorite, grains de quartz).

Massifs de Lesponne et d'Aygue-Rouye

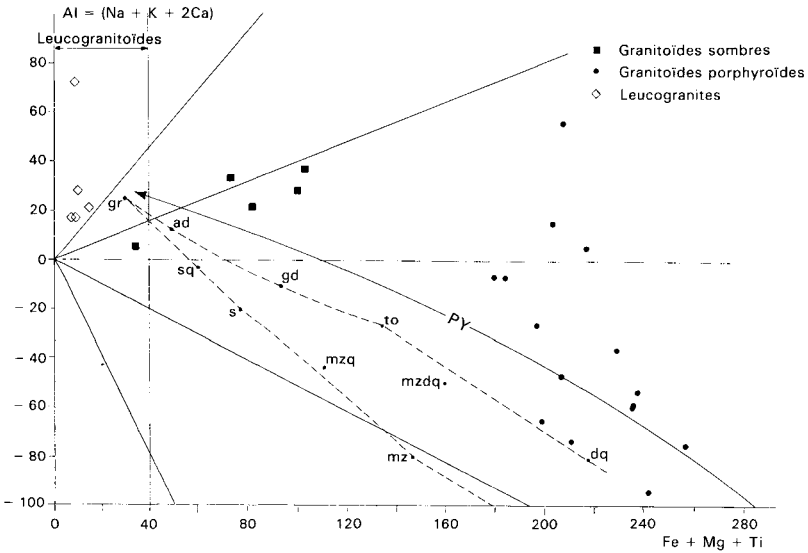
La continuité de la zonation pétrographique entre le massif de Lesponne *sensu stricto* et le petit massif d'Aygue-Rouye indique qu'il s'agit d'un même pluton. Il occupe le cœur du brachyanticlinal de Gripp dont les terrains ordoviciens et siluro-dévonien sont métamorphisés à son contact (Bresson, 1903 ; Dehghan, 1938 ; Hupé, 1948a, 1951 ; Clin, 1968 ; Macaudière, 1969). Lui sont annexés les petits stocks de granite leucocrate des bois de Mourgoueilh et de Saint-Roch. Le contact avec l'encaissant est marqué par une alternance, sur plusieurs dizaines de mètres ou plus, de micaschistes et de lames de granitoïde (surtout porphyroïde) parallèles à la schistosité principale.

η . **Diorites.** Ensemble de granitoïdes sombres, à grain moyen, à feldspaths plagioclase et potassique, biotite et amphibole orientées déterminant une foliation, et quartz rare.

Les proportions de ces constituants varient à travers le massif qui comprend des granodiorites, des monzodiorites et des monzodiorites quartziques, formant une association subalcaline à caractère de base de croûte continentale ou de manteau (fig. 2).

Le type le plus répandu est une *diorite banale*, à texture grenue, isogranulaire, constituée de :

- feldspath plagioclase dominant, en cristaux millimétriques plutôt automorphes, en général associés selon la macule de l'albite et zonés (labrador au centre et andésine à la périphérie) ;
- feldspath potassique (orthose et microcline) ne représentant que 10 % des minéraux clairs, en petits cristaux xénomorphes interstitiels disséminés dans la roche et renfermant des inclusions de plagioclase, de biotite et de quartz développées le long des clivages ;
- biotite très abondante en lamelles toujours orientées parallèlement, et à inclusions de zircon, apatite, rutile et minéraux opaques et elle-même parfois incluse dans le feldspath et l'amphibole ;
- amphibole (hornblende verte) en plages xénomorphes ou en prismes, parfois incluse dans les grands cristaux de feldspaths ;



La flèche PY représente les associations calco-alcalines des massifs pyrénéens du Quérigut et de Caunteret -Est et Panticosa. La moitié inférieure du diagramme correspond au domaine métallumineux (majeure partie des granitoïdes sombres) et la moitié supérieure correspond au domaine péralumineux (granitoïdes porphyroïdes et leucogranites) (extrait de François, 1983)

gr : granite, ad : adamellite, gd : granodiorite, to : tonalite, sq : syénite quartzique, mzdq : monzodiorite quartzique, dq : diorite quartzite, s : syénite, mz : monzonite, mzgo : monzogabbro, go : gabbro

Fig. 2 - Diagramme de classification des granitoïdes de Lesponne
 $Al - (Na + K + 2Ca) = f(Fe + Mg + Ti)$
 de F. Debon et P. Le Fort (1983)

- quartz représentant moins de 15 % des minéraux clairs, xénomorphe et interstitiel, à extinction roulante et, en bordure de massif, à contours engrenés et bandes de déformation;
- minéraux opaques;
- séricite, muscovite, apatite, chlorite, épidote et calcite.

L'ordre de cristallisation a été : minéraux accessoires, biotite, plagioclase, amphibole pendant que la cristallisation du plagioclase se poursuivait, quartz et feldspath potassique

Les enclaves dioritiques du granite porphyroïde périphérique ont la même composition; les plus petites (métriques) sont seulement plus riches en quartz et en feldspath potassique.

Au sein de la diorite existent de nombreuses enclaves décimétriques à métriques de *diorite pegmatitique*, de *microdiorite* et de *microgabbro*. Il en existe également dans le granite porphyroïde et dans l'encaissant micaschisteux.

Au contact diorite/granite porphyroïde, qui est relativement net, existent des « roches intermédiaires » à taches de granitoïde leucocrate et mégacristsaux de feldspath, toujours orientés parallèlement à la foliation, sur fond de diorite microcristalline. Elles se seraient formées avant la fin de la cristallisation des magmas, donc en profondeur « au début de la mise en place du pluton ».

$\rho\Upsilon^4$. **Granodiorite porphyroïde.** Roche à grain moyen, plutôt leucocrate, constituée de quartz, de feldspath plagioclase, de lamelles de biotite orientées, de grands cristaux blanchâtres de feldspath potassique orientés parallèlement aux biotites, ce qui détermine une foliation.

À l'examen détaillé, elle présente donc une texture grenue porphyroïde et une composition granodioritique à granitique (fig. 2) avec :

- du feldspath plagioclase dominant (andésine-oligoclase) en cristaux subautomorphes de 0,5 à 3 mm, à macle de l'albite, parfois zonés, englobant des lamelles de biotite non orientées et montrant des figures de syneusis quand ils sont inclus dans le feldspath potassique;
- du quartz en amas polycristallins allongés parallèlement à la foliation;
- du feldspath potassique (microcline) en cristaux de 1 à 5 cm de long sur 0,7 à 1 cm de large mais aussi en cristaux millimétriques dans la mésostase. Des fractures remplies de quartz, de biotite ou d'épidote sont dues à la déformation liée à la foliation;
- de la biotite presque toujours orientée, la foliation ainsi matérialisée contournant les grands cristaux de feldspath;
- de la muscovite en petites lamelles automorphes associées à la biotite et en grandes plages xénomorphes;
- du zircon, du sphène et des minéraux opaques, de l'amphibole et de l'épidote.

La cristallisation s'est faite dans l'ordre suivant : sphène, zircon et minéraux opaques, biotite, amphibole, plagioclase, quartz vers la fin de la cristallisation du plagioclase et après le début de celle des cristaux de microcline, muscovite.

La foliation est de plus en plus intense à l'approche de l'encaissant micaschisteux. Au contact, le granite très déformé devient une mylonite où les mégacristaux montrent des figures de déformation plastique parallèlement à la foliation et au contact lui-même. Ces faits ici résumés tendent à démontrer que la foliation est due à une déformation contemporaine de la cristallisation lors de la montée du magma.

$\alpha\gamma^{1-2}$. **Granite leucocrate aplitique.** Roche gris clair à grain fin ou moyen, essentiellement constituée de feldspath et de quartz, de muscovite, biotite très rare et de cordiérite. Elle constitue, en association avec des granites porphyroïdes, des pointements de diamètre décimétrique à hectométrique dans le bois de Mourgoueilh et le ravin de Saint-Roch où des sondages ont montré une disposition en sills sub-parallèles à l'orientation structurale de l'encaissant. L'hydrothermalisme y est toujours très important (muscovite, séricite, chlorite, pyrite, pyrrhotite). Ce type est peut-être à rapprocher des nombreux îlots et filons aplopegmatitiques connus dans et sur le pourtour du massif.

Massif du Chiroulet

Υ^{1-2} . **Granite leucocrate à muscovite.** Roche claire à grain moyen, constituée de quartz, feldspath plagioclase, feldspath potassique et muscovite. Elle constitue des petits corps et des massifs intrusifs à bords francs au sein des migmatites du dôme du Chiroulet.

Au microscope on observe la prépondérance du quartz en larges plages polycristallines à extinction roulante et en petits granules situés entre les autres minéraux. Le plagioclase (oligoclase) en petits cristaux automorphes forme 30 à 50 % de la roche. Le feldspath potassique, en gros cristaux xénomorphes, est du microcline perthitique. La muscovite est en petites lamelles orientées qui déterminent une foliation, et en grandes plages millimétriques. De rares et petites biotites, souvent incluses dans les feldspaths, sont elles aussi orientées. Sont présents l'apatite, le zircon et des minéraux opaques.

La déformation qui est à l'origine de l'orientation des micas se traduit également par des cassures des feldspaths, le plissement des muscovites disposées perpendiculairement à cette orientation, des zones de cisaillement marquées par des alignements de granules de quartz et par l'orientation des bandes d'extinction du quartz.

Filons et petits corps

P. Pegmatites. Roches massives de composition granitique, à cristaux centimétriques de feldspath plagioclase automorphe et de feldspath potassique (orthose et microcline) à fréquentes inclusions de quartz et de plagioclase, de quartz xénomorphe abondant, de muscovite en lames de plusieurs centimètres, d'un peu de biotite et de tourmaline, et de béryl rare.

Elles se présentent, dans le secteur du pic du Midi, en lentilles d'épaisseur décamétrique à hectométrique et, dans les granitoïdes et leur encaissant, en filons de 0,5 m à 4 ou 5 m d'épaisseur. Au col de Sencours, elles renferment en abondance de la tourmaline et du grenat (Bresson, 1903), tandis qu'au col d'Oncet a été signalée de la tourmaline bleu foncé.

α. Andésites, labradorites. Dans cette rubrique sont rassemblées des roches de teinte verdâtre ou grise, en dykes et sills de quelques centimètres à plusieurs mètres d'épaisseur dispersés sur toute la feuille mais particulièrement nombreux à proximité des grands accidents (vallée de l'Yse, Soum de Moustayou, Tourmalet, Serpolet, Arbizon, etc.). Elles sont caractérisées par l'association en proportions variables de plagioclase, de pyroxène (en général l'augite) et d'amphibole (hornblende, trémolite). A. Bresson (1903) sépara des porphyrites, des diabases labradoritiques et des labradorites. M. Mille (1960) distingue quatre types dans le secteur de Barèges : association d'un plagioclase et d'un pyroxène ; un plagioclase et une hornblende ; plagioclase seul ; plagioclase et trémolite. Les deux premiers ont été reconnus par A. de Romeu (1904) dans l'Arbizon et au lac Bleu.

Le premier est le plus fréquent. C'est une roche à fond vert sombre sur laquelle se détachent des petits cristaux blancs de feldspath. Sa structure est microlitique porphyrique avec des phénocristaux d'oligoclase ou d'andésine non zonés, à macle de l'albite, englobant parfois des biotites et des amphiboles, et des cristaux d'augite dans un fond microlitique peu abondant de plagioclase, d'amphibole et de pyroxène.

Ces roches portent en général les marques (plis, cassures, schistosité, etc.) de déformations postérieures à leur mise en place tardi-hercynienne, donc pyrénéennes (François, 1983 ; Majesté-Menjoulas, 1982).

Q. Quartz. Lentilles de quartz blanc pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres de puissance, emballant des blocs de schistes noirs. Elles sont liées au Silurien des chevauchements périphériques du massif de Lesponne *sensu lato* et rappellent fortement les exsudats quartzeux liés aux chevauchements, tels ceux décrits dans la Montagne noire, en Sardaigne et dans l'Himalaya par S. Sauniac (1981).

ω. Ophites. Roches sombres, grenues, à patine verte ou brune, associées au Trias le long des accidents de la zone nord-pyrénéenne. Il s'agit de roches intermédiaires entre les gabbros et les basaltes et

présentant une structure pœcilitique particulière, la structure ophitique : de grands cristaux de pyroxène englobent des lattes de plagioclase généralement zoné (andésine-labrador). On y trouve en faibles proportions : olivine, oxydes de Fe et de Ti, ilménite, magnétite, biotite et amphibole. Ce sont des dolérites à composition tholéiitique (Azambre *et al.*, 1981). En fait, elles sont ici en grande partie transformées (ouralitisations, épidotisations, etc.) le long de très nombreuses fractures.

TERRAINS MÉTAMORPHIQUES

Autour du pluton syntectonique de Lesponne et du dôme de migmatites du Chiroulet, un métamorphisme prograde hercynien, succédant à un métamorphisme régional épizonal plus étendu, affecte les terrains siluro-dévonien et ordovicien sur une distance de 2 à 4 km. L'anatexie affecte des séries métasédimentaires anté-siluriennes dans le Chiroulet. Les isogrades qui délimitent les zones d'égale intensité du métamorphisme recoupent les contours stratigraphiques et les grandes structures plissées liées à la déformation hercynienne majeure.

Les terrains dévono-carbonifères encaissant les plutons granitiques du Néouvielle et de Bordères sont affectés par un métamorphisme de contact sur quelques centaines de mètres.

Métamorphisme régional

Dans les secteurs les plus éloignés des plutons s'observe un métamorphisme précoce de faible intensité, avec les assemblages minéraux suivants, caractéristiques du faciès « schistes verts » : dans les pélites et siltites, quartz - séricite - chlorite - muscovite, biotite rare et chloritoïde ; dans les calcaires, calcite - quartz - muscovite - chlorite. Les minéraux phylliteux sont toujours orientés, déterminant une schistosité de flux qui correspond au clivage de type ardoisier bien visible sur le terrain. Pression et température ont été estimées à 230 MPa et 220 à 400 °C (Pouget, 1989).

Z^{bt}. Zone à biotite : micaschistes, calcaires cristallins. En se rapprochant des plutons, par exemple en gagnant le lac d'Isaby par l'Ouest, tous les faciès montrent un développement important de biotite et de phlogopite soulignant la schistosité principale.

Dans les faciès pélitiques on observe la paragenèse : quartz-muscovite-biotite-chlorite-plagioclase (albite) ; dans les calcaires : calcite - chlorite - muscovite - phlogopite (mica noir très magnésien) - clinozoïsite. Pour une pression constante de 230 MPa, la température était de 400 °C. En plus de la muscovite orientée selon la schistosité principale, on observe une deuxième génération de muscovite définissant une deuxième schistosité hercynienne peu ou pas visible sur le terrain.

Cette zone est en général peu épaisse (quelques centaines de mètres).

Z^{and-bt}. Zone à andalousite-biotite : micaschistes, calcaires à pyroxène. L'isograde de l'andalousite est relativement bien marquée dans les terrains pélitiques siluro-dévonien, avec l'apparition de baguettes d'andalousite de quelques millimètres à 2 ou 3 cm de long. Cependant, dans les micaschistes ordoviciens, les cristaux d'andalousite prennent plutôt une forme d'ellipse.

La paragenèse la plus fréquente dans les pélites est : andalousite - biotite abondante - plagioclase - staurotide - grenat. Dans les calcaires : quartz - calcite - actinote - plagioclase - épidote - muscovite - biotite dans les secteurs les moins métamorphiques ; quartz - calcite - diopside - trémolite - actinote - hornblende - plagioclase - sphène - biotite - muscovite - épidote - feldspath potassique - grenat. Les andalousites sont disposées sans orientation particulière dans le plan de la schistosité principale ; elles sont contournées par les lamelles de biotite et en incluent d'autres, dans les deux cas disposées parallèlement à la schistosité.

Dans la partie la plus externe de la zone coexiste la staurotide en cristaux bien formés, inclus dans les phénoblastes d'andalousite. Dans la partie interne de la zone entourant le massif de Lesponne, les andalousites sont progressivement rétrotransformées en muscovite, tandis qu'elles restent saines autour du Chiroulet.

L'ordre de cristallisation, synchisteuse, a été : biotite puis staurotide, puis andalousite, la biotite continuant à cristalliser après l'andalousite. Des muscovites et biotites, ainsi que des andalousites, sont disposées dans le plan axial d'une crénulation de la schistosité principale.

Pendant le maximum du métamorphisme, la température était voisine de 580 °C.

Z^{sil-and}. Zone à sillimanite-andalousite : micaschistes, calcaires à grenat, pyroxène et amphibole. Elle est bien développée au Sud du Chiroulet (lac Bleu) et au Nord-Est du massif de Lesponne. Ailleurs, elle semble avoir disparu sous l'action de déformations ultérieures, surtout alpines.

Aux micaschistes à andalousite succèdent des roches à paragenèse suivante : sillimanite - plagioclase - andalousite - biotite - muscovite - quartz. La sillimanite se forme progressivement aux dépens de la biotite et de l'andalousite. Dans les roches carbonatées existe la même paragenèse que dans la zone à andalousite, avec des pyroxènes plus nombreux et plus gros, de la hornblende verte, des lits de grenats. Paragenèse identique dans les enclaves des granitoïdes (Lesponne) et dans la zone de l'anatexie (Chiroulet).

La transformation de l'andalousite en sillimanite, et d'autres réactions concomitantes, ont dû se produire à 620 °C sous une pression de 230 MPa.

Anatexie (dôme du Chiroulet)

Il n'y a pas de passage progressif de la zone à sillimanite à celle des migmatites du dôme du Chiroulet, mais contact tectonique jalonné par des micaschistes graphiteux à sillimanite (Silurien). En effet, selon P. Pouget (1984, 1989), la déformation est extrêmement importante de part et d'autre de la zone de contact, il n'y a pas accord entre les gradients géothermiques dans l'aurole et dans les migmatites, et les données géobarométriques et géothermométriques indiquent pour les migmatites un métamorphisme de moyenne pression et haute température (380 MPa et 680 °C pour les métatexites) à une profondeur d'environ 12-13 km.

L'ensemble migmatitique, avec ses enclaves (gneiss, roches surmicacées, amphibolites) témoins des séries pélito-grauwackeuses (Maucadière, 1969) originelles, est allochtone par rapport à son encaissant siluro-dévonien métamorphisé à une profondeur n'excédant pas 8 km, dans lequel il se serait mis en place diapiriquement.

M². Métatexites : migmatites rubanées. Facilement observables au début du chemin du lac Bleu, ce sont des roches assez sombres, grenues, donnant des affleurements massifs, constituées d'une partie sombre riche en biotite et de lits et filonnets clairs à peu près parallèles, plus ou moins discontinus, à composition granitique.

La partie sombre est très riche en lamelles millimétriques de biotite envahies par la sillimanite, orientées parallèlement au litage. Quartz, plagioclase et feldspath potassique sont peu abondants. La muscovite est en larges lamelles. La partie claire est riche en quartz et en cristaux automorphes de plagioclase et contient aussi du feldspath potassique à inclusions de biotite, quartz et plagioclase, de la biotite et de la muscovite. Elle a la même composition que celle des granites leucocrates voisins.

Le rubanement, ou foliation, est synchrone de la cristallisation du plagioclase anatectique et concomittant de la montée de l'ensemble migmatitique. Il est parallèle à la schistosité principale des enclaves et à la limite massif migmatitique/encaissant.

Sont rangés ici des gneiss migmatitiques peu étudiés affleurant près du lac d'Ourrec et à Gripp.

M¹. Diatexites. Roches sombres foliées — mais rarement rubanées — à cristaux millimétriques de feldspath et enclaves sombres finement grenues. Elles sont situées entre les métatexites et les granites leucocrates (chemin du lac Bleu). Le passage semble progressif.

Au microscope, elles présentent une composition tonalitique à granodioritique, avec du feldspath plagioclase en cristaux automorphes millimétriques à centimétriques incluant de la biotite et du quartz, du feldspath potassique (orthose plus fréquent que le microcline) en

cristaux souvent plus gros que le plagioclase mais xénomorphes, du quartz en cristaux millimétriques, parfois subcentimétriques, de la biotite en lamelles millimétriques orientées déterminant la foliation de la roche, de la muscovite soit en petites lamelles associées à la biotite, soit en larges plages, de l'apatite, du zircon, parfois de la sillimanite en fibres dans la biotite ou en petits prismes dans les grandes muscovites. La tourmaline est exceptionnelle. La cordiérite est présente (Macaudière, 1969).

Des roches qui ont résisté à la fusion anatectique forment des enclaves dont la disposition et la foliation sont parallèles à la foliation des migmatites : enclaves surmicacées (biotite, sillimanite) pluricentimétriques, enclaves décimétriques à plurimétriques de quartzite, gneiss à grenat et biotite, amphibolite.

ζ. **Gneiss.** Une enclave de paragneiss constitue le sommet du déversoir du lac Bleu, sous le contact anormal avec les micaschistes siluriens noirs, graphiteux, à sillimanite. Ce sont des gneiss sombres, à grain fin, à lits millimétriques les uns sombres, riches en biotite, à muscovite et sillimanite, les autres clairs, à quartz, plagioclase et rare feldspath potassique. Ces lits sont parallèles à la foliation majeure de la roche marquée par les micas et la sillimanite, et à celle des migmatites. Des taches claires, à composition de granite à deux micas, indiquent un début d'anatexie.

Métamorphisme de contact

Cornéennes, marbres, skarns. Ce métamorphisme affecte les terrains dévono-carbonifères du pourtour des granitoïdes du Néouvielle et de Bordères ainsi que les enclaves sédimentaires des granitoïdes de Lesponne et des migmatites du Chiroulet.

• **Néouvielle.** L'auréole affectée par le métamorphisme a une épaisseur de quelques centaines de mètres. Dans les terrains grésopélitiques, deux paragenèses concentriques par rapport au massif ont été distinguées (Tamborini, 1971 ; Lamouroux, 1987) :

- biotite - grenat - muscovite - épidote - albite - quartz ;
- biotite - andalousite - albite - quartz - grenat - muscovite.

Dans les terrains carbonatés, on distingue des cornéennes calciques rubanées et des skarns. Les cornéennes calciques montrent des alternances centimétriques de lits calciques riches en grenat (grossulaire) et idocrase, de lits de teinte verte à épidote, amphibole et diopside, de lits sombres à phlogopite ; il s'agit des *barégiennes* stricto sensu (pic de la Caoubère) dont le litage correspond à la stratification. Les skarns sont d'anciens calcaires situés à proximité immédiate de la granodiorite. Ils sont caractérisés par une alternance de lits d'épaisseur centimétrique, d'origine probablement tectonique, colorés en brun, blanc ou rosé et composés (Lamouroux, 1987) de :

- calcite - grenat - diopside ;
- calcite - grenat - idocrase (vésuvianite) ;

— diopside - grenat - vésuvianite. La vésuvianite est souvent disposée en fibres rayonnantes autour des grenats.

L'*axinite* (Lacroix, 1892), de teinte violette, se rencontre à proximité de la granodiorite, en filonnets et en cristaux enchevêtrés, en amas ou tapissant des géodes (rares) aussi bien dans les skarns que dans les barégiennes, particulièrement dans la partie nord-est (Arbizon).

Les températures atteintes durant ce métamorphisme de contact varient de 200 à 550 °C, pour une pression relativement faible compte tenu du niveau stratigraphique élevé.

● **Bordères.** Les calcaires massifs du Dévonien moyen-supérieur sont largement recristallisés en marbres à minéraux. Les grès du Culm se chargent en biotite et parfois en hypersthène. En rive gauche de la Neste d'Aure (Cadéac), l'auréole paraît se poursuivre avec des skarns gris-vert et sombres.

● **Enclaves métasédimentaires.** De taille métrique à plurihectométrique, elles comportent des calcaires purs largement recristallisés, des calcaires lités et rubanés à diopside, amphibole, épidote, feldspath, quartz et muscovite. Le diopside et l'épidote en lits parallèles soulignent la foliation de la roche. Au contact du granite existent souvent des skarns à pyroxène et grenat. D'anciens sédiments gréséo-pélimitiques sont transformés en micaschistes à biotite, andalousite et sillimanite. Ces roches rappellent le Dévonien inférieur.

Des quartzophyllades au sein des migmatites proviendraient de roches gréséo-carbonatées ordoviciennes ou cambro-ordoviciennes.

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

Primaire

Cambrien inférieur

k1. **Schistes gris à lits gréseux.** Il s'agit de schistes à séricite, chlorite et quartz, à minces lits discontinus plus riches en petits grains de quartz et à petites lentilles de quartzite. Ils paraissent dériver d'argiles silteuses déposées dans un milieu distal où se produisaient rythmiquement de faibles venues détritiques. Rapportés à l'Ordovicien sur la feuille Arreau (Ternet, 1979), ils appartiendraient plutôt au Cambrien car ils rappellent certains faciès de la série de Canaveilles des Pyrénées orientales (Laumonier et Guitard, 1986).

k2. **Quartzites et dolomies.** Des bancs d'épaisseur décimétrique à métrique de quartzites de teinte jaunâtre à beige, à cassure blanche, surmontent les schistes gris. Il s'agit d'anciens grès et, localement, microconglomérats. Vers le haut apparaissent des intercalations de dolomies rousses à cassure gris-bleu, légèrement gréseuses. Ces faciès dénotent l'installation de conditions littorales.

Cambro-Ordovicien

k-o. **Métapélites schisto-gréseuses, quartzophyllades.** Les micaschistes situés géométriquement sous le Silurien de la région de Lesponne, les enclaves métapélitiques des migmatites du Chiroulet, les micaschistes situés à l'Est du lac d'Ourrec, dériveraient d'une puissante série argilo-gréseuse attribuée à l'Ordovicien ou au Cambrien, sans autre argument que cette position infra-silurienne (Bresson, 1903; Read, 1967; Clin, 1968; Dallas, 1980; François, 1983; Pouget, 1984). Au lac d'Ourrec, ils renferment des îlots calcaires et une formation de quartzophyllades et de quartzites analogues aux «schistes ordovi-ciens» de Pierrefitte (Bresson, 1903). Dans le secteur du Chiroulet, M. Clin (1968) a signalé des enclaves de conglomérat à galets quartzeux.

Silurien

s1-2. **Llandovery—Wenlock. Schistes ampéliteux à rares intercalations carbonatées.** Il s'agit de pélites noires, graphiteuses, pyriteuses, tendres, tachant les doigts («schistes carburés» des auteurs). L'altération de la pyrite donne aux affleurements une teinte rouille. Le sol végétal a une teinte noire à gris bleuté. Des sources ferrugineuses sont fréquentes.

Les constituants de ces pélites sont l'illite, la kaolinite, la chlorite, le graphite, de la matière organique et des grains de quartz très fins (<50 μ m). Il existe quelques intercalations franchement gréseuses d'épaisseur décimétrique.

Des **intercalations carbonatées** (s1-2 [1]) sont disséminées dans la partie supérieure de la formation : minces bancs centimétriques à décimétriques de calcschistes gris foncé, pyriteux et, au Sud-Ouest du Cortail de la Glère, une assise métrique à plurimétrique de calcaires sombres à orthocères et crinoïdes.

Il n'a pas été observé dans les ampélites d'empreintes de graptolites qui, ailleurs dans les Pyrénées, ont permis de les rapporter au Llandovery—Wenlock (Dégardin, 1988). Le gisement signalé par A. Bresson (1903) à Benqué (Ouest de Cabadur) n'a pas été retrouvé.

Cette formation très incompetent est toujours déformée et associée à des accidents tectoniques. Aussi n'existe-t-il pas de coupes permettant d'en évaluer l'épaisseur. L'observation de divers affleurements pyrénéens a conduit les auteurs à envisager qu'elle ne dépasse pas 250 m.

s3-4a. **Ludlow. Schistes et siltites quartzo-phylliteuses noires.** Les schistes ampéliteux et tendres s1-2 sont surmontés par une formation plus résistante à l'érosion, d'au moins 100 m de puissance, de schistes noirs massifs, de siltites quartzieuses noires à pyrrhotite et d'assises carbonatées d'importance variable, centimétriques à décimétriques. Les schistes, souvent à patine ferrugineuse rouille, sont constitués de

muscovite, séricite, biotite, quartz peu abondant, de carbonates irrégulièrement répartis et de matière organique. La pyrrhotite est fréquente, disposée selon le litage principal. Les siltites sont caractérisées par un enrichissement en quartz et par la présence de tourmaline et aussi d'albite (Gatinot, 1977; Pouit *et al.*, 1979) dont l'origine volcanique (tuffites) a été envisagée.

Des couches gris foncé présentent un fin litage clair/sombre dû soit à la répartition plus ou moins abondante de la matière organique, soit à l'alternance de lits à quartz et muscovite.

Une **intercalation calcaire** (s3-4a [1]), au Sud de Saint-Roch, a fourni les conodontes *Ozarkodina media*, *O. zieglerei tenuiramea*, *Polygnathoides emarginatus*, *P. siluricus*, *Spathognatodus inclinatus inclinatus* (dét. D. Stoppel) dont l'association correspond au passage Ludlow moyen/Ludlow supérieur.

s3-4b. **Ludlow. Siltites noires quartzo-feldspathiques, à pyrrhotite.** Dans la Coume det Litou, les schistes ampéliteux s1-2 sont surmontés par des roches sombres, d'aspect massif, dont l'épaisseur est estimée à 200m. Il s'agit de roches denses, dures, à patine gris foncé ou rouille, à cassure régulière d'un noir mat, à pyrite et pyrrhotite en amas et traînées soulignant le litage ou la schistosité principale. Les bancs, d'épaisseur décimétrique, présentent parfois à leur base des figures sédimentaires. Ils sont séparés par de minces couches schisteuses. Des lits calcaires sombres sont disséminés dans la partie terminale. Ces roches passent latéralement aux siltites interstratifiées dans la formation s3-4a.

Elles sont constituées par un fond de séricite et de fins grains de quartz et par des cristaux de feldspath basique abondants, de muscovite, de chlorite, d'épidote, de tourmaline, de pyrite et de pyrrhotite. Leur étude géochimique (François, 1983) semble indiquer qu'elles dérivent de sédiments argileux plus riches que les ampélites en chlorite, illite, quartz, alumine et fer. Cependant, divers auteurs (Pouit et Alsac, 1978) ont insisté sur la nature tuffitique de certains niveaux, mise sur le compte d'un volcanisme intermédiaire à basique dont l'existence est encore l'objet de controverses (François, 1983).

s. **Formations noires non séparées.** Au Sud du pic de Léviste, des siltites et des schistes noirs occupent la dépression du ruisseau de Plaa. Les siltites arment les ressauts (pic de la Courbe) tandis que les schistes, localement à intercalations de calcaires à lits graphiteux, apparaissent au fond des ravins.

Dévonien

d1. **Dévonien inférieur (et Silurien p.p.). Alternance de bancs calcaires et grésopélimitiques carbonatés.** Sous les dénominations de « barégiennes », de « série rythmique », d'« alternances » utilisées dans

la littérature, il s'agit de l'alternance centimétrique à décimétrique, de calcaires, de siltites noires et de bancs gréséo-pélimitiques carbonatés.

Dans la moitié inférieure, les calcaires, gris foncé à gris-bleu, sont constitués de calcite micritique, d'une notable proportion de muscovite et de séricite, de quartz (10 à 20 % en moyenne, jusqu'à 50 %) et de débris d'organismes. Ils alternent avec des bancs de siltites noires à pyrrhotite. Au-dessus, viennent des calcaires à fines lamines (les unes claires, à calcite, quartz et séricite, les autres sombres, à séricite et biotite) alternant avec des niveaux gréséo-carbonatés également finement lités, ou avec des calcaires argileux (bois d'Oubac, Angoué). Ces derniers sont fréquemment altérés et la macrofaune localement abondante (trilobites, brachiopodes, crinoïdes, etc.) apparaît par décalcification sous forme de moules internes rarement déterminables.

L'épaisseur de cette formation est difficile à apprécier en raison de nombreux replis, étirements et bourrages favorisés par l'alternance de niveaux à fort contraste de compétence ; elle semble varier de 20 à 100 m.

Il n'a pas été recueilli de faune significative sur la feuille (phacopidés indéterminables dans la vallée de Lesponne, d'après A. Bresson, 1903). Mais, près de Bôo-Silhen (feuille Lourdes), une association à *Icriodus* sp., *Plectospathodus* sp., *Ozarkodina excavata* indique le Ludlow-Emsien inférieur (Bodin, 1988, dét. Stoppel).

d2. Dévonien inférieur. Calcaires massifs. La formation d₁ est surmontée par une barre calcaire de teinte claire, rubanée au sommet, dont la puissance semble de 20 à 30 m mais que de nombreux replis portent fréquemment jusqu'à une centaine de mètres ou plus. Elle est constituée de bancs, d'épaisseur décimétrique à pluridécimétrique, de calcaire à patine blanchâtre ou beige et à cassure assez régulière, de teinte gris clair à gris-bleu plus ou moins foncé. Des amas jaunâtres d'ankérite sont fréquents.

Ce calcaire est constitué, dans les secteurs peu métamorphiques, à 90 % de calcite micritique souvent recristallisée en sparite, de grains de quartz, de rares cristaux de pyrite et de débris localement très abondants de crinoïdes, bivalves, trilobites et ostracodes. Un fin litage correspond à des lamines riches en quartz et à des lits riches en muscovite, séricite ou chlorite. La partie supérieure rubanée (3 à 15 m) est formée par l'alternance soit de calcaires phylliteux à intercalations de cherts, soit de quartzites noirs, soit de schistes ou de siltites pyriteuses avec des calcaires plus ou moins argileux à niveaux troués par décalcification de tests d'organismes (vallée de l'Adour). Elle est souvent porteuse d'une minéralisation en blende et galène. Des figures de slumps et des blocs de siltite emballés ont été signalés à ce niveau (Dallas, 1980), mais ces structures seraient dues au fluage plutôt qu'à des phénomènes synsédimentaires (François, 1983).

