

RIVESALTES

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

RIVESALTES

par

G. M. BERGER, M. FONTEILLES, D. LEBLANC
G. CLAUZON, J.P. MARCHAL, C. VAUTRELLE

La carte géologique à 1/50 000
RIVESALTES est recouverte par les coupures suivantes
de la Carte géologique de la France à 1/80 000
à l'ouest : QUILLAN (N°254)
à l'est : PERPIGNAN (N°255)

Quillan	Tuchan	Leucate
St-Paul- de-Fenouillet	RIVESALTES	Perpignan
Prades	Céret	Argelès- sur-Mer



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

par

**G.M. BERGER, M. FONTEILLES, D. LEBLANC,
G. CLAUZON, J.P. MARCHAL, C. VAUTRELLE**

1993

Éditions du BRGM — BP 6009 — 45060 ORLÉANS Cedex 2 — FRANCE

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

— *pour la carte* : FONTEILLES M., LEBLANC D., CLAUZON G., VAUDIN J.L., BERGER G.M. (1993). — Carte géol. France (1/50 000), feuille **Rivesaltes (1090)**. Orléans : BRGM. Notice explicative par G.M. Berger, M. Fonteilles, D. Leblanc, G. Clauzon, J.P. Marchal, C. Vautrelle (1993), 119 p.

— *pour la notice* : BERGER G.M., FONTEILLES M., LEBLANC D., CLAUZON G., MARCHAL J.P., VAUTRELLE C. (1993) — Notice explicative, carte géol. France (1/50 000), feuille **Rivesaltes (1090)**. Orléans : BRGM, 119 p. Carte géologique par M. Fonteilles, D. Leblanc, G. Clauzon, J.L. Vaudin, G.M. Berger (1993).

© BRGM, 1993. Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

ISBN : 2-7159-2090-3

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	5
<i>APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE</i>	5
<i>HISTOIRE GÉOLOGIQUE</i>	6
DESCRIPTION DES TERRAINS	11
<i>PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR</i>	11
<i>PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR AZOÏQUE</i>	16
<i>PALÉOZOÏQUE MOYEN ET SUPÉRIEUR FOSSILIFÈRE</i>	20
<i>FORMATIONS PLUTONIQUES INTRUSIVES ET FORMATIONS MÉTASOMATIQUES</i>	27
<i>MÉSOZOÏQUE</i>	35
<i>CÉNOZOÏQUE</i>	43
<i>QUATERNAIRE</i>	48
MÉTAMORPHISME	53
GÉOLOGIE STRUCTURALE	65
RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS	77
<i>HYDROGÉOLOGIE</i>	77
<i>GÎTES MINÉRAUX</i>	85
<i>SUBSTANCES UTILES</i>	86
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	88
<i>SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES</i>	88
<i>COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES</i>	88
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	89
<i>DOCUMENTS CONSULTABLES</i>	99
AUTEURS	100
ANNEXE 1 : ANALYSES CHIMIQUES (tableaux 1 à 12)	101
ANNEXE 2 : MÉTAMORPHISME RÉGIONAL	113
ANNEXE 3 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX	114
ANNEXE 4 : COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES	118

INTRODUCTION

APERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE

Le territoire représenté sur la feuille Rivesaltes s'étend au Sud des Corbières sur la région des Fenouillèdes, le massif de l'Agly et la partie septentrionale de la plaine du Roussillon ; il est presque totalement inclus dans le département des Pyrénées-Orientales. Son relief est assez contrasté, avec des altitudes s'échelonnant entre 770 et 20 m. La région est drainée vers la Méditerranée, au Nord par l'Agly grossi par son affluent le Maury, et au Sud par la Têt.

Le climat est de type méditerranéen, caractérisé par une température annuelle moyenne de 14°C, un petit nombre de jours de gelée, une durée élevée de l'ensoleillement, et des moyennes de précipitations annuelles qui varient d'Est en Ouest de 600 à 800 mm. La tramontane est un vent dominant de Nord-Ouest, fréquent et violent, qui a une action desséchante sur la végétation.

Du point de vue géologique, la région représentée est formée par les massifs granitiques et métamorphiques hercyniens de Millas et de l'Agly sur lesquels repose, par contact anormal, une couverture mésozoïque de terrains sédimentaires étages du Trias à l'Albien. Au Sud-Est, la plaine du Roussillon correspond à une dépression comblée de dépôts mio-pliocènes marins et continentaux, recouverts au Quaternaire par des épandages caillouteux disposés en plusieurs niveaux le long de la Têt et de l'Agly.

Le massif de l'Agly se compose d'un socle protérozoïque et d'une couverture paléozoïque. L'ensemble est affecté par un métamorphisme progressif d'âge hercynien, dont l'intensité croît très rapidement du sommet à la base de la série lithostratigraphique, et est intrudé par des granitoïdes hercyniens. Par ailleurs, un métamorphisme de haute température et de très basse pression, d'âge mésozoïque, s'est développé dans une partie des terrains secondaires.

Les terrains paléozoïques et mésozoïques sont affectés par deux différentes phases tectoniques qui se traduisent par des plis d'orientations diverses. La structure de cette région est caractérisée par de grandes failles de socle de direction pyrénéenne : faille nord-pyrénéenne, failles bordières nord et sud du massif de l'Agly, et front nord-pyrénéen chevauchant. Ces accidents délimitent un système de horsts (zone primaire axiale du granité de Millas, zone nord-pyrénéenne du massif de l'Agly) et de grabens (synclinal de Boucheville et synclinaux nord-pyrénéens de Saint-Paul-de-Fenouillet et de l'Agly). Une faille néogène, le plus souvent masquée, délimite au Sud-Est le fossé néogène du Roussillon.

Les ressources minérales les plus notables sont d'une part les feldspaths utilisés dans l'industrie du verre et de la céramique, et dont les tonnages extraits représentent plus de la moitié de la production française; et d'autre part les calcaires marbriers, remarquables par leur pureté et leur blancheur exceptionnelles. Il existe par ailleurs quelques indices de minerais de fer, manganèse, cuivre et tungstène.

Les principales ressources en eau potable proviennent des alluvions quaternaires et des nappes aquifères du Pliocène du Roussillon. L'irrigation des vergers et cultures maraîchères se fait essentiellement à partir des prises d'eau en rivières.

Climat et relief contribuent à créer un vignoble caractéristique, comme les vins doux naturels de Maury ou le muscat de Rivesaltes, les appellations d'origine contrôlée du roussillon-village (Caramany, Latour-de-France) et les côtes-du-roussillon de la vallée de la Têt.

C'est sur le territoire de cette feuille que se situe la grotte de l'Arago où furent découverts les ossements de l'homme préhistorique de Tautavel.

HISTOIRE GÉOLOGIQUE

Le massif de l'Agly au Protérozoïque et au Paléozoïque (*)

Au Protérozoïque moyen s'est déposée une épaisse série de grauwackes prédominantes et de shales, accompagnés de niveaux minces de dolomies et de dépôts distaux de tufs basiques (volcanisme de type tholéiitique à hautes teneurs en TiO_2 , considéré généralement comme caractéristique des zones stables). Un épisode de volcanisme acide est connu au milieu de cette série. Deux séries de grauwackes de compositions différentes par les teneurs en FeO et MgO (séries de Caramany et de Bélesta) ont été distinguées dans cet ensemble protérozoïque.

Cette série a subi une première orogénèse et un métamorphisme de moyenne pression-moyenne température (caractérisé par la présence de disthène), probablement à la fin du Protérozoïque.

Au Paléozoïque, la sédimentation reprend probablement à l'ordovicien, en discordance sur le Protérozoïque plissé, avec le dépôt d'un calcaire mince (« marbre de base ») puis d'une série épaisse à caractère terrigène organisée en deux cycles (Cambro?-Ordovicien et Siluro-Dévonien). Les deux cycles commencent par des séries de turbidites passant progressivement à des dépôts de plate-forme vers le haut. Le sommet du premier cycle (Caradoc) est caractérisé par des poudingues localisés à galets de quartz bien triés et poudingues à galets mous, qui

(*) Voir bibliographie exhaustive in Fontailles, 1970, 1976.

peuvent être l'écho d'une orogénèse loitaine. Aucune discordance n'est observée.

Des phénomènes volcaniques intermédiaires à acides apparaissent localement vers le sommet de la série ordovicienne, au Caradoc et au Silurien. Au sommet du Silurien et à la base du Dévonien, la sédimentation devient progressivement calcaire. Les terrains sus-jacents manquent.

L'orogénèse hercynienne est caractérisée par diverses phases de plissements (plis couchés puis droits). Le plus souvent, les terrains dévoniens (et parfois les terrains sous-jacents jusqu'au Caradoc compris) sont engagés dans des nappes dont il reste de nombreuses klipptes dans l'Est et le Nord du massif de l'Agly. Les différences de faciès observées entre ces terrains dans la nappe et dans l'autochtone suggèrent un déplacement horizontal important.

Un métamorphisme de basse pression avec de très forts gradients de température (de la zone de la chlorite au faciès granulite), accompagné de phénomènes d'anatexie *in situ*, s'est développé aussi bien dans le Protérozoïque que dans le Paléozoïque.

Cette orogénèse est accompagnée de la mise en place de granités de divers types : granités clairs en petits corps plus ou moins concordants, précoces (affectés par les plis couchés) à tardifs (non déformés), dans les zones anatectiques ; pegmatites dans les domaines moyen et fort du métamorphisme régional; cortèges de granitoïdes calco-alcalins (de gabbros à granités monzonitiques) en massifs intrusifs soit dans la couverture paléozoïque (granité de Saint-Arnac et granité de Millas), soit dans les terrains protérozoïques (granités charnockitiques chimiquement très analogues aux précédents) d'Ansignan. De petits skarns et indices de scheelite ont été observés dans les marbres protérozoïques du Vivier, à proximité du toit du granité d'Ansignan.

