



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

BUREAU DE
RECHERCHES
GÉOLOGIQUES
ET MINIÈRES

LE MAS-D'AZIL

XX-46

LE MAS-D'AZIL

La carte géologique à 1/50 000
LE MAS-D'AZIL est recouverte par les coupures suivantes
de la carte géologique de la France à 1/80 000 :
à l'ouest : ST-GAUDENS (N° 241)
à l'est : PAMIRS (N° 242)

*Volvestre
- Plantavel*

LE FOUSSERET	CAZÈRES	SAVERDUN
ST-GAUDENS	LE MAS-D'AZIL	PAMIRS
ASPET	ST-GIRONS	FOIX

MINISTÈRE DE L'INDUSTRIE
BUREAU DE RECHERCHES GÉOLOGIQUES ET MINIÈRES
SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
Boîte postale 6009 - 45018 Orléans Cédex - France



NOTICE EXPLICATIVE

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	2
CADRE GÉOLOGIQUE GÉNÉRAL	2
HISTOIRE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURE	3
<i>ZONES ISOPIQUES</i>	3
<i>ZONES STRUCTURALES</i>	4
DESCRIPTION DES TERRAINS	7
<i>PRIMAIRE</i>	7
<i>SECONDAIRE</i>	7
<i>TERTIAIRE</i>	16
<i>QUATERNAIRE</i>	25
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	29
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	29
<i>SUBSTANCES MINÉRALES</i>	30
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	32
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	32
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	32
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	37
AUTEURS DE LA NOTICE	37
ANNEXE : <i>COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES</i>	38

INTRODUCTION

Le territoire de la feuille le Mas-d'Azil se situe dans les départements de l'Ariège et de la Haute-Garonne. Il est à cheval sur les zones externes de la chaîne des Pyrénées et la bordure méridionale du bassin d'Aquitaine (ici dans sa dépendance géologique du couloir de Carcassonne). Deux régions se distinguent ainsi nettement :

— *le pays plissé* avec, du Nord au Sud, les chaînons bien réglés, à relief structural, des Petites Pyrénées et du Plantaurel (calcaires, argiles et grès du Néocrétacé et de l'Éocène), l'alignement des croupes d'apparence désordonnée et culminantes (signal de Cabanères, 753 m), du Flysch crétacé moyen, de nouveaux chaînons enfin (calcaires, dolomies et argiles du Crétacé inférieur, du Jurassique et du Trias), où l'érosion différentielle s'est exercée sur des plis serrés et nombreux ;

— *le pays molassique* aquitain (argiles, calcaires, grès, poudingues de l'Éocène supérieur au Miocène), avec les collines du Terrefort au modelé de dissection fluviale.

Tous ces reliefs s'inscrivent au-dessous d'une surface d'aplanissement fini-tertiaire, asymptotique à la plupart des lignes de crêtes et plateaux. C'est ainsi que des placages d'argiles à galets et à blocs (Ponto-Pliocène et Quaternaire ancien) sont conservés sur certains sommets, recouvrant les divers domaines précédents, notamment dans la longue croupe qui s'abaisse doucement vers le Nord, des Baudis à Lasserre en direction de Lahitère.

Le territoire est traversé par quatre rivières principales : Salat, Volp, Arize, Lèze. Les vallées sont encaissées dans le pays plissé, qui est recoupé suivant des cours en baïonnette, à la faveur de cluses et même de trajets souterrains (grotte du Mas-d'Azil) ; les vallées s'ouvrent par contre plus largement dans les molasses où elles prennent une direction générale uniforme au Nord-Ouest. L'orientation des divers segments des cours d'eau, et même ceux du lit mineur en pays molassique, y est néanmoins parallèle aux directions structurales représentées dans la chaîne.

CADRE GÉOLOGIQUE GÉNÉRAL

La géologie de la chaîne alpine des Pyrénées a fait l'objet d'une révision et d'une mise au point récentes (P. Souquet, M. Bilotte, J. Canerot, E.-J. Debroas, B. Peybernès et J. Rey, 1975 ; P. Souquet et *al.*, 1977) conduisant à l'interprétation de la chaîne comme une zone de cisaillement (P. Souquet et F. Mediavilla, 1976).

Les Pyrénées correspondent à une chaîne intercratonique ouverte en éventail de part et d'autre d'une zone de divergence structurale identifiée dans la Zone Interne Métamorphique (voir feuille Saint-Girons), entre des Zones septentrionales déversées au Nord, vers le craton aquitano-languedocien, et des Zones méridionales déversées au Sud, vers le craton ibérique.

Sur la bordure nord de la chaîne, le territoire de la feuille le Mas-d'Azil recouvre les Zones septentrionales externes, Zones nord-pyrénéennes (Z. ariégeoise et Z. sub-ariégeoise) et Zones sous-pyrénéennes (Z. des écailles sous-pyrénéennes et Z. des Petites Pyrénées-Plantaurel), ainsi que le bassin molassique d'avant-pays, établi sur le craton aquitano-toulousain. Les relations entre ces ensembles y sont illustrées, tant au point de vue stratigraphique que structural^(*).

(*) Les numéros entre crochets renvoient au schéma structural, en marge de la feuille.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURE

ZONES ISOPIQUES

Seuls sont rapportés ici les caractères essentiels des séries sédimentaires des diverses zones ; pour les détails, on se reportera à la description des terrains.

Zones nord-pyrénéennes

En zones nord-pyrénéennes, les séries sédimentaires post-triasiques sont en relation avec une évolution en domaine de plate-forme, poursuivie à travers les temps jurassique et éocènes, et avec l'apparition subséquente d'un orogène aptien—albien sur la marge stable du craton aquitano-languedocien. Elles comportent une série anté-flysch étagée du Trias à l'Albien moyen et une série flyschoidé d'âge albien supérieur.

La *Zone ariégeoise* est essentiellement formée par la série anté-flysch. Celle-ci est caractérisée par de nombreuses lacunes dans le Lias moyen et supérieur (L. Dubar, 1925 ; J. Rey, 1964), dans le Jurassique terminal, le Barrémien et le Bédoulien (B. Peybernès, 1976), par la présence de bauxites dans le Crétacé inférieur et par le développement de divers niveaux transgressifs dans le Lias, le Dogger (L. Brun, B. Peybernès et J. Rey, 1969), le Barrémien, l'Aptien et l'Albien (B. Peybernès, 1976). La série anté-flysch ariégeoise est transgressive vers le Nord. C'est ainsi que les dolomies du Jurassique, ou les bauxites, sont recouvertes par des calcaires urgoniens hétérochrones et de plus en plus récents (du Gargasien à l'Albien moyen) du Sud-Ouest vers le Nord-Est.

Dans la zone ariégeoise, les flyschoides albiens sont réduits à la seule série alternante (brèches calcaires, calcarénites, marnes et grès) du synclinorium de Marillac [26].

La *Zone subariégeoise*, par contre, montre un important développement de flysch noir externe, accumulé, avec une épaisseur de plus de 4 000 m, sur le talus et les gradins de la marge aquitano-languedocienne stable (B. Peybernès, 1976 ; E.-J. Debros et P. Souquet, 1976). Au Sud, le flysch peut succéder aux niveaux les plus élevés de la série antérieure (calcaires albien moyen de Grané, près de Taurignan) ; mais, en fonction d'un dispositif cliniforme, des termes de plus en plus récents reposent sur un substratum de plus en plus ancien vers le Nord (jurassique dans les écaillés de Baup [12], vallée du Volp ; triasique à Gausseran [15]), au point que les brèches chaotiques supérieures, à blocs paléozoïques, finissent par recouvrir directement le Primaire des minuscules massifs septentrionaux de Gausseran [16], Contrazy [13] et Betchat—Bagert [11] (P. Souquet et B. Peybernès, 1970 a et 1970 b ; B. Peybernès et P. Souquet, 1972).

Zones sous-pyrénéennes

Les séries sédimentaires des Zones sous-pyrénéennes sont en rapport avec une déformation continue contrôlant la sédimentation dans un bassin périphérique migrant du Sud au Nord, vers l'avant-pays aquitano-languedocien, en avant de la limite de compression des zones orogéniques qui s'agrègent successivement à la chaîne en cours de structuration et de soulèvement. Le bassin molassique d'avant-pays actuel n'est autre que le dernier stade de l'évolution de ce bassin périphérique dissymétrique, à flanc sud actif (discordance syntectonique) et flanc nord passif (discontinuités sédimentaires).

La *Zone des écaillés sous-pyrénéennes* comporte, au-dessus de témoins de brèches chaotiques vracono-cénomaniennes ou directement sur des argiles du Keuper, une série néocénocène qui traduit les phases d'un cycle, transgression ou effondrement, approfondissement, comblement : calcaires bioclastiques et lithoclastiques à Préalvéolines

(Cénomaniens supérieurs), alternances marno-calcaires à Pithonelles (Turonien), flysch à Fucoïdes (Turon-Coniacien). Ainsi a été retrouvée (B. Peybernès et P. Souquet, 1970) dans cette Zone sous-pyrénéenne une succession comparable à celle des « bassins flyschs » nord-pyrénéens plus méridionaux d'Oust—Massat ou d'Arbas (E.-J. Debroas et P. Souquet, 1976).

Il est connu aujourd'hui (E.-J. Debroas, 1977) que ce dernier correspond à un éventail sous-aquatique établi au pied nord d'une pente consécutive à la première structuration de la Zone Interne Métamorphique. On peut ainsi conclure que les terrains homologues de la Zone des écaïlles sous-pyrénéennes appartiennent au même bassin mobile de type périphérique dont le *dépo-centre* se serait déplacé vers le Nord.

La *Zone des Petites Pyrénées et du Plantaurel* comporte une série néocrétacée marine (connue par des données de surface et de forage) directement superposée au socle hercynien (par suite d'un biseau du Trias). Des termes calcaréo-gréseux peu épais, cénomaniens à sénonien inférieur, y sont suivis par l'important ensemble flysch-choïde des Marnes de Plagne. Les conditions de sédimentation ont été décrites, à l'Ouest du territoire de la feuille (P. Dubois et J.-C. Seguin, 1977), dans un « sillon » mobile, une nouvelle fois déplacé vers le Nord sous l'effet d'une mise en place progressive du chevauchement frontal nord-pyrénéen.

La période Maestrichtien—Danien—Paléocène marque une évolution régressive très nette. Celle-ci se matérialise (R. Ricateau et J. Villemin, 1973 ; M. Bilotte, 1977) par la classique mégaséquence de comblement du Maestrichtien, marin à margino-littoral (Marnes de Plagne, Calcaires nankins—Grès de Labarre, Marnes d'Auzas), précédant l'émersion traduite par la mégaséquence laguno-lacustre du *Garumnien* (calcaires à Millioles ; dolomies, chailles et lignites ; calcaires lacustres du Rognacien ; argiles rouges du Vitrollien). Aucune discordance n'a pu être individualisée à la base de cette série régressive ; plus à l'Est par contre (feuilles Foix et Lavelanet), le Rognacien, sous la forme de séquence fluviatile, fossilise le chevauchement frontal nord-pyrénéen sur le flanc méridional actif du bassin.

Les systèmes Eocène à Miocène comprennent, au-dessus, une série de plate-forme carbonatée (transgression thanétienne puis approfondissement ilerdien) et une série terrigène (comblement ilerdien à burdigalien) affectée de discordances syntectoniques de flanc actif en relation avec la tectonique pyrénéenne dans un bassin périphérique une fois encore décalé vers le Nord par les plissements et alimenté par la glyptogénèse consécutive. Le cycle s'achève ainsi avec une série deltaïque (M. Buis et J. Rey, 1975) qui assure le comblement de la gouttière marine ; en domaine continental subsident, s'accumule ensuite une série fluviatile (Poudingues de Palassou, suivis et remplacés vers le Nord par des molasses fluvio-lacustres et palustres). Le front sous-pyrénéen paraît ainsi « encapuchonné » par la sédimentation détritique syntectonique.

ZONES STRUCTURALES

Le territoire de la feuille le Mas-d'Azil recouvre les Zones nord-pyrénéennes les plus septentrionales, Zones ariégeoise et subariégeoise, et les deux Zones sous-pyrénéennes, Zones des écaïlles sous-pyrénéennes et des Petites Pyrénées—Plantaurel (P. Souquet et *al.*, 1975 et 1977). Les accidents-limites, y compris les principaux, tels le chevauchement frontal nord-pyrénéen et le chevauchement frontal sous-pyrénéen (F. Héritier et *al.*, 1972), correspondent à des surfaces-enveloppes d'unités structurales amygdaloïdes plutôt qu'à des fronts de chevauchement continus et uniformes.

Zones nord-pyrénéennes

• **Zone ariégeoise.** Sur la bordure méridionale du territoire de la feuille, la Zone ariégeoise est formée par la série anté-flysch (Trias à Albien moyen) et les flyschoides (Albien supérieur) de Marillac, décollés de tout substratum paléozoïque et notamment du massif plus méridional de l'Arize (feuille Saint-Girons). On ne peut lui rattacher qu'un mince pointement de schistes paléozoïques emballés dans le Keuper de Carrère, au Sud de Clermont. Décollée à sa base sur le Keuper, la série ariégeoise est aussi affectée de décollements internes, au niveau des marnes du Lias moyen et supérieur et des micrites du Jurassique supérieur.

On distingue plusieurs unités structurales (et isopiques) sigmoïdes ou amygdaloïdes à cheval sur le territoire des feuilles le Mas-d'Azil, Saint-Girons, Pamiers et Foix. A l'Ouest, en bordure du Salat, c'est l'extrémité du compartiment de Saint-Girons, en rapport avec la terminaison occidentale du massif de l'Arize. Vient ensuite une vaste unité sigmoïde avec des plis orientés, d'abord à N 120°E (compartiment d'Audinac), puis à N 50°E (compartiment de Montesquieu—Marillac) et enfin proche de N 100°E (Cadarcet). La partie centrale de ce bloc sigmoïde est occupée par le synclinorium de Marillac [26]. Les bordures montrent par contre des plis resserrés dans des unités amygdaloïdes (écaillés de Grané [21], la Souleille [22], Canals [23] et Allières [24]). Ces dernières jalonnent le contact avec la Zone subariégeoise qui présente ainsi un tracé en baïonnette en liaison avec la forme générale de l'unité.

• **Zone subariégeoise.** Dans la Zone subariégeoise, le Flysch noir externe de l'Albien revêt une disposition générale synclinoriale entre la limite tectonique méridionale subverticale et le chevauchement frontal nord-pyrénéen jalonné, au Nord, par les écaillés jurassiques de Baup [12] (vallée du Volp), les écaillés triasiques de Gausseran [15] (ruisseau du Pujol) et par les petits massifs paléozoïques de Betchat—Bagert [11], Contrazy [13] et Gausseran [16]. Les vastes unités synclinales du Flysch noir albien présentent une nette dissymétrie d'origine sédimentaire (voir coupe) : le flanc sud est dilaté (4 000 m) et le flanc nord absent par biseau stratigraphique (marge aquitano-languedocienne), les couches de l'axe du pli (brèches chaotiques du Vraconien—Cénomaniens inférieur) en position frontale ennoyant les rides anticlinales du substratum et pouvant même retomber, plus au Nord, dans des flancs renversés (Raynaude).

La Zone subariégeoise répond aussi au découpage en unités amygdaloïdes et sigmoïdes. A l'Ouest, ce sont le synclinal albien de Crabère orienté N 120°E [17] et l'écaillé paléozoïque de Bagert [11]. Plus à l'Est, au-delà des dislocations transverses du Volp, vient un vaste ensemble sigmoïde avec plis à N 110° et N 50°E : c'est la cuvette de Bouinéous [18] avec ses prolongements effilés des écaillés de Baup [12] à l'Ouest et de la lame de Saint-Albi [19] à l'Est.

Le chevauchement frontal qui limite au Nord la Zone subariégeoise enveloppe ainsi des unités structurales diverses et présente un tracé en baïonnette. Dans ces conditions, il est possible de conclure que l'accident sera redressé sur certains segments de son tracé, tandis que d'autres donneront lieu à des chevauchements plurikilométriques (voir coupe).

Zones sous-pyrénéennes

• **Zone des écaillés sous-pyrénéennes.** Cette appellation s'applique à une étroite zone d'écaillés situées au Nord du chevauchement frontal nord-pyrénéen et formées essentiellement par le Flysch à Fucoïdes du Sénonien inférieur décollé sur le Keuper. L'accident de la Crouzette (Sud-Ouest de Lasserre), avec pointement d'ophite associé, sépare les deux écaillés principales de Soumet—les Guilloumets, à l'Ouest, et de Contrazy à l'Est. Dans cette dernière, le Flysch à Fucoïdes, replissé et souvent renversé, est en contact tectonique avec des copeaux de calcaires à Préalvôlines (Cénomaniens supérieur), à Hippurites (Turoniens supérieur), à Vidalines et à Rudistes

(Coniacien) qui forment d'étroites écailles au Sud de la Bâtisse. Ces unités s'étirent à hauteur de cette ferme pour n'être matérialisées, plus à l'Est, que par les minces écailles subverticales de Raynaude (Brèche chaotique suivie de calcaires cénomaniens et turoniens) et du Sud de Prugnot (lame de calcaires cénomaniens).

Cette zone très étirée correspond à un « bassin » flysch, ou bassin nord de R. Buxtorf (1930) dont le prolongement est connu, vers l'Ouest, par forage (P. Dubois et J.-C. Seguin, 1977) et, vers l'Est, en affleurement (feuilles Foix et Lavelanet) (P. Souquet et al., 1975 et 1977). La Zone des écailles sous-pyrénéennes doit constituer en profondeur le substratum des zones méridionales chevauchantes (M. Billotte et al., 1975).

• **Zone des Petites Pyrénées et du Plantaurel.** Cette zone sous-pyrénéenne est formée de plis isopaques d'échelle kilométrique affectant une série du Sénonien supérieur (flyschoïdes des Marnes de Plagne) et du Nummulitique. On distingue schématiquement deux alignements majeurs avec déversements généralisés vers le Nord, l'un, synclinal, au Sud (Cassagne—Fabas à Lézères—Pradals), l'autre, anticlinal, au Nord (Plagne—Richou—Mas-d'Azil). Les plis sont en fait discontinus et disposés en relais, en fonction d'une distribution suivant deux groupes de direction, les uns voisins de N 110°E, les autres de N 50°E ; l'intensité de la déformation décroît du Sud au Nord à mesure qu'on s'éloigne du chevauchement frontal nord-pyrénéen.

Dans l'alignement méridional se relaient le synclinal de Cassagne—Fabas [4] (voir feuille Saint-Gaudens), l'anticlinal de Tourtouse [5], le synclinal de Fontané—Gorry [6], la cuvette de Lézères—Pradals [7]. Ces plis sont déversés au Nord : le flanc nord plonge de 45° Sud au maximum ; le flanc méridional est renversé à environ 70° Sud. Ce dernier s'étire contre le chevauchement frontal nord-pyrénéen (chevauchement de Camarade), ses termes affleurants les plus anciens venant constituer de minces écailles discontinues (Raynaude, Bertrand, la Bâtisse ?).