Cette assise, la « Dalle » des anciens auteurs, a fourni quelques faunes de conodontes qui permettent de lui attribuer un âge gédinnien supérieur à emsien : *Oneodontus beckmanni*, *Pandorinella steinhornensis* (Bodin, 1988, dét. Cygan), *Icriodus angustoides* (Bodin, 1988, dét. Stoppel), *Pandorinella pandora*, *P. remscheidensis*, *Pelekysgnathus serratus* (Feist *et al.*, 1985). Dans le vallon du Houillassat, les calcaires argileux ont fourni, entre autres trilobites, *Phacops* (*Boeckops*) *boeckki*, espèce du Praguien de Bohême.

d1-2. Dévonien inférieur. Ensemble non différencié d'alternances calcaréo-pélitiques et de calcaires. Il n'est pas toujours aisé de tracer la limite entre les formations d1 et d2 là où elles sont affectées par de nombreux replis. Ainsi, dans le bois d'Oubac, en rive gauche de la vallée de l'Adour de Lesponne, se répètent apparemment les mêmes schistes, calcaires massifs et alternances calcaréo-schisteuses. Cet ensemble se rencontre au Parc-det-Couy et à Angoué, dans le bois de Mourgoueilh, à Cabrecors et dans le bois du Houillassat.

d3. Dévonien inférieur. Pérites schisteuses. Au Soum de Nère, ensemble de schistes argileux noirs, de 300 m de puissance apparente, renfermant quelques intercalations calcaires, situé entre les calcaires du Dévonien inférieur et ceux du Dévonien moyen (d4). Il s'agit donc de la partie inférieure de la formation à dominante pélitique d3-5. Sont intercalés des bancs décimétriques de calcaires gris-bleu, parfois à entroques, des lits calcschisteux noirs et des assises de 2 à 5 m d'épaisseur de calcaire jaunâtre à cassure grise et à lamines gréseuses.

d3-5. Dévonien inférieur et moyen. Pérites schisteuses. Des schistes sombres de 200 à 300 m d'épaisseur surmontent sans transition des calcaires de la base du Dévonien. Des **horizons calcaires** (d3-5 [1]) d'importance variable y sont intercalés. L'un d'eux (cf. *infra* : d4), relativement plus étendu, permet de distinguer deux ensembles dans le secteur sud-occidental de la feuille. Ce n'est pas le cas au Nord-Ouest où les calcaires présentent une disposition lenticulaire et de multiples replis. Néanmoins, A. Castelbou (1981) et P. Pouget (1984) ont décrit là un ensemble inférieur de schistes noirs silto-gréseux, et un ensemble supérieur de schistes gris plus riches en minéraux phylliteux et à intercalations de calcaires jaunes.

Les schistes contiennent en général de fins grains de quartz mais des **intercalations gréseuses** remarquables (d3-5[2]) existent à divers niveaux et forment localement des assises schisto-gréseuses métriques à plurimétriques.

Dans le secteur d'Isaby, des bancs massifs, sombres, à pyrrhotite rappellent à plusieurs niveaux les siltites (tuffites?) du Silurien terminal-Dévonien basal (Dallas, 1980). À l'Ouest, on observe des calcaires gris foncé à gris bleuté ou noirs, lités, finement gréseux et souvent crinoïdiques, en bancs décimétriques isolés, et des barres métriques constituées de petits bancs carbonatés alternant avec des pérites gré-

seuses. À l'Est, de petits bancs de calcaires biomicritiques sont groupés en barres de 2 à 7 m.

Ces couches sont pauvres en restes d'organismes : A. Bresson (1903) a signalé dans des « grauwackes » (Lhens, Isaby) des formes d'âge « coblentzien » (*Phacops* aff. *potieri*, spiriféridés, atrypidés, fenestellidés, zaphrentidés); dans la vallée de l'Adour, près d'Arrimoula, ont été trouvées des empreintes de brachiopodes (*Aulacella*?), de lamelli-branches (*Pterinopecten*) et de trilobites (*Phacops fecundus*?). Dans la vallée d'Aure, des calcaires situés dans la partie supérieure ont fourni *Icriodus symmetricus*, *Polygnathus eifelius*, *P. linguiformis linguiformis*, *P. xylus xylus*, conodontes dont l'association indique le Givétien inférieur (dét. D. Stoppel). On verra ci-dessous que l'intercalation d₄ contient des microfaunes de l'Eifélien supérieur—Givétien supérieur.

d₄. **Dévonien moyen. Calcaires gréseux.** Ce sont des calcaires gris-bleu ou jaunâtres, à cassure gris-bleu, pyriteux, à fines lamines gréseuses, parfois à entroques, disposés en bancs centimétriques à décimétriques, alternant avec des pélites argileuses sombres généralement en couches centimétriques à décimétriques mais parfois en passées de 5 m d'épaisseur. Leur épaisseur varie de 30 à 70 m selon les secteurs, mais ils pourraient avoir localement (Naouit) une disposition lenticulaire (Castelbou, 1981).

En vallée de Barèges, ils ont fourni à la base *Icriodus* cf. *corniger*, conodonte de l'Emsien supérieur—Eifélien (Bodin, 1988; dét. Cygan), puis les associations *Polygnathus linguiformis linguiformis*, *P. Pseudofoliatus*, *Icriodus* sp. de l'Eifélien supérieur—Givétien inférieur à moyen, *Polygnathus dengleri*, *P. pennatus* du Givétien supérieur—Frasnien inférieur (dét. D. Stoppel). Cette dernière association a été rencontrée à Bôo-Silhen (feuille Lourdes) dans des calcaires qui correspondraient à ceux du Cuq Crémail et du pic de l'Oussouet (Gatinot, 1977; Pouget, 1984).

Sont rangés ici, sous toute réserve, les calcaires jusqu'à présent azoïques du secteur de la scierie de Gazost, en raison de leur position géométrique par rapport au Dévonien moyen et supérieur de Trammassel, et d'une certaine similitude de faciès avec les calcaires décrits ci-dessus.

Cette unité est connue, avec quelques variations, en divers secteurs (Vignemale, Munia) de la feuille Vielle-Aure (Mirouse *et al.*, 1993). Il a été proposé de la corrélérer avec la « Formation Mañanet » du versant sud de la chaîne, que les conodontes permettent de ranger dans l'Eifélien ou le Givétien, ce qui lui confère un caractère asynchrone.

d_{5a}. **Dévonien moyen. Pélites schisteuses noires.** Au Soum de Nère, des schistes sombres de 200 m d'épaisseur environ, à quelques lits

carbonatés dans la partie supérieure, séparent les calcaires d4 de la formation détritique d5G.

d5G. Dévonien moyen. Pérites gréseuses, œillées, à intercalations calcaires. Il s'agit de pérites argileuses noires, micacées, à rares grains de quartz, à nombreuses et minces lamines, lentilles, amygdales (yeux) claires, constituées de grains de quartz (0,10 mm de diamètre moyen), de plagioclase et de mica dans une matrice argileuse. Il existe quelques **intercalations calcaires** (d5G [1]) à entroques, d'épaisseur décimétrique à métrique (Soum de Nère) et de grès grossiers (col de Tramassel). Leur puissance passe de 200 m au Soum de Nère à 50 m à l'Est de la cabane d'Ourdégon. Dans la zone de métamorphisme à andalousite, elles semblent être plus discrètes; J.M. François (1983) a signalé dans le secteur du lac Bleu des «niveaux essentiellement quartzofeldspathiques». Elles n'ont pas été identifiées en vallée d'Aure. De médiocres restes de trilobites, brachiopodes, bryozoaires, coralliaires, sans signification chronologique précise («Coblentzien»—Eifélien inférieur) y ont été mentionnés (Bresson, 1903).

Cette formation correspond assurément aux grès de la partie supérieure de la «série du Sarrat de Terre-Arrouye» (Péré, 1976) et de la «Formation du Bouneu» (Joseph, 1973) de la partie occidentale de la feuille Vielle-Aure, qui se prolongent vers l'Est dans les crêtes du versant sud de la vallée de Neste d'Aure et jusqu'au val d'Aran avec les «grès d'Aube» (Garcia-Sansegundo, 1992). De façon constante, elle succède à des assises calcaires datées ici de l'Eifélien—Givétien supérieur (d4), là de l'Emsien—Eifélien. Tout aussi constamment, elle est surmontée de calcaires datés à leur base du Givétien (Tramassel) ou du Frasnien inférieur (feuille Vielle-Aure).

d5b. Dévonien moyen (Givétien?). Pérites schisteuses noires. Dans les montagnes de Barèges, des pérites argileuses noires, à grain fin, micacées, très fissiles (autrefois exploitées comme ardoises), épaisses de 60 à 100 m, s'intercalent entre les pérites œillées et les calcaires rubanés d'âge givétien à frasnien inférieur. Une récurrence du faciès détritique apparaît vers le sommet, seulement, semble-t-il, dans la vallée de l'Yse.

Cet ensemble correspond à la partie terminale du Dévonien inférieur-moyen d3-5 à laquelle il passe à l'Est de la cabane d'Ourdégon. On peut le rapprocher des schistes de Sa Fusta qui, au val d'Aran, marquent, entre les grès d'Aube et les calcaires de Moncorbissum, la limite supérieure du Dévonien moyen (Garcia-Sansegundo, 1992).

d5-h2. Givétien, Frasnien (Famennien?)—Tournaisien supérieur à Viséen. Calcaires massifs, calcaires amygdalaires versicolores. La falaise qui domine le Pla de la Pène montre, en disposition inverse sous des pérites gréseuses attribuables au Dévonien moyen :

— quelques mètres de dolomies puis 25 à 30 m de calcaires massifs gris, à entroques, dont la moitié inférieure a fourni des conodontes de la Zone à *Polygnathus varcus* du Givétien moyen, et la moitié

supérieure des formes telles *Ancyrodella rotundiloba*, *A. lobata*, *Polygnathus dengleri* de la Zone à *Polygnathus asymmetricus*, indiquant le Frasnien inférieur ;

— 3 m de calcaires de teinte crème, rosée ou vert clair, à débris de crinoïdes, parcourus de joints phylliteux brunâtres donnant un aspect amygdalaire, et à conodontes de la Zone à *Scaliognathus anchoralis* du Tournaisien supérieur (Tn3c) ;

— enfin, 4 m de calcaires amygdalaires violacés et versicolores qui ont fourni *Gnathodus delicatus*, *G. semiglaber* et *G. bilineatus* qui indiquent le Tournaisien supérieur—Viséen (dét. D. Stoppel).

Un trop grand espacement entre les prélèvements étudiés peut être la cause de l'absence (apparente) du Famennien. Par contre, celle du Tournaisien inférieur paraît en accord avec ce que l'on connaît de la série plus à l'Ouest, au mont de Gez (feuille Argelès-Gazost : Ternet, 1980), où à un Famennien terminal—Tournaisien basal fait directement suite un Tournaisien supérieur remaniant des conodontes frasnien et famennien (Perret, 1976).

d5-6. Givétien supérieur à Frasnien moyen. Calcaires rubanés. En vallée de Barèges et en haute vallée de l'Adour de Gripp, les termes détritiques et pélitiques du Dévonien moyen sont surmontés par des calcaires en général bien stratifiés.

Au pic d'Espade d'Arbéouse se succèdent les termes suivants :

— alternance de lits centimétriques de calcaires gris et de pélites sombres passant à des calcaires brun chocolat ou bleu-noir à cassure sombre et à minces lits pélitiques (15 m) ;

— schistes noirs (5 m) ;

— calcaires gris clair à cassure gris-bleu, à entroques, se délitant en plaquettes. Malgré des complications tectoniques, on peut estimer l'épaisseur totale à 50 m.

Au col d'Aouet on observe, au-dessus de pélites métamorphisées, les termes suivants :

— calcaires à fin litage clair/sombre (15 m) ;

— calcaires en plaquettes de teinte ocre, à cassure gris foncé, contenant des poches d'oxyde de manganèse (8 m) ;

— calcaires gris en plaquettes (7 m) ;

— calcaires à rubanement centimétrique gris foncé/beige, interrompus vers le milieu par un niveau métrique de pélites vertes (30 m).

Selon P. Pouget (1984) il s'agirait d'une klippe de Dévonien et de Carbonifère. Pour P. Hupé (1951), du Dinantien repose ici sur du Dévonien inférieur « dans des conditions telles qu'il est à peu près impossible d'invoquer des suppressions tectoniques ».

Dans la vallée de l'Yse, des calcaires bruns à joints argileux irréguliers, à entroques et tentaculites passent à une alternance de calcaires noirs et de pélites (8 à 15 m).

Des calcaires rattachés pour des raisons structurales à ceux de l'Arbéouse, ont fourni, près de Sers, une association de conodontes à *Polygnathus asymmetricus*, *P. dengleri*, *P. ovatinosus*, *P. timorensis*, *P. latifossatus*, *Schmidtognathodus hermanni*, caractérisant le Givétien supérieur—base du Frasnien inférieur (dét. D. Stoppel). Ceci invite, ainsi que certaines similitudes de faciès (dépôts manganésifères) et leur position dans la série, à corréliser ces assises avec la « Formation du Soum des Salettes » (Péré, 1976), la « Formation des calcaires du Gabiédou » et celle des « calcaires du pic de la Canau » (Joseph, 1973), datées, dans l'ensemble, du Givétien terminal au Frasnien moyen.

d6a. Frasnien (?). Alternance de calcaires et de pélites. Un ensemble rythmique de minces bancs de calcaires noirs à bleu-noir et de schistes argileux noirs succède aux calcaires rubanés. Son sommet est tronqué par faille ou érodé selon les secteurs. Au Nord-Est du col d'Aouet, on observe, de bas en haut :

- des calcaires et schistes noirs en petits bancs (1 m);
- des pélites vertes et des pélites schisteuses sombres à très rares lits gréseux (9 m);
- une alternance de dalles de calcaires noirs d'épaisseur centi- à pluricentimétrique et de niveaux de schistes noirs d'épaisseur comparable, interrompue par un terme schisteux plurimétrique (60 m?).

Il est proposé de corréliser cet ensemble avec la partie supérieure de la « Formation des calcaires du Soum des Salettes » (feuille Vielle-Aure) telle qu'elle apparaît entre ce sommet et le Port de Cambieilh et dont l'âge est probablement frasnien (Péré, 1976; Mirouse et Barrière, 1993). Cependant, H. Dehghan (1938), P. Hupé (1951) puis P. Pouget (1984, 1989) ont rangé dans le Carbonifère la succession du col d'Aouet.

d6b. Frasnien. Complexe grésopélitique. Dans la vallée de l'Yse, les calcaires rubanés d5-6 sont surmontés par un ensemble, puissant d'au moins 300 m, de grès quartzitiques, de grès calcareux et de pélites schisteuses grises et vertes. Il forme les escarpements du Soum de las Agassères et, sur la feuille Vielle-Aure, du justement nommé pic de Maucapéra*. Il lui correspond sur cette feuille le « complexe détritique de Sia, Campbieil, Pichebrou » superposé aux calcaires du pic de Gabiédou datés du Frasnien. Mais c'est avec la « série des Agudes » (feuille Bagnères-de-Luchon : Clin *et al.*, 1989), bien datée du Frasnien par conodontes (Krylatov et Stoppel, 1969, 1971), que la série de la vallée de l'Yse présente le plus d'affinités.

En effet, on observe de bas en haut dans la montagne de Peyrehitte :

- des grès quartzeux en bancs décimétriques à métriques, à patine ocre et cassure grise, à fréquentes structures sédimentaires et minces intercalations d'argiles schisteuses (30 m). Ce peut être l'ensemble

* Maucapéra : mauvais sommet.

gréseux de la base de la série des Agudes, mais avec une épaisseur bien moindre ;

— au-dessus d'un banc calcaire discontinu (0 à 2 m), des pélites schisteuses émeraude puis gris-vert, à minces lits gréseux et carbonatés (80 m) ;

— des bancs de grès calcareux gris, centimétriques à pluridécimétriques, alternant avec des pélites schisteuses grises (100 m) ;

— des pélites schisteuses vertes et grises, des assises métriques de calcaires gréseux et de gros bancs de grès dont la succession est perturbée par de nombreux replis.

Dans le versant sud de la vallée (montagne de Létions), la continuité avec les calcaires du Dévonien terminal n'est pas conservée ; elle se serait vers le Sud-Est, dans la montagne de Bachebirou (feuille Vieille-Aure). En revanche, dans les abrupts du Bergons, les calcaires « griottes » semblent surmonter normalement les quartzites de la série de Sia.

d6-h1a. **Frasnien—Famennien—Tournaisien inférieur. Calcaires gris, calcaires « griottes ».** Dans la partie orientale de la feuille, les termes pélitiques du Dévonien moyen sont surmontés par des calcaires souvent à structure amygdalaire, de teintes variées (gris, rose, verdâtre, rouge), épais de 50 m environ. De bas en haut, on rencontre :

— des calcschistes gris-vert et violacés et des calcaires gris-bleu, à tentaculites et entroques (5 à 20 m) ;

— des calcaires amygdalaires de teinte dominante rougeâtre, constitués de nodules ovoïdes centimétriques formés en général autour d'une coquille de goniatite ou de clyménie et séparés par des cloisons argileuses gris-vert, brunes ou violacées : niveau des calcaires « griottes » (20 à 30 m) ;

— des calcaires gris clair, tachetés de blanc rosé, encore amygdalaires et massifs à la base, en petits bancs gris clair ou gris bleuté au sommet (10 à 15 m).

Les zones de conodontes suivantes ont été reconnues (Cygan, 1979 ; Cubaynes, 1972) :

— Zone à *Polygnathus asymmetricus*, Zone à *Ancyrognathus triangularis* ;

— Zone à *Palmatolepis gigas* du Frasnien (doI) dans les calcaires gris-bleu ;

— Zone à *Palmatolepis crepida*, Zone à *P. rhomboidea*, Zone à *P. marginifera* indiquant le Famennien inférieur et moyen (doII, base doIII) dans les calcaires griottes et les calcaires amygdalaires versicolores associés ;

— Zone à *Scaphignathus velifer* et Zone à *Bispathodus costatus* caractérisant le Famennien supérieur (doIII à doVI) dans les calcaires supragriottes ;

— et enfin, dans le dernier mètre de cette formation (Pla de la Serre), la Zone à *Siphonodella sulcata* du Tournaisien inférieur (base du

Tn1b), ce qui indique la continuité de sédimentation entre le Dévonien et le Carbonifère.

Les calcaires noduleux et les calcschistes gris-vert situés à la base de la formation ont fourni, dans le secteur du Pla de la Serre, des conodontes caractérisant le Givétien (renseignement oral C. Bouquet, dét. D. Stoppel).

Il est proposé de rattacher à cette formation les calcaires gris très schistosés, à tentaculites et débris de crinoïdes, puissants de 40 m environ, qui s'étendent du col du Tourmalet à la cabane de Barassé, bien qu'ils ne montrent pas de faciès noduleux ou griottes. En effet, des faunes de conodontes (Bouquet *et al.*, 1982) indiquent un âge compris entre le Givétien—Frasnien basal et le Famennien moyen et même le Tournaisien, près de la cabane de Barassé, avec *Gnathodus delicatus*, *G. semiglaber*, *Polygnathus inornatus inornatus*, *Pseudopolygnathus triangulus pinnatus*, *Siphonodella quadruplicata* mêlés à des formes remaniées du Dévonien supérieur.

d7-h1a. **Famennien moyen—Tournaisien inférieur. Calcschistes, calcaires amygdalaires.** Dans la partie méridionale de la feuille, succèdent aux pélites et grès frasnien des calcschistes ocre, gris-bleu, verdâtres ou violacés, surmontés par des calcaires noduleux blancs ou verdâtres, veinés de rose, parfois rougeâtres, à débris de crinoïdes, rares goniatites et clyménies. Il existe des niveaux dolomitiques (à stromatopores, près de Guchan). L'épaisseur varie de 10 à 20 m à l'Ouest, à 40 m environ en vallée d'Aure.

Les conodontes découverts au Bergons (dét. D. Stoppel) et en divers points de la feuille Vielle-Aure (Péré, 1976; Cygan, 1979; Bouquet et Stoppel, 1975) se répartissent de la Zone à *Palmatolepis rhomboidea* à la Zone à *Bispathodus costatus* (*Siphonodella praesulcata*), indiquant le Famennien moyen-supérieur (doII β à doVI). Il s'agit donc là des calcaires «supragriottes», au sens de S. Crilat (1981). Près de Guchan, C. Bouquet et D. Stoppel ont signalé qu'une assise métrique de calcaire gris, séparée du reste de la formation par quelques mètres de pélites, contient des conodontes de la Zone à *Siphonodella sulcata*-*Protognathodus kockelli* caractérisant le Tournaisien inférieur (Tn1a).

Cette disposition n'a été rencontrée dans la partie occidentale de la feuille qu'au pic des Crampettes : là, 0,50 m de schistes séparent les calcaires amygdalaires d'un niveau de calcaires gris (1,50 m) lui-même suivi par les jaspes noirs tournaisiens.

Carbonifère

Tournaisien—Viséen

h1b. **Tournaisien moyen et supérieur. Jaspés et ampélites à concentrations phosphatées.** Au-dessus des calcaires du Tournaisien inférieur, viennent (Crilat, 1981) :

— des « jaspés inférieurs » gris et noirs (lydiennes), en bancs de quelques centimètres d'épaisseur, associés à des schistes noirs et porteurs de lentilles et nodules phosphatés de teinte grise disposés dans le plan de la stratification. Leur épaisseur est de 2 à 5 m au Nord de Cadéac et de 10 m dans les affleurements méridionaux ;

— un « calcaire intercalaire » (absent dans le secteur Grézian—Aulon) gris-bleu, à grain fin, d'épaisseur métrique, qui a fourni sur la feuille Arreau des conodontes de la Zone à *Scaliognathus anchoralis* du Tournaisien supérieur (Tn3c supérieur) ;

— des « jaspés supérieurs » de teinte gris-vert, alternant avec des lits de pyroclastites et d'argilites. Du manganèse oxydé constitue des lits de teinte brun chocolat ou noire (Aulon, pic de Bergons). Leur épaisseur varie de quelques mètres dans la partie nord de la feuille à 10 ou 20 m dans la partie sud. Le passage aux calcaires viséens (h2, cf. *infra*) se fait parfois par une alternance de bancs jaspeux et de bancs carbonatés (Soum de la Piquette).

Les concentrations phosphatées, qui n'existent que dans les jaspés inférieurs, se seraient formées au cours de la diagenèse par concrétionnement du phosphore d'origine organique autour de bioclastes. Les nodules comportent un noyau riche en phosphate et un cortex de plusieurs couches d'apatite fibreuse (30 % de P₂O₅).

Les pyroclastites sont constituées d'esquilles de quartz, de grains de zircon, d'apatite, d'albite et d'échardes de verre volcanique, le tout dans un fond finement grenu à quartz, séricite et chlorite. Il a été suggéré que ce volcanisme soit aussi à l'origine de la concentration anormalement élevée de la silice, du phosphore et du manganèse dans les eaux marines d'un bassin peu profond, calme, protégé des apports détritiques et relativement confiné.

h2. Viséen. Calcaires amygdalaires, calcaires à accidents siliceux.

La formation des « calcaires amygdalaires clairs » (Mirouse *et al.*, 1983) comprend des calcaires noduleux blancs et gris-bleu, à la base (Espiadet, Houillassat, Cap d'Armade) et des calcaires gris à gris-bleu, à rognons et lits siliceux dans les affleurements méridionaux. Des intercalations argileuses vert olive apparaissent vers le haut (Cadéac). Leur épaisseur est de 25 m environ à l'Espiadet et à Cadéac, 10-15 m à Guchan et au pic des Crampettes, 5 m au pic de Bergons.

Localement riches en goniatices, encrines et polypiers, ces biomicrites ont fourni, dans leur partie inférieure (Espiadet), des associations de conodontes à *Gnathodus cuneiformis*, *G. punctatus* du Tournaisien

moyen-supérieur (Tn2-Tn3c) et, dans leur partie supérieure (Grascouéou), les formes *Gnathodus bilineatus*, *Paragnathodus nodosus*, *P. commutatus commutatus* indiquant le Viséen supérieur (à base du Namurien). Au Sud du Cap d'Armade, *P. commutatus commutatus* a été trouvé parmi des espèces remaniées du Tournaisien, du Famenien et du Frasnien (dét. D. Stoppel).

h_{1b-2}. **Tournaisien moyen—Viséen indifférenciés.** La faible épaisseur (20 m en moyenne) et les complications structurales ne permettent généralement pas de cartographier correctement les formations h_{1b} et h₂, qui sont alors réunies sous la notation h_{1b-2}.

Namurien du secteur Barèges—Aulon

h_{3a}. **Pélites vertes.** Les calcaires datés à leur sommet du Viséen terminal (base du Namurien) sont surmontés par des pélites calcaréo-argileuses et des argilites à fin débit schisteux (quelques mètres à 50 m). À la base, elles admettent quelques récurrences des calcaires sous-jacents. Elles passent vers le haut et latéralement à des schistes noirs parfois à patine verdâtre ou violacée.

h_{3b}; h_{3a-b}. **Pélites noires ; pélites vertes et noires non séparées, grès et conglomérats.** Dans la partie sud-est de la feuille, les pélites vertes namuriennes passent à des pélites sombres dans lesquelles apparaissent des lits et des bancs de grès de fréquence et d'importance croissantes vers le haut (200 à 300 m). À partir de coupes partielles (Cadéac, Ancizan, Grézian, Grascouéou), la succession suivante peut-être reconstituée :

- pélites argileuses sombres, micacées, en bancs massifs, à très rares intercalations de calcaires sombres (150 m) ;
- pélites à lits et lentilles gréseux de teinte claire, millimétriques et espacés à la base, puis plus importants et plus rapprochés ;
- alternance centimétrique de grès et de pélites ;
- pélites et bancs gréseux décimétriques, à figures de courant, espacés de plusieurs mètres ou dizaines de mètres ou bien groupés en faisceaux d'épaisseur décamétrique à pluridécamétrique.

Au Nord-Ouest de Guchen, des lentilles de **conglomérat** (h_{3a-b} [1]) dont l'épaisseur n'excède pas 15 m, sont intercalées dans la partie supérieure de la formation ; les éléments, de taille décimétrique à pluridécimétrique, sont en majorité des calcaires du Dévonien supérieur et du Viséen ; la matrice silto-gréseuse ou carbonatée a fourni (Ousten) les conodontes *Gnathodus bilineatus*, *Cavusgnathus* sp., *Idiognathoides* sp., *Neognathodus*, indiquant le Namurien (dét. D. Stoppel).

h_{3c}. **Calcaires et schistes argileux.** Dans le massif de l'Arbizon et au Sud de Barèges, les pélites gréseuses namuriennes sont surmontées par une formation rythmique de calcaires noirs à patine bleu-noir ou grise et de schistes noirs, en strates d'épaisseur centimétrique à décimétrique, métrique parfois. Il s'y intercale quelques séquences plus carbonatées d'épaisseur décamétrique. On observe parfois, sur plusieurs

dizaines de mètres de puissance, des alternances de grès et de schistes ainsi que des rythmes calcaréo-schisto-gréseux dont il est difficile de savoir s'il s'agit d'intercalations ou de replis de la formation sus-jacente.

Les calcaires, toujours sombres et souvent finement lités, sont des micrites à fréquents débris charbonneux et à pyrite. Les schistes sont des argilites pyriteuses, elles aussi à débris charbonneux, parfois à très fins lits de silt quartzeux.

Cette formation paraît être l'équivalent de l'« horizon de Cambasque » (Bresson, 1903 ; Mirouse, 1962) des montagnes de Cauterets et de Saint-Sauveur (feuille Argelès-Gazost) qui d'ailleurs passe en continuité sur la feuille Campan dans les pentes méridionales du pic de Bergons. Elle rappelle aussi les « calcaires bleu-noir à laminites » des crêtes frontalières des Pyrénées occidentales, dont l'âge namurien est bien établi (Mirouse *et al.*, 1983).

À Barèges, le contact stratigraphique entre les alternances calcaréo-schisteuses de Sansouriche et les lydiennes, décrit par A. Bresson dans le lit du Bastan, n'est pas (ou n'est plus) visible. Mais vers l'Est, entre Pourtazous et le pont de la Gaubie, ces couches montrent une disposition enveloppante, antiformale, par rapport aux calcaires dévonien et aux lydiennes de Barèges. De plus, elles semblent situées sous les schistes et grès du col du Tourmalet, comme les calcaires de Cambasque à Cauterets. C'est donc sur des considérations géométriques qu'elles sont rapportées au Carbonifère.

h3d. Calcaires, schistes, grès et conglomérats. Formation épaisse de plusieurs centaines de mètres, constituée de schistes noirs à intercalations de grès en général calcaireux et grossiers, de microconglomérats, de conglomérats, de calcaires et de calcschistes.

• **En vallée d'Aure**, elle prolonge le Carbonifère détritique qui, à l'Est, sur la feuille Arreau (Ternet, 1979) ravine le substratum jusqu'au Dévonien supérieur. Le long de la route D 115, on peut observer :

- des grès grossiers à ciment calcaire, passant à des microconglomérats à quartz roulés et débris anguleux de schistes, en assises de 0,50 m à 10 m d'épaisseur ;
- des grès fins, sombres, micacés, à matrice argileuse, en strates millimétriques à décimétriques, souvent granoclassés et à stratification oblique, constituant des ensembles de 5 à 50 m d'épaisseur ;
- des conglomérats de 1 à 8 m d'épaisseur, à matrice calcaréo-argileuse ou argileuse et à éléments arrondis et tectoniquement étirés, de 1 à 5 cm et même 15 cm de long, de calcaires variés et de roches siliceuses sombres (jaspes?) ;
- des calcaires gris-bleu à débris de crinoïdes, des calcschistes emballant parfois des calcaires allochtones ;
- des schistes argileux noirs à intercalations carbonatées.

La séquence conglomérat ou grès-calcaire—schistes argileux est fréquente. D'un banc calcaire ont été extraits *Neognathodus bassleri bassleri*, *Cavusgnathus* cf. *transitoria*, et *Streptognathodus* sp., conodontes indiquant le Namurien moyen ou supérieur (dét. D. Stoppel).

● **Dans le secteur la Mongie—col du Tourmalet—Sansouriche**, il s'agit d'une formation calcaréo-schisto-gréseuse très épaisse (> 500 m).

Les calcaires, de teinte bleu noirâtre à patine grise ou crème, sont en général en petits bancs et passent fréquemment à des calcschistes sombres à surface satinée. Ils alternent avec des schistes argileux noirs à altération gris-ocre en surface, souvent sériciteux. Schistes et calcschistes donnent dans la topographie des formes arrondies couvertes de pelouses et des éboulements ; ils sont profondément entaillés par les torrents.

Les grès se présentent en bancs centimétriques à décimétriques isolés et en assises décamétriques à pluridécamétriques peu litées (ou à litage masqué par le débit schisteux important) ; de teinte ocre et d'aspect grauwackeux en surface, ils sont gris-bleu foncé en profondeur ; dans un ciment calcaire peu abondant, ils montrent des éléments anguleux de schistes noirs, des quartz arrondis de 150 μm à 1 mm de diamètre, de rares feldspaths, des roches siliceuses et des débris de crinoïdes.

Les rares conglomérats (ravin et route au Sud-Ouest du col) contiennent dans une matrice grése-carbonatée des graviers de quartz de 1 cm et des éléments de schistes et de calcaires atteignant 5 cm.

Pour A. Bresson, cette formation était du Carbonifère en raison de relations supposées normales avec des terrains situés plus au Sud (l'horizon de Cambasque). Et cette opinion semble confortée par la découverte de quelques conodontes dans des calcaires de la route du pic du Midi : *Gnathodus* cf. *pseudosemiglaber* et *Polygnathus* cf. *nodomarginatus* (ou *Pseudopolygnathus marginatus*).

Cependant, les couches situées au Sud des calcaires « dévoniens » du Serpolet et dont les faciès lithologiques ne semblent pas différents de ceux des terrains du col, ont fourni des microfaunes relevant sans ambiguïté du Dévonien moyen-supérieur ; il pourrait s'agir de remaniements. À l'appui de cette hypothèse, un calcaire noduleux gris à patine ocre à rougeâtre, situé au bord de la route, non loin des bâtiments de la Mongie—Tourmalet (donc au Nord de la barre calcaire), a fourni un mélange d'espèces de diverses zones de Famennien mais aussi du Tournaisien, telles *Pseudopolygnathus brevipennatus* et *Scaphignathus velifer* (dét. D. Stoppel). Dès lors, il paraît logique de s'interroger sur l'âge de la barre calcaire médiane : est-elle dévonienne ou bien carbonifère remaniant des faunes dévoniennes ?

Namurien du secteur la Séoube—Aspin-Aure

h3G. **Grès de la base du «Culm»**. Dans le secteur de Payolle, le «Culm» débute, au-dessus de calcaires datés à leur sommet du Viséen supérieur (à base du Namurien), par 70 à 100 m de grès en bancs

métriques à base souvent microconglomératique, séparés par de minces lits argilo-gréseux noirs. Ces grès de teinte grisâtre sont constitués de grains de quartz à extinction roulante et à contour anguleux de 30 à 60 μm de diamètre, de feldspath, de quartzite, de mica et de minéraux lourds (Cubaynes, 1972). Deux conglomérats épais de 1,50 m s'y intercalent, constitués de débris anguleux de jaspes tournaisiens de quelques millimètres à 5 cm de long, de quartzites également anguleux et de galets de quartz blanc de 1 cm de diamètre. La matrice à gros grain a la même composition.

Au Sud, entre le bois de Saillant et le Sarrat de Gleizes, une alternance pluricentimétrique de pélites noires et de grès (20 m) précède des strates d'épaisseur décimétrique à métrique alternativement de grès sombres ou verdâtres et de pélites noires (200 m). Les grès contiennent toujours des petits fragments noirs de jaspes. C'est cet ensemble qui réapparaît, semble-t-il, au Sud d'Aspin-Aure, dans le pli anticlinal crevé par le ravin du ruisseau de Soulas.

