

1075

**CARTE
GÉOLOGIQUE
DE LA FRANCE
A 1/50 000**

FOIX

**MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
DES P et T ET DU TOURISME
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL**
Boîte postale 6009 - 45060 Orléans Cedex 2 - France



BRGM

**NOTICE EXPLICATIVE DE LA FEUILLE
FOIX A 1/50 000**

par

M. BILOTTE, M. CASTERAS, B. PEYBERNÈS, J. REY, J.C. SOULA, F. TAILLEFER

avec la collaboration de J. ROCHE et Y. TERNET

1988

SOMMAIRE

INTRODUCTION	5
<i>CADRE STRUCTURAL</i>	5
DESCRIPTION DES TERRAINS	6
<i>TERRAINS MÉTAMORPHIQUES ANTÉ-SILURIENS</i>	6
<i>ROCHES ÉRUPTIVES</i>	13
<i>TERRAINS SÉDIMENTAIRES</i>	16
Silurien	16
Dévonien	17
Carbonifère	19
Secondaire	20
Tertiaire	34
Quaternaire	39
ZONES ISOPIQUES	44
GÉOLOGIE STRUCTURALE	47
<i>TECTONIQUE DES TERRAINS SÉDIMENTAIRES ET MÉTA-</i>	
<i>SÉDIMENTAIRES PALÉOZOÏQUES</i>	47
<i>DESCRIPTION DES UNITÉS STRUCTURALES</i>	60
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	66
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	66
<i>SUBSTANCES MÉTALLIQUES</i>	67
<i>SUBSTANCES NON MÉTALLIQUES, MATÉRIAUX</i>	69
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	77
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	77
<i>PRÉHISTOIRE</i>	77
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	77
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	81
AUTEURS DE LA NOTICE	81

INTRODUCTION

Le territoire de la feuille Foix se situe dans le département de l'Ariège et couvre les premiers contreforts des Pyrénées. Quatre grands ensembles géographiques peuvent être distingués :

- les massifs hercyniens de la Zone nord-pyrénéenne, qui portent les points culminants : massifs des Trois-Seigneurs (pic de la Journalade : 1 945 m), massif du Saint-Barthélémy (mont Fourcat : 2 001 m) et massif de l'Arize (rocher de Batail : 1 716 m) ;
- les dépressions intra-montagneuses nord-pyrénéennes, ménagées dans les terrains mésozoïques de Tarascon, au Sud-Ouest, et de Nalzen, à l'Est. Un dispositif structural complexe, associé à l'intercalation de barres calcaires ou gréseuses leur confère généralement un aspect très accidenté et désordonné ;
- les reliefs structuraux des chaînons calcaires nord-pyrénéens du Pech de Foix et de la crête sous-pyrénéenne de Plantaurel, avec une érosion différentielle particulièrement marquée selon des orientations W-E à NW — SE, culminant à une altitude comprise entre 700 et 1 000 m ;
- les collines molassiques sous-pyrénéennes, armées par des conglomérats, grès, argiles et calcaires de l'Eocène à dispositif structural monoclin ; elle apparaissent à l'extrémité nord-orientale de la feuille avec un modelé de dissection fluviale.

La plus grande partie de la feuille s'inscrit dans le bassin versant de l'Ariège, rivière qui traverse le territoire du Nord au Sud et qui recoupe les chaînons calcaires du Pech de Foix dans la remarquable cluse de Foix. Ce cours d'eau reçoit divers petits affluents, d'orientation générale transverse, dont les tracés empruntent soit les bassins intra-montagneux mésozoïques (la Courbière, le Saurat, le Sios), soit des dépressions dans les parties les plus sensibles à l'altération des massifs hercyniens (l'Arget, dans les granodiorites de Foix).

CADRE STRUCTURAL

La feuille Foix, sur le versant septentrional des Pyrénées, montre au Nord de la Haute chaîne primaire et de la Zone interne métamorphique deux zones structurales déplacées vers le Nord et allochtones sur la plate-forme d'Aquitaine (*cf.* esquisse géologique) :

• **La Zone nord-pyrénéenne**, au Sud de la feuille, où l'on peut distinguer :

- des massifs hercyniens déracinés : massif des Trois-Seigneurs, massif de Bompas, massif du Saint-Barthélémy et massif de l'Arize séparé du précédent par l'accident de Croquié ;
- une couverture post-hercynienne, reployée sur le Trias, essentiellement composée de terrains jurassiques et crétacés et conservée dans un certain nombre d'unités composites à signification morpho-structurale : le bassin de Tarascon (entre les massifs des Trois-Seigneurs, du Saint-Barthélémy et de l'Arize), le bassin de Nalzen (à l'Est de l'accident de Croquié et au Nord du massif du Saint-Barthélémy), les chaînons calcaires de Cadarcet et du Pech de Foix (au Nord du massif de l'Arize et du bassin de Nalzen).

● **La Zone sous-pyréenne**, au Nord, séparée de la précédente par le chevauchement frontal nord-pyrénéen. Les séries du Crétacé supérieur et de l'Eocène qui la composent sont elles-mêmes déplacées vers le Nord le long d'un chevauchement frontal sous-pyrénéen qui arriverait en affleurement sur la feuille plus septentrionale de Pamiers.

Ces différentes unités seront successivement décrites du Sud au Nord (des plus internes aux plus externes).

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS MÉTAMORPHIQUES ANTÉ-SILURIENS

Orthogneiss granitiques dans la série métasédimentaire supérieure

Sur le territoire couvert par la feuille Foix, les orthogneiss granitiques affleurent au sein de la série métasédimentaire anatectique de l'Arize où ils forment un massif kilométrique (massif de Prayols) et du Saint-Barthélémy où ils ne forment que quelques amas métriques, mais aussi au sein des gneiss inférieurs du Saint-Barthélémy où ils se présentent sous forme d'une lentille de puissance décamétrique.

$\zeta_{b,m}$. **Orthogneiss oeilés de Prayols.** Les orthogneiss forment un massif de 2×3 km, mylonitisé sur ses bordures sud et ouest, affleurant vers la partie supérieure des migmatites de l'Arize. Il s'agit d'un gneiss oeilé d'origine granitique, à mégacristsaux centimétriques de feldspath potassique perthitique dans une trame formée de quartz, oligoclase, feldspath potassique, biotite, fortement orientée suivant une foliation qui contourne les mégacristsaux. Ces mégacristsaux sont d'anciens microclines hérités d'un granite à mégacristsaux, contrairement à ce qui est indiqué dans la légende de la carte. Ces gneiss sont en tout point analogues au gneiss de l'Aston (feuille Vicdessos) et aux gneiss oeilés des Cammazes (Montagne Noire occidentale, Debat, 1974, Debat *et al.*, 1975). De la même manière que dans ces gneiss, les mégacristsaux de feldspath potassique des gneiss de Prayols montrent souvent les traces d'une recristallisation dynamique due à leur déformation à haute température, pouvant aboutir au développement d'yeux feldspathiques polycristallins (Vidal *et al.*, 1980). Ces gneiss sont anatectiques. L'anatexie se manifeste essentiellement par des filonnets quartzo-feldspathiques parallèles à la foliation et par des amas métriques à pluri-décamétriques de granitoïdes hétérogènes, pegmatites et plus rarement aplites. Ils correspondent à une ancienne intrusion plutonique pré-hercynienne remobilisée et mise en place diapiriquement à l'Hercynien (Soula, 1982).

Orthogneiss oeilés des migmatites du Saint-Barthélémy. Des orthogneiss voisins de ceux de Prayols affleurent en amas métriques dans le Saint-Barthélémy. En raison de ces faibles dimensions, ils n'ont pas été représentés sur la carte. Ce sont des orthogneiss à composition granitique, à structure oeilée avec des yeux de dimensions plus ou moins importantes (2 à 3 mm à 1 ou 2 cm).

Série basale du massif du Saint-Barthélémy

Séparée de l'ensemble supérieur métasédimentaire par un accident majeur souligné par le développement d'une importante zone de mylonite (Guchereau, 1975 ; Passchier, 1982), la série basale du Saint-Barthélémy est formée d'un ensemble de gneiss catazonaux où les paragneiss dominent très largement. L'ensemble de cette série est soumis à une déformation de plus en plus importante de la base au sommet, avec développement d'une mylonitisation progressive. On reconnaît de bas en haut :

ζ^M . **Des gneiss migmatitiques**, partiellement anatectiques, homogènes, lités ou migmatitiques. Les parties leucocrates renferment essentiellement de l'oligoclase, fréquemment muscovitisé, de l'orthose, du quartz et une faible proportion de biotite. Les parties mélanocrates comportent de la biotite abondante, de la sillimanite prismatique en gros grains, du grenat sous forme de plages morcelées aux dépens desquelles se forme la biotite et quelques quartz et feldspaths. Les biotites sont orientées parallèlement à la foliation et contournent les quartz, feldspaths et grenats. Le quartz est lui aussi déformé, étiré et partiellement recristallisé. La migmatitisation de cette formation se fait en plusieurs épisodes : la foliation et les ségrégations quartzo-feldspathiques qui déterminent le litage sont recoupées par des filons aplo-granitiques, puis l'ensemble est affecté par des plis couchés à charnières aplaties de type semblable et enfin, postérieurement, se mettent en place des filons aplo-pegmatitiques de composition granitique.

ζ_b . **Les gneiss oeilés**. Ces gneiss sont caractérisés par une structure "blastomylonitique" traduisant une déformation plus intense que celle des gneiss migmatitiques sous-jacents. Ils se composent d'une mésostase finement grenue et fortement orientée où s'individualisent des cristaux ou des agrégats de cristaux de plus grandes dimensions, entourés par la foliation. L'ensemble détermine une structure oeilée d'origine purement mylonitique qui doit être distinguée de celle des orthogneiss où les yeux ont pour origine des mégacristaux pré-existants. La composition des yeux polycristallins est relativement constante avec feldspath potassique souvent perthitique, oligoclase, quartz et cordiérite. La mésostase est formée de biotite orientée, almandin très déformé et transformé, souvent en lambeaux, cordiérite pinnitisée et sillimanite. Localement, du disthène apparaît en cristaux sub-automorphes déformés et transformés en sillimanite orientée suivant la foliation mylonitique, ou inclus dans de la biotite elle-même orientée suivant la même foliation.

ζ_m^2 . **Gneiss intermédiaires mylonitiques**. Ces gneiss présentent une structure mylonitique plus homogène à grains plus fins. Les feldspaths se distinguent encore de la mésostase très fine et fortement orientée mais, par rapport aux gneiss oeilés sous-jacents, les dimensions des yeux sont nettement plus faibles. Dans la mésostase, la biotite, fortement orientée, est associée à de la sillimanite en prismes mais aussi en fibres, elle aussi orientée suivant la schistosité. Le reste de la roche est constitué par du quartz en lanières, souvent recristallisé en petits grains, du microcline quadrillé et perthitique, de l'oligoclase et de la cordiérite pinnitisée. De la muscovite se développe secondairement aux dépens de la biotite, du feldspath potassique et du grenat dont il ne subsiste que de rares lambeaux.

Dans la partie de cet ensemble couverte par la feuille Foix (Cazenave — Serre — Allens), la composition des gneiss devient plus granitique avec une plus grande abondance en quartz et en feldspaths. En même temps, la biotite devient moins fréquente et le grenat et la sillimanite sont rares. Cette composition tend ainsi vers celle d'une leptynite. Elle se rapproche de celle des gneiss du massif de Bompas (*cf. infra*).

Dans toute la série des gneiss inférieurs du Saint-Barthélémy se rencontrent des intercalations décimétriques à métriques de roches basiques :

δ. **Amphibolites** à composition de diorite quartzique avec hornblende verte + plagioclase (An 50-70) + quartz + biotite + grenat. L'amphibole est automorphe et entourée par les plagioclases, la biotite est souvent orientée suivant la foliation et le quartz est interstitiel.

c. **Cipolins et gneiss à diopside**. Les cipolins sont formés de calcite + plagioclase (An 50-80) + diopside + forstérite + quartz peu abondant et en petits grains interstitiels et accessoirement scapolite (se formant aux dépens du plagioclase), épidote, apatite, zircon et sphène. La quantité de calcite peut varier considérablement : elle peut former l'essentiel de la roche dans les cipolins *s.str.* ou devenir un minéral accessoire aux côtés du diopside et du plagioclase dans les gneiss à diopside. Dans certains cas, la calcite est même absente. Localement, peuvent aussi exister des gneiss à hypersthène. Tous ces gneiss ont été étudiés en détail par Zwart (1953) et le lecteur est renvoyé à cet ouvrage pour plus de précisions.

Série basale du massif de l'Arize

La série basale du massif de l'Arize affleure essentiellement dans le secteur d'Arignac suivant une bande de 5 à 800 m de large sur 5 km de long, entre les villages de Ménac et d'Amplaing, le long du chemin d'Arignac à Ménac et de la RD 8. Elle est formée d'un ensemble de micaschistes où dominent les termes grésopélitiques rythmiques ou grésoplagioclasiques rythmiques, avec gneiss à grain fin quartzoplagioclasiques, calcaires métamorphiques à minéraux, para-amphibolites avec intrusions de roches vertes retromorphosées (chlorite épidote). Cet ensemble inférieur est anatectique avec une migmatisation de type métatexite et contraste avec les migmatites alumineuses à faciès de diatexite de l'ensemble supérieur. Cette bande est interrompue par les accidents NW-SE de Bédailhac-Aynat, mais se retrouve plus à l'Ouest au Nord de Saurat (près du hameau de Cabus) où elle est essentiellement représentée par un niveau de calcaire à wollastonite, intercalé dans un gneiss fin quartzoplagioclasique anatectique, et disparaît contre l'accident du col de Port qui sépare le massif de l'Arize du massif des Trois-Seigneurs. Les calcaires métamorphiques affleurent également rive droite de l'Ariège, au sein de la granodiorite d'anatexie hétérogène de Mercus, dans une carrière abandonnée au Sud de Mercus. C'est dans ce dernier affleurement, actuellement difficilement accessible, que Lacroix a trouvé l'essentiel des minéraux qu'il a décrit en 1890. Le lecteur pourra trouver une description détaillée de ce secteur dans la thèse de M. Sirag El Din (1974).

Formations d'âge anté-silurien des massifs de l'Arize, des Trois-Seigneurs et du Nord du Saint-Barthélémy

Les terrains anté-siluriens sont constitués par un ensemble métasédimentaire, anatectique à sa partie inférieure, avec localement présence de massifs orthogneissiques granitoïdes (Prayols, centre du Saint-Barthélémy) et de petits amas éruptifs basiques observés fréquemment à la base de la série. Cet ensemble métasédimentaire repose sur un ensemble essentiellement para-gneissique, anciennement granulitique, à texture et structure fondamentalement différentes de celles de la série métasédimentaire supérieure.

Série métamorphique non anatectique

k-o. **Cambro-Ordovicien.** Cette série est traditionnellement notée "cambro-ordovicien" bien que seule sa partie supérieure ait pu être datée par fossiles. Le Caradocien a été reconnu au Nord-Ouest du massif des Trois-Seigneurs sur la feuille Saint-Girons. Dans l'Arize, quelques Brachiopodes de l'Ordovicien supérieur ont été reconnus au Sud de Calstelnau-Durban, toujours sur la feuille Saint-Girons. Le reste de la série est totalement azoïque et seule une distinction d'ensembles lithologiques est possible, sans que cette distinction puisse avoir de valeur stratigraphique.

La succession est la plus complète dans le massif de l'Arize où l'on observe, du haut vers le bas :

— les pélites à grain fin d'Alzen qui sont un ensemble de pélites rythmiques sombres à grain fin, où les lits gréseux sont le plus souvent millimétriques, avec rares intercalations de niveaux plus quartzitiques ou de niveaux à lits gréseux plus épais. Cet ensemble affleure sur 600 à 700 m dans la région d'Alzen (Nord-Ouest de la feuille). La complexité de la tectonique ne permet pas d'évaluer l'épaisseur réelle ;

— les grésopélites rythmiques de Burret ($k-oS$, $k-oS^1$, $k-oS^2$) qui présentent des lits gréseux plus épais (de l'ordre de 3 mm à 1 cm et plus) avec un grain moyen plus gros. Cet ensemble affleure dans la région de Burret, à l'Ouest de la granodiorite de Foix, sur une distance de l'ordre de 2 à 3 km sans que l'épaisseur réelle puisse être connue à cause des complications tectoniques. A l'Ouest du village du Bosc, l'épaisseur apparente de ces pélites rythmiques devient encore plus grande par suite de la disparition des niveaux fins sous-jacents ;

— les pélites fines du Bosc ($k-o \xi^1_b$, $k-o \xi^2_b$), qui sont à nouveau des niveaux à grain fin et lits gréseux peu épais, de même lithologie que les pélites fines d'Alzen. Ces pélites sont partout métamorphiques (zones de la biotite et de l'andalousite) et les caractères lithologiques originaux sont en partie effacés. Cela empêche d'affirmer qu'elles correspondent au même niveau stratigraphique que les pélites d'Alzen. Vers l'Ouest de la feuille et sur la feuille Saint-Girons, ces pélites fines "inférieures" ne sont plus distinguées des pélites rythmiques à partir du méridien du col de la Crouzette mais elles correspondent probablement aux "pélites bleues" fines distinguées par C. Castaing (1972). Vers l'Est, les pélites fines forment l'essentiel des affleurements au Sud et à l'Est de la granodiorite de Foix ;

— les pélites rythmiques grossières de Pénitence et de Roques ($k - \text{O}\xi^1_{\text{and}}$, $k - \text{O}\xi^2_{\text{and}}$), de mêmes caractères lithologiques que les pélites rythmiques de Burret mais affectées par un métamorphisme plus intense (zones à andalousite et à sillimanite).

Les intercalations quartzitiques sont assez fréquentes à tous les niveaux et n'ont pas été distinguées sur la carte.

Des intercalations microconglomératiques et carbonatées affleurent au sein de cet ensemble métasédimentaire non anatectique dans une position mieux définie.

Les intercalations microconglomératiques, riches en quartz corrodés et parfois considérées comme des niveaux volcano-détritiques, de puissance métrique, s'observent essentiellement dans la région de Brègne (au Sud du Bosc, à l'Ouest de la granodiorite de Foix) où elles s'intercalent à la partie supérieure des pélites fines du Bosc, et suivant une bande E-W dans le bois de Légrillou et dans le Sarrat des Parets, vers la limite entre les pélites fines du Bosc et les pélites rythmiques de Pénitence. Ces intercalations microconglomératiques ont été observées à la faveur de routes forestières nouvelles (en particulier le long de celles construites au Sud de la RD 111, depuis le lever de la carte) et n'ont pu être figurées. Aucune intercalation de ce type n'a été observée à l'Est de la granodiorite.

C. Les intercalations calcaires forment deux niveaux à l'Ouest de la granodiorite. Le niveau nord affleure vers la limite "supérieure" des pélites fines du Bosc, au Nord des affleurements de microconglomérats. On peut les observer en particulier immédiatement au Sud du village du Bosc (la Cabirole) et près de Légrillou (à 200 m au Sud du hameau de Bernat de Bas).

Le niveau sud affleure entre le secteur de Pénitence (au Nord du col de Port) et la maison forestière de Roques (au Nord du Roc de Batail), vers la limite entre les pélites fines du Bosc et les pélites rythmiques de Pénitence, au Sud des intercalations microconglomératiques. Les deux niveaux sont constitués par deux bancs de calcaires rythmiques, d'une puissance de 5 à 10 m, avec lits calcaires centimétriques alternant avec des lits quartzo-pélitiques également centimétriques. Dans la région de Pénitence, ces niveaux sont transformés en skarns rubanés à calcite plus ou moins abondante, idocrase, diopside, grossulaire, plagioclase calcique (An 50), quartz interstitiel, phlogopite. L'actinote apparaît plus à l'Est (Roques). Ces skarns contiennent un peu de scheelite dans les zones à grenat - idocrase.

ζ. Gneiss à silicates d'alumine. Dans les pélites rythmiques de Pénitence, on a distingué des roches à porphyroblastes d'andalousite, cordiérite et biotite, à texture plus compacte que celle des micaschistes pélitiques environnants et de teinte plus claire.

L'analogie entre les pélites fines d'Alzen et les pélites fines du Bosc d'une part, et entre les pélites rythmiques de Burret et celles de Pénitence d'autre part, suggère la possibilité de répétitions tectoniques. Cette hypothèse pourrait s'appuyer sur le fait que des pélites rythmiques analogues à celles de Burret affleurent à la faveur de plis dans les pélites fines du Bosc (par exemple col Mazel, Roques) et que des pélites fines analogues à celles d'Alzen affleurent de la même manière au coeur des pélites rythmiques de Burret (Bernat de Bas,

Cautirac, à l'Ouest de la granodiorite, Guillaret, à l'Est de la granodiorite). En outre, la disposition des deux niveaux de calcaires rythmiques et de l'assise microconglomératique est symétrique de part et d'autre des pélites fines du Bosc. Cependant, ni les calcaires, ni les niveaux microconglomératiques n'ont été observés au Nord des pélites rythmiques de Burret.

Dans les massifs des Trois-Seigneurs et du Saint-Barthélémy, ces divers ensembles lithologiques n'ont pas été distingués. Dans les Trois-Seigneurs, la série métasédimentaire n'est représentée sur la carte Foix que par l'ensemble inférieur essentiellement formé de pélites gréseuses rythmiques grossières avec, à la base, intercalations de quartzites, calcaires et microconglomérats (L. Roux, inédit). Dans le massif du Saint-Barthélémy, la complexité encore plus grande de la tectonique ne permet pas de distinguer plusieurs ensembles lithologiques au sein de la série anté-silurienne métasédimentaire, formée de pélites rythmiques indifférenciées avec intercalations quartzitiques plus ou moins épaisses à tous les niveaux. Cependant, cette série est remarquable par la présence, immédiatement sous les schistes noirs siluriens, d'un niveau rythmique calcaréo-quartzitique épais de 5 à 6 m formé de lits quartzitiques de 5 à 10 cm, fracturés et boudinés entre des lits calcaires pluri-décimétriques très étirés et déformés (niveau du Roc de Fumat). Cependant, si le contact entre ces calcaires rythmiques et le Silurien est tectonique, on peut envisager que la partie supérieure de la série anté-silurienne a disparu et que le niveau calcaire du Roc de Fumat représente l'équivalent du niveau calcaire du Bosc. Cela expliquerait pourquoi ce niveau n'est observé que ponctuellement malgré sa dureté beaucoup plus importante que celle des formations environnantes.

Migmatites. Au-dessous de la série métamorphique, l'ensemble des terrains métasédimentaires est affecté par l'anatexie, ce qui, ajouté à la rareté des affleurements, ne permet pas d'établir de succession de séries lithologiques. On peut cependant mettre en évidence des variations lithologiques dans le massif de l'Arize. En effet, la partie la plus occidentale de ce massif figurée sur la feuille Foix (région Pénitence — Roques) est formée en grande partie de formations rythmiques plus grossières, du type des pélites rythmiques de Pénitence, et plus calcaie (fréquents niveaux à plagioclases calcaïques) tandis que l'extrémité orientale est formée de pélites fines à composition plus alumineuse. Cela peut être interprété comme une variation latérale d'origine sédimentaire mais aussi comme le résultat de l'obliquité de la limite supérieure des migmatites sur les limites lithologiques.

Métamorphisme régional et anatexie de la série métasédimentaire

Dans les massifs de l'Arize, des Trois-Seigneurs et du Saint-Barthélémy, le métamorphisme régional hercynien prograde affecte l'ensemble des terrains siluriens et anté-siluriens sédimentaires de la série métasédimentaire supérieure. L'anatexie affecte toute la base de cette série métasédimentaire supérieure, sur une épaisseur en affleurement de l'ordre de 5 km. Une ou parfois plusieurs phases de rétro-morphose se marquent dans toute cette série, prenant localement une importance très grande. Pour la clarté de la représentation, seulement quatre zones de métamorphisme ont été figurées.

Z^{se}-ch. Zone à sérinite-chlorite. Cette zone se développe sur près de la moitié de la série du Paléozoïque inférieur. Elle est caractérisée par l'association muscovite-chlorite, avec quartz, albite, apatite, zircon, sphène. Dans le massif de l'Arize, la pyrophyllite a été décelée par rayons X à l'Ouest de Burret.

Z_{mu-bi}. **Zone à muscovite-biotite.** Les associations les plus fréquentes sont chlorite - muscovite - biotite et biotite - muscovite. Le quartz est toujours présent. Le grenat est rare et de petite taille.

Z_{bi-and}. **Zone à biotite-andalousite.** Comme sur la feuille Saint-Girons, on n'a pas séparé les isogrades andalousite (+) et cordiérite (+). Dans le massif de l'Arize, l'apparition de ces deux minéraux est simultanée alors que, dans les Trois-Seigneurs, l'andalousite apparaît une dizaine de mètres avant le cordiérite. La cordiérite est assez peu fréquente dans l'Arize orientale et rare dans le Saint-Barthélémy. Dans ce dernier massif, la zone à andalousite est même assez réduite en raison des complications tectoniques. D'une manière générale, l'andalousite se présente sous la forme de porphyroblastes d'une dimension de quelques millimètres à 1 ou 2 cm. Au pic du Fourcat, dans le Saint-Barthélémy, on peut même observer des andalousites sub-automorphes d'une dizaine de centimètres de long. Les associations sont assez variées : biotite - muscovite - andalousite \pm chlorite ; biotite - muscovite - andalousite - muscovite - biotite ; grenat - biotite. Le quartz est toujours associé à ces paragenèses.

A la base de cette zone à muscovite-andalousite, la sillimanite apparaît sous forme de fibrolite associée le plus souvent à la biotite. Plus rarement, la sillimanite se développe au contact des porphyroblastes d'andalousite. Quand elle a été observée, cette zone à andalousite - muscovite - sillimanite ne dépasse pas une épaisseur de 10 à 20 mètres. Les conditions d'affleurement ne permettent pas de préciser si cette zone est toujours présente.

MZ_{si-or}. **L'isograde feldspath potassique (+)** coïncide toujours avec l'isograde muscovite (-) et avec le début de l'anatexie. En fonction de l'hétérogénéité de l'anatexie, on a distingué deux ensembles clairement différenciés dans les massifs de l'Arize et des Trois-Seigneurs, avec, à la partie supérieure, les métatexites, très développées dans l'Arize (2 à 3 km d'épaisseur), et, à la partie inférieure, les diatexites. Dans le Saint-Barthélémy, il n'a pas été possible de distinguer de façon claire ces deux ensembles.

M². **Les métatexites** sont des migmatites très hétérogènes, constituées par un paléosome de micaschistes à sillimanite et un néosome quartzo-plagioclasiq en filons concordants ou non avec la foliation, à texture granitique, pegmatitique ou aplitique. Dans le mélanosome, les paragenèses sont peu variées : biotite - sillimanite - quartz ; biotite - sillimanite - cordiérite - quartz ; biotite - cordiérite - grenat - quartz ; biotite - cordiérite - quartz. Le leucosome se présente sous forme d'amas ou de filons dont la composition évolue en fonction du type et du temps de cristallisation avec :

- a) filons isolés, avec filons 1, développés parallèlement à la foliation et boudinés, de composition quartzo-plagioclasiq, et filons 2, recoupant la foliation, de composition potassique ou sodi-potassique (quartz - microcline \pm muscovite \pm biotite, quartz - albite - muscovite \pm microcline) ;
- b) massifs et amas composites à filons plagioclasiq associés à des amas ou filons sécants de composition potassique ou sodi-potassique.

M¹. **Les diatexites** forment des ensembles beaucoup plus homogènes liés à une anatexie généralisée. Le paléosome n'est en général représenté que par des enclaves surmicacées, des schlieren ou des restites de niveaux résistants (quartzites, gneiss plagioclasiq ou grésoplagioclasiq). Le leucosome, d'aspect granitoïde, correspond à divers types pétrographiques : granodiorites,

quartz-diorites, granites leucocrates à muscovite, granites à biotite et muscovite.

Les granodiorites et quartz-diorites constituent la masse principale des diatexités. Elles se caractérisent par une paragenèse à quartz - oligoclase - biotite \pm microcline \pm sillimanite \pm cordiérite. Ces roches se présentent en massifs homogènes $\eta\gamma$ ou hétérogènes. Dans les massifs hétérogènes, on remarque une succession d'événements analogues à celle observée dans les filons des métatexités. Le matériel précoce, caractérisé par l'association quartz - oligoclase - biotite - microcline (peu abondant ou absent), est souvent affecté par la même foliation que les micaschistes avec réorientation des plagioclases et des biotites. Cette foliation est recoupée par des filons ou amas à microcline tardif et des filons d'aplite, encore plus tardifs, à microcline - albite - muscovite. Les granites à biotite et muscovite se développent essentiellement à la base des diatexités et se caractérisent par la présence de gros porphyroblastes de microcline qui se concentrent fréquemment en amas et filons dans la masse granitique. La muscovite est liée aux phénomènes rétro-morphiques.

Les granites leucocrates à muscovite (γ^2_m) se développent en masses lenticulaires sous les métatexités. Ils ne présentent pas de structure orientée et comportent quartz - oligoclase - microcline - muscovite \pm biotite. Ils sont très hétérogènes et peuvent monter au-dessus de la limite de l'anatexie dans les métasédiments.

Phénomènes de rétro-morphose

Des transformations rétro-morphiques s'observent fréquemment sur toute la série métasédimentaire et anatectique et atteignent leur maximum d'intensité dans les micaschistes au voisinage de l'isograde d'anatexie. Les rétro-morphoses se manifestent de plusieurs façons : transformation biotite \rightarrow chlorite, développement de muscovite secondaire aux dépens de la biotite et de la muscovite primaire, muscovitisation des porphyroblastes de silicate d'alumine, développement de biotite secondaire aux dépens de la biotite primaire, développement de cordiérite secondaire, tourmalinisation. La muscovitisation secondaire est très développée dans le massif de l'Arize, au Sud-Est de l'intrusion de Foix (secteur de Pla Marty). Dans toute cette région, il n'est même plus possible d'observer de biotite primaire et de silicate d'alumine.