Dans l'alignement septentrional se relaient les anticlinaux de Plagne [1] (voir feuille Saint-Gaudens), de Richou [2] et du Mas-d'Azil [3] (à l'Est de la vallée de l'Arize, la structure se résout en une série monoclinale). Leur flanc septentrional, continu, ne subit que des changements d'orientation ; le déversement d'ensemble au Nord est suggéré par l'accentuation des plongements au niveau de la vallée de l'Arize, passant de 45°N dans les hauts à la subverticalité dans le fond.

Le dispositif a été parfaitement révélé par un profil sismique (R. Ricateau et J. Villemain, 1973, fig. 5) à travers un anticlinal du Mas-d'Azil dont le plan axial s'incline à 45° en profondeur ; le flanc inverse du pli s'étire sur un chevauchement frontal sous-pyrénéen lui-aussi déversé à 45° et superficiellement amorti dans les dépôts ierdiens syntectoniques (voir coupe).

Les plis à N 50°E, moins accusés, apparaissent dans deux secteurs : au Sud-Ouest de Sainte-Croix-Volvestre, le synclinal de Labidaouse [8] se situe sur le tracé d'un linéament, visible sur les images satellites Skylab (NASA), qui passe encore par l'écaille paléocène de Bidoune [10] découverte dans l'axe d'un synclinal de Cassagne—Fabas, pourtant d'apparence bien tranquille (voir feuille Saint-Gaudens) ; au Sud-Ouest du Mas-d'Azil, les plis de la région de Millorat donnent à la cuvette de Lézères—Pradals [7] sa forme de figure d'interférence tectonique et ce précisément sur le prolongement de la cuvette subariégeoise de Bouinéous [18].

Les caractères et la répartition des zones de structuration différente ont été interprétées comme la traduction d'une zone de cisaillement sénestre (P. Souquet et F. Mediavilla, 1976 ; P. Souquet et al., 1977). La tectogenèse en transgression, qui a débuté à l'Albien supérieur, dans la Zone interne (voir feuille Saint-Girons), a progressé vers les zones externes. Le chevauchement frontal nord-pyrénéen est ainsi encapuchonné par le Maestrichtien supérieur ou le Danien, aussi bien en affleurement (voir feuille Foix) (J. Rey et P. Souquet, 1974) que sur les sections sismiques (P. Dubois et J.-C. Seguin, 1977) : la structuration des Zones nord-pyrénéennes est

donc laramienne. Le front sous-pyrénéen est amorti dans les poudingues de Palassou : la structuration des Zones sous-pyrénéennes est donc éocène. Les déplacements sont « encaissés » frontalement par une sédimentation syntectonique.

DESCRIPTION DES TERRAINS

PRIMAIRE

IC, IS, IO. **Primaire. Calcaires et dolomies ; schistes et quartzites ; olistolites.** Les terrains primaires sont rares sur le territoire de la feuille. Ils ne se rencontrent guère que dans les petits massifs de Betchat-Bagert [11], de Contrazy [13] et de Gausseran [16], sur le tracé du chevauchement frontal nord-pyrénéen. Et encore leurs affleurements y sont-ils moins étendus que ne l'indiquaient les cartographies antérieures, nombre d'entre eux ayant été reconnus (P. Souquet et B. Peybernès, 1970 a, 1970 b) comme des brèches chaotiques crétaées. Il s'agit surtout de schistes sombres et de quartzites qui ont été notés IS et de calcaires (calcaires griottes localement) et de dolomies (dolomies rousses) qui ont été notées IC. Suivant les attributions de R. Buxtorf (1930), la succession pourrait s'organiser ainsi, du Nord au Sud, par exemple dans la vallée du Riou Ner : schistes noirs et grès siluriens, calcaires et dolomies dévoniens, schistes et quartzites carbonifères.

Ces divers terrains primaires, surtout les quartzites, se retrouvent sous forme d'olistolites dans le flysch albien ; ils ont été notés IO. Ce parti a été pris en raison de la difficulté qu'il y a à distinguer les blocs de grande taille remaniés dans la brèche et les pointements de même nature appartenant au substratum.

SECONDAIRE

7-10. **Keuper—Rhétien. Argiles bariolées, à évaporites, et calcaires en plaquettes.** Le Keuper correspond à un complexe d'argiles bariolées (vertes ou rouge lie-de-vin), de cargneules ocre, de brèches, de calcaires dolomitiques chamois et d'évaporites (gypse, anhydrite). Localement s'associent des amas d'ophite ($\alpha\beta$), en particulier près d'Allières (vallon du Clot) et au Sud-Est de Clermont (Carrère).

Le Keuper joue un rôle déterminant dans la tectonique pyrénéenne, permettant le chevauchement des unités structurales et, au sein de ces dernières, le décollement et le plissement de la couverture. Il jalonne ainsi les contacts anormaux et en particulier le chevauchement frontal nord-pyrénéen et le front des écailles sous-pyrénéennes (voir en particulier la feuille Saint-Gaudens).

Au Rhétien on rapporte une assise de calcaires argileux en plaquettes ; ceux-ci sont mieux développés et datés dans le cadre de la feuille Saint-Girons, dans une lumachelle à *Avicula contorta* (G. Dubar, 1970).

$\alpha\beta$. **Ophites.** Les seules roches éruptives identifiées sur le territoire de la feuille sont des ophites. Elles sont généralement associées à des argiles du Keuper (Carrère) et elles jalonnent le tracé d'accidents tectoniques (Zones ariégeoise et subariégeoise, Zone des écailles sous-pyrénéennes). Le point des travaux sur les ophites des Pyrénées a été fait par J. Thiébaud (1973).

11-2. **Hettangien à Sinémurien inférieur. Dolomies noires et brèches dolomitiques.** Depuis les travaux de G. Dubar (1925) on rapporte à cet étage :

— un niveau de tuf éruptif qui affleure entre Allières et Monteillas, comparable au Tuf de Ségalas (Hettangien inférieur de la feuille Saint-Girons) ; plus à l'Ouest, à proximité des gorges de l'Arize, ce tuf serait remplacé par des calcaires marneux et microbréchiques rouges ;

— une masse de dolomies, de calcaires dolomitiques et de calcaires, fréquemment bréchifiés et azoïques (100 à 150 m).

l3-4. **Sinémurien. Calcaires rubanés.** Cet étage serait essentiellement représenté par des calcaires massifs, gris bleuté, à intercalations microrhythmiques, se débitant en plaquettes et couronnés par un mince horizon de calcaires oolithiques à débris de Brachiopodes (30 à 40 m).

La surface supérieure de l'assise apparaît localement perforée et rubéfiée (Suzan) alors que, dans certains secteurs de la feuille (environs d'Aron, Nord d'Antuzan), le Lias moyen ou le Dogger reposent directement sur les dolomies bréchifiées de la base du Lias. Sur le territoire de la feuille, le Lias se limite dans ses affleurements à la Zone ariégeoise et aux seules écailles de Baup dans la Zone subariégeoise.

l5-6. **Pliensbachien.** — l5-8. **Pliensbachien—Toarcien non différenciés. Calcaires roux et marnes.** Le Pliensbachien (l5-6) est représenté, dans la Zone ariégeoise, par cinq zones identifiées par G. Dubar (1925) :

— zone à *Uptonia jamesoni* : calcaire à oolithes ferrugineuses, riches en Brachiopodes, Bélemnites, Pectinidés (0,30 m) ;

— zone à *Tragophylloceras ibex* : calcaires gris, à oolithes blanches, renfermant en abondance *Terebratula subpunctata* (0,25 à 1 m) ;

— zone à *Productylioceras davoei* : marnes gréseuses jaunes, calcaires noirs à chailles et *Pseudopecten acuticosta*, calcaires jaunes, oolithiques, à fossiles silicifiés, avec *Amblyoceras capricornu* et *Lytoceras fimbriatum* (10 à 20 m) ;

— zone à *Amaltheus margaritatus* : marnes argileuses bleu foncé, à Pentacrines (5 à 20 m) ;

— zone à *Pleuroceras spinatum* : calcaires ocre à Térébratules silicifiées (1 à 5 m).

Les trois premières zones marquent le Carixien, les deux dernières le Domérien.

Le Toarcien est constitué par des calcaires à oolithes ferrugineuses, renfermant de nombreux *Hildoceras bifrons*, Brachiopodes, Gastéropodes, Lamellibranches (1 à 5 m) que surmontent des marnes noires, feuilletées, azoïques.

La distribution géographique très inégale des différents niveaux du Lias moyen et supérieur met en évidence une évolution transgressive au Carixien et régressive au Domérien et au Toarcien : la zone à *Uptonia jamesoni* n'est qu'à l'Ouest du méridien de Montcru, près d'Allières; la zone à *Phylloceras ibex* déborde la zone précédente vers l'Est, atteignant les environs de Brouzenac ; elle est par ailleurs localement représentée à Suzan (angle sud-est de la feuille). La zone à *Productylioceras davoei* marque l'extension maximale de l'aire de sédimentation, ne laissant émergé que le secteur d'Aron et Urobec où le Pliensbachien et le Toarcien font totalement défaut. Avec les marnes de la zone à *Amaltheus margaritatus* s'amorce le retrait des eaux, sur une bande large de 100 à 400 m autour du domaine exondé d'Aron et Urobec. La zone à *Pleuroceras spinatum* n'est présente qu'à l'Ouest de Montcru. Les calcaires à *Hildoceras bifrons* font leur apparition à l'Ouest des fermes de Canals et Camp-Bataillé, aux abords de la vallée de l'Arize et les marnes sus-jacentes à l'Ouest de Clermont.

j1-2. **Dogger (Aalénien à Bathonien supérieur).** Marnes et marno-calcaires lumachelliques à *Gryphaea sublobata*, calcaires à oncolithes, calcaires ferrugineux à *Pseudocyclamina maynci* et calcaires blancs massifs à *Paracoskinolina occitanica* et *Prækurnubia crusei*.

Les différents termes du Dogger affleurent d'une manière très inégale dans les chaînons septentrionaux de la Zone ariégeoise et s'observent aussi au sein des écailles de Baup qui percent sous le flysch albien subariégeois.

• **Dans la Zone ariégeoise**, la série n'est complète qu'au Sud du cours du Salat, dans le secteur de Sourroque—Saint-Girons (voir feuille Saint-Girons), où elle comporte, de bas en haut (B. Peybernès, 1976) :

— Aalénien inférieur (*sensu* Haug) : 3 à 4 m de marnes noires et de marno-calcaires lumachelliques à *Gryphaea sublobata* ;

— Aalénien supérieur—Bajocien *pro parte* : 8 m de calcaires à oncolithes fournissant *Serpula (Tetraserpula) quadricristata* et *Sarfatiella dubari* ;

— Bajocien supérieur—Bathonien inférieur : 8 m de calcaires ferrugineux, en petits bancs, à *Pseudocyclammina maynci*, *Trocholina* gr. *palastiniensis*, *Nautiloculina circularis*, *Conorboides scutuliformis*, *Cayeuxia* sp., *Solenopora jurassica*, *Acicularia* ? *elongata aquitanica* et *Acicularia* sp. ;

— Bathonien supérieur : 8 m de calcaires blancs, massifs, partiellement dolomitisés, à *Paracoskinolina occitanica*, *Pseudocyclammina maynci*, *Praekurnubia crusei*, *Ammobaculites coprolithiformis*, *Tr. gr. palastiniensis* et *N. circularis* ;

— Callovien (?) : dolomies noires dont les cinquante premiers mètres livrent encore *Praekurnubia crusei*.

Au Nord-Est de Saint-Girons, le Dogger est incomplet. Cette lacune est liée à un biseau de transgression progressive vers le Nord-Est avec superposition de termes de plus en plus récents du Dogger sur des termes de plus en plus anciens du Lias.

C'est ainsi que, sur les flancs du synclinal d'Audinac [32], les calcaires ferrugineux du passage Bajocien—Bathonien, surmontent directement les schistes toarciens ; plus à l'Est, dans l'anticlinal de Tourens [27] (gorges de l'Arize), ce sont les calcaires blancs du Bathonien supérieur qui reposent sur les marnes liasiques datées ici du Domérien. A noter, au sein de ces derniers calcaires, la présence de deux intercalations marneuses centimétriques livrant Foraminifères et Ostracodes : *Paracoskinolina occitanica*, *P. crusei*, *Ps. maynci*, *Pfenderina salernitana*, *Verneuilina minuta*, *Verneulinoides mauritii*, *Trochammina globigeriniformis*, *Darwinula leguminella*, *Fabarella bathonica*, *Bisulcocypris* et *Kliena levis*. Au Nord des gorges de l'Arize, le dispositif est le même ; mais, aux abords de la ferme de Canals [23], les calcaires blancs apparaissent relativement épais (60 m) car exempts de dolomitisation importante. Ils culminent vraisemblablement dans l'Oxfordien et se subdivisent en trois horizons :

— Bathonien supérieur (18 m) : calcaires à *Pseudocyclammina maynci*, *Praekurnubia crusei* et *Pfenderina salernitana* ;

— Callovien ? : calcaires à chailles, à *Ps. maynci* et *P. crusei* ;

— Callovien à Oxfordien inférieur ? (30 m) : calcaires à *P. crusei* et à *Kurnubia palastiniensis*.

• *Dans la zone subariégeoise*, le Dogger est présent dans l'écaille de Trauquette [12] où R. Buxtorf (1930) a signalé des marnes aaléniennes à Gryphées. On le trouve aussi dans l'écaille de Lassalle—Poubil [12] sous forme de calcaires blancs, à *Paracoskinolina occitanica* et *Praekurnubia crusei*, du Bathonien supérieur.

jD. Jurassique moyen et supérieur. Dolomies noires fétides. Il s'agit d'un ensemble indivis de dolomies noires qui, dans la partie occidentale du territoire de la feuille, peut s'étagé de l'Aalénien supérieur au Portlandien et, dans la partie orientale, du Bajocien—Bathonien à l'Oxfordien supérieur—Kimméridgien inférieur. Ces dolomies renferment localement quelques intercalations calcaires fossilifères permettant des datations. Les premières, non distinguées sur la carte, correspondent aux Calcaires oolithiques et graveleux à grandes Trocholines de l'Oxfordien supérieur. Non dolomitiques à Canals [23], ces calcaires livrent *Kurnubia palastiniensis*, *Pfenderina trochoidea*, *Trocholina* gr. *nidiformis* et *Nautiloculina oolithica* ; ils s'intercalent entre les calcaires blancs du Dogger et les poches de bauxite qui les ravinent localement. Les secondes intercalations calcaires, beaucoup plus importantes, sont kimméridgiennes et ont été notées j7-8.

j7-8. Kimméridgien. Calcaires graveleux à Dasycladacées, calcaires argileux noirs à Lituolidés. Au Sud-Ouest des chaînons de la Zone ariégeoise, le Malm est complet jusqu'au Portlandien (feuille Saint-Girons). La série comporte, dès la base du Kimméridgien, d'importantes assises de Brèches polygéniques à éléments de Dogger et d'Oxfordien sous-jacents.

Plus au Nord et vers l'Est, les divers termes du Malm se biseautent successivement sous l'effet d'une émergence progressive marquée par les poches de bauxites qui ravinent

soit le Kimméridgien (gorges de l'Arize, mines de Combe de Lé et d'Unjat) soit l'Oxfordien (Canals). Dans le synclinal d'Audinac [32], les principaux îlots calcaires kimméridgiens sont d'âge kimméridgien inférieur élevé à kimméridgien supérieur. Il s'agit des Calcaires argileux noirs à Lituolidés renfermant *Alveosepta jaccardi*, *Everticyclammina virguliana* et *Exogyra virgula*. Ces calcaires subsistent jusqu'à la rive gauche de l'Arize où ils constituent le mur des bauxites de Combe de Lé [27]. Partout ailleurs, les assises calcaires kimméridgiennes sont plus anciennes (Kimméridgien basal) et, sauf à Canals [23], correspondent aux niveaux jurassiques les plus récents formant le mur des bauxites. Ce sont les Calcaires graveleux à Dasycladacées de la coupe des gorges de l'Arize (rive droite) où s'observent, à côté de nombreuses *Alveosepta jaccardi*, une belle microflore algale (M.-A. Conrad, B. Peybernès et M. Weidman, 1974) avec *Trinocladus perplexus* (très abondant), *Salpingoporella annulata* et *Acicularia ? elongata aquitanica*. Sur le territoire de la feuille Saint-Girons, ces mêmes calcaires livrent près de Rimont, en plus des organismes cités, *Parurgonina caelinensis*, *Kilianina* aff. *rahonensis*, *Kurnubia palastiniensis*, *Trocholina* cf. *transversarii*, *Labyrinthina mirabilis*, *Nautilocolina oolithica* et *Clypeina jurassica*.

Al. **Bauxite.** Étudiées en détail par P.-J. Combes (1969), les bauxites se rencontrent dans l'ensemble des chaînons de la Zone ariégeoise figurant sur la présente feuille. Elles jalonnent une aire septentrionale de lacune où le Malm supérieur, le Néocomien, le Bédoulien et même, localement, l'Aptien supérieur et l'Albien basal font défaut ; on les observe d'une manière discontinue entre un mur jurassique et un toit éocénacé tous deux diachrones :

— dans le synclinal d'Audinac [32], les bauxites s'intercalent entre le Portlandien dolomitique et le Gargasien basal (calcaires à *Iraqia*) ou supérieur (calcaires à Pseudochoffatelles) ;

— au niveau des gorges de l'Arize, le contexte stratigraphique varie du Sud au Nord. Au Sud, les bauxites de Durban et de Combe de Lé (flanc sud du synclinorium de Lescalé—Marillac) s'intercalent entre le Kimméridgien et le Gargasien supérieur alors qu'au Nord, dans les anciennes exploitations de Canals, ces mêmes bauxites se situent entre un mur oxfordien et un toit albien inférieur à moyen ; elles s'associent alors à de très minces horizons marno-ligniteux (ou conglomératiques) d'âge gargasien ou albien basal.

ns-6. **Gargasien à Clansayésien « inférieur ».** Calcaires urgo-aptiens, à Orbitolinidés et Rudistes (*Toucasia*). Dans la Zone ariégeoise, l'Urgo-Aptien est très développé et constitue la quasi-totalité des reliefs. Son uniformité n'est qu'une apparence puisque, en fait, selon un classique dispositif de transgression vers la marge émergée du continent toulousain, ce sont des assises aptiennes (puis albiennes) de plus en plus jeunes qui se superposent vers le Nord et vers l'Est à des assises jurassiques de plus en plus anciennes, avec interposition de bauxite.