L'arrivée brutale de ces turbidites sur les calcaires de plate-forme viséens correspond à l'épandage, en cônes sous-marins, des produits de l'érosion continentale de régions nouvellement émergées au tout début de l'orogénèse hercynienne. Les dépôts plus grossiers du secteur de Payolle évoquent la proximité du rivage ou une position centrale dans un cône sous-marin.

h3. Grès et pélites («Culm»). Puissante de plusieurs centaines à un millier de mètres, cette série détritique à caractère flyschoidé — le «Culm» — paraît organisée en plusieurs séquences de dépôt successives prolongeant ce qui est connu à l'Est de la Neste d'Aure (Delvolvé, 1987).

Faisant suite à la formation grés-conglomératique de la base vient d'abord, au-dessus de pélites gréseuses noires (30 m dans la vallée du Hourc), une alternance déci- à pluridécimétrique de grès ocre et de pélites gréseuses (100 à 200 m). Puis, par réduction progressive de l'épaisseur et de la fréquence des bancs gréseux, la série passe à des pélites sombres monotones. Les grès sont constitués de fins grains de quartz subanguleux à subarrondis, de feldspaths et de micas dans un ciment argilo-quartzeux peu abondant. Ces couches constituent une bonne partie de la Serre du Mont-d'Arreau et de la crête de Bidour.

Viennent ensuite des grès en minces bancs centimétriques très rapprochés, à granoclassement net (50 m d'épaisseur au Sud d'Aspin-Aure), puis à nouveau des pélites schisteuses (100 m environ).

Un horizon **conglomératique** (h3 [1]), suivi sur près de 4 km depuis la Neste, marque le début d'une nouvelle mégaséquence. Son épaisseur passe de 10 m à l'Est à 1 ou 2 m au Sud-Ouest d'Aspin-Aure. Il est constitué d'une suite de séquences de 1 à 2 m d'épaisseur de conglomérats à galets pluricentimétriques puis centimétriques, grès grossiers, grès fins, argilites. Elles ne sont pas toutes complètes et se recourent

parfois. Les stratifications obliques sont fréquentes. La composition est la même que celle des conglomérats de la base de la série détritique : galets de quartz blanc, éléments subanguleux de jaspes noirs et gris et de quartzites (Boulin, 1956). Il n'a pas été rencontré ici d'éléments calcaires.

Suit un ensemble de pélites gréséo-micacées très noires, à rares et minces bancs de grès, dans lequel s'intercalent, à 250 m environ au Nord du conglomérat, des lits de grès à lentilles calcaires relativement riches en trilobites (*Phillipsia*; cf. Bresson, 1903), brachiopodes (*Athyris lamellosa*, *Rhipidimella* sp., *Stenocisma* cf. *crumena*, *Pustula*), crinoïdes (*Poteriocrinus*, *Mespilocrinus*), bryozoaires (*Fenestella*) et polypiers (dét. J. Roger). À 1 km au Sud-Ouest du col, des couches pratiquement identiques ont fourni des empreintes de *Mesocalamites* sp. Dans ce contexte de sédimentation turbiditique, les restes fossiles recueillis ne sont probablement plus dans leur milieu de vie mais ont été déplacés vers des zones plus profondes.

C'est peu au-dessus que se situent des calcaires constituant la terminaison occidentale de la formation, à nature turbiditique elle aussi, des « calcaires d'Ardengost » (cf. *infra*). Ainsi, cette dernière mégaséquence apparaît bien comme l'équivalent latéral d'une partie de la formation des « pélites à blocs de la Serre de Castet » de la feuille Arreau (Delvolvé, 1987).

Des **grès et pélites à plantes** (h3 [2]) terminent le Carbonifère au Nord-Est du col d'Aspin, sous le Permien discordant. Il s'y trouve, sur 150 m de puissance environ, la répétition des termes suivants d'épaisseur décamétrique à pluridécamétrique :

- grès ocre, grossiers, en gros bancs à stratification oblique, où s'intercalent des **lentilles de conglomérats** (h3 [3]) à quartz blanc et lydiennes ;
- calcaires argileux noirs passant à des **calcaires** (h3 [4]) micritiques gris-bleu foncé, zoogènes, rappelant les calcaires d'Ardengost ;
- pélites gréseuses et micacées à empreintes de plantes et grès à pistes, figures de courants, parfois pétris de débris de crinoïdes. Il semble s'agir ici de sédiments plus proximaux que les précédents.

C'est au voisinage des deux intercalations conglomératiques du bois de la Pelade, en bordure de la route D 929, qu'a été trouvée une flore à *Diploptomena dissectum*, *D. adiantoides* et *Mesocalamites*, significative du Namurien A, probablement vers le milieu de la Zone E2 (Delvolvé, 1981).

Le « Culm » résulte de la sédimentation dans un bassin subsident de matériel détritique fin, interrompue par des décharges turbiditiques de matériel grossier en partie déjà remanié en milieu continental, reprenant localement les dépôts précédents circulant dans des chenaux ou des ravins sous-marins et provoquées, pense-t-on, par l'instabilité des bordures.

h3A. « **Calcaires d'Ardengost** ». Cette formation, largement développée vers l'Est (feuille Arreau ; cf. Ternet, 1979) dans les reliefs situés au Sud du village d'Ardengost, se termine ici par une assise de 20 à 30 m d'épaisseur au maximum, se prolongeant par quelques îlots de taille variable. Il s'agit de calcaires gris-bleu foncé, argileux, légèrement dolomitiques, à nombreux débris d'organismes benthiques, non stratifiés.

À l'Est de la Neste d'Aure, la présence en divers points de foraminifères du genre *Eosigmoilina* et d'une abondante faune de brachiopodes, tel *Gigantoproductus irregularis*, autorise leur attribution au Namurien E. Ils apparaissent alors sensiblement plus anciens que les pélites et grès environnants (h3) qui contiennent des brachiopodes tel *Brachythyryna lybica* et des trilobites comme *Paladin latilimbatus* du Namurien H, dans lesquels ils seraient donc resédimentés (Bouquet et Stoppel, 1975 ; Babin et Delvolvé, 1982 ; Delvolvé, 1981, 1982 ; Legrand-Blain *et al.*, 1983, 1984).

Permien

r1. **Conglomérat polygénique, grès et pélites gris-vert**. Le Namurien est recouvert en discordance angulaire par la « Formation de l'Escale » (Lucas, 1968) qui comprend de bas en haut :

- 3 m de conglomérat gris, à éléments anguleux de calcaires carbonifères et dévoniens, galets de grès, de quartzites et de lydiennes dans un ciment gréseux. La taille des éléments varie de plusieurs centimètres à la base à 1 cm vers le sommet, en même temps que leur nombre diminue ;
- 3 m de calcaires détritiques et de grès calcareux gris-vert ;
- 15 m d'argilites, gréseuses gris-vert à lits de grès et de carbonates vers le haut, puis 10 m d'argilites gréseuses violacées. Elles disparaissent en biseau au Nord-Ouest du col d'Aspin.

Ces couches évoquent un dépôt en milieu aquatique de matériaux d'origine rapprochée étant donné le faible degré d'usure des éléments calcaires. Depuis le dépôt des terrains namuriens, ont eu lieu l'essentiel de l'orogénèse hercynienne et l'érosion de ses reliefs.

r2. **Brèches rouges à éléments de quartzites**. Ce sont des roches massives de teinte rouge sombre à brun violacé, constituées de blocs anguleux de quartzites rosés et sombres de 3 à 30 cm de longueur et de quelques galets de quartz blanc dans un ciment argilo-gréseux rouge sombre. La stratification est marquée de façon très irrégulière par des lentilles et des lits de microconglomérats lités à éléments millimétriques de quartz, de quartzites et de micaschistes.

L'épaisseur (300 m au Nord du col d'Aspin) diminue rapidement à l'Ouest de Monné-Rouye jusqu'à disparition complète de la formation sous le Trias. Cette disposition s'explique, selon C. Lucas (1968), par l'existence d'un fossé tectonique à l'emplacement de l'actuelle vallée d'Aure. Pour cet auteur, le matériel de cette « Formation de Coume-

Vieille» viendrait du massif ancien de la Barousse (feuille Arreau). Il aurait constitué un «épandage de pédiment désertique» au pied de reliefs d'une faille probablement active (Lucas, 1968, 1987).

r3. Brèches rouges à éléments de quartzites et de calcaires. La «Formation de Camous» (Lucas, 1968) diffère de la précédente par la présence de calcaires clairs ou rouges du Dévonien supérieur et de jaspes et par un ciment argileux rouge peu abondant. De plus, la stratification est esquissée avec plus de netteté par des alignements de galets plats et par l'alternance de bancs à prédominance plus ou moins marquée des éléments ou du ciment (coulées boueuses successives). Vers l'Ouest, elle se distingue mal par suite de la raréfaction des calcaires. Ceux-ci pourraient provenir des anticlinaux dévoniens méridionaux ou bien d'une couverture, aujourd'hui disparue, du massif de la Barousse. L'épaisseur atteint 250 m au Nord du col d'Aspin.

Primaire indifférencié

I. Schistes. Il s'agit de schistes argileux sombres, affleurant mal et très altérés, coincés le long de la faille nord-pyrénéenne, dans le versant nord du vallon de Beyrède.

Secondaire

Trias

t1-2. Trias inférieur. Poudingues, grès et pélites rouges. Le Trias débute par des bancs de poudingue rougeâtre à rose, le «poudingue limite» (Lucas, 1968) de 4 à 7 m d'épaisseur, à galets de 2 à 10 cm de longueur de quartzites gris et roses (70 %), de quartz blanc (25 %) et de jaspes dans un ciment gréseux peu abondant. Des granoclasses normaux et inverses sont fréquents, ainsi que des stratifications obliques.

Vient ensuite un ensemble, de 200 m de puissance environ, de séquences grésopélitiques de teinte rouge ou verte, à intercalations décimétriques à métriques de poudingue identique au poudingue de base («Formation de l'Escalère»). Les grès, de teinte vert jaunâtre, rose pâle ou rouge, sont soit constitués uniquement de grains de quartz anguleux, soit contiennent une notable proportion de feldspaths (15 à 30 %), des fragments de quartzites, de micaschistes et de gneiss, ainsi que des paillettes de micas. Leur granulométrie est très variable. On y remarque des galets flottants de quartz et de quartzite. Les figures sédimentaires sont très nombreuses. Les pélites rouges et vertes, à débit en plaquettes, micacées et généralement finement gréseuses qui terminent les séquences, deviennent prédominantes au sommet de la formation; elles ont fourni, près de Couplo des empreintes d'équisétales.

Cette formation a été déposée en climat chaud par des cours d'eau à régime plus ou moins torrentiel, provenant semble-t-il, et comme au Permien, du massif de la Barousse. Elle a débordé des limites des bassins comblés par les brèches permienues. Par comparaison avec des séries rouges pyrénéennes datées par des flores, elle se range dans le Buntsandstein.

t3-6. **Trias moyen (Ladinien), Dolomies et calcaires.** Les couches rouges sont surmontées par une formation carbonatée comprenant :
— un ensemble inférieur de dolomies à grain fin, de calcaires dolomitiques et de calcaires micritiques de teinte grise à noire, à intercalations de brèches remaniant des calcaires dolomitiques et des argilites (30 m);
— une assise plurimétrique de calcaires argileux noirs à patine claire, à traces de bioturbation et nombreux joints argileux rougeâtres;
— un ensemble supérieur de calcaires gris à gris-beige ou rosé, massifs à la base, à débit en plaquettes et bioclastiques vers le haut, qui ont fourni des conodontes du Ladinien supérieur, tel *Pseudofurnishius murcianus* (Bouquet et Stoppel, 1980-1981).

L'épaisseur totale conservée n'excède pas 60 m. Cette formation correspond à un environnement de type laguno-marin à eaux peu profondes et peu agitées.

t7-9. **Trias supérieur. Argiles versicolores, dolomies, cargneules.** Cette formation où dominent des marnes et des argilites vertes, grises, ocre, parfois rosées, affleure peu et se signale le plus souvent par les bancs et lentilles de taille métrique à décamétrique de dolomies grises et surtout de cargneules jaunes qui leur sont associés, ainsi que par des paquets d'ophite de taille extrêmement variable qui constituaient à l'origine des sills et de petits laccolites.

Sa plasticité importante a permis une déformation considérable au cours de l'orogénèse pyrénéenne, en sorte que les contacts normaux, aussi bien avec le Trias moyen qu'avec le Trias inférieur, ne sont jamais conservés. Elle correspond à des dépôts de milieu lagunaire, calme et confiné.

Jurassique

t1-4. **Lias inférieur. Brèches, calcaires.** On distingue deux ensembles superposés au sein de cette série à dominante carbonatée.

● **Brèches dolomitiques.** Il s'agit d'un complexe de dolomies bréchi-ques mono- ou polygéniques, plus ou moins cargneulisées, dont la stratification est peu apparente. D'une épaisseur moyenne d'une quarantaine de mètres dans les Baronnies, il existe localement des accumulations d'allure plus ou moins chaotique dont l'épaisseur peut localement dépasser une centaine de mètres (Nord du col de l'Oueil-Lusent).

Totalement azoïques, elles sont attribuées à l'Hettangien depuis G. Dubar (1925), sans argument biostratigraphique.

Elles résultent de la dissolution d'une série d'évaporites préexistantes et ont pour équivalent, en Aquitaine, la « Zone à anhydrite » identifiée en sondage immédiatement plus au Nord (Curnelle, 1983).

• **Calcaires à microrhythmes.** Sur 25-30 m se superposent des bancs massifs de calcaire gris bleuté parfois dolomique. Il existe, sur toute l'épaisseur de la formation, une organisation en séquences métriques de comblement à base oolitique ou microbréchiq, dont les termes successifs évoluent dans des milieux de plate-forme interne inter- à supralittorale : microsparite à lamines mécaniques planes parallèles, micrite ou dolomicrite à lamines cryptalgaires, stromatolites laminaires ou pseudo-columnnaires, dolomie à fenestras (Rebouc, Coume des Estrets). Apparaissent ensuite sur 5-6 m des calcaires bioturbés, à intercalations plus ou moins oolitiques, riches en encrines.

La série carbonatée du Lias inférieur est couronnée par une barre massive de 2 à 3 m de calcaire oolitique à débris de mollusques, d'échinides et d'encrines. Ce niveau témoigne de l'amorce d'une ouverture du milieu de dépôt accompagnant des faciès de haute énergie du domaine infralittoral. Ces calcaires dépourvus de fossiles caractéristiques sont attribués au Sinémurien *s.l.* Ils sont surmontés par une discontinuité régionale nette soulignant une lacune vraisemblable du Lotharingien terminal et du Carixien inférieur.

15-8. **Lias moyen à supérieur. Calcaires, marnes.** La partie supérieure de la série liasique correspond à un complexe de marnes et de marno-calcaires du domaine infra- ou circalittoral.

Les affleurements sont rares et discontinus dans les Baronnie. Les coupes les plus complètes ont été étudiées sur le revers méridional du Pènc de la Téoulère et du Signal de Bassia. Elles sont cependant très peu fossilifères en raison d'un léger métamorphisme; les datations et les attributions stratigraphiques ont ainsi largement bénéficié des observations effectuées au Sud-Ouest de Baudéan sur la feuille Bagnères-de-Bigorre (Azambre *et al.*, 1989), et à Rebouc sur la feuille Arreau. Plusieurs unités superposées sont individualisées.

• **Calcaires bioclastiques beiges à polyliers.** C'est un niveau continu, peu épais (0,5 m au Sud de la Pène de la Téoulère) de calcaire roussâtre à entroques et bélemnites, caractérisé à sa base par la présence de nombreux polyliers solitaires (*Montlivaultia*).

Il repose sur le fond durci du Lotharingien. Son âge carixien moyen est attesté par la présence à Baudéan d'un *Acanthopleuroceras* (Zone à Ibex).

• **Marno-calcaires et marnes à pectinidés.** C'est une série alternante de 5 à 7 m de marno-calcaires en bancs noduleux et de marnes dont les feuillettes plus ou moins schisteux contiennent des moulages de pectinidés.

L'âge carixien supérieur de cette unité est attribué par analogie avec des niveaux équivalents à *Aegoceras* de la coupe de Rebouc (Zone à Davoei).

- **Marnes schisteuses noires sans fossiles.** (8-10 m). Elles sont peu fossilifères dans le domaine étudié et correspondent au Domérien inférieur et moyen (zones à Stokesi et Margaritatus; *Becheiceras*, *Protogrammoceras*, *Amaltheus* à Rebouc).

- **Calcaires bioclastiques roux.** Ce niveau correspond à une barre carbonatée, généralement très tectonisée, faisant saillie au sein de la série marneuse du Lias. Il est particulièrement visible au Clots de la Saladère et au Pène de la Téoulère où il contient des bélemnites, des débris de brachiopodes et de lamellibranches dont de nombreux pectinidés (*Pseudopecten*). À Baudéan, il a livré des *Lobothyris subpunctata*. Il correspond au Domérien supérieur.

- **Calcaires argileux roux à brachiopodes.** On observe très localement au-dessus de la barre domérienne, 2 à 3 m de calcaires argileux roussâtres à bélemnites et brachiopodes dont *Telothyris* gr. *jauberti* à la Pène de la Téoulère et à la Coume des Estrets. Ce niveau, très souvent oblitéré par la tectonique, correspond au Toarcien inférieur (Zone à Serpentinus).

JD. Aalénien à Oxfordien. Dolomies noires ou grises, fétides. Ces dolomies du Dogger et du début du Malm constituent une assise composite qu'il est commode de qualifier de «dolomies inférieures» comme sur la feuille Arreau (Peybernès, 1976). Leur épaisseur varie d'environ 300 m à une centaine de mètres en grande partie à cause des érosions et de la discordance anté-kimméridgiennes qui tronquent leur partie supérieure. Déjà cartographiée par A. Bouvier (1968) entre le Pène Lise et le Pène de la Téoulère puis oubliée, cette discordance se retrouve sur les flancs du Bassia à l'Ouest, au Sud-Est (col 1 664) et au Nord-Est (Clots de la Saladère) ainsi qu'au Sud du Casque de Lhéris; elle est également signalée sur le territoire des feuilles Arreau (Castéras *et al.*, 1963) et Bagnères-de-Bigorre (Canérot, 1987). Les dolomies constituent exceptionnellement la crête du Signal de Bassia (1921 m) point culminant des terrains secondaires de cette feuille, alors qu'ailleurs elles n'apparaissent que sur les flancs des principaux reliefs.

Il s'agit de dolomies noires ou grises, riches en composés organiques volatils à l'origine du dégagement d'une odeur fétide au choc. Leur aspect massif et grenu est lié à une texture cristalline acquise au début de la diagenèse. Elles résultent en effet d'une épigénie précoce de calcaires préexistants, comme l'atteste la conservation, au sein de cristaux de dolomite, de quelques fossiles ou de structures sédimentaires qui sont fréquemment des oolites. Ce sont donc essentiellement d'anciens sables carbonatés sans doute accumulés sous forme de barres en milieu marin agité très peu profond (infralittoral) et sous un climat chaud responsable à l'origine de la dolomitisation précoce lors de

périodes de confinement (lagunes à sursalure magnésienne). Cependant, comme cette transformation est fréquemment incomplète, des calcaires dolomitiques et des calcaires de texture variée, parfois fossilifères, sont conservés en de nombreux endroits et à divers niveaux, en particulier sous la moitié supérieure des dolomies. Les deux principales de ces intercalations calcaires, qui sont aussi les plus continues, ont été cartographiées ; elles sont décrites ci-après.

jo. **Aalénien. Calcaires à oncolites ou à microfilaments.** Ils apparaissent localement à la base des dolomies et sur quelques mètres d'épaisseur.

Au Nord du col du Teillet (1 287 m, à l'Est du Courtaou du Teillet et en limite avec la feuille Bagnères-de-Bigorre), A. Bouvier décrit des calcaires beiges lités à échinodermes (3 m) surmontés de calcaires rougeâtres lithographiques à microfilaments et ostracodes (5 m). Ces niveaux se prolongent plus à l'Est au pied du Casque de Lhéris et au Sarrat de la Prade mais ils n'y ont pas été détaillés.

Sur la crête occidentale du Signal de Bassia, en contrebas de la cote 1 865, le même auteur mentionne des calcaires cryptocristallins à échinodermes (5 m) puis à microfilaments, petits textulariidés, ostracodes et lagénidés (3 m).

Au Sud du Signal de Bassia, J.Y. Lalaurie (1972) distingue des calcaires argileux beiges à entroques (2 m), des calcaires marron sombre à microfilaments (3 m), des calcaires gris, massifs, microcristallins, à nombreuses lenticulines et débris d'échinodermes (épaisseur non précisée), des calcaires gris clair à microfilaments (4 m), des calcaires gris sombre à *Pseudocyclamina maynci* (2 m) et, enfin, des calcaires bréchiqes beiges à vermicules rougeâtres (2 m). La présence de *P. maynci* suggère un âge au moins bajocien pour les deux derniers niveaux.

Au Sud-Est du Bassia, dans le bois de Hourcaouéré, A. Bouvier note des calcschistes noirs pyriteux à grosses entroques (5 m) surmontés de calcaires cryptocristallins de teinte claire à microfilaments (quelques mètres).

Près du refuge d'Artigueluz, J.Y. Lalaurie signale une barre de calcaires dolomitiques gris foncé à oncolites. Un peu plus au Nord-Est, il observe dans la Coume Bère des calcaires beiges microcristallins, à entroques et radioles d'oursins (5 m), des calcaires à microfilaments (3 m) et des calcaires beiges microcristallins, à *P. maynci*, lenticulines et débris de lamellibranches et de gastéropodes (5 m), ce dernier niveau étant déjà du Bajocien comme au Bassia.

Enfin, au col de l'Oueil-Lusent, le même auteur cite des calcaires noirs dolomitiques dont les équivalents se rencontrent aussi plus à l'Est dans le bois de Bouchidet puis sur le territoire de la feuille Arreau.

j5-6. **Oxfordien. Calcaires et calcaires dolomitiques.** Ces calcaires ont été cartographiés sommairement dans la partie médiane des dolomies où ils forment les niveaux les plus apparents et les plus continus, mais ils s'intercalent aussi à différents niveaux jusqu'au sommet des dolomies inférieures (crête du Signal de Bassia). Peu fossilifères, ils sont attribués à l'Oxfordien (supérieur?) comme leurs équivalents de la feuille voisine Arreau. Mais ils pourraient également appartenir au Callovien, comme des données récentes l'ont montré dans les Pyrénées occidentales (Canérot *et al.*, 1990).

Au col du Teillet, A. Bouvier note une dizaine de mètres de calcaires gris, pyriteux, au milieu de dolomies dont les plus élevées renferment encore de rares trocholines.

Au Sud-Ouest du Casque de Lhéris, J. Delfaud (1967) relève des calcaires blancs en bancs de 30 à 50 cm, à pâte fine noire ou grise, à très nombreuses surfaces durcies violettes et quelques trocholines (6 m), des dolomies noires cristallines (10 m) et des calcaires à pâte fine bleutée, à surfaces durcies violettes et niveaux bréchiques, que couronne un calcaire blanc parcouru de terriers dolomités ou « calcaire tigré » (5 m pour les deux niveaux).

À l'Ouest du Bassia, sur la crête du sommet 1865, A. Bouvier signale une quinzaine de mètres de calcaire cryptocristallin à dragées rosées, débris de mollusques, entroques spicules et ostracodes. Il précise encore que les trocholines apparaissent au sommet des dolomies grises et des calcaires dolomitiques sus-jacents, ou bien tout à fait à leur toit, dans un calcaire graveleux gris un peu dolomitique à *Trocholina* cf. *nidiformis*, qui renferme également des textulariidés, des lituolidés, des débris d'échinodermes et de gros gastéropodes.

Sur les pentes méridionales du Bassia, J.Y. Lalaurie mentionne l'alternance sur une vingtaine de mètres de bancs de dolomie grise, fine et sans fossiles, avec des bancs de calcaire gris-beige à patine blanche riches en lamellibranches, polypiers et algues (*Acicularia* sp.). Au Nord-Est, sur le chemin du refuge d'Artigueluz, il observe des calcaires gris rosé contenant quelques gravelles sur un fond microcristallin (20 m) puis, au sein des dolomies grises à grain fin sus-jacentes (40 m), des niveaux calcaréo-dolomitiques à *Trocholina nidiformis*, *Kurnubia* et débris de lamellibranches. Au col de l'Oueil-Lusent, il signale aussi une soixantaine de mètres de calcaires dolomitiques gris microcristallins, à trocholines.

j7-9. **Kimméridgien—Portlandien. Brèches, calcaires et dolomies indifférenciés.** Cette notation désigne l'ensemble indifférencié de brèches, de calcaires et de dolomies recristallisés et épais d'une centaine de mètres qui est localisé dans la vallée de Campan au pied des pentes de la rive droite. Leur succession, leur faciès et sans doute leur âge semblent être les mêmes que ceux des assises distinctes décrites ci-après qui les remplacent sur le reste de la feuille Campan où elles

sont cependant moins recristallisées et bien plus épaisses (jusqu'à 400 m au total).

j7-8Br. **Kimméridgien *pro parte*. Brèches, calcaires blancs.** Ce sont des brèches à éléments calcaires et dolomitiques et des calcaires massifs le plus souvent blancs et cristallins. Ces terrains arment les crêtes du Casque de Lhéris et de la montagne de Billexe ou du Pène Lise et du Pène de la Téoulère, ainsi que les longues falaises continues qui ceignent la forêt des Hautes-Baronnies et le bois de Bouchidet ou qui dominent le bois de la Soule. Leur épaisseur varie notablement d'une à plusieurs dizaines de mètres en fonction, semble-t-il, d'une part de leur discordance sur les dolomies inférieures et d'autre part de leur indentation dans les calcaires argileux notés j7-8, qui se constate dans les falaises méridionales du Cap de Paou ; cependant, les détails de ces dispositifs nouvellement reconnus restent encore à préciser. Les brèches résultent d'écroulements localisés au pied d'escarpements nés et entretenus par le jeu synsédimentaire de failles normales et peut-être décrochantes qui morcellent leur substratum et le structurent en horsts et grabens ou en blocs basculés, comme par exemple au niveau de la feuille Bagnères-de-Bigorre (Delfaud 1969 ; Canérot, 1987).

Au Casque de Lhéris, J. Delfaud distingue des brèches à éléments calcaires blancs, cristallins et à ciment rouge, qui constituent la paroi méridionale, puis des calcaires massifs bleutés à *Alveosepta jaccardi* (40 m, affleurant au sommet). À l'Est, vers la montagne de Billexe, les brèches se chargent en blocs de dolomie noire et leur épaisseur augmente fortement.

Sur la crête du Pène Lise, A. Bouvier mentionne des brèches compactes à éléments calcaires blancs, rosés ou gris et rares éléments dolomitiques noirs cimentés par un calcaire recristallisé ocre (80 m). Vers l'Ouest, il note la diminution d'épaisseur de ces brèches (une dizaine de mètres au Pène du Boute) puis leur remplacement par un calcaire cristallin à niveaux de brèches intraformationnelles au Nord-Est de Sainte-Marie-de-Campan. Vers l'Est, sur le revers septentrional du Cap de Castillon, il ne signale plus qu'une barre de calcaire graveleux à fond recristallisé qui renferme encore des nérinées, des lituolidés des verneuulinidés ainsi que des débris de mollusques et d'échinodermes (15 m). Par contre, plus bas et au Nord-Ouest, près du Courtaou de Tire-Mouréou, J.Y. Lalaurie relève à nouveau une brèche à éléments calcaires et ciment roussâtre (30 m) surmontée de calcaires blancs bien cristallisés (10 m).

Sur la crête de l'Escala, au Sud du col de Couradabat, J. Delfaud reconnaît des brèches à éléments calcaires et ciment rouge (30 m environ), des calcaires argileux (15 m environ) puis à nouveau des brèches qui forment une grande falaise (de 70 à 80 m). Plus à l'Est, à l'extrémité de la crête de Suberpène, les abords de la grange la Hiota ont montré à J.Y. Lalaurie des brèches marmoréennes à éléments calcaires blancs et gris et ciment roussâtre (30 m) surmontées de cal-

caires marmoréens blancs (5 à 10 m). Actuellement, la route forestière du bois de Bouchidet recoupe les mêmes brèches, localement à éléments dolomitiques.

j7-8. **Kimméridgien *pro parte*. Calcaires argileux noirs à lituolidés et exogyres, brèches dolomitiques.** Des calcaires argileux bien stratifiés et souvent plissés constituent la plus grande partie de cette nouvelle assise. Ils sont à l'origine de replats ou de larges couloirs irréguliers qui contrastent avec les escarpements ou fortes pentes liés aux formations voisines. Ils représentent des dépôts rythmiques peu fossilifères (quelques lituolidés et des lumachelles à exogyres) riches en matière organique et parfois à pseudomorphoses d'évaporites, qui se sont accumulés dans des vasières calmes en milieu infra- à médiolittoral; quelques bancs de dolomies noires, de calcaires bioclastiques et de brèches s'y intercalent épisodiquement, témoins de retours répétés à des conditions lagunaires, d'agitation temporaire et de mouvements tectoniques (Peybernès, 1976). Bien que l'épaisseur de ces terrains soit délicate à mesurer précisément à cause de nombreux plis, il est possible de constater qu'elle varie à peu près de 100 à 300 m (respectivement Bassia et chaînon Lhéris—Escala—Suberpène).

Au Lhéris, J. Delfaud relève des calcaires argileux en petits bancs, à *Everticyclammina virguliana* vers leur partie supérieure (environ 60 m), des schistes calcaires parcourus de terriers et avec quelques lits bréchiques (20 à 30 m), des brèches à éléments calcaires blancs ou bleus et à *E. virguliana* (environ 50 m), des calcaires argileux bleutés en petits bancs avec quelques niveaux bréchiques (environ 20 m), un calcaire graveleux à très nombreuses nérinées (environ 10 m), des schistes bleutés à interlits violacés et nombreux terriers (40 à 50 m).

Au Nord du Caoutérou—Soum Arra, A. Bouvier indique des calcaires cryptocristallins pyriteux et des calcschistes à enduits rougeâtres avec *Everticyclammina* aff. *virguliana*, *Exogyra* aff. *virgula*, des ostracodes, des plaques d'échinodermes et de petits lituolidés (80 m), des dolomies noires et calcaires dolomitiques pyriteux à nodules de calcite recristallisée (30 m), des calcaires argileux cryptocristallins pyriteux et sans fossiles (20 m).

Au Pène Lise, le même auteur signale dans les cinquante premiers mètres de la formation des calcaires noirs microcristallins et argileux, en petits bancs décimétriques à enduit rouge orangé dans les interlits et rares intercalations schisteuses. Ces calcaires ont livré à leur base *Exogyra virgula*, constituant localement une véritable lumachelle, et plus haut *Alveosepta jaccardi* et *Everticyclammina virguliana* (surtout répandu dans les derniers mètres) associés à des débris d'échinodermes et à quelques sections d'exogyres.

Au Nord du Cap de Castillon, il distingue des calcaires microcristallins argileux, pyriteux, microplissés, à enduit rouge dans les interlits (60 m dont un banc de dolomie noire grossière de 10 m) renfermant quelques quartz détritiques, des débris d'échinodermes et des sections

d'exogyres, des calcaires noirs argileux cryptocritallins et légèrement gréseux à stylolites ferrugineux et niveaux schisteux noirs (surtout représentés au sommet) avec *E. aff. virguliana*, des spicules et de minuscules débris d'échinodermes (40 m; certains bancs calcaires sont finement graveleux et pyriteux et montrent encore des sections d'exogyres), de la dolomie noire cristalline pseudo-oolitique, à fantômes de gastéropodes (10 m), une brèche monogénique à éléments de calcaire blanc sertis dans un ciment de calcaire ocre à rares entroques (15 m) et, enfin, des calcschistes rougeâtres cryptocristallins et des passées bréchiques avec *E. virguliana* et des débris d'échinodermes (30 m).

Au Courtaou de Tire-Mouréou, J.Y. Lalaurie énumère de la dolomie noire cristalline (épaisseur non précisée), des calcaires schisteux légèrement gréseux à débris de lamellibranches (20 m), des calcaires noirâtres argileux et graveleux à *Alveosepta jaccardi*, lenticulines, coprolites et débris d'échinodermes et de lamellibranches (10 m), des calcaires schisteux noirâtres ponctués de traces rouges et sans fossiles (30 m), des calcaires argileux noirs à lituolidés indéterminables (15 m), de la dolomie noire finement cristallisée sans fossiles (10 m), des calcaires schisteux gris-beige (5 m).

Sur la crête de l'Escala, au Sud du col de Couradabat, J. Delfaud mentionne des calcaires argileux bleutés en petits bancs (50 à 60 m), de la dolomie noire (90 à 100 m), des calcaires argileux microplissés (40 à 50 m), de la dolomie noire cristalline (80 à 90 m). Sur la même coupe, J.Y. Lalaurie remarque d'abord, à sa base, de la dolomie noire macrocristalline (10 m) surmontée de calcaires dolomitiques beiges microcristallins à *A. jaccardi*, et ensuite, vers ses deux tiers supérieurs, des calcaires gris sombre, microcristallins, riches en *A. jaccardi*, *E. virguliana* et débris de lamellibranches et d'échinodermes.

À l'extrémité orientale de la crête de Suberpène, près de la grange la Hiota, le même auteur cite de la dolomie noire cristalline (10 m), des calcschistes feuilletés finement gréseux à restes de lamellibranches (5 m), des calcaires gris-beige microcristallins et légèrement gréseux qui renferment quelques oolites et, en abondance, *A. jaccardi*, *Acicularia* et des débris d'exogyres et d'échinodermes (15 m), un calcaire gris à grandes oolites dont le nucléus correspond à des fragments de lituolidés, d'échinodermes et de lamellibranches (épaisseur non précisée), de la dolomie noire macrocristalline (30 m), des calcaires gris-beige gréseux, à *E. virguliana*, *A. jaccardi*, débris de lamellibranches et d'échinodermes (10 m) et enfin des calcaires lités légèrement schisteux avec seulement *E. virguliana* (20 m).