ROCHES ÉRUPTIVES

γ^4 . **Granodiorite.** Les granodiorites sont le constituant essentiel de l'intrusion plutonique de Foix. Cette intrusion forme un massif assez homogène de composition assez peu variable : quartz - microcline - plagioclase (oligoclase-andésine), biotite. Le pourcentage en microcline peut localement diminuer sensiblement jusqu'à devenir nul. La roche passe ainsi à une diorite quartzique. Au contraire, le pourcentage de microcline peut augmenter localement, la roche devenant alors un granite à biotite. Ce dernier faciès est, dans l'intrusion de Foix, beaucoup plus rare que le précédent. Par ailleurs, on n'a jamais observé, dans ce massif, de granites à mégacristsaux bien individualisés de feldspath potassique. D'un point de vue structural, le massif de Foix présente une forme extravasée comme beaucoup de massifs plutoniques pyrénéens. Sur la bordure ouest, les contacts sont souvent sub-verticaux et, selon le lieu, sont inclinés

vers l'Est ou l'Ouest avec un pendage qui reste fort. Vers le Sud, au contraire, là où l'intrusion est en contact avec les niveaux les plus profonds de l'encaissant, les contacts sont moins fortement inclinés avec un pendage vers l'intérieur du massif de l'ordre de 30 à 50°. Au Sud-Est, le pendage est toujours vers l'intérieur, mais plus fort (50 à 60°). Cela, combiné à l'étude des orientations internes du massif (Lagasquie, 1982), suggère fortement que le Nord du massif correspond au toit de l'intrusion et le Sud, à la partie inférieure proche du plancher.

γ^2_m . **Leucogranites calco-alcalins à muscovite** (\pm biotite), en corps lenticulaires, souvent schistosés au Saint-Barthélémy, parfois discordants en Arize.

αP . **Massif aplo-pegmatitique du pic de l'Estibat**. Il s'agit d'un massif très hétérogène, avec une association très intime de granitoïdes plus ou moins grossiers, d'aplites et de pegmatites à quartz - plagioclase - microcline - muscovite mis en place dans les micaschistes à andalousite du Nord des Trois-Seigneurs. Ce massif est très probablement d'origine anatectique. Seule sa partie nord-est apparaît sur la feuille Foix.

$\eta\theta$. **Diorites et gabbros associés à la granodiorite**. Des roches vertes à composition de diorite apparaissent en enclaves dans la granodiorite de Foix. Ce sont des roches à plagioclase basique zoné (An 30 à la périphérie, An 50-60 au cœur), hornblende verte abondante, biotite rare et se développant souvent aux dépens de la hornblende, quartz et parfois microcline interstitiels.

Des amas plus importants apparaissent sur les bordures sud-ouest (Légrillou) et est (Ganac - Reins) de l'intrusion.

Le massif de Reins forme une lentille de 500 x 50 à 60 m formée d'une roche à grain fin très sombre qui affleure dans la carrière au Nord-Est du village. Elle comprend du plagioclase basique (An 60 à 70) en petits cristaux enchevêtrés et du plagioclase zoné (An 40-75) en gros cristaux automorphes, de la hornblende verte ou brune, et de la biotite se formant aux dépens de l'amphibole. On observe également de l'albite interstitielle et très peu de quartz également interstitiel. Des amas de même composition mais plus petits s'observent tout le long de la bordure sud jusqu'au Sud de Ganac.

Le massif de Légrillou, d'une dimension plus importante (1 km x 500 m) est formé d'une roche très massive à grain plus gros, de couleur verte. La roche est riche en plagioclases zonés (An 30 à 70), en plagioclases basiques (An 60) et en plagioclases acides seuls (An 30 à 40). L'amphibole est le minéral coloré le plus important, avec de la hornblende verte ou brune en baguettes allongées, souvent rétomorphosée en anthophyllite. La biotite peu abondante est postérieure à la hornblende. Albite, microcline et quartz sont interstitiels et très peu abondants. Dans cette même région, on observe encore des petits amas de roches analogues non représentés sur la carte.

$\zeta\eta\theta$. **Diorites et gabbros intrusifs dans la série métasédimentaire**. Des diorites de composition analogues à celles de Légrillou s'observent à l'Est de l'intrusion, dans la région du Bosc. Un filon décamétrique à grain fin affleure près du hameau de Brègne, au Sud du village du Bosc. La roche, très massive, est peu déformée. Un massif plus important affleure sur 500 à 600 m, le long du ruisseau de Freychenet, à peu de distance du précédent. La roche est ici très déformée et montre une foliation très nette, qui réoriente les plagioclases, les

amphiboles et les micas et qui est parallèle à la foliation majeure de l'encaissant. Il est probable que ces roches, bien qu'actuellement séparées de l'intrusion de Foix, proviennent du même magma initial que le massif de Légrillou.

Métamorphisme de contact

Le métamorphisme de contact est très développé autour de l'intrusion de Foix, où il peut s'étendre sur plus de 2 à 3 km en affleurement (région de Burret). Etant donné le pendage des contacts et celui des isogrades qui sont sub-verticaux, on peut considérer que cela représente l'épaisseur réelle des terrains affectés par le métamorphisme de contact. On peut observer une double zonation avec superposition d'une auréole post-cinématique, assez étroite, caractérisée en particulier par le développement de cornéennes, sur une auréole beaucoup plus large essentiellement syncinématique avec la même zonation que le métamorphisme régional.

Les relations entre le métamorphisme de contact dans l'auréole syncinématique et la déformation majeure D2 sont les mêmes que celles observées entre le métamorphisme régional et cette même déformation D2 (mêmes relations minéraux - foliation S2 ; même évolution du plissement et de la foliation, etc.). La RD 17 entre Burret et la Mouline fournit une bonne coupe permettant d'observer cette évolution. Par ailleurs, vers le Sud de l'intrusion, les zones de métamorphisme régional passent en continuité aux zones de métamorphisme de contact, les isogrades semblant simplement déviés autour du massif. Vers le Nord-Est, l'auréole syncinématique devient de moins en moins développée et disparaît au niveau du Silurien, c'est-à-dire vers le toit de l'intrusion. Une analyse plus détaillée des relations métamorphisme - déformation montre qu'en fait les minéraux de métamorphisme de contact de plus haut grade sont plus précoces au Sud, vers le plancher de l'intrusion : les cristaux d'andalousite sont automorphes, déformés et bien contournés par S2 et pauvres en inclusions. Vers le Nord, au contraire, S2 est fréquemment observée en inclusion à l'état de crénulation assez serrée, les cristaux sont xénomorphes et se développent parallèlement à S2, ce qui traduit un développement syn-D2 plus tardif.

Au contraire de l'auréole syncinématique, l'auréole postcinématique prend une importance plus grande vers le Nord : au Sud de l'intrusion, c'est-à-dire à sa partie inférieure, cette auréole est simplement représentée par des rétro-morphoses avec muscovite et plus rarement biotite secondaire. Vers le Nord, à partir de la Mouline à l'Ouest ou dans la région de Reins à l'Est, on commence à observer des andalousites secondaires post-D2, recoupant les andalousites et les cordiérites primaires syn-D2 et responsables en grande partie de la texture de cornéenne qui n'apparaît en fait qu'à ce niveau. Ces andalousites forment des plages et des cristaux xénomorphes très différents des porphyroblastes syn-D2. Dans le Silurien, seule existe l'auréole post-D2, avec des andalousite - chistolites automorphes recoupant la foliation S2 et les plis P2.

L'ensemble de ces observations a conduit à envisager une mise en place progressive du massif commençant avant D2 en profondeur, continuant durant D2 dans les niveaux de profondeur moyenne et se terminant après D2 dans le Silurien et le Paléozoïque supérieur (Soula *et al.*, 1986b). Cela amène à insister sur le fait que le caractère sécant des contours du massif par rapport aux structures de l'encaissant n'est que le résultat de la fin de la mise en place du massif, qui a nécessairement traversé des niveaux qu'il avait déjà

métamorphisé, et que pratiquement toutes les expériences d'intrusions diapiriques ont montré que les corps diapiriques recoupaient les structures que leur montée avait préalablement créées.

TERRAINS SÉDIMENTAIRES

Silurien

sA. **Ampélites à Graptolithes.** Depuis la découverte par Roussel (1898-1899) de Graptolithes au col de Lounne (col de l'Homme), on s'accorde pour attribuer au Silurien un ensemble de schistes carburés situés entre les pélites gréseuses de l'Ordovicien et les formations à dominance calcaire du Dévonien. Ensemble détritique à grain fin, ce niveau est caractérisé par sa richesse en carbone et la présence fréquente de pyrite. Il a fourni une abondante faune de Graptolithes : *Monograptus lapworthi*, *M. becki*, *M. convolutus* et *M. attenuatus* furent signalés par Roussel ; *Monograptus runcinatus* var. *pertinax*, *M. tecki*, *M. flagellaris*, *M. barrandei* ont été découverts (J. Kaize, 1953) dans la vallée de l'Artillac et sur le chemin de Sentenac à Cap Long (feuille Saint-Girons). *Retiolites geinitzianus*, *Monograptus spiralis* et *M. crenularis* furent signalés dans ce même secteur (E.A. Perseil et Cl. Tourenq, 1963). L'ensemble de ces faunes traduit la présence des zones 19 à 26 du Llandoveryen.

Les schistes carburés reposent localement (route de Loubère au col des Marrous) (feuille Saint-Girons) sur une quinzaine de mètres de pélites finement schistosées de teinte bleu clair pouvant correspondre à la base du Silurien (partie inférieure du Valentien) (G. Barrouquère, notice de la carte Saint-Girons).

sC. **Calcaires.** Dans l'Arize oriental, à l'Est de la granodiorite de Foix, une lentille de calcaire bleu-noir, fortement recristallisé et riche en veines de calcite, s'intercale à la partie supérieure des ampélites (Sud de Reins). Son épaisseur ne dépasse pas 10 mètres.

Dans le Saint-Barthélémy, un niveau calcaire surmonte toujours les ampélites (Mangin, 1967). Dans le compartiment du Roc de Fumat, ces calcaires, de couleur sombre, ont une puissance d'une dizaine de mètres et se présentent sous forme de lits centimétriques, recoupés par de nombreux filons de calcite. A l'Est de la vallée du Douctouyre, la formation des calcaires de la Porteille qui repose sur les ampélites et anciennement considérée comme ordovicienne, est également attribuée au Silurien (Mangin, 1967). Ces calcaires sont souvent dolomités. Les meilleures conditions d'affleurement se trouvent dans les falaises surplombant les anciennes carrières de talc de la Porteille. La partie inférieure de la formation est une dolomie ou un calcaire dolomitisé de couleur claire alors que la partie supérieure est un calcaire franc. La limite entre les deux est un front de dolomitisation. On rencontre souvent, intercalés entre les bancs calcaires ou dolomitiques, des niveaux graphiteux de quelques millimètres d'épaisseur. La puissance totale de cette formation pourrait être évaluée ici à une cinquantaine de mètres si l'on tient compte des replis tectoniques (Mangin, 1967).

Dévonien

Dévonien du massif du Saint-Barthélémy

d1-3. **Dévonien inférieur. Schistes à microrhythmes gréseux.** Du fait de la tectonique, la base du Dévonien n'est pas connue. Au-dessus de l'accident du col de la Portaille, les terrains les plus anciens constituent une série d'apparence homogène de schistes gréseux sombres. La coupe de la vallée du Labat permet d'y distinguer cependant deux ensembles : un ensemble détritique à rythmes gréseux granoclassés d'épaisseurs millimétriques, passant progressivement vers le haut à un ensemble encore détritique mais à microrhythmes se terminant par un mince niveau carbonaté. L'ensemble peut avoir 150 m de puissance.

d1-3C. **Dévonien inférieur. Calcaires à microrhythmes, calcaires massifs, calcschistes.** La série détritique est surmontée par une formation calcaire d'une centaine de mètres de puissance, qui détermine dans le relief un alignement de sommets, depuis le pic de Vignères, à l'Ouest, au Montminier, à l'Est. On y distingue, de la base au sommet :

- des calcaires bleutés, à débit en plaquettes, constitués par la succession de microrhythmes calcilutite-chlorite (40 m) ;
- des calcaires massifs gris à gris bleuté, à débris de Crinoïdes (60 m) ;
- des calcschistes blanchâtres constitués par une alternance de lits calcaires et de lits chloriteux (20 m).

d4-6. **Dévonien supérieur. Calcschistes, calcaires griottes.** La tectonique complexe de la région ne permet pas d'observer le passage des calcaires attribués au Dévonien inférieur à la série du Dévonien supérieur. Celle-ci comprend :

— à la base, une alternance de niveaux de 1 à 10 cm d'épaisseur de schistes et de calcaires (100 m) passant au sommet à des calcaires massifs plus ou moins noduleux (10 m). Près de Fragine, la partie moyenne de cette formation a livré des Conodontes (*Hindeodella*, *Polygnathus foliatus*, *P. decorosa*, *Lonchodina*) qui pourraient indiquer un âge givétien — frasnien ;

— au-dessus, les calcaires griottes (20 m) constitués de nodules calcaires rouges, parfois verts, de taille centimétrique, dans une trame argilo-chloriteuse. A Pécouil et à Gabachou, ils contiennent des Goniatites (*Cheiloceras planilobum*), des Clyménies, des Tentaculites (*Styliolina*) et des Conodontes (*Palmatolepis glabra elongata*, *P. superlobata*) ; ces derniers caractérisent la base du Famennien et confirment la position du niveau dans la zone à *Cheiloceras*.

d7h. **Dévonien terminal et Strunien. Calcaires à grains fins, bréchifiés.** A l'Ouest de la vallée du Douctouyre seulement, les calcaires griottes sont surmontés par des calcaires gris bleuâtre qui présentent fréquemment une structure bréchique ou amygdaloïde rappelant celles des griottes (30 m) ; ainsi, à la base, existe une brèche intraformationnelle de 2 à 10 m d'épaisseur.

Près du Roc de Milla, les niveaux inférieurs ont fourni des Conodontes (*Hindeodella*, *Lonchodina*, *Palmatolepis glabra elongata*, *P. glabra glabra*, *P. minuta minuta*...) pouvant indiquer le Famennien inférieur — Famennien moyen (partie supérieure de la zone à *Cheiloceras*). Au Sud-Ouest de Fragine,

les niveaux supérieurs ont livré de nombreux *Spathognathodus* qui suggèrent le Famennien supérieur — Carbonifère très inférieur : le sommet de ces calcaires serait ainsi d'âge strunien.

dD. **Dolomies.** A tous les niveaux, les calcaires du Dévonien supérieur ont été plus ou moins largement épigénisés en une dolomie de couleur bleutée ou rousse, finement grenue, parcourue en tous sens de cassures à remplissage calcitique. Sans qu'il s'agisse d'une règle générale, ces dolomies s'observent souvent à proximité ou le long de failles importantes : au Sud de Cabachou, le long du chevauchement frontal du massif, par exemple.

Dévonien du massif de l'Arize

d1-3. **Dévonien inférieur. Alternance calcaréo-pélitique, calcaires massifs à entroques.** Au village de Montredon, les ampélites du Silurien sont surmontées par une dizaine de mètres de schistes bleutés, durs, s'altérant en une roche grauwackeuse de teinte jaune terreux, à nombreux moules internes et empreintes de Brachiopodes (*Atrypa cf. reticularis*), de Bryozoaires et de Crinoïdes. Au-dessus, des intercalations calcaires progressivement plus nombreuses et plus épaisses (5 à 10 cm) assurent la transition avec des calcaires massifs. Cette alternance (calcaires lités), également riche en Brachiopodes, épaisse de quelques dizaines de mètres, repose le plus souvent directement sur le Silurien, les schistes grauwackeux ayant probablement disparus par laminage tectonique. Les calcaires massifs, de 50 m d'épaisseur, sont bleutés, microcristallins, à débris de Crinoïdes localement très abondants. A Ferranès, près de la limite ouest de la feuille, un intercalation d'argilites brun jaunâtre renferme une faune souvent bien conservée : Bryozoaires, Polypiers, Brachiopodes et surtout Trilobites des genres *Phacops*, *Odontochile* et *Asteropyge*.

d4-7. **Dévonien supérieur. Calcschistes, calcaires griottes, calcaires noduleux.** Des calcschistes rougeâtres, parfois jaunâtres ou verts, séparent généralement les calcaires massifs, rapportés au Dévonien inférieur, des calcaires griottes. Leur épaisseur, très variable, ne dépasse cependant pas 15 à 20 mètres. En fait, il se confondent souvent avec les calcaires griottes auxquels ils passent très progressivement. Les calcaires griottes ont leur aspect typique : formation de teinte rougeâtre dans l'ensemble, constituée de nodules calcaires colorés en rouge ou rosé et d'une trame pélitique plus ou moins abondante de teinte variant du violacé au gris-vert. Ils renferment en abondance des Goniatites et des Clyménées, le plus souvent indéterminables, des Tentaculites et des Ostracodes. Leur épaisseur atteint 40 m sur la route d'Alzen. Au-dessus, viennent des calcaires noduleux d'une dizaine de mètres d'épaisseur qui diffèrent des griottes par la teinte gris clair et la forme plus anguleuse des nodules ainsi que par une différenciation plus nette des phases pélitiques qui soulignent mieux la stratification. Ils renferment également des Goniatites et des Tentaculites.

D'après les faunes de Conodontes récoltées dans d'autres secteurs des Pyrénées, en particulier sur le territoire de la feuille Saint-Girons, les calcaires griottes et les calcaires noduleux supragriottes correspondent au Famennien. Cependant, au sommet des calcaires supragriottes, un niveau de 2 m d'épaisseur situé au-dessus d'un petit niveau argileux (visible par exemple à l'ancienne mine de phosphate, au Sud de la Berny) appartient déjà au Carbonifère (F. Boyer *et al.*, 1974).

dD. **Dolomies.** Une dolomisation secondaire a envahi le sommet des calcaires bleutés à entroques et la base des calcaires griottes. En fait, le phénomène est limité à des îlots aux contours extrêmement diffus, irréguliers et de taille très variable. La dolomie a en général une teinte roussâtre, parfois gris clair. La stratification est le plus souvent effacée, excepté dans le Dévonien supérieur où les lits pélitiques sont conservés. Dans ces zones dolomitisées, souvent situées à proximité de failles, se rencontrent la plupart des gîtes hydrothermaux du front nord du massif, avec l'association barytine, blende, galène, cuivre.

Carbonifère

h1b-2a. **Tournaisien supérieur et Viséen inférieur. Lydiennes et ampélites à nodules phosphatés.** Une formation de jaspes noirs (lydiennes), de jaspes clairs et de schistes charbonneux, parfois associés à des calcaires, caractérise la base du Carbonifère. Elle est continue même si les mauvaises conditions d'affleurement ont pu parfois en faire douter. Son épaisseur moyenne est de 15 mètres.

Les jaspes sont constitués de très fins grains de silice engrenés (1 à 10 μ de diamètre). Quand ils sont chargés de matière organique, ils prennent une teinte noire. Quand ils sont altérés, ils peuvent être rouges. Ils contiennent des Radiolaires souvent visibles à l'oeil nu et des spicules de Spongiaires. Les corps phosphatés (nodules sphériques de 1 à 10 cm de diamètre, lentilles plates) se sont développés pendant la diagenèse aux dépens des lydiennes et des schistes noirs.

Dans le massif de l'Arize, la formation comprend, de bas en haut (d'après S. Crilat, 1971) :

- après un lit d'argilite claire à nodules carbonatés, des schistes charbonneux à nombreuses concentrations phosphatées de formes variées (0,80 à 1,50 m) ;
- des bancs de lydiennes alternant avec des schistes charbonneux contenant les uns et les autres des corps phosphatés, surmontés de jaspes gris sans phosphorites (5 m) ;
- un calcaire en général noduleux et de teinte rose, daté par Conodontes du Viséen ;
- des jaspes généralement vert clair, parfois lie-de-vin, à altérations chocolat (manganèse), alternant localement vers le haut avec des bancs calcaires (4 à 8 m).

Dans le massif du Saint-Barthélémy, les jaspes inférieurs, toujours constitués de lydiennes, de schistes charbonneux et de phosphorites, ont une épaisseur de 4 à 6 m ; il n'y a pas de calcaires intercalaires et les jaspes supérieurs (10 m) contiennent des lits de pyroclastites.

h2b-3. **Viséen supérieur et Namurien. Schistes ardoisiers à intercalations gréseuses.** Dans le massif de l'Arize comme dans celui du Saint-Barthélémy, des calcaires gris ou rosés, épais de 8 à 10 m, surmontent les jaspes supérieurs. Ils sont gris ou rosés, parfois noduleux, peuvent admettre de petites intercalations de schistes lie-de-vin et contiennent des accidents siliceux dans leur partie inférieure. Au-dessus, viennent :

— dans le massif de l'Arize, des schistes verts mais plus souvent directement des schistes ardoisiers de teinte foncée, à bancs gréseux, du Culm. Des niveaux de schistes gréseux contiennent des Brachiopodes (*Productus semireticulatus*), des Bryozoaires, des Polypiers et des Crinoïdes ;

— dans le massif du Saint-Barthélémy, des pélites à microrhythmes gréseux dans lesquelles on a observé, près d'Armentières, une roche volcanique (albitophyre, K) interstratifiée.

Des porphyres dioritiques à quartzo-dioritiques ($\Sigma\eta$) ont été observés dans le Viséen de l'Arize et du Saint-Barthélémy.

Secondaire

t1-2. Trias inférieur. Grès rouges. Dans la région de Montels, la couverture du massif de l'Arize comporte un Trias complet qui débute par des grès rouges micacés, des arkoses et des pélites rouges ou violacées et des poudingues polygéniques (à éléments de grès, calcaires et lydiennes et à ciment grésopélimitique de teinte lie-de-vie), constituant un complexe détritique rutilant, discordant sur les terrains paléozoïques. Ce complexe correspond au seul "Grès bigarré" ou Trias inférieur.

Le complexe grésopélimitique rouge a été exploité pour son oligiste, utilisé comme minium de fer. Aux abords de la vallée de l'Arize, au Nord de la ferme de Bourtol, il montre en intercalation à son sommet une coulée de mélaphyre (K^1), comme il y en a d'autres plus à l'Ouest au Sud de Labastide-de-Sérou (feuille Saint-Girons).

t3-6. Trias moyen. Calcaires du Muschelkalk. Sur la bordure nord du massif de l'Arize, le Trias inférieur est surmonté d'une étroite bande de Muschelkalk jusqu'au méridien de Cadarcet, à l'Est duquel l'un et l'autre disparaissent d'ailleurs entre le Keuper et les terrains primaires. Il s'agit d'un complexe de calcaires dolomitiques gris, bien lités, à grain fin et de calcaires à rognons siliceux. N'ayant pas donné de fossiles caractéristiques, mais seulement des restes d'Encrines, ces calcaires qui ont une remarquable continuité doivent être attribués au Muschelkalk dont ils occupent la place.

t7-9. Trias supérieur *pro parte*. Marnes irisées, avec gypse, du Keuper. Marnes irisées, argiles bariolées de couleur vive, rouge, verte, ou blanche, avec de nombreux quartz bipyramidés, souvent accompagnées de cargneules et de calcaires dolomitiques blancs ou jaune chamois. Les plus vastes affleurements de Keuper de la feuille se situent sur la bordure septentrionale du massif de l'Arize (entre Montels et Saint-Martin-de-Caralp), dans le chaînon du Pech de Foix (Soula, Leychert, Coulzonne en bordure sud, Baragne, Restouil en bordure nord). Le Keuper affleure aussi très largement dans le bassin de Tarascon-sur-Ariège (coeur de l'anticlinal du bois de la Garrigue, Bédeilhac et Arnave) et aussi sur le front du massif du Saint-Barthélémy (Labat, Freychenet, Armentières) ; ce terrain a certainement joué un rôle tectonique important dans les décollements de couverture.

Les marnes irisées du Keuper renferment fréquemment des amas lenticulaires d'évaporites qui peuvent prendre une extension considérable dans le bassin de Tarascon, à Arnave, Bédeilhac et Surba. Le gypse et l'anhydrite ont été activement exploités à Arnave, à Surba et surtout dans les grandes

carrières d'Arignac et de Bédailhac dans leur gisement triasique au pied nord du Roc de Sédour, contre les migmatites du massif de l'Arize.

Il faut signaler, en outre, la présence d'ophite (ω) dans le Keuper de la région Arnave — Quié.

t10. Rhétien. Marnes vertes, calcaires marneux et lumachelles à *Avicula contorta*. Le Rhétien (40 m) correspond à un complexe de calcaires marneux jaunâtres, parfois dolomitiques, renfermant fréquemment des dents et des écailles de Poissons, de cargneules jaune-ocre et de marnes vertes et jaunes plus ou moins argileuses. Ce complexe comporte deux intercalations principales de calcaires lumachelliques en plaquettes dont il a pu localement être distingué un niveau inférieur à *Avicula contorta*, *Myophoria liasica*, *Cardita austriaca*, *Anomia schalfhautli* et un niveau supérieur à *Avicula contorta* et *Plicatula intusstriata*.

Bien représenté à Cadarcet et tout au long du chaînon du Pech de Foix, le Rhétien est aussi connu, avec sa faune, à Freychenet et à Gabachou, sur la bordure septentrionale du massif du Saint-Barthélémy. Il n'a, par contre, pas été identifié paléontologiquement dans le bassin de Tarascon.

l1. Hettangien inférieur. Calcaires compacts et dalle à *Diademopsis*. Depuis G. Dubar (1925), on rapporte à l'Hettangien inférieur les premiers niveaux carbonatés succédant aux marnes lagunaires du Rhétien. Deux niveaux peuvent être partout distingués :

- calcaires gris, massifs (15 m environ) ;
- calcaires en dalles et en plaquettes, riches en radioles de Diadématidés, alternant avec des marnes noires bitumineuses (3 m).

Entre ces niveaux, un horizon de schistes verdâtres ou de calcaires marneux de couleur lie-de-vin, microbréchiques, constitue l'équivalent latéral du tuf volcanique de Ségalas qui se développe plus à l'Ouest, sur la feuille Saint-Girons. Vers l'Est, au-delà de la cluse de l'Ariège, cet horizon est progressivement remplacé par une oolithe ferrugineuse.

l2-3. Hettangien supérieur — Sinémurien inférieur. Brèches dolomitiques. Cette formation correspond à un complexe de brèches mono- ou polygéniques, à éléments dolomitiques, sans stratifications apparentes, qui résulterait essentiellement de la dissolution d'évaporites préexistantes. Sa puissance est comprise entre 150 et 200 mètres.

l4. Lotharingien. Calcaires rubanés et, au sommet, calcaires oolithiques. Sur 20 à 30 m se superposent, en séquences tidales métriques, des calcaires micritiques gris clair, des calcaires à lamines mécaniques et structures *fenestreae*, puis des calcaires à Stromatolithes laminaires plans ou pseudo-columnnaires. Cette formation, traditionnellement désignée sous le nom de "calcaires rubanés", est attribuée au Sinémurien *pro parte* depuis Dubar (1925) sans arguments paléontologiques. Elle est surmontée par un niveau discontinu, n'excédant pas quelques mètres, de calcaires oolithiques et graveleux, à débris de Brachiopodes, qui représenterait le Lotharingien.

L'ensemble des calcaires du Lias inférieur est surmonté partout par une surface rubéfiée, perforée et ondulée, soulignant la vraisemblable lacune d'une partie du Sinémurien supérieur et du Carixien basal.

15-8. **Pliensbachien (Carixien - Domérien) et Toarcien. Calcaires oolithiques ferrugineux, marnes et calcaires gréseux.** Dans les chaînons calcaires de Cadarcet et du Pech de Foix, les calcaires sinémuriens sont surmontés par un mince niveau de remaniement très riche en fossiles de la partie supérieure du Carixien inférieur (zone à Jamesoni). Il livre notamment à l'Ouest de Foix, au Pech Saint-Sauveur, des Ammonites (*Uptonia lata*, *U. confusa*, *Polymorphites bronni*), des Gastéropodes, des Lamellibranches et de nombreux Polypiers (*Montlivaultia*). Cet horizon lenticulaire disparaît localement au Nord du Roc de Caralp.

Sous la troncature apicale d'une érosion anté-bathonienne, la succession la plus complète du Lias moyen-supérieur des chaînons calcaires peut être relevée aux abords de Cadarcet (extrémité nord-occidentale de la feuille). Les principales zones d'Ammonites connues dans le Lias moyen d'Europe occidentale y ont été mises en évidence :

— la zone de Ibex (Carixien moyen) est représentée par 0,5 m à 1 m d'une oolithe ferrugineuse riche en Brachiopodes (*Cuersithyris davidsoni*, *Gibbirychnia curviceps*) et Ammonites (*Tropidoceras stalhi*, *Acanthopleuroceras carinatum*, *A. valdani*, *A. lepidum*, *Beaniceras centaurus*) ;

— la zone à Davoei (Carixien supérieur), très dilatée en Ariège (15 à 20 m) se décompose comme suit :

- calcaires à entroques et Brachiopodes (*Lobothyris subpunctata*), datés par *Aegoceras maculatum* et *Lytoceras fimbriatum* ;
- marnes grises et marnes calcareuses à *Aegoceras lataecosta* et *Prodactylioceras aurigeriense* (partie inférieure de la zone à Davoei) ;
- calcaires à chailles, puis calcaires gréseux à Pectinidés (*Pseudopecten aequicostatus*) et *Aegoceras capricornus* (partie moyenne de la zone à Davoei). Le sommet de la zone à Davoei et la base de la zone à Stokesi (Domérien inférieur) n'ont été individualisés que plus à l'Ouest, dans la vallée de l'Arize (feuille Saint-Girons) ;

— la zone à Margaritatus (Domérien moyen) est représentée par 10-15 m de marnes jaunâtres à Pentacrines et Brachiopodes (*Gibbirychnia amalthei*) ;

— la zone à Spinatus (Domérien supérieur) se marque par un retour à une sédimentation franchement calcaire, sous la forme de calcaires ocre à *Pseudopecten aequivalvis*, *Entholium* et Brachiopodes (*Lobothyris subpunctata*).