À un stade plus tardif de l'orogénèse hercynienne se rattachent les petits corps E-W de granité blanc intrusifs dans le granité de Millas, les filons E-W de pegmatites du Rach et de Rentadou dans le granité de Saint-Arnac, et les grandes zones E-W où se développent les muscovitites et albitites métagénétiques.

La sédimentation du Trias terminal à l'Albien

Après la sédimentation marine confinée du Trias, caractérisée par d'importants épisodes évaporitiques, l'aube des temps jurassiques est marquée par une transgression marine franche mais progressive qui a débuté au Rhétien. Au Lias inférieur s'édifie ainsi une plate-forme où vont se succéder dans le temps :

- des faciès évaporitiques et dolomitiques (Hettangien) ;
- des faciès infralittoraux à niveaux oolitiques (Sinémurien) ;
- des faciès circo-littoraux de type bassin, constitués par les calcaires bioclastiques et les marnes du « Lias marneux » (Carixien—Toarcien).

Après cette succession globalement transgressive, le Dogger marque le retour des faciès carbonates de plate-forme : calcaires gréseux, calcaires oolitiques ou graveleux avec intercalations plus ou moins importantes de niveaux dolomitiques. Ces dépôts se sont formés dans une mer chaude et peu profonde, riche en organismes récifaux.

Le Malm est caractérisé par une puissante sédimentation calcaire, s'effectuant à fleur d'eau, pauvre en organismes marins, et qui a subi une dolomitisation secondaire, particulièrement poussée à sa partie inférieure. Des brèches à éléments carbonates polygéniques s'intercalent à divers niveaux de cette série, mais surtout vers son sommet ; elles seraient la preuve d'une activité tectonique synsédimentaire.

Le Crétacé inférieur voit se poursuivre une sédimentation carbonatée de plate-forme marquée, à la limite Berriasien—Valanginien, par un niveau-repère de calcaires roux qui, bien qu'anciennement noté, est resté longtemps méconnu. Au-dessus de ce niveau se développe une épaisse série de calcaires blancs de faciès urgonien, riches en rudistes et autres organismes récifaux.

À l'Aptien (à partir du Bédoulien supérieur) apparaît une paléogéographie beaucoup plus variée, aussi bien dans l'espace que dans le temps. Les influences mésogéennes sont les plus fortes dans la partie sud-est du synclinal du Bas-Agry où se sont déposés des faciès marneux de bassin presque homogènes. À l'opposé, le chaînon de Galamus est caractérisé par des faciès de plate-forme, avec des lacunes. Ailleurs, il y a alternance de ces deux types de faciès, avec parfois des décharges détritiques gréseuses importantes (Nord du synclinal du Bas-Agry). À l'Albien enfin, dernier étage du Mésozoïque représenté sur la feuille Rivesaltes, le faciès des marnes et pélites noires se généralise.

L'évolution tectono-métamorphique alpine

Plusieurs phases tectoniques majeures, qui se sont succédées du Crétacé à l'Eocène supérieur, ont déterminé la structure des Pyrénées avec un orogène à double déversement, classiquement divisé en une zone axiale (granité de Millas), une zone nord-pyrénéenne dont le substratum (massif hercynien de l'Agly) jaillit au travers de la couverture mésozoïque très plissée et décollée, et une zone sous-pyrénéenne chevauchée par la précédente et constituée essentiellement de dépôts du Crétacé supérieur.

Un métamorphisme régional de haute température et de basse pression a affecté les terrains mésozoïques du synclinal de la forêt de Boucheville et la partie sud-est du Synclinorium du Bas-Agry. Ce métamorphisme mésozoïque a également laissé de légères traces dans les formations paléozoïques.

La sédimentation néogène

Après une interruption prolongée du Crétacé supérieur au Paléogène, au cours de laquelle est intervenue la structuration de l'orogène pyrénéen, la sédimentation reprend au tout début du Néogène et pour toute la durée de cette période.

Comparée à la sédimentation mésozoïque antérieure, cette reprise est restrictivement limitée au seul fossé du Roussillon; elle est en permanence amphibie, avec systématiquement des faciès marins contemporains de faciès continentaux.

Ainsi, durant tout le Néogène (à l'exception de l'épisode messinien), le périmètre de la carte est-il partagé en deux secteurs :

- un secteur effondré, localisé au Sud-Est de la feuille, qui fonctionne en réceptacle sédimentaire ;
- un secteur nord-ouest, soulevé et beaucoup plus étendu, et que l'érosion façonne en vastes aplanissements dominés par des reliefs résiduels.

Le remplissage sédimentaire néogène du graben du Roussillon et de ses annexes s'est opéré en deux temps — le premier miocène, le second pliocène — radicalement différents dans leurs modalités. Une discontinuité stratigraphique majeure, correspondant à une interruption sédimentaire, les sépare : le ravinement messinien.

• *La sédimentation miocène en Roussillon.* Cette sédimentation miocène fut régie par la subsidence du fossé dans la mesure où celle-ci a, simultanément, créé le volume à combler et fourni le matériel de comblement directement issu de la surrection des horsts bordiers.

Le caractère détritique de ce remblaiement est permanent au cours du Miocène. Alors qu'à l'extrémité occidentale du bassin, les faciès observables sont exclusivement continentaux, à l'extrémité opposée, les sondages en mer Rascasse et Tramontane n'ont rencontré que des faciès marins, de granulométrie beaucoup plus fine (marnes silteuses). La variation latérale de faciès intermédiaire s'effectue au droit du littoral actuel, comme en témoignent les alternances verticales de faciès reconnues dans les sondages pétroliers Elne et Canet. En schématisant à l'extrême, on peut dire que la transition domaine marin-domaine continental se dispose dans l'espace selon un plan, à la fois subvertical et subméri dien. Semblable disposition est à l'opposé de celle que manifestera ultérieurement la série pliocène.

• *L'interruption sédimentaire occasionnée par le ravinement messinien.* On sait que ce ravinement, d'ampleur extraordinaire, résulte d'un effondrement — non moins extraordinaire — du niveau de base méditerranéen, devenu endoréique lors de la « crise de salinité » messinienne. La topographie de ravinement produite par la vague d'érosion ainsi déclenchée est usuellement (bien qu'en complet contresens d'acception) appelée « surface d'érosion messinienne ».

Cette « surface d'érosion » est omniprésente dans le golfe du Lion où elle a été reconnue par la sismique et traversée par les sondages du large. À terre, elle a été retrouvée, sous le bassin, par les sondages profonds du littoral (Canet et Elne), tandis que, dans toute la partie occidentale du Roussillon, elle a été identifiée à l'affleurement où elle jalonne le contact de la série pliocène avec son substratum.

• **La sédimentation pliocène en Roussillon.** Cette sédimentation est conditionnée par l'épisode messinien dans la mesure où la transgression zancléenne a transformé, par submersion rapide, une topographie subaérienne de canyons en une topographie sous-marine de rias. C'est pourquoi les modalités du remblaiement ont été tout à fait différentes de ce qu'elles furent au Miocène. Alors qu'au Miocène c'était la tectonique qui pérennisait le bassin au rythme de la subsidence, au Pliocène le bassin est préexistant à son remblaiement et il enregistre son maximum de profondeur au Zancléen basal, au moment de la remise en eau du domaine méditerranéen. Le bassin est donc un héritage paléogéographique et non une création tectonique. Cette origine explique la physiographie et l'évolution si originales de ce bassin.

Comme pour le comblement miocène, on enregistre, dans la série pliocène, la même dualité de faciès marin-faciès continental mais, en l'occurrence, les faciès continentaux sont superposés (donc postérieurs) aux faciès marins, alors qu'au Miocène ils répondaient à une disposition latérale exprimant leur synchronisme.

Dernière originalité de la sédimentation pliocène, elle couvre, comparativement à la sédimentation miocène, un bref laps de temps : moins de 2 Ma, soit approximativement la durée du Zancléen.

La sédimentation quaternaire

Elle est d'une nature très différente des précédentes : exclusivement continentale et foncièrement discontinue dans l'espace et, plus encore, dans le temps.

Cette sédimentation s'exprime par un système de terrasses alluviales en disposition étagée dont la vallée de la Têt présente la meilleure illustration. Ce dispositif — tout entier inscrit en contrebas du toit du remblaiement pliocène — correspond à une dynamique de creusement discontinue. C'est au cours de ces interruptions que se sont déposés les épandages alluviaux qui ont édifié ce système de terrasses.

L'épaisseur de ces nappes de cailloutis reste toujours faible : moins d'une dizaine de mètres pour les plus récentes d'entre elles, pourtant épargnées ou faiblement affectées par les processus pédologiques d'altération. Ces épandages correspondent généralement à des apports de périodes froides et de niveaux de base régressifs, raisons pour lesquelles leurs pentes longitudinales sont plus fortes que celles des rivières actuelles.

DESCRIPTION DES TERRAINS

PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR

Séries gneissiques de Caramany et de Bélesta

Les gneiss du socle de l'Agly sont essentiellement des gneiss quartzo-feldspathiques à biotite, de plus en plus riches en grenat vers la base. Ils contiennent de nombreuses intercalations de roches très diverses qui permettent de définir une colonne lithostratigraphique. Cette stratigraphie est coupée obliquement par la base de la série schistogréseuse du col de la Bataille, caractérisée en particulier par son « marbre de base ». Tous les gneiss situés au dessous de cette discordance ont un âge protérozoïque supérieur.

Deux séries ont été distinguées : les gneiss de Caramany et les gneiss de Bélesta (Fontailles et Guitard, 1986).