19. **Portlandien. Calcaires, brèches, dolomies.** Des calcaires clairs gris ou beiges et des brèches calcaires occupent la partie inférieure de cette dernière assise jurassique. Ils sont bien plus massifs que les calcaires argileux précédents au-dessus desquels ils déterminent un net ressaut, et ils constituent également les crêtes de Haboura—Caoutérou, de l'Escala et en partie de Suberpène ou, plus localement, du Pène du Boute. Par contre, les dolomies sus-jacentes, plus sombres et

souvent bréchifiées, coïncident avec de nouveaux replats ou des combes. L'ensemble a une épaisseur qui varie de 100 à 200 m. Très peu fossilifère, il est attribué au Portlandien par sa position au sommet du Jurassique dans le prolongement de l'assise de la feuille Arreau datée grâce à quelques *Anchispirocyclus lusitanica* (Delfaud, 1969).

Au Casque de Lhéris, J. Delfaud relève des brèches polygéniques à l'origine d'une falaise (environ 50 m), des calcaires argileux à *Everticyclammina virguliana*, à intercalations de schistes et de termes dolomitiques noirs, macrocristallins, une brèche calcaire monogénique à éléments tectonisés avant la sédimentation et qui constitue une puissante falaise (80 m), puis des dolomies beiges en petits bancs (30 m).

Sur la crête de Caoutérou—Soum Arra, A. Bouvier signale des calcaires blancs, massifs, porcelanés et vacuolaires constituant le sommet et associés à une brèche calcaire ocre monogénique qui renferme des lentilles de calcaire gris-noir à lituolidés et rares nérinées (au moins 60 m), des brèches à éléments dolomitiques noirs et gris (dolomies bréchifiées), des dolomies noires cryptocristallines et des bancs fracturés de calcaire ferrugineux massif et cristallin à fantômes de lituolidés (130 m), des dolomies grises à intercalations de calcaires noirs surmontés d'un calcaire ocre cryptocristallin à gros cristaux de calcite, lituolidés, spicules et nombreux débris d'échinodermes et de lamellibranches (60 m).

Au Nord du Cap de Castillon, le même auteur observe une barre de calcaire dolomitique graveleux et organogène à grandes nérinées, annélides encroûtants et *Haplophragmium* sp. (30 m), des dolomies noires microcristallines (40 m), de fines passées dolomitiques alternant avec de la brèche monogénique à éléments calcaires et du calcaire microcristallin à *Nautiloculina* sp., textulariidés, pseudocyclammes, gastéropodes voisins des nérinées, radioles d'oursins et sections de lamellibranches (20 m).

Crétacé

n1-4. **Néocomien—Barrémien. Calcaires.** Ces premiers terrains du Crétacé affleurent sur les pentes méridionales de la crête du Soum Arra, sur la crête du Caoutérou, au Nord d'Ordincède, dans les falaises du versant nord du Bassia, sur les pentes septentrionales des crêtes de l'Escala et de Suberpène et dans la barre reliant Tachouères et le Nord du col de Couret.

Aux abords de Campan ils sont indifférenciés car recristallisés et peu épais (environ 40 m). Ailleurs, sur le reste de la feuille, ils sont subdivisés en deux ensembles superposés (même au Nord du Bassia) dont l'épaisseur peut atteindre 200 m.

• Les **brèches et les calcaires du Néocomien** constituent l'ensemble inférieur. Ils correspondent au prolongement des formations distinguées par B. Peybernès (1976) plus à l'Est, à savoir la « Brèche limite »

et les « Calcaires à trocholines et dasycladacées » d'âge berriasien (feuille Arreau) et peut être les « Marnes de Francazal » du Berriasien terminal—Valanginien inférieur (feuille Saint-Gaudens).

Au Nord du Cap de Castillon, A. Bouvier distingue une brèche à éléments de calcaire blanc et de dolomie noire du Malm, avec un ciment calcaire à débris de trocholines (10 m), et des calcaires gris, cryptocristallins, recristallisés qui sont massifs à la base puis qui s'accompagnent de minces niveaux microplissés marneux et argileux de couleur ocre. Ils renferment *Trocholina* gr. *alpina-elongata*, *Neotrocholina* aff. *valdensis*, *Actinoporella* sp., des ophthalmidiidés, ostracodes, radioles d'oursins et débris de gastéropodes (60 m).

Au Nord du puits de la Pindorle, J.Y. Lalaurie mentionne, au-dessus de brèches polygéniques, des calcaires argileux noirs à *Trocholina* gr. *alpina-elongata* et *Nautiloculina* sp. (15 m), une brèche calcaire à petits éléments calcaires noirs et gris bien arrondis (20 m), puis des calcaires schisteux sans fossiles (10 m).

Au Sud du col de Couradabat et malgré de multiples déformations, J. Delfaud a reconnu un calcaire bréchiqque massif à éléments noirs et blancs arrondis et *Trocholina* gr. *alpina-elongata*, du calcaire en bancs de 50 cm, à pâte fine bleutée renfermant *T.* gr. *alpina-elongata*, puis du calcaire argileux en petits bancs très plissés, à pâte fine noire et éléments ankéritiques de couleur ocre. Sur la même coupe et au-dessus des brèches polygéniques, J.Y. Lalaurie note des calcaires gris sombre légèrement détritiques à *T.* gr. *alpina-elongata* (10 m), des brèches polygéniques à petits éléments bien arrondis de calcaire et de dolomie (15 m), des calcschistes gris foncé très replissés (5 m) et enfin des calcaires argileux noirâtres à *Pianella* et gastéropodes (10 m).

• Les **calcaires et les calcaires argileux du Barrémien** forment l'ensemble supérieur, vraisemblablement transgressif sur le précédent et constitué par les deux formations que B. Peybernès (1976) distingue sur la feuille Arreau, à savoir les « Calcaires urgo-barrémiens », graveleux et infralittoraux, et les « Calcaires à annélides » infra- puis médio- à supralittoraux.

Au Nord du Cap de Castillon, A. Bouvier reconnaît un banc de calcaire plus massif, graveleux à oolitique et à *Trocholina elongata*, *Acicularia*, ostracodes, gastéropodes (3 m), un calcaire bleuté à noir cryptocristallin en partie recristallisé et passant à des calcschistes avec d'abondantes algues (*Actinoporella* aff. *podolica*, *Cylindroporella*, *Acicularia*, *Salpingoporella*) ainsi que *Trocholina elongata*, des lituolidés, ophthalmidiidés, textulariidés, milioles et ostracodes (20 m), puis enfin un calcaire argileux microcristallin, noir, recristallisé et à surfaces de banc rougeâtres, avec *Choffatella* aff. *decipiens*, *Orbitolina*, *Nautiloculina* sp., textulariidés, ostracodes et quelques annélides (10 m).

Sur la crête de Caoutérou—Soum Arra, entre la cabane de Banios et le Courtaou d'Ordincède où la série est davantage recristallisée, les calcaires en petits bancs schistosés placés à son sommet ont également livré à A. Bouvier *Trocholina* cf. *elongata* et *Pseudocyclamina* cf. *lituus*.

Au Nord du puits de la Pindorle, J.Y. Lalaurie ne signale plus que des calcaires oolitiques à miliolidés et textulariidés (20 m).

Au Sud du col de Couradabat, le même auteur distingue des calcaires oolitiques gris sombre à *Cuneolina camposaurii*, coprolites, textulariidés, miliolidés (20 m), suivi de calcaires noirs argileux d'abord à *Eggerella*, textulariidés et miliolidés (10 m), puis à annélides (5 m).

Au Nord du Casque du Lhéris, sur le territoire de la feuille Bagnères-de-Bigorre, le toit du calcaire à annélides renferme les algues *Salpingoporella melitae*, *Pseudoactinoporella fragilis* et *Cylindroporella barnesii* caractéristiques du passage Barrémien supérieur—Bédoulien basal (détermination B. Peybernès).

n5-6a. **Bédoulien—Gargasien basal. Marnes à *Deshayesites*.** Épaisse d'une centaine de mètres, cette formation de marnes homogènes est à l'origine de replats et de combes bien alignés et jalonnés de cols ; elle se repère aisément d'une part au Sud de la crête du Soum Arra—Caoutérou et au Cot de la Huste, d'autre part au Nord des crêtes de Billexe, de l'Escala et de Suberpène où la bande méridionale des cols de Couradabat et de Moumède et celle, septentrionale, de Tachouères et du col de Couret se confondent vers l'Est, au niveau de la grange de Miègeville. Au Nord de Sainte-Marie-de-Campan, elle disparaît localement, sans doute par laminage.

Il s'agit en fait d'anciennes marnes transformées en schistes ardoisiers parfois riches en cubes de pyrite (Cot de la Huste, par ex.) et très souvent altérées à l'état des schistes terreux ou de terres jaunâtres. Leur âge précis, bédoulien—gargasien basal, n'est bien établi que sur les feuilles voisines Arreau et Montréjeau où, moins transformées et désignées comme « Marnes de Samuran » ou comme « Marnes de Sainte-Suzanne », elles renferment encore des ammonites, en particulier du genre *Deshayesites*, des oursins et des spicules de spongiaires. Elles correspondent à un dépôt de milieu marin calme et réducteur, relativement profond (circalittoral) qui s'installe brusquement sur une grande partie du domaine pyrénéen (« bassin axial » de B. Peybernès, 1982).

n6-7a, n6-7aC, n6-7aM. **Gargasien—Albien inférieur. Complexe carbonaté urgonien.** Il est commode de désigner ainsi l'ensemble des terrains carbonatés peu fossilifères qui succèdent aux marnes à *Deshayesites*. Il s'agit d'une série monotone et puissante (peut-être 1000 m) de calcaires, calcschistes et marnes sombres sans fossiles (à laquelle sont associés des calcaires à entroques et rares orbitolines) et des calcaires à *Toucasia*, orbitolines et mélobésiées de faciès urgonien. Ils constituent un équivalent latéral des épais dépôts circalittoraux à dominante marneuse, ceinturés de calcaires récifaux urgoniens, qui remplissent le « bassin commingeois » de J. Delfaud (1969) sur le territoire des feuilles voisines Arreau et Montréjeau où ils sont datés par des ammonites.

Dans le chaînon du Soum Arra, où ces terrains n'ont pas été différenciés (n6-7a), J.Y. Lalaurie note que les escarpements de la Bouche montrent une centaine de mètres de calcaires schistosés, bleu-tés, riches en débris d'échinodermes, surmontés par des calcaires marmoréens massifs gris, bleus ou rosâtres, qui renferment quelques orbitolinidés aplatis et localement de nombreux lamellibranches (*Toucasia*?).

Dans le chaînon Tachouères—Cap de Brouca, quelques affleurements et le relief permettent d'entrevoir, malgré de nombreuses failles (non cartographiées), que la partie inférieure de ce complexe (**calcarénites**: n6-7aC) est épaisse d'au moins 500 m et découpée en trois ensembles (séquences?) successifs par trois niveaux calcaires plus zoogènes; le premier constitue le Cap de Brouca, le deuxième le sommet 1 136 au Sud des Tachouères et le troisième le pic de Las Crouts d'Artigaou.

Dans le chaînon du pic d'Arneille, un puissant ensemble de calcaires massifs à entroques (n6-7aC) est surmonté par des **calcaires argileux et marnes** sombres bien stratifiés (n6-7aM), dans lesquels s'individualise un niveau massif de **calcaire** (n6-7aM_[1]).

C1-2. Cénomanién. Calcaires à caprines. Ces calcaires forment une barre rocheuse bien stratifiée. Isolée, elle est aisément reconnaissable dans le paysage entre l'Adour de Payolle et le col de Beyrède (Pène de Tuco) ou bien de part et d'autre soit à l'Ouest de Campan, sur la rive gauche de l'Adour de Lesponne, soit à l'Est, sur la rive droite au ruisseau de Beyrède. Dans chaque cas, à la suite d'érosions albiennes importantes et accompagnées sans doute d'un léger basculement du substratum, elle surmonte des terrains du Dogger (feuille Bagnères-de-Bigorre), du Lias (vallée de Lesponne) et du Trias (à l'Est de Campan) par l'intermédiaire d'une discordance régionale, la célèbre « discordance anté-cénomaniénne ». Il s'agit des dépôts de la plateforme carbonatée sud-pyrénéenne peu profonde et parfois récifale (rudistes, coelentérés) qui s'approfondit brusquement à la fin du Cénomanién.

Au Cap det Bos (sommet 1 455), la barre du Pène de Tuco qui plonge d'environ 30° vers le Nord, montre une centaine de mètres de calcaires microcristallins clairs, gris ou beiges. Ils surmontent des schistes verdâtres et rougeâtres (triasiques ou crétacés?) qui les séparent des grès rouges triasiques. Leur base montre plusieurs mètres de **brèche polygénique** (C1-2_[1]) à éléments secondaires calcaires ou dolomitiques, souvent aplatis (brèche œillée), dans une matrice marneuse verdâtre et schistosée. Au-dessus, un niveau plurimétrique renferme *Orbitolina* (*O.*) gr. *conca*, *Orbitolina* (*Conicorbitolina*) aff. *conica*, *Orbitolina* sp., *Trocholina* sp. (déterminations M. Bilotte) qui indiquent un âge cénomanién inférieur à moyen. Près du sommet, au-dessus de calcaires sans fossiles, un autre niveau plurimétrique contient des préalvéolines (dont *Praealveolina* gr. *cretacea*), *Chrysalidina gradata* et des miliolidés (dét. M. Bilotte) avec, à sa partie supérieure, de nombreuses sections de rudistes (radiolitidés, réquiéniés), témoins

d'un âge cénomanien supérieur. Enfin, au toit, quelques mètres de biomictites à pithonelles, sans doute du Cénomanien terminal—Turonien, assurent la transition avec le flysch sus-jacent. On retrouve donc là, avec quelques fossiles de moins, et en particulier les caprinidés, une succession comparable à celle des « Calcaires des Échelles de Pilate » (Dufaure, 1959) qui affleurent bien à l'Ouest de Campan, puis sur le territoire de la feuille Bagnères-de-Bigorre où leur épaisseur diminue progressivement vers l'Ouest (de 70 à 30 m). En rive gauche de la vallée de Campan, plusieurs affleurements témoignent qu'il s'agit de la même barre.

Par contre, à l'Est du col de Beyrède et jusque sur le territoire de la feuille Arreau, après une interruption de 4 km qui coïncide avec les nombreux accidents convergeant vers le col, on rencontre les « Marbres de Sarracolin » à *Caprina adversa* (Douvillé, 1926) et nombreux autres fossiles dont *Praealveolina cretacea* (Casteras et Clavier, 1958; Lalaurie, 1972). Bien qu'ils soient aussi cénomaniens et très voisins des précédents, ces calcaires s'en distinguent par quelques caractères: leur base, qui renferme *Caprina choffati* (Debroas, inédit), est vraisemblablement albienne comme le sont aussi, plus à l'Est, les « Calcaires de Balace » et les « Calcaires de Paloubora » (feuilles Aspet et Saint-Girons; Debroas, 1987); leur épaisseur est de l'ordre de 200 à 700 m; leurs faciès sont plus variés avec l'apparition de brèches monogéniques et de feuilletts schisteux verdâtres (Lalaurie, 1972); leur sommet correspond à des brèches polygéniques à éléments carbonatés jurassico-crétacés (C1-2 [1]). À l'Est, ces brèches reposent sur des calcaires, sombres et des marnes du Cénomanien terminal—Turonien, avant de s'épaissir vers l'Ouest où elles viennent surmonter le Trias inférieur du bois du Bédât puis elles s'amincissent assez brutalement, leur sommet coiffant alors les calcaires triasiques de Couplo avant de disparaître à 3 km du col. Ces nouveaux caractères paraissent liés à un jeu ou rejeu synsédimentaire des diverses failles subméridiennes qui convergent au voisinage du col de Beyrède et qui entraînent un nouvel affaissement du compartiment oriental (l'ancien fossé d'Aure permien; Lucas, 1985).

C3-5F. Turonien—Sénonien inférieur. Flysch à fucoïdes. Ces terrains correspondent à la puissante série de calcschistes et de schistes ardoisiers, près de 1000 m, dans laquelle sont creusées les vallées de Campan et de Beyrède.

Sur plusieurs dizaines de mètres leur partie inférieure est presque exclusivement constituée de calcschistes et de schistes à pithonelles, parfois associés à des calcaires finement gréseux et détritiques avec échinodermes et spicules (Dufaure, 1959). Près du col de Beyrède, ils renferment également des niveaux de **brèche polygénique à éléments mésozoïques** (C3-5F[1]) en bancs métriques qui, malgré la différence de notation, sont équivalents des brèches du sommet des marbres de Sarrancolin; près de Sainte-Marie-de-Campan, P. Dufaure (1959) y signale aussi des microbrèches calcaires à éléments de Dogger et déjà de Primaire.

Le reste de la série s'enrichit progressivement en turbidites à matériel gréseux terrigène ou carbonaté, calcaires à silex et, parfois, micro-bréchique (Lalaurie, 1972); des bancs de **brèche polygénique à éléments granitiques** (c3-5F[2]) apparaissent à sa partie supérieure. Les éléments, généralement assez grossiers, comprennent, outre des calcaires jurassiques, chloritoschistes ou calcaires dolomitiques (Sarrat de Mazouaou Pène de la Téoulère), des granites porphyroïdes emballés dans une matrice arkosique carbonatée.

L'âge turonien—sénonien inférieur de ce flysch n'est indiqué que par quelques rares sections de *Marginotruncana* sp. signalées par P. Dufaure (1959) et J.Y. Lalaurie (1972). Par comparaison avec les flyschs de la zone nord-pyrénéenne centrale d'Oust ou d'Arbas, il est logique de l'assimiler au flysch à fucoïdes turono-coniacien (Debroas et Souquet, 1974). De plus, la présence de brèches granitiques comparables à celles de Soulagnets (feuille Bagnères-de-Bigorre), qui renferment *Orbitoides tissoti* (Capdecombe *et al.*, 1965), suggère un âge au moins santonien supérieur pour son sommet.

Ce flysch à fucoïdes correspond à des dépôts de pente sous-marine sur la bordure méridionale du sillon nord-pyrénéen élargie au détriment de la plate-forme carbonatée sud-pyrénéenne. Les failles normales et peut-être décrochantes qui sont à l'origine de cet élargissement sont situées plus au Sud (mais encore mal localisées) et sont responsables d'une dénudation du socle qui fournit le matériel bréchique au niveau de leurs escarpements.

Métamorphisme des terrains secondaires

Des transformations d'origine métamorphique ont affecté l'ensemble des terrains secondaires. Mais, comme elles sont généralement de faible intensité et qu'elles n'ont encore donné lieu qu'à des observations fragmentaires sur leur degré et leur extension, il n'a pas été possible de les distinguer par des figurés particuliers. Quelques variations en fonction de la lithologie, de l'âge et de la position structurale des terrains transformés ont toutefois été remarquées.

Les calcaires jurassiques et éocènes sont diversement recristallisés. Si le plus souvent ils renferment encore des microfossiles plus ou moins bien conservés, ils sont aussi transformés en véritables cipolins aux abords de Campan. De plus, dans le prolongement de la zone interne métamorphique de la feuille Arreau, ils contiennent localement de rares baguettes de scapolites caractéristiques du métamorphisme thermique pyrénéen (Ravier 1959; Choukroune, 1976). Ces minéraux néoformés apparaissent d'une part le long de la faille nord-pyrénéenne soit dans le Lias inférieur du bois de la Soula et du ravin Et Gor, soit dans le Kimméridgien de l'écaille de Cassay à cheval sur les feuilles Campan et Arreau (Lalaurie, 1972), et d'autre part à l'intersection de la même faille et de celles de l'Adour dans le Jurassique—Crétacé situé au Nord de Campan et en limite des feuilles Campan et Bagnères-de-Bigorre (Bouvier, 1968).

Les marnes jurassiques et crétacées sont entièrement transformées en ardoises pyriteuses qui montrent une schistosité de flux plus ou moins bien marquée. Les premières mesures de la cristallisation de l'illite ont montré que l'Aptien est épimétamorphique (Esquevin, *in* Delfaud, 1969). De nouvelles mesures ont confirmé ce résultat dans l'Aptien et dans le Lias et font apparaître que le Turonien-Sénonien inférieur est moins transformé et seulement anchimétamorphique, sauf à proximité de la faille nord-pyrénéenne où il devient épimétamorphique (Sagon et Azambre, 1986; Sagon, Azambre et Debroas, travaux en cours).

Ces diverses transformations se sont effectuées à des âges et dans un contexte structural distinct : au Nord de la faille nord-pyrénéenne, au cours du Cénomanién et au Sénonien inférieur (Montigny *et al.*, 1986) lors de l'ouverture et du premier plissement du sillon des flyschs nord-pyrénéens (Debroas, 1990), et au Sud de la même faille, après le Sénonien inférieur et donc lors de la fermeture fini-crétacée à éocène du sillon des flyschs nord- et sous-pyrénéens.

Quaternaire

Formations glaciaires et formations associées

Les vallées montagnardes situées sur la feuille Campan offraient à l'action glaciaire des conditions très différentes en fonction de leur importance et de leur exposition (Barrère, 1952, 1969a,b; Alimen, 1964).

Au Sud-Ouest, la vallée du Bastan, affluent de premier ordre du gave de Pau, est un large drain longitudinal dégagé dans les schistes carbonifères. Les sous-affluents descendus du massif granodioritique du Néouvielle ont des bassins-versants de forte altitude moyenne. Le plancher des cirques se tient entre 2200 et 2400 m; les multiples langues glaciaires qui en étaient issues formaient un large glacier composé, branche orientale du puissant appareil de la vallée du gave de Pau. La vallée du Bastan ne pourra donc pas contenir de moraines très anciennes, qui furent évacuées jusque sur le piémont lourdaise par la glacier principal : il n'y aura dans cette vallée que des moraines des stades de retrait.

Dans le massif du Néouvielle, lors des phases tardives, la coïncidence de la ligne d'équilibre glaciaire et du niveau du fond des cirques maintint dans ceux-ci de très nombreux petits appareils étroitement liés dans leurs nuances aux conditions locales d'exposition.

Au Nord-Est, le réseau du haut Adour à l'amont de Campan ne comporte, en avant des massifs du Néouvielle et de l'Arbizon, que des bassins élémentaires de taille modeste ou réduite. La disposition des surfaces d'accumulation et des vallées ne permettait pas la concentration de la glace. Les langues bien individualisées de glaciers de

« type alpin » actuel descendaient rapidement jusqu'à 1 000 m et même 800 m dans le bassin de Sainte-Marie-de-Campan. Celui-ci, largement déblayé dans des schistes et climatiquement très abrité « sous le vent » du massif du pic du Midi de Bigorre, devait connaître au Quaternaire une sécheresse relative, homologue de celle que l'on y enregistre aujourd'hui, comme dans les bassins voisins de Saint-Lary et du Louron. Les conditions d'ablation y étaient rigoureuses ; le plus grand glacier, descendu du col du Tourmalet, de taille et de disposition très comparables à celles de l'actuelle Mer de Glace alpine, n'avait que 14 km de long. Les deux langues issues du massif de l'Arbizon étaient encore moins grandes, mais la crête de ce petit massif, riche en expositions nord, a pu cependant abriter tous les appareils tardifs, jusqu'aux névés relictuels actuels. On trouve donc là, rapprochés dans le plus court espace possible de toute la chaîne, toutes les phases glaciaires pyrénéennes, ce qui fait l'intérêt particulier de ce secteur, véritable synopsis des formes d'accumulation intramontagnardes.

Le même type de relations, bien qu'un peu plus distendues, existe dans le massif du pic du Midi de Bigorre, où le glacier descendu du cirque du lac Bleu par la vallée de Lesponne atteignit à peine la vallée de l'Adour. L'altitude assez modeste, 2 400-2 500 m, du chaînon joignant le pic du Midi au pic de Léviste n'a pas permis un grand développement des phases tardives, réduites à de petits glaciers perchés dans des vallées-cirques. *A fortiori*, le massif annexe de la Montagne, qui n'atteint pas 2 800 m, n'a connu qu'une glaciation d'avant-mont dont les petites langues restaient suspendues au-dessus de la vallée de l'Adour.

Dans l'angle sud-est de la carte, un segment de la vallée de la Neste d'Aure confirme l'importance des phénomènes d'abri. La partie nord du bassin de Saint-Lary ne contient dans sa partie basse que les moraines de stationnement et de retrait d'un glacier qui n'a jamais pu dépasser Arreau (voir la carte Arreau, qui indique sur la rive droite, la position des moraines les plus anciennes perchées sur le versant dominant Guchan). Le petit bassin d'Aulon, médiocrement alimenté par le versant méridional de l'Arbizon, a connu un englacement local dont la langue n'a pas conflué avec le glacier d'Aure.

Gx. Moraines du maximum d'extension glaciaire. Au moment où un grand glacier composé occupe les vallées du Lavedan (haute vallée du gave de Pau), de très petits appareils existent dans les avant-monts paléozoïques quand les crêtes avoisinent 2 000 m. Au Nord-Ouest, en haute vallée de Gazost, sous les pics de Barran et de Lhens, les moraines partiellement solifluées de petits glaciers de cirques permettent de fixer la ligne d'équilibre glaciaire entre 1 500 et 1 600 m à exposition nord. Paradoxalement, le pic de Montaigu (2 339 m) n'est environné que de moraines rares et douteuses dans ses cirques orientaux. L'étroitesse des hauts bassins, la forte pente des talwegs, n'ont permis ni la production abondante ni la conservation d'éventuelles moraines difficiles à distinguer de dépôts de pente épars sous forêt.

Les chaînons calcaires du Lhéris au Nord-Est, élevés à 1 921 m au pic de Bassia, ne portent aussi que de petites formations d'accumulation. À l'Est de la crête principale, même si les cirques sont très bien dessinés, les formes morainiques ne sont pas nettes du fait de leur combinaison avec les formes karstiques en creux. Par contre, à l'Ouest du Casque du Lhéris, le dessin en arcs et cordons est bien marqué dans le vallon perché vers 1 400 m, sous le versant nord du Haboura. Les accumulations du col de Beyrède, situées à la même altitude mais sous des reliefs moins énergiques, sont à mettre sur le compte d'une suralimentation neigeuse dans le couloir aérologique du col d'Aspin.

G_{xa}. **Phase d'expansion.** Les moraines de la phase d'expansion du maximum glaciaire ne sont bien individualisées que sur les plus grands appareils, avec des dispositions variables en fonction de la topographie préglaciaire. Les langues puissantes aboutissant dans le bassin de Sainte-Marie-de-Campan ont laissé les témoins les plus volumineux.

Le glacier de Gripp (Adour du Tourmalet) s'étalait en lobe oblong sur près de 5 km à la base des versants de Pène Lise; il débordait à l'Ouest le vallon des Cabanettes qui fonctionna un temps comme couloir proglaciaire; il construisit enfin les moraines en bec de l'Escaret. À l'Est, il submergeait les collines schisteuses de la Séoube auxquelles il superposait de lourds bourrelets morainiques disposés en gerbe. Le matériel comprend de gros blocs émoussés où dominent les granites du Néouvielle; une proportion importante de ces blocs est à surface corrodée, avec parfois une altération marquée des zones périphériques. La matrice argileuse à passées sableuses est altérée sur plusieurs mètres, de couleur beige foncé ou même brunâtre, parfois légèrement rubéfiée.

Le glacier de la Gaoube construisit de même un lobe terminal moins volumineux dans le bassin de Payolle, en se bloquant à l'aval sur la bosse du Tuco. Le glacier de l'Artigou, moins alimenté par les petits cirques de l'Arbizon, n'a laissé de traces nettes de la phase d'expansion que dans les vallons latéraux de l'Arcouade et de la Plagne, à moins que les grandes moraines latérales qui encadrent la vallée ne puissent être attribuées en partie à la phase d'expansion dans une étroiture qui ne permettait pas l'étalement d'un lobe terminal. L'imprécision est la même au Sud-Est de la carte, dans la partie aval des moraines d'Aulon : une langue modeste se terminait dans une vallée étroite où les diverses phases ne peuvent pas être distinguées.

Dans le bassin de Lesponne, seules les petites vallées affluentes de la rive gauche qui n'avaient pas de glaciers locaux ont reçu des moraines de la phase d'expansion; elles esquissent une obturation latérale au replat des granges de la forêt de Massayo, bourrent les vallées de la Glère et de la Viallette d'une moraine de fond aux formes incertaines qui se poursuit en talus en pied de versant à Esquerré et au Parc-det-Couy.

On peut attribuer à la même phase les formations les plus basses, à blocs et matrice argileuse, issues des cirques exposés au Nord-

Est du massif de la Montagnette. Elles sont imputables à une véritable langue dans la vallée d'Arrimoula, et à un glacier plus étalé dans le vaste cirque du Soum de Castet; il se confirme là que les expositions au Nord-Est sont particulièrement favorables, puisque la ligne d'équilibre glaciaire devait s'abaisser localement à 1 300 m. Sur le versant sud-est de ce petit massif, des langues courtes dégorgeaient leurs moraines jusqu'au contact du glacier du Tourmalet après l'amaigrissement duquel elles ont été solifluées sur le versant d'auge, au-dessus de Gripp et surtout à l'issue de la Coume de Sencouéou.

Gxb. **Phase de stationnement.** À l'issue d'un léger amaigrissement, les glaciers de langue stationnent en construisant de puissantes moraines latérales. Pour le glacier de Gripp, c'est la longue crête plongeante du Sarrat qui s'enracine sur la rive droite à plus de 200 m au-dessus du talweg. Tout le volume n'est pas morainique; les galeries des usines hydroélectriques ont traversé les schistes en soubassement, montrant que le glacier a d'abord été contenu par une échine de dissection fluviale. La moraine de rive gauche, beaucoup plus courte, n'apparaît qu'à l'amont de Saint-Marie; le versant de roche en place était trop raide pour qu'il s'y dépose et s'y maintienne du matériel meuble.

Une dissymétrie de position du même type existe dans la vallée de la Gaoube au bénéfice du versant gauche, où les moraines latérales sont plus complexes, formées à l'amont de trois cordons emboîtés et, à l'aval, d'un faisceau traduisant l'abaissement saccadé de l'extrémité de la langue.

Dans la vallée de l'Artigou, où les versants préglaciaires étaient plus symétriques, les deux puissants cordons latéraux sont presque équivalents, mais celui de la rive gauche présente vers l'amont un tracé sigmoïde tenant aux apports venus du cirque de Coste Oueillère.

Dans la vallée de l'Adour de Lesponne, plus encaissée, le profil transversal se rapproche de l'auge en berceau. Les matériaux morainiques de la phase de stationnement constituent des talus volumineux à la base des versants. Les formes de cordons emboîtés sont simplement esquissées aux alentours du village de Lesponne. Au débouché de la vallée suspendue descendant du Pène Nère, des cordons latéraux plongeants montrent que ce petit glacier confluaient à peine avec l'appareil principal, mais contribuait avec lui à fermer l'obturation latérale du bois de Mourgoueilh.

En vallée d'Aure, les volumineux bourrages de bas de versant des environs de Cadéac peuvent être attribués à la même phase.

GFLx. Alluvions des obturations latérales et des couloirs marginaux. L'irruption des langues glaciaires dans le bassin de Saint-Marie-de-Campan a fortement perturbé l'hydrographie locale. Les puissantes moraines du glacier de l'Artigou ont créé des *obturations latérales perchées* au nom parfois évocateur (la Plagne), petites plaines bourrées de matériel fluvio-glaciaire et drainées par des écoulements marginaux

(ruisseau de Camoudiet). Les vallums terminaux du glacier de la Gaoube ont de même bloqué les matériaux torrentiels d'un cône contraint, au Sud de Payolle. Deux petites obturations latérales existent aussi de part et d'autre des moraines latérales de Lesponne.

Les effets sont plus importants le long de l'Adour de Payolle. À l'amont, le cône fluvio-glaciaire du glacier de l'Artigou s'est trouvé bloqué par les moraines du lobe de la Gaoube, dans la « plaine » de Payolle. La forte pente longitudinale de la surface correspond à la mise en place torrentielle de lits de galets grossiers assez anguleux. Il n'y a pas eu d'épisode lacustre durable, les eaux se frayant tout de même un passage entre le lobe morainique et le versant ; à l'amont le torrent a entaillé le cailloutis en terrasse qui le domine par un talus de 12 à 15 m. Le même processus intervint à la Séoube, mais l'obstruction par la moraine du Sarrat fut plus efficace ; l'accumulation marginale étant plus épaisse, la terrasse du hameau de la Laurence domine à présent le talweg de plus de 40 m. Si chronologiquement ces formations peuvent être identifiées à la terrasse fluvio-glaciaire de la vallée de Campan, elles en sont génétiquement différentes.

Dans l'angle nord-ouest de la carte, la vallée du Nest comporte un fragment de la grande obturation latérale liée à la transfluence du glacier du gave de Pau par Juncalas, qui remontait de la glace jusqu'à l'emplacement de Gazost. Les matériaux fluviatiles bloqués derrière les vallums y sont de même perchés en forte terrasse (voir feuille Bagnères-de-Bigorre : Azambre *et al.*, 1989).

Gy. Moraines du stade principal de retrait. Moraines en général moins volumineuses que celles du maximum glaciaire. Les blocs, à dominante quartzitique ou granitique selon les bassins-versants, y sont toujours abondants et généralement très frais ; la matrice est plus argileuse que pour Gx et de couleur claire bleutée. Les formes d'accumulation sont moins précises que celles de la phase précédente ; elles peuvent cependant être bien dessinées sur de petits appareils s'ils ont stationné dans des secteurs peu encaissés.

Gya. Épistade de la Gaoube. Moraines en position basse des grandes vallées. Au débouché immédiat des cirques de l'Arbizon, le glacier de la Gaoube disposant d'un élargissement dans les schistes a construit dans l'axe de la vallée un complexe de cordons terminé par deux arcs morainiques. Dans la même position, les formes sont un peu moins complètes sur l'Artigou.

Dans les plus grandes vallées, le stationnement a été moins franc que lors de l'épisode précédent. On ne trouve pas de preuve qu'il y ait eu un important retrait suivi d'une réavancée, mais plutôt un amaigrissement décisif sur place. Dans des vallées déjà très basses, vers 800-900 m d'altitude, les langues glaciaires peu actives étaient surchargées de moraines d'ablation, s'approchant, au moins dans leur partie inférieure, de l'état de « glacier noir ». On attribue à ce processus les moraines aux formes confuses de la

vallée de Gripp où l'on note cependant quelques esquisses de cordons longitudinaux ; de même, la vallée de Lesponne est fortement encombrée de moraines indistinctes que le torrent doit par endroit vigoureusement inciser. Dans ces dépôts échelonnés d'aval en amont au fur et à mesure de la récession, il n'est pas possible de distinguer des coupures nettes puisqu'il ne s'est pas formé de vallums terminaux dans des vallées trop étroites pour cela.