Dans les chaînons calcaires, le Toarcien n'est connu qu'entre Cadarcet et Perazam, avec 1,5 m de calcaires marneux, ocre, riches en Brachiopodes (*Telothyris jauberti* puis *Sphaeroidothyris vari*). Le dernier banc contient *Hildoceras bifrons* et *Harpoceras subplanatum*, Ammonites qui caractérisent déjà le Toarcien moyen (zone à Bifrons). Il est directement surmonté par les calcaires bathoniens. Le Toarcien se complète plus à l'Ouest, sur la feuille voisine de Saint-Girons.

Cette série liasique des chaînons calcaires est tronquée à son sommet ; le Dogger vient en effet reposer sur des niveaux du Lias qui sont d'autant plus anciens que l'on se déplace vers l'Est. Ainsi, le Lias moyen disparaît totalement au méridien de Saint-Cirac. Il ne réapparaît que sporadiquement, sous forme de lentilles, aux abords de Leychet et de Charillon.

Dans la partie de l'unité Montségur — Freychenet représentée sur la feuille, seul le Lias inférieur basal (Hettangien) affleure au coeur des synclinaux.

Au Sud de la feuille Foix, dans le bassin de Tarascon, l'écaille de Gourbit — Lapège montre une série liasique comparable à celle de la région de Cadarcet, couronnée par quelques mètres de marnes noires à *Gryphaea sublobata* qui matérialisent le Toarcien terminal.

j_{2c} à j₈. **Jurassique moyen et supérieur. Calcaires, dolomies noires et calcaires dolomitiques.** En sous-zones ultra-commingeoise et commingeoise, les dolomies indifférenciées, rapportées sans preuves directes au Dogger et au Malm, affleurent d'une part dans l'écaille frontale du Lauzinal — Cap de Tartrant qui domine la ville de Tarascon et, d'autre part, dans les écailles de la forêt de Larse — col de Port, de Rabat et de Gourbit — Lapège. Le Dogger pourrait être complet dans cette dernière écaille puisque les dolomies y succèdent à l'assise à *Gryphaea sublobata* du Toarcien terminal, reconnue près de Gourbit (vallon d'Escales, entre le sommet du Mont et les ruines de Courtalou). En sous-zone ariégeoise, l'écaille du Roc de Sédour présente aussi sur son flanc sud des dolomies indifférenciées dont la base est laminée par les accidents bordiers. Par contre, la couverture septentrionale, en place ou décrochée, du massif de l'Arize possède un épais Jurassique moyen /supérieur (200 m) qui, bien que généralement dolomitique, admet ponctuellement des îlots de calcaires à Foraminifères et Algues autorisant des datations. Ces dolomies correspondent à l'intervalle Bathonien supérieur — Kimméridgien inférieur, les niveaux fossilifères successifs étant les suivants :

— à l'extrême base, au contact du Lias, les **Calcaires blancs massifs** (j_{2c})*, à **Nérinées**, attribués au Bathonien supérieur (épisode j_{4a}, in B. Peybernes, 1976). Il s'agit de calcaires de plate-forme proximale, riches en Foraminifères caractéristiques dont *Paracoskinolina occitanica*, *Pfenderina salernitana*, *Praekurnubia crusei*, *Pseudocyclamina maynci*, *Nautiloculina circularis*, *Trocholina gr. palastiniensis*, etc. et renfermant quelques Dasycladacées (*Acicularia* sp., *Salpingoporella annulata*). Cette formation s'amincit progressivement vers l'Est et repose sur un substratum liasique de plus en plus ancien. On la connaît ainsi près de Cadarcet (Perazam) où, épaisse de 10 m, elle repose sur les marnes toarciennes. Au Pech Saint-Sauveur, les calcaires blancs massifs connus depuis les travaux de G. Dubar (1925), se réduisent à 5 m et viennent directement sur le Domérien. Ils admettent ponctuellement un horizon argileux à Ostracodes laguno-lacustres dont *Fabanella bathonica*, *Klieana levis* et *Darwinula gr. leguminella*. Au signal du Pech de Foix, il n'y a plus qu'un mètre de calcaires. Au-delà, ces derniers disparaissent (sauf très localement aux abords de Leichert) sous l'effet conjugué d'un biseau stratigraphique vers l'Est et de la dolomitisation. Dans l'unité de Péreille (Coulzonne, Roquefixade), le Bathonien dolomitique se superpose directement aux dolomies bréchiqes hettangiennes ou aux calcaires à Stromatolithes du Sinémurien. Dans la partie de la sous-zone ariégeoise (unité Montségur — Freychenet) qui borde le front septentrional, chevauchant, du massif du Saint-Barthélémy, le Dogger — Malm n'est connu qu'au-delà de Montferrier sur la feuille voisine Lavelanet où, dans l'écaille frontale de Montségur, la base des dolomies (transgressive sur le Carixien) a été attribuée au passage Bajocien — Bathonien grâce à un mince niveau saumâtre à Ostracodes et *Ps. maynci* ;

(*) Dans la légende de la carte, un lapsus a substitué les calcaires oolithiques ferrugineux, marnes et calcaires gréseux aux calcaires blancs à Nérinées.

— plus haut, 25 m au-dessus de la base des dolomies, quelques rares lentilles de **calcaires oolithiques et graveleux à grandes Trocholines** de l'Oxfordien (supérieur ?) (unité j5, in B. Peybernès, 1976). Non représentés sur la carte en raison de leur petite taille, ces flots affleurent surtout à l'Est du Pech de Foix, dans le secteur de Charillon. Ainsi, dans la coupe de la colline 844 qui domine les Prats de Millon, ces calcaires sont fossilifères et renferment *Kurnubia palastiniensis*, *Chablaisia chablaisensis* et *Trocholina gigantea* ;

— au sommet du Jurassique et sous la surface de ravinement précédant les bauxites principales, les **calcaires graveleux à Dasycladacées** (unité j5, in B. Peybernès, 1976), rapportés au Kimméridgien inférieur. D'épaisseur en apparence variable (100 m maximum) en raison de la dolomitisation qui peut les occulter totalement comme dans la cluse de Péreille, ces calcaires notés ici j7 admettent parfois à la base quelques intercalations pseudobréchiques monogéniques (Pech Saint-Sauveur) liées à leur caractère localement saumâtre qu'indique la présence d'abondants débris de Charophytes. Les horizons les plus marins renferment une biophasse de plate-forme proximale (non barrée ?) avec, notamment, *Alveosepta jaccardi*, *Kurnubia palastiniensis*, *Kilianina aff. rahonensis*, *Parusgopina caelinensis* et *Nautiloculina oolithica* et de nombreuses Dasycladacées : *Clypeina jurassica*, *Campbelliella striata*, *Salpingoporella annulata* et *Trinocladus perplexus*. Présents au sein de la série renversée de Cadarctet où ils supportent stratigraphiquement la bauxite de Terrefort (Al), ces calcaires kimméridgiens s'observent au Pech Saint-Sauveur (Ouest du Pech de Foix), le long de la route de Vernajoul et, près de Lherm et de Baragne, forment les escarpements de la montagne de la Serre qui, par leur caractère massif, avaient longtemps été confondus avec ceux de l'Urgo-Aptien (feuille Foix à 1/80 000, 2ème édition).

j-n1. **Berriasien supérieur. Calcaires à Trocholines et Dasycladacées.** D'une puissance moyenne de 50 m dans les Pyrénées, cette formation d'identification récente (épisode N1c, in B. Peybernès, 1976) fait totalement défaut dans l'ensemble des unités de la zone ariégeoise (couverture du massif de l'Arize, Roc de Sédour, unité Montségur — Freychenet) et de la sous-zone commingeoise (Larse, Rabat). Par contre on en rencontre un témoin dans l'écaille ultra-commingeoise du Lauzinal — Cap de Tartant où, au-dessus du hameau d'Ussat-d'en-Haut (au Sud de Tarascon-sur-Ariège, feuille Vicdessos), 30 m de cette formation s'intercalent entre des dolomies jurassiques non datées et les calcaires à Annélides barrémo-bedouliens. Dans les calcaires à Trocholines et Dasycladacées ainsi reconnus, s'observe une association berriasienne caractéristique, avec *Pseudotextulariella courtionensis*, *Keramosphaera allobrogensis*, *Trocholina alpina-elongata* (très abondantes) et quelques Dasycladacées dont *S. annulata* et *Acicularia*. Plus au Sud, sur la feuille Vicdessos voisine, le Néocomien se complète considérablement dans la coupe de l'usine de Sabart (rive gauche du ruisseau de Vicdessos, au niveau de la charnière anticlinale) par deux formations supplémentaires : les calcaires roux à lignites (120 m), du Berriasien terminal — Valanginien inférieur, suivis par les calcaires graveleux à Pfindérines (100 m) du Valanginien *pro parte*.

Al. **Bauxites.** Entre les dolomies (ou les calcaires) du Kimméridgien inférieur (j7) et l'Urgonien (Aptien ou Albien) s'intercalent, dans les chaînons calcaires de Cadarctet et du Pech de Foix, un cordon de bauxites pisolithiques ponctuellement associé à des lignites. Ces bauxites principales appartiennent à la catégorie des "bauxites à substratum carbonaté" ou "bauxites karstiques" (P.J. Combes, 1969). Leur genèse s'explique par un mécanisme en deux temps

(autochtonie relative) plusieurs fois répété (gisements polyphasés dans l'intervalle Barrémien — Aptien inférieur :

- dépôt de sédiments argileux sur substrat carbonaté (plaine littorale, ou bordure à tendance récifale, sur la marge européenne émergée du futur domaine pyrénéen) ;
- altération *in situ* par ferralitisiation du matériel argileux.

Si le mur kimméridgien de la bauxite principale ne varie guère, le toit de celle-ci est par contre nettement hétérochrone (B. Peybernès, 1976). A Cadarcet, le toit correspond à un mince témoin de calcaires à *Pseudochoffatella cuvillieri* du Gargasien supérieur, qui, s'amincissant progressivement au Pech Saint-Sauveur, ne dépasse pas le méridien de l'Ariège. Au-delà, la bauxite apparaît surmontée généralement par les calcaires urgo-albiens moyens (Albien inférieur et moyen) sauf dans le gisement de la cluse de Péreille où s'intercalent, entre bauxites et Urgo-Albien, 3 à 4 m de lignites célèbres dans la littérature. Ces lignites ont provoqué la réduction (pyritisation) d'une partie du profil bauxitique suivie d'une oxydation épigénétique de l'ensemble de la poche. A la partie supérieure des lignites, a été identifiée par C. Boulouard (*in* B. Peybernès, 1976) une association sporo-pollinique du Barrémo-Bédoulien justifiant l'hypothèse d'une probable équivalence de ces lignites et des calcaires à Annélides plus méridionaux (sous-zone commingeoise).

Notons enfin que, si l'épisode principal des bauxites ariégeoises de la feuille Foix s'avère probablement synchrone dans l'intervalle Barrémien — Bédoulien, il existe d'autres bauxites plus récentes et, notamment, des bauxites intra-albiennes. C'est ainsi que, à proximité de la cluse de Péreille, dans l'ancienne mine du Baychet, a été reconnue par P.J. Combes (1969) une seconde bauxite (albiennaise), séparée de la bauxite principale éocrétacée par un mince cordon calcaire, à Simplorbitolines, et/ou une brèche polygénique à clastes jurassiques et albiens. Plus haut encore dans la série, une bauxite pisolitique semble s'intercaler (à moins qu'elle soit resédimentée sous forme d'olistolithe) dans un niveau de brèches polygéniques intercalé dans le Flysch noir (Albien supérieur) du vallon de Pradières, à Arénals (M.G. Buis, 1976).

n4. **Barrémien. Calcaires urgo-barrémiens, calcaires à Annélides.** Une lentille métrique de calcaires urgo-barrémiens s'intercale entre les dolomies jurassiques et les calcaires clansayésiens sus-jacents près de Bèdeilhac, sur le flanc sud de l'écaille du Roc de Sédour. Il s'agit de calcaires du Barrémien inférieur à *Urgonina protuberans* et *Pfenderina globosa*. Le Barrémien est également présent dans les unités commingeaises qui encadrent structurellement le Roc de Sédour. Dans l'écaille de la forêt de Larse — col de Port, le Barrémien semble complet dans les lambeaux de Larse — Aynat et d'Usclades où, sur le Jurassique, viennent 100 m de calcaires renfermant à la base *Paleodictyoconus gr. cuvillieri-barremianus* (Barrémien inférieur) et présentant plus haut le faciès des calcaires à Annélides (Barrémien supérieur à ? Bédoulien basal). Cette dernière formation est seule représentée au col de Port où elle a livré *Choffatella decipiens* et des Charophytes. Dans l'écaille synclinale de Rabat, le Barrémien affleure le long de la route de Rabat à la Freyte où il butte par faille contre les dolomies jurassiques. Il comporte 10 m de calcaires urgo-barrémiens à biophasé du Barrémien inférieur : *Urgonina protuberans*, *Paleodictyoconus gr. cuvillieri-barremianus*, *Alpillina antiqua*, *Pf. globosa*, *Cuneolina hensoni*, *Trocholina cf. friburgensis*, *Nautiloculina cretacea* et *Salpingoporella genevensis* et, au-dessus, 10 m de calcaires à Annélides, à *Ch. decipiens*, *Acicularia*, *Salpingoporella melitae* et tiges de Charophytes.

Plus au Sud, dans la sous-zone ultra-commingeoise, le Barrémien se développe considérablement. Sur la feuille Videssos, il atteint 400 m d'épaisseur et constitue les hautes falaises du Quié de Lujat (unité chevauchante d'Ussat) qui dominent la vallée de l'Ariège entre Tarascon et les Cabanes. Sur la feuille Foix, il forme une partie de l'écaille frontale du Lauzinal — Cap de Tartant et se retrouve en rive gauche au-dessus du Néocomien de Sabart.

n5. **Bédoulien à Gargasien inférieur. Marnes d'Ussat (marnes à *Deshayesites* et calcschistes intermédiaires).** Suivant généralement les calcaires à Annélides, les marnes d'Ussat ne se développent que dans la partie sud de la feuille Foix, au sein des unités commingeoises et ultra-commingeoises de ce que l'on appelait autrefois le "bassin de Tarascon". La dénomination de marnes d'Ussat recouvre en fait deux formations successives, les marnes à *Deshayesites* (Bédoulien *pro parte*) à la base et les calcschistes intermédiaires (Gargasien inférieur) au sommet, qu'il est souvent difficile de différencier sur le terrain en l'absence de coupe continue. Ces marnes d'Ussat ont été identifiées (B. Peybernès, 1976) dans l'écaille de la forêt de Larse grâce à quelques *Deshayesites* sp. mal conservés, récoltés près de Pradarigoul (Nord-Est de Saurat) ; elles se poursuivent jusque dans le lambeau du col de Port. On les retrouve sans fossiles mais dans leur position géométrique habituelle (malgré quelques failles de détail) entre le Barrémien et le Clansayésien calcaire dans l'écaille synclinale de Rabat (route de Rabat à la Freyte) et, tout au Sud, dans l'écaille frontale du Lauzinal — Cap de Tartrant et dans l'unité chevauchante d'Ussat. Dans ce dernier secteur, les marnes atteignent une puissance d'au moins 300 m et tapissent le fond des synclinaux d'Ornolac, Niaux et Génat sur la feuille Videssos. Elles livrent des Ammonites pyriteuses des zones à Forbesi (Bédoulien inférieur) avec *Deshayesites forbesi*, à Bowerbanki (Bédoulien terminal) avec *Dufrenoyia cf. lurenensis* et à Nisus-Martinioides (Gargasien inférieur) avec *Aconeceras nisus*.

n6a. **Gargasien supérieur. Calcaires à *Pseudochoffatella cuvillieri*.** Bien représentés à l'Ouest sur la feuille voisine Saint-Girons, ces calcaires (unité U4B, in B. Peybernès, 1976) de type urgonien sont présents dans la couverture septentrionale du massif de l'Arize au sein des chaînons calcaires de Cadarcet et du Pech de Foix (où ils ne dépassent pas le méridien de l'Ariège). Peu épais, ces calcaires constituent le toit immédiat des bauxites des mines d'Unjat (le Puech) et des quelques fouilles du Pech Saint-Sauveur. Ils renferment de nombreux Rudistes, dont *Polyconites verneuili* et *Toucasia* sp., et une microfaune variée caractéristique de la biozone à *Pseudochoffatella cuvillieri* avec, outre la forme-guide, *Orbitolinopsis reticulata*, *Orbitolina (Mesorbitolina) minuta*, *Cuneolina* sp. et *Everticyclammina hedbergi*.

n6b. **Clansayésien "inférieur". Calcaires récifaux à *Mesorbitolina texana*.** On ne connaît ces calcaires urgoniens (unité U4c, in B. Peybernès, 1976) de plateforme distale que dans l'aire d'affleurement des marnes d'Ussat (dont ils couvrent la classique mégaséquence de comblement) et, très ponctuellement, dans l'écaille du Roc de Sédour, où ils transgressent le Jurassique ou le Barrémien lenticulaire. Dans l'écaille de la forêt de Larse, la formation se limite au petit affleurement au Sud-Est de la tour de Montorgueil (près d'Aynat). Plus au Sud, dans l'écaille synclinale de Rabat, ces calcaires forment une barre Nord-Ouest — Sud-Est affrontant par faille, au niveau du col de l'Abénalouse, le Cénomaniens de la célèbre barre des Irretches. Il s'agit là de 100 m de calcaires massifs, bioclastiques (débris de Rudistes, Bryozoaires, Madréporaires), datés par leurs Mésorbitolines (*Orbitolina (Mesorbitolina) texana*) et leur Algues Floridées (*Archaeolithothamnium rude* et *Kymalithon*

belgicum). Dans l'écaille du Roc de Sédour enfin, ces calcaires sont très riches en Floridées, notamment dans le gisement bien connu à *Kymalithon belgicum*, situé à l'entrée même de la grotte de Bédeilhac.

n7a. **Clansayésien moyen ?/supérieur à Albien inférieur basal. Marnes noires à *Hypacanthoplites*.** Bien développées plus à l'Ouest sur la feuille Saint-Girons où elles ont pu être datées avec précision dans les synclinaux de Sourroque et d'Audinac (Ammonites des zones à *Anglicus* (Clansayésien supérieur) et à *Tardefurcata* (Leymeriellien)), ces marnes existent sur la feuille Foix au sein des unités constituant le bassin de Tarascon. Elles font suite aux calcaires clansayésiens n6b (dont elle sont séparées par une discontinuité régionale) sur le versant nord du Roc de Sédour où elles chevauchent par ailleurs le Trias de Bédeilhac. Dans l'écaille synclinale de Rabat, ces marnes sombres occupent la dépression de Rabat - Surba et sont directement transgressées par les calcaires cénomaniens de la barre des Irretches. Sur la rive droite de l'Ariège, elles s'indurent progressivement et ont pu être ponctuellement rattachées à l'Albien grâce à quelques rares *Simplorbitolines* observées dans des marno-calcaires intercalés (réservoir d'eau de Tarascon). Elles ne semblent pas être représentées plus au Sud dans l'unité chevauchante d'Ussat ; c'est par un contact anormal qu'elles affrontent au Sud les marnes d'Ussat de faciès comparable mais d'âge différent (Ammonites bédouliennes au col d'Ussat).

n7b. **Albien inférieur (élevé) et Albien moyen. Calcaires urgo-albiens moyens à *Simplorbitolina conulus*.** Riches en *Simplorbitolines*, ces calcaires (unité U6, in B. Peybernès, 1976) sont caractéristiques de la couverture en place, ou décrochée vers le Sud-Est, du massif de l'Arize (sous-zone ariégeoise) où ils furent longtemps attribués à l'Urgo-Aptien. On les connaît sur la présente feuille dans les chaînons calcaires de Cadarcet et du Pech de Foix. Reposant, à l'Ouest de l'Ariège (Cadarcet), sur les calcaires à *Pseudochoffatella cuvillieri*, ils débordent ces derniers dans les unités plus nord-orientales où ils constituent le toit des bauxites principales. Dans la célèbre coupe de la carrière de Laborie, au Nord de Foix (unité de Baulon - Pradières), la formation atteint 200 m ; elle s'agence en une mégaséquence d'ouverture montrant l'évolution de milieux de plate-forme proximale (lagons) vers des milieux de plate-forme distale (spicules et chailles) avec des barres sableuses intermittentes et des pulsations rythmiques traduites par sept mésoséquences successives. Par des considérations de faciès, il semble que la plus grande partie de ces calcaires présents à Laborie se biseaute et ne corresponde plus, dans la cluse de Péreille, qu'aux 2 à 3 m de calcaires saumâtres surmontant les lignites. Globalement, la biophase des calcaires urgo-albiens moyens comprend de nombreux Foraminifères dont *Simplorbitolina manasi*, *S. conulus*, *Dictyoconus pyrenaicus*, *Orbitolinopsis* sp. aff. *buccifer* (sensu Moull. et Peyb.), *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *parva*, *O. (M.) texana*, *O. (M.) minuta*, *O. (M.) leymeriei*, *Pseudonummoloculina aurigerica*, *Dotobrogelina ? angulata*, *Hensonina lenticularis* et, selon les milieux, des Algues Floridées (*Agardhiellopsis cretacea* et *Paraphyllum primaevum*) ou des Dasycladacées (*Griphoporella ? aurigerica*). La macrofaune comporte quelques Rudistes, tels *Agriopleura darderi*, *Eoradiolites rousseli* et *Horiopleura lamberti*, et des Brachiopodes dont *Gemmarcula leymeriei*, "*Rhynchonella*" *regularis* et "*Terebratula*" aff. *dutempleana*.

n7c-d. **Albien supérieur à Vraconien. Marnes noires schisteuses à spicules de Spongiaires et Orbitolines, avec intercalations de calcaires à Mélobésiées.** Ces faciès qui composent, avec les brèches sus-jacentes, le groupe du Flysch noir externe affleurent dans les chaînons calcaires de Cadarcet et du Pech de Foix et, également, dans l'unité de Montgaillard - Serrelongue, au Nord du

massif du Saint-Barthélémy. Elles font par contre défaut, par lacune stratigraphique, dans les unités commingeoises et ultra-commingeoises du "bassin" de Tarascon correspondant, pendant l'Albien supérieur, à une zone de non-dépôt (haut fond médian) ou d'érosion, séparant les fosses du Flysch noir au Nord et du Fylysch ardoisier au Sud (zone interne métamorphique).

Dans la partie sud de la cluse de Péréille, à l'extrémité orientale des chaînons calcaires du Pech de Foix la partie inférieure du Fylysch noir externe, constituant ici le complexe flyschoïde à Floridées (B. Peybernès, 1976), est bien visible sur la rive droite du Douctouyre où alternent des marnes, des marno-calcaires, des grès, des microbrèches à Floridées et des brèches polygéniques à clastes décimétriques. Les éléments de datation sont, dans les niveaux carbonatés indurés, *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) gr. *texana* - *aperta*, *Orbitolina* (*Conicorbitolina*) *paeneconica* Vial et *Favusella washitensis* et, tout à fait à la base, quelques Ammonites de la zone à Cristatum dont *Beudanticeras beudanti* (Y. Gubler et A. Vatan, 1943). Au sommet du complexe s'intercale, près de Rabat une lentille décamétrique de calcaires blancs à nombreuses Floridées branchues (*A. cretacea*, *P. primaevum*) et Orbitolines dont *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *leymeriei* dont c'est la localité-type. La formation est épaisse, selon les coupes, de 60 à 150 mètres.

Dans le vallon de Pradières, les marnes schisteuses noires du groupe du Fylysch noir s'organisent en un synclinal dissymétrique déversé au Nord. Son flanc sud, renversé, à série la plus complète, affronte par faille l'Urgo-Albien du Pech de Foix alors que son flanc nord, normal, présente une série réduite, reposant stratigraphiquement sur le Jurassique et débutant par une brèche de base remaniant l'Urgo-Albien érodé. Sur le flanc sud, le terme le plus ancien du Fylysch noir correspond à un mince niveau de marno-calcaires bleutés constituant le replat du champ de la Lauze et de Panefabe. Près de l'abreuvoir de Quillarech, il fournit des Ammonites albiennes, dont *Beudanticeras beudanti*, *Desmoceras* sp. et *Douvilleiceras aequinodum* et, près d'Arenals, des Colomielles (*Colomiella mexicana* et *Colomiella tunesiana*). Cet horizon fossifère se poursuit jusqu'à l'entrée de Foix : on le connaît près de l'usine de traitement des ordures (ancien tir à la cible) où il renferme de nombreuses Mesorbitolines (*O* (*M.*) *aperta* ; *O* (*M.*) gr. *texana-aperta*). Il a été reconnu par les auteurs anciens à l'entrée de la carrière de Laborie (aujourd'hui masquée par des déblais) sous le nom de couche verte de Lahaie, horizon glauconieux à condensation d'Ammonites de la zone à Cristatum dont *B. beudanti*, *Desmoceras mayorianus* et *Mojsisovicsia delarueli*. Au-dessus, se développe le complexe flyschoïde à Floridées admettant près d'Arenals de nombreuses lentilles bréchiques (dont une présente une intercalation de bauxite) et organisé en séquences métriques granodécroissantes (grès - marnes) dans l'axe de la structure.

Le chaînon de Cadarcet et les plis du Pech Saint-Sauveur ne présentent que quelques lambeaux de Fylysch noir étiré dans des accidents et mal exposés. On en connaît dans les soubassements des maisons de Foix (entre l'Espinet et le pont sur l'Arget) où avaient été citées autrefois des Ammonites albiennes et, plus au Nord-Ouest, le long de l'accident bordier méridional du chaînon du Pech de Foix (lambeau de la Renardière). On en retrouve un autre témoin sous forme de marnes à *F. washitensis* associées à des microbrèches, près de la ferme de Sézenac au Sud-Est de Foix.

n7dBr, c1-2Br. **Albien supérieur à Cénomalien. Brèches chaotiques : brèches de Serre-Longue (n7dBr) et brèches de Freychenet (c1-2Br).** Ces deux

formations s'observent sur le flanc nord du Pech de Foix et à son extrémité orientale (Nord de la cluse de Péreille), à l'Ouest et au Sud du bassin de Nalzen (unité de Montgaillard — Serre-Longue).

Dans la cluse de Péreille, faisant suite en une mégaséquence de comblement aux marnes noires et aux calcaires à Mélobésiées du complexe flyschoidé à Floridées, se développent 30 m d'un complexe calcaréo-bréchiq ue étagé sur le Vraconien supérieur et le Cénomani en basal. Ce complexe comprend en alternance des microbrèches polygéniques, des marno-calcaires ferrugineux à faune non-resédimentée et des marnes indurées à Ostracodes. Les marno-calcaires fournissent une association vraconienne dont *Orbitolina* (*Orbitolina*) *duranddelgai*, *O. (O.) concava*, *O. (Conicorbitolina) conica*, *O. (C.) paeneconica*, *Favusella washitensis*, des Pithonelles et quelques rares Floridées rubanées. Les derniers bancs renferment *Praealveolina simplex* avec laquelle débute le Cénomani en inférieur.

Le complexe calcaréo-bréchiq ue roux passe latéralement vers l'Est à des brèches polygéniques grossières de plus en plus riches en blocs de socle hercynien (granites, schistes à andalousite), largement développées au Nord de Bac d'en-haut et du pic des Monges. Ces brèches chaotiques relèvent alors du Vraconien — Cénomani en (c1-2Br) car elles remanient, outre le socle paléozoïque, de rares blocs carbonatés à faune de l'Albien supérieur.

Dans l'unité de Montgaillard — Serre-Longue, les brèches sont couronnées par des niveaux microbréchiq ues remaniant des microfau nes cénomaniennes liées par un ciment micritique à Globotruncanidés du Turonien.

Les brèches chaotiques constituent donc une formation diachrone déposée dans l'intervalle Albien supérieur — Cénomani en (M. Bilotte, 1975, 1985 ; B. Peybernès, 1976).

C'est en bordure ouest et sud du bassin de Nalzen que les brèches chaotiques forment une bande continue depuis Montgaillard jusqu'à Monferrier et qu'elles apparaissent sous leur aspect le plus spectaculaire, celui d'un puissant conglomérat à éléments locaux empruntés tant au socle hercynien qu'à la couverture secondaire. Citons, entre autres, le conglomérat célèbre du Picou de Freychenet, à blocs énormes de calcaires griottes du Dévonien, la brèche du calvaire de Montgaillard, remaniant des schistes à Graptolithes (M. Casteras, 1933).

c1, c2. **Cénomani en.** Le Cénomani en, non bréchiq ue, affleure à l'extrémité orientale du Pech de Foix (Coumescure, cluse de Péreille), sur le Pech de Foix, dans l'écaille de Sézenac et dans le bassin de Saurat (Rabat).

● **Dans la cluse de Péreille**, le Cénomani en moyen et supérieur (c2) est composé de deux membres : des marno-calcaires bleutés (25 m) à *Praealveolina gr. cretacea*, *Ovalveolina ovum*, ..., des calcaires à dragées de quartz et Rudistes, *Sauvagesia* et Caprinidés (5 m).

● **Sur le Pech de Foix, à l'Ouest du pic des Monges**, un gisement, aujourd'hui perdu, aurait livré autrefois, dans des marnes, une abondante faune d'Echinides, *Pyrina rousseli*, *Discoidea subuculus*, *Salenia scutigera*, *Orthopsis granularis*, *Codiopsis doma*, *Hemiaster bufo*, *Goniopygus major*, *Pygaster truncatus*, habituellement considérée comme d'âge cénomani en. Pour B. Peybernès (1976), la microfau ne (*Mesorbitolina gr. aperta*, *M. aperta*, *Cythereis bonnemai*)

comme les Brachiopodes que l'on y recueille encore (*Psilothyris* aff. *occidentalis*,...) ne seraient en réalité caractéristiques que de l'Albien supérieur.