ζC. Gneiss de Caramany. Gneiss gris quartzo-feldspathiques, à grenat et cordiérite. Les gneiss de Caramany sont connus sur une épaisseur totale de l'ordre de 1 200 m dans lesquels la colonne lithostratigraphique (fig. 1, en pages centrales), dans la région de Cassagnes, est approximativement la suivante (de bas en haut) :

- 150 m de gneiss de Caramany sombres, avec variétés riches en cordiérite et intercalations basiques. Vers la base, un banc de marbre à minéraux d'origine dolomitique constitue le premier repère important. Dans ces formations viennent s'intercaler, au Sud-Est de Caramany, des lentilles intrusives subconcordantes de granite porphyroïde à grenat ;
- 400 m d'un ensemble où les gneiss de Caramany, vers la base, alternent avec des gneiss blancs à grenat en bancs épais. À signaler notamment un niveau homogène de 100 m d'épaisseur à la base de cet ensemble. Dans cette formation et dans des gneiss sombres sous-jacents, les niveaux basiques jouent un rôle non négligeable, atteignant parfois une épaisseur métrique ;
- 170 m de gneiss de Caramany assez banaux, avec niveaux basiques décimétriques intercalés et gneiss riches en cordiérite ;
- 400 m de gneiss de Caramany à grains moyen, avec diverses intercalations remarquables :
 - plusieurs intercalations métriques à décimétriques de granite de Cassagnes,
 - plusieurs niveaux basiques décimétriques,
 - un banc de gneiss à silicates calciques accompagnés localement de marbres,
 - plusieurs bancs de gneiss pélitiques ou intermédiaires à sillimanite ;
- 80 m de gneiss fin assez sombre à grenat, très périnanectiques.

Sur le bord ouest de la feuille on observe de bas en haut (fig. 1) :

- 200 à 300 m de gneiss à grenat type Caramany, alternant avec des niveaux de marbres;
- un banc de marbre de plusieurs dizaines de mètres, remarquable par l'abondance des silicates magnésiens (forstérite, clinohumite, spinelle, etc.) (marbre de Trilla);
- 100 m de gneiss à grenat type Caramany, avec un banc alumineux à cordiérite, spinelle, sillimanite et grenat remarquable, et un niveau de gneiss à silicates calciques vers la base;
- la charnockite d'Ansignan qui se développe probablement au niveau des gneiss blancs. Sa base, très concordante, est en effet en contact avec un niveau décamétrique de gneiss blancs à grenats, très comparables à ceux des environs de Cassagnes.

Plusieurs niveaux de granite blanc à grenat, conservé en intercalations dans la charnockite, représentent probablement l'équivalent des gneiss blancs de Cassagnes. Des niveaux basiques décimétriques appartenant à la série tholéiitique, à teneurs élevées en titane, sont les équivalents des niveaux basiques intercalés dans les gneiss blancs de Cassagnes.

En revanche, une épaisse masse basique (150 m de puissance) de norites grossières intercalées 250 m au-dessus de la base de la charnockite et de caractère typiquement calco-alkalin, est sans équivalent dans la série stratigraphique de la région de Cassagnes—Caramany. Il s'agit certainement d'une intrusion satellite de la charnockite (d'ailleurs précoce par rapport à celle-ci, comme le montrent clairement les contacts entre les deux roches).

§B. Gneiss de Bélesta. Paragneiss clairs massifs, quartzo-feldspathiques. La série de gneiss de Bélesta sur une coupe Caladroy—Cassagnes a une épaisseur globale de l'ordre de 1 000 m. La colonne lithostratigraphique (dans laquelle ont été replacés pour mémoire les sills de granite de Cassagnes) est approximativement la suivante de bas en haut (fig. 1) :

- 200 m de gneiss de Bélesta quartzo-feldspathiques, massifs;
- 200 m de gneiss de Bélesta quartzo-feldspathiques, avec nombreuses intercalations de gneiss à silicates calciques et quelques para-amphibolites. Ce faisceau passe notamment au pic Aubeill au Sud-Est de Cassagnes;
- dernières intercalations peu importantes de granite de Cassagnes;
- 100 m de gneiss de Bélesta quartzo-feldspathiques, massifs;
- 100 m de gneiss de Bélesta quartzo-feldspathiques, comportant quelques intercalations métriques à décamétriques de gneiss pélitiques ou intermédiaires à sillimanite et grenat. Ce faisceau passe à Pleus;
- 400 m de gneiss de Bélesta quartzo-feldspathiques, massifs.

Cette série est concordante sur les gneiss de Caramany sous-jacents. Les cinq cents derniers mètres disparaissent en biseau du fait de la discordance du Paléozoïque, quand on se déplace de Caladroy à Latour-de-France. Immédiatement au Sud de Latour-de-France, les terrains du Paléozoïque reposent directement sur les gneiss riches en niveaux à sillimanite du faisceau de Pleus.

Les gneiss de Bélesta au Sud-Ouest du Peyro d'Arquo contiennent d'importants niveaux de kinzigites et sont équivalents au faisceau de Pleus. La base de la série du col de la Bataille, avec son marbre caractéristique, repose directement en ce point sur ces gneiss.

Chimisme et pétrographie des séries gneissiques

La composition chimique des gneiss quartzo-feldspathiques banaux de Caramany et de Bélesta pose un problème, du fait notamment des variations des teneurs en potasse. M. Fontelles (1976, 1982a et b) a montré qu'il s'agissait de métagrauwackes ayant subi un apport de potasse plus ou moins important associé à l'anatexie.

Les aspects anatectiques lit par lit sont assez spectaculaires là où les roches ont subi peu de déformations tardives, en particulier dans les gneiss de Bélesta du bloc de Mérou, sur la route de Rasiguères à Ansignan au Sud-Ouest du Peyro d'Arquo. On remarque que dans ces gneiss sont associés — outre un néosome en lits réguliers d'épaisseur décimétrique à métrique, d'aspect franchement granitique, souvent très blanc, très pauvre en minéraux ferromagnésiens — deux types de paléosomes : l'un banal à gros grain, l'autre à grain fin qui constitue des sortes d'enclaves allongées en poissons dans le précédent qui les recoupe de façon souvent franchement oblique sur le litage ou la foliation. Le paléosome à grain fin est dans l'ensemble plus chargé en biotite que le néosome à gros grain. Sa composition et son aspect sont pratiquement identiques à ceux des métagrauwackes de la base de la couverture. Le paléosome à gros grain a même aspect et parfois même composition que les bancs de gneiss plagioclasiques grossièrement recristallisés de la base de la couverture. Le plus souvent, sa composition est enrichie en potasse et le microcline est présent en plus ou moins grande abondance parmi les minéraux constitutifs. Les teneurs en Fe_2O_3 total et MgO sont inférieures à celles du paléosome à grain fin et sont intermédiaires entre celles des métagrauwackes typiques et celles du granite qui constitue les néosomes.

La gamme de teneur en TiO_2 dans ces deux séries est la même ($\text{TiO}_2 \leq 1\%$) et la gamme des teneurs en fer comparable (Fe_2O_3 total $\leq 7\%$); mais, à même teneur en TiO_2 , la teneur en MgO dans la série supérieure (gneiss de Bélesta) est supérieure d'environ 1 % à celle de la série inférieure (gneiss de Caramany).

• **Gneiss de Caramany.** La partie inférieure des gneiss de Caramany est fortement anatectique mais le néosome granitique, le plus souvent en lentilles et poches plutôt qu'en lits à proprement parler, reste plus

sombre que celui des gneiss de Bélesta ; il est riche en grenat et sa teneur en Fe_2O_3 total ne descend pas au-dessous de 1,5 %, alors que celle des néosomes des gneiss de Bélesta — beaucoup plus clairs — est le plus souvent comprise entre 1 et 2 % (annexe 1, tabl. 1 et 2).

La partie supérieure des gneiss de Caramany est souvent très peu anatectique et est représentée par des gneiss gris assez sombres, assez analogues aux paléosomes à grain fin des gneiss de Bélesta, mais le plus souvent riches en grenat, recoupés par des veines irrégulières de caractère granitique.

Les gneiss de Caramany présentent plusieurs *Intercalations* de roches de chimisme différent, qui peuvent servir de niveaux-repères : — les niveaux riches en cordiérite y sont fréquents. Il s'agit de roches sombres, d'aspect peu différent des gneiss de Caramany banaux avec lesquels il existe probablement tous les intermédiaires. Ces gneiss à cordiérite passent d'autre part aux *kinzigites* ($\zeta C_{(11)}$) par enrichissement en sillimanite ;

— les niveaux *basiques* (ici à *hypersthène* abondant et clinopyroxène) sont fréquents ($\zeta C_{(3)}$), mais généralement le grain de ces roches reste assez fin. Leur composition reste toujours celle de tholéiites à teneurs élevées en TiO_2 (tabl. 3) ;

— deux bancs de gneiss très clairs, presque entièrement constitués de quartz et de feldspath alcalin avec quelques petits grenats, ont, au Sud de Cassagnes, sous la route de Cassagnes à Bélesta, chacun une épaisseur de 50 à 100 m. Ce sont les *gneiss de Cassagnes* ($\zeta C_{(4)}$). Les échantillons provenant du bloc de Cassagnes sont généralement extrêmement déformés, avec un étirement remarquable des quartz ;

— les autres bancs remarquables, dont la continuité primitive ne peut être mise en doute, sont des gneiss à silicates calciques et des *marbres* ($\zeta C_{(5)}$) qui, par leur nombre et leur épaisseur, jouent un rôle très caractéristique dans la série des gneiss de Caramany. Signalons en particulier, entre Caramany et Trilla, dans la partie la plus profonde observable à l'affleurement, plusieurs bancs de marbre d'épaisseur plurimétrique riches en olivine, spinelle etc., qui dérivent certainement de dolomies.