Les formes bien dessinées n'existent à ce moment que pour de petits appareils suspendus, par exemple sur la rive gauche de l'Adour au-dessus de Gripp pour les forts arcs et cordons du cirque d'Es Pas ; mais au Nord de la Montagnette, les moraines de cette période, en déséquilibre sur la pente ont une disposition moins nette.

Gyb. **Épistade de Bazus-Aure.** La topographie plus ouverte du bassin de Saint-Lary a permis d'enregistrer une légère pulsation dans la phase de retrait. Les vallums de Bazus sont bien formés, quoique bas et réduits à leur partie orientale par le travail ultérieur de la Neste d'Aure. Ils sont associés au Nord du village à un **cône de transition fluvio-glaciaire** (FGy).

Dans les vallées plus étroites, la forme correspondante est rarement bien marquée ; on peut attribuer à cette pulsation le pédoncule morainique qui, en vallée d'Aulon, relie le verrou des granges de Lurgues au versant. Sur l'Adour du Tourmalet, le bouchon morainique qui renforce la rupture de pente d'Artigues est le signe d'un stationnement fugace ; en vallée de Lesponne il n'existe dans la même situation que des formes banales de talus latéraux à l'aval du Chiroulet.

À la sortie du Bastan, le glacier était encore bien alimenté par les confluences multiples issues du Néouvielle. Il développa des *banquettes marginales* à l'entrée de la vallée de l'Yse et sur les versants qui dominent Betpouey à l'entrée de la vallée du Bolou, à plus de 300 m au-dessus du talweg actuel. Les formations nivoglaciales de la même époque, qui garnissent en partie le vallon des Soubralets au-dessus de ces banquettes, permettent d'estimer à 1 700 m la position de la ligne d'équilibre glaciaire sur les versants doux exposés au Nord-Est. Au Nord du Bastan, le replat morainique particulièrement élevé des granges de Boussie, à l'entrée du ruisseau de Sers peut être attribué au même épistade.

Gyc. **Épistade du Bastan.** Le massif du Néouvielle reste tardivement un fournisseur important de glace et de moraines ; un glacier très chargé persiste longtemps dans la grande gouttière longitudinale évidée dans les schistes carbonifères dont la dissymétrie crée des conditions différentes selon les expositions pour la mise en place et la conservation du matériel.

Sur la rive gauche exposée au Nord, les **placages morainiques** (Gy₁) abondants restent de forme indistincte même lorsqu'ils sont relativement épais. Les esquisses de replats et de banquettes doivent autant aux irrégularités du substrat rocheux qu'à la dyna-

mique glaciaire d'accumulation. Il n'est pas exclu que ces masses importantes résultent de la superposition de moraines de fond de l'épistade Gy_b et de moraines l'ablation de l'épistade Gy_c. Aux thermes de Barzun, l'épaisseur de ces dépôts reconnue par sondage est de 35 m.

La rive droite, franchement exposée au Sud, est un versant très raide de 1 100 m de dénivelée, armé par les séries métamorphiques de la chaîne du Léviste. Soumis à une ablation très rigoureuse, le glacier y a déposé des moraines de fond très épaisses. Les argiles bleutées dominent largement, mais les blocs ne sont pas exclus; disposés parfois en lits pentés vers le talweg, ils montrent que des remaniements latéraux se produisaient dès la phase de décrue. À la fin de celle-ci les moraines ont été tronquées par des colluvions fournies en abondance par le grand versant que son exposition méridionale soumettait à de nombreuses alternances gel-dégel (*cf.* « Formations de versants » : CGyc).

Cet épistade est bien représenté dans la partie aval de nombreuses vallées secondaires dont les petits glaciers disjonctèrent alors des glaciers principaux. Celui de Lesponne s'émiette en quatre petites langues qui ont engorgé de moraines indécises les vallées suspendues de l'Ardalos, du Lhécou, émissaire du lac Bleu, et des torrents voisins. C'est aussi le cas de l'Arizes au pied du pic du Midi de Bigorre et des divers affluents de la Neste d'Aulon.

Au Sud du Bastan, les cirques exigus de la vallée du Bolou n'engendraient qu'un appareil modeste s'achevant dans le cordon morainique de la cabane de Sardiche. Les vallées plus importantes de la Glère et du lac Dets Coubous maintinrent plus longtemps la confluence avec le glacier du Bastan qu'elles firent survivre; mais les moraines de ce stade y ont été fortement **remaniées par les écoulements torrentiels** (GFyc) et ne présentent pas de formes spécifiques. C'est aussi le cas dans le val d'Arizes.

Moraines d'altitude. La fin du Pléistocène est marquée par une brusque diminution d'intensité de la glaciation. Il semble qu'il y ait eu, aux altitudes concernées dans ce secteur, presque disparition des appareils glaciaires, ou du moins très large dégagement des versants supra-glaciaires. Les récurrences glaciaires qui vont marquer cette zone altitudinale seront le fait d'appareils modestes et bien individualisés, le plus souvent de simples glaciers de cirque isolés (type « pyrénéen »), parfois jointifs ou esquissant des langues glaciaires. Mais au-dessus d'eux, sur les hautes parois héritées des phases précédentes, le domaine supra-glaciaire est soumis à une cryoclastie très active; les glaciers très chargés construisent des moraines volumineuses.

Gza. **Tardiglaciaire. Stade de la Gaoube et du Tourmalet.** Moraines à forte proportion de matériaux relativement fins, particulièrement développées dans les massifs de roches métamorphiques, sous des crêtes à 2 500-2 600 m où les cirques sont bien abrités au Nord. Les plus grands appareils qui dépassaient à peine 2 km ont construit des accumulations allongées en forte saillie dans l'axe

des auges supérieures, limitées par deux puissants cordons de moraines latérales se rejoignant dans un arc terminal. L'intérieur du dispositif est garni de nombreux cordons et arcs étroitement emboîtés, parfois plus bas que les cordons externes, ou présentant même de petites dépressions fermées, héritières de culots de glace morte. On distingue dans cette organisation complexe le dessin de plusieurs « veines » correspondant aux divers flux de glace issus des cirques élémentaires. A la fin du stade, ces appareils extrêmement chargés ont pu avoir une dynamique de « glacier rocheux », au moins pour la mise en place des cordons internes.

Ces dispositions sont bien visibles sur les formations qui encombrant le vallon de Montarrouye sur la haute Gaoube, et dans le lobe festonné qui descend du cirque de Caoubère jusqu'aux cabanes de Stouets, à l'Ouest du Tourmalet. Du fait de la finesse relative des matériaux, de la forte proportion d'argile venue des schistes et de l'altitude à laquelle descendent ces moraines, elles sont totalement végétalisées par les pelouses.

Cet épisode est très bien représenté dans les trois cirques septentrionaux de la pyramide de l'Arbizon et dans ceux qui échancrent au Nord-Ouest la crête issue du pic du Midi. Au Sud de celle-ci, défavorablement exposés mais ayant leur fond à forte altitude, les deux cirques d'Oncet et d'Aoube ont donné naissance à des formations comparables. La ligne d'équilibre glaciaire pour ce stade se situait à 1 900-2 000 m sur les versants nord et 2 200 sur les versants sud.

Les formes de cette génération perdent de la netteté dans les secteurs évasés où les névés ne pouvaient se concentrer, comme le bassin de la Mongie et les cirques granitiques à large plancher d'Aygues-Cluses, de la région du lac Dets Coubous, de Port-Bielh et de Caderolles. La topographie granitique très différenciée dans le détail en verrous et ombilics aujourd'hui lacustres, devait provoquer le morcellement d'une chape de glace relativement mince, et la dispersion des éléments morainiques que l'on ne trouve en effet qu'en placages discontinus.

Gzb ; Gzc. **Postglaciaire ancien ; Postglaciaire récent.** Fortes accumulations morainiques à l'amont des vallées-cirques et à la périphérie des grands cirques composés du massif granitique. Les matériaux sont dans l'ensemble beaucoup plus grossiers que ceux du stade précédent, mais il y a des nuances liées à la lithologie. Plus divisés dans les régions schisteuses, ils conservent pour les formes les mêmes dispositions d'arcs et de cordons emboîtés que pour le stade de la Gaoube et du Tourmalet ; mais leur végétalisation est nettement moins poussée, jusqu'à être très médiocre sur le dernier épistade (Gzc).

Les moraines des secteurs granitiques se caractérisent par l'extrême grossièreté du matériel ; les blocs très anguleux peuvent souvent dépasser le mètre cube ; ils sont disposés le plus souvent sans interposition de matrice fine, sinon quelques arènes claires. Cependant, l'arc externe, qui est aussi le plus volumineux, comporte

quelques éléments fins sur sa pente aval, où un liseré de rhododendrons souligne la disposition en lobes et festons; les arcs internes ne sont pratiquement pas végétalisés.

La répartition est inégale en fonction de l'exposition, au bénéfice des versants regardant au Nord et au Nord-Est: crête d'Astazou—Lurtet au Sud-Ouest du lac Dets Coubous, crête de Touatère et de Gourguet pour Aygues-Cluses. Pour une ligne d'équilibre glaciaire aux environs de 2 200 m pour Gz_b et de 2 400 m pour Gz_c, le plancher des cirques supporte des lobes morainiques jointifs, avec plusieurs arcs emboîtés; chaque lobe correspond à un cirque élémentaire avivant la crête héritée des grands névés pléistocènes. Plus l'accumulation est puissante, plus on distingue d'étapes dans un même épistade. Aux expositions sud et ouest, l'accumulation glaciaire se réduit à un liseré de moraines qui ne sont à la limite que des *festons de névé*, par exemple au pied de la crête des Quatre-Termes pour Aygues-Cluses, de celle de Montarrouye pour Caderolles, ou de part et d'autre du pic de Bastan.

Gzd. **Moraines subactuelles.** Dans les cirques associés au Nord du pic d'Arbizon (2 831 m), de petits glaciers permanents sont attestés au début du XIX^e siècle; ils survivent sous forme de névés pérennes jusque vers 1945, puis temporaires depuis 1948. Dans ce secteur où la fourniture d'éboulis est très forte, par exemple à l'issue du couloir de la brèche d'Aurey, les moraines de ces petits appareils sont des *festons de névé*, formes intermédiaires entre un cône d'éboulis et un arc morainique. Seul le cirque de la Lita de la Sède, bien abrité au Nord-Est du sommet, possède à son issue, pour cette période, de petits arcs bien formés.

Formations fluviales et formations associées

Fx. **Terrasse fluvio-glaciaire de l'Adour. Maximum glaciaire.** Située pour l'essentiel sur la rive gauche de l'Adour entre Sainte-Marie-de-Campan et Campan, cette terrasse est limitée par un net talus d'une vingtaine de mètres de commandement. La pente longitudinale est très forte (25 ‰) se relevant encore au contact des moraines en bec de Sainte-Marie. Elle a dans son ensemble les caractères d'un cône de transition fluvio-glaciaire contraint à s'allonger dans l'étroite vallée rigoureusement orientée par la faille nord-pyrénéenne. Les caractères des dépôts confirment ce point de vue. Les galets sont très grossiers, jusqu'à de véritables blocs de plusieurs décimètres de grand axe, imparfaitement roulés et talonnant vers l'amont. La matrice sableuse, faiblement argileuse, est de teinte beige ou parfois brunâtre.

La construction de la nappe alluviale est à mettre sur le compte de la phase de progression glaciaire, et le raccordement final avec les moraines les plus avancées est incontestable. Sur la rive droite près de Campan, des lambeaux de cette terrasse sont scellés par des brèches

de pente cimentées, d'origine cryoclastique, qui montrent que la nappe était en place avant la période froide et sèche qui préside au stationnement du glacier du maximum.

FGx-y. Alluvions fluviales récentes remaniant des moraines. Le fond des basses vallées encadrées de moraines latérales ou de talus morainiques de bas de versant est occupé par des matériaux caillouteux remaniés sur une largeur de 100 à 400 m. La topographie assez indécise, en léger berceau, évoque la reprise de moraines de fond par les écoulements issus du glacier en retraite. Les remaniements locaux par solifluxion ont été nombreux. En altitude, rares cas de remaniement récent de matériaux glaciaires sur de courts trajets, en amont de la Mongie et en tête du Bastan

Fy-z. Couloir alluvial de l'Adour. Au pied du talus de la terrasse Fx, matériaux caillouteux remaniés, sans que l'on puisse parler de terrasse étant donné la faible largeur et l'existence de nombreux talus concaves liés aux déplacements latéraux du talweg au cours de l'enfoncement.

Fy. Formations fluvioglaciales et formations fluviales récentes indifférenciées. Formations alluviales grossières à structure torrentielle des petits affluents de la vallée d'Aure (ruisseaux de Barrancouéou et d'Érabat); alluvions de la vallée du Nest.

Fz. Alluvions récentes. Plaine alluviale de la Neste d'Aure, partiellement inondable, formée de matériaux caillouteux et sableux, encore soumise à des remaniements localisés par divagation du lit majeur de la Neste.

F-C. Apports mixtes fluviaux et colluviaux des petits bassins montagnards, colmatant de petits ombilics de surcreusement glaciaires, par exemple dans les cirques de Montarrouyes, d'Estibère, de la Glère.

Jy, Jz. Cônes de déjection. Formes tardives de réajustement des versants, des cônes sont alimentés pour l'essentiel par des moraines en déséquilibre. Dans les basses vallées ils sont en général immédiatement postérieurs à la phase principale de retrait. Rapidement fixés par la végétation, ils ne peuvent être réactivés qu'accidentellement à leur sommet, comme celui de Guchan (Jz).

Formations versants

CGyc. Colluvions des versants exposés au Sud, remaniant les moraines de l'épistade du Bastan. Ces *colluvions de cryoclastie* ont d'abord drapé en bas de pente un versant parfaitement réglé. Les torrents l'ont disséqué jusqu'à nos jours en lanières ou en panneaux trapézoïdaux qui portent les granges de Barèges; les chenaux de ravinement qui les séparent comportent de véritables bad-lands qui ont fait l'objet à la fin du siècle dernier des premiers grands travaux de restauration en montagne. Le même dispositif se retrouve dans la

vallée du Bastan de Sers. Ces formes sont habituelles dans les Pyrénées pour les grands versants exposés au Sud, des exemples remarquables étant fournis par la vallée de Campbielh, celle de la Neste de Badet (feuille Vielle-Aure) et celle de la Neste d'Oueil (feuille Arreau).

Ey. Éboulis fixés. Même si l'ébouilisation a pu commencer au maximum glaciaire, c'est avec les moraines de la phase de retrait que les relations des éboulis fixés sont les plus claires. Ils succèdent immédiatement à cette phase, à l'issue de laquelle ils sont rapidement colonisés par la végétation herbacée. Les grandes nappes d'éboulis situées entre 1 600 et 1 800 m (vallée de la Gaoube, vallées du Boulou, de la Glère, Dets Coubous) ont subi une pédogenèse notable; ils ne connaissent actuellement qu'une très faible accrétion dans leur partie supérieure. Par contre, ils sont nettement incisés par des rigoles torrentielles. Ils sont à rapprocher chronologiquement et génétiquement des colluvions remaniant les moraines du Bastan (CGyc). À la base du versant gauche de la vallée d'Aure, à l'Ouest de Guchan, les moraines remaniées dans les éboulis lités vont dans le même sens.

Éboulements, glissements. Les grands versants taillés dans les terrains marno-calcaires, par exemple dans le massif du Lhéris, portent en ordre très dispersé des colluvions caillouteuses à éléments anguleux soliflués. Il a pu exister d'importantes **coulées boueuses**; celle du bois de Bouchidet a laissé un fort bouchon de matériaux à l'issue de la Coume de Saout; la matrice non altérée dans la masse et la modestie de la pédogenèse plaident pour la mise en place lors d'une phase humide récente (Atlantique?)

À la Litbère d'Artigues, dans un secteur fortement avalancheux, des éboulis fixés ont été repris dans un grand panneau de glissement, affecté de bossellements de **solifluxion** sur 500 m de large. Dans tout ce secteur à pentes très fortes, des événements brutaux sont à redouter; en 1986 sur la rive gauche à proximité d'Artigues, des foirages de bas de pente se sont propagés jusqu'à déclencher l'éboulement massif d'une corniche de calcaires paléozoïques.

D'autres éboulements ou glissements de grande ampleur se sont produits dans la vallée du Bastan (Viey, Viella, Esquièze) et donnent des panneaux non stabilisés. Les moraines en position instable sur les flancs raides sont actuellement le siège d'une solifluxion active (Viella, vallée de l'Yse). Il en est de même dans les secteurs où les schistes dévoniens sont très altérés (vallée du Bolou, Lumière).

E. Éboulis actuels ou très récents. Formes fonctionnelles de la haute montagne, éboulis ordonnés non fixés ou très faiblement fixés par la végétation herbacée à leur racine. Ils sont associés directement aux moraines tardiglaciaires et postglaciaires, en venant butter sur les arcs et cordons internes. Ils sont donc très développés entre 2 200 et 2 400 m, où leur édification se poursuit sous l'effet combiné de la cryoclastic, des laves torrentielles et des avalanches.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

TERRAINS PRIMAIRES

Grands ensembles structuraux*

Au Sud de la faille nord-pyrénéenne, la portion de la zone axiale couverte par la feuille est traversée, d'Ancizan à Barèges via le col du Tourmalet, par une *bande médiane* d'écaillés tectoniques orientée N110° à N90°E.

Elle sépare une *région septentrionale* constituée en grande partie de terrains plus anciens, largement métamorphisés, et structurés selon la direction N110°-N130°E de part et d'autre du «dôme de Lesponne» et du «dôme du Chiroulet» constitués de terrains anciens métamorphiques et de granites, d'une *région méridionale* occupée par le granite du Néouvielle et son encaissant dévonien supérieur—carbonifère, à structures orientées N130°E.

Bande médiane

Entre la vallée de la Neste et celle de la Gaoube, la bande médiane consiste en chaînons parallèles correspondant à des écaillés-plies de pélites et de calcaires dévono-carbonifères, redressées mais nettement disposées en éventail ainsi que P. Bresson (1903) l'avait noté.

Elle est limitée au Nord par le chevauchement des «calcaires griottes» sur le Culm de Barrancoueu : c'est la *faille d'Arreau* (A. Bresson) ; au Sud par l'une ou l'autre des failles qui encadrent la vallée de l'Erabat : c'est la zone de *failles d'Ancizan* dont le prolongement vers l'Est est à rechercher au Sud du granite de Bordères (feuille Arreau).

Au méridien de la vallée de la Gaoube, la faille d'Arreau est affectée par un décrochement senestre d'ampleur kilométrique dont le détail est masqué par les moraines. Plus à l'Ouest, la *faille du Tourmalet* qui la prolonge, s'incline progressivement au Nord et met en contact le Carbonifère et (ou) le Dévonien non métamorphique, à plongement sud (Serpolet, la Mongie, Barèges) avec le Dévonien moyen-supérieur métamorphique de la région septentrionale. La faille d'Ancizan, sub-verticale, jalonnée de brèches et de mylonites, suit la base des escarpements du Carbonifère métamorphique de la région méridionale.

À l'Ouest de Barèges, on pénètre dans un secteur de complications tectoniques en grande partie masquées par d'importants dépôts morainiques. Mais il semble bien que la faille du Tourmalet ne traverse par le Bastan de Sers (ainsi que le pensait A. Bresson) mais s'incurve vers le Sud, comme les structures voisines de la région septentrionale

* Voir schéma structural et coupe schématique (encart).

(Soum d'Espade d'Arbéouse), et disparaît à Pontis. Après cette virgation, l'accident, rejoint par la faille d'Ancizan elle aussi masquée par des moraines, pourrait se prolonger dans la zone de failles d'Esquièze-Sère—Viella, et se relier par là et au Sud de l'anticlinorium cambro-ordovicien de Pierrefitte (feuille Argelès-Gazost), à la « faille des Eaux-Bonnes » à jeu (ou rejeu) pyrénéen.

Il a été proposé de prolonger la faille ou « zone mylonitique d'Arreau » vers le Sud-Est jusqu'à rejoindre la « zone mylonitique de Mérens » (Lamouroux, 1976, 1991), mais ceci reste controversé.

Région septentrionale

À l'Ouest du méridien de la Séoube, la structure est organisée autour du *dôme de Lesponne* (granitoïdes et micaschistes cambro-ordoviens) situé pratiquement contre la faille nord-pyrénéenne, et du *dôme du Chiroulet* (granitoïdes et migmatites). Ceux-ci occupent le cœur respectivement du *brachyanticlinal de Gripp* (Bresson, 1903) ou *brachyanticlinal de Conques* (Hupé, 1948) et du *brachyanticlinal du Chiroulet* (A. Bresson) ou *du lac Bleu* (P. Hupé) constitués de terrains d'âge silurien—dévonien moyen.

Ces dômes sont entourés de façon presque continue par des pélites siluriennes à lentilles de quartz hydrothermal (Lesponne) qui soulignent le chevauchement du Paléozoïque supérieur sur les micaschistes et migmatites cambro-ordoviens, particulièrement spectaculaire au Sud du dôme du Chiroulet (« chevauchement du lac Bleu »), avec la superposition, par l'intermédiaire d'une surface à plongement sud, des plis du Dévonien du pic du Midi sur les migmatites du lac de Peyrelade. La limite nord du dôme du Chiroulet est subverticale, ce qui traduit un déversement vers le NNE.

Autour du dôme de Lesponne, on observe des dispositifs chevauchants inclinés vers le Sud-Ouest dans le versant sud-ouest du brachyanticlinal et vers le Nord-Est sur l'autre versant : du Sud vers le Nord, le *chevauchement du Cap de la Taoula* qui se prolonge au Nord-Ouest par le *chevauchement du pic de l'Oussouet* (Pouget, 1984), le *chevauchement d'Aygue-Rouye* qui se poursuit vers le Nord-Ouest pour s'amortir dans les plis du secteur de Gazost (feuille Bagnères-de-Bigorre), les *écailles de la Terme, Cot de Ben, Cap d'Aygue-Rouye, Lisey de Hount-Blanche* ; et sur le revers septentrional, les *chevauchements du bois de Transoubats* et du *bois de Mourgueilh*. Les plis présentant les mêmes sens de déversement vers l'axe du brachyanticlinal, celui-ci apparaît symétrique, à plan axial subvertical.

Cependant, vers le Sud-Est, au Sud du hameau du Peyras, les écailles de Cabadur et de Pène Grane à vergence nord-est chevauchent, par l'intermédiaire du Silurien du Courtaou d'Empieye, des plis déversés d'orientation N140° à N150°E qui se coincent vers le Nord-Ouest entre la faille nord-pyrénéenne et une faille parallèle jalonnée de quartz, de brèches et de Silurien. Vers l'Est, les moraines de Gripp

et de la Séoube masquent leurs relations avec le Carbonifère du «synclinorium d'Arreau» structuré en plis droits d'orientation N110°E (Espiadet, Barrancoueu, etc); il peut s'agir, dans le prolongement du décrochement de la vallée de la Gaoube (cf. *supra*), d'une faille subverticale et subméridienne dont le jeu (ou rejeu) alpin trouve semblait-il un écho au-delà de la faille nord-pyrénéenne (failles subméridiennes et N40°E). Le brachyantoclinal de Gripp paraît ici déversé sur le synclinorium d'Arreau.

Au Nord-Ouest (Montaigu, Cuq Cremail, crête de Bigaloume), les calcaires dévoniens soulignent de nombreux plis déversés et couchés vers le Nord, affectés par des torsions dextres (fontaine de Nabias) ou senestres (pic de Lhens). Au Sud de ce secteur, dès le col de Barran, la structuration prend un pendage nord à hauteur de l'extrémité occidentale du dôme du Chiroulet. Elle prend à nouveau des pendages sud au Sud de ce dôme où se succèdent sur les crêtes du Merlheu, des Aiguillettes, du Soum de Lascours et de Séasquet, des plis, des plis-failles et des écailles. Il s'agit là à la fois du flanc méridional du brachyantoclinal du Chiroulet et du secteur septentrional d'un dispositif en éventail axé sur le chaînon Soum de Léviste—pic d'Ourdégon et le Silurien du ravin du Plaa. Avec les écailles du Soum de Manaout et du Soum de Domy commence le secteur méridional du dispositif qui se poursuit avec les plis du Soum de Nère déversés au Sud-Ouest.

Région méridionale

● **À l'Est du pluton du Néouvielle**, dans le secteur Arbizon—Aulon, le Dévonien et le Carbonifère sont plissés selon la direction N120 à 130°E. Il s'agit de plis droits ou en éventail (Aulon), déversés au Sud et faillés (Coussitirou, la Carde). Structures à grande amplitude, ils se prolongent vers l'Ouest (Arbizon, Coste Oueillère) et dans la bordure nord du pluton (pic d'Espade, pic d'Izès). Dans la haute vallée d'Aulon, les plis prennent à l'approche de la granodiorite des directions subméridiennes (Cap d'Armade) tandis que se manifeste un déversement accentué vers l'Est (Montarrouyes). Ils sont recoupés au Sud par la *faille de Soulan*, accident majeur hercynien à rejeu alpin probable (Mirouse et Barrère, 1993). Le prolongement des principales failles vers le Nord-Ouest peut-être trouvé dans les bandes mylonitiques d'orientation N110°-N130°E du massif granodioritique; ainsi, la faille de la cabane de Coussitirou et la bande mylonitique qui, par le pic de Portaras, le lac de Port-Bielh et le vallon d'Aygues-Cluses, traverse tout le massif.

● **À l'Ouest**, si à proximité du pluton les structures plissées ont dans l'ensemble la même orientation N140°E à N-S que sa limite, à quelque distance on observe des plis et des plis-failles subverticaux ou à fort plongement nord, de direction N150°E au voisinage du gave de Pau (Esquièze-Sère), passant à N120°E vers le Sud-Est. Cette disposition se produit entre les deux môles granodioritiques de Cauterets à l'Ouest et du Néouvielle, à proximité de la zone de racine de la nappe paléo-

zoïque, alpine, de Gavarnie et des chevauchements varisques reconnus dans cette même nappe.

Du Nord au Sud se succèdent les accidents principaux suivants (fig. 3):

— la *faille de la Courbe* qui se prolonge dans le massif du Néouvielle par la bande mylonitique de la Hourquette d'Aubert et rejoindrait ainsi la faille de Soulan (cf. *supra*) tandis que vers le Nord-Ouest elle doit passer, au-delà d'Esquièze-Sère, à la bordure sud faillée de l'anticlinorium cambro-ordovicien de Pierrefitte (feuille Argelès-Gazost). Cet accident trouve son prolongement dans la « faille des Eaux-Bonnes » à jeu (ou rejeu) alpin;

— la *faille de la vallée de l'Yse* qui met en contact le Dévonien moyen pélitique du flanc nord de l'anticlinal de Buderaous avec le Dévonien supérieur calcaréo-schisto-gréseux de la montagne de Létiou. Son prolongement dans le Néouvielle se ferait par la bande mylonitique du lac de Cap-de-Long (cf. feuille Vielle-Aure) et vers le Nord-Ouest par la bande silurienne de Grust-Pène Nère;

— l'*accident de Bachebirou* (Majesté-Menjoulas, 1979). Il s'agit d'un ensemble de failles encadrant des replis hectométriques de direction NW-SE et à fort pendage nord, amenant les terrains dévono-carbonifères du Bergons, globalement en série inverse, sur les terrains du même âge mais à faciès sensiblement différents et en série normale qui affleurent ici en contrebas du pic de Bergons et sont impliqués dans la nappe alpine de Gavarnie. Vers le Sud-Est (feuille Vielle-Aure) il amène les granitoïdes en chevauchement sur leur encaissant méridional (Lamouroux, 1976). Vers le Nord-Ouest (feuille Argelès-Gazost) il rejoint le chevauchement du Dévonien du Soum des Aulhères et du Moun Né sur le Carbonifère de Cauterets (« faille du col de Sayotte »; Bresson 1903; Mirouse, 1962). Vers le Sud, ce chevauchement hercynien (un filon lamprophyrique qui traverse une des failles n'est que très légèrement décalé par le rejeu alpin) correspondrait au chevauchement de l'« unité du Chinipro » au front de la nappe paléozoïque de Gavarnie (Majesté-Menjoulas, 1982).

Tectonique hercynienne

La phase hercynienne précoce décrite peu à l'Ouest, dans le dôme cambro-ordovicien de Pierrefitte (Calvet et Charvet, 1988) et dans d'autres secteurs de la chaîne, n'a pas été observée. Celle-ci se traduit, selon les auteurs, par une foliation plan axial de plis isoclinaux couchés en rapport avec des cisaillements et des chevauchements (vers le Sud) au niveau des ampélites siluriennes. Ici, il a bien été observé, ponctuellement, dans les zones peu métamorphiques, une structure marquée par la disposition planaire de muscovites (visible seulement au microscope) s'apparentant à une schistosité de flux, mais non des plis ayant cette schistosité pour plan axial (Pouget, 1984, 1989).

SSW

NNE

Bergons 2068 m

la Courbe 1989 m

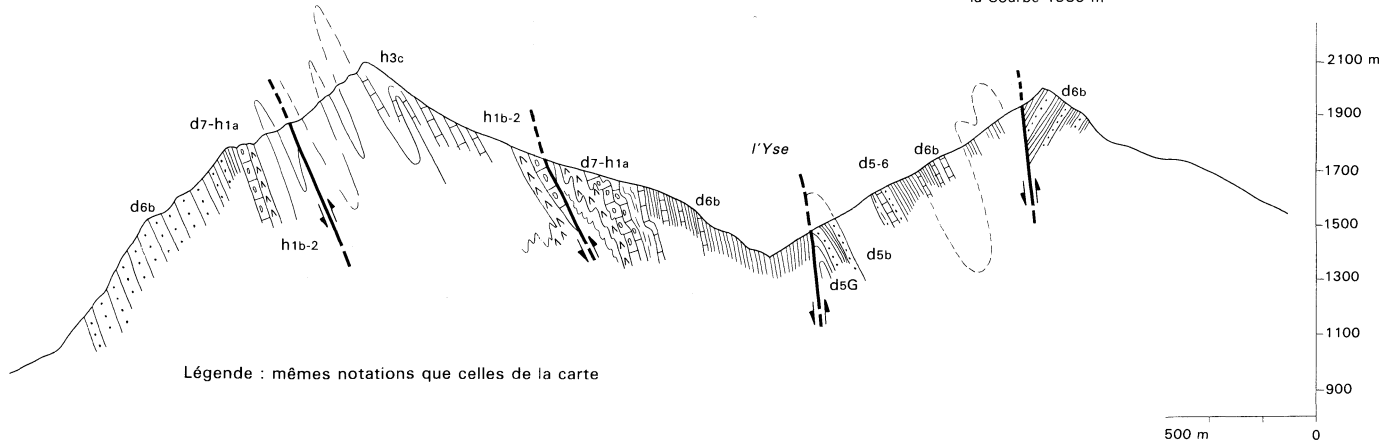


Fig. 3 - Coupe géologique de la vallée de l'Yse

Déformation majeure DH1

Résultant d'un raccourcissement général N-S de grande ampleur, c'est la première manifestation d'importance de l'orogénèse hercynienne. Elle se traduit par une déformation souple de tous les terrains : chevauchements et plis subverticaux d'orientation N110 à N120°E. (Cette phrase est la même que la deuxième phase de déformation D2 — phase majeure — décrite dans les régions voisines, sur la feuille Vielle-Aure.)

Les plis, de dimensions métrique à hectométrique, isoclinaux, correspondent aux structures cartographiques de la carte. Leur formation s'est accompagnée du développement d'une schistosité SH1 qui est parallèle à leur plan axial. Son expression varie selon le métamorphisme : dans les terrains pélitiques où elle s'observe le plus facilement, c'est un clivage ardoisier ou une schistosité de flux marquée par l'alignement de biotites. Comme conséquence de la grande amplitude des plis, on n'observe que rarement l'intersection de SH1 et de la stratification qui, le plus souvent, apparaissent parallèles. Des charnières de plis, respectivement arrondies et aiguës, ont été décrites dans la formation calcaréo-pélitique (d₁) et dans les calcaires du Dévonien inférieur (d₂) secteur du lac Bleu. La schistosité de plan axial en éventail transpose partiellement la stratification (François, 1983). On peut en observer également entre le Montaigu et le col de Tos (P. Pouget). R.A. Read (1967) a constaté dans le secteur du Montaigu que ces plis serrés, isoclinaux, déversés ou renversés vers le Nord, plangent faiblement vers l'Ouest.

Cette schistosité est conservée dans les enclaves métasédimentaires des massifs de granitoïdes et de migmatites tandis que régionalement elle contourne ces derniers dont la direction d'allongement paraît ainsi contrôlée par DH1.

Près du massif granitique du Néouvielle, SH1 (synmétamorphe) se parallélise avec sa limite (Montarrouyes à l'Est, Ayré—pic Déra, Coye d'Estagne à l'Ouest), ce qui semble indiquer la simultanéité de la déformation majeure et de la mise en place du pluton.

Deuxième déformation DH2

Elle se manifeste autour des dômes de Lesponne et du Chiroulet par une schistosité SH2 moulant ces massifs et par des plis synschisteux déformant les plis de la déformation DH1. Elle correspond à un aplatissement perpendiculaire aux limites de ces massifs. Loin de ceux-ci, elle se traduit dans les terrains pélitiques peu métamorphiques par une crénulation puis une crénulation dissymétrique de la schistosité SH1 ; elle est plan axial de microplis dissymétriques déversés vers les massifs. Plus près, dans des zones de métamorphisme plus fort, la crénulation devient progressivement une schistosité marquée par la néogénèse orientée de biotite, d'andalousite et de sillimanite ou par une adaptation de minéraux préexistants (torsion, rotation). Dans

les micaschistes cambro-ordoviciens, un litage tectonique résulte de l'évolution des microplis. Cette évolution décrite par P. Pouget (1989) correspond assez bien à l'explication du passage de SH1 à des penchages plats (par intensification de la crénulation) envisagée par A.E. Read (1967).