• **Dans l'écaille de Sézenac**, le Cénomaniens est complet ; au dessus des marnes à *Rotalipora appenninica* et *Favusella washitensis* de l'Albien supérieur viennent des calcaires bioclastiques en bancs décimétriques (15 m) renfermant une microfaune du Vraconien — Cénomaniens inférieur, *Orbitolina* (*M.*) *aperta*, *O. (C.) cuvillieri*, *O. (C.) moulladei*, *Simplalveolina simplex*,... ; le Cénomaniens moyen-supérieur est constitué d'abord par des calcaires organogènes (15 m) à Caprinidés, *O. (C.) conica*, *Praealveolina* gr. *cretacea*, *Ovalveolina ovum*,..., puis des marno-calcaires blancs (5 m) à *Eucalycoceras pentagonum* ; de ces mêmes calcaires pourrait provenir la faune d'Oursins connues depuis longtemps avec *Holaster subglobosus* et *Discoidea cylindrica*.

• **Au Nord de Rabat, le bassin de Saurat** débute par une barre de calcaires bioclastiques du Cénomaniens moyen-supérieur (C2), discordante au dessus des marnes albiennes. C'est la barre des Irretches qui atteint son épaisseur maximum à la Roche de Cayral (ou Roche Ronde) ; elle débute par une microbrèche (1 m) remaniant des éléments centimétriques de dolomie jurassique, de calcaires à spicules et de grès glauconneux de l'Albien inférieur ; elle se poursuit par des biosparites graveleuses (30 m) qui renferment *Nezzata simplex*, *Orbitolina (C.) conica* à la partie inférieure, *Praealveolina* sp., *Spiroloculina robusta*, *Nummoloculina* sp., à la partie supérieure. La macrofaune, rare, se compose de *Caprina adversa* et *Ichthyosarcolithes* sp. (M. Casteras, 1933). La barre des Irretches s'achève sous une surface de dissolution microkarstique colmatée par des micrites du Turonien (M. Bilotte, 1985).

C3-4a, C4b, C4c, C3-4Br. **Turonien et Coniacien du bassin de Saurat. Marno-calcaires turono-coniaciens (C3-4a) ; complexe marno-gréseux (C4b) et grès micacés (C4c) du Coniacien ; (C3-4Br) Turono-Coniacien brécheque du bois de Candail.** Dans le prolongement du Turono-Coniacien brécheque très développé dans la partie orientale du bassin d'Oust et de Massat (feuille Saint-Girons), le Turono-Coniacien du bois de Candail au Sud-Ouest du col de Port a été noté C3-4Br. Ces conglomérats, à éléments de taille variable (2 cm à 2 m), remanient en grande proportion des schistes paléozoïques qui sont associés à des aplites, granulites, pegmatites, micaschistes, quartzites, quartz. Les éléments secondaires y sont fréquents : schistes albiens, calcaires et dolomies du Lias, calcaires barrémiens.

Dans le bassin de Saurat, les calcaires à Caprines de la barre des Irretches sont surmontés (M. Lanau, 1971) de 2 à 4 m de calcaires cryptocristallins à *Praeglobotruncana stephani*, *P. helvetica*, *Marginotruncana renzi*, *Pithonella ovalis*, *Stomiosphaera sphaerica* attribuables au Turonien. Le complexe calcaire est surmonté de 20 à 30 m de marno-calcaires bleutés avec *Marginotruncana pseudolinneiana*, *M. renzi*, *Pithonelles*, *Gumbelines*, *Stomiosphères*, qui sont encore turoniens pour la majeure partie et coniaciens au sommet (C3-4a). Au-dessus, l'essentiel du bassin de Saurat est constitué par une série de type flysch (120 m au total) à rapporter encore au Coniacien, avec, à la base, un complexe marno-gréseux (C4b) et au sommet des grès micacés (C4c) qui ont fourni seulement quelques *Marginotruncana pseudolinneiana* et rappellent les grès de Celles (grès micacés inférieurs) du bassin de Nalzen. A signaler que ces grès micacés étaient autrefois exploités artisanalement comme pierres à faux.

C3-4. Turonien et Coniacien du bassin de Nalzen. Marno-calcaires bleus de Péchiquelle. Dans l'unité Celles — Montferrier du bassin de Nalzen, la brèche chaotique est surmontée par une épaisse série de marnes et de marno-calcaires à microfaune planctonique qui s'étend depuis Saint-Paul-de-Jarrat jusqu'à Montferrier en formant une bande de largeur variable (500 m en moyenne). Il s'agit d'une formation de lithologie relativement homogène de marno-calcaires gris bleuté, en bancs réguliers mais présentant aussi des niveaux de *slumps*, avec localement de fines passées gréseuses, celles-ci devenant plus abondantes au sommet. La base des marno-calcaires de Péchiquelle est datée au Nord de Serre-Longe (feuille Lavelanet) par *Heterohelix reussi*, *Hedbergella delrioensis*, *Marginotruncana coronata*, *M. indica*, *M. difformis*, *Dicarinella imbricata*, association qui sans être franchement caractéristique pourrait déjà indiquer le Turonien moyen. Le Turonien est ponctuellement mieux caractérisé par *Praeglobotruncana helvetica*, *Marginotruncana renzi*, *M. coronata*, *M. pseudolinneiana*, *Dicarinella imbricata* et *Helbergella flandrini*. A signaler l'existence de blocs exotiques (olistolithes) emballés dans la formation. C'est en particulier le cas d'éléments métriques de calcaires à Caprines et Orbitolines aux abords de Péchiquelle (feuille Lavelanet).

Compte tenu de l'importante déformation qui les affecte, la partie terminale des marno-calcaires de Péchiquelle n'est pas datée avec précision. On pense que la formation s'élève au moins dans le Coniacien en raison de sa situation sous les grès de Celles datés, eux, du Santonien inférieur. Les marno-calcaires de Péchiquelle correspondent à un flysch marneux distal.

Dans le flanc sud de l'anticlinal de Péreille, le Turonien est représenté, au dessus des calcaires cénomaniens de Coumescure, par :

— des marnes et des marno-calcaires (60 m) en lits centimétriques à décimétriques alternants ; la microfaune planctonique s'y compose de *Helbergella paradubia*, *H. praehelvetica*, ..., à la partie inférieure, *Praeglobotruncana helvetica*, *P. biconvexa*, *Dicarinella imbricata* et *D. algeriana*, à la partie supérieure ;

— des marnes et des calcaires gréseux bioclastiques (40 m) ; ces derniers remanient des fragments de macrofaune benthique (Radiolitidés, Coelentérés, Algues, ...), alors que les intervalles marneux renferment *Marginotruncana schneegansi*, *M. sigali*, *M. renzi*, *Dicarinella indica* ; la partie supérieure de la série, sous la discordance du Bégudo-Rognacien, atteint le Coniacien défini par *Marginotruncana sinuosa*.

Dans le lambeau du Bastié, le Turonien au moins est individualisé dans des marnes par *Praeglobotruncana helvetica*, *P. stephani*, *Marginotruncana coronata*, *M. sigali*, *M. renzi*.

C5a1, C5a2, C5a3, C5a. Santonien inférieur. Grès de Celles (C5a1), Calcaires de Morenci et Montferrier (C5a2), marnes à *Micraster* (C5a3), dans l'unité Celles — Montferrier du bassin de Nalzen et dans le lambeau du Bastié ; C5a, dans l'unité de Saint-Cirac du bassin de Nalzen. Il convient de distinguer deux séries dans le "bassin" de Nalzen ; elles sont représentées dans deux unités tectoniques indépendantes (M. Bilotte, 1975).

● **Au Sud, dans l'unité de Celles — Montferrier**, les marno-calcaires de Péchiquelle sont progressivement remplacés par un flysch gréseux, le grès de Celles, ici noté C5a1, fait d'alternances de grès granoclassés et de marnes. Ces dernières ont livré, aux abords de Montferrier (feuille Lavelanet) et dans la

partie moyenne de la formation, *Sigalia deflaensis* et *Marginotruncana* (D.) *concovata* du Santonien inférieur. C'est aussi au sommet du grès de Celles, et non dans le calcaire de Morenci sus-jacent, que se situe une faune resédimentée de Rudistes turoniens qui ont autrefois entraîné l'attribution à cet étage du grès de Celles. Des figures sédimentaires, *slumps*, rides, convolutes, *flute-casts* sont visibles dans la formation dont l'alimentation s'est réalisée du Sud-Est vers le Nord-Ouest.

Le grès de Celles est surmonté par une barre de calcaires bioclastiques dénommée calcaires de Morenci — Montferrier (C5a2). De 20 à 30 m de puissance, cette barre forme une crête à peu près continue dans la partie orientale du bassin de Nalzen (feuille Lavelanet), discontinue vers l'Ouest (feuille Foix). Cette disparition va de pair avec une atténuation vers l'Ouest du caractère bioclastique ; de même, on ne retrouve plus ici les sections de Rudistes (*Durania*) fréquentes à Morenci (feuille Lavelanet) qui donnaient aux calcaires un cachet périrécifal. Quelques Foraminifères (*Nummofallotia cretacea*, *Rotalia* aff. *reicheli*, *Goupillaudina* sp., *Dicarinella* aff. *primitiva*) permettent, ici, de proposer un âge santonien inférieur pour les calcaires de Morenci — Montferrier. Du point de vue sédimentologique, cette formation a été interprétée comme une "mégaturbidite" (B. Peybernès, Ph. Pons, C. Roux et P. Souquet, 1984).

Les calcaires de Morenci — Montferrier sont surmontés d'une formation marneuse discontinue, apparemment en raison du caractère érosif de la série qui lui fait suite. On peut l'observer, sur cette feuille, au Nord des Madrils et à Réoulat. Ces marnes à *Micraster* (C5a3) sont des marnes bleues, dures, homologues vraisemblablement des marnes à *Micraster corbaricus* des Corbières. On y a signalé *Micraster heberti* et *Pachydiscus canali*. La microfaune de ces marnes, *Dicarinella concavata*, *Sigalia deflaensis*, *Vaginulopsis scalariformis*,..., est encore d'âge santonien inférieur.

Dans le lambeau du Bastié, une succession comparable peut être relevée dans la tranchée de la route ; on y reconnaît le grès de Celles sous un faciès apparemment plus terrigène et grossier, les calcarénites du Bastié localement conglomérées, les marnes à *Micraster heberti* dont c'est le gisement type. La succession s'interrompt tectoniquement au contact du granite de Foix.

● **Au Nord, dans l'unité de Saint-Cirac**, le Sénonien inférieur (Santonien essentiellement) n'est plus représenté dans la partie nord-ouest du bassin de Nalzen que par une série marneuse homogène (C5a), apparaissant en boutonnière au Nord-Est des écailles de Montgaillard. Ces marnes, rouges à leur partie inférieure (la Plaine), brunes à leur partie supérieure, livrent une microfaune caractéristique du Santonien inférieur avec *Dicarinella concavata*, *Sigalia deflaensis*, *Ventilabrella decoratissima*, *Vaginulopsis scalariformis*, *Neoflabellina gibbosa*.

C5-6, C5b-6, C.C. **Santonien supérieur et Campanien. Complexe grés-marneux de Nalzen** (C5b-6) dans l'unité de Celles — Montferrier ; marnes de Saint-Cirac à récifs de Rudistes (C.C) dans l'unité de Saint-Cirac ; **Complexe argilo-silteux et marnes bleues de Clarac et de Restouil** (C5-6).

● **Au Sud, dans la lame de Celles — Montferrier**, se développe le puissant complexe grés-marneux de Nalzen ou de la Jourdane (C5b-6) (feuille Lavelanet) qui érode son substratum et vient reposer indifféremment sur les marnes à *Micraster*, les calcaires de Morenci — Montferrier ou les grès de Celles. Ce flysch gréseux a livré une rare microfaune planctonique, *Globo-*

truncana *arca*, *Gl. bulloides*, *Gl. fornicata*, *Gl. linneiana*, qui indique un âge au moins santonien supérieur jusqu'à l'apparition, dans la partie moyenne de la formation, de *Gl. stuartiformis* du Campanien.

● **Au Nord, dans la bande de Saint-Cirac**, le Santonien inférieur est surmonté d'une cinquantaine de mètres de grès azoïques qui précède un puissant complexe marno-gréseux de plus de 500 m de puissance connu sous le nom de marnes de Saint-Cirac, avec intercalations bioconstruites de calcaires à Rudistes, cC. La partie inférieure de cette formation a livré (à Péréillaud, feuille Lavelanet) une microfaune planctonique, *Globotruncana arca*, *Gl. bulloides*, *Gl. fornicata*, *Gl. rosetta*, *Gl. ventricosa*, associée à des Rudistes typiques du Campanien ; mais, c'est surtout à des niveaux plus élevés, datés alors par *Gl. stuartiformis* du Campanien, que se situent, sur la feuille Foix, les classiques gisements de Rudistes dits de Leychert et de Roquefixade (ruines de Pujet) ou, sur la feuille Lavelanet, ceux de Benaix et de Villeneuve-d'Olmes, avec *Hippurites heberti*, *Vaccinites archiaci*, *Hippuritella sulcatoides*, *Pseudovaccinites robustus*, *Pv. latus* var. *major*, *Bayleia pouechi*, *Radiolites aurigerensis*, *Praeradiolites aristidis*, *Biradiolites leychertensis*, *Plagioptychus ersi*, *Cyclolites hemisphaerica*, *C. elliptica*, et de très nombreux Madréporaires coloniaux. Cette faune est caractéristique du Campanien.

Dans le flanc nord de l'anticlinal de Péréille, les marnes et calcaires à Rudistes de Saint-Cirac se retrouvent entre Péréille - d'en-haut et Péréille - d'en-bas (feuille Lavelanet), les calcaires bioconstruits ayant livré en outre *Fallotia* cf. *colomi* et *Abrardia mosae* (M. Bilotte, 1984 ; 1985).

● **Au Nord du chevauchement frontal nord-pyrénéen** entre Baragne et Restoul d'une part, puis à l'Ouest de l'Ariège, à Clarac, d'autre part, les marnes de Saint-Cirac notées c5-6, réapparaissent.

c7a. **Maastrichtien "inférieur et moyen". Grès de Labarre.** Les grès de Labarre forment, en zone sous-pyrénéenne, une bande continue au pied du Plantaurel, depuis le Douctouyre, passant par Roquefort-les-Cascades, Lherm, traversant l'Ariège au Nord du village de Labarre, où ils supportent le barrage hydro-électrique d'Ariélor, et se poursuivent sur la rive gauche jusqu'au Nord de Baulou. L'une des rares coupes visibles de cette formation est celle de la localité type sur la RN 20. M.G. Buis (1976) y a reconnu une organisation en séquences granodécroissantes (grès - silts - marnes) et l'existence d'une bioturbation d'origine végétale qui rendraient compte d'un environnement estuarien.

Du territoire de la feuille Lavelanet à celui de la feuille Foix, les grès de Labarre témoignent d'environnements variés allant du deltaïque au fluvial en passant par l'estuarien. Ces substitutions se sont réalisées pendant le Campanien supérieur (feuille Lavelanet) et une partie du Maastrichtien (feuille Foix).

c7b. **Maastrichtien "supérieur". Argiles rouges inférieures.** Au pied du Plantaurel, une bande continue d'argiles rouges de 50 à 100 m d'épaisseur surmonte les grès de Labarre. Elle sont dites argiles rouges inférieures par opposition aux argiles rouges supérieures du Paléocène.

Il s'agit de dépôts de plaine alluviale (limons rouges) entaillés de chenaux fluviaux (grès et poudingues). Localement, dans les synclinaux de Baulou et l'anticlinal de Péréille, les argiles rouges inférieures reposent en discordance

sur leur substratum (J. Rey et P. Souquet, 1974 ; M. Bilotte, J. Canerot, E.J. Debros, B. Peybernès, J. Rey et P. Souquet, 1975). Elles sont ponctuellement datées du Maastrichtien par une flore de Characées caractéristiques du Bégudo-Rognacien : *Platychara compressa*, *Sphaerochara* sp., *Peckichara* sp.

Tertiaire

e1a. **Dano-Montien. Calcaire lithographique.** Ce calcaire blanc ou rosé, dur, sublithographique, à accidents siliceux fréquents, tranche par sa couleur avec les couches rouges qui l'encadrent. Il forme une petite barre de 10 à 20 m d'épaisseur, très continue sur le versant méridional du chaînon de Plantaurel. On le retrouve, de même que les argiles rouges encaissantes, sur la retombée sud de l'anticlinal de Péreille. Il dessine encore les deux terminaisons périclinales du synclinal complexe de Baulou. Peu fossilifère sur le territoire de cette feuille, le calcaire lithographique a livré à la traversée de l'anticlinal de Dreuilhe, dans la cluse du Touyre (à l'Entonnoir, feuille Lavelanet), une flore de Characées nettement paléocène, *Dughiella bacillaris*, *Maedleriella michelina* et *Sphaerochara edda* (M. Massieux, Y. Tambareau et J. Villatte, 1981).

e1b. **Dano-Montien. Argiles rouges supérieures.** Ces argiles rouges, par places blanches ou verdâtres, souvent gréseuses, continentales, sont associées à des grès grossiers et des poudingues. Ce complexe présente partiellement le faciès que Leymerie a qualifié de "garumnien" (épaisseur moyenne : 10 à 30 m). Les seuls organismes que renferment ces argiles bariolées sont des *Microcodium*. Leur position, au-dessus des calcaires lithographiques de la base du Paléocène et au dessous des calcaires marins du Thanétien, en font l'équivalent du "Vitrollien" provençal.

e2a. **Thanétien inférieur. Calcaires à Miliolites, *Alveolina primaeva* et *Fallotella alavensis*.** Succédant à un Dano-Montien de faciès continental (calcaire lacustre et argiles versicolores), la série marine du Thanétien inférieur inaugure un nouveau cycle. D'une épaisseur généralement comprise entre 70 et 90 m, constituant ce que les anciens auteurs appelaient avec Leymerie le calcaire à *Miliolites* il est responsable de la remarquable crête du Plantaurel que l'Ariège traverse à Saint-Jean-de-Verges. Il forme toute la cuesta à regard au Sud et plonge, en surface structurale sur le versant nord jusqu'à mi-hauteur, sous les marnes à Huîtres et à Characées du Thanétien supérieur.

Dans le détail, ce complexe est constitué d'une alternance :

- de calcaires beiges, massifs, à Madréporaires, Bryozoaires, Algues rouges (*Archaelithothamnium*, *Ethelia alba*, *Distychoxylax biserialis* et Miliolites ;
- de calcaires gris ou beiges, noduleux ou en plaquettes à Algues vertes (*Ovulites*, *Orioporella*, *Cymopolia*), Miliolites, Rotaliidés, Valvulinidés et Ostracodes ;
- de dolomies, calcaires bruns ou roux et marnes à Gastéropodes lacustres (dont *Physa prisca*), Charophytes et *Microcodium*, qui apparaissent à l'Est de l'Ariège et augmentent progressivement d'épaisseur d'Ouest en Est.

Ces divers termes s'agencent en séquences élémentaires généralement régressives, au sein d'une mégaséquence cyclique, de tendance transgressive puis régressive.

La présence d'*Operculina heberti* à la partie inférieure et de l'association caractéristique *Alveolina primaeva*, *Fallotella alavensis*, *Broekinella arabica*

et, plus rarement, de *Nummulitoides sindensis* indique un âge thanétien inférieur (Villatte, 1962 ; Tambareau, 1972).

Le Thanétien inférieur est aussi bien représenté dans les synclinaux complexes de Baulou, toujours par les calcaires à Miliolites, avec la même faune marine à *Fallotella alavensis* et *Alveolina primaeva*, mais à l'exclusion de niveaux lagunaires ou lacustres.

e2b. Thanétien supérieur. Marnes à Huitres et calcaires à *Alveolina levis* et Algues, surmontés d'un niveau de marnes rouges. Il s'agit des marnes à *Ostrea uncifera* des anciens auteurs, rapportées autrefois au Sparnacien. Le relief du Plantaurel montre, de la base au sommet, les termes suivantes (Buis, 1976) :

- A. Calcaire à Charophytes et sections de Gastéropodes lacustres, alternant avec des bancs calcaréo-marneux à Miliolites et débris de Lamellibranches (6 m) ;
- B. Marnes et calcaires marneux blanchâtres à Huitres (dont *Ostrea uncifera*), Algues vertes (*Acicularia*, *Cymopolia*) ou *Microcodium*, intercalées avec 6 ou 7 barres de calcaires micritiques à Charophytes et *Microcodium* (40 m) ;
- C. Calcaires oolithiques jaunes à *Alveolina levis*, Miliolites et Algues vertes (6 m) ;
- D. Marnes ocre à Bryozoaires contenant une riche faune de Bryozoaires : *Graspedoporina carlai*, *Beisselina ellenbergeri*, *Gastroporella pyrenaica* (gisement de Carla-de-Roquefort ; Balavoine et Plaziat, 1964). Ce niveau, qui contient encore *Alveolina levis*, admet quelques bancs calcaires à *Distichoplax biserialis*, *Ethelia alba*, Polypiers (30 m) ;
- E. Marno-calcaires à Turritelles, Batillaires, Crassatelles et *Ostrea uncifera* (10 m) ;
- F. Marnes rouges, azoïques, avec intercalations de calcaires gréseux et de calcaires d'aspect cargneulique, avec des *Microcodium* et de rares Charophytes traduisant une émergence à la fin du Thanétien.

Les dépôts du Thanétien supérieur, organisés en séquences élémentaires de comblement, témoignent donc, dans leur ensemble, d'une évolution cyclique, à tendance transgressive pour la partie inférieure (niveaux A à D) et régressive pour la partie supérieure (niveaux D à F).

Le Thanétien supérieur a une constitution comparable dans les synclinaux de Baulou, avec à la base des calcaires à Characées et les marnes à Huitres, puis le complexe des marnes et des calcaires à *Alveolina levis*, Algues et nombreux *Echinanthus*, Cérithes et Lucines, enfin, au sommet, des marnes, grès grossiers à *Microcodium* et même quelques lits de poudingue. Ici encore le Thanétien supérieur se présente comme un cycle sédimentaire.

e3a. Ilerdien inférieur. Calcaires à *Alveolina cucumiformis* et marnes à *Operculina subgranulosa*. Sur les couches terminales du Thanétien vient, au Nord du Plantaurel, une série épaisse d'une centaine de mètres, à dominante marneuse, où l'on peut distinguer, de la base au sommet (Buis, 1976) :

- A. Calcaires marneux à Ostréidés, Miliolidés, Ostracodes (10 m), passant latéralement vers l'Est (région de Carla-de-Roquefort) à des grès noirs azoïques ;

— B. Marnes et calcaires micritiques à Turritelles, Spondyles, *Terebratula montolearensis*, *Alveolina cucumiformis*, *A. avellana*, *Orbitolites* gr. *biplanus* (5 à 10 m);

— C. Marnes à *Operculina subgranulosa*, Turritelles et Huîtres, alternant vers l'Est, en séquences élémentaires régressives, avec des calcaires gréseux à Miliolles et Lamellibranches et avec des silts à Ostracodes (25 m);

— D. Marnes noires à Ostracodes (10 m);

— E. Marnes silteuses, finement laminées, très riches en débris de plantes (30 m).

Ces divers faciès indiquent des environnements marins internes, peu profonds, subtidaux à intertidaux. Leur enchaînement résulte d'une évolution cyclique, transgressive puis régressive. *Alveolina cucumiformis*, reconnue dans le niveau B est, selon Hottinger (1960), la forme guide de la base de l'Ilerdien.

Dans le cœur du synclinal de Marty (lambeau de Baulou), l'Ilerdien inférieur est représenté par une mince couche de calcaire gréseux roux à Miliolles, puis par des alternances de marnes et de calcaires marneux à *Alveolina cucumiformis*, *Orbitolites* et *Ovulites mailloensis*.

e2b. Ilerdien moyen. Marnes à Nummulites et Turritelles avec intercalations de grès de type grès de Furne au sommet. Cet ensemble débute par un niveau très constant, épais de 8 m, de calcaires marneux alternant avec des bancs de calcaire gréseux et glauconieux, avec une faune très riche, souvent brisée et remaniée d'Huîtres (*Ostrea multicosata strictiplicata*), Nummulites (*N. globulus*, *N. ataticus*, *N. exilis*, *Operculina subgranulosa*, *Assilina leymeriei*, *Ranikothalia*, *Discocyclusina seunsi*), Alvéolines (*A. laxa*, *A. cf. subpyrenaica*, *A. agrigentina*), Mélobésiées, Bryozoaires (*Xanthopsis dufourii*). Les Alvéolines dateraient cette barre à Ostréidés de la partie supérieure de l'Ilerdien moyen selon la biozonation proposée par Hottinger.

Au-dessus, vient un niveau très constant, épais de 30 à 40 m, de marnes gris-bleu. Ces couches sont très fossilifères en de nombreux points, notamment à Carla-de-Roquefort. Elle contiennent surtout, en abondance, des Nummulites et des Turritelles : *Nummulites globulus*, *N. ataticus*, *Turritella tremplina*, *T. figolina*, *T. rodensis*, mais aussi des Discocyclines (*D. augustae*, *D. irregularis*, *D. neumannae*), de nombreux Mollusques, Natices, Huîtres plissées, *Ostrea multicosata strictiplicata*, des *Trochocythus*.

Aux marnes à Nummulites et Turritelles succèdent très progressivement, sur 30 m, des alternances en séquences de comblement, de marnes silteuses et de grès calcaires; ces derniers sont comparables aux grès de Furne des Petites Pyrénées. Dans la partie médiane de l'unité, à l'Est de Villeneuve-du-Bosc, s'intercalent des lentilles de galets associés à des débris ligniteux et à diverses coquilles (Naticidés, Crassatelles, Ostréidés, Turritelles, Serpules, *Trochocythus*). Ces mêmes fossiles se retrouvent dans les différents horizons gréseux mêlés à des Foraminifères parmi lesquels *Nummulites ataticus*, *N. globulus*, *Discocyclusina irregularis*, *Ranikothalia*, *Alveolina* aff. *corbarica*.

e3c. Ilerdien moyen. Terrain de transition (de caractère deltaïque) au Poudingue de Palassou. Cette formation assure le passage de l'Eocène marin à l'Eocène continental. Elle est essentiellement composée de marnes jaunes, marmorisées, à concrétions calcaires, intercalées de bancs de micropoudingues et de grès qui deviennent plus abondants au sommet. Localement se développent des lentilles de conglomérats.

Les influences marines se manifestent encore dans les 10 premiers mètres de ce niveau, où des passées de marnes, de silts et de conglomérats, organisés en séquences élémentaires grano-croissantes renferment quelques débris coquilliers (Ostréidés, Foraminifères). Elles s'estompent dans les termes plus élevés où les séquences élémentaires sont toutes grano-décroissantes. Cette formation illustre, avec les assises sous-jacentes des marnes à Nummulites et Turritelles puis des grès de faciès grès de Furne, le comblement par édifications deltaïques de la plate-forme marine du Paléocène, en une mégaséquence négative et régressive (Buis et Rey, 1975).

A 250 m au Nord de la ferme du Mandre, un horizon calcaréo-silteux situé à 5 m de la base a fourni *Alveolina cf. corbarica* et *Orbitolites cf. complanatus*. Le terrain de transition peut donc être rapporté à l'Ilerdien moyen selon la biozonation d'Hottinger.

C'est avec cette formation que se manifestent les premiers démantèlement importants des reliefs pyrénéens en voie de formation, comme le prouvent les intercalations conglomératiques. La nature des galets (calcaires métamorphiques du Secondaire, rares éléments hercyniens) permet de situer l'origine des apports dans la zone interne métamorphique ou dans la partie plus méridionale de la zone nord-pyrénéenne.

L'épaisseur du terrain de transition est comprise entre 170 m (Escalières) et 30 m (Nord du Mandre). Ces variations de puissance pourraient résulter pour partie de ravinements et de mouvements (mis en évidence par de légères discordances angulaires) précédant le dépôt du Poudingue de Palassou sus-jacent (Buis, Cugny, 1978).

esd-6. Ilerdien supérieur à Bartonien. Poudingue de Palassou. Il s'agit d'un puissant complexe détrique, d'origine fluviatile, épais de plusieurs milliers de mètres et plongeant au Nord, les valeurs angulaires des pendages diminuant par un système de discordances progressives. Seul, le tiers inférieur de la formation est représenté sur la feuille Foix. On peut y reconnaître, de la base au sommet, quatre formations à caractéristiques lithologiques générales différentes (Buis, 1976 ; Buis, Cugny, 1978) :

— A. Les silts et calcaires de Marsals (25 à 50 m), reposant sur le terrain de transition de l'Ilerdien moyen, composés de silts et grès fins marmorisés (pédolites), de marnes calcaireuses jaunes et de quelques bancs calcaires (Coulmelongue). L'ensemble de l'unité indique des environnements palustres dominants.

— B. Les marnes et grès à galets du Bousquet (250 m), avec des alternances, en séquences positives de cours d'eau méandriiformes, de grès à galets, en auges et à stratifications internes entrecroisées, de grès à stratifications obliques, onduleuses et parallèles et de marnes jaunes renfermant parfois des concrétions carbonatées. Le matériel détritique fin prédomine et les galets sont de petite taille.

— C. Les calcaires de Castille et les marnes de Saint-Cristaud (35 à 50 m). On dénombre, dans la partie occidentale de la feuille (entre Castille et Villeneuve-du-Bosc), sept niveaux calcaires, épais de 1 à 3 m, séparés par des interbancs marneux de teinte rouge dominante. Il s'agit de calcaires à oncolithes, de micrites à fentes de dessiccation ou à traces racinaires, de calcaires tachetés à Physes, Limnées et Planorbis, de calcaires pseudobréchiques qui témoignent

de milieux lacustres ou palustres. A l'Est de Villeneuve-du-Bosc, ce faisceau se dissocie par intercalation de marnes et de conglomérats d'épaisseur croissante. Les calcaires passent progressivement à des silts et les environnements deviennent palustres à fluviaux (sédimentations de bras morts). Cette formation constitue un équivalent latéral des couches de Labastide-de-Bousignac (feuille Mirepoix) connues depuis Vasseur et qui ont fourni une malacofaune lutétienne : *Biomphalaria pseudoammonius*, *Paleoglandina* cf. *cordieri*, *Lymnaea* cf. *aquensis michelini*, *Melanopsis dubiosa*, *Romanella hopei*, *Helix*, *Unio*. Elle correspondrait à la partie inférieure du faisceau de Sabarat (feuille le Mas-d'Azil) et devrait donc être rapportée au sommet du Lutétien inférieur (Crochet, 1984).