● **Gneiss de Bélesta.** L'aspect des gneiss de Bélesta est un peu différent, tout particulièrement entre Cassagnes et Caladroy. Ils se présentent en bancs réguliers alternants, tantôt plus sombres, tantôt plus clairs. Ils sont, dans leur ensemble, à l'exception de certaines parties, très laminés avec de place en place de véritables zones mylonitiques. La variété la plus courante présente des grains feldspathiques de quelques millimètres de diamètre allongés en amandes ou arrondis selon la direction de la cassure, serrés les uns contre les autres. Le caractère le plus frappant est que ces grains de feldspaths blancs, bien que serrés, paraissent séparés et ne se « fondent » pas en lits d'apparence continue. On peut appeler ces roches « gneiss perlés ». Il y a d'autres variétés œillées, le plus souvent avec yeux en amandes irrégulièrement dispersés, localement amydalaires, avec lentilles feldspathiques centimétriques serrées les unes contre les autres.

Au total, on peut caractériser ces gneiss comme massifs et homogènes en grand, dans le détail en bancs métriques à décimétriques assez variés comme aspects et structures mais toujours approximativement dans la même gamme de compositions très quartzo-feldspathiques, avec un peu de biotite et éventuellement du grenat vers la base.

Ces gneiss ont souvent un caractère assez alumineux ; on y rencontre alors, en faible quantité, des silicates d'alumine ou du grenat.

Le rapport feldspath potassique/plagioclase est très variable sans que ces variations affectent l'aspect macroscopique de la roche. Cependant, dans les variétés grossièrement œillées, les yeux sont toujours constitués de feldspath potassique. De même, dans les variétés amygdalaires, le feldspath potassique est très abondant.

Il existe des variétés dépourvues de feldspath potassique que nous appellerons gneiss plagioclasiques. On peut en distinguer deux types : — les gneiss plagioclasiques grossiers, identiques comme aspect macroscopique au gneiss de Bélesta banal ;

— les gneiss plagioclasiques fins qui se présentent en niveaux minces (décimétriques) intercalés au milieu des gneiss de Bélesta banaux. Ce sont des roches grises assez riches en biotite, très homogènes. Ces niveaux sont souvent boudinés ou sectionnés par des mouvements tectoniques de détail. Ils sont donc dans l'ensemble très discontinus. Ils sont très communs du haut en bas de la série gneissique.

Ces différences d'aspect avec les gneiss anatectiques de Bélesta du Peyro d'Arquo sont probablement dues entièrement au fait qu'ils sont, dans le secteur Cassagne—Caladroy, écrasés dans toute leur masse à un degré variable. Un degré d'écrasement moyen renforce considérablement l'aspect perlé qui existe aussi, quoique de façon plus discrète, dans les gneiss du Peyro d'Arquo. Quant aux gneiss œillés, leur équivalent est connu également, comme gneiss à mégacristaux dispersés associés aux phénomènes d'anatexie, dans les gneiss de Bélesta du Peyro d'Arquo. En revanche, l'écrasement efface largement le caractère migmatitique et donne à ces gneiss — du moins à première vue — un aspect en bancs réguliers qui n'évoque pas du tout une série anatectique. Les structures caractéristiques des migmatites se retrouvent malgré tout jusque dans le détail si l'on se livre à un examen attentif. Ainsi, les gneiss plagioclasiques fins, boudinés ou sectionnés, ne sont autres que les paléosomes à grain fin décrit au Peyro d'Arquo.

Outre les roches de composition essentiellement quartzo-feldspathique déjà décrites, la série des gneiss de Bélesta comporte des **intercalations minces** de roches de chimisme et composition minéralogique franchement différents, que l'on peut grouper en trois catégories principales :

— de rares et très minces niveaux basiques (décimétriques) : amphibolites, amphibolites à cummingtonite dans les deux cents premiers mètres à la base de la série (tabl. 3). Ces roches sont complètement absentes dans toute la partie supérieure de la série des gneiss de

Bélesta, pour ne réapparaître qu'à l'extrême base de la série paléozoïque ;

— des *gneiss à silicates calciques* ($\zeta B_{(2)}$) rubanés en bancs très réguliers, peu boudinés, assez peu déformés, parfois associés à de minces lits de marbres, et plus rarement à de minces niveaux de para-amphibolites litées et de composition minéralogique très variable d'un lit à l'autre ;

— des *gneiss à sillimanite et grenat* ou *kinzigites* ($\zeta B_{(1)}$) forment des niveaux métriques à décamétriques. Il en existe de nombreuses variétés qui diffèrent essentiellement par le rapport de la quantité de sillimanite cordiérite et grenat à celle des feldspaths. Par leur composition minéralogique et chimique, certaines variétés sont l'équivalent métamorphique de schistes pélitiques (tabl. 4). Les bancs de gneiss à sillimanite sont très continus et groupés en seulement deux faisceaux. Ils constituent les repères lithostratigraphiques les plus précieux de cette série.

Enfin, il existe dans les gneiss de Bélesta des bancs métriques à décamétriques continus d'une sorte de granite sombre porphyroïde que nous appellerons « *granite de Cassagnes* » ($\rho\gamma^1$: cf. « Formations plutoniques »). Ces bancs sont généralement parfaitement régulièrement et concordants et ont pu être suivis à plusieurs reprises sur plusieurs kilomètres. Ils se comportent exactement comme des niveaux stratigraphiques et l'expérience montre que l'on est en droit de les utiliser pour les corrélations. Ils sont cependant bien grenus, très homogènes, à macrocristaux idiomorphes couramment de 5 cm de diamètre et plus, sauf bien entendu sur les affleurements très écrasés où ils deviennent amygdalaires ou œillés (mais l'observation a montré qu'il s'agit toujours dans ce cas d'un écrasement très tardif lié à la mylonitisation générale des gneiss de Bélesta). En dehors de ces zones d'écrasement, la roche n'est que faiblement orientée, apparemment par fluidalité. Bien que le mode de gisement soit celui de gneiss, tous les caractères pétrographiques indiquent qu'il s'agit en fait de granitoïdes. Comme ils n'ont pas subi les phases de déformations souples qui caractérisent les schistes et gneiss paléozoïques ou plus anciens, leur âge est nécessairement hercynien.

PALÉOZOÏQUE INFÉRIEUR AZOÏQUE

Gneiss de Riverole

$\Upsilon\zeta A$. **Orthogneiss clairs saccharoïdes à petits yeux.** Ces gneiss sont très peu développés sur la feuille Rivesaltes et n'apparaissent qu'à l'extrême Ouest de la feuille, au Sud du granite de Saint-Arnac, sur la route de Saint-Paul-de-Fenouillet à Ansignan.

Il s'agit d'un matériel très homogène typiquement ortho, à quartz, microcline abondant, plagioclase An 10-15, biotite ferrifère, muscovite, exceptionnellement grenat et très peu de sillimanite. Ce sont des roches foliées, finement œillées (le diamètre des yeux de microcline, généralement inférieur au centimètre, pouvant atteindre exceptionnellement 2 cm).

Leur composition, caractérisée par la pauvreté en alumine ($< 12\%$) et le rapport Fe/Mg élevé ($\text{Fe}_2\text{O}_3 > 1,5\%$; $\text{MgO} < 0,20$), est celle d'un granite très évolué ou d'une rhyolite.

Leur base n'est pas connue mais leur épaisseur observée dépasse 1 000 m. Il s'agit donc d'une intercalation lenticulaire, ce qui est compatible aussi bien avec une origine laccolitique qu'avec une origine volcanique. Ils sont séparés du granite de Saint-Arnac par un mince septum de micaschistes anatectiques.

Dans le contact localement faillé de ces schistes avec les gneiss de Riverole, apparaît localement un peu de calcaire dont il paraît bien incertain de faire l'équivalent du marbre de base (aspect très différent, absence de minéraux de métamorphisme).

L'une des principales raisons pour supposer que les gneiss de Riverole appartiennent à la série de couverture, est la présence dans ces gneiss, sur le territoire de la feuille voisine Saint-Paul-de-Fenouillet, de masses basiques présentant la même affinité chimique que les amphibolites en boules localement associées au marbre de base (tholéites riches en titane).

Les gneiss de Riverole contiennent des masses irrégulières de pegmatites, souvent à feldspaths roses, assez différentes d'aspect des pegmatites périanatectiques, mais qui en constituent peut-être un équivalent dans un milieu différent, beaucoup plus facile à fondre. Vers l'Ouest, les gneiss, au niveau de la limite de la feuille, deviennent très largement anatectiques et prennent globalement un aspect de granite à structure un peu irrégulière.

Série schisto-gréseuse du col de la Bataille et de Força-Real

01-4. Ordovicien inférieur et moyen. Schistes pélitiques avec fines alternances de lits gréseux, transformés en micaschistes. Cet ensemble est constitué d'alternances de schistes et grès dans lesquelles les schistes sont globalement prédominants. Aucun fossile n'a été trouvé dans ces terrains et un âge ordovicien ne leur est attribué que par comparaison avec d'autres massifs pyrénéens : ils ne présentent pas les niveaux très particuliers qui, selon P. Cavet (1959) et G. Guitard (1970), caractérisent la série de Canaveilles considérée comme cambrienne, mais sont plutôt comparables à la série de Jujols (considérée comme ordovicienne).

En réalité, l'examen attentif de cet ensemble, dont l'épaisseur peut être évaluée au total à 1 500 m, a montré qu'il devait être décomposé en deux séries assez différentes, bien que le passage de l'une à l'autre se fasse de façon insensible : la série du col de la Bataille à la base, et la série de Força-Real au sommet (400 m).

● La **série du col de la Bataille** est une série de turbidites typiques dans laquelle pratiquement tous les grès sont des grauwackes (mais généralement dépourvues de fragments lithiques).

Tous les aspects caractéristiques des turbidites, et en particulier les figures de sédimentation, s'observent très bien dans le talus de la route du col de la Bataille à Força-Real où l'on a affaire à une série relativement riche en bancs gréseux :

— un type de lithologie fréquent est constitué de microséquences de quelques millimètres d'épaisseur formées de grès à la base et de shales au sommet, répétées indéfiniment avec de très faibles variations d'épaisseur ;

— un autre type fréquent correspond à des shales proprement dits, soit presque complètement dépourvus de lits gréseux, soit présentant des lits gréseux minces (souvent centimétriques, mais quelquefois eux-mêmes décomposés en microséquences millimétriques) avec des espacements décimétriques à métriques. Certains de ces shales sont apparemment homogènes, d'autres sont caractérisés par les rubanements centimétriques correspondant à des changements de couleur liés à des variations d'abondance relative du quartz et des phyllites.