Ainsi, SH2 devient peu à peu la schistosité majeure à la place de SH1. *Pour cette raison, il n'a été indiqué sur la carte qu'une seule «schistosité majeure».* L'apparition de SH2 marque la limite externe de deux *dômes structuraux* centrés sur les massifs et qui se superposent aux structures issues de DH1. En fait, SH2 ne correspond qu'à «une évolution géométrique» de SH1 au voisinage des massifs. Et en effet, on observe aux extrémités des massifs le passage de SH1 à SH2.

Cette déformation est responsable de plis dissymétriques ayant SH2 comme plan axial, déversés vers le Sud au Nord des massifs et au Nord dans leur encaissant méridional. Ils sont de dimension centimétrique à décimétrique. Mais ils se resserrent et ont une amplitude de plus en plus grande, décamétrique voire hectométrique à l'approche des massifs (Lesponne en particulier). J.M. François (1983) attribue à cette phase les plis à multiples digitations et étirements plurihécométriques des calcaires du Dévonien inférieur, visibles dans la face est du pic du Midi; cette déformation plastique est attribuée au fluage des calcaires, possible dans les conditions de température et de pression du métamorphisme.

SH2 est responsable aussi du ploiement en synforme de la SH1 et de la stratification au Nord du Chiroulet.

Dans les massifs, elle se traduit par la foliation des granitoïdes et des migmatites dessinant un dôme pour le massif de Lesponne, une structure antiformale d'allongement E-W et déversement au Nord pour le massif du Chiroulet. Elle est encore responsable de plis droits dissymétriques, de boudinages des enclaves, de replis de la schistosité SH1 de ces dernières ayant la foliation SH2 pour plan axial.

À cette phase, P. Pouget propose de rapporter aussi les chevauchements du pourtour des massifs qui seraient nés dans les flancs courts des plis déversés de DH1 sur les niveaux très incompetents du Silurien.

Des effets d'une déformation ultérieure (DH3) ont été décrits (P. Pouget) à proximité des interfaces entre les granitoïdes et les migmatites avec leur encaissant, entre autres : mylonitisation de contacts, plis synschisteux (SH3) et cisaillements parallèles aux limites des massifs, boudinage, rotation de porphyroblastes d'andalousite pendant et après la phase terminale de croissance, linéations d'étirement, etc., s'intégrant dans les caractères de la déformation théorique au sommet d'un diapir. SH3 passe à SH2 aux extrémités des massifs.

P. Pouget signale enfin des déformations tardi-hercyniennes se manifestant par des cassures dans lesquelles se sont introduites les roches filoniennes et localement par une crénulation des schistosés antérieures.

Sur le pourtour du massif du Néouvielle, C. Lamouroux (1976) signale une DH2 exprimée par une crénulation SH2 associée à des plis parallèles aux structures majeures mais à pendage plus faible que SH1 et disposée en éventail centré sur le massif.

C'est vers la fin de cette déformation DH2 que l'on place l'apparition de la faille nord-pyrénéenne et de la faille d'Arreau (ou d'Ancizan), après la mise en place des plutons dont la position en a peut-être influencé les tracés.

Relations entre le métamorphisme hercynien et les déformations

D'une façon générale il se dégage les faits suivants.

• Dans l'encaissant des granitoïdes et des migmatites :

— loin des massifs, la déformation majeure DH1 responsable de la schistosité majeure SH1 est concomitante du métamorphisme régional ;

— la cristallisation de muscovite dans le plan axial des plis de la phase majeure, donc dans la SH1, masque l'approche du métamorphisme thermique prograde lié à la montée des magmas de Lesponne et du Chiroulet ;

— la déformation DH2 s'exprime par la schistosité SH2 qui est un réaménagement de SH1 et par des plis dont elle est plan axial. SH2 évolue d'une crénulation en une schistosité de flux à néogénèse orientée de biotite et sillimanite, donc avec l'intensité du métamorphisme. SH2 est incluse dans l'andalousite et la staurotide, matérialisée par des biotites orientées, et en même temps les contourne ; la SH2 incluse paraissant antérieure d'après divers aspects et dispositions, la cristallisation des porphyroblastes a dû se poursuivre pendant la déformation ;

— des néogénèses telles la cristallisation, toujours dans le plan de SH2, d'andalousite après la sillimanite, et la transformation d'andalousite et de staurotide en muscovite, indiquent un rétro-morphisme vers la fin de la déformation DH2 dû à une diminution de la pression à température constante (Pouget, 1989).

• Au sein des migmatites et des granitoïdes, la foliation (unique) qui prolonge la SH2 de l'encaissant a les caractères suivants :

— elle est plan axial des replis du rubanement migmatitique et des plis de la schistosité SH1 des enclaves métasédimentaires ;

— elle oriente la cristallisation des magmas (biotites, phénocristaux) ;

— elle oriente aussi la cristallisation des derniers feldspaths anatectiques des migmatites.

Aussi, il apparaît qu'il y a synchronisme entre le développement des dômes structuraux et celui des dômes métamorphiques (DH2) d'une part, et entre le développement ces dômes et la déformation régionale DH1. La formation des dômes est syn-DH1.

Tectonique pyrénéenne « alpine »

Selon les modèles géodynamiques récents, la compression pyrénéo-alpine orientée NE-SW, perpendiculairement aux structures hercyniennes, a provoqué le jeu inverse de la faille nord-pyrénéenne à fort plongement nord ; celui-ci s'est accompagné, au Sud de cet accident, de chevauchements de grande ampleur vers le Sud (Gavarnie, Eaux-Chaudes) auxquels ont répondu des chevauchements vers le Nord. D'une façon générale, c'est le caractère cassant des déformations qui prédomine avec des mylonites, des failles, des chevauchements, des fractures et des diaclases.

Les *bandes mylonitiques* sont particulièrement visibles dans les roches cristallines. Leur largeur varie du mètre au décamètre, voire à la centaine de mètres. Leur aspect est fonction de l'intensité atteinte par la déformation : de celui d'un gneiss à celui de schistes verdâtres ou noirs. Dans le massif du Chiroulet, elles ont une orientation E-W à N120°E et un pendage fort à moyen vers le Sud (Pouget, 1984). Dans le massif du Néouvielle, ce sont les nombreuses *zones mylonitiques pyrénéennes obliques* (Lamouroux, 1976, 1991 ; Lamouroux *et al.*, 1979) orientées N110° à N140°E. Le fait qu'elles recoupent à l'extérieur du massif des plis et schistosités hercyniens permet de les rattacher à la phase pyrénéo-alpine ; il leur correspond des mouvements à faible composante horizontale dextre (hectométrique au plus), et à forte composante verticale inverse qui se traduit par leur fort plongement vers le Sud. Il s'y ajoute des *microzones mylonitiques* nombreuses, d'orientation E-W à N110°E, à plongement vers le Sud bien moins fort, souvent soulignées par des plans à stries subméridiennes.

Considérant cette déformation du massif du Néouvielle et celle de son encaissant, C. Lamouroux estime que ce massif né parallèlement à la foliation majeure hercynienne a, dans un contexte de *cisaillement régional senestre N110°E* subhorizontal développant des replis dans son encaissant, effectué une rotation senestre (antihoraire) et que lors du blocage du mouvement sont apparues les zones mylonitiques obliques. Ultérieurement s'est produite le long de ces zones la surrection des compartiments centraux, accompagnée de la formation des microzones mylonitiques.

Les zones mylonitiques « obliques » doivent cette qualification au fait que leur direction est recoupée par une *zone mylonitique longitudinale*, la « zone mylonitique du Tourmalet » orientée E-W au Nord du massif du Néouvielle et à laquelle C. Lamouroux accorde une importance à l'échelle de la chaîne ; elle est, selon lui, l'expression du cisaillement senestre évoqué ci-avant, au même titre que la faille

nord-pyrénéenne. Il s'agit en fait des failles d'Ancizan et d'Arreau—Tourmalet, en somme de la bande médiane définie précédemment. Celle-ci a réagi à la compression entre les môles constitués par le massif du Néouvielle et le dôme du Chiroulet en infléchissant son tracé de N130°E, à l'Est, à E-W, en prenant un dispositif en éventail à l'Est de l'Arbizon, en s'écrasant vers l'Ouest entre les deux massifs en surrection. Des mylonites, des axes de plis subverticaux, des filons lamprophyriques tardi-hercyniens replissés attestent de ces mouvements. Le même contexte cisailant est susceptible d'expliquer le rebroussement des structures signalé à l'Ouest de Barèges. C'est dans ce contexte que se situerait le chevauchement de la « klippe du Taoulet d'Aouet » (P. Pouget) dans le sens S-N (Lamouroux, 1991).

Au Nord de la bande médiane la tectonique pyrénéenne se traduit par :

— des *failles d'orientation N110-N130°E*, subverticales ou évoluant en *chevauchements*, à disposition parfois en éventail, et jalonnées de brèches (Dallas, 1980 ; François, 1983). Il s'agirait aussi de « mylonites obliques » ;

— la *réactivation des chevauchements hercyniens* du pourtour des dômes de Lesponne et du Chiroulet mais cette fois-ci de façon centripète, vers le centre des dômes, et sur de faibles distances puisque les auréoles de métamorphisme ne sont que peu désorganisées (Pouget, 1984, 1989).

À proximité de la faille nord-pyrénéenne, le cisaillement senestre pourrait expliquer les failles N80°E à E-W affectant le Trias dans le secteur du col d'Aspin et la dislocation subméridienne de la Séoube ainsi que, plus à l'Ouest, la torsion en grand des structures du secteur du Montaignu (accompagnée de petits plis à axes subverticaux).

Les déformations pyrénéennes se sont traduites aussi par des plis synchisteux de faible ampleur ; au Sud-Ouest de Barèges, C. Majesté-Menjoulas (1973) en a distingué trois générations successives : des plis droits au Nord, progressivement déversés vers le Sud, au Sud ; des plis droits également NW-SE à axes subhorizontaux et plans axiaux à forts plongements vers le Sud, enfin des « kink-bands » et une fracturation subméridienne. Ailleurs s'est développée une schistosité fruste, redressée, parfois plan axial de plis, d'orientation N110-120°E dont on peut constater parfois le parallélisme avec la schistosité de terrains mésozoïques voisins (col d'Aspin).

Les dernières manifestations pyrénéennes sont des failles subverticales : les plus nombreuses sont orientées N-S à N50°E, s'accompagnent de nombreuses diaclases parallèles et ont un jeu complexe ; d'autres, selon P. Pouget, sont E-W à décrochement dextre.

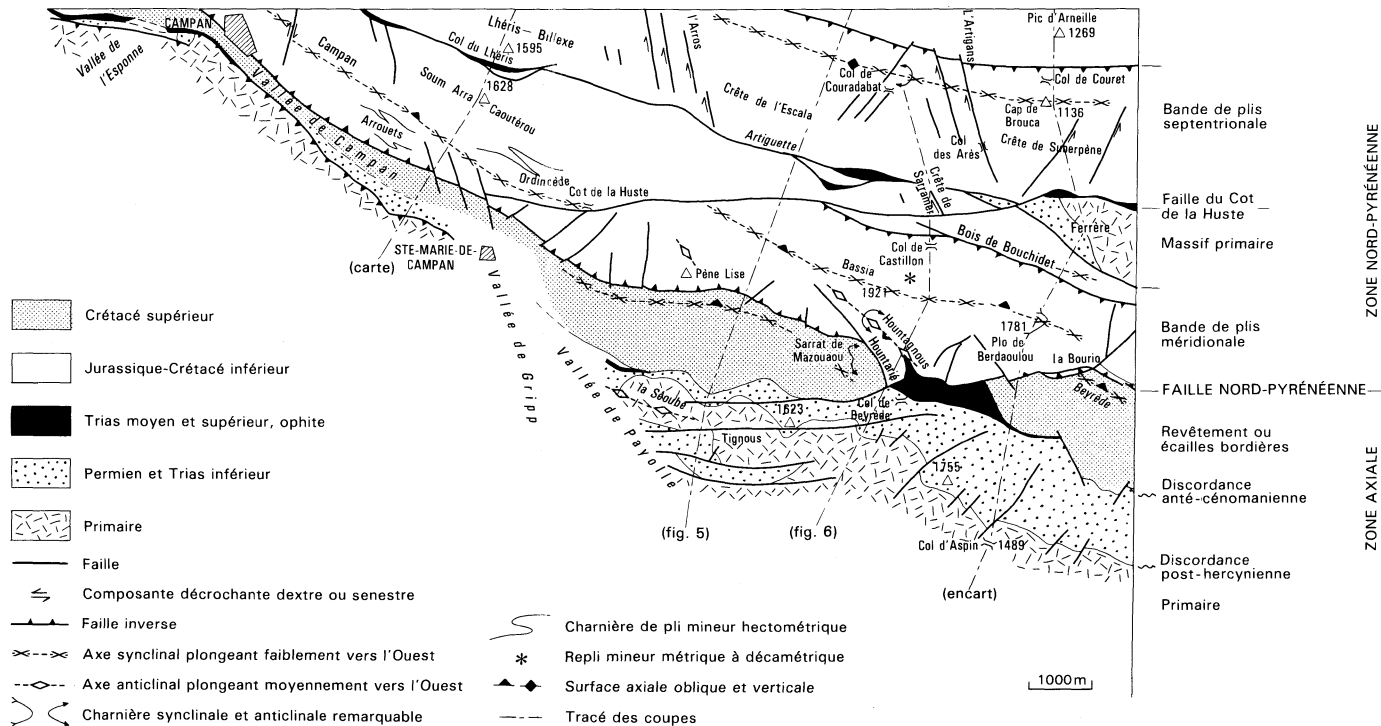


Fig. 4 - Schéma structural des terrains secondaires de la feuille Campan

Géodynamique récente

Le contexte géodynamique général actuel est celui de la subduction intracontinentale — on ne connaît pas de roches océaniques — d'une plaque ibérique sous une plaque européenne, attesté par la remontée de la discontinuité de Mohorovicic de 50 km sous la zone axiale à 30 km sous la zone nord-pyrénéenne, après une distension prenant fin au Crétacé supérieur.

L'étude des mécanismes au foyer des séismes récents, les données sur les contraintes obtenues à partir de la microtectonique et des mesures de contrainte, montrent que la contrainte maximale est horizontale et subméridienne et se traduit actuellement par un contexte décrochant dextre.

TERRAINS SECONDAIRES

Structures majeures

Les grandes structures des terrains secondaires représentées sur cette feuille se distribuent de part et d'autre de la célèbre faille nord-pyrénéenne dans les deux grandes entités structurales et isopiques dites zone primaire axiale (ou haute chaîne primaire) et zone nord-pyrénéenne (fig. 4). Les structures particulières et les formations propres à ces zones structuro-sédimentaires sont issues pour l'essentiel des structurations d'âge crétacé moyen et supérieur.

Faille nord-pyrénéenne

Cette faille traverse l'angle nord-est de la feuille entre Campan et l'Est du col de Beyrède. Elle tronque le flysch turono-sénonien et ramène au niveau de ses termes les plus élevés la base des carbonates jurassiques, et même localement plus à l'Est des schistes primaires (la Borio). C'est donc un accident majeur à rejet inverse remarquable, au moins 3 000 m, et à faible vergence méridionale comme le montre son fort pendage d'une soixantaine de degrés vers le Nord à la Pène de la Téoulère (fig. 5) et au Sarrat de Mazouau. De plus, il ne s'agit pas d'un accident unique mais d'une zone de failles qui associe au moins trois segments distincts : la *faille de Campan* constitue le segment médian NW-SE qui est limité par les deux autres W-E, à savoir, la *faille de Bigorre*, au Nord et sur le territoire de la feuille Bagnères-de-Bigorre, et la *faille du col de Beyrède*, au Sud et sur cette feuille puis sur sa voisine Arreau. Ces derniers segments se poursuivent également plus à l'Est à travers la zone nord-pyrénéenne (cf. schéma structural en encart).

De telles failles inverses résultent de l'inversion structurale (au Sénonien supérieur—Éocène) de failles synsédimentaires qui étaient initialement normales et décrochantes senestres et qui, à l'Albo-Cénomani, séparaient la plate-forme carbonatée ibérique et le sillon

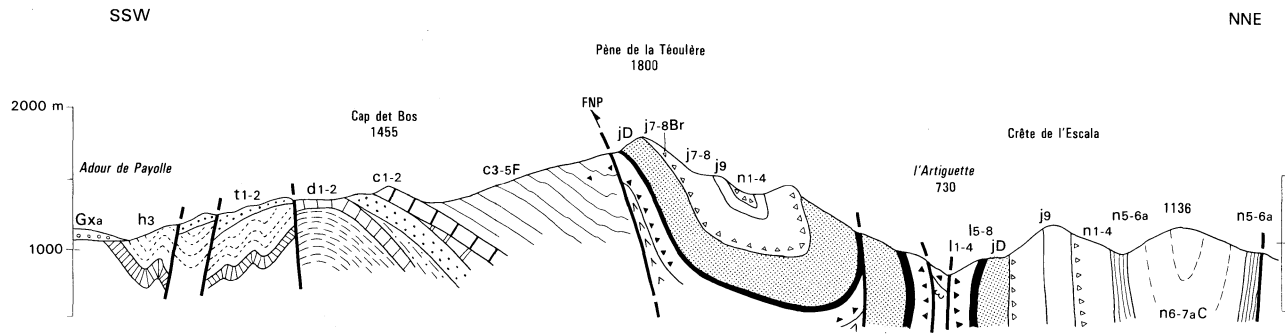


Fig. 5 - Coupe interprétative par le Cap det Bos et le Pène de la Téoulère

des flyschs nord-pyrénéens. Toutefois, son fonctionnement est sûrement plus ancien car la feuille Campan montre également :

- que des réductions d'épaisseurs des formations du Malm et du Néocomien se produisent à son voisinage ;
- que les grès rouges du Permien ne sont connus qu'au Sud de cette faille ;
- que les grès rouges du Trias surmontent au Nord de l'Ordovicien et au Sud du Carbonifère, ou plus localement du Dévonien.

Enfin, la faille nord-pyrénéenne constitue un accident fondamental d'échelle crustale qui sépare des croûtes continentales nord et sud-pyrénéennes bien distinctes : la première extrêmement morcellée, amincie et traversée au Crétacé moyen par des fragments de manteau supérieur (les lherzolites), les magmas alcalins et le flux thermique anormal responsable du métamorphisme pyrénéen ; la seconde surépaissie par des écailles lors du raccourcissement fini-crétacé à éocène (Souquet *et al.*, 1977 ; Choukroune et Ecors team, 1989 ; Roure *et al.* 1989). Seule l'amplitude de son rejet horizontal senestre, lié au déplacement de la microplaque ibérique, n'est pas encore unanimement admise puisqu'elle serait de quelques centaines de kilomètres pour certains auteurs et seulement de quelques dizaines de kilomètres pour d'autres.

Zone axiale (ou haute chaîne)

Au Sud de la faille nord-pyrénéenne, les terrains secondaires sont conservés sur le bord septentrional de la zone axiale. Ils représentent le revêtement des terrains primaires de cette zone dont ils sont séparés par la *discordance post-hercynienne* qui est encore décelable à l'Est de Sainte-Marie-de-Campan (fig. 5). Par contre, à l'Ouest de cette même localité et jusque sur la feuille Bagnères-de-Bigorre, ils sont séparés du Primaire par la faille inverse du col de Couret et ils constituent une *écaille bordière de la zone axiale*.

Deux ensembles de terrains séparés par la *discordance anté-cénomanienn*e se superposent au sein de ce revêtement. Au-dessous de cette discordance, les grès rouges triasiques sont encore surmontés localement par les terrains du Trias moyen et supérieur, et même du Jurassique inférieur et moyen (à l'Ouest de Campan) qui ont été épargnés par les érosions et le léger basculement anté-cénomaniens à l'origine de la discordance. Au-dessus, les calcaires cénomaniens discordants puis l'épais flysch turono-sénonien forment le reste du revêtement.

D'une manière générale ces divers terrains sont impliqués dans un demi-synclinal droit à déversé au Sud. Cette structure longue et étroite possède un flanc méridional bien développé mais elle est dépourvue de flanc septentrional car sa charnière complexe s'appuie directement contre la faille nord-pyrénéenne : son axe est parallèle à la faille nord-pyrénéenne et subhorizontal ou à faible plongement vers l'Ouest, alors que sa surface axiale est parallèle à un clivage ardoisier vertical

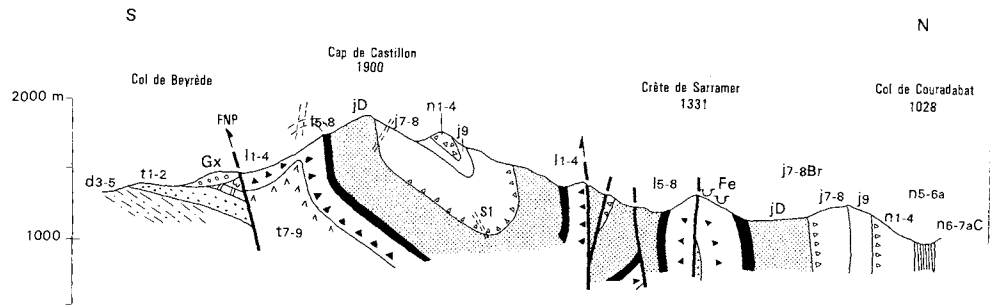


Fig. 6 - Coupe interprétative du col de Beyrède au col de Couradabat

ou à fort pendage vers le Nord. Enfin, des accidents transverses subverticaux la morcellent localement en la partageant en trois tronçons diversement structurés.

● **Dans la vallée du ruisseau de Beyrède** affleure le *demi-synclinal de Beyrède* qui se développe essentiellement vers l'Est sur la feuille Arreau. Son axe se relève vers l'ESE et son flanc méridional, qui plonge fortement au Nord, se distingue de celui des autres tronçons par une série plus épaisse liée au développement des brèches permienes (1 000 m) et des calcaires albo-cénomaniens (300 m).

● **Au voisinage du col de Beyrède** (fig. 6), les affleurements de Crétacé supérieur s'interrompent dans un secteur vers lequel convergent plusieurs accidents :

— les *failles du col de Beyrède* et de *Tignous* voisines de E-W et dont la première paraît responsable d'un décalage senestre de 3 km des affleurements néocrétacés ;

— les *failles du bois de l'Aréouse* SW-NE qui affectent surtout les grès rouges et leur substratum ;

— les *failles de Hountarié* et de *Hourcaouéré* NW-SE, ainsi qu'une paléofaille permienne placée entre le fossé d'Aure et le horst du haut Adour (Lucas, 1985).

L'activité synsédimentaire cénomano-turonienne de ces accidents est vraisemblablement à l'origine du non-dépôt ou de l'érosion des calcaires du même âge qui sont aussi trois fois moins épais à l'Ouest qu'à l'Est où leur base est également plus ancienne et où ils sont surmontés de brèches.

● **Du col de Beyrède à Sainte-Marie-de-Campan**, le *demi-synclinal de Sainte-Marie* à cœur de Sénonien et flanc sud plongeant modérément au Nord, puis l'*anticlinal de la Séoube* à cœur de Primaire se succèdent du NNE au SSW avec le même faible relèvement axial vers l'ESE. C'est sur les flancs de ce pli que la discordance post-hercynienne est la plus démonstrative : les grès rouges triasiques y reposent sur diverses formations primaires déjà ployées dans deux plis hercyniens que sépare la faille de Tignous, à savoir au Nord l'anticlinal de la Laurence à cœur de schistes siluriens et au Sud un synclinal anonyme à cœur de schistes namuriens h₃ (fig. 5 ; cf. structure des terrains primaires).

● **Au niveau de Sainte-Marie-de-Campan**, les moraines du glacier de la vallée de Gripp masquent le ou les accidents NW-SE qui limitent vraisemblablement les terrains carbonifères de la vallée de Payolle à l'Est et ceux des unités dévoniennes du dôme de Lesponne à l'Ouest (cf. structure des terrains primaires) ; dans son ou dans leur prolongement, au Nord de Sainte-Marie, trois décrochements verticaux NNW-SSE décalent la faille nord-pyrénéenne avec un rejet horizontal apparent hectométrique et dextre qui témoigne de son ou de leur rejeu alpin.

• Enfin, **dans la vallée de Campan et plus à l'Ouest** jusque sur la feuille Bagnères-de-Bigorre, la *faille du col de Couret* détache l'*écaille bordière de Campan—plaine d'Esquiou* en avant du Primaire de la zone axiale. Verticaux ou même localement renversés entre Campan et la vallée de Lesponne, les terrains secondaires dessinent alors un arc largement ouvert au Sud qui se moule sur les failles nord-pyrénéennes de Campan et de Bigorre respectivement NW-SE et E-W (cf. schéma structural en encart).

Zone nord-pyrénéenne

Au Nord de la faille nord-pyrénéenne, la zone nord-pyrénéenne (ZNP) est occupée par les formations jurassiques et éocénocènes qui sont à l'origine des chaînons calcaires des Hautes-Baronnies. Ces formations représentent, d'une part, la couverture des terrains primaires et des grès rouges triasiques découpés en petits massifs tels ceux de Ferrère qui affleurent dans le bois de Bouchidet, et encore plus à l'Est sur la feuille Arreau (cf. schéma structural); et d'autre part, le substratum du flysch noir albo-cénomani qui fait l'originalité de la ZNP mais qui n'affleure que plus au Nord sur la feuille Bagnères-de-Bigorre (ZNP externe) ou plus à l'Est sur la feuille Arreau (ZNP interne). Séparés de leur substratum primaire et triasique par les argiles et les évaporites du Trias supérieur qui n'affleurent que très localement, ces terrains jurassiques et crétacés sont décollés sur place et ployés dans quelques longs plis serrés (fig. 4). Ces plis sont déversés au SSW le long de la faille nord-pyrénéenne où ils constituent l'extrémité occidentale de la ZNP interne (synclinaux de Bassia et de Campan) alors que plus au Nord, dans le prolongement de la ZNP médiane, ils sont droits (synclinaux du Bouchidet et du Cap de Brouca).

Avec des axes parallèles à la faille nord-pyrénéenne de Campan et qui s'abaissent faiblement vers l'Ouest, ces plis s'organisent clairement dans deux bandes de plis en échelon limitées par trois failles subverticales et de même direction générale E-W : au Nord et au Sud, ce sont les failles nord-pyrénéennes de Bigorre et du col de Beyrède; au centre, il s'agit de la *faille du Cot de la Huste*, nouvellement reconnue et qui se suit de la vallée de Campan à celle du Bouchidet en passant par les abords du col de l'Oueil-Lusent avant de se prolonger par celle du col d'Estivère sur la feuille Arreau.

• La bande de plis septentrionale

Synclinal de Campan. À cœur de calcaires aptiens métamorphiques et schistosés, il est déversé au SSW entre un flanc méridional normal à série réduite et un flanc septentrional vertical à renversé dont l'épaisse série arme la crête du chaînon du Soum Arra — Caoutérou (coupe en marge de la carte). Près des Arrourets et du Courtaou d'Ordincède, des plis d'entraînement synschisteux et synmétamorphiques affectent ses deux flancs. À l'Est de Campan, ce synclinal est recoupé par une faille voisine de N-S, subverticale et apparemment dextre, qui décale son extrémité occidentale d'une centaine de mètres vers le Nord.

Anticlinal faillé de l'Artiguette. À cœur de Lias profondément éventré par les ruisseaux de l'Artiguette et du Lhéris, il apparaît comme une structure complexe faillée et à noyau perçant de Trias. La faille axiale qui sépare ses deux flancs est effectivement jalonnée par les écailles extrusives de Keuper du Pla d'Espet (à l'Est du Courtaou du Teilhet) et du col de Lhéris (coupe en marge de la carte), de Keuper, d'ophite et de Lias de la haute Artiguette (fig. 5) et de la Coume d'Inher et même des grès rouges de la Coume d'Inher et du bois de Bouchidet (fig. 6). Sur la crête de Sarramer où sa structure paraît être moins complexe, son flanc nord est toutefois écaillé au niveau des anciennes carrières, et sur le tracé de la faille le Lias bréchique renferme des éléments d'ophite et même de schistes vraisemblablement primaires.

Synclinal du Cap de Brouca. C'est un pli à cœur de calcschistes et de calcaires aptiens schistosés qui est droit à déjeté au Sud (coupe en encart et fig. 5). Son flanc méridional très redressé montre toute la série jurassique et éocétracée dans les chaînons de Lhéris — Billexe et de l'Escala — Suberpène, tandis que son flanc septentrional, également redressé, ne correspond qu'au Portlandien de la Coume de Moula et à la barre sus-jacente des calcaires néocomiens et barrémiens du col de Couret et des Tachouères. Des décrochements conjugués verticaux, NNW-SSE dextres et NNE-SSW senestres, ont tardivement morcelé ses deux flancs; les premiers, prédominants, sont aussi les plus apparents et ils paraissent être à l'origine des profondes cluses de l'Arros et de l'Artigaüs.

Faille du col de Couret. Elle passe en réalité à Citerre, un peu au Nord du col. C'est essentiellement une faille inverse subverticale qui ramène le Néocomien et le Portlandien du synclinal du Cap de Brouca contre le sommet du Gargasien du pic d'Arneilles (voir encart).

Monoclinal du pic d'Arneilles. Il est constitué par la puissante série apparemment normale des calcarénites et des calcschistes gargasien des pics d'Arneilles et de Bouteran qui plongent moyennement à fortement vers le Sud (voir encart).

• La bande de plis méridionale

Synclinal de Bassia. À cœur de calcaires barrémiens schistosés, il est déversé au SSW entre un flanc septentrional renversé et un flanc méridional normal mais complexe qui est affecté de grands plis d'entraînement synschisteux (anticlinal des Hountagnous et sans doute de Pène Lise) et morcelé par des failles NW-SE (de Hountarie, de Hourcaouéré), SW-NE et N-S. Des déformations tardives lui confèrent une allure en pli coffré en redressant son flanc méridional (fig. 6).

Faille du col de Castillon. C'est la faille inverse apparemment subverticale qui ramène le Lias inférieur du synclinal de Bassia contre le Kimméridgien de celui du bois de Bouchidet.

Synclinal du bois de Bouchidet. Coincée entre les unités voisines, cette étroite structure à cœur de Kimméridgien est dissymétrique avec un flanc méridional tronqué et un flanc septentrional presque complet. Son extrémité orientale paraît déjetée au NNE alors que

son extrémité occidentale verticalisée est écaillée à l'Ouest du col de Castillon (col situé au Sud du col de l'Oueil-Lusent).

Massif de Ferrère. Seule l'extrémité occidentale de ce massif primaire nord-pyrénéen affleure sur cette feuille. En fait, elle correspond au seul compartiment médian d'un massif composite plus large qui se développe vers l'Est sur le territoire de la feuille Arreau et entre les failles de Serre-Sèque au Nord et du bois de Soulauque au Sud. Elle est constituée de schistes ordoviciens coiffés d'un mince revêtement de grès rouges triasiques discordants et à pendage modéré vers le Sud-Ouest. Ses failles bordières très redressées et jalonnées d'écaillés de Keuper, d'ophite (vallée du Bouchidet) ou même de Lias marneux (col de Mouné, non cartographiées), ont permis son extrusion à travers la couverture secondaire (coupe en encart).

Structures mineures

Elles correspondent essentiellement au clivage ardoisier ou schistosité de flux, qui constitue la schistosité alpine régionale notée sur la carte, ainsi qu'à un ou deux clivages de fractures postérieurs et plus focalisés, à quelques plis métriques à décamétriques et à d'innombrables fractures. Ces structures affectent très inégalement les diverses formations secondaires avec un développement préférentiel des clivages dans les terrains les plus péliques ou bien des plis dans le Kimméridgien et le Turono-Sénonien (Delfaud, 1967, 1969; Wahbi, 1971, Henry *et al.*, 1972; Choukroune 1972, 1976).

Globalement de même direction que la faille nord-pyrénéenne et à fort pendage vers le Nord ou verticale, la schistosité régionale est parallèle au plan axial des principaux plis de la feuille : synclinal de Campan et plis de ses deux flancs, synclinal de Bassia et plis de son flanc méridional, synclinal du Cap de Brouca, demi-synclinaux de Sainte-Marie et de Beyrède.

La formation de ces deux types de structures est donc bien contemporaine comme l'envisageaient les premières interprétations; cependant, contrairement à elles qui admettaient l'intervention d'une seule phase de plissement majeure fini- ou post-crétacée, cette formation résulte en fait de deux importantes phases de plissement successives. En effet, si en bordure de la zone axiale plis, schistosités et métamorphisme sont à l'évidence postérieurs au flysch turono-sénonien inférieur et relèvent donc bien d'une phase de serrage subméridien d'âge sénonien supérieur à éocène (phase 2), il n'en est plus obligatoirement de même dans la zone nord-pyrénéenne où les premières structures du flysch noir albo-cénomaniens et de son substratum relèvent d'une phase en coulissage senestre plus ancienne et d'âge turono-sénonien inférieur, puisque sa schistosité est contemporaine d'un métamorphisme pyrénéen daté à 87 ± 3 Ma près de Bagnères-de-Bigorre (phase 1: Montigny *et al.*, 1986; Debros, 1990).

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

OCCUPATION DU SOL

Sols, végétation et cultures

Les alluvions fluvio-glaciaires des fonds de vallée sont occupées par des prairies de fauche. De faibles surfaces sont encore utilisées pour la culture du blé et de la pomme de terre dans la vallée d'Aure, du maïs dans la vallée de Campan.

Les pentes sont boisées jusqu'à 1 500 ou 1 700 m sauf quelques versants en soulane, autrefois exploités en prairies et petites cultures, progressivement envahis par la fougère et les arbustes. La composition de la forêt paraît dépendre plus de l'altitude et de l'exposition que de la nature des sols. Ceux-ci sont le plus souvent des sols bruns, plus ou moins lessivés, acides, les sols carbonatés étant limités aux principaux chaînons calcaires.