— D. Le poudingue de Peny (1000 m environ), avec une alternance en séquences élémentaires positives de conglomérats, de grès et de marnes. Les conglomérats, chenalisés et à bases érosives, sont organisés (stratifications entrecroisées en auges), assez bien triés et classés (grano-décroissants) ; les galets, associés parfois à des oncolithes, sont imbriqués. Les grès sont massifs ou stratifiés (stratifications entrecroisées ou obliques planes), à granoclassement positif ; les marnes, jaunes ou rouges, à lamines horizontales, renferment fréquemment de petits nodules carbonatés. Ces dépôts fluviaux, de cours d'eau méandriiformes ou en tresses, sont intercalés au Nord-Est, sur la feuille Mirepoix, de lentilles calcaires à Gastéropodes lacustres : *Strophostoma lapicida*, *Dactylius serresi*. Ils assureraient le passage du Lutétien au Bartonien.

— E. Les conglomérats grossiers du bois du Tir ou coulées boueuses à blocs (100 à 200 m). Ce niveau repère remarquable affleure à la limite septentrionale de la feuille (Cap des Timbales, pic de Montégut). Il s'agit de bancs conglomératiques inorganisés, à éléments mégaclastiques dont le diamètre peut atteindre 4 m et qui sont emballés dans une matrice argilo-sableuse, alternant avec des lits marneux. Ces dépôts de cônes de piémont, transportés par des coulées boueuses, paraissent isochrones à l'échelle de la feuille.

Les diverses formations s'agencent verticalement en deux mégaséquences négatives (la première avec les silts et calcaires de Marsals et les marnes et grès à galets du Bousquet ; la seconde avec les calcaires et les marnes de Saint-Cristaud, les poudingues de Pény et les conglomérats grossiers du Bois du Tir) qui témoignent de la progradation vers le Nord des cônes alluviaux édifiés par le démantèlement des reliefs pyrénéens.

Les études des orientations des galets montrent deux directions générales des paléocourants : l'une, SW — NE, est principalement représentée dans la partie occidentale de la feuille, l'autre, S.SE — N.NW, est essentiellement observée dans la partie orientale.

Les conglomérats ont pour principaux composants sur cette feuille : des galets de calcaire à dipyre provenant de la zone interne métamorphique et des éléments de calcaires faiblement recristallisés du Néocomien, du Barrémien, de l'Aptien et de l'Albien (Est du col del Py), analogues à ceux qui forment la couverture du massif du Saint-Barthélémy. A ce matériel mésozoïque s'ajoutent des éléments du socle hercynien (granites, lydiennes, quartz, calcaires, schistes et des roches éruptives basiques, ophite, albitophyre). C'est ainsi que les conglomérats grossiers du bois du Tir sont remarquables par leur richesse en matériel paléozoïque et éruptif. Dans la partie orientale de la feuille, la teneur en galets du Crétacé inférieur décroît de bas en haut, au profit des éléments du socle et du Secondaire métamorphique, par glyptogénèse

prépondérante des couvertures de la partie interne de la chaîne (zone interne métamorphique, zone commingeoise), puis du tréfonds varisque (tel le massif du Saint-Barthélémy). Par contre, à l'Ouest, où les directions des paléocourants laissent supposer une alimentation à partir du massif de l'Arize, les éléments hercyniens sont très abondants dès la base : ce massif serait donc déjà dénudé à l'Ilerdien moyen. Dans les termes plus élevés du Poudingue de Palassou (feuille Pamiers) apparaît un matériel d'origine plus septentrionale (Crétacé supérieur à faciès du bassin de Nalzen, puis Eocène sous-pyrénéen) qui témoigne de l'extension progressive vers le Nord des reliefs soumis au démantèlement.

m-p. "Mio-Pliocène". **Limons jaunes, sables à galets de quartzite.** Dans l'angle nord-ouest de la feuille, aux environs de la Bastide-de-Sérou (feuille Saint-Girons) et de Cadarcet, des replats situés au voisinage de 500 m d'altitude, le long de la vallée de l'Aujolle, affluent de l'Arize, portent des alluvions argilo-sableuses jaune-ocre à galets principalement de quartzites patinés et de quartz cariés. Paraissant provenir, au moins en partie, du remaniement de formations alluviales du Quaternaire ancien, elles jalonnent le fond d'un couloir d'érosion inscrit 50 à 100 m en contrebas de la surface de base de la formation de Lannemezan (notée Fv-u sur la feuille le Mas-d'Azil) et doivent être rapportées au Quaternaire ancien ou moyen (attribution modifiée postérieurement à l'impression de la carte).

Quaternaire

Formations glaciaires, fluvio-glaciaires et fluviales

Le Quaternaire de la feuille Foix correspond essentiellement aux dépôts des glaciers de l'Ariège et du Touyre et aux nappes fluvio-glaciaires qui en sont issues. On distingue trois phases glaciaires principales :

— une phase d'extension maximum, pendant laquelle un vaste glacier composé s'est avancé dans la vallée de l'Ariège au-delà de Foix : la surface de la glace dépassait l'altitude de 900 m dans le bassin de Tarascon ; cette phase est représentée par des blocs erratiques et des terrasses d'obturation très élevées (Gx) ;

— une phase de stationnement, succédant à une forte décrue glaciaire, et marquée par la formation, sur la rive gauche du glacier d'Ariège, de deux lacs d'obturation au fond desquels se sont déposés plusieurs dizaines de mètres d'argiles varvées (GLx), vers 640 m dans la vallée de Saurat à l'Ouest de Bédilhac et vers 450 m à Sibian, dans la basse vallée de l'Arget, à l'Ouest de Foix ; les moraines de cette phase ont également été notées Gx, les terrasses alluviales correspondantes F Gx ou Fx ;

— après une nouvelle récession, une troisième phase glaciaire, plus modeste que les précédentes : le glacier de l'Ariège n'a pas dépassé la cluse de Garrabet ; les stades finals sont marqués par de petits vallums recoupés par l'Ariège à l'Est d'Arignac et à la Bernière. Les moraines et les terrasses d'obturation de cette phase ont été notées Gy. A la phase de progression et de stationnement de ce glacier correspond en val de Garrabet une nappe fluvio-glaciaire unique formée de matériel très grossier et épaisse de 80 m à son origine (FGya). Pendant la période de récession du glacier se sont déposées dans le bassin de Tarascon, en amont de Garrabet, des alluvions fluvio-glaciaires moins grossières, avec une abondante gangue sableuse (FGyb). Dans le même temps, les eaux de

fusion ont découpé, en aval de Garrabet, dans la masse de la nappe FGy_a, une série de terrasses étagées. Il y a donc continuité topographique entre les paliers des terrasses FGy_b en amont de Garrabet et, en aval de cette localité, les paliers d'érosion taillés dans la nappe FGy_a.

Gx, GLx, FGx, Fx. **Formations glaciaires, glacio-lacustres, fluvio-glaciaires et fluviatiles de Cadirac.** Ces notations englobent toutes les formations glaciaires ou formations associées antérieures à la glaciation de Garrabet.

Gx. **Moraines.** La notation Gx recouvre des formations glaciaires d'âges très divers. Les plus anciennes sont démantelées ou présentent des formes très évoluées et leur matériel est coloré en jaune-ocre, avec altération des minéraux fragiles. Les plus récentes conservent des formes nettes et leur matériel est plus faiblement altéré.

● *Moraines latérales, placages morainiques et banquettes d'obturation des vallons suspendus au-dessus des versants d'auge, moraines des diffluences du Sellier et de Caraybat.* Des placages morainiques et des banquettes d'obturation, formés lors d'extensions glaciaires beaucoup plus étendues que celle de la glaciation de Garrabet, s'observent dans la vallée du Touyre (obturation de Frémis au Sud-Ouest de Montferrier), sur le versant droit de l'auge de l'Ariège (Croquié, Cazenave) à plus de 400 m au-dessus du fond actuel de la vallée, sur le versant gauche de l'auge de l'Ariège (Seignaux, 820 m ; Nord d'Arignac, 1 030 m), dans la vallée de Saurat jusqu'aux abords de Prat-Communal (Goueytes).

Dans la basse Barguillère, à l'Ouest de Foix, les moraines du Seillier et de Vié ont été apportées par une diffluence du glacier de l'Ariège lors de son extension maximum. Sur la rive droite de l'Ariège, une autre diffluence glaciaire ancienne a abandonné de nombreux blocs cristallins (non figurés sur la carte) au Sud et au Sud-Est de Caraybat, jusqu'à 630 m d'altitude. Ils atteignent une ligne tracée depuis en Rivière jusqu'à Borde Blanche.

● *Moraines de cirque des massifs primaires nord-pyrénéens.* Les parties hautes des massifs primaires nord-pyrénéens, situées au-dessus de la limite d'équilibre glaciaire, qui s'abaissait à moins de 1 400 m sur le versant nord du massif de l'Arget - Arize, ont alimenté des glaciers de cirque ou des langues de un à deux kilomètres de long, qui ne rejoignaient pas les glaciers principaux. Ces moraines descendent à 1 050 - 1 100 m d'altitude sur le versant nord du massif de l'Arget (forêt du Consulat de Foix), 1 120 - 1 320 m sur le versant sud au-dessus de Saurat où elles constituent des cordons aux formes nettes, en aval desquels se sont étalées des nappes de débris.

FGx, GLx, Fx. **Formations de marge glaciaire déposées lors de stationnements post-maximum.** Comme les moraines Gx, ces formations sont d'âges divers et présentent des degrés d'altération variables. Les plus anciennes sont colorées en jaune-ocre et relativement altérées (Antras, Cadirac), les plus récentes ont une altération plus faible (Saint-Paul, Saurat).

La moraine FGx glissée est recouverte par des épandages de grèzes sur la soulane du Pech de Foix au Nord-Est de Montgaillard, terrasses de kame ou banquettes d'obturation au matériel plus ou moins bien stratifié (Cadirac, Antras, Sud de Saint-Paul).

Les argiles et sables GLx glacio-lacustres sont parfois varvés : Sibian, à l'Ouest de Foix (450 m) et vallée du Sayrat, à l'amont d'Aynat (640 m). En ce dernier point, la notation GLx et la surcharge correspondante ont été omises lors de l'impression de la carte.

La nappe de cailloutis Fx fluvio-glaciaires est épaisse d'une cinquantaine de mètres en aval de Foix. De nombreux galets sont altérés, en particulier les granites et les schistes. La gangue, colorée en jaune, est toujours acide, entièrement décalcifiée et pauvre en minéraux fragiles (feldspaths calco-alcalins).

Gy. Moraine de Garrabet. Blocs arrondis de granite et de gneiss emballés dans des sables et des limons, sans aucun granoclassement. De couleur brun-marron, cette formation est faiblement altérée (les minéraux fragiles sont généralement conservés). A Garrabet, elle comble une ancienne vallée de l'Ariège profonde de 50 à 80 mètres.

FGya, Fya. Nappe fluvio-glaciaire et fluvatile de Garrabet — Ginabat — Montgaillard. En aval de Garrabet se développe une nappe alluviale épaisse d'au moins 50 m au droit de Montgaillard (profondeur atteinte par le sondage de Peyssales). La partie supérieure de cette formation, riche en blocs, présente sur 30 m d'épaisseur des caractères voisins de ceux de la moraine de Garrabet. Sa partie inférieure, moins grossière, a une texture de type fluvatile (graviers et sables argileux). Entre Montgaillard et Saint-Paulet, le sommet de cette nappe a été fortement raviné et est entaillé par des chenaux d'écoulement, seuls les plus gros blocs (2 m de grand axe et plus) étant restés sur place. Très nombreux autrefois au voisinage de la gare de Saint-Paul — Saint-Antoine, la plupart d'entre eux ont été détruits lors de la construction des établissements industriels et des pavillons de la banlieue de Foix.

En aval de la cluse de Foix, ces alluvions toujours très grossières, contenant des blocs cristallins aux angles arrondis mais aux faces planes, atteignant 1,30 m de grand axe, occupent le fond de la vallée de l'Ariège et des petits bassins de Loubières et Saint-Jean-de-Verges. Les divagations de l'Ariège y ont taillé des paliers de terrasse séparés par de petits talus.

FGyb, Fyb. Nappe fluvio-glaciaire et fluvatile de Bompas — Foix. En amont de Garrabet, la moraine de Bompas est emboîtée d'une quarantaine de mètres dans la moraine de Garrabet et de composition très semblable à cette dernière. Son épaisseur ne dépasse pas 20 m au droit de Garrabet et sa texture est moins compacte. Elle correspond à un stade de retrait du glacier, intermédiaire entre le stade de Garrabet et un stade plus récent, celui de la Bernière, marqué par un petit vallum situé entre Arignac et Tarascon et dont la construction a précédé la disparition totale du glacier du bassin de Tarascon. Sur les marges et le front du glacier, les eaux de fusion ont étalé une nappe d'alluvions fluviales formée par une alternance de lits de limons, sables, graviers et galets bien roulés, bien classés et présentant parfois une stratification entrecroisée. Cette formation est très faiblement altérée. Certains lits sont légèrement cimentés par la calcite.

En aval de Garrabet, la nappe de Bompas — Foix forme un niveau emboîté dans la nappe de Garrabet — Montgaillard. Une dénivellation d'une trentaine de mètres sépare les paliers des deux terrasses, mais le matériel des deux nappes n'est pas toujours facile à distinguer. En amont de Foix, où elle a été notée par erreur FGya sur la rive gauche de l'Ariège, cette nappe a des caractères

nettement fluviatiles mais contient des blocs isolés, probablement repris à la nappe de Garrabet — Montgaillard.

Fz-z. Alluvions wurmiennes et actuelles indifférenciées. Dans les vallées de la zone Poudingue de Palassou, au Nord-Est de la feuille, les alluvions Fz recouvrent des alluvions mises en place sous régime périglaciaire et formant une nappe alluviale dont la largeur est disproportionnée par rapport au débit des cours d'eau actuels.

Fz. Post-Würm et actuel. Alluvions. Dans les grandes vallées, glaciaires, ces alluvions issues de la montagne, forment les très bas niveaux et lobes de méandres, généralement insubmersibles, taillés dans la nappe fluvio-glaciaires Fy et de même composition qu'elle (sable, graviers, galets et blocs mal arrondis).

Dans les petites vallées non glaciaires et au fond de dépressions anciennement englacées (la Plaine, au Nord de Saint-Paul-de-Jarrat), ce sont les alluvions des fonds humides. Enrichies de colluvions descendues des versants, ces alluvions, dont l'épaisseur peut atteindre 10 m, recouvrent une couche de glaise grisâtre ou bleutée, hydromorphe, à débris ligneux, contenant sur la feuille Pamiers une faune fossile (Cerf élaphe, Chèvre, petit Equidé, Castor).

Tableau de correspondance des terrasses fluvio-glaciaires et fluviatiles

Feuille Foix	Feuille Pamiers
Fz	Fz1
Fyb	Fz1
Fya	Fz1
Fx	Fy
	Fx

Dépôts de versant

E. Éboulis lités périglaciaires et éboulis récents, éboulements, glissements de terrain, nappes de débris soliflués. La notation E recouvre des formations d'origine et d'âge divers :

● **Des éboulis lités périglaciaires** (grèzes litées), formant talus au pied de parois de calcaires gélifs se débitant en plaquettes, le plus souvent en exposition sud. On les rencontre en particulier sur la soulane du chaînon du Pech de Foix (Roquefixade) et au pied des escarpements calcaires du bassin de Tarascon (Roc de Sédour, Calamès). Ils sont légèrement cimentés par la calcite. Les éboulis tardiglaciaires reposent sur les moraines et les nappes fluvio-glaciaires les plus récentes. A Rhodes II, au pied du versant est du Roc de Sédour, ils supportent des foyers du Magdalénien final (10 000 BP).

● **Des éboulis de gravité** banals, occupant des situations semblables, mais formés sous un climat moins agressif, proche du climat actuel. A Rhodes II, les éboulis de gravité recouvrent les éboulis lités. Ils portent un habitat de l'âge du Bronze (environ 3 000 BP). En altitude, ces éboulis récents sont encore actifs et frangent la base des corniches calcaires.

● **Des éboulements** très localisés, souvent consécutifs à la décompression des parois d'auge glaciaire, principalement dans la vallée de l'Ariège (Prayols, la Caranne à Foix) et celle de la Courbière.

● **Des glissements de terrain généralisés** sur les pentes marneuses du Plantaurel (argiles rouges inférieures) entre Loubières et Illat, et du Pech de Foix (c5a) entre Cos et Saint-Cirac. A Arabaux, le foirage des marnes rouges a entraîné le glissement, sur une longueur de près de 2 km, des calcaires daniens et thanétiens sus-jacents, dont des pans de 150 à 200 m de long sont descendus vers le talweg de l'Alsès.

● Principalement dans les massifs primaires du Sud de la feuille, des **nappes de débris soliflués** sur les pentes, épaisses de quelques décimètres à plusieurs mètres, mises en place dans des conditions péri-glaciaires, et voilant sur de vastes étendues les roches ou les altérites du substratum.

Br. Brèches de pente et brèches litées péri-glaciaires. Localement, des brèches calcaires très fortement cimentées ont été conservées. La plus remarquable, épaisse d'une quarantaine de mètres, forme sur le versant sud du Roc de Sédour une langue de 400 m de long. Des lits alternativement grossiers et fins, inclinés de 20 à 40°, sont uniquement formés de débris de calcaire urgonien géoliffracté, sans aucun élément exotique. Cette brèche a été recouverte par le glacier de l'Ariège. Elle est donc préglaciaire ou interglaciaire. Un début de karstification de la brèche et sa position en inversion de relief conduisent à lui attribuer un âge nettement plus ancien que celui des éboulis lités développés en contrebas.

Autres dépôts quaternaires

J. Cônes de déjection. Il existe plusieurs générations de cônes de déjection :

— *des cônes de déjection du Quaternaire ancien*, dont le matériel, souvent très grossier, est en inversion de relief, par exemple au pied du versant nord du massif de l'Arget (Bourut) ;

— *des cônes de déjection post-glaciaires*, dont le matériel provient souvent du ravinement des obturations glaciaires dans lesquelles s'est développé le bassin de réception du torrent. Ils recouvrent les terrasses fluvio-glaciaires (Gariac entre Foix et Ferrières, Prayols dans la vallée de l'Ariège).

T. Tourbe. Des tourbières, en général peu profondes, occupent, dans les massifs primaires nord-pyrénéens, des dépressions fermées d'origine glaciaire ou des bas de pente. On peut signaler, dans la commune de Saurat, celle de la cabane de l'Estibat (1,5 ha) et celle de la forêt de Sauzet (1 ha).

U. Tufs. Le karst est très développé dans les calcaires dévonien du massif de l'Arget — Arize, les calcaires secondaires du bassin de Tarascon (Rocs de Sédour et de Calamès, avec la vaste grotte de Bédeilhac), ceux du chaînon du Pech de Foix (rivière souterraine de Sainte-Hélène au Saint-Sauveur, résurgence morte de la grotte de l'Herm, résurgence active de la Turasse, à Roquefort-les-Cascades). Cette résurgence a déposé, au Sud du village, les tufs de la cascade de la Turasse. Le karst des calcaires du Plantaurel est moins évolué, mais les pertes et les résurgences y sont nombreuses. La rivière souterraine la plus remarquable est celle de Labouiche (Vernajoul).

K. Remplissage des dépressions karstiques. Les alluvions qui tapissent le fond des dépressions karstiques sont en partie d'origine périglaciaire, et parfois d'origine palustre, comme celles qui occupent le fond du petit poljé d'Alzen formé à 740 m d'altitude en amont d'une perte, dans les calcaires dévoniens du massif de l'Argent.

Les cavités karstiques du bassin de Tarascon et du chaînon du Pech de Foix contiennent des remplissages alluviaux appartenant à au moins trois époques du Quaternaire. Dans le système karstique de Niaux – Lombrives – Sabart (feuille Vicdessos), P. Sorriaux a distingué : la formation alluviale de Niaux (postérieure à 70 000 BP), les conglomérats de la galerie des Comtes de Foix (250 à 175 000 BP), la formation alluviale de Lombrives (antérieure à 350 000 BP).

Dans la grotte de l'Herm et dans celle de Bouicheta, à Bédeilhac (Roc de Sédour), les remplissages les plus récents (argiles à ours des cavernes) sont riches en phosphates qui ont été exploités au XIXe siècle.

ZONES ISOPIQUES

Du Jurassique au Crétacé moyen

Sur le territoire de la feuille Foix, le Jurassique et le Crétacé inférieur se limitent à la zone nord-pyrénéenne. Dans celle-ci peuvent être reconnues quatre sous-zones isopiques à série de plus en plus réduite vers le Nord-Est, c'est-à-dire vers la paléomarge européenne du domaine pyrénéen. Ce sont, du Sud au Nord :

● **La sous-zone ultra-commingeoise.** Identifiée au Sud du bassin de Tarascon dans l'unité chevauchante d'Ussat et l'écaille frontale du Cap de Tartant, elle se caractérise par une série jurassique/éocrétacée, la plus complète des Pyrénées centrales avec, notamment :

- un Dogger épais, à dominante dolomitique ;
- un Malm atteignant le Tithonique (feuille Vicdessos) ;
- un Néocomien marin quasi complet où se succèdent des formations du Berriasien (calcaires à Trocholines et Dasycladacées ; calcaires roux à lignites) puis du Valanginien (calcaires graveleux à Pfendérines) ;
- un Aptien inférieur à fort développement des *black shales* (pélites noires presque azoïques) reconnues dans la formation des marnes à *Deshayesites* du Bédoulien.

Localement s'observe une métamorphisme atténué que traduisent des recristallisations diffuses.

● **La sous-zone commingeoise.** Elle couvre la partie nord du bassin de Tarascon : écaille synclinale de Rabat au Sud, et écaille de la forêt de Larse – col de Port au Nord, séparées par l'unité ariégeoise du Roc de Sédour.

Son matériel éocrétacé s'y montre plus réduit que dans la sous-zone ultra-commingeoise : les calcaires urgo-barrémiens puis les calcaires à Annélides du Barrémien inférieur puis supérieur, y transgressent vers le Nord les dolomies

jurassiques dépourvues de toute couverture néocomienne. Comme dans la sous-zone ultra-commingeoise, les marnes à *Deshayesites* (Bédoulien) sont encore très développées et y constituent également le premier prisme terrigène crétacé. La série éocrétacée ne monte pas au-delà de l'Albien inférieur recouvert transgressivement par le Cénomaniens de la barre des Irretches (bassin de Saurat). Dans les deux sous-zones méridionales de la feuille Foix, n'est connu aucun dépôt d'âge albien supérieur. Cette période correspondait ici à une zone de non-dépôt ou d'érosion séparant les fosses du Flysch noir au Nord et du Flysch ardoisier au Sud.

● **La sous-zone ariégoise.** Elle est représentée dans l'écaille du Roc de Sédour (au Nord du bassin de Tarascon), l'unité Freychenet — Montségur (au Nord du massif du Saint-Barthélémy, le long du chevauchement du Pays de Sault) et, surtout, dans les chaînons calcaires de Cadarcet et du Pech de Foix. La série jurassique et éocrétacée y apparaît entrecoupée d'importantes lacunes prenant une importance croissante vers l'Est et le Nord-Est :

— le Dogger est de plus en plus réduit dans cette direction, avec des termes de plus en plus récents transgressifs sur des termes de plus en plus anciens du Lias (seuil ariégeois, B. Peybernès, 1976, considéré comme le prolongement du seuil cévenol vers le Sud) ;

— le sommet du Malm, tronqué, ne dépasse pas le Kimméridgien ;

— le Crétacé inférieur est également très réduit avec une lacune du Néocomien et du Barrémien (remplacés par un cordon de bauxite) et surtout du Bédoulien (absence de marnes à *Deshayesites*). L'Urgo-Aptien (calcaire à *Iraqia* à Montségur, calcaire à *Pseudochoffatella cuvillieri* à Cadarcet, calcaires à Floridées encroûtantes au Roc de Sédour), puis l'Urgo-Albien (Pech de Foix) reposent successivement sur le substratum jurassique érodé et raviné par les altérites.

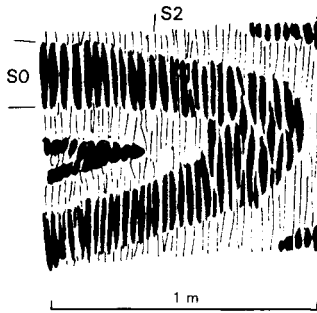
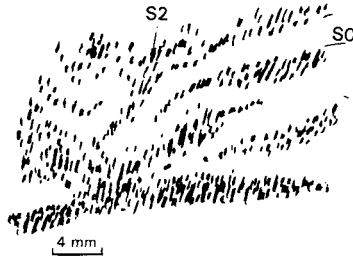
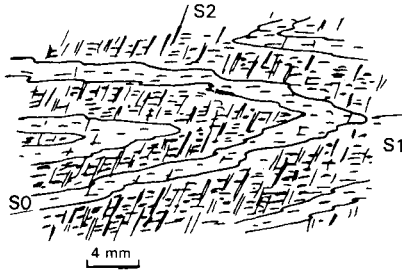
A l'Eocrétacé, les premiers terrigènes correspondant au Flysch noir albo-cénomaniens occupent encore la sous-zone ariégoise, depuis l'unité de Montgaillard — Serre-Longue, au Sud du bassin de Nalzen, jusqu'aux chaînons calcaires de Cadarcet et du Pech de Foix, au Nord.

Du Turonien au Maastrichtien

Du Turonien au Maastrichtien, deux zones isopiques peuvent être individualisées :

— *la première* occupe approximativement la zone nord-pyrénéenne ; les sous-zones commingeoise et ariégoise deviennent le siège de la sédimentation terrigène turbiditique des flyschs du Turono-Sénonien inférieur (Flysch gris et Flysch à Fucoides) reconnus, avec des caractéristiques sédimentologiques comparables, aussi bien dans le bassin de Saurat que dans l'unité de Celles — Montferrier du bassin de Nalzen. Avec le Sénonien supérieur, Campanien essentiellement, le sous-zone ariégoise (bassin de Nalzen) se comporte comme une aire de plate-forme en voie de comblement ;

— *la seconde* s'étend sur la zone sous-pyrénéenne. Jusqu'au Santonien cette zone est sous régime carbonaté et terrigène de plate-forme ; les dépôts s'y organisent depuis la plate-forme margino-littorale gréseuse jusqu'au bassin



- a) Plis microscopiques dans les schistes de Burret
b) Plis microscopiques dans les micaschistes de Pénitence
En raison de l'intensité du métamorphisme, la seule schistosité à ce niveau est la schistosité 2; les plis 1 semblent aschisteux
c) Pli métrique dans les schistes de Burret (route du col des Marrous)
S2 est ici un litage tectonique

Figure 1 - Plis P1

ouvert marneux, en passant par les carbonates récifaux. A partir du Campanien (ou du Santonien supérieur ?), elle reçoit une sédimentation turbiditique, flysch sénonien, qui s'installe dans un sillon approximativement localisé au niveau du Plantaurel. Le comblement de ce sillon se réalise pendant le Campanien supérieur et le Maastrichtien sous la progradation des arrivées terrigènes de la plate-forme septentrionale.

A l'Eocène

Une seule zone isopique peut être identifiée, à l'Eocène, sur la feuille Foix. Au Paléocène et à l'Eocène inférieur, l'ensemble de la zone sous-pyrénéenne et probablement, une partie de la zone nord-pyrénéenne (comme en témoigne la série des synclinaux de Baulou) est le théâtre d'une sédimentation continentale à lagunaire, puis marine épicontinentale, sur une plate-forme faiblement subsidente. La limite méridionale de ce golfe marin ouvert vers l'Ouest n'est pas connue, en l'absence d'affleurements conservés. A l'Ilerdien supérieur – Bartonien, un nouveau sillon, fortement subsident et syntectonique se creuse en zone sous-pyrénéenne. Il est progressivement comblé par la puissante formation du Poudingue de Palassou qui compose le prisme de sédimentation terrigène le plus septentrional et le plus récent de la chaîne.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

TECTONIQUE DES TERRAINS SÉDIMENTAIRES ET MÉTASÉDIMENTAIRES PALÉOZOÏQUES

Déformations hercyniennes

Quatre déformations hercyniennes principales ont été reconnues dans la série paléozoïque supérieur et la série métasédimentaire.

Déformation D1

La déformation D1 est responsable de plis couchés P1, qui, sur le territoire couvert par la feuille Foix, ne sont visibles que localement dans le massif de l'Arize à l'Est de Burret (sur la RD 17) sous forme de charnières décimétriques recoupées par la foliation majeure (fig. 1). Ailleurs, la déformation D1 n'est représentée que par l'orientation préférentielle des muscovites d'origine détritique parallèlement à la stratification. Cette foliation pourrait en fait être d'origine sédimentaire. Il n'est pas non plus impossible que les charnières mineures D1 soient des plis synsédimentaires. Cependant, des linéations d'intersection SO/S1 déformées par les plis majeurs P2 sont assez souvent observées dans l'Arize. En replaçant graphiquement la stratification en position horizontale, on observe que leur direction primitive était N-S avec un pendage sub-horizontale (Soula, 1971).