Le tableau 5 rassemble un certain nombre d'analyses représentatives des micaschistes et grès de cette série.

L'extrême base de la série paléozoïque est caractérisée, dans tout l'Est du massif, de Caladroy à Latour-de-France, par un banc calcaire ou dolomitique (« *marbre de base* » : 01-4 [5]) d'épaisseur variable, le plus souvent métrique ou décamétrique, accompagné de petits skarns de bordure et localement riche en silicates de métamorphisme. Ce banc est lenticulaire et boudiné. Localement, les carbonates peuvent être absents, mais dans ce cas on retrouve au moins les skarns de bordure sur une épaisseur de quelques décimètres.

Immédiatement au Sud de Caladroy, il existe, dans la même situation que ce calcaire, un niveau actuellement constitué de magnétite et d'actinote qui pourrait en représenter un équivalent skarnifié. Il ne s'agit plus là de skarns de réaction, mais vraisemblablement de skarns de percolation, du type de ceux que l'on rencontre dans un environnement granitique. Quant à savoir à quel granite on peut rattacher ce skarn (si cette interprétation est correcte), c'est un intéressant sujet de spéculation.

Au voisinage immédiat de ce banc calcaire on rencontre en divers points des boules d'*amphibolites* (métabasaltés et métagabbros) correspondant à des niveaux basiques de faible puissance ou à des filons boudinés. Ils n'ont pas été représentés sur la carte à cause de leur petite taille et de leur caractère discontinu. Leur appartenance à une série tholéiitique à hautes teneurs en titane (tholéiites de zones stables), est attestée par quelques analyses du tableau 6.

À la base de la série du col de la Bataille, au voisinage du « marbre de base » et des gneiss du socle, on observe souvent des niveaux métriques à décamétriques de *gneiss plagioclasiques* (01-4 [4]) dont le grain très grossier contraste avec celui des métagrauwackes habituelles. Certains de ces bancs remarquables sur le terrain ont été figurés sur

la carte, bien que leur composition soit identique à celle des métagrauwackes habituelles et qu'il s'agisse là seulement d'un mode de recristallisation particulier.

Dans la partie inférieure des micaschistes (comme à la partie supérieure des gneiss de Bélesta) se développent des veines de *pegmatites* (01-4 [3]) d'épaisseur pluridécimétrique à plurimétrique, dont la fréquence tend à décroître vers le haut. Du point de vue minéralogique il s'agit de pegmatites banales, presque toujours hyperalumineuses, à quartz, plagioclase An 0-20, microcline, sillimanite, muscovite, tourmaline, parfois un peu de biotite, souvent grenat plus ou moins abondant, exceptionnellement cordiérite. Ces pegmatites présentent assez souvent une structure zonée avec un cœur constitué essentiellement de quartz accompagné de sillimanite et de grenat subordonnés. Le tableau 6 présente une analyse de pegmatite de ce groupe.

Comme autres roches remarquables dans la série du col de la Bataille, on peut signaler de nombreux petits bancs décimétriques à centimétriques de quartzites calcareux (actuellement *quartzites à silicates calciques*). On n'a pas observé de niveaux de ce type dans la partie la plus élevée de la série du Paléozoïque inférieur; très courants dans toute la base de la série du col de la Bataille, ils disparaissent environ 100 m au-dessous de la base de la série de Força-Real. Ils n'ont pas été reportés sur la carte parce que trop petits et dépourvus de toute valeur de repère. On pourra remarquer, sur certains affleurements, que ces niveaux de quartzites à silicates calciques ont des terminaisons arrondies curieuses, nettement transverses sur la stratification des grauwwackes encaissantes. En fait, il semble bien qu'à un certain stade de l'histoire de ces roches, des phénomènes de regroupement des carbonates (sous l'effet des tensions superficielles, principe du concrétionnement selon Goldschmidt) aient joué, ce qui explique ce type de relations. Ces terminaisons arrondies ne sont donc pas, dans bien des cas, des charnières de plis couchés très isoclinalisés, ce qui n'empêche pas ce type de charnière d'exister par ailleurs.

• **La série de Força-Real** ressemble beaucoup à la série de Jujols caractérisée par G. Guitard comme une série « essentiellement schisteuse, monotone » dans laquelle on « rencontre des intercalations peu puissantes de grès ou de quartzites ». Il ne s'agit pas de grauwwackes mais de grès jaunâtres assez bien triés.

On ne connaît pas, dans cette série de Força-Real, de niveau calcaire. La seule intercalation remarquable est constituée par un niveau de *tuf volcanique* (01-4 [1]) peu important, connu localement à l'Est de Força-Real à 300 m environ au-dessous de la base du Caradoc.

Certains niveaux de schistes de cette série, qui forment des *cuestas* très remarquables, ont un aspect particulier, un éclat très blanc sur la schistosité. Chimiquement, ils sont très pauvres en MgO (éch. 1936, tabl. 7) et assez pauvres également en fer, de même que les rares niveaux de grès associés (échantillon 1638A). Ce type de composition se rapproche un peu de celles que nous signalons plus loin dans le Caradoc.

Les autres schistes de cette série ont des compositions plus banales, mais ils sont remarquables par leur pauvreté en Na_2O et CaO . Les grès ont une composition pauvre en Na_2O ($< 0,40$) correspondant à une association quartz-muscovite ($1,5 \leq \text{K}_2\text{O} \leq 2,6$), et surtout très pauvre en chaux ($\text{CaO} < 50 \%$), ce qui, entre autres, les distingue sans ambiguïté des grauwackes.

Dans le secteur de Rasiguères, la série schisto-gréseuse que l'on rencontre ne présente pas de différences avec celle du col de la Bataille ou de Força-Real.

PALÉOZOÏQUE MOYEN ET SUPÉRIEUR FOSSILIFÈRE

Caradoc

05-6. **Schistes blancs ou gris argenté.** Le Caradoc est identifié dans l'Est du massif de l'Agly par la présence à son sommet du niveau-repère des « schistes troués » de l'Ashgillien, qui contiennent (50 m à l'Ouest du Mas de Las Bernes) une faune à brachiopodes et polypiers (Cavet, 1967).

Les limites de l'étage sont donc tout à fait incertaines. Cependant, à ce niveau de schistes troués s'associent divers types de matériaux très distinctifs :

- des *orthoquartzites blancs* (05-6[1]) passant localement à des poudingues à galets de quartz (dimension du galet pouvant atteindre 2 cm) bien triés et classés ;
- des *conglomérats* : poudingues à galets mous (05-6[2]) ;
- des schistes (et grès micacés) de composition remarquable, très pauvres en magnésium qui, par métamorphisme dans la zone de la chlorite, donnent, en proportions variables, muscovite, andalousite, chloritoïde (parfois avec un peu de chlorite). Ces schistes sont souvent d'un blanc éclatant, parfois pustuleux (nodules d'andalousite de 1 à 2 mm de diamètre), parfois riches en points verts (chloritoïde). Leur aspect diffère fortement de celui des schistes gris, bleutés ou verdâtres sus-jacents ou sous-jacents (Silurien et Ordovicien). Pour cette raison, et parce qu'ils représentent certainement des conditions de sédimentation très particulières, nous avons décidé de les inclure, par convention, intégralement dans le Caradoc.

Localement, on peut observer un rubanement remarquable dans ces schistes par alternances de lits très blancs et verts (pauvres et riches en chloritoïde), d'épaisseurs décimétriques (point coté 377 sur la crête à l'Est de Força-Real, au Nord des Tachounères).

Cinq analyses de ces schistes (tabl. 8) permettront de se faire une idée de leur gamme de compositions. On pourra les comparer aux analyses des schistes de la série du col de la Bataille ou de Força-Real (tabl. 5 et 7), ou du Silurien (tabl. 9).

On peut, pour fixer les idées, donner un schéma provisoire de la succession observée et des épaisseurs :

Silurien : grès verdâtres à jaunâtres.

Caradoc :

- schistes et grès verdâtres tendres avec niveau de « schistes troués » de l'Ashgillien (70 m);
- orthoquartzites passant localement à un conglomérat monogénique à galets de quartz de diamètre atteignant 2 cm (10 m);
- schistes blancs (muscovite, andalousite) (10 m);
- poudingue à galets siliceux et/ou poudingue à galets mous (10 m);
- schistes blancs et verts alternant (muscovite, andalousite, chloritoïde) (60 m).

Ordovicien (série de Força-Real) : schistes durs formant cuestas, gris, parfois blancs et luisants sur la schistosité.

Dans la région de Rasiguères, le niveau fossilifère n'est pas connu et les quartzites et poudingues sont absents. Le Caradoc n'est connu (par analogie) que par le développement de schistes blancs souvent à andalousite et/ou chloritoïde. Localement, dans le ravin de la Trémoine, on observe dans cette formation une roche massive d'un vert très sombre, essentiellement formée de chloritoïde.

Ces mêmes matériaux, riches en chloritoïde, se retrouvent dans la région du col de l'Auzine, toujours associés aux schistes blancs et accompagnés de *tufs* abondants (05-613). L'un d'entre eux, analysé (tabl. 8), a une composition de dacite spilitisée.

Dans l'écaille de Roque Courbe, la série du Caradoc, moins épaisse mais fort nette, n'est caractérisée que par les schistes blancs souvent à andalousite, parfois à chloritoïde.