L'Urgo-Aptien s'avère partout postérieur au Bédoulien ; on n'observe pas, en effet, dans cette partie tout à fait externe des Zones nord-pyrénéennes, de Marnes à *Deshayesites* (à Ammonites bédouliennes) si typiques des zones plus méridionales (voir feuille Saint-Girons).

• **Dans l'écaille de Bernech—Sainte-Croix** [34], les calcaires urgo-aptiens occupent le flanc sud de cette unité anticlinale complexe. Ce sont les Calcaires à *Iraqia simplex* du passage Bédoulien—Gargasien que l'on observe directement au-dessus du Jurassique dolomitique. Ces calcaires débutent par un mince horizon de calcaire argileux, à Charophytes (*Atopochara*) et Dasycladacées (*Salpingoporella*), suivi par des calcaires plus massifs, à « *Simplorbitolina* » *praesimplex*, *Orbitolinopsis* sp., *Choffatella decipiens* et *Pseudocyclammina hedbergi* ; le sommet de l'assise atteint le Clansayésien, marqué par l'apparition des Algues Floridées.

• **Dans le synclinal d'Audinac** [32], la série urgonienne se détaille comme suit :
— calcaires à *Iraqia simplex* (passage Bédoulien—Gargasien), uniquement présents

sur le flanc sud-occidental du pli. Épais de quelques mètres, ils renferment *Iraqia simplex*, *Palorbitolina lenticularis*, « *Simplorbitolina* » *praesimplex* et *Sabaudia minuta* ;

— calcaires à *Pseudochoffatella cuvillieri* (Gargasien supérieur). Ces calcaires sont transgressifs sur le Portlandien du flanc oriental du synclinal. Il s'agit de 30 m de calcaires sombres, riches en Foraminifères dont *Ps. cuvillieri*, *Mesorbitolina minuta*, *Orbirolinopsis reticulata*, *Nautiloculina cretacea* et *Ps. hedbergi* ; ils sont suivis par 30 m de calcaires plus argileux, à *M. minuta* ;

— calcaires récifaux, à Floridées encroûtantes (Clansayésien « inférieur »). Ce sont 30 à 40 m de calcaires massifs, à nombreux Polypiers et Algues Floridées ; d'abord encroûtantes (*Kymalithon belgicum*, *Archaeolithothamnium rude*) puis des deux types, avec de plus en plus de thalles branchus vers le sommet (*Agardhiellopsis cretacea* et *Paraphyllum primaevum*). Des intercalations marneuses assurent une transition ménagée avec les marnes noires sus-jacentes.

• *Les calcaires urgo-aptiens* s'observent également sur le flanc méridional de la digitation sud du *synclitorium de Lescalé—Marillac* [26]. Une bonne coupe est fournie par la vallée de l'Arize (rive droite), en contrebas du château de Saint-Barthélémy, avec, au-dessus des bauxites de la mine de Durban :

— quelques bancs, encore liés à la bauxite, comportant successivement :

. 1 m de marnes ligniteuses noires, encore riches en boehmite, fournissant une riche association sporo-pollinique aptienne avec *Gleicheniidites apilobatus*, *G. feronensis*, *Auritulinasporites deltaformis*, *Cyathidites punctatus*, *Trilobasporites trioreticulosus*, *T. apiverrucatus*, *Plicatella stylosa*, *Gleicheniidites senonicus*, *G. circinidites*, *Concavisimisorites punctatus*, *Cicatricosisporites australiensis*, *Densiosporites velatus*, *Cingulitriletes* sp. et *Cingulatisporites* sp. ;

. 3,50 m de marno-calcaires et de calcaires à *Pseudochoffatella cuvillieri* et *Mesorbitolina minuta*.

. un mince niveau d'argilites bauxitiques ;

— calcaires à *Pseudochoffatella cuvillieri* (Gargasien supérieur) : ce sont 50 à 60 m de calcaires finement gréseux, à abondantes *Pseudochoffatelles* associées à *Coskinolinella daguini* (au sommet), *Sabaudia minuta*, *Ps. hedbergi*, *Mesorbitolina minuta* et *M. parva*. Vers le haut apparaissent les Floridées encroûtantes ;

— marno-calcaires noirs, à Huîtres, Brachiopodes, Bélemnites et Oursins (50 m). Dans la coupe plus occidentale de Prétus—la Bouychette, située 2 km au Sud-Ouest des mines de Durban, ces marnes renferment une intéressante faune d'Echinides (*Toxaster collegnoi*, *Hemiaster minimus*) et d'Ammonites dont *Hypacanthoplites* sp., *Gaudryceras* sp. et *Phylloceras* (J. Rey, 1964 ; P.-J. Combes et al., 1968 ; B. Peybernès, 1976). J. Esquevin et al. (1971) signalent aussi une faune d'Ammonites qui marquerait la sous-zone à *Nolani* (Clansayésien inférieur in B. Peybernès, 1976) avec : *Hypacanthoplites jacobi* (ou *compressum*), *H. inalgachensis* et *Nolaniceras nolani*.

n7aC. Clansayésien à Leymeriellien. Calcaires urgo-albiens inférieurs, à Algues Floridées. Ces calcaires récifaux, pétris de Floridées branchues (*A. cretacea*, *P. primaevum*), n'existent que sur le flanc sud du synclitorium de Lescalé—Marillac [26] et, en particulier, dans la coupe des gorges de l'Arize. Il s'agit alors de 250 m de calcaires massifs rapportés à l'intervalle Clansayésien moyen—*Leymeriellien* (M. Moullade et B. Peybernès, 1973), compte tenu de leur microfaune spécifique d'Orbitolines (*Mesorbitolina texana*, *Simplorbitolina manasi*). Ces calcaires sont surmontés, au niveau des gorges (route de Lescalé), par les marnes noires n7aM ; mais P.-J. Combes (1969) a pu montrer que ces calcaires urgo-albiens inférieurs passaient latéralement vers l'Ouest à ces mêmes marnes qui, plus à l'Ouest encore, se fondaient elles-mêmes avec les marno-calcaires à *Nolaniceras nolani* en un même complexe marneux compréhensif. Ce dispositif se vérifie bien dans les coupes de Prétus—la Bouychette et de Saurine où une langue marno-calcaire intercalée au sein des calcaires urgo-albiens fournit des Ammonites *leymerielliennes* avec *Leymeriella tardefurcata*, *Uhligella walleranti*, *Hamites tenuicostatus*, *Eotetragonites duvali* et *Puzozia* cf. *quenstedti*.

n7aM. Clansayésien à *Leymeriellien*. Marnes noires à *Hypacanthoplites*. Équivalent latéral partiel des calcaires précédents, les marnes noires à *Hypacanthoplites* sont épaisses d'une centaine de mètres et emplissent la dépression de Lescalé [26] où elles ont fourni à P.-J. Combes et al. (1968) et à J. Esquevin et al. (1971) quelques Ammonites dont *Kossmatella* gr. *agassiana*, *E. duvali*, *Uhligella* cf. *walleranti* et *Phylloceras* sp. Plus au Nord, ces marnes disparaissent sous la transgression d'assises albiennes plus récentes ou se réduisent, comme à Canals [23], à une mince passée métrique (associée à des conglomérats), livrant *Kossmatella* cf. *romana* (P.-J. Combes, 1969) et située entre les bauxites et les calcaires urgo-albiens moyens.

Présentes localement dans la série décollée de Montesquieu [30] (perte du Volp) et dans l'anticlinal de Seillé [31] (village de Lara), ces marnes se développent par contre largement vers l'Ouest dans les synclinaux d'Audinac [32] et de Gajan [34], où elles fournissent des Ammonites des zones à *Anglicus* (Clansayésien supérieur) et à *Tardefurcata* (*Leymeriellien*) avec : *Hypacanthoplites anglicus*, *H. milletioides*, *H. shephardi*, *H. corrugatus*, *H. trivialis*, *H. milletianus*, *H. elegans*, *Kossmatella* sp. et *Leymeriella tardefurcata* var. *densicostata* (M. Collignon et al., 1968 ; B. Peybernès, 1968 et 1976).

On les retrouve très ponctuellement dans l'écaille de Bernech—Sainte-Croix [34] en un mince lambeau, coincé entre deux accidents, qui prolonge vers le Nord-Ouest le synclinal de Gajan.

n7b. Albién inférieur élevé et Albién moyen. Calcaires urgo-albiens moyens, à *Simplorbitolines*. Ces calcaires se développent surtout au Sud-Est du territoire de la feuille dans le compartiment de Montesquieu—Marillac. C'est ainsi que, dans le synclinorium de Lescalé—Marillac [26], les calcaires urgo-albiens moyens s'observent sur le flanc méridional de la structure où, intercalés de nombreux niveaux marneux, ils constituent une partie de l'épais Complexe calcaréo-marneux de Bogue—Roquebrune (B. Peybernès, 1976). Riches en Algues Floridées (*A. cretacea*, *P. primaevum*), ces calcaires renferment à Combe de Lé une microfaune caractéristique : *Simplorbitolina manasi*, *S. conulus*, *Mesorbitolina texana*, *Orbitolinopsis* sp. aff. *O. buccifer* et *Sabaudia minuta* (B. Peybernès, 1976). On les retrouve, plus au Nord, dans l'écaille de Canals [23] où, constituant comme à Combe de Lé le toit des bauxites, ils fournissent une microfaune identique (avec, en plus, *Hensonina lenticularis*, *Mesorbitolina minuta*, *Cuneolina* gr. *pavonia*, *Coskinolinella daguini* et *Pseudochoffatella* sp.) et, également, quelques Brachiopodes dont « *Rhynchonella* » *regularis* et *Gemmarcula leymeriei* (B. Peybernès et S. Calzada, 1975).

n7c. Albién supérieur. Flysch noir externe (brèches de Marillac, de Baup, de Clermont ; complexe flyschoïde à Floridées). Le flysch noir externe affleure, dans la Zone ariégeoise, dans l'axe du synclinorium de Lescalé—Marillac [26] et constitue par ailleurs l'essentiel de la Zone subariégeoise de la présente feuille.

• *Synclinorium de Lescalé—Marillac*. Dans l'axe de la structure se développe un épais Complexe flyschoïde à Floridées (n7cF) constitué par une alternance de marnes, de grès glauconieux, de microbrèches et de conglomérats polygéniques, à éléments jura-crétacés, disposés en bancs puissants faisant saillie dans la topographie déprimée du synclinorium.

Ce complexe renferme (B. Peybernès, 1976) une biophase d'âge albién supérieur *sensu stricto*, comportant d'abondantes Algues Floridées (*P. primaevum*, *A. cretacea*, *A. rude* et *K. belgicum*), des Foraminifères (*Mesorbitolina aperta*, *Hensonina lenticularis*, *Gavelinella* aff. *berthelini*, *Hedbergella planispira*, *H. infracretacea*, *Dorothyia oxycona* et *Favusella washitensis*), des Brachiopodes (« *Rhynchonella* » *regularis*, *R. parvula*, *Psilothyris* aff. *occidentalis*, *Gemmarcula crassicosta* et *G. leymerieri*) et des Oursins dont *Discoidea arizensis*.

Le complexe flyschoïde repose au Sud sur les horizons supérieurs du Complexe calcaréo-marneux de Bogue—Roquebrune qui culmine vraisemblablement dans l'Albién supérieur basal (comme le prouve la présence de niveaux à Colomielles de cet âge) et,

au Nord, sur la formation mixte Brèches de Marillac—Calcaires urgo-albiens supérieurs (n7cC) qui vient directement sur le Jurassique. Cette formation calcaréo-bréchiq ue relève également de l'Albien supérieur basal comme en témoigne la présence de *Neorbitolinopsis conulus*, *Mesorbitolina gr. texana-aperta*, *Mesorbitolina aperta*, *Orbitolina paeneconica* et *Favusella washitensis*.

• **Zone subariégeoise.** Le flysch noir y est représenté par un Complexe flyschöide à Floridées puissant de plus de 2 000 m et rapporté en totalité à l'Albien supérieur s. str. Ces terrains emplissent les vastes ombilics synclinaux de Crabère [17] et de Bouinéous [18]. On y observe un grand nombre de séquences détritiques granodécroissantes, à importants horizons microbréchiq ues à la base, alternant avec des épisodes marneux. Les microbrèches ne fournissent que des Orbitolines remaniées alors que leur ciment renferme d'abondantes Algues Floridées que l'on retrouve d'ailleurs au sein des quelques intercalations calcaires n7cC interrompant le flysch. Latéralement, le complexe flyschöide s'indente dans les formations bréchiq ues à ciment carbonaté n7cBr (équivalentes des Brèches de Marillac) qui reposent sur les paléoreliefs bordiers représentés par des écailles jura-crétacées (Baup [12]) ou triasiques (Clermont [20]) dont elles remanient le matériel. Ce sont :

— les Brèches de Baup. Souvent très massives, elles ont un caractère polygénique accusé, remaniant des blocs hétérométriques de tous les terrains secondaires anté-albiens de la région et, même, une forte proportion d'éléments paléozoïques (schistes, quartzites). Ces derniers peuvent atteindre la taille de gros olistolites. Le ciment de ces brèches est riche en Floridées ; il peut être largement prédominant et les brèches passent alors à de véritables calcaires massifs n7cC, à faune non remaniée datant l'Albien supérieur basal : *Neorbitolinopsis conulus*, *Mesorbitolina aperta*, *Orbitolina paeneconica*, *Hensonina lenticularis* et *Favusella washitensis* ;

— les Brèches rouges de Clermont. Elles se localisent sur les deux rives de l'Arize entre Clermont et Allières. Ces brèches rouges passent localement, dans l'écaille d'Allières, à des calcaires homogènes n7cC qui fournissent la même association faunistique que les Brèches de Baup et permettent ainsi d'attester le synchronisme des deux ensembles bréchiq ues.

n7d. **Vraconien inférieur. Flysch noir externe (série périto-gréseuse alternante à *Planomalina buxtorfi* ; conglomérats de Gauziats).** Ces formations (M. Humbert, 1974) de la partie moyenne et supérieure du flysch albien s'observent uniquement dans la cuvette de Bouinéous [18] et la lame de Saint-Albi [19] (secteurs des Gauziats et des Fustes).

• **La série périto-gréseuse alternante à *Planomalina buxtorfi* (n7dF),** appelée aussi Complexe à turbidites des Fustes (B. Peybernès, 1976), se développe autour des hameaux des Fustes, de Caperagnes et de Mandrats. Il s'agit d'une alternance rythmique d'horizons pélitiques, à microfaune pélagique, et d'horizons plus grossiers, gréseux à microbréchiq ues, ponctuellement agencés en turbidites qui témoignent d'une paléopente au Nord de l'ombilic de sédimentation. Cette formation se caractérise également par la présence d'olistolites (b) de quartzites paléozoïques et d'intercalations (a) de brèches chaotiques qui assurent un passage progressif à la masse des Brèches chaotiques sus-jacente, lorsque le conglomérat de Gauziats n'est pas représenté.

• **Les Conglomérats de Gauziats (n7dP)** sont des poudingues à matériel d'origine fluviale resédimentés, parfaitement stratifiés. Les éléments, calibrés et arrondis, proviennent de zones d'érosion à substratum paléozoïque (quartzites, calcaires dévoniens) ou triasique (ophite). A Gauziats, ces conglomérats surmontent la série périto-gréseuse n7dF à *P. buxtorfi* mais livrent encore localement, dans leurs passées argileuses, des microfaunes vraconiennes avec *Globigerinelloides caseyi*, *Hedbergella planispira* et *P. buxtorfi*.

n7d-C1. **Vraconien supérieur à Cénomani en inférieur. Brèches chaotiques.** Les Brèches chaotiques (ou Conglomérats de Camarade) se développent très largement

entre les vallées de l'Arize et de la Garonne (voir feuille Saint-Gaudens) sous forme d'une bande reposant régulièrement au Nord sur les massifs paléozoïques de Betchat-Bagert [11] et de Gausseran [16] et, au Sud, sur un substratum variable qu'elles surmontent et remplacent aussi latéralement : Brèches de Baup au Nord des Fustes [18], Conglomérats de Gauziats à la Jeanne [14], Gauziats [18], Mandrats [18] et Saint-Albi [19].

Ce sont des brèches sédimentaires grossières, à ciment rare. Les éléments consistent généralement en des paquets de schistes et des blocs de quartzites paléozoïques, de taille extrêmement variable et disposés de manière anarchique. Ces matériaux y sont aussi remaniés sous forme d'olistolites souvent énormes tenus autrefois pour des pointements de massifs paléozoïques en place (ruisseaux de la Bergère et des Penchens). Dans la vallée de l'Arize, les Brèches chaotiques sont directement recouvertes par les Calcaires à Préalvéolines de Raynaude rapportés au Cénomanién élevé.

On doit donc admettre un âge vraconien supérieur à cénomanién inférieur pour la plus grande partie des Brèches chaotiques dans le périmètre de la feuille le Mas-d'Azil étant bien entendu que, par le biais des passages latéraux de faciès, leur base, certainement diachrone, peut descendre localement dans le Vraconien inférieur. La non-compréhension de la structure et des relations des formations a conduit à l'attribution de ces brèches et olistolites de l'axe de la cuvette de Bouinéous et du fond de la vallée encaissée du Volp à un Mio-Quaternaire discordant (G. Bessière, 1973). Cette attribution est contredite et l'âge crétacé (B. Peybernès et P. Souquet, 1970) sûrement établi par tout un faisceau d'arguments stratigraphiques, sédimentologiques, structuraux et morphologiques (M. Humbert, 1974).

c2. Cénomanién moyen et supérieur. Calcaires à Préalvéolines et Radiolites de Raynaude. Les terrains cénomaniéens affleurent sous la forme d'étroites lames calcaires au niveau du front nord-pyrénéen près de Raynaude [15] et au Sud de Prugnon ainsi qu'au front de l'échelle sous-pyrénéenne de Contrazy (IIb), au Sud de la ferme la Bâtisse. Succédant à la brèche chaotique, ils correspondent à des calcaires gréseux et conglomératiques, à éléments centimétriques de quartz, quartzites et schistes paléozoïques. Très détritique à la base, l'assise devient plus calcaire vers le haut, où elle fournit des Polypiers, des Radiolitidés (Raynaude), des Caprines (*Caprina adversa*) et *Praealveolina* sp., *Ovalveolina* sp., *Cuneolina* et *Nezzazata*.

c3. Turonien. Marno-calcaires à *Globotruncana*. Au front de la Zone subariégeoise le Turonien affleure sur quelques mètres seulement et en disposition inverse au Nord de la barre cénomaniéenne de Raynaude [15]. Il s'agit d'une suite de bancs alternants, calcaires et marneux, de quelques centimètres d'épaisseur. Les marnes ont fourni (M. Humbert, 1974) une microfaune planctonique : *Marginotruncana imbricata*, *M. sinuosa*, *M. schneegansi*.

c3C. Turonien. Calcaires à Rudistes. Au Nord de la Zone des écailles sous-pyrénéennes, le Turonien est représenté par une étroite échelle (Sud-Est de la Bâtisse, sur le chemin du Fond de la Forêt) de calcaires à Radiolitidés et Hippuritidés (*Hippurites requieni*).

c4F. Coniacien. Flysch à Fucoïdes. Le Flysch à Fucoïdes du Coniacien constitue l'essentiel des écailles sous-pyrénéennes de Contrazy et de Soumet—les Guilloumets [IIb]. Il s'agit d'une série à turbidites formée de brèches calcaires, calcarénites, grès micacés et pélites. Les brèches remanient des terrains cénomano-turonien (calcaires à Préalvéolines et calcaires à Pythonelles) ; les bancs gréseux renferment des Polypiers, Rudistes (*Vaccinites zurcheri*), Orbitolines et Floridées, remaniés et brisés. Les intervalles péliques fournissent (M. Humbert, 1974) une microfaune planctonique : *Marginotruncana pseudolinneiana*, *M. renzi*, *M. concavata concavata*, *M. concavata carinata*, *M. coronata*, *M. angusticarinata*, *Heterohelix reussi*, *Hedbergella amabilis*, *H. flandrini*, *Whiteinella archaeocretacea*.