Dans la vallée de l'Adour, au climat frais et humide, le chêne pédonculé est présent en aval de Sainte-Marie-de-Campan sur la partie inférieure du versant calcaire. Dans la vallée d'Aure, plus sèche, les versants en soulane sont occupés jusqu'à 1 100-1 300 m par le chêne pubescent accompagné du buis, du genêt et du thym sur les sols calcaires, du chêne sessile, du noisetier et du merisier ou par une lande à fougère-aigle, genêt et callune sur les sols siliceux. Les éboulis et les sols rocailloux sont souvent colonisés par le noisetier accompagné du buis dans les situations les plus sèches (vallée d'Aulon).

Ailleurs, la forêt est essentiellement constituée par le hêtre et le sapin pectiné, celui-ci peuplant surtout les versants nord plus frais et plus humides. En sous-bois croissent le houx et la myrtille sur les sols siliceux, le buis sur les sols calcaires. Cette forêt est échancrée à sa partie supérieure par les pâturages d'été qui, la pression pastorale ayant beaucoup diminué, se transforment en une lande à rhododendron, myrtille, callune et fougère-aigle.

Au-dessus de 1 700 m, le pin à crochets constitue des bosquets et dans les secteurs à exposition sud une véritable forêt dont la limite s'établit à 2 400-2 500 m. À ces altitudes, la pelouse à gispet et à trèfle des Alpes occupe de larges espaces entre des landes à rhododendron dans les endroits frais, à genévrier, raisin d'ours et callune en soulane.

Au-dessus de 2 100-2 300 m en exposition nord, 2 300-2 500 m en exposition sud, la rudesse du climat ne permet pas la croissance d'arbres ; c'est le domaine de la roche nue, des éboulis et de la pelouse rase.

Géographie humaine

● **Habitat.** La population permanente, 4 500 personnes environ, est répartie, dans les principales vallées où l'habitat monte jusqu'à 1 100 m d'altitude, parfois 1 200 m. À 2 864 m, l'observatoire du pic du Midi est le lieu habité en permanence le plus haut de France.

Dans le bassin de l'Adour, l'habitat est dispersé sur des terrasses et des moraines, hors d'atteinte des crues. Il n'existe que deux agglomérations, Sainte-Marie-de-Campan et Campan, la plus importante, point de passage entre la montagne et le piémont. À l'inverse, dans les vallées d'Aure et du Bastan, l'habitat est groupé en petits villages établis à l'écart des zones inondables et des couloirs d'avalanches (vallée du Bastan), excepté Barèges qui ne doit son implantation qu'à l'exploitation de sources thermales. À l'écart des grandes vallées, Aspin, Aure, Barrancoueu et Aulon sont installés en soulane au cœur de leur domaine de forêts et de pâturages.

● **Activités économiques.** L'élevage (bovins et ovins) a longtemps été l'activité essentielle de ces vallées devant l'exploitation de la forêt, du thermalisme et du tourisme. Depuis la fin des années 1940, les travaux d'équipement hydroélectrique d'abord, le développement des sports d'hiver (Barèges, la Mongie, Payolle, Saint-Lary) et du tourisme estival ensuite, ont tiré l'activité économique en générant dans le secteur tertiaire des emplois, cependant en grande partie saisonniers, et en apportant quelques revenus aux collectivités locales. L'exploitation de la forêt est toujours active dans les secteurs du col d'Aspin, d'Aulon et de Lesponne. À la carrière de l'Espiadet, seule exploitation du sous-sol, on extrait encore le « marbre de Campan ». Les activités agricoles, l'élevage et la fréquentation des estives sont en constante diminution. Enfin, l'observatoire du pic du Midi est encore un pôle scientifique de renommée mondiale.

● **Voies de communications.** La « route des cols » (D918, ex-N 618) relie la vallée de la Neste d'Aure, à l'Est, le bassin de l'Adour, au centre, et la vallée du Gave de Pau à l'Ouest, par les cols d'Aspin et du Tourmalet et par Sainte-Marie-de-Campan. Ce village-carrefour peut être atteint aisément depuis le piémont (Tarbes et autoroute A 64) par Bagnères-de-Bigorre et Campan. Dans la vallée d'Aure, la D929 mène vers le Nord à Lannemezan et vers le Sud à la vallée du rio Cinca par le tunnel de Bielsa. À Luz-Saint-Sauveur, la D921 conduit vers le Sud à Gèdre et Gavarnie, et vers le Nord à Argelès-Gazost et Lourdes. Du col du Tourmalet, une route permet, en été, d'accéder facilement au sommet du pic du Midi de Bigorre.

Des routes secondaires, telle la D29 de la vallée de Lesponne, et surtout des pistes d'intérêts forestier et pastoral, facilitent l'accès en altitude. Mais il reste que de larges zones ne sont accessibles que par des sentiers, certains balisés tels le GR 10 qui traverse le massif du Néouvielle par la Hourquette d'Aubert, et celui qui joint Artigues aux lacs de Bastan. Il existe des refuges gardés à la belle saison, au lac de la Glère, au lac du Campana, aux lacs de Bastan.

ÉLÉMENTS DE GÉOTECHNIQUE

Les terrains constructibles ou susceptibles de travaux de génie civil sont en général constitués par des formations alluviales et morainiques qui ne présentent pas de problèmes particuliers de stabilité sur les surfaces subhorizontales ; mais il faut souligner que ces formations sont souvent fort hétérogènes (blocs rocheux de toutes tailles emballés dans une matrice gravelo-sableuse, voire argileuse) et qu'elles peuvent donc présenter des résistances très différentes pour des points rapprochés, ce qui peut entraîner des tassements différentiels préjudiciables à la bonne tenue des fondations. Sur les pentes, leur stabilité est faible et fonction de la quantité d'eau contenue ; ainsi dans le secteur de Viella la moraine est le siège d'une lente solifluxion tandis qu'à Barèges, en rive droite, raide, du Bastan, les sables et graviers peu cohérents supportant les plateaux de Courratge et de Midaou sont sujets à de fréquents écroulements. Ce type de désordre se rencontre souvent le long des talus de route trop raides et privés de végétation protectrice contre le ravinement.

Les divers terrains constituant les reliefs (schistes, calcaires, granitoïdes) ne soulèvent pas de difficultés particulières si les caractéristiques de la fracturation, localement importante, et les relations de celles-ci avec l'orientation des pentes sont prises en considération. La karstification dans les calcaires et les zones mylonitiques dans les schistes et les granitoïdes ont souvent donné des venues d'eau au cours des travaux de percement des galeries des installations hydroélectriques. Enfin, les schistes noirs graphiteux du Silurien, peu résistants au frottement, capables d'arrêter les eaux infiltrées, donnent rapidement des glissements après que des amorces de cisaillement soient créées. Leur rencontre en galerie a toujours signifié venues d'eau et instabilité.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Marbres

Les calcaires amygdalaires et les calcaires à faciès « griotte » du Dévonien supérieur sont exploités comme roche marbrière à l'Espiadet, à l'Ouest du col d'Aspin. Le début de l'exploitation date probablement de l'époque gallo-romaine. Après quelques siècles d'oubli, la carrière fut très active aux XVII^e et XIX^e siècles : ses marbres ont été utilisés par exemple au palais du Louvre et à la chapelle des Invalides. Les blocs passaient alors par le col et la vallée de Beyrède, puis descendaient la Neste et la Garonne sur des radeaux. Actuellement, 200 à 300 m³ sont extraits annuellement.

À Barèges, des calcaires blanc verdâtre, marmoréens, probablement du Dévonien supérieur, ont été exploités comme pierre ornementale et d'appareillage dans la construction locale.

Ardoises

Des schistes noirs de bonne qualité, d'âge dévonien moyen, ont été exploités autrefois au lieu dit Nère, au-dessus du village de Viey, ainsi qu'à Esquièze-Sère pour les besoins locaux.

Phosphates

Selon la mémoire populaire, les nodules et lits phosphatés du Tournaisien ont été exploités, sans doute à usage local d'engrais, au Pla de la Serre, au Nord-Ouest d'Ancizan.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Zinc, plomb, (argent)

De nombreux indices associant la blende et la galène sont liés aux calcaires du Dévonien inférieur (*cf.* tableaux en annexe). Ils ont été étudiés récemment (Gatinot, 1977; Pouit *et al.*, 1979; Dallas, 1980; Castelbou, 1981; François, 1983) et quelques-uns ont fait l'objet de travaux de reconnaissance (Sécailhé, Ourdégon). Aucun ne réunit les conditions d'un gisement rentable. Seul, le filon de Palouma (1-4001) a été exploité antérieurement au XIV^e siècle.

En simplifiant quelque peu, on distingue trois types de minéralisation. Le plus fréquent est une minéralisation concordante avec la stratification, située au sommet ou près du sommet de la barre calcaire du Dévonien inférieur et fréquemment associée à des lits siliceux (Soum de Léviste, Ourdégon, Aoutriga, etc); il s'agirait d'un dépôt synsédimentaire. Ou bien, la minéralisation suit des discontinuités (hercyniennes?) le long desquelles elle a migré plus ou moins loin à partir de son gisement initial synsédimentaire par le moyen de circulations hydrothermales (Palomia, Sécailhé). Enfin, la minéralisation synsédimentaire a pu être entraînée dans le fluage des calcaires encaissants : les concentrations sont étirées, rubanées, tronçonnées (Merlheu, pic du Midi). Tous les types peuvent exister dans un même secteur.

L'épaisseur des minéralisations varie du centimètre à 1,50 m, rarement plus. La blende constitue 80 % des sulfures. La galène forme de petites plages dans la blende. La paragenèse comprend aussi : pyrite, chalcoppyrite, pyrrotite, magnétite et argent. La teneur en métaux est de 5 à 10 % de zinc (13,5 % aux Labas-Blancs) 3 à 5 % de plomb, 11 à 50 ppm d'argent.

L'indice le plus accessible est celui d'Aoutriga, à l'Ouest de la cabane d'Arizes (2-4001).

Fer

Dans l'angle nord-est, des gîtes à ankérite et/ou sidérite et à oligiste et limonite ont été exploités autrefois (XVII^e siècle?) entre le bois de Bouchidet et la vallée de l'Arros (Raymond, 1974; Debroas, 1991). Tranchées et déblais sont encore visibles sur la crête de Sarramer et sur celle qui s'en détache vers l'Ouest, en trois alignements d'importance inégale.

La minéralisation paraît liée à des dolomies et des calcaires intercalés entre d'un côté les brèches dolomitiques et les calcaires du Lias inférieur, de l'autre les calcschistes du Lias supérieur. Les indices ankéritiques sont au contact du Trias qui jalonne ici la faille de l'Artiguette.

Les concentrations sont disposées soit en lits concordants avec la stratification (cas le plus fréquent), soit en filons recoupant celle-ci et l'encaissant. Leur épaisseur atteint 0,50 m à 1 m. Selon J.L. Raymond, il s'agirait de concentrations diagénétiques et de leur remobilisation par «thermodiffusion» dans les zones tectonisées.

Tungstène

Des skarns à scheelite (carbonate de tungstène) ont été découverts au cours du levé de la carte à 1 km au Sud-Ouest de Saint-Roch, près de Campan, à proximité d'un pointement de granites aplitiques et de granites porphyroïdes. Des sondages d'exploration ont recoupé plusieurs passées minéralisées d'épaisseur plurimétrique, au sein d'une série de schistes tachetés et de cornéennes à intercalations calcaires, injectée de sills de granitoïdes.

Manganèse

Près d'Aulon (8-4001) une lentille associée aux jaspes du Tournaisien, de dimensions 80 m × 35 m × 1,50 m, a fourni 70 000 t de minerai oxydé. Au Nord-Ouest du pic de Bergons, des tranchées dans la même formation ont probablement été ouvertes à l'époque (XIX^e siècle) de l'essai d'exploitation de la mine de manganèse de Bachebirou toute proche (feuille Vielle-Aure). Des indices existent dans les calcaires frasniens; l'un d'eux aurait été vidé dans les années 1920 au-dessus du pont de la route de Sers sur le Bastan (galerie murée).

Cuivre (arsenic)

Près du granite du Néouvielle, de petites failles de la formation calcaréo-schisteuse namurienne sont minéralisées sur quelques mètres de longueur au maximum et moins de 1 cm à 10 ou 20 cm de large, en cuivre-gris natif, azurite et malachite et souvent mispickel. Dans le massif de l'Arbizon, ces indices ont incité autrefois à entreprendre quelques travaux encore visibles (tranchées et galeries). La paragenèse comporte aussi habituellement : pyrite, chalcopyrite, pyrrotite, marcassite et limonite. L'unique grain d'or trouvé dans la gangué d'un de

ces filonnets (Tamborini, 1971) est bien seul pour conforter la légende locale de « l'or de l'Arbizon ».

Barytine

On la rencontre en lentilles de quelques décimètres de long et quelques centimètres d'épaisseur dans le Namurien calcaréo-pélimitique, à proximité du granite du Néouville (pic de Campana, Pène Arrouy).

RESSOURCES EN EAU

Hydrogéologie

Dans ce pays de montagnes largement ouvert aux vents d'Ouest, les systèmes aquifères sont assurés d'une réalimentation soutenue et importante par des précipitations pluvio-nivales assez bien réparties sur l'année (1 200 à 1 500 mm).

Trois types de circulation sont représentés : en milieu poreux dans les alluvions, les moraines, les altérites et les éboulis ; en milieu fissuré dans les terrains paléozoïques granitiques et métamorphiques ; en milieu karstique dans les terrains mésozoïques calcaires.

Les alluvions de la Neste d'Aure et de l'Adour constituent des réservoirs de bonne qualité. Cependant, malgré leur pouvoir filtrant, il existe un danger de pollution en raison de la densité de l'habitat. Les moraines sont des aquifères aux qualités extrêmement variables qui peuvent donner dans les points bas des écoulements intéressants. La qualité bactériologique de l'eau y est généralement bonne sauf en cas de pression agro-pastorale importante. Les altérites et surtout les éboulis qui forment des placages importants peuvent constituer de petits aquifères locaux.

Les schistes paléozoïques et crétacés n'offrent que peu de ressources sur des failles, des filons de roches éruptives ou des bancs calcaires susceptibles de drainer un versant. Les montagnes granitiques constituent de bons aquifères fissurés ou l'eau pluviale s'écoule de façon complexe : une partie est drainée vers la profondeur, une autre reste temporairement en réserve dans le milieu poreux constitué par les moraines et les éboulis. Les calcaires dévoniens, peu karstifiés mais très fracturés, disposés en longues bandes redressées, constituent des réservoirs de faible capacité mais bien alimentés toute l'année dans des secteurs d'altitude exempts de pollution ; ils fournissent dans les vallées des débits intéressants, utilisés en AEP.

Les puissantes formations calcaires mésozoïques du Nord-Est de la feuille renferment des systèmes karstiques complexes, bien développés, alimentés en altitude par de multiples gouffres (*cf.* tableau en annexe) — dans lesquels persistent parfois des culots de neige durcie — et donnant dans les vallées des résurgences à débits irréguliers (source

de l'Arros : 0 à 800 l/sec.). Dans ces montagnes, les sources, rares et à faible débit, sont souvent situées sur des contacts stratigraphiques ou tectoniques entre des calcaires et des marnes ou argilites (en particulier celles du Trias).

Eaux thermales

Les eaux infiltrées à grande profondeur dans les granites par des réseaux de fissures émergent réchauffées et minéralisées en sodium, sulfures et silice aux points bas de ces massifs ou de leur encaissant.

Les sources sulfurées de Barèges et de Barzun, exploitées depuis le XVI^e siècle et récemment renforcées par des forages, ont des températures de 27 °C à 44 °C. Il s'agit d'eaux tombées sur le massif du Néouvielle il y a 9 000 ans environ d'après une détermination de la teneur en carbone 14.

La source de Pontis, en aval de Barzun, à 16,8 °C n'est pas exploitée.

Les eaux de Gazost, au Nord-Ouest de la feuille, à 15,8 °C, sont canalisées jusqu'aux thermes d'Argelès-Gazost. Dans le ravin de Bigaloume tout proche se trouve la source de Nabias à faible débit et à 13,6 °C.

Les sites de Cadéac (14 °C) et de Gripp (fontaine du Baget à 12,8 °C) ne sont plus exploités.

RISQUES NATURELS

Avalanches

Cette menace, si présente il y a quelques dizaines d'années sur la route de Sainte-Marie-de-Campan à la Mongie, a notablement diminué depuis la construction d'ouvrages de protection. Elle existe encore dans les secteurs d'Artigues (Courtalets, Pène Serba), du Serpolet, du cirque de la Mongie et surtout de Barèges.

L'histoire de cette localité est marquée par des avalanches destructrices descendant de la crête Capet—pic d'Ourdégon, parfois capables de remonter sur la rive opposée (2.02.1907 ; 10.04.1917 ; 25.03.1939) ou encore de dévier le Bastan qui dévale alors la rue principale. La construction d'arrêts de neige de modèles divers et des reboisements ont été entrepris depuis le milieu du XIX^e siècle mais ne peuvent assurer une sécurité absolue. La zone de risque a d'ailleurs été agrandie par l'élargissement du domaine skiable vers les pentes de la Piquette et du pic d'Izès. Une carte de localisation probable des avalanches (C.L.P.A.) pour le secteur Barèges—la Mongie a été publiée par l'IGN.

Inondations

Les cours d'eau, torrentiels, ont leurs crues lors des périodes pluvieuses du printemps et de l'automne avec une fréquence plus importante pendant la première en raison de la fonte des neiges. Il s'en produit aussi à l'occasion de gros orages d'été sur les massifs.

Dans le bassin de l'Adour, les lits majeurs sont encaissés dans la terrasse ancienne ou dans des moraines, en sorte que les populations et les voies de communication principales établies à leur sommet sont hors d'atteinte des crues. Quelques points sensibles cependant : les basses terrasses de Payolle et de la Séoube et quelques cônes de déjections latéraux à la surface desquels des divagations torrentielles ne peuvent être exclues (Gripp).

En vallée d'Aure par contre, la Neste en crue peut s'étaler dans les ombilics situés en amont des défilés de Bazus-Aure (où le pont de la D 929 fut détruit lors de la crue du 7.11.1982) et de Cadéac. L'habitat ancien s'est installé à l'écart mais parfois sur les cônes de déjection de torrents latéraux (Guchan, Ancizan).

La vallée de Barèges a été fréquemment ravagée jusqu'à la fin du XIX^e siècle par les crues du Bastan. Il se produisait aussi d'importants ravinements des formations meubles des versants (ravin du Rioulet, à l'aval de Barèges en rive gauche, Pourtazous, bois de Culousque).

Depuis le milieu du XIX^e siècle se poursuit un programme de conservation et de « restauration des terrains en montagne » par reboisement, rectification et aménagement des ravins. Ces travaux et l'écrêtement possible des crues par les ouvrages hydroélectriques de la haute montagne font qu'aujourd'hui le danger ne paraît plus immédiat.

Glissements et écroulements

Des glissements de terrain relativement importants ont eu lieu sur les flancs raides des vallées et n'ont peut-être pas encore atteint leur position d'équilibre : la Litbère, près d'Artigues, et Estibère, au Nord d'Esquièze-Sère. Plus récent est celui du haut vallon de l'Arribère, au Nord de Viey. Les terrains mis en mouvement sont constitués de schistes dévonien à intercalations calcaires, aménagés en versants dont l'inclinaison atteint 45°.

Les chutes de blocs isolés se produisent à partir de tous les escarpements rocheux. Elles sont généralement arrêtées par le couvert forestier ou par perte d'énergie due à l'éclatement des blocs et n'atteignent donc les routes et les zones habitées que de façon aléatoire. Par contre, le risque d'écroulements en masse dommageables pour les biens et les personnes est présent. Ainsi, le 27 juin 1986, vers 23 h, une grosse masse détachée de la falaise de la Terme, à 1 km au Sud-Ouest de Gripp, obstrua la route du col du Tourmalet, écrasa une maison (par chance inoccupée) et en endommagea une autre, toutes

deux sises au bord de l'Adour ; en 1961, l'écroulement d'un pan de la falaise du Serpolet engrava le fond du vallon et provoqua le comblement d'une grande partie de la retenue hydroélectrique d'Artigues.

Tremblements de terre

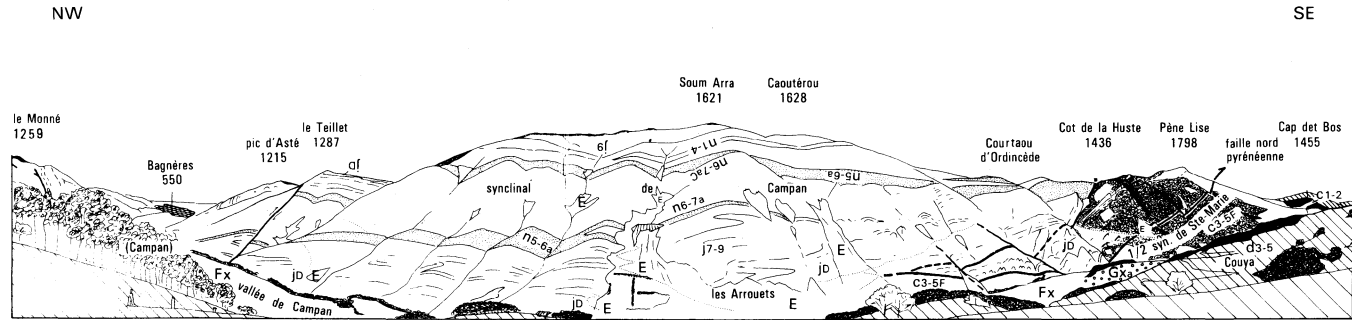
Depuis les très fortes secousses d'intensité IX MSK des 21.06.1660 et 24.05.1750, une dizaine de secousses d'intensité VII se sont produites (28.10.1835, 28.07.1854, 26.11.1873, 13.07.1904, 28.07.1905, 31.01.1950, 5.04.1952, 13.10.1953). Des secousses d'intensité III à V, voire VI, ont lieu assez fréquemment (plusieurs, certaines années; 439 toutes intensités confondues répertoriées dans les Hautes-Pyrénées entre le VI^e siècle et 1980). Les épicentres sont situés dans le Béarn, la région d'Argelès-Gazost, la vallée de la Garonne, le val d'Aran et, pour un bon nombre d'entre eux sur la feuille même; ils s'ordonnent sur le 43^e parallèle avec deux concentrations singulières : au Nord-Ouest du Montaigu et immédiatement au Sud-Ouest de Campan. Le séisme du 6.01.1989, de magnitude 4,9, avait, lui, son épicentre dans le secteur pic du Midi-la Mongie (intensité V+). Les foyers sont superficiels, parfois très peu profonds : 4 à 30 km. Ils traduisent l'activité de la zone de failles nord-pyrénéennes et de réajustements dans la zone axiale.

Le « Nouveau zonage sismique de la France en vue de l'application des règles parasismiques de construction et de la mise en œuvre des plans d'exposition aux risques » range dans la zone II, à sismicité moyenne, la quasi-totalité de la feuille; les cantons de Luz-Saint-Sauveur et de Vieille-Aure étant dans la zone Ib dite à faible sismicité. Les probabilités actuellement admises sont les suivantes : en zone II, intensité maximale possible \geq IX MSK, fréquence des secousses d'intensité VIII \leq 200 à 250 ans, fréquence des secousses d'intensité VII \leq 75 ans; en zone Ib : pas d'intensité \geq IX, fréquence des secousses d'intensité VIII $>$ 250 à 250 ans, fréquence des secousses d'intensité VII $>$ 75 ans.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES

On visitera rapidement cette feuille en suivant l'itinéraire n° 4, d'Arreau à Luz-Saint-Sauveur par les cols d'Aspin et du Tourmalet du **guide géologique régional : « Pyrénées centrales franco-espagnoles »** par R. Mirouse (Paris: Masson édit., 1992). Quelques itinéraires complémentaires, en voiture ou à pied, sont proposés ci-dessous. (Il est recommandé de n'entreprendre les itinéraires pédestres que par temps clair et muni des cartes IGN à 1/25 000 à l'exclusion de toutes autres.)



NB - la notation conventionnelle des terrains est orientée conformément à leur polarité stratigraphique par rapport au point de vue

Fig. 7 - Terrains et structures du versant septentrional de la vallée de Campan depuis la route forestière du Niclade-Peyras (prés des granges 1068 m)

Campan—pont d'Arrimoula par la route forestière de Niclade

À Campan, prendre en rive droite de l'Adour de Lesponne le chemin des Trappes. Les premiers affleurements parmi la moraine sont des calcaires du Cénomano-Turonien. À partir d'Angoué on peut observer les alternances schisto-calcaires du Dévonien inférieur à empreintes de crinoïdes et de trilobites, puis des schistes noirs siluriens jalonnant le chevauchement de Mourgoueilh et les micaschistes localement à andalousite du dôme de Lesponne.

Du col de la Courade gagner le sommet 1 290 d'où l'on a un premier panorama sur la cluse de l'Adour et les chaînons nord-pyrénéens du Monné, du pic d'Asté (feuille Bagnères-de-Bigorre) et du Soum Arra. À l'Est du col, la route recoupe la moraine d'un petit glacier suspendu du maximum glaciaire.

Aux abords du point côté 1 068 et de ses granges (Nord-Ouest du Peyras), un autre panorama sur les chaînons nord-pyrénéens permet de détailler les terrains et la structure complexe du synclinal de Campan, du flanc sud du synclinal de Bassia (Pène Lise) et du demi-synclinal de Sainte-Marie-de-Campan, ainsi que les failles nord-pyrénéennes et du Cot de la Huste (fig. 7).

De Sainte-Marie-de-Campan à Ancizan par Payolle et la Hourquette d'Ancizan

À l'Est de Sainte-Marie-de-Campan, quitter la D918 (N 618) pour la route du Sarrat de Gaye. Celle-ci s'élève jusqu'à la crête de la moraine construite sur sa rive droite par le glacier qui descendait des cirques de Gréziolles, de la Mongie et d'Arizes.

Du Tucu, le panorama vers le Nord complète utilement ceux de l'itinéraire précédent. Il montre le chaînon de Soum Arra sous un nouvel angle et surtout il permet de découvrir de face la crête de Pène Lise au Signal de Bassia. De bas en haut on reconnaît la barre des calcaires cénomaniens du Cap det Bos, les pelouses qui masquent le flysch sus-jacent puis les couches jurassiques du flanc sud du synclinal de Bassia au pied desquelles passe la faille nord-pyrénéenne.

Vers l'Est, la route franchit une succession de vallums bien conservés (les Coumes) édifiés par le glacier de la Gaube. À Payolle, prendre à la colonie de vacances la route forestière de la Hourquette d'Ancizan ; elle traverse une terrasse d'alluvions fluvio-lacustres accumulées derrière le barrage morainique des Coumes, puis remonte et franchit les deux moraines latérales de la langue glaciaire issue des cirques de l'Arbizon et du Monfaucon. À la Plagne, belle obturation latérale et, à 50 m de la route, ancienne carrière de calcaires « griottes ». À la Hourquette d'Ancizan, on peut observer des schistes dévoniens riches en tentaculites. En regardant vers l'Ouest, on remarque le tracé de failles,

l'une au revers méridional de la montagne de calcaires du Dévonien moyen-supérieur des Quatre-Véziaux, l'autre passant par le col de Crabe et la base des escarpements de Coste Oueillère.

Après le Pla de la Serre, le talus de la route montre les divers faciès du Dévonien moyen-supérieur et du Carbonifère basal (lydiennes). Avant, de descendre vers le vallon de l'Erabat, beau point de vue sur la vallée de la Neste d'Aure.

Peu avant, Ancizan, une incursion jusqu'au hameau d'Ousten permet d'observer le Culm carbonaté à lentilles de conglomérat du massif de l'Arbizon.

De Payolle au col d'Aspin par le col de Beyrède et le Signal de Bassia.

De la carrière de marbre d'Espiadet, remonter la route forestière du Hourc le long de laquelle affleurent des schistes du Culm puis les conglomérats discordants de la base du Trias. Peu avant la lisière de la forêt on trouvera en contrebas des vestiges du chemin dallé utilisé autrefois pour traîner les blocs de marbre vers la Neste (un bloc abandonné au col de Beyrède).

Du col, deux incursions vers l'Est permettent d'achever l'examen du bord septentrional de la zone axiale. La première sur les pistes de la sapinière de l'Aréouse montre de beaux affleurements des grès rouges permien et triasiques : la base de ces derniers est bien dégagée à l'Est du ravin de Saint-Marc (remarquer également la petite moraine au Nord du point 1 420). La seconde dans les lacets de la Coume de l'Asque, sur la route de Beyrède, complète cette série en montrant les calcaires du Trias moyen surmontés par l'ophite dont la limite septentrionale marque ici la faille nord-pyrénéenne (replat vers 1 500 m au Nord du col).

Des pentes méridionales du col, très bon point de vue sur le cirque et la moraine du glacier suspendu du Signal de Bassia : les parois du cirque exposent clairement les couches jurassiques qui sont ployées dans l'anticlinal des Hountagnous, recoupées par la faille de Hountarié et que la faille nord-pyrénéenne a placées contre celles très replissées du flysch turono-sénonien inférieur de l'extrémité orientale du demi-synclinal de Sainte-Marie (Sarrat de Mazouau).

Du col même, un sentier conduit à la crête (col 1826) puis au sommet du Bassia. Ce sommet offre un large et magnifique panorama sur le versant nord des Pyrénées centrales et leur piémont (profil du pic d'Aneto au plateau de Lannemezan et sommets du Couserans au haut Adour). Du Pène de la Téoulère au Plo de Berdaoulou, grâce à ses pentes herbeuses et rocailleuses, la crête du Bassia offre aussi de nombreux paysages géologiques sur la structure et les terrains jurassiques et éocétracés du synclinal de Bassia (Debroas, 1993b) (fig. 8 et 9). Retour au col possible par le Cap de Castillon et par le sentier du

Pas de Bassia; du Cap de Castillon, jonction directe avec l'itinéraire du col de Couradabat (cf. *infra*) par le Courtaou det Pount et les cols de Castillon et de l'Oueil-Lusent.

Du col de Beyrède, rejoindre la route du col d'Aspin par la piste de Coumelade le long de laquelle affleurent divers faciès du Culm.

Vallée et lac Dets Coubous

Du pont de la Gaubie (3 km à l'Ouest du Tourmalet) prendre le chemin en rive droite (GR 10) : affleurements de barégiennes carbonifères et, dans le paysage, contact de celles-ci avec la granodiorite du massif du Néouvielle; affleurements de cette dernière, de teinte sombre, moutonnés par le frottement du glacier. Au pont de Pountou, en rive droite, affleurement de la mylonite de teinte gris-vert et d'aspect schisteux du vallon d'Aygues-Cluses.

Gravir vers le Sud-Ouest le sentier du lac Dets Coubous. Au barrage, contact entre la granodiorite et le Dévonien supérieur schistogréseux. En s'élevant à l'Est du lac on observe le passage rapide à la granodiorite claire du centre du massif. Le sentier traverse ensuite une belle région lacustre à forte empreinte glaciaire (cirques, verrous, ombilics, guirlandes morainiques). De la Hourquette d'Aubert (mylonite) on aura une vue splendide sur le Néouvielle tout proche et sur la dépression des lacs d'Aubert et d'Aumar que prolonge au loin l'entaille de la Neste de Couplan.

Du Chiroulet (1 062 m) au lac Bleu (1 950 m)

Jusqu'au réservoir de l'usine hydroélectrique du Chiroulet affleurent au bord du chemin divers faciès de migmatites et quelques îlots de granite leucocrate à muscovite. Mais c'est surtout parmi les éboulis du vallon du Lhécou qu'on trouvera les nombreuses variétés pétrographiques du dôme du Chiroulet.

Au verrou du lac, bons affleurements de gneiss que surmontent les micaschistes siluriens, noirs, à andalousite. Ceux jalonnent le chevauchement du Dévonien du Merlheu et des Aiguillettes sur les migmatites.

Soit vers le pic de Merlheu, soit vers le col de Bareilles (plus facile) on peut observer les divers faciès du Dévonien métamorphique (andalousite, grenat), quelques filons de pegmatites à tourmaline et quelques minéralisations zincifères, tout en appréciant la complexité de détail des structures plissées et écaillées à déversement vers le Nord.

Col de Couradabat et route forestière des Hautes-Baronnies

Du col de Coupe ou bien d'Esparros (feuille Bagnères-de-Bigorre, jonction avec l'itinéraire 3 de R. Mirouse, 1992) gagner le col de

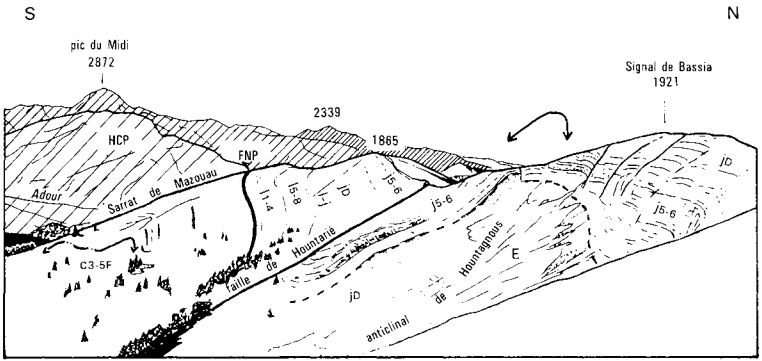


Fig. 8 - Terrains et structures des pentes méridionales du Signal de Bassia depuis le Cap de Castillon

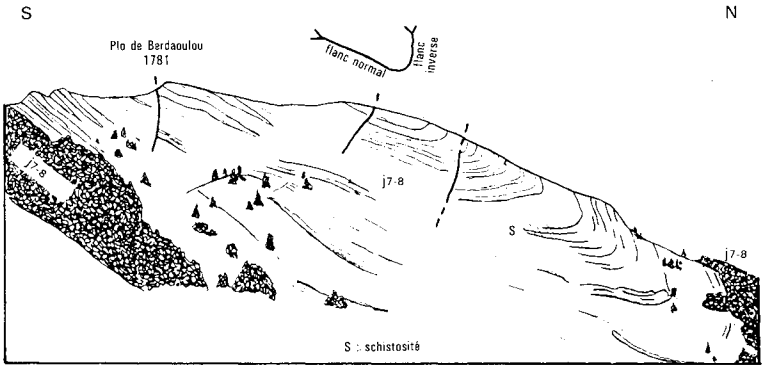


Fig. 9 - Charnière du synclinal de Bassia depuis le Courtaou dera Lit

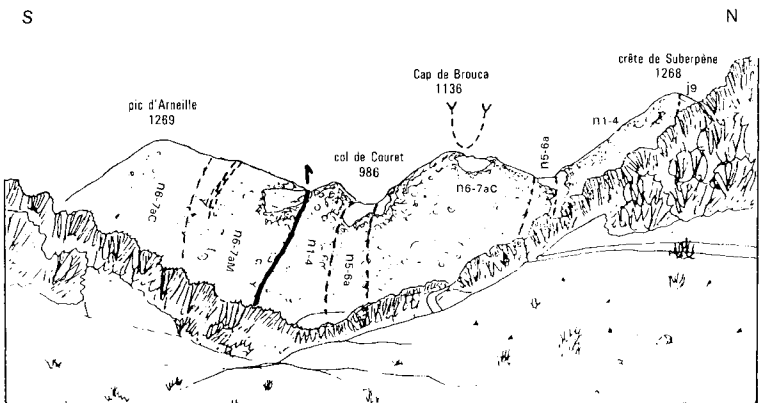


Fig. 10 - Synclinal du Cap de Brouca depuis le col de Couradabat (d'après J. Delfaud, 1969)

Couradabat en observant au passage les calcaires et brèches du Barrémien—Néocomien.