Silurien

Bloc Estagel

s. **Schistes ardolsiers noirs et schistes gaufrés, calcaires rubanés, grès feldspathiques.** Dans la partie orientale du massif de l'Agly (fig. 1), le *Silurien* a sur toute son épaisseur un faciès exceptionnel dans les Pyrénées. Il est composé d'alternances de schistes pélitiques (métashales) et de quartzites plagioclasiques plus ou moins riches en phyllites (métagrauwackes pour partie).

En fait cependant, il convient de distinguer deux ensembles dans ce Silurien largement gréseux, la limite étant constituée par la ligne de collines qui borde à l'Ouest la route du col de la Dona, du moins au Nord d'une faille de direction N80 qui passe un peu au Nord du Mas de Las Bernes et s'en va rejoindre le flanc nord du Serrat de la Devèze.

• **L'ensemble inférieur** est constitué d'alternances de grès feldspathiques (plagioclasiques) et de shales. L'absence de niveaux calcaires est caractéristique.

Les grès de couleur claire, jaunâtre ou grise (s_{5}), se présentent en bancs épais, décamétriques à pluridécamétriques, souvent très durs, silicifiés, qui forment des arêtes faciles à cartographier. Ce ne sont pas des grauwackes mais des matériaux mieux classés, plus riches en quartz et dans lesquels le ciment phylliteux était restreint. On peut distinguer trois ou quatre bancs très nets, très continus dans la base de la série silurienne. Ils sont séparés par des schistes ardoisiers très fins, gris bleuté à noirs.

Deux niveaux de shales particulièrement remarquables ont été représentés sur la carte. L'un correspond au vallon emprunté par le chemin d'Estagel à Corneilla-la-Rivière, passant par le lieu-dit Les Quatre-Chemins et à 150 m à l'Est du Mas de Las Bernes. Il s'agit de *schistes gaufrés gris bleuté* (s_{11}), nettement plus déformés que les terrains de part et d'autre, et il n'est pas exclu que des déplacements banc sur banc aient eu lieu assez tardivement à ce niveau. L'autre, situé un peu plus haut dans la série, est formé de *schistes ardoisiers très noirs* (s_{11}) sur cassure fraîche, assez remarquables par leur finesse. Ce type de schistes ardoisiers n'est pas très différent des schistes noirs habituels du Silurien des Pyrénées.

Vers le haut, les bancs deviennent plus minces (métriques à décimétriques) et les alternances plus nombreuses, et on passe, progressivement semble-t-il, aux turbidites du col de la Dona.

• **L'ensemble supérieur** est constitué de *grès verdâtres* (s_{4}) riches en feldspath et en phyllites, plus ou moins tendres, alternant avec des schistes eux-mêmes gris-noir à vert sombre, très différents de ceux de l'ensemble inférieur. Etablir une coupure nette entre ces grès et ces schistes serait artificiel. La seule manière de décrire commodément cet ensemble est de se référer au schéma des *turbidites*.

Lorsque la qualité des affleurements est suffisante, on observe une succession de séquences fort nettes, des bases de bancs bien caractérisées, avec « load casts ». Assez souvent on observe une absence de laminations dans la partie inférieure gréseuse, puis des laminations parallèles, puis des rides de courant, enfin des « convolute laminations », le grain devenant progressivement plus fin. La séquence se termine par des matériaux de plus en plus fins (shales), avec des laminations parallèles.

Un affleurement particulièrement typique de cette série peut être étudié aisément en bordure de la route du col de la Dona, au pied de la colline cotée 215 m à 200 m au Sud du Mas de la Dona.

Les matériaux gréseux sont essentiellement composés de grains de quartz et de feldspath (la taille de ces grains correspondant à une arénite) cimentés par une matrice fine de dimension silt ou argile. Pettijohn mentionne, à propos des grauwackes, la présence de fragments de roches que l'on n'observe pas dans les grès qui nous intéressent. À cet égard, la situation est la même que dans la série ordovi-

cienne du col de la Bataille. La matrice fine est ici composée de quartz, feldspaths très fins et surtout micas et chlorite.

Les schistes sont riches en phengite et chlorite. Deux échantillons ont été analysés (Fontailles, 1976) (*cf.* tabl. 9).

Quatre niveaux *calcaires* (s[2]) minces, régulièrement espacés dans cet ensemble supérieur, ont été identifiés dans le secteur du Bac de la Bade, des Counilles et du torrent de la Grave. Le premier de ces niveaux (à partir du bas) mérite une mention particulière parce qu'on y a trouvé, là où il vient disparaître sous le Pliocène de la plaine d'Estagel, des fossiles du Wenlock (Cavet, 1967). Ce même niveau est connu plus au Sud, un peu au-dessus de l'affleurement remarquable de turbidites du Mas de la Dona (point coté 265). Nous pouvons donc considérer que l'ensemble supérieur (turbidites et niveaux calcaires) correspond au Silurien moyen et supérieur.

La succession lithostratigraphique du Silurien du bloc d'Estagel peut être résumée de la façon suivante (de haut en bas) :

Siluro-Dévonien : dolomies ou calcschistes.

Silurien

Ensemble supérieur (turbidites et minces bancs calcaires) :

- schistes gris à noirs ; 2 niveaux calcaires décimétriques intercalés (300 m) ;
- calcaires en plaquettes gris à rosés (50 m) ;
- grès massifs durs (80 m) ;
- schistes noirs (50 m) ;
- calcaires brunâtres en plaquettes, wenlockiens (10 m) ;
- schistes vert sombre, souvent rubanés (30 m).

Ensemble inférieur (alternance schistes ardoisiers-grès feldspathiques durs) :

- grès rythmiques avec intercalations de schistes ardoisiers noirs (120 m) ;
- schistes ardoisiers noirs (120 m) ;
- quartzites (60 m) ;
- schistes gaufrés gris ;
- grès verdâtres à jaunâtres plus ou moins friables (170 m).

Caradoc : « schistes troués ».

Le sommet de la série silurienne est localement constitué par un banc de grès hectométrique comprenant une partie très dure au sommet et une partie plus tendre, riche en matériaux phylliteux, à la base. Au-dessus de ce banc vient le Dévonien calcaire.

Le caractère variable des matériaux siluriens au contact des calcaires du Dévonien laisse planer un doute sur la continuité de la série paléozoïque à ce niveau.

Bloc Rasiguères

s. **Schistes gris-noir, tufs, calcaires.** Dans la région de Rasiguères la série silurienne a une épaisseur comparable, mais elle est très différente.

Au-dessus des tufs, schistes blancs et poudingues du Caradoc, le Silurien est essentiellement formé de schistes pélitiques gris à noirs d'un type beaucoup plus courant dans les Pyrénées que celui du Silurien du bloc Estagel.

La base de la série (sur une épaisseur de l'ordre de 500 m au dessus du Caradoc) est entièrement sous forme de schistes avec quelques niveaux plus durs (plus gréseux).

Dans la partie supérieure se développe une formation de *tufs* (s₃) de 200 m de puissance au moins; et dans la partie la plus haute on trouve un niveau *calcaire* (s₂) de quelques mètres de puissance (ruisseau de la Fount dels Eous) et un gros bancs de quartzites gris au-dessus desquels les calcschistes siluro-dévonien sont très développés.

La coupe entre le Serrat d'en Franc et le col de l'Auzine serait donc :

Siluro-Dévonien : calcschistes.

Silurien :

- schistes gris clair avec une intercalation de quartzite gris et un banc de marbre métrique (100 m);
- tufs massifs (300 m);
- schistes gris à noirs avec quelques niveaux de schistes durs (plus ou moins gréseux (500 m).

Caradoc : poudingues, tufs, schistes blancs.

La série des tufs s'effiloche vers le Nord dans le secteur de La Borde-Vieille en alternances répétées de tufs et de schistes noirs graphiteux.

Dans l'écaille de Roque Courbe, le Silurien est au contraire pratiquement absent ou représenté tout au plus par 20 m de schistes gris peu caractéristiques, qui séparent les schistes blancs du Caradoc des calcaires dévoniens. Cette différence considérable d'importance du Silurien peut être un argument en faveur d'une origine franchement allochtone de ces écailles.

Dévonien

Il existe parfois une zone de transition peu épaisse entre les faciès pélitiques du Silurien et ceux plus carbonatés du Dévonien; elle est représentée par des calcschistes gréseux jaunâtres à violacés, montrant quelques rares encrines, et des grès calcaréo-dolomitiques jaunâtres, caverneux, à quartz arrondis.

Au-dessus de cette zone de transition apparaissent les niveaux carbonatés.

d1-3. **Dévonien inférieur. Dolomies grenues brun clair**

d4-5. **Dévonien moyen. Calcaires rubanés gris clair à chailles.** Calcaires en bancs décimétriques, gris clair, légèrement rosés vers la base, présentant des chailles. Vers le sommet, on observe de nombreuses tiges d'encrines. P. Cavet (1967) y a décrit des orthocères et quelques tabulés coloniaux du genre *Favosites*; il date ce niveau, par analogie avec les calcaires à polypiers siliceux de la partie orientale des Pyrénées, du Dévonien inférieur terminal ou de la base du Dévonien moyen (Emsien—Eifélien).

Ce Dévonien affleure au contact du Mésozoïque immédiatement au Sud-Est d'Estagel, dans l'écaille du Roc Blanc, et au Sud du Mas de las Fonts.

Au Nord de Rasiguères, le Dévonien se développe en continuité avec le Silurien, la transition étant assurée par une épaisse série de calcschistes « siluro-dévonien ». Des calcschistes de ce type n'existent pas ailleurs que dans l'écaille de l'Aspicata et dans le torrent de la Grave au Sud d'Estagel.

Dans les écailles de Roque Courbe, la série est apparemment continue entre le Caradoc, un Silurien (?) très mince et le Dévonien calcaire, sans interposition de calcschistes.

L'absence habituelle de calcschistes à la limite Silurien—Dévonien, sauf dans le lit du torrent de la Grave, peut suggérer que ce Dévonien n'est pas en relation stratigraphique normale avec le Silurien sous-jacent mais qu'il s'agit, dans ce cas également, d'une écaille ou de matériel allochtone, au même titre que dans le cas du Roc Blanc, du Sarrat del Fenouilla et du Sarrat de la Padrère.