C4-5C. **Coniacien à Santonien inférieur. Calcaires graveleux à Vidalines.** Ce terrain constitue d'étroites écaïlles pincées dans l'accident frontal nord de l'écaïlle sous-pyrénéenne de Contrazy (II b). On y reconnaît: des pelsparites à *Vidalina hispanica*, des grès à dragées de quartz, des calcaires à Rudistes (*Vaccinites zurcheri*).

C6-7a. **Campanien—Maestrichtien inférieur. Marnes de Plagne.** Les marnes de Plagne affleurent dans le flanc sud renversé des synclinaux de Cassagne—Fabas [4], Fontané—Gorry [6] et Lézères—Pradals [7] et dans le noyau des anticlinaux de Plagne [1] et de Richou [2]. Il s'agit d'une série flyschöide, avec alternance de marnes gréseuses et calcaires marneux. Dans la région de Bèdeille, où les marnes sont datées par *Globotruncana arca*, *Gl. fornicata* et *Gl. lapparenti*, on connaît, depuis R. Buxtorf (1930), une lentille à Rudistes campaniens (C). La révision de la faune et de nouvelles récoltes conduisent à l'inventaire suivant : *Vaccinites latus* var. *major*, *Vacc. archiaci*, *Vacc. robustus*, *Hippurites heberti*, *Radiolites angeoides*, *Praeradiolites toucasi*, *P. subtoucasi*, *P. echennensis*, *P. aristidis*. Une telle association est identique à celle du Campanien de Benaix (feuille Lavelanet). Le sommet de la formation donne une association peu caractéristique : *Gl. fornicata*, *Gl. lapparenti*, *Gl. stuartiformis*, *Gl. ventricosa*, *Gl. bulloides*. En forage (voir coupe du forage du Mas-d'Azil) la formation des Marnes de Plagne couronne une série flyschöide étagée du Sénonien au Maestrichtien et épaisse de près de 4 000 mètres.

C7b. **Maestrichtien supérieur. Calcaire Nankin, Grès de Labarre.** Le passage des Marnes de Plagne à la formation sus-jacente des Calcaires Nankin se fait par l'intermédiaire de niveaux de plus en plus carbonatés, généralement riches en Foraminifères benthiques (*Orbitoides apiculata*, *Siderolites calcitrapoides*, *Arnaudiella* sp., *Lepidorbitoides minor*). La macrofaune (*Inoceramus* sp. gr. *balticus*, *Inoceramus* aff. *alaeformis*, *Baculites* cf. *palastiniensis* et *Sphenodiscus lenticularis*) y est caractéristique du Maestrichtien supérieur dans les gisements de Maillau (Est de Bèdeille) et de Crabé (Est de Saint-Michel) (J. Sornay et M. Bilotte, 1978).

Le Calcaire Nankin (*s. str.*) est une formation localisée aux Petites Pyrénées de la Haute-Garonne (feuille Saint-Gaudens). Il est connu en effet que ce calcaire marin se charge d'intercalations détritiques de plus en plus abondantes vers l'Est pour passer aux couches saumâtres de la Chalaguère (partie nord-ouest de la feuille) à *Actaenoella gigantea* et *Cyrena laleteana*, elles-mêmes remplacées dans l'Ariège par les Grès de Labarre, fluviatiles (partie est de la feuille).

Du méridien de Saint-Michel à celui du Mas-d'Azil, la formation des Calcaires Nankin (120 m environ) voit ainsi la fraction carbonatée décroître au profit des apports terrigènes. Le quartz devient l'élément essentiel de quelques poudingues peu épais, à ciment calcaire, ou de sables roux bien développés dans des corps sédimentaires complexes, à stratifications obliques ou entrecroisées. La macrofaune est assez rare : *Baculites* cf. *palastiniensis* (Ruffé), *Hippurites radiosus* et *Hippurites* aff. *lamarki* (le Couzeranes) ; la microfaune est exclusivement benthique (*Orbitoides apiculata*).

A l'Est du Mas-d'Azil, s'individualisent les Grès de Labarre qui se poursuivent vers l'Est jusqu'au méridien du col de la Babourade, dans l'anticlinal de Dreuilhe (feuille Lavelanet).

Les séquences traduisent des environnements margino-littoraux variés : séquences négatives de remblayage à l'Ouest (Sainte-Croix-Volvestre) ; séquences positives de marais maritimes (Mérigon, le Mas-d'Azil) ou fluviatiles, à l'Est.

L'âge de ces diverses formations terrigènes littorales (Grès de Labarre à l'Est, Calcaire Nankin à l'Ouest) est hétérochrone (R. Ricateau et J. Villemin, 1973) et marque une évolution régressive du bassin sous-pyrénéen en voie de comblement, ce comblement étant plus précoce à l'Est (Grès de Labarre du Campanien, feuille Lavelanet) qu'à l'Ouest (Calcaire Nankin du Maestrichtien supérieur, feuille Saint-Gaudens).

C7bM. **Maestrichtien supérieur. Marnes d'Auzas.** Cette appellation désigne une assise à dominante de marnes argileuses grises ou bariolées, avec intercalations de bancs calcaréo-gréseux et de grès, qui surmonte les Calcaires Nankin et les Grès de Labarre dans une trilogie traditionnelle (Marnes de Plagne, Calcaires Nankin, Marnes d'Auzas). Depuis A. Leymerie (1881), il est admis que cette formation est encore marine (gisement à Rudistes d'Auzas) à l'Ouest de la Garonne (feuille Saint-Gaudens), alors que vers l'Est s'affirme un caractère continental accusé (feuille le Mas-d'Azil). Sur toute l'étendue du territoire, les marnes d'Auzas renferment en fait une intercalation continue de calcarénites bien stratifiées (calcarénites de Sainte-Croix), à faciès de calcaires Nankin. La succession relevée de la base au sommet des marnes d'Auzas *s.l.*, est la suivante :

- marnes d'Auzas inférieures (50 m) : grises à lie-de-vin, elles sont azoïques ;
- calcarénites stratifiées de Sainte-Croix (30 m). Au-dessus d'une lumachelle à *Exogyra pyrenaica* et *Alectryonia larva* (Treyte : route de Fabas au Plan), se développent des calcaires nettement stratifiés, en bancs décimétriques. La microfaune, abondante, se compose d'*Orbitoides apiculata*, *Siderolites calcitrapoides*, *Lepidorbitoides socialis*, *Laffiteina mengaudi*, *Omphalocyclus macroporus*, *Nummofallotia cretacea*, *Dictyopsella* sp. Les Bryozoaires sont fréquents, associés à des « Algues » (*Archaeolithothamnium*, *Thaumatoporella parvovesiculifera*). Des interlits marneux peuvent livrer des Charophytes. Dans l'ensemble, les calcarénites correspondent à des dépôts de haute énergie, marqués par l'abondance des débris dans des bancs grano-décroissants à stratification oblique.

Dans le flanc sud de l'anticlinal de Richou [2], ces calcarénites sont remplacées par les calcaires à rares Rudistes de Cadi (*Praeradiolites toucasi*, *P. subtoucasi*, *P. aff. boucheroni*) ou par les calcaires à Miliolidés et *Laffiteina mengaudi* de Courbère ;

- marnes d'Auzas supérieures. Marnes et argiles grises, vertes ou rouges (50 m), avec intercalations de lentilles gréseuses et de calcaires lacustres. Elles livrent fréquemment des Charophytes.

A l'Est du Mas-d'Azil, les Marnes d'Auzas, nettement rubéfiées, n'admettent plus d'intercalation marine. Par contre, on y observe, dans une position similaire à celle des calcaires de Sainte-Croix, des assises de grès à stratifications obliques ou entrecroisées.

La régression de la fin du Crétacé, dans les Petites Pyrénées, se traduit donc par deux mégaséquences de comblement. La première correspond à l'ensemble : marnes de Plagne, calcaires Nankin, marnes d'Auzas inférieures, la seconde comprend les calcaires de Sainte-Croix et les marnes d'Auzas supérieures qui précèdent les faciès lacustres du Rognacien.

Dans un souci d'homogénéité, la cartographie de la feuille le Mas-d'Azil reprend la traditionnelle trilogie : Marnes de Plagne, Calcaires nankin, Marnes d'Auzas, déjà figurée sur les feuilles voisines, Saint-Gaudens et Pamiers.

TERTIAIRE

e1D, e1C, e1M. **Dano-Montien. Dolomies, calcaires lithographiques, marnes rouges.** Cette dénomination recouvre une formation margino-littorale et continentale, carbonatée et argileuse, uniquement datée par sa position stratigraphique entre le Maestrichtien et le Thanétien marins.

Les calcaires de la partie inférieure (e1C) forment dans le paysage un crêt (*quère*) très caractéristique. Épais d'une trentaine de mètres, ils se présentent sous le même faciès que le Rognacien provençal. Ils ont fourni quelques Gastéropodes d'eau douce : *Bauxia*, Cyclostomes, Physes, Limnées, accompagnées de *Microcadium* et de Charophytes. Le calcaire, blanchâtre ou rosé, est micritique et d'origine lacustre, ou bien gravelo-grumeleux et noduleux, d'origine palustre (P. Freydet, 1975). Il contient

fréquemment des accidents siliceux. La bréchification et la nodulisation peuvent être importantes au sommet du niveau (Sud de Montbrun-Bocage).

A l'Ouest d'une ligne passant par Montardit et Lahitère ces calcaires reposent sur une assise de dolomie crayeuse ($\theta 1D$), épaisse de quelques mètres, à rares Foraminifères (Miliolidés), en bancs décimétriques intercalés de passées plus marneuse. Au Nord de Fabas, cette assise laguno-marine est séparée des calcaires sus-jacents par des calcaires micritiques à *bird-eyes*, chenalisés, par de minces lits ligniteux et des croûtes cargneuliques et siliceuses, intertidaux à supratidaux.

La partie supérieure de la formation ($\theta 1M$) est constituée de marnes rouges, plus rarement blanchâtres, verdâtres ou violacées, admettant localement des concrétions carbonatées ou des passées gréseuses. C'est ainsi que l'on trouve à Mérigon un banc de grès grossiers et de conglomérats reprenant des galets de calcaires sous-jacents. Le sommet du niveau est localement jalonné par un mince horizon ligniteux (Sud de Montbrun-Bocage; Sud de Sabarat). Les seuls organismes rencontrés sont des *Microcodium* et des Charophytes mal conservés. On admet généralement que ce niveau, comparable au Vitrollien de Provence, est dû à des processus pédogénétiques accompagnés d'épandages fluviatiles. D'une manière générale et abstraction faite des variations locales d'épaisseur, d'origine tectonique, la puissance croît de l'Ouest vers l'Est (6 à 8 m dans la région de Fabas, 15 à 20 m dans la région du Mas-d'Azil) et du Nord vers le Sud (6 à 8 m à Buholoup, 12 à 15 m à Pey-Arnaud, 20 m à Montardit).

Les divers niveaux du Dano-Montien s'agencent en une séquence majeure régressive qui traduit un retrait vers l'Ouest du domaine marin à la limite Crétacé—Éocène.

$\theta 2a_1$, $\theta 2a_2$. **Thanétien inférieur. Calcaires, marnes et grès à *Micraster tercensis* ; Calcaires à *Alveolina primaeva*.** Cette formation marine est tendre, à dominante marneuse et gréseuse, à la partie inférieure, plus massive et indurée, à dominante calcaire, à la partie supérieure qui constitue un crêt entaillé, notamment, par la grotte préhistorique du Mas-d'Azil.

Dans la région de Tourtouse, Bédaille et Fabas, à l'Ouest de la vallée du Volp, le Thanétien inférieur a été décomposé en sept niveaux principaux (J. Villate, 1962 ; Y. Tambareau, 1965), soit, de la base au sommet :

- 1 - calcaires compacts, graveleux, à Miliolidés, Mélobésiées, *Miscellanea* sp., Bryozoaires, *Echinanthus* (12 à 15 m) ;
- 2 - marno-calcaires gréseux, à moules de Naticidés, *Terebellopsis leymerei*, *Arca panopaea*, *Micropsis pouechi* (12 m) ;
- 3 - calcaires roux, renfermant, 500 m au Nord du hameau de Biouès, sur la route de Fabas au Plan, une faune très caractéristique de Madréporaires, *Ampullela farinensis*, *Thalota vivesensis*, *Somivertagus pupoides*, *Nocula bazerquei* (6 à 8 m) ;
- 4 - grès et sables à *Ostrea bellovacensis* et *Echinanthus* (15 m). Ce niveau n'est plus identifiable au Sud du synclinal de Cassagne—Fabas ;
- 5 - grès calcaires à *Micraster tercensis*, *Linthia canaliculata* et calcaires graveleux, roux, à *Operculina heberti*, *Discocyclus saunesi* et *Nummuloitoides* sp. (17 m) ;
- 6 - calcaires massifs, micritiques, subrécifaux, à Mélobésiées (*Ethelia alba*, *Archaeolithothamnium* sp., *Distichoplax biserialis*, Polypiers, *Miscellanea* sp., Miliolidés. Les termes de base contiennent *Operculina heberti* (20 m) ;
- 7 - calcaires graveleux, beiges ou roux, intercalés de bancs plus marneux ou calcaréo-gréseux à *Alveolina primaeva*, *Coskinolina liburnica*, *Broekinella* sp. (15 à 25 m).

La diversité lithologique et paléontologique de cette succession verticale résulte de la superposition de plusieurs séquences de comblement, la tendance évolutive d'ensemble étant d'abord transgressive (niveaux 1 à 5), puis régressive (niveaux 6 et 7).

A l'Est de la vallée du Volp, les contrastes lithologiques entre les différents niveaux s'estompent ; les décharges sableuses s'atténuent. Dans la région du Mas-d'Azil, on ne distingue plus que quatre ensembles superposés :

- 1 - calcaires et calcaires marneux, glauconieux, à Miliolés, *Echinanthus*, Algues (40 m) ;
- 2 - calcaires gréseux roux et marnes gréseuses à *Operculina heberti*, *Discocyclus saunesi* (25 m) ;

3 - calcaires massifs, à Polypiers et Mélobésiées (30 m) ;

4 - calcaires graveleux, à passées plus marneuses et gréseuses, avec *Alveolina primaeva* et *Coskinolina liburnica* (25 m).

Une telle variation de faciès d'Ouest en Est est liée, d'une part, à un plus grand éloignement par rapport aux zones d'épandages détritiques centrées sur la région d'Aurignac (feuille Saint-Gaudens à 1/50 000) et nourries par le continent toulousain plus septentrional, d'autre part, à la moindre profondeur et au caractère généralement plus interne du milieu de sédimentation.

02b1, 02b2, 02b3. **Thanétien supérieur. Marnes à *Ostrea uncifera* et calcaires à *Alveolina levis* et Mélobésiées** (02b1, 02b2), marnes, grès et cargneules (02b3). Cet ensemble, précédemment désigné sous le nom de «Sparnacien» (feuille Pamiers à 1/80 000, 2ème édition et Saint-Gaudens à 1/50 000) en raison de l'importance des dépôts lagunaires, a été rapporté par Y. Tambareau (1972) au Thanétien supérieur. Une équivalence rigoureuse avec les séries du Bassin de Paris, du Bassin de Londres et de Belgique n'est cependant pas possible en l'état actuel de nos connaissances.

Trois grandes unités lithologiques ont été distinguées :

02b1. **Marnes à *Ostrea uncifera*** : marnes blanchâtres, à Ostréidés, fructifications et tiges de Charophytes, Ostracodes, Miliolles, *Elphidium*, intercalées de passées lumachelles à *Ostrea uncifera*, de marno-calcaires gréseux feuilletés et de plusieurs bancs de calcaires micritiques bruns, à Charophytes (20 m). Le passage est progressif depuis les calcaires à *Alveolina primaeva* sous-jacents, du Thanétien inférieur.

02b2. **Calcaires à *Alveolina levis* et Mélobésiées** : 25 à 40 m de calcaires jaunes ou roux, oolithiques et graveleux, à ciment micritique ou sparitique, riche en Polypiers, Dasycladacées (*Ovulites*, *Neomeris plagnensis*), Mélobésiées (*Ethelia alba*, *Archaeolithothamnium*, *Distichoplax biserialis*, *Daviesina garumnensis*), Echinides (*Echinanthus arizensis*, *Echinanthus pyrenaicus*, *Plesiolampas michelini*, *Conoclypus leymeriei*). Deux Foraminifères caractérisent ce niveau : *Alveolina levis* apparaît à 10 m de la base et persiste jusqu'au sommet : *Nummulitoides azilensis* jalonne, à la partie supérieure, un horizon repère épais de 2 m (Y. Tambareau, 1966). La partie supérieure du niveau devient gréseuse à l'Ouest de la vallée du Volp et marneuse à l'Est. Près de Lamarge, dans le synclinal de Pradals, s'intercale une lentille de marnes grises très riches en Polypiers (Y. Tambareau, 1972).

02b3. **Marnes, grès et cargneules** : grès grossiers, jaunes ou roux, alternant avec des marnes sableuses, rouges ou grises, à *Microcodium* et fructifications de Charophytes, avec des calcaires dolomitiques et des cargneules (10 m). Entre Mérigon et Montardit apparaissent localement des bancs de micropoudingues.

L'unité inférieure des Marnes à *Ostrea uncifera*, lagunaire, rapportée traditionnellement et arbitrairement au complexe du Thanétien supérieur, se rattache sédimentologiquement à la dernière séquence de comblement du Thanétien inférieur dont elle constitue le terme le plus élevé. Les deux unités supérieures, la première transgressive et marine, la seconde, régressive et lagunaire ou continentale, composent un cycle sédimentaire élémentaire.