Déformation D2

La seconde déformation D2 est responsable des plis majeurs régionaux P2, en particulier de ceux visibles dans le Paléozoïque supérieur, et de la foliation régionale majeure synmétamorphique S2. Dans le massif de l'Arize, les plans axiaux des plis P2 ont toujours un pendage fort avec une direction moyenne E-W dans l'Arize centrale (couverte par la feuille Saint-Girons) mais allant de N70°E à N120°E dans l'Arize orientale. Cette variation d'orientation est ici

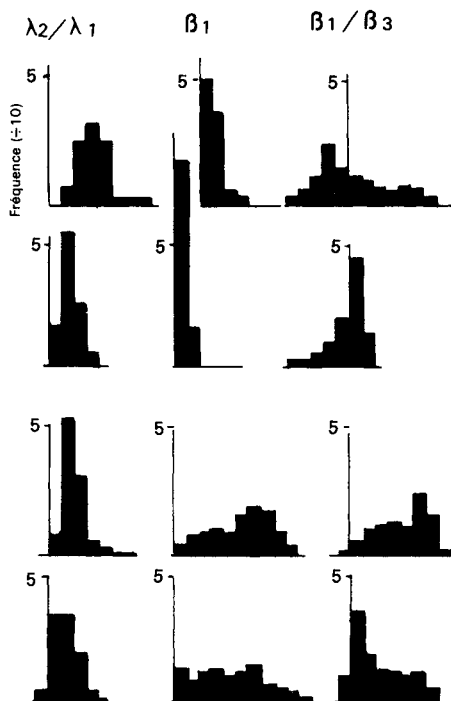


Fig. 2 - Représentation statistique des plis P2 dans le massif de l'Arize.

La première colonne représente la classe des plis qui permet de calculer la déformation correspondant à l'aplatissement des charnières, ici notée par le rapport des elongations quadratiques. La deuxième et la troisième colonnes sont la représentation harmonique du profil des plis après décomposition en séries de Fourier, selon la méthode d'Hudleston modifiée. La deuxième colonne représente le premier coefficient impair (sinus) de Fourier qui caractérise le serrage des plis. La troisième colonne représente le rapport du premier et du troisième coefficients impairs de Fourier qui traduit la forme du profil (ce rapport est nul pour un pli sinusoïdal). La première ligne représente les roches à fort contraste lithologique de la zone à chlorite et de la zone à biotite supérieure. La deuxième ligne représente les roches à contraste faible ou moyen de ces mêmes zones métamorphiques. La troisième ligne représente les roches à fort contraste lithologique des zones à andalousite et sillimanite. La quatrième ligne représente les roches à contraste lithologique faible ou moyen de ces mêmes zones métamorphiques. L'évolution se traduit pour chaque type lithologique par l'augmentation de l'amplification et du serrage des plis, et par la diminution du rapport des elongations quadratiques montrant l'augmentation de l'aplatissement des charnières (égal à 0 quand l'aplatissement est infiniment grand).

clairement liée à la présence de l'intrusion granodioritique de Foix qui est moulée par ces plis même si, dans le détail, les contacts peuvent être sécants. Dans la partie du massif des Trois-Seigneurs couverte par la feuille Foix, la direction de ces plis varie de E-W, au Sud, à N.NE — S.SW au Nord et à l'Est. Ces changements d'orientation ont été attribués aux décrochements alpins et virgations associées (Soula *et al.*, 1986c). Dans la partie du massif du Saint-Barthélémy exposée sur cette feuille, la direction de ces plis est E-W sauf à l'extrême Est où elle passe à N-S. Dans ce massif, le pendage des plans axiaux est le plus souvent assez faible. Ce changement d'orientation semble lié en partie à la disposition originelle en dôme du massif et en partie aux déformations alpines.

Les plis P2 montrent une évolution morphologique très marquée avec l'accroissement du degré de métamorphisme. Cette évolution a pu être étudiée numériquement dans le massif de l'Arize, à l'extrême Ouest de la feuille, par la mesure de la classe des plis mineurs suivant la méthode de Ramsay (1967) modifiée, traduisant l'aplatissement des charnières, et la mesure de la forme du profil suivant la méthode d'Hudleston (1973) modifiée, traduisant le serrage de ces plis (Soula, 1982 ; fig. 6a). Cette étude statistique montre que les plis P2 deviennent de plus en plus serrés et aplatis, ce qui traduit une augmentation de la déformation qui est directement fonction de l'augmentation de la température (fig. 2 et 3).

L'évolution de la foliation S2, si elle ne peut être suivie que qualitativement, montre la même tendance. Dans les zones peu métamorphiques (zones à chlorite et à muscovite-biotite supérieure), la foliation S2 est représentée par des crénulations peu serrées, des microplis ouverts et une différenciation tectono-métamorphique assez faible. Les litages tectoniques sont encore assez peu développés. Avec l'augmentation du degré de métamorphisme, les crénulations et les microplis deviennent progressivement de plus en plus serrés et il est fréquent d'observer des litages tectoniques très contrastés. Ces litages tectoniques constituent les structures mineures S2 les plus remarquables de la zone à muscovite-biotite inférieure et de la zone à andalousite. Ils apparaissent comme des différenciations quartzo-micacées parallèles à la foliation, souvent très contrastées et qui ne sont pas nécessairement associées à une crénulation ou une orientation préférentielle. Ils sont souvent beaucoup plus contrastés que la stratification qu'ils peuvent entièrement masquer (*cf.* Soula et Debat, 1976). Ces litages tectoniques s'observent le mieux dans les zones de charnière des plis P2 où ils sont sub-perpendiculaires à la stratification et dans les niveaux rythmiques moyennement ou faiblement contrastés (pélites gréseuses rythmiques de Burret, en particulier). En pratique, le litage qui est de loin le plus apparent dans la zone à muscovite-biotite est le litage tectonique S2 et non la stratification, ce qui peut entraîner des confusions très graves dans l'établissement de la succession des déformations. Ces litages s'observent particulièrement bien sur la RD 17 entre Burret et la Tour Laffont.

Avec la croissance du métamorphisme, les litages tectoniques subsistent mais deviennent plus fins. Les crénulations évoluent progressivement vers des schistosités de flux (anglais *schistosity*) qui se forment par plusieurs mécanismes :

- évolution de "crénulations domaniales" (*domanial crenulations*) où les zones micacées séparant les microlithons deviennent comparativement plus larges et moins espacées ;
- réorientation mécanique des micas pré-existants ;

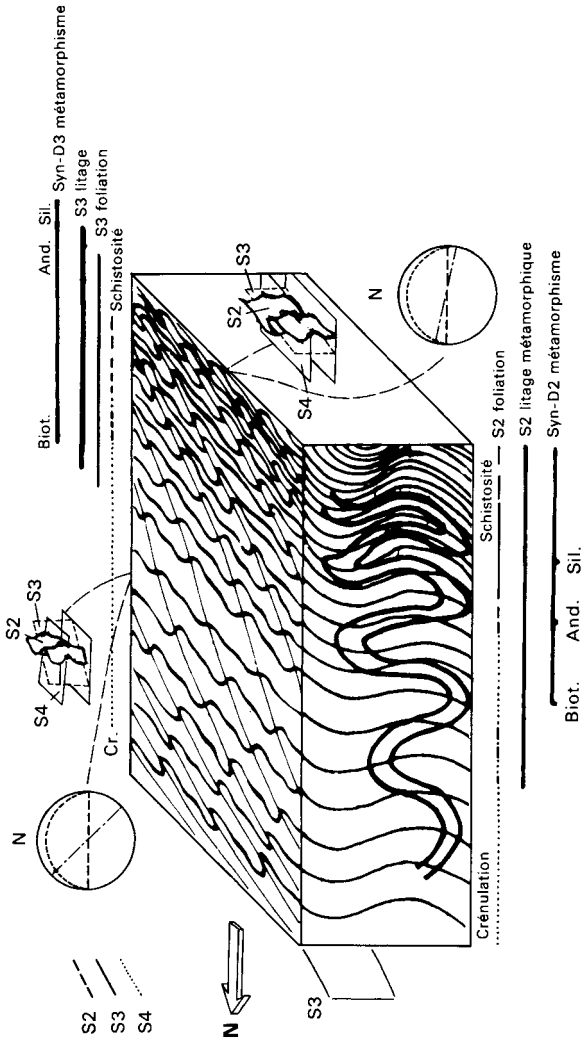


Fig. 3 - Evolution schématique des déformations avec l'augmentation du métamorphisme dans le massif de l'Arize (d'après Soula, 1982)

- isoclinalisation des microplis avec souvent recristallisations dans les charnières;
- croissance orientée de nouveaux minéraux (biotite, andalousite, sillimanite), répartis de manière homogène dans toute la roche, directement orientés parallèlement à la foliation et recoupant les minéraux antérieurs déformés par D2.

Ces schistosités de flux sont bien marquées dès la partie moyenne de la zone à andalousite.

Déformation D3

La déformation D3 correspond à des plis de dimensions variées (microscopiques à hectométriques) à plan axiaux et axes d'inclinaison moyenne ou forte. Ces plis sont associés le plus souvent à une crénulation plus ou moins serrée, parfois accompagnée de recristallisation de biotite secondaire. Les directions des axes et des plans axiaux sont variables, mais on peut grossièrement distinguer deux ensembles, probablement conjugués : un ensemble avec plans axiaux de direction moyenne NW - SE et un ensemble avec plans axiaux de direction moyenne NE - SW. Dans la partie de l'Arize couverte par la feuille Foix, la dispersion est assez grande en raison des déformations alpines qui reprennent ces plis (*cf. Soula et al., 1985*). Il faut déjà noter que les plis hercyniens P3 peuvent être parfois confondus avec les plis liés aux zones de mylonites alpines (*cf. infra*).

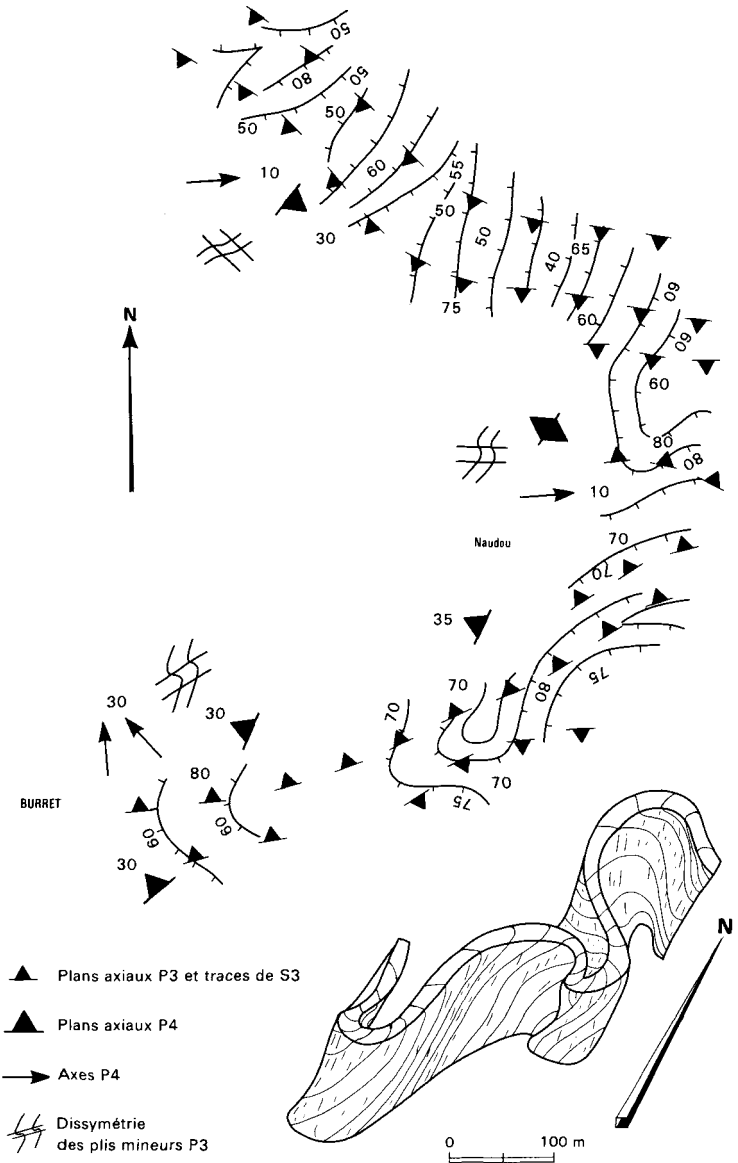
Déformation D4

La déformation D4 se marque par des plis à plans axiaux faiblement ou moyennement inclinés se présentant comme des ondulations ouvertes, des *kink-bands* ou même des chevrons assez serrés et peuvent être accompagnés par une crénulation. Ces plis se marquent de l'échelle microscopique à l'échelle pluri-décamétrique. Les variations de pendages de S2 ou de S3 observées sur les coupes sont souvent à attribuer à ces plis (oscillations du pendage autour de la verticale).

Déformations tardives d'âge indéterminé

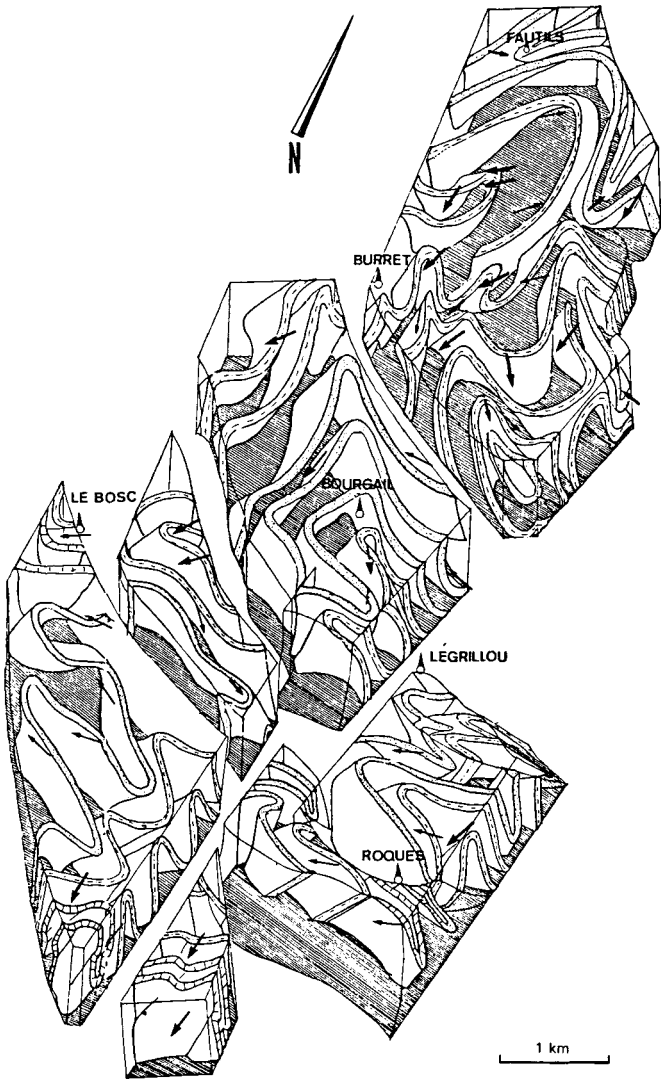
En dehors de ces déformations majeures hercyniennes représentées sur tout le secteur étudié, il existe des déformations plus tardives qui ne s'observent que localement et que l'on ne peut pas attribuer avec certitude à la déformation hercynienne ou à la déformation alpine. C'est le cas, par exemple, de plis N-S observés vers l'Ouest de la feuille.

Les interférences entre ces déformations s'observent assez bien dans le massif de l'Arize. Les plus spectaculaires sont les interférences D3-D4 qui s'observent le long de la RD17 près de Burret avec des figures en dômes et bassins à axes sub-horizontaux décimétriques à métriques. De belles figures d'interférences entre les deux ensembles de plis D3 s'observent dans cette même région, à l'échelle hectométrique (fig. 4). Par ailleurs, la structure complexe de toute la bordure occidentale de l'intrusion de Foix apparaît en grande partie liée à l'interférence entre les deux ensembles de plis P3 et les plis P2 (fig. 5).



La structure est essentiellement déterminée par les interférences entre les deux systèmes de plis P3 et les plis P4 déformant la schistosité S2 (qui est ici un litage tectonique).

Fig. 4 - Structure de la région de Burret, d'après Soula (1971)



- | | | | |
|---|---------------------|---|---------|
|  | Schistes pélitiques |  | Axes P2 |
|  | Schistes rythmiques |  | Axes P3 |
|  | Niveaux calciques |  | Axes P4 |

Fig. 5 - Interférences complexes de la région de Légrillou-Burret (bordure ouest de la granodiorite de Foix)

Relations entre métamorphisme hercynien et déformations dans la série métasédimentaire supérieure

L'étude des relations entre minéraux de métamorphisme et déformations fait apparaître que le métamorphisme régional prograde est essentiellement contemporain de la déformation D2 (Soula *et al.*, 1986a) :

- la schistosité S2 évolue avec le métamorphisme (*cf. supra*) ;
- le développement de la foliation peut se faire par croissance orientée des minéraux de métamorphisme de plus fort degré qui recoupent les minéraux antérieurs déformés par D2 (ce qui exclut une croissance mimétique) ;
- la foliation S2 est contenue en inclusion dans les porphyroblastes métamorphiques (andalousite, cordiérite I), mais en même temps les contourne avec formation d'ombres de pression ;
- la foliation S2 incluse dans les porphyroblastes (S2i) est dans un état d'évolution inférieur à celui de la foliation externe S2e et on observe un passage progressif de l'une à l'autre, du coeur vers la périphérie des porphyroblastes et la zone d'ombre de pression ;
- la croissance des minéraux progrades peut se faire dans des sites définis par S2 comme la sillimanite se formant sur les coins des porphyroblastes d'andalousite qui correspondent aux zones de plus forte contrainte compressive ;
- les litages métamorphiques, qui correspondent à des différenciations métamorphiques (Soula et Debat, 1976), se forment en réponse à la déformation D2 et sont d'autant plus contrastés que le degré de métamorphisme augmente ;
- l'évolution morphologique des plis P2 est fonction du degré de métamorphisme (*cf. supra*) alors que l'évolution des plis P3 et P4 montre une tendance inverse traduisant une augmentation de compétence et donc un refroidissement des matériaux au cours de ces dernières déformations ;
- les minéraux de métamorphisme prograde sont déformés par D3.

Postérieurement aux néogenèses progrades syn-D2 apparaissent des néogenèses rétro-morphiques postérieures à D2 et antérieures à D3 comme c'est le cas de la cordiérite secondaire observée dans le massif de l'Arize. De la biotite secondaire et plus exceptionnellement de l'andalousite secondaire peuvent se développer durant D3. La muscovite rétro-morphique observée dans l'Arize orientale est encore plus tardive et se forme de façon mimétique durant et après D3.

L'anatexie débute avant et pendant S2 comme le montrent les filons précoces parallèles à la foliation et boudinés lors de son développement ou les granitoïdes d'anatexie affectés par la foliation S2. Cependant, les cristallisations des bains anatectiques peuvent se poursuivre plus tard comme le montrent les filons sécants sur S2, les filons parallèles aux plans axiaux des plis P3 ou ceux qui recoupent ces plis P3 (*cf. supra*). Ces relations s'observent particulièrement bien dans l'Arize, près du village de Montoulieu.

Accident limite des gneiss inférieurs du Saint-Barthélémy

Les gneiss inférieurs du Saint-Barthélémy sont séparés de la série métasédimentaire supérieure par l'intermédiaire d'un accident souligné par une importante zone de mylonites, résultant de l'exagération de la déformation mylonitique rétro-morphique affectant les gneiss inférieurs (Guchereau, 1975 ; Passchier, 1985). Cette zone de mylonites se marque par le développement de

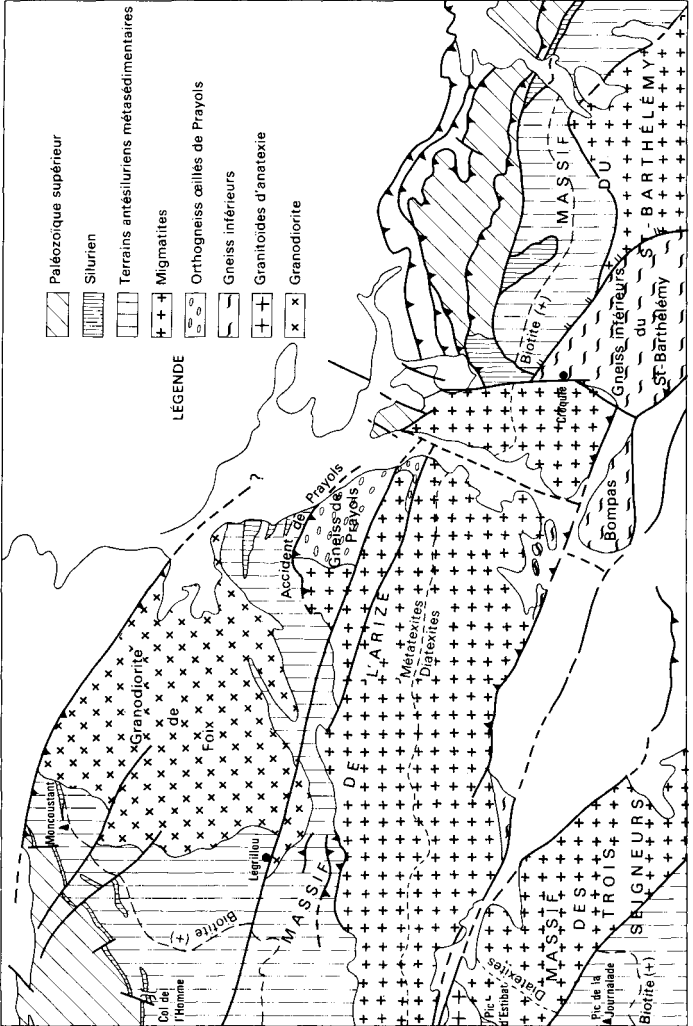


Fig. 6 - Schéma structural et métamorphisme

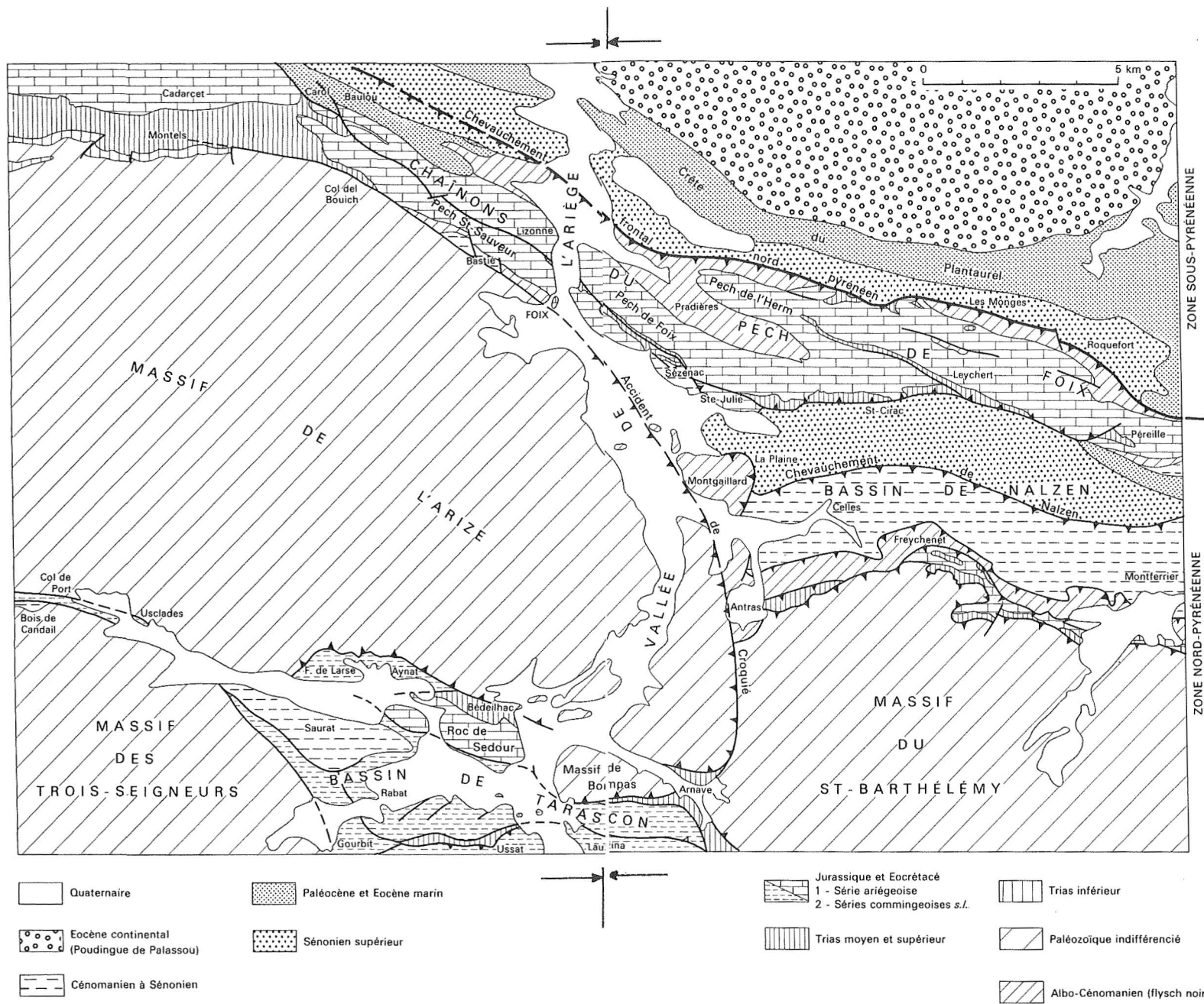


Fig 7 - Esquisse géologique des errains secondaires de la feuille Foix

bandes d'ultramylonites et Passchier y a décrit la présence de bandes de pseudotachylites. Pour Guchereau (1975), la mylonitisation était d'âge hercynien et commençait à haute température puisque des transformations de haute température comme la réaction disthène - sillimanite étaient associées au début de la mylonitisation qui continuait postérieurement à plus basse température. Pour Soula (1982), cette mylonitisation résultait d'un cisaillement à l'interface entre le cœur et la couverture d'un dôme hercynien diapirique. Dans une publication plus récente, Passchier (1984) considère que ces mylonites, et implicitement les rétomorphoses associées, résultent d'une extension crustale d'âge crétacé moyen. Cependant, cette interprétation explique assez mal la localisation du métamorphisme alpin des Pyrénées et le modèle d'ouverture des bassins albo-cénomaniens qui en découle est assez peu en accord avec les observations sédimentologiques dans les bassins albo-cénomaniens (Debroas, 1985, 1987). Dans l'état actuel des études, et même si un rejeu alpin de cet accident est probable, l'hypothèse d'un âge initialement hercynien de la mylonitisation nous semble préférable.

Massif de Bompas

Le massif de Bompas est en contact avec l'Arize par l'intermédiaire d'un accident majeur NW - SE. Au Sud, il est recouvert par des micaschistes à biotite par l'intermédiaire d'un accident à pendage moyen. Suivant cet accident, visible sur le chemin de la chapelle Saint-Paul, au Sud d'Arnavé, s'observent des amas aplo-pegmatitiques (Lebubre, 1964), ce qui suggère fortement que son âge initial est hercynien. Le massif de Bompas est essentiellement formé de gneiss à quartz + oligoclase + orthose + biotite + grenat présentant une foliation très nette avec orientation bien marquée des biotites. Ces gneiss ne montrent pas, cependant, une ségrégation très nette entre mélanosome et leucosome (ségrégations lenticulaires plutôt que "litées"). La foliation est recoupée par des filons anatectiques à texture granitique à quartz + feldspath potassique + plagioclases peu abondants et rares grenats. Ces filons et la foliation sont affectés par des plis couchés à axes voisins de N-S, eux-mêmes recoupés par des filons aplo-granitiques à quartz-feldspath potassique. L'ensemble est repris par des plis droits à axes E-W, fortement dissymétriques avec flancs courts cisailés subparallèles au plan axial. Suivant ces flancs courts cisailés, se mettent en place des filons quartzo-plagioclasiques partiellement affectés par le cisaillement, ce qui implique une mise en place synchrone du plissement. Les meilleurs affleurements de ces gneiss se situent sur la RN 20 entre Bompas et Tarascon. Dans le massif, on observe des intrusions de roches basiques affectées par la foliation des gneiss et présentant souvent des formes en champignon résultant de l'interférence des plis successifs. Ces structures sont actuellement très peu visibles en raison de la dégradation des affleurements. Dans les micaschistes à biotite de la bordure sud, les structures majeures sont des plis droits syn-métamorphiques à axe E-W reprenant la stratification et la "schistosité" déterminée par l'orientation préférentielle des muscovites parallèle à la stratification. Si les plis E-W sont les mêmes que ceux des gneiss, il n'existe dans les micaschistes aucune structure analogue aux plis N-S des gneiss ni, encore moins, de structure correspondant aux litages. L'hypothèse d'un âge précambrien de ces gneiss, déjà formulée par Lebubre (1964), semble donc confirmée à partir de ces nouvelles observations. La composition et la structure sensiblement différentes de celles des formations basales de l'Arize montrent que ce massif peut être considéré comme une unité indépendante. Par ailleurs, la composition est différente de la composition moyenne des gneiss inférieurs du Saint-Barthélémy mais se rapproche de

celle des gneiss d'Allens, à l'extrémité ouest de ce massif. Comme les structures tectoniques sont les mêmes, il est probable que ce massif de Bompas représente la continuation vers l'Ouest du Saint-Barthélémy.

Déformation alpine du socle hercynien

La déformation alpine est bien marquée dans les massifs hercyniens, avec des modalités différentes selon les cas. Cette déformation se marque essentiellement par le développement de zones de mylonites auxquelles sont associées des bandes de plis cartographiques, le rejeu en décrochement d'accidents hercyniens, des chevauchements importants se marquant sur les limites, mais aussi à l'intérieur des massifs, et un ensemble d'accidents de direction NE - SW.