Carbonifère

h. **Carbonifère (supérieur ?). Schistes gris violacé.** Un niveau présentant les faciès du Carbonifère supérieur a été découvert par A. Ovracht dans un affleurement situé à 800 m à l'Ouest de Baixas dans le ravin de la Coume d'en Flasse. La base de la coupe est constituée par des schistes fossiles gris violacé, dont on peut apercevoir une trentaine de mètres sous les limons du Pliocène de la plaine du Roussillon.

Permien

r. **Conglomérats, pélites rouge violacé à passées rhyolitiques.** Dans ce même ravin de la Coume d'en Flasse, au-dessus des schistes carbonifères, repose en apparente concordance une série typiquement permienne :

WNW

ESE

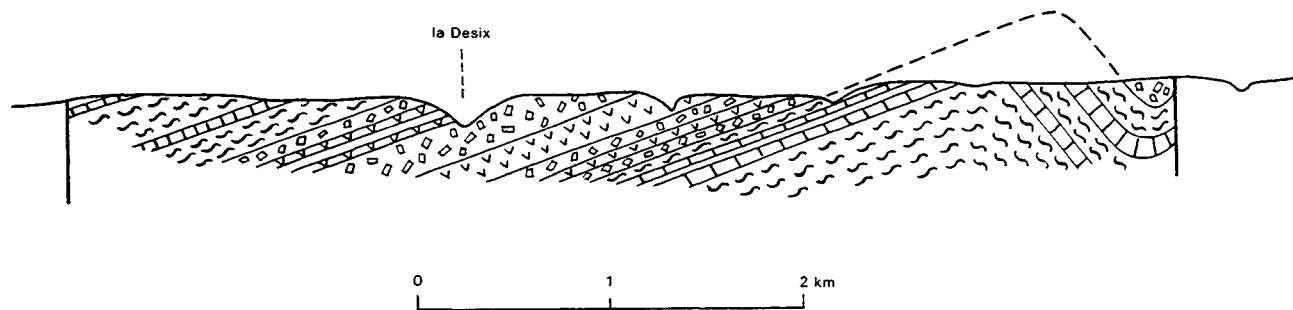


Fig. 2 - Coupe WNW-ESE à travers la masse principale de granite d'Ansignan
(se reporter à la légende de la fig. 1)

- conglomérat massif d'aspect Verrucano (6 à 7 m);
- série pélitique (15 m) de teinte rouge à violacée, admettent des interlits gréseux et des passées rhyolitiques ou volcano-sédimentaires. Vers le haut, apparaît un banc de conglomérat de 1 m;
- alternance de conglomérats polygéniques de teinte rose à blanche et de grès gris blanchâtre (3 m);
- argilites vertes (2 m).

Les deux derniers niveaux pourraient correspondre à la base du Trias.

FORMATIONS PLUTONIQUES INTRUSIVES ET FORMATIONS MÉTASOMATIQUES

$\rho\gamma^1$. **Granites porphyroïdes sombres à biotite : charnockite d'Ansignan et granite de Cassagnes.** La masse principale du **granite charnockitique d'Ansignan** se situe à l'extrémité ouest de la feuille entre le village de Trilla et l'Agly. Ce massif granitique a la forme d'une lentille d'environ 800 m d'épaisseur totale, très concordante, faiblement pentée à l'Ouest. Cette lentille vient s'intercaler au niveau des gneiss blancs de Cassagnes qui sont connus à la base et au sommet et à plusieurs niveaux dans la masse même de la charnockite, sous forme de bancs de granite blanc à grenat (fig. 2).

La charnockite type est une roche de couleur sombre présentant, sur les affleurements rafraîchis récemment, des feldspaths vert sombre ou jaune « cassonade », beaucoup de biotite et plus ou moins d'hypersthène et/ou de grenat. Elle présente des phénocristaux d'orthose dont la dimension peut atteindre 10 cm; ces orthoses sont le plus souvent remarquablement idiomorphes, avec inclusions de biotites et de plagioclases souvent très bien orientés avec leur plan (010) parallèle à ceux du feldspath-hôte. Le plagioclase, souvent à tendance idiomorphe marquée, est une andésine An 35-40, très communément maclée Carlsbad et présentant généralement des tâches abondantes d'antiperthite du type rectangulaire. Le quartz est abondant, ainsi que la biotite. L'hypersthène tend le plus souvent à se présenter uniquement dans des nodules polycristallins de 2 à 3 cm de diamètre disséminés dans la roche; ces nodules comportent généralement un seul cristal d'hypersthène complètement xénomorphe, squelettique, englobant quartz et plagioclases, mais sans biotite. Il existe également des cristaux d'hypersthène plus petits. L'hypersthène est souvent en contact direct avec l'orthose; il peut même exceptionnellement englober des cristaux idiomorphes d'orthose. Le grenat peut se présenter également sous deux formes : éponges de grenat de diamètre 1-2 cm ou grains dispersés. La biotite se développe assez souvent aux dépens de grenat ou d'hypersthène, en associations symplectiques avec le quartz (tabl. 10).

La plus grande partie de la charnockite est constituée d'une variété à hypersthène sans grenat. Le grenat caractérise des variétés de bordure développées sur une centaine de mètres ou plus, au toit et à la base

de la masse de charnockite. L'hypersthène peut être complètement absent en certains points, sur quelques dizaines de mètres au voisinage immédiat du contact.

Généralement, la charnockite est riche en quartz. Cependant, au voisinage de certains niveaux basiques se développent des variétés dépourvues de quartz (syénodiorites charnockitiques). Dans ces variétés, le feldspath potassique ne se présente pas en phénocristaux. On rencontre également, en liaison avec les mêmes niveaux basiques, des variétés dépourvues de feldspath potassique mais présentant tous les autres caractères minéralogiques et texturaux des charnockites ordinaires (quartz-diorites charnockitiques). Plus rares sont des masses ou niveaux, toujours liés aux niveaux basiques, de quartz-diorite à biotite, englobés dans la charnockite. Dans ces mêmes roches basiques se développe parfois un réseau de filonnets constitués d'une zone claire quartzo-feldspathique ponctuée de grenats centimétriques.

Notons également l'existence de quelques poches pegmatitiques riches en très grosse biotite mais sans feldspath potassique, et de veines plus rares de pegmatites à tourmaline associées en texture graphique avec le quartz (route de Trilla).

Au contact inférieur du granite d'Ansignan, au Nord-Est de Trilla, on observe également, dans les gneiss blancs anatectiques, d'énormes grenats. Le long du contact inférieur même, sur quelques mètres, on note une orientation extrêmement marquée des grandes orthoses, parallèlement au contact.

Les gneiss de Caramany qui constituent le soubassement de la charnockite d'Ansignan—Trilla, présentent une structure anticlinale tardive, assez molle, dans le bois de Camp del Roure. Plus à l'Est, la base de la charnockite réapparaît, toujours concordante, dans le ravin de Camarère et le secteur de Liebretous au Sud du pont de Caramany, à la faveur d'une structure en bassin bien dessinée par les niveaux de marbres dans les gneiss.

On la retrouve enfin, toujours approximativement au même niveau, au Sud-Est de Caramany. Dans ce secteur on a affaire, non plus à une lentille continue de granite charnockitique, mais à un chapelet de petits corps de caractère d'ailleurs assez variable (avec des types plus ou moins sombres, plus ou moins riches en grenat ou en hypersthène) dont l'alignement n'est pas parallèle à la structure générale du bloc. Localement, le caractère discordant est évident, certains bancs basiques venant buter sur les masses de charnockite. Dans ce cas, la limite n'est pas nette. On observe le développement de grands cristaux de feldspath potassique avant-coureurs dans l'encaissant, la limite elle-même étant floue, irrégulière et de type migmatitique. Ces aspects migmatitiques (voisins du type nébulitique) et ces cristaux avant-coureurs s'observent sur quelques mètres seulement au voisinage du contact, et seulement de manière locale.

Le **granite de Cassagnes** se présente en sills très concordants et souvent continus sur plusieurs kilomètres, de quelques mètres à quelques dizaines de mètres d'épaisseur, à divers niveaux au-dessus du massif d'Ansignan. La plupart des occurrences se trouvent dans la

zone à hypersthène et hornblende. Dans quelques cas cependant, au Nord du pic Aubeill, cette roche a été rencontrée dans la zone de la cummingtonite.

Les contacts de cette roche et des gneiss encaissants sont généralement très francs et parfaitement concordants. Exceptionnellement, en bordure d'un sill important à l'Ouest de Cassagnes, on a observé des schlieren irréguliers de 10 cm de largeur de gneiss clair à grenat, rappelant d'une façon assez frappante, quoique en beaucoup plus réduit, les migmatites du contact supérieur de la granodiorite charnockitique d'Ansignan. On ne connaît pas d'enclaves dans la granodiorite de Cassagnes à l'exception d'une lentille basique à hypersthène dans l'un des bancs les plus épais au Sud-Ouest de Cassagnes.

Le granite de Cassagnes ressemble beaucoup à la charnockite d'Ansignan, avec cette différence importante qu'on n'y connaît pas d'hypersthène. Par ailleurs, les feldspaths sont toujours blancs ou gris, comme dans les granites ordinaires. Les autres caractères sont très analogues à ceux de la charnockite, avec toutefois quelques différences de détail. On y observe les mêmes grands cristaux d'orthose avec inclusions orientées de plagioclases et de biotite, mais plus systématiquement idiomorphes que dans la charnockite et présentant en outre, très souvent, une disposition des inclusions en une ou deux zones concentriques idiomorphes. Le plagioclase, souvent à tendance idiomorphe, est identique à celui de la charnockite, avec même composition et taches rectangulaires d'antiperthite très communes mais moins abondantes que dans la charnockite. La biotite et le quartz sont abondants. Le grenat est très fréquent dans les niveaux relativement profonds (base du faisceau des Moulins de Bélesta). L'andalousite rose se rencontre également, mais de manière beaucoup plus exceptionnelle.