03a1M, 03a2. **Ilerdien inférieur à moyen. Marnes et marno-calcaires à *Alveolina cucumiformis*** (03a1M, *pars*), marnes à *Operculina subgranulosa* (03a1M, *pars*), Calcaires de Mancieux (03a2). On distingue trois niveaux ordonnés en une séquence majeure à tendance transgressive :

03a1M *pars*. **Marnes et marno-calcaires à *Alveolina cucumiformis*** : marnes grises intercalées à la base de calcaires gréseux roux et au sommet de calcaires marneux gris et de calcaires beiges, disposés en plusieurs séquences positives décamétriques (20 m environ). Ce niveau renferme, à la base, une biophase à Huîtres (*O. siccardi*), Batillaires, Ostracodes et *Elphidium*, progressivement relayés par une riche faune d'Alvéolines, avec *Alveolina cucumiformis* (forme-guide de la zone inférieure de l'Ilerdien inférieur),

A. varians, *A. avellana*, *A. dolioliformis*, *A. lepidula*, *A. subtilis*, qu'accompagnent *Orbitolites* gr. *biplanus*, Miliolidés, *Daviesina tenuis*, Dasycladacées, Turritelles, Naticidés, Tectidés (Y. Tambareau, 1972). Le milieu de dépôt est marin interne, infraittoral ; la transition avec les assises lagunaires du Thanétien terminal est ménagée.

03a1M pars. *Marnes à Operculina subgranulosa* : marnes gréseuses et glauconieuses, grises (10 m), à *Operculina subgranulosa*, Bryozoaires, *Terebratula montolearensis*, Spondyles, Huîtres.

03a2. *Calcaires de Mancieux* : ces calcaires, jaunes, rosés ou rouges, micritiques ou sparitiques et graveleux, épais de 30 m à 2 m, se rapprochent, par leur faciès, des calcaires autrefois exploités à Mancieux (feuille Saint-Gaudens à 1/50 000). Ils sont riches en *Operculina subgranulosa*, associées à des Assilines, Discocyclines, Bryozoaires, *Echinanthus*, Mélobésiées. Ils correspondent à des dépôts de hauts-fonds externes (dunes oolithiques et plates-formes subrécifales). Contrairement aux opinions précédemment admises, les travaux effectués sur le territoire des feuilles Saint-Gaudens et le Mas-d'Azil (J. Rey, J.-P. Bousquet et M.-G. Buis, 1977) ont démontré que ce niveau est diachrone ; débutant dans la Zone à Cucumiformis à l'Ouest de la Garonne, il date de la partie supérieure de l'Ilerdien inférieur (zone à *Alveolina ellipsoidalis*) dans la région de Fabas, comme le prouve la microfaune recueillie à Larrue (feuille Saint-Gaudens), à l'Ouest de la ferme de Bardau (L. Hottinger et H. Schaub, 1960 ; L. Hottinger, 1960) ; plus à l'Est, dans la région du Mas-d'Azil, le faciès de Mancieux commence à l'Ilerdien inférieur (zone à *Alveolina ellipsoidalis*) et monte dans l'Ilerdien moyen (zone à *Alveolina moussoulensis* (*), zone à *Alveolina corbarica*) ; au Sud de Menay, en bordure orientale de la feuille, il appartient exclusivement à l'Ilerdien moyen. Cette migration des faciès résulte de la transgression vers l'Est de la mer ilerdienne.

03b1 et 03b2. *Ilerdien moyen. Marnes à Turritelles et Nummulites* (03b1), grès de Furne (03b2). Cet ensemble terrigène est formé de grès et de marnes alternant en séquences négatives métriques à décamétriques. La prédominance des marnes à la base et des grès au sommet, dans une séquence majeure de comblement, permet de différencier deux niveaux, les passages de l'un à l'autre étant très progressifs.

03b1. *Marnes à Turritelles et Nummulites*. Des marnes plus ou moins sableuses, jaunes à gris foncé, sont intercalées de passées gréseuses progressivement plus développées vers l'Est. L'épaisseur du niveau est variable, comprise entre 10 et 120 m (région de Menay). La biophase est notamment constituée de *Turritella figolina*, *T. trempina*, *Nummulites globulus*, *N. atacicus*, *N. exilis-robustus*, *Operculina granulosa*, *O. ammona*, Assilines, Discocyclines, Ostréidés. Sa position entre les calcaires de Mancieux et les grès de Furne assigne à ce niveau un âge ilerdien moyen. La sédimentation s'est essentiellement effectuée sur un talus prodeltaïque.

03b2. *Grès de Furne*. Des grès calcaireux et glauconieux, jaunâtres, très comparables aux grès définis aux environs de Furne (feuille Saint-Gaudens à 1/50 000), sont associés à des marnes silteuses grises. Ils admettent des lentilles conglomératiques, à galets roulés, éolisés et bioturbés, mêlés à des coquilles de Lamellibranches et de Gastéropodes. Ces divers dépôts se localisent sur le domaine côtier, intertidal à supratidal (plate-forme de front de delta), les horizons conglomératiques correspondant à des cordons de galets sur gradins de plages. Le niveau des Grès de Furne, localement très fossilifère, a fourni des Naticidés, Cérithidés, Ostréidés, Crassatelles, Turritelles, *Velates*, *Nummulites atacicus*, *N. globulus*, *Ranikothalia* sp., *Discocyclina* sp. et *Alveolina corbarica* qui lui attribue un âge ilerdien moyen (zone supérieure).

(*) *Alveolina moussoulensis* a été découverte près de Pradals avec d'autres Alvéolinidés de sa zone.

Épais de 20 à 30 m en moyenne dans les Petites Pyrénées, ce complexe présente un développement plus important à l'Est de l'Arize et atteint 250 à 300 m en lisière orientale du territoire de la feuille où il a été décrit sous le nom de Grès de Courtalet (B. Crochet, 1974). Son caractère deltaïque (M.-G. Buis et J. Rey, 1975) et les décharges terrigènes qu'il renferme marquent l'amorce, à l'Ilerdien moyen, d'une phase de glyptogénèse liée à l'orogénèse pyrénéenne.

03b3 à g1. **Poudingues de Palassou.** Dans le domaine de la feuille, les couches qui viennent d'être décrites sont les plus récentes au sein desquelles aient été décelées des influences marines (B. Crochet, 1974; Y. Tambareau, 1976). Superposées à ces assises et plissées avec elles dans le synclinal de Cassagne—Fabas [4] et au flanc nord de l'anticlinal de Plagne—Richou—le Mas-d'Azil [1, 2, 3] apparaissent des formations détritiques continentales appartenant aux Poudingues de Palassou.

Ainsi dénommé par A. Leymerie (1862), en hommage au géologue qui en reconnut l'individualité au début du XIX^{ème} siècle, ce complexe fluviatile chargé de conglomérats affleure à la retombée des plis pyrénéens les plus septentrionaux, en une bande quasi continue depuis Pau jusqu'aux Corbières. Sur le territoire de la feuille, il est constitué par des alternances d'argiles marneuses versicolores, de silts et de grès, incluant de minces bancs calcaires et de très nombreuses intercalations lenticulaires de conglomérats plus ou moins consolidés. Ces dernières représentent 20 à 25 % de l'épaisseur totale de la formation, évaluée à environ 2 000 m entre Sabarat et Menay (B. Crochet, 1974).

Dans le même secteur, cet auteur a proposé un découpage des Poudingues de Palassou en six unités lithostratigraphiques qui sont, de la base au sommet et du S.SW au N.NE :

- *les couches de Lassardane* (450 m), essentiellement constituées de marnes à nodules carbonatés, intercalées de lits de grès arkosiens et de quelques niveaux lenticulaires de poudingues dont deux présentent une certaine continuité latérale (1 400 m) et une épaisseur de 6 à 8 m (bancs du Bousquet et de la Serbolle) ;
- *le Poudingue de Monségur* (200 m), au sein duquel des conglomérats abondants (25 à 45 % de l'ensemble), distribués en lentilles parfois épaisses (10 m) mais sans grande extension latérale, se relaient rapidement, armant ainsi un premier alignement de collines parallèles au Plantaurel ;
- *les couches de Goutte-Longue* (500 à 600 m), formées de marnes analogues à celles de Lassardane, incluant 1 à 12 % de poudingues distribués en lentilles alignées, très espacées verticalement et réduites vers l'Ouest à des loupes de grès ;
- *le Poudingue de Côte Maison-Neuve* (150 m) qui, avec 35 à 45 % de dépôts conglomératiques répartis en lentilles plus continues que celles de Monségur, détermine un chapelet de collines plus élevées (490 m) ;
- *les couches de Long-Pas* (200 m), constituées de marnes sableuses à bancs de grès grossier et rares poudingues peu consolidés (10 %), créant une étroite dépression topographique ;
- *le poudingue de Pailhès* (500 m) qui, avec 30 à 40 % de conglomérats distribués en épaisses lentilles se relayant à une quinzaine de niveaux, constitue une troisième ride collinaire, plus massive que les précédentes.

Au sein de cette succession, les intercalations de calcaires lacustres et palustres groupées par G. Vasseur (1902 b) sous le nom de Faisceau de Sabarat se localisent essentiellement entre 500 et 1 300 m au-dessus de la base de la formation. Elles y constituent (B. Crochet, 1976) une cinquantaine d'horizons, épais de quelques décimètres à 2 ou 3 m, individuellement discontinus mais associés en faisceaux élémentaires d'extension plus importante. Le plus ancien de ceux-ci, dit Calcaires des Lombarts, comporte une quinzaine d'horizons carbonatés distribués dans les 80 m terminaux du Poudingue de Monségur ; les quatre autres s'échelonnent assez régulièrement de la base au sommet des couches de Goutte-Longue. Selon B. Crochet (*ibid.*), ces dépôts carbonatés lenticulaires, souvent inclus dans des marnes, se sont effectués

en plaine d'inondation, dans des chenaux abrités des apports clastiques grossiers véhiculés et déposés seulement le long des lits de courant principaux.

Les bancs conglomératiques eux-mêmes (B. Crochet, 1974) sont toujours constitués de décharges élémentaires enchevêtrées, chacune en forme de lentille à fond convexe, d'épaisseur décimétrique à métrique et d'extension latérale métrique à pluridécamétrique. Les éléments inclus, réunis par une matrice toujours fortement carbonatée, y présentent un classement fruste, grano-décroissant de bas en haut. Très variables en âge et nature, les galets peuvent être constitués de granite, gneiss et micaschistes, quartzites, lydiennes et calcaires paléozoïques, ophites, calcaires du Jurassique et du Crétacé inférieur, grès du Crétacé supérieur, calcaires daniens, thanétiens et ilerdiens. Les proportions relatives de ces divers éléments varient de l'une à l'autre des unités du Poudingue de Palassou. C'est ainsi que B. Crochet (1974) a mis en évidence la prédominance successive du matériel :

- mésozoïque dans les conglomérats des couches de Lassardane,
- paléocène et accessoirement ilerdien dans les poudingues de Monségur,
- à nouveau mésozoïque dans les conglomérats des couches de Goutte-Longue,
- hercynien, surtout éruptif et métamorphique, dans les poudingues de Côte Maison-Neuve,
- à nouveau paléocène et accessoirement ilerdien dans les poudingues de Pailhès.

Associées à d'autres critères (granulométrie et usure des éléments, orientations des paléocourants) ces variations suggèrent des migrations de l'activité érosive sur les reliefs pyrénéens nouvellement formés dans les zones structurales plus méridionales (zones nord-pyrénéennes et éventuellement sous-pyrénéennes, massifs nord-pyrénéens et éventuellement haute chaîne primaire).

La datation du Poudingue de Palassou est encore fragmentaire. Les premiers épanagements conglomératiques sont apparus à la fin de l'Ilerdien moyen (Y. Tambareau, 1972, 1976 ; M.-G. Buis et J. Rey, 1975). 500 m plus haut dans la série, les Calcaires des Lombarts ont livré *Australorbis pseudoammonius* (G. Vasseur, 1897) et tout récemment *Oxyaenoides lombarti*, Mammifères rapportés à l'intervalle Cuisien terminal—Lutétien moyen (B. Crochet, F. Crouzel et B. Lange-Badre, 1976). Au-dessus, et sur 1 500 m d'épaisseur, aucune des unités reconnues ne présente de repère chronologique : les calcaires des Couches de Goutte-Longue sont cependant fossilifères, mais les Charophytes, Limnées, Planorbes, Hélicidés et Cyclostomidés qui y ont été récoltés n'ont pas de valeur stratigraphique, du moins en l'état actuel des connaissances. Le toit lui-même de la formation n'est pas exactement daté. Le Poudingue de Palassou, qui dessine des discordances syntectoniques, passe sans limite observable aux molasses du bassin d'Aquitaine.

Malgré cette lacune dans les datations, l'auteur des levés a proposé une répartition chronostratigraphique de ces poudingues plissés en trois ensembles, notés respectivement 83b3-6, 87, 91, et définis comme suit :

83b3-6. Ilerdien moyen à Éocène supérieur. Poudingues, grès, calcaires (Poudingue de Palassou s.s.). Cet ensemble inférieur regroupe les formations distribuées ci-avant entre Couches de Lassardane, Poudingue de Monségur et Couches de Goutte-Longue. Il atteint donc 1 200 à 1 300 m d'épaisseur totale et inclut de façon caractéristique tous les horizons calcaires du faisceau de Sabarat. Orientés uniformément autour de N 120°E, les bancs plongent de 75 à 80° vers le Nord, en concordance avec les couches ilerdiennes sous-jacentes.

Pour A. Cavailé, sa partie terminale pourrait être attribuée au Bartonien, par analogie de faciès avec des formations observées plus à l'Est (feuille Pamiers et Sud-Ouest de la feuille Mirepoix) et que l'on peut elles-mêmes raccorder au-delà, par passage latéral, à la molasse de Castelnaudary.

87. Ludien. Molasses et marnes, bancs de poudingue. A. Cavailé a attribué à ce sous-étage 450 à 500 m de dépôts à peine moins redressés que les précédents (70°N) et incluant le Poudingue de Côte Maison-Neuve, les Couches de Long-Pas et la partie

inférieure du Poudingue de Pailhès. Cette dernière (120 à 150 m ?) forme la base sud du principal alignement de collines observé en avant du Plantaurel ; cet alignement se poursuit dans cette position jusque dans le pays de Mirepoix (feuille de ce nom) à partir duquel il s'incurve au Nord-Est pour aller former la partie haute de la « côte ludienne » de Fanjeaux. Pour l'auteur des levés, et en dépit d'importantes variations latérales des faciès, ce suivi de proche en proche jusqu'aux confins du Lauragais, joint à la distribution verticale en trois termes, justifierait l'attribution stratigraphique proposée.

g1. Sannoisien. Molasse à bancs de poudingues. Les formations rapportées à ce niveau correspondent à la masse principale du Poudingue de Pailhès, amputée seulement de ses 100 à 150 m inférieurs, attribués ci-dessus au Ludien terminal. Leur puissance avoisine donc 400 mètres.

Au sein d'une trame argilo-marneuse subordonnée, décharges conglomératiques et loupes de grès quartzeux grossier s'associent en épaisses lentilles, tantôt isolées, tantôt disposées en relai pour former une dizaine de cordons massifs (10 à 12 m). Le ciment des poudingues est en général un calcaire très cristallin ; les galets, surtout calcaires (Paléocène et Mésozoïque) sont souvent volumineux (centile apparent moyen 400 mm), émoussés, mais moins roulés que dans les assises sous-jacentes.

Nous avons vu que ce Poudingue de Pailhès déterminait un alignement de puissantes collines à profil de cuesta. Celui-ci culmine à 487 m, 2 km environ au Nord de Menay et prend un développement plus important vers l'Est, entre les vallées de la Lèze et de l'Ariège (feuille Pamiers). A la retombée nord de cette ride, dans le vallon des Requiès, à la lisière orientale de la feuille, le pendage des bancs conglomératiques, jusque là élevé (75 à 85°N), diminue très rapidement pour atteindre 55 à 50°N, puis 45 à 40°N en quelques dizaines de mètres (B. Crochet, 1974). Cette amorce d'un retour des poudingues à l'horizontale pourrait localiser dans ce secteur l'amortissement définitif des plis pyrénéens les plus septentrionaux.

g2-3. Stampien. Molasses de l'Agenais, marnes et molasses, bancs calcaires et bancs de poudingue. Dans l'angle nord-est du territoire de la feuille, les coteaux sont formés de bancs de sable plus ou moins consolidés par un ciment calcaire (molasse s.s.), intercalés de marnes en lentilles ou couches épaisses. On note même un banc calcaire vers 240 m d'altitude, au bas du versant droit de la vallée de la Lèze (Nord-Est du Fossat). Ces dépôts se poursuivent sur les trois feuilles voisines au Nord et à l'Est, et on peut les dater ici, par continuité avec ces régions voisines où ont été trouvés des ossements de Mammifères du Stampien supérieur.

Vers le Sud, la formation se charge progressivement de lentilles de poudingue, dont l'extension latérale est souvent réduite, mais qui se relaient et se groupent de manière à former, dans la masse des marnes et molasses, des assises quasi continues de matériel grossièrement détritique. Ces poudingues incluent des galets très roulés, en grande majorité siliceux : quartz, quartzites, lydiennes. Les dimensions en sont assez faibles (centile apparent moyen 8 à 10 cm) et l'arrondi est total. Le ciment qui les lie est le plus souvent une argile rouge ou ocre plus ou moins carbonatée. L'ensemble est donc assez tendre et ne marque pas dans la morphologie, contrairement à certaines assises plus anciennes : même vers le Sud, où les pendages atteignent 20 à 30°, l'érosion de la vallée de la Lèze n'a pas dégagé de cuestas significatives. Notons que, tout à fait au Sud, une part de ces conglomérats pourrait ne pas devoir être séparée du Poudingue de Pailhès sous-jacent.

Au sommet de cette formation attribuée au Stampien, pourrait intervenir une lacune de sédimentation et même d'érosion. Elle serait cependant plus réduite que celle envisagée par les auteurs de la carte à 1/80 000. Fort difficile à déceler en l'absence de coupes continues, la discordance angulaire soupçonnée ne s'établit pas franchement et la réduction des pendages paraît progressive si l'on tient compte des affleurements de conglomérats observés aux environs de Lanoux.

m₁. **Burdigalien. Molasses de l'Armagnac, marnes et molasses, bancs calcaires.** Au Nord d'une ligne joignant Sainte-Croix-Volvestre à Daumazan et Lanoux, les co-taux d'entre Volp et Lèze sont sculptés dans des formations miocènes très comparables aux Molasses de l'Armagnac. Ces dépôts continentaux, extrêmement variés dans le détail, présentent localement l'apparence d'une sédimentation cyclique dont la série virtuelle (F. Crouzel, 1957) superposerait de bas en haut : conglomérats, molasse, macigno, calcaires marneux et marnes grumeleuses. Cependant, aucune continuité horizontale n'a pu être observée, du fait de variations latérales de faciès extrêmement fréquentes, brutales ou progressives.