● **Les zones de mylonites NW - SE.** Les zones de mylonites NW - SE apparaissent parmi les structures les plus importantes qui se développent dans le matériel hercynien. Leur âge alpin est mis en évidence par le fait qu'elles passent souvent du socle hercynien à la couverture alpine. Ces mylonites correspondent fondamentalement à un jeu en décrochement, mais ce jeu en décrochement s'accompagne souvent d'un jeu vertical. Elles sont particulièrement apparentes dans les massifs des Trois-Seigneurs et de l'Arize, avec, en particulier, le décrochement senestre du Cap de l'Escalot, dans le coin sud-ouest de la feuille. Une étude nouvelle menée depuis l'impression de la carte a montré que ces zones de mylonites NW - SE étaient plus développées dans l'Arize que ce qui est représenté sur la carte (Soula *et al.*, 1985, 1986c).

● **Le rejeu en décrochement d'accidents hercyniens majeurs** s'observe en particulier entre le col de Port et Arnave. Cet accident du col de Port - Arnave sépare l'Arize, d'une part, des Trois-Seigneurs et d'autre part de Bompas, et rejoint à l'Est l'accident de la bordure sud du Saint-Barthélémy. Le décalage des isogrades et des zones structurales de part et d'autre de cet accident a permis de mettre en évidence un décrochement senestre de l'ordre de 10 à 20 km entre l'Arize et les Trois-Seigneurs (Soula, 1982, Soula *et al.*, 1986c). L'âge alpin de ce décrochement est prouvé par la déformation et la mylonitisation des terrains mésozoïques entre Arize et Trois-Seigneurs et le développement de plis obliques dans le lambeau néocrétacé de Saurat. Il est également confirmé par les études sédimentologiques menées plus à l'Ouest (feuilles Aspét et Saint-Girons) dans le bassin albo-cénomaniens de la Ballongue, qui montrent un décalage analogue (Debroas, 1987).

● **Les chevauchements** s'observent essentiellement dans le massif du Saint-Barthélémy (Mangin, 1967 ; Guchereau, 1975). Les chevauchements les plus importants sont ceux du Paléozoïque sur le Mésozoïque à la bordure nord du massif et de la partie inférieure du Dévonien sur l'ensemble partie supérieure du Dévonien - Carbonifère. Au Nord de l'Arize, on observe également un chevauchement important entre le Paléozoïque et le Mésozoïque : la granodiorite de Foix et son encaissant occidental chevauchent le Mésozoïque du Pech Saint-Sauveur et des chaînons de Cadarcet, avec, en particulier, renversement du Trias supérieur et du Lias, au Nord de Tresbens, sous la granodiorite. Un autre chevauchement très important s'observe à l'Est du massif dans la région de Prayols. Ce chevauchement met en contact les orthogneiss oillés et les migmatites sur les micaschistes et les schistes de la zone à biotite - andalousite et biotite - muscovite. L'importance de ce chevauchement et son âge alpin ont été mis en évidence sur les coupes sismiques pétrolières où l'Arize semble

chevaucher vers le Nord-Est le bassin de Nalzen par l'intermédiaire de cet accident (*in* Curnelle et Durand-Delga, 1984). Des chevauchements plus limités s'observent à l'intérieur du massif, en particulier dans le secteur de Roques, au Sud de Légrillou (Soula *et al.*, 1985).

Les accidents NE — SW ne semblent pas voir la même importance relative dans le socle hercynien que dans la couverture alpine. En effet, ils apparaissent seulement comme des accidents provoquant des décalages assez faibles, conjugués avec des accidents N.NW — S.SW de même importance (région de Légrillou, dans l'Arize, ou Nord du Saint-Barthélémy). Ces accidents qui semblent actifs dès le Stéphaniens dans d'autres régions sont probablement des accidents hercyniens tardifs. L'importance plus grande que prennent les accidents NE — SW dans la couverture peut être due à la réactivation préférentielle de la famille NE — SW lors de la déformation alpine.

DESCRIPTION DES UNITÉS STRUCTURALES

Zone nord-pyrénéenne

Bassin de Tarascon

Compris entre la haute chaîne primaire, les massifs hercyniens nord-pyrénéens des Trois-Seigneurs, de l'Arize, de Bompas et du Saint-Barthélémy, le bassin de Tarascon est constitué de terrains mésozoïques structurés en plusieurs unités qui se différencient les unes des autres par leur série stratigraphique progressivement moins complète vers le Nord et qui relèvent donc de zones isopiques distinctes. C'est ainsi que l'on peut reconnaître, du Sud au Nord :

● **L'écaïlle jurassique de Gourbit — Lapège**, à l'Ouest, bande orientée NW — SE qui longe la bordure orientale du massif des Trois-Seigneurs et pourrait représenter sa couverture décollée.

● **L'écaïlle frontale de Lauzinal — Cap de Tartant**, à l'Est. Dominant la ville de Tarascon, cette écaïlle présente une forme triangulaire. Elle est limitée au niveau de la vallée de l'Ariège par un cisaillement NW — SE et, au Nord, par un chevauchement à vergence sud (col d'Ussat) qui disparaît sous le front chevauchant méridional du massif du Saint-Barthélémy.

● **L'unité chevauchante d'Ussat**, limitée par un chevauchement à vergence nord que jalonne le Trias du bois de la Garrigue. Cette accident se verticalise au niveau de la vallée de l'Ariège. L'unité correspond à un vaste ensemble de structure complexe et parfois très souple, flottant sur le Keuper. Elle se développe largement sur la feuille voisine Vicdessos où l'on observe des plis très amples, avec torsions, surélévations axiales et chevauchements internes, à vergence nord à l'Ouest et vergence sud à l'Est (rebroussement sous le massif du Saint-Barthélémy). Les terrains les plus anciens représentés sur la feuille affleurent au cœur de l'anticlinal de l'usine de Sabart où a été détaillée une série néocomienne très développée. Vers l'Ouest, l'unité chevauchante d'Ussat vient en contact anormal avec l'écaïlle jurassique de Gourbit — Lapège.

Ces trois premières unités structurales présentent une série sédimentaire de type ultra-commingois (B. Peybernès et P. Souquet, 1974).

● **L'écaille synclinale de Rabat**, à composition stratigraphique commingeoise, est de forme losangique. Elle est limitée au Sud par le chevauchement de direction Est-Ouest de l'unité d'Ussat (bois de la Garrigue), à l'Ouest par l'accident subvertical NW — SE de l'écaille jurassique de Gourbit — Lapège, à l'Est par le front chevauchant du Saint-Barthélémy et la lame de Trias d'Arnave, au Sud, par un chevauchement-enveloppe, à vergence sud, incluant le chevauchement méridional du massif de Bompas, le chevauchement méridional de l'écaille du Roc de Sédour à semelle de Keuper et le chevauchement méridional du massif de l'Arize. L'unité présente une structure synclinale relativement simple dont l'axe est occupé par le Néocrétacé de Saurat.

● **L'écaille du Roc de Sédour** constitue les hautes falaises urgoniennes qui dominent la cuvette de Tarascon et les vallées de l'Ariège et de la Courbière. Cette unité est caractérisée par une série sédimentaire particulièrement réduite, de type ariégeois, par opposition à la série des écailles commingeoises qui l'encadrent. Par comparaison avec la série de la couverture en place du massif de l'Arize (feuille Saint-Girons), on peut penser que cette unité pourrait constituer un lambeau de la couverture méridionale de ce même massif, au même titre que les écailles de Bert — Massat plus occidentales. Cette couverture se localise dans un couloir de cisaillement Est-Ouest, entre Arize et Trois-Seigneurs. Une telle origine paléogéographique expliquerait la position en apparence aberrante du Roc de Sédour. L'hypothèse s'accorde avec la forme de l'écaille qui, limitée par des chevauchement divergents, est manifestement étirée en coin en profondeur.

● **L'écaille de la forêt de Larse — col de Port**, relevant de la zone commingeoise et de forme amygdalaire, jalonne le chevauchement méridional du massif de l'Arize et flotte sur le Keuper gypsifère de Bèdeilhac. Elle apparaît elle-même chevauchée par le front septentrional, à vergence nord, de l'écaille du Roc de Sédour. On y reconnaît trois unités mineures soit, de l'Est vers l'Ouest : le lambeau de Larse — Aynat, à série renversée sous l'Arize (avec du Barrémien supérieur venant directement sur le Jurassique), le lambeau barrémien d'Uslades (au milieu des alluvions du ruisseau de Saurat) et le lambeau du col de Port, très étiré, à série comparable à celle de Larse — Aynat.

Bassin de Nalzen

Le bassin de Nalzen se développe également sur les feuilles Foix et Lavelanet. C'est donc sa moitié occidentale qui est représentée sur le territoire de la feuille Foix. Le "bassin" de Nalzen y est chevauché, au Nord, par l'accident bordier méridional du Pech de Foix, au Sud, par le chevauchement septentrional du Saint-Barthélémy (fig. 8).

Quatre unités structurales majeures se succèdent du Sud au Nord (Bilotte, 1975, 1985) :

● **L'unité de Montségur — Freychenet**. Elle est chevauchée au Sud par le front septentrional du massif du Saint-Barthélémy. Elle ne comporte sur la feuille Foix que d'étroites lanières de Trias et de Lias, chevauchant vers le Nord l'unité de Montgaillard — Serre-Longue. On peut admettre à titre d'hypothèse le prolongement des lanières de Freychenet vers l'Est (feuille Lavelanet) jusqu'à l'écaille frontale de Montségur qui jalonne le chevauchement du Pays de Sault.

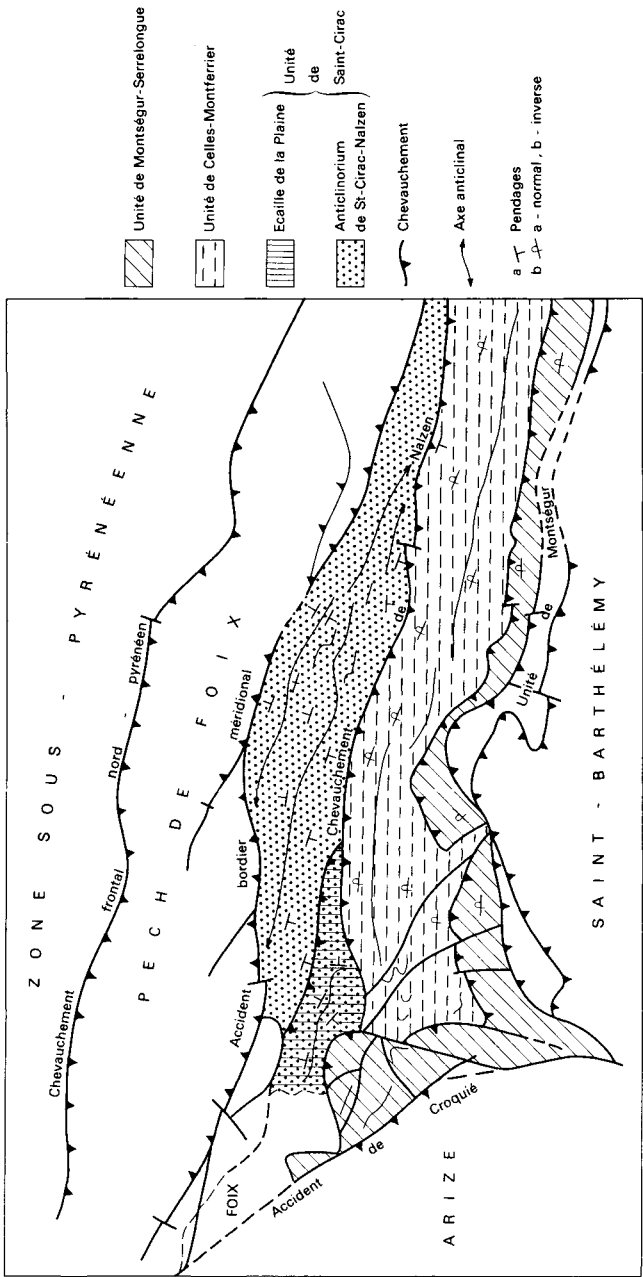


Fig. 8 - Schéma structural du "bassin" de Naizen (territoire de la feuille Foix) d'après M. Bilotte (1975), P. Baby, G. Crouzet et J. Deramond (1987)

● **L'unité de Montgaillard – Serre-Longue.** Elle est composée d'une suite d'écaillés qui bordent au Sud et à l'Ouest le bassin de Nalzen.

Au Sud, ces écaillés forment une bande longitudinale continue de Montferrier à l'Est à Labat à l'Ouest ; d'abord peu épaisse entre les vallées du Touyre et du Sios (200 à 500 m), elle se dilate vers l'Ouest, dans les Roches de Pouchou (800 m). Les strates ont un plongement sud variant de 40 à 80°. L'accident limite septentrional peut être très plat (le Sau, Serre de Pineou, Picou de Freychenet) sous et en avant du chevauchement septentrional du Saint-Barthélémy.

A l'Ouest, d'Antras à Montgaillard, cette bande se résoud en un système d'écaillés orientées N 150°E qui ferment le bassin de Nalzen. Les couches y sont soit verticales, soit renversées avec plongement au Sud-Ouest. Ce dispositif est à mettre en relation avec l'accident de Croquié qui décale avec un jeu dextre l'Arize du Saint-Barthélémy dans un mouvement à la fois de décrochement N-S et de chevauchement vers l'Est. Le Flysch noir albo-cénomaniens qui réapparaît ainsi dans ce système d'écaillés correspond vraisemblablement au substratum des séries néocrétacées du bassin de Nalzen. Un tel dispositif s'accorde avec un accident de Croquié faiblement chevauchant.

● **L'unité de Celles – Montferrier.** Du méridien de Montferrier à celui de Saint-Paul-de-Jarrat, cette lame tectonique affleure sur une largeur voisine de 2 km ; elle regroupe essentiellement des formations flyschs allant du Turonien au Campanien. En règle générale les couches y sont renversées et plongent au Sud ; de Montferrier à Freychenet les pendages sont de l'ordre de 60°S ; à partir de Freychenet le renversement s'accroît pour atteindre parfois 10°S. Conjointement, la formation la plus compétente, à savoir le flysch turonocénien, renversée et affectée de nombreux replis de détails (route de Celles à Freychenet), est portée à l'affleurement sur un grande largeur (1 000 à 1 500 m). Au niveau du chevauchement de Nalzen, le flysch gréseux du Campanien acquiert localement (entre Conté et Silence) une structure synclinale, le flanc normal du plis venant reposer sur les Marnes bleues, à polarité ascendante vers le Sud, de l'unité de Saint-Cirac.

● **L'unité de Saint-Cirac.** Elle affleure sur une largeur maximale de 2 km entre le chevauchement bordier méridional du Pech de Foix, au Nord, et le chevauchement de l'unité de Celles – Montferrier ou chevauchement de Nalzen, au Sud.

Les travaux les plus récents, réalisés dans le cadre du programme national de Géologie profonde de la France (P. Baby, G. Crouzet et J. Deramoud, *in* M. Bilotte *et al.*, 1987) permettent d'en proposer la configuration suivante (*cf.* schéma structural) : le Sénonien (Coniacien ? – Santonien – Campanien) qui affleure dans l'unité de Saint-Cirac est affecté d'une suite de plis en échelons :

– à l'extrémité ouest, l'écaillée de la Plaine, chevauchante vers le Nord-Est, présente une structure anticlinale à coeur de Sénonien inférieur (Coniacien ? – Santonien) ; ses flancs, orientés E – W et N – S, plongent respectivement vers le Nord (30°) et l'Est (70 à 80°) ; un net relèvement axial se marque vers le Sud-Ouest au contact de la zone d'écaillés de Montgaillard et de l'accident de Croquié ;

– dans le reste de l'unité se déploie l'anticlinorium de Saint-Cirac – Nalzen. Les marnes et calcaires à Rudistes du Campanien y sont affectés :

- de 2 plis majeurs obliques d'orientation générale N 110°E à ennoyage vers l'Est. Les pendages faibles de leurs flancs aux abords de Saint-Cirac (20 à 30°) se redressent plus fortement vers Nalzen (70 à 80°) à l'approche du chevauchement de Nalzen ;
- de replis mineurs transverses orientés N 40°E.

Chaînes calcaires de Cadarcet et du Pech de Foix

Dans la partie septentrionale de la zone nord-pyrénéenne et immédiatement au Sud du chevauchement frontal nord-pyrénéen, les chaînes essentiellement jurassiques et éocènes de Cadarcet et du Pech de Foix bordent au Nord le massif de l'Arize puis, plus à l'Est, le bassin néocène de Nalzen.

● **Le chaînon de Cadarcet**, orienté N 90°E, à l'Ouest, correspond à un synclinal à coeur gargasien dont le flanc sud, seul représenté sur cette feuille, se redresse puis se déverse vers l'Est. Tronqué à l'Est par le système de failles de Carol (N 130°E), il peut être considéré comme représentant la couverture du massif de l'Arize, décollée au niveau du Trias supérieur qui affleure dans la dépression de Montels.

● **Les chaînes du Pech de Foix**, d'orientation N 120°E, relaient vers l'Est le chaînon de Cadarcet et appartiennent à la même zone isopique. Cette unité structurale est délimitée, au Nord et au Sud, par des accidents bordiers parallèles et chevauchants :

— *le chevauchement bordier méridional* est relativement vertical en surface, du col del Bouich à la vallée de l'Ariège où il est confondu avec l'accident de Croquié et fait s'affronter le granite du massif de l'Arize avec les structures jurassiques et crétacées du Pech Saint-Sauveur. A l'Ouest du col del Bouich, il est relayé par la faille de Carol qui met en contact les chaînes du Pech de Foix avec le chaînon de Cadarcet. A l'Est de l'Ariège, les séries jurassiques et crétacées des chaînes du Pech de Foix chevauchent le bassin de Nalzen selon une famille d'accidents à pendage de 30 à 70°N, délimitant plusieurs écaillés synclinaux (Roc de Sainte-Julie, Sézenac) ;

— *le chevauchement frontal nord-pyrénéen*, au Nord, met en contact les unités jura-crétacées (et exceptionnellement éocènes : lambeau de Baulou) de la zone nord-pyrénéenne avec les marnes et grès du Sénonien sous-pyrénéen. A l'Est de l'Ariège, cet accident montre en surface un pendage de 60 à 75°S. A l'Ouest de l'Ariège, les chaînes du Pech de Foix sont limitées au Nord par un accident très redressé, ou même chevauchant vers le Sud, au Nord des synclinaux éocènes de Baulou. Ce dispositif pourrait résulter de l'émergence d'un accident secondaire à chevauchement inverse et masquant l'accident majeur à pendage sud (Baby, Crouzet, Deramond, *in* Bilotte *et al.*, 1987).

En profondeur, le chevauchement frontal nord-pyrénéen deviendrait relativement plat, ainsi qu'en témoignent les divers profils sismiques tracés sur le versant nord des Pyrénées. En relation avec cette surface de chevauchement majeure, le chevauchement bordier méridional pourrait être interprété comme une surface de rétrocharriage. Les chaînes du Pech de Foix présenteraient donc une structure en "coin extrusif" (Baby, Crouzet, Deramond, *in* Bilotte *et al.*, 1987).

Les chaînons du Pech de Foix sont composés de plusieurs plis en échelon qui se relaient d'Ouest en Est pour chevaucher successivement le bassin de Nalzen et qui sont séparés par des accidents de même direction :

— *les plis de Saint-Sauveur*. Cette unité est représentée à l'Ouest de l'Ariège par un synclinal dont l'axe se relève vers l'Ouest, avec une terminaison périclinale bien conservée au Roc de Caralp et au col del Bouich. Du Roc de Caralp à Foix, le flanc nord du pli persiste seul. Le lambeau de Crétacé supérieur du Bastié pourrait être considéré comme un témoin très faillé, à couches localement étirées, du coeur du pli. A l'Est de l'Ariège, cette unité est représentée par de petits replis anticlinaux et synclinaux affectant les terrains jurassiques et dessinant des terminaisons périclinales chevauchantes vers l'Est ;

— *l'accident de Lizonne*. Vertical à fort pendage nord, il part de Carol à l'Ouest ; au niveau de la vallée de l'Ariège, il est localement jalonné de Trias. Dans sa partie orientale, il délimite les écaillés de Sézenac et du Roc de Sainte-Julie avant de se raccorder à l'accident bordier méridional au niveau de Caraybat ;

— *les synclinaux de Pradières et de Baulou*. Le synclinal de Pradières, à coeur albien, possède un flanc sud à fort pendage nord ou vertical au niveau des dolomies jurassiques et des calcaires urgoniens (crête du Pech de Foix), puis qui se déverse vers le Nord au niveau des marnes albiennes. Le pli se relève vers l'Est et, au-delà d'une zone faillée, vient chevaucher le Crétacé supérieur du bassin de Nalzen (Nord de Soula). Vers l'Ouest, la structure présente un abaissement axial. C'est ainsi que sont conservés dans la région de Baulou deux synclinaux composés de Garumnien et de Paléocène, discordants sur le Crétacé inférieur, droits dans leur partie orientale, déversés vers le Nord dans leur partie centrale et pincés à l'Ouest jusqu'à l'étirement complet des couches entre la faille de Carol et le chevauchement frontal nord-pyrénéen ;

— *l'accident de Leychert*. Jalonné de Trias, subvertical ou à fort pendage nord, il se raccorde à l'Ouest, à proximité de l'Ariège, au chevauchement frontal nord-pyrénéen. A l'Est de Leychert, il assure le chevauchement des chaînons du Pech de Foix sur le bassin de Nalzen ;

— *les plis du Pech de l'Herm — Péreille*. Ils architecturent la partie orientale des chaînons du Pech de Foix. Il s'agit de plis serrés, orientés N 120°E, tronqués par des accidents verticaux et longitudinaux, qui intègrent essentiellement des formations du Jurassique et du Crétacé inférieur, entre l'accident de Leychert et le chevauchement frontal nord-pyrénéen. Tous ces plis disparaissent vers l'Est par ennoyage axial sous la voûte garumnienne et éocène de l'anticlinorium de Péreille (feuille Lavelanet).

Zone sous-pyrénéenne

La zone sous-pyrénéenne est représentée, au Nord de la feuille Foix et à l'Ouest de la structure anticlinale de Roquefort, par la série monoclinale du Plantaurel qui dessine, au niveau des calcaires thanétiens, une remarquable crête recoupée par l'Ariège à Saint-Jean-de-Verges. Les terrains du Sénonien et de l'Eocène qui la composent plongent uniformément vers le Nord, avec un pendage moyen de 45°N pour les calcaires thanétiens. Les plongements s'atténuent progressivement au Nord, dans le complexe détritique du Poudingue de Palassou, probablement à la faveur de discordances en éventail localement

visibles (Laucou et Croix du Pech, au Nord de Carla de Roquefort). La zone sous-pyrénéenne est séparée des molasses du bassin d'Aquitaine, au Nord, par le chevauchement frontal sous-pyrénéen qui pourrait être exprimé en surface, sur la feuille plus septentrionale de Pamiers, par l'accident de Vira (B. Crochet, 1984). Cet accident majeur, très plat en profondeur, assurerait le transport de l'ensemble des zones nord-pyrénéenne (avec les massifs hercyniens de l'Arize et du Saint-Barthélémy) et sous-pyrénéenne sur la plate-forme d'Aquitaine.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Les principaux aquifères sont constitués par les alluvions actuelles de l'Ariège et par les formations carbonatées.

Les alluvions actuelles de l'Ariège, qui peuvent être très perméables, renferment une nappe en relation hydraulique directe avec la rivière. Présentant une extension souvent limitée et une épaisseur variable, elles sont néanmoins susceptibles de permettre des captages par dérivation des écoulements de surface au travers d'un matériau filtrant. La ville de Foix est ainsi alimentée en eau potable par un puits de 33 m de profondeur, équipé de drains rayonnants.

Les formations carbonatées sont particulièrement bien développées au Dévonien, au Jurassique, au Crétacé et au Paléocène. A la faveur de fissures et de fractures éventuellement agrandies par les phénomènes de karstification, il existe des circulations alimentant des sources jalonnant le contour des différents massifs. Inapte à assurer une filtration et une épuration des eaux, le milieu est très vulnérable aux pollutions qui peuvent se propager rapidement sur de grandes distances.

Plusieurs ensembles carbonatés sont distingués sur le territoire de la feuille :

— au Nord, les formations calcaires du Plantaurel datées du Paléocène (Garumnien et Thanétien inférieur), qui, en raison du développement linéaire de leurs affleurements, offrent des bassins versants réduits. Les systèmes karstiques sont peu développés. Ces calcaires s'envoient vers le Nord sous la couverture continentale du Tertiaire et pourraient constituer, dans cette direction, un réservoir profond qui devrait être atteint par forage. De façon identique, les grès de Labarre du Maastrichtien inférieur qui, affleurent sous ces calcaires dans le Plantaurel, constitueraient localement des réservoirs profonds dans le bassin de Pamiers ;

— les chaînons calcaires de la région de Cadarcet, du Pech Saint-Sauveur et du Pech de Foix, de part et d'autre du cours de l'Ariège. Dans cet ensemble qui est le plus étendu, les dépôts calcaires appartenant au Lias inférieur, au Jurassique moyen et supérieur, au Crétacé à faciès urgonien et localement au Thanétien, ont plus de 300 m d'épaisseur. Les phénomènes de karstification y sont très nombreux : lapiaz, dolines, pertes, réseaux souterrains importants, pénétrables ou reconnus par traçage (Labouiche (7 km), Sainte-Hélène (5 km), Riou Sarcles (5 km)...). Dans le Pech de Foix, la karstification paraît plus faible avec un drainage peu développé à l'origine de sources sur les flancs nord et sud du massif : Roque-Fixade, Soula... ;

— les terrains paléozoïques affleurent dans le Nord des massifs de l'Arize et du Saint-Barthélémy, de part et d'autre de l'Ariège. Les séries calcaires, qui appartiennent au Dévonien, sont plissées et compartimentées. Les différents systèmes karstiques à l'origine de sources (Borde-de-Bas, Cadeillou, Marsol, Font-Bergens, Turas...) paraissent présenter des réserves intéressantes ;

— le bassin de Tarascon-sur-Ariège où les dépôts carbonatés constituent un ensemble homogène de 900 m d'épaisseur à l'intérieur duquel les calcaires urgoniens sont dominants. La feuille Foix n'intéresse toutefois que sa bordure nord, entaillée par l'Ariège et son affluent le ruisseau de Courbière. Les systèmes sont bien karstifiés et n'ont qu'une importance réduite.

Pour toutes les autres formations affleurant sur le territoire de la feuille Foix, il existe toujours des possibilités aquifères liées aux franges d'altération superficielle plus ou moins riches en éléments détritiques. Ces ressources sont d'autant plus abondantes qu'elles bénéficient d'une situation en altitude où le module pluviométrique moyen est supérieur à 1 000 mm dont une partie sous forme de neige. C'est particulièrement le cas des nappes d'arène granitique ou migmatitique qui s'écoulent suivant la pente et sont à l'origine de nombreuses sources ou mouillères généralement de faible débit, inférieur à 1 l/s. Elles peuvent néanmoins subvenir aux besoins de petites collectivités. Sur la partie orientale du massif de l'Arize, cette ressource est particulièrement exploitée pour la desserte de syndicats ou de communes (Foix, au Prat d'Albis). D'origine superficielle, les eaux sont peu minéralisées, agressives et vulnérables aux pollutions. En raison de leur situation en altitude, elles sont toutefois à l'abri des pollutions d'origine chimique.

SUBSTANCES MÉTALLIQUES

Plomb, zinc (argent, cuivre, mispickel et or associé)

L'essentiel des indices connus et des anciens travaux est localisé dans les terrains ordoviciens, siluriens et dévoniens des massifs de l'Arize et du Saint-Barthélémy. Il s'agit en général de couches de galène et/ou de blende associées à des niveaux carbonatés, ou du remplissage filonien de fractures recoupant ces mêmes niveaux.

La paragenèse à blende, pyrite, galène, comprend aussi l'argent associé à la galène, de la sidérose, de l'antimoine (antimoniures de plomb) et parfois de l'arsenic avec or associé.

A Moncoustan, un filon Nord-Sud (1-4002), reconnu sur 200 m de long, 140 m de haut et 0,50 m de large, à remplissage très irrégulier, a été exploité de 1864 à 1886 : la production a été de 4 400 t de galène à 200 g/t d'argent.

Dans le massif du Saint-Barthélémy, les travaux de reconnaissance du gîte stratiforme de Cadeillou (8-4001), au Sud-Ouest de Montferrier, ont démontré l'existence de 400.000 t de minerai à 4 % seulement de zinc et de plomb.

A Bordes-de-Bas, au Sud de Montferrier, ainsi que vers le col de la Lauze, les brèches albo-vraconiennes montrent de beaux indices de galène qui n'ont pas été confirmés en sondage.

Fer

Il y a eu à travers les siècles de nombreuses petites mines de fer dont le souvenir reste dans la toponymie : Ferrière, Minière, Pic de Fer. Le métal s'y présente sous forme de pyrite, de pyrite hydroxydée et de carbonates, en amas et en filons.

Dans le massif de l'Arize, les principaux indices et anciens travaux sont ceux de Montels, du Roc de la Garre près de Saurat, de Ferrières-sur-Ariège près de Foix. Dans le massif des Trois-Seigneurs, citons les indices du col de Carlong (5-4002), du col de Ferrère (5-4007) et du pic de la Journalade. Dans le massif du Saint-Barthélémy, un gisement intéressant existe dans le bois de Montminer (8-4005) : une zone broyée dans les calcaires dévoniens est injectée, sur 5 à 6 m de puissance, de sidérose, calcite, dolomite et quartz avec localement un peu de pyrite, de chalcopyrite et de malachite.

Cuivre

Il existe des minéralisations cuivreuses dans le Trias et dans le Dévono-Carbonifère du bord septentrional du massif de l'Arize. Il s'agit, par exemple à Gayet (1-4016), au Sud-Est de Cadarcet, de gîtes de fracture à paragenèse comprenant barytine, quartz, cuivre gris et argent associé, pauvrement minéralisés dans l'ensemble et discontinus. C'est probablement la teneur en argent qui poussa autrefois à poursuivre les travaux.