Du col même, qui est ouvert dans les schistes aptiens, remarquer vers l'Est le relief structural de la crête pic d'Arneille au Cap de Brouca. Sur quelques centaines de mètres au Nord du col, le talus d'une piste permet d'examiner la charnière du synclinal de Cap de Brouca (fig. 10) et les rapports schistosité-stratification dans les calcaires et les calcschistes aptiens. Au Sud du col enfin, départ de la route forestière des Hautes-Baronnies praticable jusqu'au col de l'Oueil-Lusent (en cours de construction au-delà). Elle offre divers points de vue sur les Hautes-Baronnies et sur le col de Lhéris qui les ferme à l'Ouest et elle permet d'observer, dans de bonnes conditions, aussi bien la succession complète et continue des terrains du Barrémien au Lias que leur structure ou leur déformation. Elle permet également d'atteindre facilement les anciennes carrières de la crête de Sarramer qui exploitaient le «fer d'Esparros» dans le Lias (tranchées et déblais du XVII^e siècle et peut-être déjà gallo-romains ; Claracq, 1993 ; Debroas, 1993b).

BIBLIOGRAPHIE

- ALIBERT C., DEBON F., TERNET Y. (1988). — Le pluton à structure concentrique du Néouvielle (Hautes-Pyrénées) : typologie chimique, âge et genèse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 306, sér. II, p. 49-54.
- ALIMEN H. (1964). — Le Quaternaire des Pyrénées de la Bigorre. Mémoire Serv. Carte géol. Fr., 394 p., 117 fig., 29 tabl., 12 pl. photo.
- AUTRAN A. (1980). — Les granitoïdes des Pyrénées. Mém. BRGM, n° 107, p. 71-76.
- AZAMBRE B., CROUZEL E., DEBROAS E.J., SOULÉ J.C., TERNET Y. (1989). — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Bagnères-de-Bigorre (1053). Orléans : BRGM, 80 p., Carte géologique par Y. Ternet *et al.* (1988).
- AZAMBRE B., ROSSY M., ELLOY R. (1981). — Les dolérites triasiques (ophites) des Pyrénées : données nouvelles fournies par les sondages pétroliers en Aquitaine. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. 23, p. 263-269.
- BABIN C., DELVOLVÉ J.J. (1982). — Une faune de Mollusques Bivalves du Namurien des Pyrénées centrales françaises. *Géobios*, n° 15, fasc. 5, p. 729-753.
- BARRÈRE P. (1952). — Le relief des massifs granitiques du Néouvielle, de Cauterets et de Panticosa. *Rev. géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest*, p. 69-98, 5 fig., 5 pl. phot.
- BARRÈRE P. (1969 a). — La période glaciaire dans les Pyrénées. Symposium tenu au cours de l'excursion C12 du VIII^e congrès INQUA, (parution 1974), 15 p., 1 tabl. synoptique.
- BARRÈRE P. (1969 b). — Pyrénées occidentales ; littoral basque et landais. Livret-guide de l'excursion C12, VIII^e congrès INQUA, Paris, 79 p., 24 fig.

- BODIN J. (1988). — Le Dévonien inférieur et moyen des Pyrénées ariégeoises et centrales. Biostratigraphie, séries hétéropiques et mise en évidence de nappes hercyniennes précoces. Documents du BRGM, n° 153, 255 p., 79 fig. 5 tabl.
- BOUCHEZ J.L., GLEIZES G., DJOUADI T., ROCHETTE P. (1990). — Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites : The example of the Foix pluton (French Pyrenees). *Tectonophysics*, 184, p. 157-171.
- BOULIN J. (1956). — Étude géologique de la région d'Arreau (Hautes-Pyrénées). D.E.S., Paris.
- BOUQUET C., STOPPEL D. (1975). — Contribution à l'étude du Paléozoïque des Pyrénées centrales (hautes vallées de la Garonne et d'Aure). *Bull BRGM*, 2^e sér., sect. 1, n° 1, p. 7-61.
- BOUQUET C., STOPPEL D., TERNET Y. (1982). — Présence du Dévonien au col du Tourmalet (Hautes-Pyrénées). *Bull BRGM*, 2^e sér., sect. 1, n° 3, p. 233-235.
- BOUVIER A. (1968). — Contribution à l'étude géologique du pays des Baronnies entre la Neste et l'Adour (Hautes-Pyrénées). Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- BRESSON A. (1903). — Étude sur les formations anciennes des Hautes et Basses-Pyrénées (Haute chaîne). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, n° 93, t. 14, 278 p.
- CALVET P., CHARVET J. (1988). — Mise en évidence microtectonique d'une phase hercynienne précoce dans la région de Pierrefitte (Hautes-Pyrénées). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 307, sér. II, p. 997-1003.
- CANÉROT J., LENOBLE J.L., MARCHAND D., THIERRY J. (1990). — Nouveau schéma de corrélations stratigraphiques du Dogger-Malm dans les Pyrénées occidentales françaises. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 311, sér. II, p. 1337-1343.
- CANÉROT J. (1987). — Évolution géodynamique jurassique et éocrétacée de la zone nord-pyrénéenne en Bigorre méridionale (région de Lourdes-Bagnères). Conséquences structurales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 305, sér. 2, p. 297-300.
- CAPDECOMME H., DELOFFRE R., HENRY J., VILLANOVA M. (1965). — Séries stratigraphiques et paléogéographie du Crétacé supérieur dans la région de Lourdes. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), VII, p. 392-398.
- CASTELBOU R. (1981). — Les minéralisations zincifères du pic de Nerbiou et des pics de Yéous (Hautes-Pyrénées). Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- CASTERAS M., CLAVIER B. (1958). — Sur l'extension du Crétacé supérieur en Bigorre. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 247, D, p. 2161-2164.
- 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. Fr.*, fasc. 4 p. 117-119.
- CHOUKROUNE P. (1972). — Relation entre tectonique et métamorphisme dans les terrains secondaires de la zone nord-pyrénéenne centrale et orientale. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XIV, p. 3-11.

- CHOUKROUNE P. (1976). — Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de la chaîne à schistosité verticale. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 55, n° 127.
- CHOUKROUNE P. et ECORS team (1989). — The ECORS Pyrenean deep seismic profile : Reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8, 1, 23-29.
- CLIN M. (1963). — Sur la position structurale des ensembles granitisés dans les Pyrénées centrales et occidentales. *Extr. actes 4^e congr. études pyrénéennes*, t. 1, sect. 1, p. 33-38.
- CLIN M., TAILLEFER F., POUCHAN P., MULLER A. (1989). — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Bagnères-de-Luchon (1984). Orléans : BRGM, 80 p. Carte géologique par M. Clin *et al.* (1986).
- CRILAT S. (1981). — Recherches sur les gisements de P et de Mn liés aux jaspes du Carbonifère inférieur des Pyrénées et de la Montagne noire. Thèse, Paris, 457 p., 75 fig., 14 pl.
- CUBAYNES R. (1972). — Contribution à la stratigraphie du Paléozoïque supérieur dans la région d'Arreau (H.-P.). Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- CURNELL R. (1983). — Évolution structuro-sédimentaire du Trias et de l'Infra-Lias d'Aquitaine. *Bull. Centres rech. explor. prod. Elf-Aquitaine*, 7, 1, p. 69-99.
- CYGAN C. (1979). — Étude de conodontes dévoniens des Pyrénées et du massif de Mouthoumet. Thèse État, Toulouse.
- DALLAS S. (1980). — Étude géologique et minéralogique des minéralisations zincifères du Dévonien inférieur de la région du lac d'Isaby (Hautes-Pyrénées). Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- DEBON F. *et al.* (1991). — Composition chimique et nomenclature de 1 724 roches plutoniques (et filoniennes) hercyniennes des Pyrénées (France, Espagne). *Géol. de la France*, n° 4, p. 39-70.
- DEBROAS E.J. (1987). — Modèle de bassin triangulaire à l'intersection de décrochements divergents pour le fossé albo-cénomaniens de la Ballongue (zone nord-pyrénéenne, France). *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), III, p. 887-898.
- DEBROAS E.J. (1988). — Le Flysch noir albo-cénomaniens témoin de la structuration albienne à sénonienne de la zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). Réun. extr. Soc. géol. France et Espagne, Ecors-Pyrénées, 19-23 Sept. 1988. *Bull. Soc. géol. Fr.* (1990), 8, VI, 2, p. 273-285.
- DEBROAS E.J. (1990). — Grands traits de la géologie des terrains alpins du haut Adour (région de Bagnères-de-Bigorre). In : « Vie et richesse naturelles aux sources de l'Adour », Bagnères-de-Bigorre : Alphadour édit. (à paraître).
- DEBROAS E.J. (1993 a). — Extension et contexte géologique des anciennes carrières de minerais de fer d'Esparros (Haute-Pyrénées). Catalogue exposition « La vallée de l'Arros depuis la préhistoire. Occupation du sol et vie quotidienne à travers l'archéologie et l'histoire ». Association Guillaume Mauran, Tarbes.

- DEBROAS E.J. (1993 b). — Paysages géologiques sur la crête du Signal de Bassia (Hautes-Pyrénées). *Bull. Soc. Ramond, Bagnères-de-Bigorre*.
- DEBROAS E.J., SOUQUET P. (1974). — Sédimentogenèse et position structurale des flyschs crétacés du versant nord des Pyrénées centrales. Réun. assoc. géol. Sud-Ouest, Toulouse. *Bull. BRGM* (2), 1, 4, p. 305-320 (1976).
- DEGHAN H. (1938). — Observations nouvelles dans la région comprise entre le gave de Pau, la vallée de l'Adour et la route thermale de Barèges (Hautes-Pyrénées). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 5, p. 345-347.
- DELFAUD J. (1967). — Nouvelles observations sur la zone nord-pyrénéenne entre la Neste et l'Adour. *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, t. 103, fasc. 3 et 4, p. 567-582.
- DELFAUD J. (1969). — Essai sur la géologie dynamique du domaine aquitano-pyrénéen durant le Jurassique et le Crétacé inférieur. Thèse État, Bordeaux.
- DELVOLVÉ J.J. (1981). — Arguments en faveur de l'âge namurien du Culm des Pyrénées centrales françaises. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 293, p. 219-222.
- DELVOLVÉ J.J. (1987). — Un bassin synorogénique varisque : le Culm des Pyrénées centro-occidentales. Thèse État, Toulouse.
- DÉGARDIN J.M. (1987). — Le Silurien des Pyrénées : biostratigraphie et paléogéographie. Thèse, Lille.
- DUBAR G. (1925). — Le Lias des Pyrénées françaises, *Mém. Soc. géol. Nord*. Vol. IX, t. 1, p. 333, fig. 51, pl. 7.
- DUFAURE P. (1959). — Problèmes stratigraphiques dans le Crétacé supérieur des pays de Bigorre et de Comminges. *Rev. micropal.*, 2, p. 99-112.
- FEIST R., DELVOLVÉ J.J., CYGAN C. (1985). — Trilobites d'affinité bohémienne dans l'Éodévien des Pyrénées centrales françaises. *Géobios*, n° 18, fasc. 6, p. 883-890.
- FORGHANI A.H. (1964). — Le massif granitique de Bordères (Hautes-Pyrénées) et son auréole métamorphique. Thèse Univ., Paris.
- FRANÇOIS J.M. (1983). — Étude géologique et métallogénique de la région du pic du Midi de Bigorre (Hautes-Pyrénées). Thèse 3^e cycle, Nancy.
- GARCIA-SANSEGUNDO J. (1992). — Estratigrafia y estructura de la Zona Axial pirenaica en la transversal del Valle de Aran y de la Alta Ribagorça. *Bol. Geol. Minero*, Madrid, vol. 102, n° 1-2-3, 167 p.
- GATINOT F. (1977). — Les minéralisations plombo-zincifères du Dévonien entre Argelès-Gazost et Bagnères-de-Bigorre. Essai de comparaison avec les minéralisations du pic de Nerbiou (Hautes-Pyrénées). Thèse 3^e cycle, Nancy.

- HENRY J., RICHERT J.P., WAHBI Y. (1971). — Sur la présence de trois phases tectoniques dans le Crétacé supérieur de Beyrède-Jumet (Hautes-Pyrénées). *Bull. Centre rech. S.N.P.A.*, Pau, vol. 5, n° 1, p. 61-87.
- HUPÉ P. (1947). — La tectonique pyrénéenne dans le granite du Néouvielle. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 225, p. 751-752.
- HUPÉ P. (1948 a). — Sur la tectonique du massif du pic du Midi de Bigorre. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 226, sér. D, p. 584-585.
- HUPÉ P. (1948 b). — Tectonique de la zone axiale pyrénéenne entre le pic de Montaigu (cote 2 341) et le haut Adour. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 4, p. 75-77.
- HUPÉ P. (1951). — À propos de l'âge des migmatites des Pyrénées. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 38-40.
- JOSEPH J. (1973). — Le Paléozoïque de la nappe de Gavarnie entre le cirque de Troumouse et le gave de Pau. Étude stratigraphique et structurale. Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- KRYLATOV S., STOPPEL D. (1969). — La série des Agudes—Cap de Pales (zone primaire axiale des Pyrénées aux confins de la Haute-Garonne et des Hautes-Pyrénées). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 11, p. 484-490.
- KRYLATOV S., STOPPEL D. (1971). — Attribution au Frasnien de la série de Sia (zone primaire axiale des Pyrénées). Ses rapports, avec celle des Agudes—Cap de Pales. Conséquences paléogéographiques. *Z. Deutsch. Geol. Ges.*, jahr. 1970, bd 122, p. 213-230.
- LACROIX A. (1892). — Sur l'axinite des Pyrénées, ses formes et les conditions de son gisement. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 115, p. 739-741.
- LALAUURIE J.Y. (1972). — Étude géologique de la région des Hautes-Baronnies entre les vallées de l'Adour et de la Neste. Thèse 3^e cycle, Toulouse, 98 p., 8 pl., 2 pl. h.t.
- LALAUURIE J.Y. (1976). — Structure de la région de Sarrancolin (Haute-Pyrénées) : distinction du Néocrétacé et des terrains secondaires anté-cénomaniens métamorphiques. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 6, p. 254-256.
- LAMOUREUX C. (1976). — Les mylonites dans le massif du Néouvielle (textures, déformations intracrystallines). Déformations pyrénéennes dans un complexe plutonique hercynien. Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- LAMOUREUX C. (1987). — Les mylonites des Pyrénées. Classification, mode de formation et évolution. Thèse État, Toulouse, et *Soc. géol. Nord*, n° 19 (1991).
- LAMOUREUX C., DEBAT P., DERAMOND J., MAJESTÉ-MENJOUAS C. (1979). — Influence des massifs plutoniques hercyniens dans l'évolution des structures pyrénéennes : exemple du massif du Néouvielle. *Bull. Soc. géol. Fr. (7)*, t. 21, n° 2, p. 213-220.
- LAUMONIER B., GUITARD G. (1986). — Le Paléozoïque inférieur de la moitié orientale de la zone axiale des Pyrénées. Essai de synthèse. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 302, sér. 2, p. 473-478.

- LEGRAND-BLAIN M., DELVOVÉ J.J., PERRET M.F. (1983). — Les Brachiopodes carbonifères des Pyrénées centrales françaises. 1: Cadre stratigraphique et sédimentaire; étude des Strophomenida. *Géobios*, n° 16, fasc. 3, p. 285-327.
- LEGRAND-BLAIN M., DELVOVÉ J.J., PERRET M.F. (1984). — Les Brachiopodes carbonifères des Pyrénées Centrales françaises. 2: Étude des Orthida et des Spiriferida; biostratigraphie, paléoécologie, paléobiogéographie. *Géobios*, n° 17, fasc. 3, p. 297-325.
- LUCAS C. (1968). — Le « Grès rouge » du Comminges et de la Bigorre (Pyrénées centrales). Étude géologique. Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- MACAUDIÈRE J. (1969). — Tendances géochimiques et héritage volcano-sédimentaire dans les dômes migmatiques du Chiroulet et de Lesponne (Hautes-Pyrénées). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 269, sér. D, p. 2170-2173.
- MAJESTÉ-MENJOULAS C. (1973). — Déformations tertiaires dans le Paléozoïque pyrénéen: leur évolution à la racine de la nappe de Gavarnie (H.-P.). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 276, sér. D, p. 3274-3276.
- MAJESTÉ-MENJOULAS C. (1982). — L'unité paléozoïque de Bachebirou-Chinipro, témoin d'une tectonique tangentielle varisque dans les Pyrénées centrales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 294, II, p. 145-150.
- MILLE M. (1960). — Étude pétrographique de quelques roches éruptives filoniennes des environs de Barèges (Hautes-Pyrénées). D.E.S., Besançon, 90 p.
- MIROUSE R. (1962). — Recherches géologiques dans la partie occidentale de la zone primaire axiale des Pyrénées. Thèse État, Toulouse et Mém. Serv. carte géol. Fr. (1966).
- MIROUSE R. *et al.* (1983). — Amorce de la sédimentation synorogénique dans les Pyrénées varisques. Données chronologiques; implications paléogéographiques. *Geologische Rundschau*, 72, 1, p. 253-281.
- MIROUSE R. *et al.* (1993). — Carte géol. France (1/50 000), feuille Vielle-Aure (1085). Orléans: BRGM Notice explicative par R. Mirouse, P. Barrère (1993), 107 p.
- MIROUSE R., BARRÈRE P. (1993). — Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Vielle-Aure (1083). Orléans: BRGM, 107 p. Carte géologique par R. Mirouse *et al.* (1993).
- PÉRÉ A. (1976). — Géologie du Paléozoïque entre l'Aguila et la montagne de Bachebirou (Nord-Est de Gèdre, Hautes-Pyrénées). Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- PERRET M.F. (1976). — Une transgression dinantienne dans les Pyrénées occidentales: datation micropaléontologique et analogies. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 7, p. 257-259.
- PEYBERNÈS B. (1976). — Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles. Thèse État, Toulouse, 459 p.

- POUGET P. (1984). — Géologie de la région de Lesponne (Hautes-Pyrénées). Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- POUGET P. (1989). — Évolution géodynamique hercynienne des Pyrénées centrales. Contraintes structurales métamorphiques, magmatiques et sédimentologiques. Thèse doct. univ. Toulouse.
- POUIT G., ALSAC C. (1978). — Les faciès noirs tuffacés du Dévonien et de l'Ordovicien des Pyrénées centrales et leurs minéralisations (Zn, Pb). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, n° 5, t. 287, p. 415-418.
- POUIT G., BOUQUET C., BOIS J.P. (1979). — Les principaux niveaux minéralisés (Zn, Pb, Cu, Ba) du Paléozoïque des Pyrénées centrales : éléments de synthèse. *Bull BRGM*, 2^e sér., sect. II, n° 1, p. 23 à 34.
- RAYMOND J.L. (1974). — Description et conditions de formation de gîtes antéritiques pyrénéens. Importance des actions thermogravitationnelles. Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- RAVIER J. (1959). — Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. *Mém. Soc. géol. Fr.*, t. 38, n° 86, 250 p.
- READ R.A. (1967). — Geometrical and time relationships for three fold systems and a subsidiary movement phase in metamorphic rocks south of Bagnères-de-Bigorre, French Pyrenees. *Geol. en Mijnbouw*, 46^e jaar., p. 425-445.
- REY E. (1970). — Étude géologique de la zone nord-pyrénéenne entre l'Adour et le gave de Pau. Thèse 3^e cycle, Toulouse.
- RICHERT J.P. (1967). — Étude structurale de l'accident frontal nord-pyrénéen entre Rebénacq et Mauvezin. Rapport interne SNPA, Pau.
- ROMEY A. (de) (1904). — Les roches filoniennes basiques de la région de l'Arbizon (Hautes-Pyrénées). *Bull. Soc. fr. minéral. cristallogr.*, t. 27, n° 5, p. 87-96.
- ROURE F., CHOUKROUNE P., BERAESTEGUI X., MUNOZ J.A., VILLIEN A., MATHERON P., BAREYT M., SÉGURET M., CAMARA P., DERAMOND J. (1989). — ECORS deep seismic data and balanced cross sections : geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8, 1, pp. 41-50.
- SAGON J.P., AZAMBRE B. (1986). — La cristallinité de l'illite : un marqueur des transformations métamorphiques dans le Crétacé de la zone nord-pyrénéenne occidentale. 11^e R.S.T., Clermont-Ferrand. Paris : Soc. géol. Fr. édit., p. 162.
- SAUNIAK S. (1981). — Étude des exsudats syntectoniques liés à de grands chevauchements. Thèse 3^e cycle, Montpellier.
- SOUQUET P., PEYBERNÈS B., BILOTTE M., DEBROAS E.J. (1977). — La chaîne alpine des Pyrénées. *Géologie alpine*, t. 53, fasc. 2, p. 193-216.
- TAMBORINI J. (1971). — Contribution à l'étude de la minéralogie et de la métallogénie des contacts du massif granodioritique du Néouvielle. Thèse 3^e cycle, Toulouse.

- TERNET Y. (coord.) (1979). — Carte géol. France (1/50 000), feuille Arreau (1072). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Barrère, C. Bouquet, E.J. Debroas, H. Péliissonnier, B. Peybernès, J.C. Soulé, P. Souquet, Y. Ternet (1979), 63 p.
- TERNET Y. (coord.) (1980). — Carte géol. France (1/50 000), feuille Argelès-Gazost (1070). Orléans : BRGM. Notice explicative par P. Barrère, J.P. Bois, J.C. Soulé, Y. Ternet (1980), 46 p.
- WAHBI Y. (1970). — Étude géologique du Crétacé supérieur de Beyrède-Jumet (H.-P.). D.E.S., Toulouse, 62 p., 14 fig., 9 pl., 1 alb. phot. 16 pl.

Carte géologique de la France à 1/80 000

- Feuille *Tarbes*, 1^{ère} édition (1907), par L. Carez, M. Vasseur, A. Bresson; 2^e édition (1970), par H. Alimen, M. Casteras, F. Crouzel, R. Mirouse, J.P. Paris.
- Feuille *Luz*, 1^{ère} édition (1905), par A. Bresson, L. Carez; 2^e édition (1949), par M. Casteras, M. Dehghan, L. Mengaud, M. Roubault, P. Urbain.

Cartes diverses

- Esquisse géologique (1/50 000) des chaînons calcaires nord-pyrénéens entre l'Adour et la Neste, par J. Delfaud (1967).
- Carte géologique (1/20 000) du pays des Baronnies, par A. Bouvier (1968).
- Carte géologique (1/20 000) de la zone nord-pyrénéenne entre la vallée de l'Adour et la vallée du gave de Pau, par E. Rey (1970).
- Carte géologique (1/20 000) de la région de Beyrède-Jumet, par Y. Wahbi (1970).
- Carte géologique (1/50 000) Bagnères-de-Bigorre—Campan, par A. Maestripieri, R. Ricateau, J.C. Seguin, (Elf-Erap, 1971).
- Carte géologique (1/25 000) de la région des Hautes-Baronnies entre les vallées de l'Adour et de la Neste, par J.Y. Lalaurie (1972).
- Carte géologique et gîtologique (1/10 000) de la région du lac d'Isaby, par S. Dallas (1980).
- Carte géologique (1/10 000) de la région des pics de Yéous, par R. Castelbou (1981).
- Carte géologique (1/25 000) du pic du Midi de Bigorre, par J.M. François (1983).
- Carte géologique (1/25 000) des terrains paléozoïques de la région de Lesponne, par P. Pouget (1984).

Rapports BRGM

Département des Hautes-Pyrénées. Stations thermales et sources thermo-minérales. Rapport 85 SGN 596 MPY, par M. Nartet, J.C. Soulé (1985).

Relance de l'industrie marbrière dans le Grand Sud-Ouest. Données économiques. Inventaire des carrières. Étude des gisements sélectionnés. Rapport 83 SGN 455 MPY-AQI-LRO, par M. Eulry *et al.* (1983).

Les phosphates noirs du Dinantien des Pyrénées. Rapport 78 DS007, par C. Bouquet (1978).

Les minéralisations phosphatées du Dinantien des Pyrénées. Rapport 79 SGN 780 GEO, par P. Marteau (1979).

DOCUMENTS CONSULTABLES

Des dossiers concernant les sondages, les travaux miniers, les sources, les cavités souterraines mentionnés sur la carte sont conservés par la banque des données du sous-sol du BRGM. Ils peuvent être consultés au service géologique régional Midi-Pyrénées, 9, rue Paulin-Talabot, BP 132, 31106 Toulouse Cedex, ou bien au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

DÉTERMINATIONS PALÉONTOLOGIQUE ET ANALYSES

Martin DONSIMONI, Denis GIOT, Anne-Marie HOTTIN, Vera JOHAN, Pascal MARTEAU, Christian MONCIARDINI, Christian ROBELIN, ingénieurs géologues au BRGM : étude micrographique de roches paléozoïques.

Jean ROGER, ingénieur géologue au BRGM : étude de macrofaunes paléozoïques.

Dieter STOPPEL, ingénieur géologue au BGR (Hanovre) : recherche et détermination de conodontes.

Bernard PEYBERNÈS, professeur à l'université Paul-Sabatier (Toulouse) : étude de microfaunes du Jurassique et du Crétacé inférieur.

Michel BILOTTE, maître de conférences à l'université Paul-Sabatier : détermination de microfossiles du Crétacé supérieur.

Jean-Paul SAGON, maître de conférences à l'université Pierre et Marie-Curie (Paris) : mesure de la cristallinité des illites sur les ardoises mésozoïques.

AUTEURS

Introduction : Yves TERNET, ingénieur géologue au BRGM.

Histoire géologique sommaire, historique, conditions de réalisation de la carte et principaux résultats : pour les terrains paléozoïques, Y. TERNET ; pour les terrains mésozoïques, Elie-Jean DEBROAS, ingénieur géologue à l'université Paul-Sabatier (Toulouse).

Description des terrains paléozoïques sédimentaires, du métamorphisme et du magmatisme hercynien et de la structure de la zone axiale : Y. TERNET, d'après des observations personnelles et les travaux de Christian Bouquet et Dieter Stoppel (1975, 1982), Roger Castelbou (1981), Serge Dallas (1980), François Debon et Jean-Marc François (1983), Christian Lamouroux (1976, 1987), Patrick Pouget (1984).

Description du Trias inférieur : Y. TERNET à l'aide des travaux de Claude Lucas (1968).

Description des terrains mésozoïques et de leur structure : E.J. DEBROAS, d'après des observations personnelles et les travaux de Antoine Bouvier (1968), Jean Delfaud (1967, 1969), Jean-Yves Lalaurie (1972, 1976), ainsi que de renseignements de Philippe Fauré pour le Lias.

Description des terrains quaternaires : Pierre BARRÈRE, professeur à l'université Bordeaux III.

Géologie de l'environnement : Y. TERNET, le tableau des cavités karstiques étant dû à Jean-Pierre Besson.

Itinéraires géologiques : E.J. DEBROAS, Y. TERNET.

Coordination : Y. TERNET.

Présentation au CCGF : 12 juin 1990.

Acceptation de la carte et de la notice : 17 mars 1994.

Impression de la carte : 1996.

Impression de la notice : décembre 1995.

ANNEXES

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Numéro d'archivage SGN	Nom du gîte	Commune	Coordonnées Lambert III, Zone Sud		Métaux	Nature du gîte et de l'encaissant
			x	y		
1-4001	Palouma	Gazost	411,5	81,5	Zn, Pb	Brèche de faille dans calcaires du Dévonien inférieur.
1-4002	Bies-Hounteyde	Gazost	411,5	80	Zn, Pb	Indices ponctuels dans schistes du Dévonien inférieur.
1-4003	Lac Bleu	Beaucens	415,2	74	Be	Champ filonien de pegmatites dans le Silurien.
1-4004	Estibères	Beaucens	411,2	73,3	Zn, Pb	Minéralisation liée aux strates des calcaires du Dévonien inférieur.
1-4005	Col de Bareilles	Beaucens	414,7	74	Zn, Pb	Minéralisation liée aux strates des calcaires du Dévonien inférieur.
1-4006	Cabane de Bareilles	Beaucens	415,3	73,7	Zn, Pb, Fe	Minéralisation liée aux calcaires dévoniens. Magnétite abondante.
1-4007	Lac Bleu	Beaucens	415,95	72,80	Zn, Pb	Minéralisation liée aux strates calcaires du Dévonien inférieur. Pyrite.
1-4008	Pich d'Ouscouaou	Beaucens	413	75	Cu, Fe, gra	Minéralisation disséminée dans siltites noires métamorphiques de la base du Dévonien.
1-4009	Les Estiberets	Beaucens	411,6	73,1	Zn, Pb, Cu	Minéralisation stratiforme du sommet des calcaires du Dévonien inférieur.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Numéro d'archivage SGN	Nom du gîte	Commune	Coordonnées Lambert III, Zone Sud		Métaux	Nature du gîte et de l'encaissant
			x	y		
1-4010	Pène Lounque	Beaucens	412	73,6	Zn, Pb, Cu	Minéralisation stratiforme liée à des cherts du sommet des calcaires du Dévonien inférieur.
2-4001	Aoutriga	Bagnères-de-Bigorre	422,35	73,4	Zn, Pb, Ag	Minéralisation stratiforme au sommet des calcaires du Dévonien inférieur.
2-4002	Lac Vert	Beaucens	416,45	72,95	Zn, Pb	Minéralisation stratiforme liée aux calcaires du Dévonien inférieur
2-4003	Falaise d'Aoube	Sers	419,05	72,55	Zn, Pb	id.
2-4004	Aoube Ouest	Beaucens	417-9	72,6	Zn, Pb	Minéralisation massive stratiforme liée aux calcaires à cherts du Dévonien inférieur.
2-4005	Pic Cremat	Sers	418,4	72,95	Zn, Pb	Minéralisation massive stratiforme liée aux calcaires à cherts du Dévonien inférieur.
5-4001	Ise	Luz-Saint-Sauveur	412,65	63,5	Mn	Amas dans des calcaires dévoniens.
5-4003	Pène det Pourî	Sers	414,45 415,25	71,65 71,40	Zn, Pb	Minéralisation massive stratiforme au sommet des calcaires du Dévonien inférieur.
5-4004	Crêtes d'Ourdégou-Labas Blancs	Sers	416,1	71,10	Zn, Pb	id.
5-4005	Pène Taillade	Beaucens	413,9 414,8	72,2 72	Zn, Pb	id.

GÎTES ET INDICES MINÉRAUX (suite)

Numéro d'archivage SGN	Nom du gîte	Commune	Coordonnées Lambert III, Zone Sud		Métaux	Nature du gîte et de l'encaissant
			x	y		
5-4006	Soum Arrouy	Beaucens	411,6	72,4	Fe, Cu, Zn	Minéralisation disséminée dans des siltites du Dévonien inférieur
6-4001	Bassias d'Ourdégon	Sers	417,5	71,4	Zn, Pb	Minéralisation stratiforme liée au sommet des calcaires du Dévonien inférieur
6-4002	Aoudou	Sers	418,9	72	Zn, Pb	id.
8-4001	Guchen	Guchen	434,3	63,1	Mn	Amas dans des calcaires du Dévonien supérieur.

PRINCIPALES CAVITÉS NATURELLES

Commune	Dénomination	Coordonnées Lambert Zone III			Dénivellation en m	Développement en m
		x	y	z		
Asté	Arris	427,63	82,11	1435	-55	70
"	Haboura	426,23	81,97	1333	-93	105
Campan	Campan	415,05	81,15	743	-4 à + 10	120
"	Chadefaux et Françoise	424,35	81,85	700		30
Asque	Gourgue d'Asque	432,37	80,80	529	+ 15	40
"	Oueil de l'Arros	431,60	79,93	586		
"	Turoun det Bayou	431,40	80,30	580		
Asté	Téoulère	432,03	77,79	1765	-200	210
Esparros	Baronne	435,75	80,10	1050	-45	55
"	Crouts d'Artigau	432,90	81,25	858	-60	200
"	Escala	432,..	81,..	—	-53	1100
"	Nestois (des)	435,75	80,05	1070	-35	45
"	Pindorle	432,91	77,80	1505	-27	50
"	Det Harri	431,75	81,82	670	-35	228
"	Dera Aigua	431,75	81,80	640	+30 à -12	80
"	Huguette	431,75	81,78	620	+30 à -5	110
Beyrède	Houradade	436,50	73,77	1610	-20	25
Hèches	Coume Bère	437,45	77,37	1323	-365	645
	Courtaou dera	437,20	76,82	1540	-55	55
Garou	Lit (grotte du)					
"	Gargal	438,02	81,21	970	-55	135
"	Laoueils 1	437,65	76,81	1398	-122	160
"	Laoueils 2	437,9	76,65	1410	-110	

(d'après J.P. Besson, modifié)