Il serait illusoire de chercher à y établir une stratigraphie si certaines assises n'étaient armées par un ou plusieurs bancs de calcaires lacustres, plus durs et relativement continus sur des espaces très larges. F. Crouzel (1957) a ainsi distingué trois niveaux qui sont, de bas en haut :

c₁. **Le niveau du calcaire inférieur de Saint-Ybars**, choisi comme marquant le début de l'étage. Aux poudingues, cailloutis, sables et molasses grossières qui constituent son terme initial, ce niveau superpose de façon caractéristique des calcaires lacustres gris clair, compacts ou délités, souvent distribués en deux bancs, épais chacun de 4 à 7 m et séparés par 10 à 15 m de marnes grumeleuses à lits de molasse.

Ces faciès lacustres présentent leur meilleure continuité vers le Nord-Est de la feuille, en particulier dans la région du Fossat, où ils affleurent à des altitudes de l'ordre de 270 à 290 m, pour s'élever progressivement vers le Sud, atteindre 350 à 360 m dans un vallon à l'Ouest de Castéras. La carte rapporte également à ce niveau le calcaire de Niac et Gayrosse, observé aux alentours de la cote 300, à l'Est de Sieuras, et attribué par Vasseur (1902) à un niveau assez bas du Miocène, sur la foi d'une faune de Mollusques comportant : *Planorbis solidus*, *P. declivis*, *P. ludovici*, *Limnea pachygaster*, *L. dupuyi*, *Ancylus* sp. et *Helix* sp.. Cependant, pour F. Crouzel, ce calcaire de Niac aurait été contemporain du Calcaire supérieur de Saint-Ybars, et par conséquent un peu plus tardif.

Plus à l'Ouest, entre Arize et Volp, la continuité de ces calcaires lacustres a été largement interrompue par des afflux détritiques : de ce fait, leur présence n'a pas été notée sur des distances parfois importantes et la base du Miocène ne peut alors être clairement distinguée de l'Oligocène terminal. Dans un secteur où les dépôts sont ainsi exclusivement détritiques, vers la base probable du niveau, les sables de Montaut (feuille Cazères) ont livré à F. Crouzel une faunule comportant *Helix subpulchella*, *H. laurillardii*, *Vertigo corduensis*, *V. diversidens*, *Limnea dupuyi*, et pour laquelle on peut retenir un âge aquitanienn—burdigalien.

c₂. **Le niveau du calcaire supérieur de Saint-Ybars.** Séparé du précédent par 30 à 40 m de marnes rognonneuses et de molasses peu consolidées, l'horizon lacustre de ce niveau est constitué par un calcaire marneux blanc, massif, formant soit une assise unique, épaisse de 5 à 10 m, soit trois ou quatre bancs étagés sur 15 à 20 m et intercalés de marnes grumeleuses ou de poudingues.

Développé de façon plus particulièrement continue autour de la vallée de la Lèze, à l'Est du méridien de Campagne, cet épisode lacustre s'étend assez largement sur l'ensemble du territoire de la feuille pour y constituer un repère du Miocène. Il se situe vers 330 m d'altitude autour du Fossat, d'où il s'élève progressivement pour atteindre 400 m au Sud de Castéras ; de même, on l'observe vers 370 à 380 m aux abords de Saint-Christaud (calcaire à *Melania* de F. Crouzel), mais il monte à 460 m à Capitaine, au Sud de Lahitère. Ce relèvement à l'approche des Petites Pyrénées souligne une flexure en rapport probable avec des mouvements verticaux post-orogéniques.

Du point de vue des corrélations avec l'Armagnac, ce niveau peut être mis en parallèle avec celui des calcaires de Mauvezin et du Herret, du Burdigalien inférieur terminal.

c3. *Le niveau des calcaire et molasse de Carla-Bayle.* Ce niveau essentiellement molassique comporte cependant un faciès calcaire, sans doute très détritique mais parfois nettement lacustre. Il s'agit de calcaire argileux ou gréseux en petits bancs séparés par des sables et molasses à stratifications entrecroisées et intercalations conglomératiques. Cette formation massive affleure aux alentours de 380 m d'altitude à Carla-Bayle et de 410 m à Castéras, entre 460 et 480 m au Nord de Lahitère. Le gisement de Carla-Bayle, connu depuis G. Cuvier (1836), avec *Dinotherium cuvieri*, *Rhinoceros* sp., *Dremotherium nanum*, fait assimiler ce niveau à celui du calcaire inférieur de Lectoure, du Burdigalien moyen.

A quelques kilomètres en avant des Petites Pyrénées et du Plantaurel, la succession précédente est complète et le passage de l'Oligocène au Miocène facile à saisir : les marnes et molasses oligocènes passent progressivement aux argiles rouges à galets du Stampien terminal, surmontées à leur tour par le niveau du calcaire inférieur de Saint-Ybars. En se rapprochant de ces reliefs, les molasses miocènes se relèvent comme nous l'avons vu et prennent peu à peu un faciès conglomératique, celui des poudingues de bordure : il n'est plus possible de situer avec précision leur limite avec les terrains qu'elles recouvrent.

Ainsi, de Lanoux à Daumazan et Montbéraud, les bancs calcaires miocènes, déjà réduits en épaisseur, reposent sur un poudingue plus grossier que les argiles à galets stampiennes, mais encore terreux et rouge. Les bancs qui peuvent s'observer du sein de celui-ci présentent un pendage qui s'accuse à mesure que l'on se rapproche des chaînons du Plantaurel (10 à 20°). Enfin, au Sud de Lahitère, le Miocène est envahi de poudingues grossiers, comportant des passées sableuses à sédimentation entrecroisée. 40 % des éléments sont formés de granites, pegmatites, gneiss, avec quelques roches vertes profondément altérées ; une part égale est constituée par des quartz et des quartzites et le reste par des galets calcaires ou schisteux décomposés.

m-p. *Ponto-Pliocène. Argiles à galets.* Dans la région du Haut-Volvestre, les interfluvies entre le Volp, la Boussège et l'Argain sont couronnés par des alluvions du Quaternaire ancien (cf. ci-après Fv-u) dont les éboulis et solifluxions masquent largement les formations sous-jacentes.

Cette couverture peut cependant manquer, par exemple sur la crête de Montbéraud, de même qu'au Nord de Lahitère et de Péritjou. On observe alors, au-dessus des molasses miocènes, une couche rubéfiée argilo-sableuse très chargée en galets de natures diverses : quartz et lydiennes, roches éruptives entièrement décomposées, grès ferrugineux. Ces derniers, spécifiques de ce niveau, résultent de la transformation complète d'éléments de grès-quartzites phylliteux dont l'altération se limite à une patine corticale dans les alluvions anciennes superposées. Il serait facile de confondre cette couche avec la molasse caillouteuse à laquelle elle fait suite sans discontinuité observée : elle s'en distingue cependant par sa consistance plus meuble, due à l'absence de toute matrice carbonatée, et par la rubéfaction de ses sables et éléments fins.

Un épandage détritique analogue est connu à la base du plateau de Lannemezan où plusieurs auteurs, dont F. Crouzel, l'ont interprété comme clôturant le remblai molassique tertiaire en zone de piémont, et daté du Ponto-Pliocène par corrélation avec la formation d'Orignac (feuille Bagnères-de-Bigorre) qui a livré une faune à *Hipparion*. Position comparable et faciès similaires incitent à rapporter à la même période les argiles rubéfiées à galets des hauteurs de Lahitère, sans preuve formelle cependant.

QUATERNAIRE

Fv-u. Quaternaire ancien (Donau et Günz). Alluvions du piémont pyrénéen. Nous avons dit que, dans le Haut-Volvestre, certaines crêtes d'interfluves étaient couronnées par des alluvions du Quaternaire ancien. Il s'agit là de témoins d'un épandage torrentiel tout à fait comparable, en nature et position, à celui qui forme le plateau de Lannemezan, mais sans en présenter ni l'extension ni la disposition en éventail.

Les dépôts correspondants, mal consolidés, ébouloux et solifluables, offrent peu de coupes à l'observation. Le matériau en est très hétérométrique et mal ordonné : dans une matrice argilo-sableuse, souvent à stratifications entrecroisées, des éléments de toutes tailles (graviers, galets et blocs), parfois rassemblés en couches lenticulaires de 30 à 50 cm d'épaisseur, se distribuent sans aucun classement. Dans la région de Château-Vert, la dimension moyenne des éléments est de 10 à 12 cm, mais les plus gros blocs peuvent atteindre des tailles considérables : ainsi, sur le versant qui descend vers le Volp, le remaniement de la partie inférieure de la formation a libéré des blocs de 50 à 60 cm de diamètre, parfois tout à fait arrondis, souvent en forme de polyèdres à arêtes très émoussées.

La plupart des galets sont composés de matériel hercynien et proviennent donc des massifs nord-pyrénéens ou de la haute chaîne primaire. Les grès quartzites phylliteux dominants y présentent la ferruginisation corticale rousse, caractéristique des dépôts de Lannemezan. Les quartz, relativement abondants ici, y montrent une patine rosâtre qui s'insinue par les fissures jusqu'au cœur des galets. Granites, gneiss et schistes y sont entièrement décomposés, transformés en blocs d'argile dont la teinte blanchâtre ou bleutée tranche, en coupes fraîches, sur le fond rouge de l'ensemble.

Depuis les abords sud-est de Montbéraud (440 m) et ceux de Lahitère (480 m), les affleurements continus de ces dépôts s'élèvent progressivement pour atteindre 520 m autour de Panifous. Au-delà, en direction du S.S.W, ils se prolongent par les placages plus circonscrits de Lasserre (550 à 576 m), puis des Baudis (580 à 604 m), où les faciès sont identiques avec cependant des galets en général plus volumineux. Ainsi s'esquisse, des abords de Gajan à Châteauvert et Montbéraud, la continuité ancienne d'une formation alluviale allongée sur plus de 15 km et dont la pente moyenne est un peu supérieure à 1 %. La disposition d'ensemble de ces dépôts n'évoque pas un cône de déjection, mais plutôt (F. Crouzel, 1946 ; F. Taillefer, 1951) le remblaiement d'une vallée (ou diffluence) antérieure du Salat, diaclinale en amont de Châteauvert et subséquente en aval, à l'image d'ailleurs des vallées actuelles du Volp et de l'Arize. Ce remblai a pu déborder le chenal principal à la faveur de certaines dépressions du relief structural préexistant : ainsi s'expliquerait sa présence, ou celle de colluvions en décrivant, dans le synclinal de Fontané—Gorry [6] et dans le synclinal du flysch [17] à l'Ouest de Barjac. Par contre, il n'aurait à aucun moment constitué un glacis continu entre les vallées actuelles du Volp et du Salat (*ibid.*), malgré un certain étalement en piémont, entre Montbrun-Bocage et le Plan.

Cette vallée ancienne, déjà vieillissante, aurait été comblée par accumulations intermittentes en période de pénurie hydrologique, sous un climat chaud semi-aride avec chutes d'eau violentes mais rares sur les reliefs montagneux plus méridionaux.

Suivant en cela L. Goron (1942), la carte rapporte au même niveau (Fv-u) des limons argileux rougeâtres à galets de quartzite brunis et de roches cristallines kaolinisées qui s'observent entre Sabarat et Castéras. Ils pourraient en effet y représenter les vestiges d'un ancien dépôt de piémont de l'Arize, fragmenté par l'érosion et largement remanié par la solifluxion ; cependant, F. Taillefer les attribuait plutôt à une formation résiduelle issue des niveaux caillouteux des molasses oligo-miocènes.

Fw-x. Quaternaire moyen (Mindel et Riss^(*)). Alluvions des hautes et moyennes terrasses. Dans les vallées de l'Arize, en aval de Campagne, et du Volp, en aval de

(*) Modification postérieure à l'impression de la carte.

Montébraud, les versants de rive gauche présentent de hauts replats dominant la basse plaine de 80 à 60 mètres.

Ceux-ci correspondent à des dépôts de galets et graviers, parfois très altérés et rubéfiés, surmontés de limons d'épaisseur variable. Les industries humaines interstratifiées dans ces limons et étudiées par L. Méroc (feuille Cazères) leur attribuent un âge rissien. Cependant, les niveaux les plus élevés pourraient devoir être rapportés au Mindel (A. Cavaillé).

Ces alluvions ont été largement modifiées postérieurement à leur dépôt : l'érosion fluviale les a fragmentées en éléments de plateau, la solifluxion a entraîné des glissements sur les argiles de la molasse, l'altération intime des cailloutis a épargné seulement les éléments de quartz et de quartzite, enfin l'évolution pédologique a transformé les limons superficiels en sols lessivés acides.

Fy. Quaternaire supérieur (Würm). Alluvions des basses terrasses. Dans les Terreforts et le Haut-Volvestre, les vallées des rivières venues des Pyrénées et celles de certains ruisseaux d'origine locale sont bordées de terrasses alluviales disposées vers 15–25 m au-dessus du niveau d'étiage. Ces alluvions, d'épaisseur proportionnelle à l'importance du cours d'eau, comportent de bas en haut, au-dessus de leur substrat molassique altéré :

- une couche à galets très arrondis de quartz, de quartzite et accessoirement de granite, gneiss ou schistes (pas de calcaire) déjà profondément altérés à partir de leur surface et le long des diaclases. Leur dimension est très variable, mais ne dépasse pas 12 cm ;

- une couche de sable et de galets en lits entrecroisés avec parfois des plages de vases ;

- une couche de limons, plus sableux à la base et plus terreux vers le haut ; ce sont des limons d'inondation enrichis sans doute de quelques apports éoliens, comme le montre la morphoscopie de leurs grains.

Dans la vallée de la Lèze, en amont du Fossat, et dans celle de l'Arize, en aval de Daumazan, ces alluvions se disposent en deux paliers, indistincts ailleurs. Déposées surtout au pied des versants longs de ces vallées dissymétriques, elles se relient topographiquement et lithologiquement aux coulées de solifluxion qui couvrent ceux-ci : leur mise en place est bien wurmienne.

C. Quaternaire supérieur (Würm). Colluvions variées, éluvions. La carte regroupe sous cette notation, d'une part, les éluvions et colluvions limoneuses ou caillouteuses qui masquent le cœur du synclinal de Cassagne—Fabas [4], dans les Petites Pyrénées et d'autre part, des dépôts superficiels de plateau ou de versant développés en Zone ariégeoise sur substratum de Lias ou de Jurassique moyen à supérieur.

Œ. Würm. Formations lœssiques. En région à substrat molassique, des affleurements de limons sablonneux fins, sans structure ni litage, contenant des poupées calcaires et parfois de fragiles coquilles de Mollusques terrestres, se rencontrent dans les vallées importantes, vers le bas des versants de rive gauche, exposés à l'Est. Marqués d'influences éoliennes plus ou moins nettes, ces dépôts ne forment pas un revêtement continu, mais des placages localisés masquant par places la tranche des paliers d'alluvions ou la retombee des solifluxions issues de la molasse ou des terrasses élevées.

Pour G. Astre (1972), la mise en place de ces formations lœssiques serait le fait de vents de Sud-Est remaniant des produits meubles nés de l'altération de molasses (en place ou non), plutôt que celui de vents d'Ouest laissant choir du sable sitôt franchi l'obstacle des coteaux.

Ces lœss sont évidemment postérieurs au façonnement des versants sur lesquels ils s'appuient. Cependant, ils peuvent être ravinés par des *coulrières* d'argile grumeleuse (G. Astre, 1956) représentant une reprise des solifluxions, parfois très récente (gallo-romaine ou du Haut Moyen-Age). Ces éléments de datation ont pu être quelque peu précisés localement, en dehors des limites de la feuille :

— à la sortie S.S.E de Toulouse (feuille Toulouse-Est), le Læss de Bellevue (G. Astre, 1972) a livré une faunule malacologique d'âge pléistocène tardif;

— aux Tambourets, dans la basse vallée du Volp (feuille Cazères), le læss fossiliserait un paléosol supportant une industrie découverte et datée de l'Aurignacien par L. Méroc.

En cet état des connaissances, il paraît raisonnable d'attribuer les formations læssiques observées dans le cadre de la feuille à un épisode climatique sec, froid et venteux rapporté au Würm élevé.

Cm. Würm moderne. Colluvions et solifluxions alimentées par la molasse. Les marnes et molasses, oligocènes et miocènes, se décomposent rapidement en surface, même sous notre climat, par dissolution du calcaire qui en lie les éléments. La partie supérieure de ces formations devient alors instable, éboulueuse et solifluable, même sur des pentes modestes, surtout lorsque l'argile de décalcification a absorbé beaucoup d'eau.

Cette décomposition ne pouvait être que plus intense sous des climats antérieurs plus froids et plus humides et, en particulier, lors du dernier épisode périglaciaire au cours duquel la molasse a été profondément altérée (sur 4 à 8 m comme on peut l'observer dans les marnières).

Le phénomène de glissement le long des pentes a été général mais surtout important dans les zones les plus marneuses, où les solifluxions sont encore actives de nos jours sous pelouses et landes. Les masses d'argiles solifluées sont totalement décalcifiées et souvent plus ou moins rubéfiées; elles présentent une stratification confuse, mais peuvent inclure de petits lits de graviers, disposés en festons, et des poches de galets, plus ou moins isolées. Elles ont acquis une structure soit grumeleuse, soit prismatique, celle-ci dans les zones où elles sont le plus étalées et passent aux limons des basses terrasses. Leur épaisseur est variable, plus forte vers le pied des versants où elle peut atteindre 8 à 10 mètres.

Maximale donc sur les pentes très essentiellement marneuses, l'importance des dépôts soliflués diminue beaucoup sur celles où la molasse est armée de bancs calcaires ou de poudingues: malgré la raideur des versants, les coulées de solifluxion sont rares dans les zones à poudingues.

Nous disposons d'un certain nombre de repères concernant l'âge de ces coulées. Selon L. Méroc et J. Paloumé (1958) la solifluxion a pu jouer un certain rôle dès avant la mise en place du gisement paléontologique (Pléistocène moyen) et archéologique (Acheuléen remanié, Moustérien élevé) de l'Infernet (feuille Villefranche-de-Lauragais). Au-dessus de celui-ci viennent 3 m environ de limons colluviaux argilo-sableux dont le sommet a livré quelques pointes de flèches néolithiques, puis 0,50 à 1 m de limon pulvérulent incluant des débris de *tegula* gallo-romaine. Enfin, au Sud-Est de Montgiscard (même feuille), un four à chaux médiéval a été enfoui sous 1 m d'argile grumeleuse de coulière (G. Astre, 1956). Les solifluxions sont donc, pour l'essentiel de leur masse, de tous les âges wurmiens, mais ont pu persister beaucoup plus tardivement, jusque dans l'Actuel, remaniées à la fois par les reprises de glissement, le ruissellement et l'évolution pédologique.