L'unique exploitation fut celle du filon de Lina, à Alzen (1-4001) ; situé sur une fracture dans les calcaires du Dévonien supérieur, il présentait la paragenèse : sidérose, hématite, quartz, calcite, cuivre gris associé à la blende et à la galène. Totalement défilé de 1898 à 1905, il a fourni 420 t de cuivre et 23 t d'argent pour 35 000 t de tout-venant.

Aluminium

Des gisements de bauxite s'alignent tout le long du chaînon jura-crétacé du Pech de Foix. Ils furent longtemps exploités à Cadarcet (1-4006) et à Péreille (8-4011, limite est de la feuille). La couche se situe entre les calcaires jurassiques et les calcaires crétacés ; son épaisseur est de 1 à 3 m, mais peut atteindre 10 et 30 m suivant l'importance du karst dans lequel la bauxite est piégée. La mine de Péreille fournissait 10 000 t/an de minerai dans les années 1950-1960.

Barytine

De petits gîtes à barytine sont connus depuis longtemps sur le front nord du massif de l'Arize. Il s'agit de poches karstiques dans les calcaires du Dévonien, comme à Alzen et à Moncoustan (1-4015), ou de lentilles dans le Trias supérieur détritique, comme à Montels dont la production s'éleva à 15 000 t. Beaucoup de ces petits gîtes ont été autrefois exploités pour la galène et la chalcopyrite qui y sont incluses.

Béryllium, lithium

Dans la forêt d'Andronne, à Pénitence (5-4001), un filon de pegmatite recoupant des micaschistes à andalousite contient de beaux prismes hexagonaux de béryl pouvant atteindre 10 cm de long. Cette pegmatite contient de l'albite, du quartz, de la muscovite en grandes lamelles décimétriques, de la triphylite (phosphate lithinifère) et de nombreux minéraux accessoires.

Les pegmatites du versant est du Mont-Fourcat contiennent aussi des prismes de béryl.

Tungstène

Contre la pegmatite à béryl de Pénitence (5-4001), un skarn rubané, à lits de pyroxènes verts (diopside — hédénbergite) et de grenats grossulaires, contenant aussi du quartz, de la trémolite et des sulfures, renferme environ 0,2 % de scheelite en cristaux assez gros, parfois centimétriques. Les travaux effectués sur cet indice en 1971 n'ont pas montré de prolongement en profondeur.

SUBSTANCES NON MÉTALLIQUES, MATÉRIAUX

Argiles

Près de Vernajoul, des argiles rouges smectiques ont été exploitées autrefois comme terre à dégraisser. Elle proviennent de la décalcification des marnes noires de l'Albien supérieur. Le gisement s'étend sur 60 ha avec une puissance moyenne de 1 mètre.

Les argiles rouges inférieures du Garumnien ont été exploitées, près de Labarre et de l'Herm, pour la fabrication de tuiles.

Calcaires

Les calcaires compacts du Lias inférieur, près de Cadarcet, et les calcaires albiens à faciès urgonien, au Nord de Foix, ont été exploités pour moellons et pour matériau de viabilité. Sont toujours exploités les calcaires du Roc de Sédour, à Bédeilhac, et les calcaires à Milioles, au Nord de l'Herm et près de Saint-Jean-de-Verges.

Diorite

L'affleurement de Raygnac, au Sud de Foix, a été exploité pour matériau de viabilité.

Feldspath

Dans la commune de Mercus-Garrabet, des filons de leucogranite et de pegmatite au sein de micaschistes ont donné lieu à de petites exploitations.

Grès

Les grès jaune-roux maastrichtiens de Labarre sont exploités épisodiquement, au Nord de Vernajoul, comme pierre à bâtir pour la restauration de certains monuments.

Les grès micacés du Crétacé supérieur de Saurat servent à la fabrication de pierres à aiguiser (exportation) et pour la confection de dallages et de parements.

Gypse

L'exploitation artisanale du gypse du Keuper, à Bédeilhac (6.4004) et à Arnave, remonte au siècle dernier. A Bédeilhac, l'exploitation est maintenant industrielle, à ciel ouvert, sur le flanc nord du Roc de Sédour : la production tourne actuellement autour de 110 000 t/an de gypse pour la fabrication du plâtre et 16 000 t/an d'anhydrite pour la fabrication de ciment.

Kaolin

Le kaolin a été exploité de 1903 à 1927 à Seignaux (6-4001), à 6 km au Sud de Foix, où deux petites carrières ont donné 2 000 t environ. Le gisement n'est pas épuisé.

Lignite

De petites couches de lignite existent dans les grès de Labarre du Maastrichtien, dans les marnes bleues du Campanien et dans le flysch schistogréseux du Santonien. La variété pure, le jayet ou jais, fut autrefois recherchée pour la bijouterie.

Marbres

Les calcaires "griottes" du Dévonien supérieur ont été exploités sur le versant nord du massif du Saint-Barthélémy, au Sud-Ouest de Montferrier.

Phosphates

Les nodules, plaquettes et lentilles phosphatées (20 à 30 % de P_2O_5) que renferme la partie inférieure des jaspes dinantiens, en particulier à la base du niveau, ont donné lieu, au début du siècle, à de petites exploitations ; citons la mine de Berny dans le massif de l'Arize et celles qui sont situées au Sud et au Nord de Trazines dans le massif du Saint-Barthélémy.

Sables et graviers

Les alluvions actuelles de l'Ariège et les moraines sablo-graveleuses à gros blocs représentent une réserve importante de matériau. Les zones les plus favorables se situent toutefois en aval de Saint-Jean-de-Verges.

Talc

L'hydrosilicate de magnésium constitue des amas le long de l'accident qui, au col de la Portelle, passe entre les calcaires dolomitiques siluriens et les micaschistes ordoviciens. Ce gisement (8-4007) a été exploité par intermittence depuis le milieu du XIXe siècle jusqu'en 1966 : dans les dernières années la production était de 2 000 à 3 000 t/an. La production totale semble avoir été de 100 000 t.

TABLEAU DES GITES MINÉRAUX

FOIX 1/50 000 N° 1075 Nom du gîte	Indice de classement national	Sub- stance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Pic de l'Aspre 1	0-4002	Bauxite		Couche	Calcaire Dolomie	La couche affleure à l'Est et à l'Ouest du pic de l'Aspre
Alzen 1	1-4001	Cu Ag	B.P.G. Sidérose Mispickel Panabase Boulangerite	Gîte de fracture Dion 110-140°	Brèche tecto. Dolomie (Dévonien)	Ancienne exploitation. Concession 1898-1953. Déplage sur 100 m de hauteur. Production 1898-1902 : 213 t de mattes à 24-25 % Cu et 14 kg/t Ag, 5659 t minerai à 5 % Cu et 3 kg/t Ag
Moncoustand 2	1-4002	Pb Zn Ag	Galène Blende Sidérite Pyrite Chalcoppyrite	Filon Dion 180° Pgs 70°W	Calcaire Schiste Andésite (Ordovicien)	Ancienne exploitation. Concession en 1862. Production 4400 t de minerai à 70-80 % galène (200 g/t Ag) et 2-3 % blende. Réserves probables : 3500 t galène entre -90 et -140
Moncoustand 1 (Saurat, Bergay)	1-4003	Pyr Cu As	Pyrite Mispickel Chalcoppyrite Marcasite Blende Cuivre gris ...	Filon Dion 90° Pgs S	Schiste (Ordovicien)	Concession en 1864. Tracages et TB. Teneurs : Cu 2-3 %, Au 15 g/t et Ag 4 à 500 g/t tout-venant. Pas de production.
Andreaux Baragnac	1-4005	Fe	Hématite Barytine	Stratiforme	Permo-Trias	Lentilles de quelques dizaines de mètres exploitées par travaux souterrains
Cadarcet	1-4006	Bauxite		Couche E-W	Calcaire Dolomies	Affleurement continu sur 3 communes : Bastide-de-Sédour, Cadarcet, Baulou. Exploitation en plusieurs endroits

TABLEAU DES GITES MINÉRAUX

FOIX 1/50 000 N° 1075 Nom du gîte	Indice de classement national	Sub- stance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Alzen 2	1-4007	Cu Pb Fe Sb	B.P.G. Sidérose Mispickel Panabase Boulangerite Bournonite ...	Champ filonien (gîtes de fractures)	Calcaire (Dévonien)	Nombreuses formations filoniennes. D'Est en Ouest : Montredon, Balanca, le Vieux-Minier, Ravin de la Cascade, la Rive. Chapeau de fer : Maous, Balanca, les Fourches..
Montels 2 (Les Icarts)	1-4010	Mn Ba Fe	Pyrolusite Manganite Barytine Hématite	Stratiforme orientation E-W Pés 45° N	Grès, poudingue (Permien)	Production 750 t Mn (lentille principale aux Ecarts. Autres petites lentilles à Estaniels, Larbont et Seguela). Le manganèse se trouve dans les grès et poudingues de base ; il est accompagné au mur par gisement de fer accompagné de barytine
Le Coffre	1-4011	Cu	Chalcopryrite Pyrite	Indice	Permien	T.B. de 120 m. Filon ?
Sarret	1-4013	Cu	Hématite Limonite	Filon Dion 90°	Granite	Vieux grattages remblayés, traces de cuivre
Montcousand (Pièce Grande)	1-4015	Pb Cu Ba	Barytine Galène Chalcopryrite	Filon	Trias	Descenderie de 30 m. Fracture remplie de barytine avec galène et chalcopryrite
Montcousand (Gayet)	1-4016	Cu	Cuivre gris	Filon	Trias	Galerie d'une vingtaine de mètres

TABLEAU DES GITES MINÉRAUX

FOIX 1/50 000 N° 1075 Nom du gîte	Indice de classement national	Sub- stance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Montcoustand (Sarrazy)	1-4018	Pb	Galène Quartz	Filon Dion 90° Pge 70°S	Calcaire	2 traçages totalisant 100 m
Roc de Caralp	2-4001	Bauxite		Couche Dion 135°	Calcaire (Albien Kimmeridgien)	Affleure sur le flanc NE et sur le flanc SW du synclinal
Sarda Vernajoul	2-4002	Bauxite		Couche Dion 135°	"	Deux affleurements d'une même couche
Pech de Saint- Sauveur	2-4003	Bauxite		Couche Dion 135°	"	
Tresbens La Ribo	2-4005	Fe Pb	Sidérite Pyrite Galène Hématite	Stockwerk	Schiste (Ordovicien)	Grandes excavations. Remplissage de fissures
Le Fostié	2-4006	Pb Ag	Galène	Filon Dion 90° Pge 35°S	Granodiorite	Indice
Ferrières	2-4009	Fe	Sidérite Pyrite	Filon	Schiste (Ordovicien)	Affleurements sur 3 à 400 m
Pech de Foix	3-4001	Bauxite		Couche Dion 135°	Calcaire (Albien Kimmeridgien)	Affleurement continu sur 3 communes : Pradières, Arabaux, Foix

TABLEAU DES GITES MINÉRAUX

FOIX 1/50 000 N° 1075 Nom du gîte	Indice de classement national	Sub- stance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Pic de l'Aspre 2	3-4002	Bauxite		Couche	Calcaire (Albien Kimméridgien)	
Pradières	3-4003	Bauxite		Couche	"	4 affleurements dispersés
Roquefixade	4-4001	Bauxite		Couche	"	4 affleurements
Forêt d'Andronne	5-4001	W Be Li	Scheelite Chrysobéryl Béryl Niobite Triphylite	Amas	Skarn Pegmatite (Hercynien)	Indices. Minéraux des skarns et pegmatites. Teneurs faibles
Carlong	5-4002	Fe	Sidérite	Filon Dion 135°	Migmatites (Hercynien)	Galleries (1882)
Pla-de-Pessé (Font Sainte)	5-4005	Fe Zn Pb	Hématite Limonite Blende Galène	Filon	Quartzite Schiste (Ordovicien)	Anciens travaux. Puits descenderies- galleries. T.B. : 96 m
Sarraute	5-4006	Fe Mn	Sidérite Goethite Pyrolusite	Filon Dion 135°	Migmatite	Grattages - Galerie
Col de Ferrère	5-4007	Fe	Goethite Sidérite	Filon Dion 135°	Migmatite	Minerai caveurneux

TABLEAU DES GITES MINÉRAUX

FOIX 1/50 000 N° 1075 Nom du gîte	Indice de classement national	Sub- stance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Seignaux	6-4001	kao	Kaolin	Amas	Pegmatite	Ancienne exploitation. 2 carrières Extrait = 4 000 t Réserves possibles = 144 000 t
Arignac	6-4002	gyp	Gypse Anhydrite Glauberite ...	Amas	Calcaire Dolomie Marne (Keuper)	Carrières souterraines et carrières à ciel ouvert. Production (Arignac + Bédailhac) Plâtre cru = 50 000 t Gypse cru = 25 000 t Anhydrite = 1 000 t
Bédailhac	6-4004	gyp	"	"	"	
Rabat	6-4005	Fe	Oligiste Hématite Magnétite Pyrite	Amas	Ophite Schiste Calcaire	Ancienne exploitation (1840-1918). Carrières et galeries
Saint-Antoine	7-4002	Fe Pyr Zn	Sidérite Pyrite Blende	Filon	Calcaire (Dévonien)	Indices
Arnave	7-4003	gyp	Gypse Anhydrite	Couche	Marnes (Trias)	Exploitation en surface. Réserves en profondeur importantes
Mercus	7-4004	kao	Kaolin Feldspath	Couche Dion 135° Pse subv.	Migmatite Pegmatite	4 formations parallèles puissance : 10 à 35 m extension : 150 à 200 m

TABLEAU DES GITES MINÉRAUX

FOIX 1/50 000 N° 1075 Nom du gîte	Indice de classement national	Sub- stance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Cadeillou	8-4001	Zn Pb	Blende Galène Pyrite ...	Stratiforme	Calcaire Schiste (Dévonien)	200 m traçage ancien BRGM : galeries, sondages 2 à 3 % Zn, 0,5 % Pb
Le Sourt	8-4002	Zn	Smithsonite Cérusite Blende	Stockwerk	Calcaire (Dévonien)	Indice. Fracturation E-W très dense donnant un aspect stratiforme
Le Saut	8-4003	Pb Zn	Pyrite Galène Blende	Stratiforme	Conglomérat (Cénomannien)	Travaux de recherches (1958-1960)
Bois de Montminier	8-4005	Fe Cu	Sidérite Pyrite Chalcopyrite Malachite ...	Stratiforme	Calcaire Brèche-tecto. (Dévonien)	Ancienne galerie et ancienne excavation à ciel ouvert
La Portaille	8-4007	tal	Talc Clinocllore	Filon	Dolomie Micaschiste Pegmatite	Exploitation discontinue sur 1000 m de long, du col de Portaille au chantier de Fangas (Société Minière de Montferrier) Production : 5000 t/an
Paquetaire	8-4010	Pb	Galène	Indice	Brèche (Cénomannien)	Vieux travaux
Pérelle	8-4011	Bauxite		Couche	Calcaire (Albien Kimméridgien)	Petits travaux d'exploitation

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques complémentaires et en particulier des itinéraires dans le *Guide géologique régional : Pyrénées orientales - Corbières*, par M. Jaffrezo, Masson, Paris, 1977 :

- itinéraire 2 : les Pyrénées ariégeoises orientales, de Mirepoix à Vicdessos par Montségur et Tarascon ;
- itinéraire 6 : l'Eocène marin du domaine sous-pyrénéen.

PRÉHISTOIRE

On peut signaler les grottes préhistoriques suivantes : l'Herm (Paléolithique inférieur et moyen), Tuto de Camalhot à Saint-Jean-de-Verges (Aurignacien et Périgordien), les nombreuses grottes du château de Foix et la grotte de Labouiche, à Baulou (Moustérien et Magdalénien) ; aux environs de Tarascon, la grotte de Bédeilhac (Magdalénien et Néolithique) et celle du Cagibi (Magdalénien) (renseignements dus à M. Jean Clottes).

BIBLIOGRAPHIE

BALAVOINE P., PLAZIAT J.C. (1964) - Bryozoaires du Sparnacien des Corbières et du Plantaurel. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 6, p. 3-9.

BARROUQUÈRE G. (1968) - Le Paléozoïque du massif de l'Arize (Pyrénées ariégeoises). Thèse 3e cycle, Toulouse.

BILOTTE M. (1975) - Le Crétacé supérieur du "bassin" de Nalzen (Pyrénées ariégeoises). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 4, p. 95-97.

BILOTTE M. (1984) - Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. Atlas. *Strata*, Toulouse, série 2, vol. 1, 45 pl.

BILOTTE M. (1985) - Le Crétacé supérieur des plates-formes est-pyrénéennes. Thèse Doctorat d'Etat, Sciences, *Strata*, Toulouse, série 2, vol. 5, 438 p., 121 fig., 53 tab.

BILOTTE M., CANEROT J., DEBROAS E.J., PEYBERNÈS B., REY J. et SOUQUET P. (1975) - Révision de la tectonique des zones externes pyrénéennes : le bassin de Nalzen (Pyrénées ariégeoises). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 280, p. 2821-2824.

BILOTTE M., DEBROAS E.J., BABY P., CROUZET G., DERAMOND J., BONNEMAISON M. et GIOT D. (1987) - Rôle des chevauchements nord-pyrénéens et des massifs de l'Arize et du Saint-Barthélémy dans l'évolution tectosédimentaire et la structure des bassins flyschs du Crétacé. G.P.F.3, thème 6, *Doc. BRGM*, à paraître.

BRUN L., PEYBERNÈS B. et REY J. (1969) - Le Dogger des Pyrénées ariégeoises. *Bull. Soc. Hist. nat.* Toulouse, t. 105, fasc. 3-4, p. 374-387.

BUIS M.G. (1976) - Recherches stratigraphiques et sédimentologiques sur le Crétacé et le Tertiaire du Nord du Pech de Foix, entre l'Ariège et le Douctouyre. Thèse 3ème cycle, Toulouse, 170 p., 42 fig.

BUIS M.G., CUGNY P. (1978) - Les poudingues de Palassou entre l'Ariège et le Douctouyre (Pyrénées ariégeoises). *Bull. Soc. Hist. nat.*, Toulouse, t. 114, fasc. 1-2, p. 212-236.

BUIS M.G., REY J. (1975) - Une évolution sédimentaire de type deltaïque : le passage du Tertiaire marin au Tertiaire continental entre l'Ariège et le Douctouyre (Pyrénées ariégeoises). *Bull. Soc. Hist., nat.*, Toulouse, t. 111, fasc. 1-2, p. 80-95.

CASTAING G., 1972 - Microtectonique de l'Arize centrale métamorphique (Pyrénées ariégeoises). Thèse 3ème cycle, Toulouse, 99 p.

CASTERAS M. (1933) - Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 37, n° 189, 525 p.

COMBES P.J. (1969) - Recherches sur la genèse des bauxites dans le Nord-Est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France). *Mém. CERGH*, Montpellier, t. III-IV, 1 vol., 275 p.

CRILAT S. (1981) - Recherches sur les gisements de P et de Mn liés au jaspes du Carbonifère inférieur des Pyrénées et de la Montagne Noire. Thèse, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 475 p.

CROCHET B. (1984) - La "Série de Palassou" entre le bassin de Pamiers et le horst de Tréziers. Schéma stratigraphique général de l'Aude à l'Arize. *Géologie de la France*, n° 4, p. 69-95.

DEBAT P. (1974) - Essai sur la déformation des gneiss de la Montagne Noire occidentale. Thèse Sc., Toulouse, 468 p.

DEBAT P., SIRIEYS P., DERAMOND J., SOULA J.C. (1975) - Paléodéformation d'un massif orthogneissique. *Tectonophysics*, 28, p. 159-183.

DEBROAS E.J. (1985) - Géométrie et position structurale des fossés albiens nord-pyrénéens : l'exemple des Pyrénées centrales. *Strata*, 2, p. 99-106.

DEBROAS E.J. (1987) - Modèle du bassin triangulaire à l'intersection de décrochements divergents pour le fossé albo-cénomaniens de la Ballongue. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. 3, n° 5, p. 887-898.

DUBAR G. (1925) - Etudes sur le Lias des Pyrénées françaises. *Mém. Soc. géol. Nord*, vol. IX, t. 1, 51 fig., 7 pl., 332 p.

GUBLER Y., VATAN A. (1943) - Rythmes de sédimentation dans les zones de Nalzen, du Pech de Foix et du Dreuilhe (Ariège) pendant les temps crétacés. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5e sér., t. 23, p. 299-332.

GUCHEREAU J.Y. (1975) - Le Saint-Barthélémy métamorphique (Pyrénées ariégeoises). Thèse 3ème cycle, Toulouse, 172 p.

HUDLESTON P.J. (1973) - Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics*, 16, p. 1-46.

LAGASQUIE J.J. (1982) - Modèles et altérations dans les granitoides de la moitié orientale des Pyrénées. Thèse, Toulouse-Mirail, 608 p.

LANAU M. (1971) - Le Crétacé supérieur nord-pyrénéen des bassins de Soueix, Oust-Massat et Saurat (Ariège). Thèse 3ème cycle, Toulouse, 111 p., 18 fig., 10 pl.

LELUBRE M. (1964) - Existence d'un socle probablement précambrien dans la région de Bompas-Arnave (Ariège). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, D, 258, p. 1272-1274.

MANGIN A. (1967) - Etude géologique de la partie septentrionale du massif du Saint-Barthélémy (Pyrénées ariégeoises). Thèse 3ème cycle, Toulouse, 155 p.

MASSIEUX M., TAMBAREAU Y., VILLATTE J. (1981) - Characées paléocènes et éocènes du versant nord des Pyrénées. *Revue de Micropaléontologie*, t. 24, n° 2, p. 69-82, 3 tab., 1 pl.

PASSCHIER C.W. (1982) - Mylonitic deformation in the Saint-Barthélémy massif, French Pyrenees, with emphasis on the genetic relationship between ultramylonite and pseudotachylite. Thesis University of Amsterdam, *GUA Papers of Geology*, Series 1, n° 16, 173 p.

PASSCHIER C.W. (1984) - Mylonite-dominated footwall geometry in a shear zone, Central Pyrenees. *Geol. Mag.*, 121 (5), p. 429-436.

PEYBERNÈS B. (1976). Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Thèse, Toulouse, 459 p., 149 fig., 42 pl., Imp. CRDP (Toulouse).

PEYBERNÈS B., PONS Ph., ROUX J.C., SOUQUET P. (1984) - Apports de l'étude des terrains secondaires à l'appréciation du degré d'allochtonie du massif de l'Arize. G.P.F. 1, thème 6, *Doc. BRGM*, n° 81-6, p. 23-37.

PEYBERNÈS B., SOUQUET P. (1974) - Nouvelles données sur la géologie de la région de Tarascon-sur-Ariège (Pyrénées Centrales). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 278, p. 569-572.

PIERRES J.P. (1969) - Etude géologique du chaînon du Pech de Foix aux abords de la vallée de l'Ariège. Thèse 3ème cycle, Toulouse, 145 p.

RAMSAY J.G. (1967) - Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New York, 568 p.

REY J., SOUQUET P. (1974) - Les synclinaux du lambeau de Baulou (Ariège) : témoins d'une couverture garumnieuse discordante sur la Zone nord-pyrénéenne. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 279, D, p. 1147-1149.

SIRAG EL DIN M. (1974) - Pétrologie et analyse structurale de l'Arize sud-orientale. Thèse 3ème cycle, Toulouse, 139 p.

SOULA J.C. (1971) - Evolution des structures hercyniennes de l'Arize métamorphique (Pyrénées ariégeoises). *Revue Géogr. phys. et Géol. dynam.*, 2^e série, vol. 13, fasc. 3, p. 233-244.

SOULA J.C. (1982) - Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in the central-eastern Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 4, p. 313-342.

SOULA J.C., DEBAT P. (1976) - Développement et caractères des litages tectoniques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. 28, n° 6, p. 1515-1537.

SOULA J.C., VIALARD P., BESSIÈRE G. (1985) - Analyse et interprétation de la structure du massif nord-pyrénéen de l'Arize (Pyrénées ariégeoises, France). Programmê Géologie Profonde de la France 2, thème 6. *Doc. BRGM*, 95 (6), p. 7-18.

SOULA J.C., DEBAT P., DERAMOND J., GUCHEREAU J.Y., LAMOUREUX C., POUGET P., ROUX L. (1986a) - Evolution structurale des ensembles métamorphiques, des gneiss et des granitoïdes dans les Pyrénées centrales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), t. 2, n° 1, p. 79-93.

SOULA J.C., DEBAT P., DERAMOND J. et POUGET P. (1986b) - A dynamic model of the structural evolution of the Hercynian Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, p. 29-51.

SOULA J.C., LAMOUREUX C., VIALARD P., BESSIÈRE G., DEBAT P., FERRET B. (1986c) - The mylonite zones in the Pyrenees and their place in the Alpine tectonic evolution. *Tectonophysics*, 129, p. 115-147.

TAMBAREAU Y. (1972) - Thanétien supérieur et Ilerdien inférieur des Petites Pyrénées, du Plantaurel et des chaînons audois. Thèse Sciences, Toulouse, 377 p.

VIDAL J.L., KUBIN L., DEBAT P., SOULA J.C. (1980) - Deformation and dynamic recrystallisation of K-feldspar augen in orthogneisses from Montagne Noire, Occitania, Southern France. *Lithos*, 13, p. 274-255.

VILLATTE J. (1962) - Etude stratigraphique et paléontologique du Montien des Petites Pyrénées et du Plantaurel. Thèse Sciences, Toulouse, 331 p., Privat éd.

ZWART H.J. (1953) - La géologie du Saint-Barthélémy. *Leid. Geol. Meded.*, 18, p. 1-288.

Ouvrage général

Atlas des ressources du sous-sol du département de l'Ariège. BRGM, Service géologique régional Midi-Pyrénées, 1983.

Divers

Une bibliographie sur les formations glaciaires est donnée par F. Taillefer : *Idées actuelles sur les glaciations dans les Pyrénées de l'Ariège. Rev. géogr. Pyrénées et du Sud-Ouest*, t. 56, 1985, fasc. 3.

Sur la préhistoire, une bibliographie a été publiée par Robert Simonnet : *Emergence de la préhistoire en pays ariégeois. Bull. Soc. ariégeoise Sciences, Lettres et Arts*, 1980.

Carte géologique à 1/80 000

Feuille *Foix* (253) :

— 1^e édition (1912), par VASSEUR, L. BERTRAND, L. MENGAUD, M. LONGCHAMBON.

— 2^e édition (1950), par Ch. JACOB, M. CASTERAS, M. DALLONI, E. RAGUIN.

— 3^e édition (1976), par M. CASTERAS.

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500 000

Feuille *Toulouse* (1985), coordination par J. MÉLOUX.

Feuille *Marseille* (1980), coordination par J. MÉLOUX.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La Banque de données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Ces documents peuvent être consultés au Service géologique régional Midi-Pyrénées, avenue Pierre-Georges Latécoère, 31400 Toulouse, ou bien au BRGM, Maison de la Géologie, 77 rue Claude Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

Introduction et cadre structural : J. REY, professeur à l'Université Paul Sabatier de Toulouse.

Terrains métamorphiques et cristallins, Silurien, structure des massifs nord-pyrénéens : J.C. SOULA, maître assistant à l'Université Paul Sabatier.

Dévonien et Carbonifère : Y. TERNET, géologue au BRGM, d'après les travaux de G. BARROUQUÈRE (1968), S. CRILAT (1981) et A. MANGIN (1967).

Trias et Jurassique : M. CASTERAS, professeur à l'Université Paul Sabatier, avec la collaboration de J. REY.

Jurassique moyen et supérieur, Crétacé inférieur : B. PEYBERNÈS, maître assistant à l'Université Paul Sabatier.

Crétacé supérieur et Paléogène inférieur : M. BILOTTE, maître assistant à l'Université Paul Sabatier.

Paléogène supérieur et Eocène : M. CASTERAS et J. REY.

Les zones isopiques : B. PEYBERNÈS avec la collaboration de M. BILOTTE et J. REY.

Quaternaire : F. TAILLEFER, professeur à l'Université de Toulouse-le-Mirail.

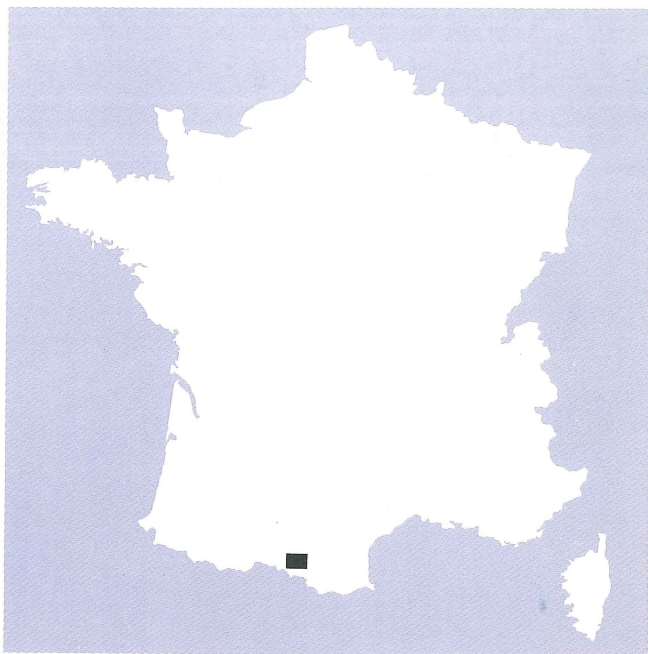
Structure du bassin de Tarascon : B. PEYBERNÈS.

Structure du bassin de Nalzen : M. BILOTTE.

Structure des chaîons calcaires de Cadarcet et du Pech de Foix, structure de la Zone sous-pyrénéenne : J. REY.

Hydrogéologie : J. ROCHE, ingénieur hydrogéologue au BRGM.

Ressources du sous-sol : Y. TERNET.



FOIX

La carte géologique à 1/50 000
FOIX est recouverte par la coupure
FOIX (N° 253)
de la carte géologique de la France à 1/80 000.

Le Mas-d'Azil	Pamiers	Mirepoix
St-Girons	FOIX	Lavelanet
Aulus-les-Bains	Vicdessos	Ax-les-Thermes