CFm. Würm à Moderne. Colluvions et solifluxion alimentée par les molasses et les alluvions. A leur traversée des terreforts de l'Ariège ou du Haut-Volvestre, les vallées importantes de la Lèze, de l'Arize et du Volp ont un profil en travers dissymétrique. Leurs versants longs de rive gauche sont recouverts d'un manteau, souvent épais, de formations limoneuses incluant des passes de graviers et cailloutis, plus abondantes vers leur base. Il s'agit là de dépôts composites incorporant des matériaux éboulés depuis les hautes et moyennes terrasses alluviales (Fw-x), des solifluxions de leur substrat molassique et peut-être quelques apports éoliens. La partie supérieure de l'ensemble, surtout limoneuse, a subi un lessivage qui l'a transformé en un sol dégradé à tendance podzolique, la *boulbène*.

A quelques rares exceptions près, ces coulées sont étalées sur des versants exposés

au Nord et à l'Est, au pied desquels elles se raccordent à des alluvions de basse terrasse elles-mêmes beaucoup plus largement épanchées là que sur la rive opposée. Cette répartition paraît s'expliquer par les conditions de climat périglaciaire sous lesquelles ces formations se sont mises en place : sous-ensembles et sur-alimentation neigeuse de ces versants sous le vent y auraient localisé les solifluxions les plus actives.

CF. Würm à Moderne. Colluvions et solifluxions alimentées par les alluvions du Quaternaire ancien. Sur le pourtour de toutes les hauteurs qu'elles couronnent, des Baudis à Lahitère et Montbéraud, comme dans les synclinaux de Mauvezin ou du flysch, les alluvions du Quaternaire ancien (Fv-u) ont nourri des éboulis de gravité et des coulées de solifluxion périglaciaire, très largement étalés, même sur pentes faibles.

Ces dépôts de remaniement emballent, dans une matrice argilo-sableuse très fortement rubéfiée et sans stratification visible, des cailloutis presque exclusivement siliceux. La patine rousse de leurs galets de quartzites, caractéristique des hauts niveaux alluviaux dont ils sont issus, permet de distinguer ces colluvions caillouteuses d'autres dépôts analogues et en particulier des argiles à galets du Ponto-Pliocène qu'elles recouvrent souvent.

Rm. Würm à Moderne. Formations résiduelles sur plateaux miocènes. Sur le sommet plat de certains interfluvés ou sur plates-formes structurales, la décomposition superficielle des molasses et des roches associées a permis le lessivage oblique d'une tranche d'altération : entraînant les éléments solubles et les particules les plus fines, ce phénomène a accumulé sur place les résidus les moins solubles et les plus grossiers.

Ces formations éluviales sont le plus souvent sableuses, mais peuvent aussi être caillouteuses lorsque le substrat comportait des poudingues : nature, formes et dimensions des galets permettent en ce cas de les distinguer des dépôts alluviaux. Généralement peu épaisses (1 à 2 m en moyenne), ces formations résiduelles portent souvent la marque d'une évolution pédologique assez poussée.

Fz. Post-Würm et Actuel. Alluvions des basses plaines de la Lèze, de l'Arize et du Volp, alluvions récentes des cours d'eau secondaires. A leur traversée des terreforts molassiques, les rivières importantes inscrivent leur cours dans les limites d'une basse plaine alluviale. Le remblai correspondant comporte de façon tout à fait classique, un cailloutis de base à matrice argilo-sableuse (grave) et des limons d'inondation superficiels.

A partir du Plan, ce lit majeur du Volp s'élargit progressivement de 150 à 400 m et l'épaisseur des alluvions y atteint 7 à 12 m, dont 6 à 9 m de grave ; vers l'aval, la rivière s'y enfonce jusqu'à entailler le substrat molassique dans le secteur de Rachat. Aux alentours du Fossat, la basse plaine de la Lèze, large de 600 à 700 m, comporte localement 12 à 16 m de grave sous 6 à 15 m de limons argileux. Moins régulière, la largeur du lit inondable de l'Arize oscille entre 250 et 700 m ; à l'amont proche de la Bastide-de-Besplas, la puissance des alluvions modernes y est comprise entre 10 et 20 m, dont 7 à 16 m de grave.

En zones plissées, les alluvions récentes de l'Arize et du Volp ont un développement bien plus modeste. Cependant, à l'amont de son trajet souterrain de la grotte du Mas-d'Azil, autour de Rieubach, l'Arize présente une vallée élargie à 500-600 m où ces dépôts comportent 11 à 18 m de grave et 1 à 4 m de limons de surface. En Zone ariégeoise, les alluvions modernes du Salat, qui pourraient atteindre 6 à 10 m sous Gajan, n'excèdent pas 3 à 5 m, dont 1 à 3 m de grave, aux abords et en aval de Taurignan, où les dépôts fins superficiels sont surtout sableux.

Dans les secteurs à substratum tendre (molasses, marnes de Plagne, flysch albien...), petites rivières et ruisseaux ont pu débayer des vallées assez larges. Le fond de celles-ci est tapissé d'alluvions récentes dont la composition reflète la géologie du bassin : il s'agit en effet de matériaux descendus des versants et étalés par les crues. Ce sont surtout des limons, en général argileux, souvent un peu calcaires, parfois sableux. Leur base peut comporter une couche de glaise gris-bleu, hydromorphe et réductrice,

à abondants débris ligneux (Charme, Saule...). Des lentilles ou lits de sable ou de gravier renferment parfois des dents et ossements de Mammifères holocènes (Cerf élaphe, Chèvre, Equidés et Bovidés, Castors). L'épaisseur de ces dépôts peut être importante : elle atteint par exemple 7 m et plus dans le vallon de la Baraque où une grave de base s'est localement constituée à partir du remaniement des poudingues stampiens.

Souvent, ces alluvions modernes portent la marque d'influences anthropiques : ainsi, l'épaisseur des limons de crues a-t-elle augmentée à la suite de déboisements ou du redressement artificiel du cours de certains ruisseaux.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Sur le territoire de la feuille, les alluvions des principales rivières (Garonne, Volp, Arize, Lèze et Salat) présentent des extensions assez réduites et les nappes aquifères qu'elles renferment n'offrent en conséquence que de faibles ressources. De Gajan à Lahitère et Montbéraud, les alluvions anciennes du Salat, les colluvions qui en dérivent et les argiles à galets ponto-pliocènes qu'elles recouvrent vers l'aval constituent un complexe irrégulièrement graveleux alimentant quelques émergences diffuses et sources plus ou moins pérennes, de faible débit.

Au Nord des Petites Pyrénées et du Plantaurel, les molasses qui constituent l'ossature des coteaux du Terrefort et du Volvestre sont globalement imperméables. Les venues d'eau y sont rares, saisonnières et de débit réduit : ce sont soit des émergences de bas-fonds liées à des écoulements en zone d'altération superficielle, soit des sources issues d'horizons sablo-gréseux, carbonatés ou conglomératiques, en règle générale lenticulaires. En profondeur, la Formation aquifère infra-molassique n'a été recoupée que sur 6 m d'épaisseur au sondage Cazères 1 ; plus au Nord-Est, en direction du centre du bassin toulousain, elle pourrait se trouver envahie d'argile. Plus bas encore, les Poudingues de Palassou, les horizons gréseux ou calcaires de l'Ilerdien, du Paléocène et du Maestrichtien supérieur (Grès de Labarre) sont susceptibles d'être aquifères, mais le risque d'une certaine salinité ne peut être exclu.

En Zone sous-pyrénéenne, plissée, les mêmes formations maestrichtiennes à ilderiennes pourraient constituer des aquifères : c'est le cas en particulier des niveaux calcaires du Thanétien et du Danien, qui sont karstifiés, ainsi que celui des Grès de Labarre.

En Zone subariégeoise, le développement du flysch noir albien est très défavorable à la circulation d'eaux souterraines : les sources y paraissent liées à quelques intercalations calcaires ou calcaréo-bréchiqes. Au Sud-Est de Camarade, des formations du Keuper, argileuses et évaporitiques, affleurantes ou non, jalonnent le chevauchement nord-pyrénéen (écaille de Gausseran) : leur lessivage par les eaux souterraines est à l'origine de plusieurs sources salées, connues de longue date aux lieux-dits Bouguet, la Saline et Aïgo-Salado (sous Sarradas).

Plus au Sud, en Zone ariégeoise, les séries carbonatées du Lias, du Jurassique moyen-supérieur, de l'Urgo-Aptien et de l'Urgo-Albien sont le siège de circulations souterraines mises en évidence par de nombreux phénomènes karstiques superficiels tels que dolines, grottes, gouffres, pertes et résurgences (du Volp, entre autres).

SUBSTANCES MINÉRALES

La région recèle nombre de substances susceptibles d'être utilisées, soit à des fins agricoles et industrielles, soit comme matériaux de construction ou d'empierrement. Cependant, depuis 1930 environ, la plupart des exploitations artisanales disséminées à travers tout le territoire de la feuille ont été amenées à cesser leur activité, faute d'une compétitivité suffisante.

arg. Argiles pour tuiles et briques. De nombreuses tuileries d'intérêt local, dont quelques-unes encore en activité, ont longtemps traité sur place des matériaux extraits d'horizons argileux très divers, parmi lesquels :

— le flysch noir externe albien supérieur (n7cF) de la cuvette de Crabère [17], naguère exploité en plusieurs points au Nord de Bernech, sur la commune de Taurignan-Vieux ;

— les pélites du Vraconien « inférieur » (n7dF) de la cuvette de Bouinéous [18], à l'Ouest et aux abords nord de Clermont ;

— les marnes du Campanien et du Maëstrichtien inférieur (c6-7a) du cœur de l'anticlinal de Plagne [1], dans lesquelles s'ouvraient plusieurs carrières entre Fabas et le Plan ;

— les marnes rouges du Montien (e1M) exploitées vers la terminaison orientale du synclinal de Lézères—Pradals [7], au Sud du Mas-d'Azil ;

— les niveaux argileux des molasses burdigaliennes (m1b), jadis exploitées près de Piquès (au Nord de Lahitère) et au Nord de Perry (entre le Plan et Lahitère), ainsi que dans l'extrême Nord-Est de la feuille (lieu-dit Tuilliers) ;

— des colluvions issues soit des alluvions anciennes (CF), comme par exemple au Sud-Est et au Nord de Lasserre, soit à la fois de ces alluvions et des molasses (CFm) comme aujourd'hui à la tuilerie de Couladère ou autrefois sur le versant rive gauche de la Lèze ;

— des limons argileux clôturant la terrasse wurmienne de l'Arize (Fy), comme à Brioulète, aux abords sud de la Bastide-de-Besplas.

Al. Bauxites. La découverte des bauxites de l'Ariège remonte à 1814. On les rencontre dans une bande étroite, longue d'une cinquantaine de kilomètres, depuis Lavelanet jusqu'à Saint-Girons. Très discontinus, les affleurements se situent partout entre un mur jurassique et un toit éocrétaqué, sauf une récurrence locale intra-urgonienne.

Cette bande déborde légèrement dans la partie méridionale de la feuille et passe à proximité des localités d'Antuzan, Brouzenac, Allières, Canals, Durban, Lescale (fabrication de ciments alumineux), Burch, Montesquieu-Avantès. Les carrières sont actuellement en sommeil, l'activité en la matière s'étant concentrée un peu plus à l'Est, au Pouech d'Unjat (feuille Pamiers).

Cal. Calcaires. Les calcaires du Danien (e1C) et du Thanétien inférieur (e2a1) constituent de bonnes pierres à chaux, exploitées au flanc septentrional du Plantaurel, en particulier à la traversée de celui-ci par la vallée de l'Arize, entre le Mas-d'Azil et Sabarat. En domaine molassique, on employait autrefois à cet usage le calcaire burdigalien de Saint-Ybars (m1b), extrait de la carrière de Niac ; en Zone ariégeoise, on utilisait de même les calcaires urgo-aptiens (n5-6), au Nord-Ouest de Montesquieu-Avantès (Bardies).

Les mêmes niveaux fournissaient également des pierres à bâtir et des matériaux d'empierrement. Dans les environs de Saint-Christaud on utilise toujours, malgré leur qualité médiocre, des moellons extraits du calcaire inférieur de Saint-Ybars (Campech).

Dolomie. Les dolomies noires du Jurassique moyen-supérieur (jD), en Zone ariégeoise, sont exploitées pour amendements agricoles au Pouech de Lara, sur la commune de Montjoie-en-Couserans.

Gypse. Le gypse du Keuper (t7-10) de l'écaille de Gausseran [15] a fait l'objet d'exploitations à ciel ouvert et en souterrain, aujourd'hui arrêtées. Le gisement de Gausseran était important, mais de qualité médiocre (gypse rouge).

lig. **Lignite.** Dans le Maestrichtien supérieur (C7b), le faciès oriental, dit des Grès de Labarre, renferme parfois de petits lits de lignite interstratifiés. L'extraction de celui-ci en carrière souterraine, près de Plagne, 2,5 km au Sud du Mas-d'Azil, a été abandonnée.

Marnes. Certaines marnes schisteuses du Vraconien de la cuvette de Bouinéous [18] ont été autrefois exploitées pour amendement de sols de même que de nombreux horizons marneux des molasses dans la région des Terreforts et du Volvestre.

Matériaux expansibles. Dans le cadre d'une reconnaissance destinée à orienter la localisation ultérieure de gisements de matériaux expansibles (J. Cosson, 1976), un prélèvement de flysch externe de l'Albien supérieur (n7cF) a été effectué au front de taille d'une tuilerie désaffectée, au Nord de Bernech. Les résultats obtenus dans les conditions des essais (masses volumiques en vrac de 580 kg/m³ sur concassés manuels et de 335 kg/m³ sur pellets incorporant 1 % de fuel) ont montré que ce flysch de la cuvette de Crabère présentait, au moins localement, une certaine aptitude à constituer la matière première de granulats légers artificiels.

grv. **Sables et graviers.** Les sablières du Pouech de Lara (commune de Montjoie-en-Couserans) exploitaient naguère des matériaux fluviatiles issus du remaniement de colluvions (C).

Les argiles à galets rapportées au Ponto-Pliocène (m-p) fournissent des sables et graviers à partir de deux petites carrières ouvertes l'une au Nord de Lahitère, près du lieu-dit Coumes, l'autre au Sud-Est de Montbéraud, lieu-dit Herrus.

Une gravière plus importante est implantée dans la terrasse wurmienne de l'Arize (Fy), à Pradasses, près de Daumazan.

Enfin, au pont de Taurignan, le dragage des alluvions du lit mineur du Salat (Fz) produit des matériaux destinés au soubassement des chaussées et à l'empierrement des chemins (un millier de tonnes en 1975).

sel. **Sel gemme.** L'écaille triasique de Gausseran [15] est jalonnée de sources salées liées au lessivage des formations du Keuper.

A proximité de l'une d'entre elles, Lafitte, au lieu-dit la Saline, on a localisé à faible profondeur des amas de sel, lenticulaires, plus ou moins épais (6 à 22 m), massifs ou entrecoupés de lits argileux minces (35 à 40 cm). Durant deux siècles, et peut-être davantage, l'extraction de ce sel a été assurée par simple évaporation des eaux souterraines ayant circulé naturellement à son contact : vers 1780, la production était de 200 kg de sel par jour, obtenus à partir d'une eau salée à 80 g/l puisée à 7 ou 8 m de profondeur seulement ; aux environs de 1870, elle atteignait 5 à 6 t/jour à partir d'une eau salée à 330 g/l pompée dans un puits profond de 56 m et alimenté à ce niveau par une galerie noyée horizontale longue de 60 mètres. Ayant peu à peu cessé d'être rentable, cette exploitation a été abandonnée dans le courant des années 1930.

A Camarade, des sources salées en relation avec ce niveau contiennent du bore.

Hydrocarbures. Cinq sondages d'exploration profonde, à objectif pétrolier, ont été forés sur le territoire de la feuille. Leurs coupes litho-stratigraphiques sont résumées dans le tableau joint.

Dans tous ces forages, les grès calcaires inclus dans les Marnes de Plagne ont donné lieu à de très faibles dégagements gazeux. Cependant, ces grès sont lenticulaires, faiblement poreux et très peu perméables : ils ne constituent pas des réservoirs et les indices correspondants sont dépourvus de tout intérêt pratique.

Par ailleurs, tous les réservoirs potentiels importants, identifiés à Cazères 1 (calcaires gréseux et grès du Thanétien inférieur, calcaires daniens, Grès de Labarre), sont envahis d'eau douce. Aucun gisement n'a été localisé.

Or. En Ariège l'orpaillage s'est pratiqué d'une façon active jusqu'au XVI^e siècle pour cesser aux alentours de 1815. Sur le territoire de la feuille le Mas-d'Azil, quelques recherches ont eu lieu à Orlas, le Mas-d'Azil, Sabarat et Montbrun. En 1860, les gens croyant voir de l'or partout, on assiste principalement dans la vallée de l'Ariège à une véritable ruée vers l'or.

L'or primaire et des filonnets quartzeux à sulfures ont été identifiés dans les ampélites gothlandiennes du massif de l'Arize. Au Pliocène l'or s'est concentré dans une grande zone de piémont dont il subsiste des lambeaux minéralisés. Une seconde concentration par les rivières s'est effectuée dans les placers.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

On trouvera des renseignements géologiques et en particulier des itinéraires dans le *Guide géologique régional : Pyrénées orientales, Corbières*, par M. Jaffrezo et coll. (1977), Masson éd. :

- itinéraire 1 : les Pyrénées ariégeoises sur la transversale de l'Arize ;
- itinéraire 6 : l'Éocène marin du domaine sous-pyrénéen.

BIBLIOGRAPHIE

- ASTRE G. (1956) — L'argile grumeleuse sur le lœss, aux pentes des coteaux de rive gauche de l'Hers. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), VI, p. 371-380.
- ASTRE G. (1958) — La faune pléistocène de l'Infernet. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 93, fasc. 3-4, p. 329-340.
- ASTRE G. (1972) — Le lœss de Bellevue et la formation de ses «poupées». *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 108, fasc. 1-2, p. 115-124.
- ASTRE G. (1973) — Faunule malacologique du lœss de Bellevue. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 109, fasc. 1-2, p. 78-82.
- BILOTTE M. (1977) — Évolution sédimentaire et tectonique du bassin sous-pyrénéen à la fin du Crétacé, à l'Est de la Garonne. *Réunion extraord. Soc. géol. Fr. Pyrénées*, Montpellier, 1977, 12 p., 5 fig.
- 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. 2821-2822.
- BILOTTE M. et SOUQUET P. (1972) — Les biozones des Foraminifères benthiques du Cénomaniens pyrénéen. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 274, p. 3352-3355.
- BESSIÈRE G. (1973) — La Zone cénomaniens à l'Est de la vallée du Salat. Étude stratigraphique et structurale. Thèse doct. spécialité, Toulouse.
- 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, 4 fig., 7 pl.

- BUIS M.-G. et 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, 5 fig., 2 tabl.
- BUXTORF R. (1930) — Géologie du front septentrional des Pyrénées au Nord de Saint-Girons (Ariège). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 59, fasc. 1, p. 19-137, 3 fig., 3 pl., 1 carte.
- CARCENAC Cl., COINCON R. et TAILLEFER F. (1969) — Carte géomorphologique du Mas-d'Azil SE. *Rev. géogr. Pyrénées et Sud-Ouest*, t. 40, fasc. 4, p. 329-351.
- CASTERAS M. (1933) — Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XXXVII, 525 p., 64 fig., 9 pl.
- COLLIGNON M., SOUQUET P., PEYBERNÈS B. et DUBREUIL M. (1968) — Recherches sur la limite Aptien-Albien dans la région de Saint-Girons (Pyrénées ariégeoises). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 104, p. 221-228.
- COMBES P.-J. (1969) — Recherches sur la genèse des bauxites dans le Nord-Est de l'Espagne, le Languedoc et l'Ariège (France). *Mém. C.E.R.G.H., Montpellier*, t. III-IV, 1 vol., 275 p.
- COMBES P.-J. et REY J. (1963) — Découverte de bauxite intra-urgonienne dans la région de Durban-sur-Arize (Ariège). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 9, p. 318.
- COMBES P.-J., BUSNARDO R., GLACON G. et REY J. (1968) — Observations stratigraphiques et paléontologiques sur le faciès urgonien des gorges de l'Arize (Ariège). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 7, p. 221.
- CONRAD M.-A., PEYBERNÈS B. et WEIDMANN H. (1974) — Présence de *Trinocladus perplexus* Elliott (Dasycladales) dans le Jurassique de France et d'Afrique du NE. *C.R. Séances Soc. Hist. nat. Genève*, 9, fasc. 1-3, p. 12-28.
- COSSON J. (1976) — Matériaux expansibles en Région Midi-Pyrénées. Essai d'orientation stratigraphique. Rapport B.R.G.M. 76 SGN 155 MPY.
- CROCHET B. (1974) — Le Poudingue de Palassou entre Sabarat et Pailhès (Ariège). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 110, fasc. 1-2, p. 174-204, 10 fig.
- CROCHET B. (1976) — Horizons calcaires au sein du « Poudingue de Palassou » dans la région de Sabarat (Ariège). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 112, fasc. 1-2, p. 111-122, 3 fig.
- CROCHET B., CROUZEL F. et LANGE-BADRE B. (1976) — Conséquences de la découverte du genre *Oxyaenoides* Matthes sur la datation du Poudingue de Palassou. *C.R. Acad. Sc.*, t. 282, p. 1597-1600.
- CROUZEL F. (1946) — Sur la présence de hauts cailloutis situés entre le Plan, au Sud-Est de Cazères, et Eycheil au Sud de Saint-Girons. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), XVI, p. 515-523, 2 fig.

- CROUZEL F. (1957) — Le Miocène continental du Bassin d'Aquitaine. Thèse sciences Toulouse, *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 54, n° 248, 264 p., 62 fig., 1 pl. h.t.
- CUVIER G. (1836) — Recherche sur les ossements fossiles où l'on établit les caractères de plusieurs animaux dont les évolutions du globe ont détruit les espèces. 10 vol. texte et 2 vol. planches.
- DEBROAS E.-J. (1977) — Évolution de la fosse du Flysch ardoisier de l'Albien supérieur au Sénonien inférieur (Zone Interne Métamorphique des Pyrénées navarro-languedociennes). *Réunion extraord. Soc. géol. Fr. Pyrénées*, Montpellier, 1977, 12 p., 7 fig.
- DEBROAS E.-J. et SOUQUET P. (1976) — Sédimentologie et position structurale des flyschs crétacés au versant nord des Pyrénées centrales. *Bull. B.R.G.M.*, 2ème série, n° 4, p. 305-320, 6 fig.
- DUBAR G. (1925) — Études sur le Lias des Pyrénées françaises. *Mém. Soc. géol. Nord*, t. IX, 332 p., 51 fig., 7 pl.
- DUBOIS P. et SEGUIN J.-C. (1977) — Les flyschs crétacés et éocènes de la zone commingeoise et leur environnement. *Réunion extraord. Soc. géol. Fr.*, Montpellier, 14 p. dact., 11 fig., à paraître.
- ESQUEVIN J., FOURNIÉ D. et LESTANG J. de (1971) — Les séries de l'Aptien et de l'Albien des régions nord-pyrénéennes et du Sud-Aquitain. *Bull. Centre Rech. Pau, SNPA*, vol. 5, n° 1, p. 87-151.
- FREYTET P. (1975) — Le Danien (Dano-Montien) des Petites Pyrénées et du Plantaurel : étude pétrographique et paléogéographique des faciès « lacustres ». *Géologie méditerranéenne*, t. II, n° 4, p. 159-177, 7 fig., 2 pl.
- GORON L. (1942) — Les Pyrénées ariégeoises et garonnaises. Thèse lettres Toulouse, XIX + 884 p., 88 fig., 30 pl. photo, 7 pl. h.t., Privat éd.
- HERITIER F., NICOLAI R., RIFICATEAU R. et VILLEMIN J. (1972) — Les chevauchements frontaux nord-pyrénéens entre l'Ariège et l'Adour. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 273, p. 1733-1736.
- HOTTINGER L. (1960) — Recherches sur les Alvéolines du Paléocène et de l'Éocène. *Mém. suisses Paléont.*, t. 75-76, 244 p., 1 tabl., 18 pl.
- HOTTINGER L. et SCHAUB H. (1960) — Zur Stufeneinteilung des Paleocaens und des Eocaens. Einführung der Stufen Herdien und Biarritzien. *Eclogae geol. Helv.*, vol. 53, fasc. 1, p. 453-479.
- HUMBERT M.-A. (1974) — La Zone du Flysch externe et la Zone sous-pyrénéenne dans la région de Camarade et du Mas-d'Azil. Thèse doct. spécialité, Toulouse.
- LACOMME A. (1971) — Étude minéralogique des dépôts aurifères de l'Ariège au Salat. Thèse, Toulouse, 23 juin 1971.
- LEYMERIE A. (1862) — Compte rendu de la réunion de la Soc. géol. Fr. à Saint-Gaudens. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), XIX, p. 1089-1163.

- LEYMERIE A. (1881) — Description géologique et paléontologique de la Haute-Garonne. Ed. Privat, Toulouse, 1010 p., 37 fig., 1 carte géologique à 1/200 000, 1 atlas de 30 pl.
- MÉROC L. et PALOUMÉ J. (1958) — Nouvelles fouilles à l'Infernet (commune de Clermont-le-Fort, Haute-Garonne). *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 93, fasc. 3-4, p. 305-328, 6 fig.
- MOULLADE M. et PEYBERNÈS B. (1975) — Biozonation par Orbitolinidés du Clansayésien et de l'Albien calcaire des Pyrénées franco-espagnoles. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 280, p. 2524-2532.
- PEYBERNÈS B. (1968) — Sur l'Albien de la basse vallée du Salat (Pyrénées ariégeoises). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 4, p. 111-112.
- PEYBERNÈS B. (1971) — Biostratigraphie et paléogéographie du Jurassique supérieur des Pyrénées françaises à l'Est de la Garonne. 96ème congr. Soc. savantes, Toulouse, Sciences, t. II, p. 205-221.
- PEYBERNÈS B. (1976) — Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées centrales et orientales franco-espagnoles. Thèse doct. ès-Sciences, Toulouse, 459 p., 149 fig., 42 pl.
- PEYBERNÈS B. et CALZADA S. (1975) — Sobre dos *Gemmarcula* (*Brachiopada*) del Eocretacio pirenaico. *Acta Geol. Hispanica*, t. X, n° 1, p. 17-20.
- PEYBERNÈS B. et SOUQUET P. (1972) — Géologie de la région de Saint-Girons à l'articulation des massifs nord-pyrénéens de l'Arize, du Plantach, des Trois-Seigneurs et de Castillon (Ariège). *Bull. B.R.G.M.*, 2ème série, n° 2, p. 1-14, 6 fig.
- PEYBERNÈS B. et SOUQUET P. (1972) — Le Crétacé de la Zone du flysch nord-pyrénéen entre la Garonne et le méridien de Saint-Girons (Pyrénées centrales). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, p. 68, 2 fig.
- REY J. (1964) — Observations sur le revêtement nord du massif de l'Arize entre Rimont et la Bastide-de-Sérou. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 99, fasc. 1-2, p. 205-228, 5 fig.
- REY J., BOUSQUET J.-P. et BUIS M.-G. (1977) — Age et milieu de sédimentation des calcaires de faciès «Mancioux». *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 114, fasc. 1-2, (sous presse).
- REY J. et SOUQUET (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, p. 1147-1149.
- RICATEAU R. et VILLEMEN J. (1973) — Évolution au Crétacé supérieur de la pente séparant le domaine de plate-forme du sillon sous-pyrénéen en Aquitaine méridionale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, t. XV, n° 1, p. 30-39, 8 fig.
- SORNAY J. et BILOTTE M. (1978) — Faunes d'Inocérames du Campanien et du Maestrichtien des Pyrénées. *Ann. Paléontologie (Invertébrés)*, vol. 64, fasc. 1, p. 27-45, 4 fig.

- SOUQUET P. (1969) — Nouvelles observations stratigraphiques sur le Crétacé supérieur nord-pyrénéen de l'Ariège et de la Haute-Garonne. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 269, n° 25, p. 2491-2493.
- SOUQUET P. (1974) — Le Crétacé supérieur nord-pyrénéen entre les vallées de l'Ariège et du Ger (Pyrénées centrales). 96ème congrès nat. Soc. savantes, Toulouse, 1971, p. 223-237, 3 fig.
- SOUQUET P., BILOTTE M., CANEROT J., DEBROAS E.-J., PEYBERNÈS B. et REY J. (1975) — Nouvelle interprétation de la structure des Pyrénées. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 281, p. 609-612.
- SOUQUET P., PEYBERNÈS B., BILOTTE M. et DEBROAS E.-J. (1977) — La chaîne alpine des Pyrénées. *Géologie alpine*, Grenoble, 28 p. dact., 4 fig., 3 pl. h.t.
- SOUQUET P. et MEDIAVILLA F. (1976) — Nouvelle hypothèse sur la formation des Pyrénées. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 282, p. 2139-2142.
- SOUQUET P. et PEYBERNÈS B. (1970 a) — Distinction de deux bassins crétacés d'âge différent dans la zone du flysch, entre les vallées du Salat et de l'Arize (Pyrénées centrales). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 8, p. 321.
- SOUQUET P. et PEYBERNÈS B. (1970 b) — Sur l'âge crétacé de formations prétendues paléozoïques dans la zone cénomaniennne des Pyrénées centrales entre l'Arize et le Salat. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 270, p. 1209-1211.
- SOUQUET P., PEYBERNÈS B., BILOTTE M., MOULLADE M. et VIAL J. (1973) — Biozonation par les Orbitolinidés de l'Albien supérieur (*s.s.*) du Vraconien et du Cénomalien inférieur dans les Pyrénées. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 277, p. 757-760.
- TAILLEFER F. (1951) — Le piémont des Pyrénées françaises. Thèse Lettres, Toulouse, 383 p., 49 fig., 5 pl., 7 dépliant h.t., Privat éd.
- TAMBAREAU Y. (1965) — Observations sur le Thanétien supérieur des Petites Pyrénées. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 100, p. 105-136, 3 fig.
- TAMBAREAU Y. (1966) — Sur une nouvelle espèce d'Operculine cordelée, *Operculina (Nummulitoides) azilensis* nov. sp. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. 102, p. 301-307, 1 fig., 1 pl.
- TAMBAREAU Y. (1972) — Thanétien supérieur et Ilerdien inférieur des Petites Pyrénées, du Plantaurel et des Chaînons audois. Thèse Sciences, Toulouse, 377 p., 25 fig., 5 tabl., 1 carte h.-t., 20 pl. h.-t.
- TAMBAREAU Y. (1976) — Sur l'âge des dernières assises marines de l'Éocène sous-pyrénéen au mur du Poudingue de Palassou. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, t. XVIII, fasc. 5, p. 210-212, 1 fig.
- THIÉBAUT J. (1973) — Au sujet des ophites des Pyrénées (le point des travaux actuels). *Ann. sc. univ. Besançon*, 3ème sér., 20, p. 5-12.
- VASSEUR G. (1897) — Sur la présence de couches à *Planorbis pseudoammonius* et à *Bulimus hopei* dans les environs de Sabarat et de Mirepoix. *C.R. Acad. Sc.*, Paris, t. 125, p. 1124-1125.

VASSEUR G. (1902 a) — Feuille Pamiers au 80 000e. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XII, n° 85, C.R. Collab. campagne 1901, p. 487-488.

VASSEUR G. (1902 b) — Sur les formations tertiaires supra-nummulitiques de l'Ariège. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. XII, n° 86, p. 543-552, 5 fig., 1 carte.

VILLATTE J. (1962) — Étude stratigraphique et paléontologique du Montien des Petites Pyrénées et du Plantaurel. Thèse sciences, Toulouse, 331 p., 32 fig., 2 tabl., 1 carte. Privat éd.

Cartes géologiques à 1/80 000

Feuille *Saint-Gaudens* (241) :

- 1ère éd. (1909), par Carez, Vasseur et Savornin
- 2ème éd. (1961), par M. Casteras

Feuille *Pamiers* (242) :

- 1ère éd. (1907), par Carez, Vasseur et Savornin
- 2ème éd. (1966), par M. Casteras avec la collaboration de J. Rey et J.-C. Begon

Carte géologique à 1/50 000

Carte géologique du front septentrional des Pyrénées au Nord de Saint-Girons, par R. Buxtorf (1930).

Carte des gîtes minéraux de la France à 1/320 000

Feuille *Toulouse* (1962), coordination par F. Permingeat.

DOCUMENTS CONSULTABLES

La Banque des données du sous-sol du B.R.G.M. détient l'inventaire des sondages et autres travaux souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux.

Les documents peuvent être consultés au S.G.R. Midi-Pyrénées, avenue Pierre-Georges Latécoère, 31400 Toulouse ou encore au B.R.G.M., 6-8, rue Chasseloup-Laubat, 75015 Paris.

AUTEURS DE LA NOTICE

- P. SOUQUET, J. REY, B. PEYBERNÈS et M. BILOTTE :
cadre régional, zones isopiques, zones structurales, description des formations antérieures au Poudingue de Palassou.
- J. COSSON et A. CAVAILLÉ : formations continentales tertiaires et quaternaires.
- J.-H. ROCHE : hydrogéologie.
- J. COSSON : substances minérales et tableau des sondages.
- A. BAMBIER : substances minérales (bauxite et or).

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES

LITHOSTRATIGRAPHIE		SONDAGE					Nom	Cazères 1	Richou 1	Richou 2	Richou 3	le Mas-d'Azil 1
							Symbole	Cz 1	Ri. 1	Ri. 2	Ri. 3	Mz. 1
							N° S.G.N.	1056-2-1	1056-6-1	1056-6-2	1056-6-3	1056-8-1
							Coordonnées Lambert	x 507,67 y 93,10 z 492,95	x 506,77 y 89,74 z 354,24	x 507,18 y 89,04 z 330,00	x 508,26 y 87,46 z 435,80	x 523,11 y 85,65 z 309,87
							Cote table	+ 497,45	+ 358,28	+ 333,88	+ 440,20	+ 314,37
QUATERNAIRE	Formations superficielles							0	0			
TERTIAIRE CONTINENTAL	MOLASSES ET POUDINGUES	Argiles sableuses à graviers				0						
		Argiles caillouteuses				596						
		Conglomérats à matrice argileuse				996						
		Alternances Argiles—Conglomérats				1696	lc	lc				
		Argiles localement caillouteuses, rares passées de sable				1961						
		Sables «infra-molassiques»				2258						
EOCÈNE INFÉRIEUR	ILERDIEN MOYEN	Marnes à intercalations gréseuses				2264						
	ILERDIEN INFÉRIEUR	Calcaires glauconieux et argiles silteuses (Calc. de Mancieux)				2501	lc	lc				
Marnes et marno-calcaires à Miliolites et Ostracodes, anhydrite				2526								
PALÉOCÈNE	THANÉTIEN SUPÉRIEUR	Argiles et grès				2607						
		Calcaires à Mélobésiés et Miliolites				2633	lc	lc				
		Marnes à intercalations de dolomie et anhydrite				2689						
PALÉOCÈNE	THANÉTIEN INFÉRIEUR	Calcaires à Miliolites et Alvéolines				2714			0			
		Marno-calcaires et grès				2768			60 ?			
		Calcaire marneux à Miliolites				2838	lc	lc	140			
	MONTIEN à DANIEN	Argiles bariolées et marnes à <i>Microcodium</i>				2877			205			
		Calcaire à <i>Microcodium</i> et silex				2895			235			
		Dolomies calcareuses				2957			335			
CRÉTACÉ TERMINAL	MAESTRICHTIEN SUPÉRIEUR	Marnes d'Auzas				2974	lc	lc	355	0		
		Grès de Labarre				3388*		9	985	430		
NÉO-CRÉTACÉ	MAESTRICHTIEN à CAMPANIEN	Marnes de Plagne (série flyschoides)				n.a.	9*	205*	1318*	951		
	SANTONIEN à TURONIEN	Calcaire sableux à passées de marnes Grès argileux, Marnes sableuses					n.a.	n.a.	n.a.	5007		
	TURONIEN SUPÉRIEUR	Calcaires bioclastiques, Argiles sableuses, Grès calcaires et calcaires sableux.								5122		
SOCLE HERCYNIEN MÉTAMORPHIQUE		Schistes et quartzites								5175*		
PROFONDEUR FINALE						3440	2427	2452	4608	5191		

985 Profondeur au toit de la formation considérée, comptée en mètres à partir de la table de rotation (côte "sondeur").

* Formation dans laquelle le forage a été arrêté

n.a. Formation non atteinte

lc Lacune

Ce tableau a été établi par J. COSSON à partir de documents communiqués par la S.N.P.A. (Cz. 1) et la R.A.P. (Ri. 1 à 3, Mz. 1) et archivés au SGR/MPY du B.R.G.M.

Réimpression à l'identique

BRGM

D.L. 1^{re} éd. : 3^e trimestre 1979

Dépôt légal : novembre 1999