La composition du granite de Cassagnes (tabl. 10), comme celle des lentilles de charnockite dans le secteur au Sud-Est de Caramany, est plus variable que celle de la charnockite. Il s'agit souvent d'une variété de granite un peu plus claire. Toutefois, dans l'ensemble les compositions chimiques restent très proches, si bien que, compte tenu de la localisation rigoureuse dans les mêmes niveaux de ces granites, on peut considérer que l'intrusion massive de charnockite d'Ansignan s'effiloche vers l'Est en une multiplicité de sills dont les plus élevés, mis en place dans un environnement moins chaud, ne présentent plus le faciès charnockitique. Une partie de ces sills se sont d'ailleurs mis en place à des niveaux sensiblement plus élevés dans la série lithostratigraphique de l'Agly que la charnockite elle-même, et constituent plutôt des masses satellites que des prolongements.

Diverses déterminations géochronologiques (Vitrac et Allègre, 1975; Postaire, 1982; Respaut et Lancelot, 1983) ont confirmé l'âge hercynien de la charnockite.

07¹. **Roches basiques associées à la charnockite.** Dans la masse du granite charnockitique d'Ansignan se trouvent enclavés de nombreux niveaux basiques. Dans la moitié supérieure de l'épaisseur de ce gra-

nite, ces bancs sont minces, à grain fin, plus ou moins disloqués et noyés dans le granite. Leur épaisseur varie de quelques décimètres à quelques mètres. Leurs bords sont assez souvent biotitisés sur quelques centimètres. Ils passent parfois latéralement à des chapelets de petites enclaves allongées. Ces bancs basiques d'épaisseur au plus décamétrique, à grain tantôt fin tantôt plus grossier, sont très comparables à tous égards à ceux que l'on observe dans la série des gneiss de Caramany, en dehors du granite. Leur composition appartient à la lignée tholéiitique à teneurs élevées en TiO_2 .

Dans la moitié inférieure de la charnockite d'Ansignan, on connaît un niveau basique très continu, d'une puissance d'environ 300 m, qui forme notamment l'essentiel du plateau de Trilla. Ce niveau est constitué de norites très massives et très homogènes. L'équivalent latéral de ce puissant niveau basique dans la série de Caramany n'est pas connu. Nous devons conclure qu'il s'agit d'une masse basique intrusive liée au granite charnockitique. Une autre masse analogue, de moindre épaisseur, est également connue près de la base de ce granite.

La mise en place de ces masses basiques est antérieure à celle de la charnockite qui présente avec elles des contacts nettement intrusifs, bien visibles par exemple sur la route de Trilla. Ces norites appartiennent typiquement à la lignée calco-alcaline. Leur composition est pratiquement identique à celle des enclaves et lentilles basiques dans le granite de Saint-Arnac (cf. *infra*).

Les petites enclaves arrondies de la grosseur du poing, sombres et à grain fin, si courantes dans les granitoïdes en massifs supérieurs, sont exceptionnelles dans le granite d'Ansignan. Elles existent cependant. L'une d'elles a été étudiée en lame mince : il s'agit d'une roche très alumineuse contenant de la sillimanite, du grenat et du spinelle.

Granite de Saint-Arnac, à biotite. Dans le *compartiment de Lesquerde*, le granite est pauvre en enclaves et relativement homogène. Il existe des parties porphyroïdes ($p\gamma^2A$: **granite de Lesquerde**) et des parties non porphyroïdes (γ^2A) dont tous les contacts se font par failles. Dans les parties porphyroïdes, les mégacristaux de feldspath potassique atteignent couramment 5 cm et présentent parfois (de façon assez exceptionnelle il est vrai) une couronne de plagioclases. Du point de vue pétrographique, il s'agit d'un granite à biotite banal. Un faciès de bordure non porphyroïde se développe au niveau du ravin qui aboutit au Sud au Cortal Dalou. Il passe, plus au Sud, à La Borde-Neuve et à l'Est du Mas de l'Étang, à un faciès de **granite blanc à muscovite** (γ_m^2) associé à des aplites et pegmatites.

Les quelques enclaves connues dans ce granite (un essaim en particulier, au Nord de Lansac) sont des boules décimétriques à compositions de diorites, appartenant à la lignée calco-alcaline.

Le granite du compartiment de Lesquerde est intrusif dans des terrains peu métamorphiques de l'Ordovicien au Silurien où il se

produit un métamorphisme de contact assez fort, caractérisé par le développement d'andalousite (chiastolite en fines baguettes dans les schistes noirs du Silurien à l'Ouest de La Borde-Vieille) ou de cordiérite (généralement altérée, en porphyroblastes atteignant 5 à 6 mm dans les schistes de l'Ordovicien, par exemple dans le roof-pendant de la Serre de Llaourou : point coté 384 au Nord-Ouest de La Borde-Vieille).

Dans le *compartiment de Saint-Arnac*, les terrains ordoviciens à l'Est de Lansac appartiennent à la zone de l'andalousite ou de la sillimanite du métamorphisme régional. Au voisinage du granite on observe, dans les micaschistes de la zone de l'andalousite, le développement d'une seconde génération (de dimension ≤ 6 à 7 mm) de petits porphyroblastes de cordiérite sous l'effet du métamorphisme de contact.

Dans ce compartiment existent trois types principaux de granite : Lesquerde, Lansac, Les Aynières.

$\rho\gamma^2\Delta$. **Granite porphyroïde (type Lesquerde)**. Il se développe au Nord de Saint-Arnac et dans le secteur des carrières du Rentadou et du Rach. Le grain de la mésostase est plus grossier que dans le compartiment de Lesquerde. Ce granite porphyroïde renferme, dans ce compartiment, de très nombreux et importants septa de schistes ou métagrauwackes qui représentent environ 50 % de son volume total. Ces septa dessinent un vaste pli ouvert vers le Nord dont le flanc oriental (approximativement N-S vertical) correspond au bord est des carrières du Rach, et le flanc ouest (de direction moyenne $\approx N140$) correspond au bord ouest des carrières du Rentadou et passe 100 m au Sud du village de Saint-Arnac.

La ligne ainsi définie constitue la limite sud (ou inférieure) du granite porphyroïde de type Lesquerde. Le long de cette ligne, ce granite présente avec le granite non porphyroïde (ou à petits phénocristaux) développé plus au Sud ou plus à l'Est, des relations qui, sur la route d'Ansignan à Saint-Paul, apparaissent nettement intrusives.

Ce granite porphyroïde du compartiment de Saint-Arnac contient en outre de nombreuses **enclaves basiques** en boules et en essaims de boules ($\rho\gamma^2\Delta_{(11)}$), et parfois des lentilles de **diorites** ou **gabbros** ($\theta\eta^2$) très bien préservées (dont une très remarquable, d'une épaisseur de 300 m immédiatement à l'Est de Saint-Arnac, qui se poursuit vers l'Ouest le long de la route de Saint-Arnac au moulin de Saint-Arnac, traverse l'Agly et va disparaître sous le Secondaire au bord de la feuille, au niveau de la route de Saint-Martin à Saint-Paul). Toutes les analyses effectuées dans cette masse basique et dans un niveau satellite de 50 m de puissance développé 400 m plus au Nord, montrent qu'il s'agit de gabbros souvent cumulatifs et de diorites basiques de la série calco-alkaline banale, pauvre en fer (tabl. 11).

La partie sud de ce granite dans les carrières du Rentadou et du Rach est recoupée par d'innombrables filons plurimétriques verticaux de **pegmatites (P)** orientés 80 à 90. Cet essaim de pegmatites passe à l'Est et à l'Ouest dans le granite non porphyroïde, mais son développement y est, semble-t-il, plus limité.

Υ². **Granite non porphyroïde (type Lansac et Les Ayguières)**, ou à petits phénocristaux de 1 à 2 cm. Le **granite de Lansac** constitue une masse assez importante, homogène et non orientée autour de Lansac et en particulier dans le Serrat del Cabridou qui sur son bord nord présente, au contact des micaschistes, la masse importante de pegmatites dite du Cabridadou. À part le caractère plus intense du métamorphisme régional dans l'encaissant, cet ensemble peut être rapproché, par sa nature et sa situation, du faciès non porphyroïde du Cortal Dalou et de La Borde-Neuve dans le compartiment de Lesquerde (tabl. 11).

Au Sud de la route de Rasiguères à Lansac (Les Ayguières, Serre d'Augé), l'aspect du granite change. Il devient très sombre et orienté, prend un aspect presque gneissique quoique très homogène. Il est riche en biotite et souvent grenat (tabl. 12). Sa composition est remarquablement alumineuse (18 à 21 % Al₂O₃). Il ne constitue pas des masses importantes, mais plutôt une auréole hectométrique autour d'une masse basique importante, elle-même très orientée (affectée par la phase tectonique 3) : les **gabbros-diorites de Tournefort** ($\theta\eta^2\tau$).

Immédiatement au Nord de la route de Rasiguères à Lansac et de la vallée du Tournefort, existe une petite intrusion granitique satellite formant une bande E-W d'épaisseur décimétrique. Il s'agit d'un granite sombre à grenat contenant d'innombrables petites enclaves de schistes et grauwackes. Au milieu de cette petite intrusion il existe un chapelet de boules basiques (gabbros) décimétriques à métriques.

Les relations entre ce **granite des Ayguières** et le granite de Lansac ne sont pas claires. Les deux variétés sont chimiquement très différentes. Leur limite est marquée d'Est en Ouest par un golfe de micaschiste dans la Serre d'Augé, le développement d'un granite à grain fin riche en grenat, en petits corps discordants, qui recoupe également les gabbros-diorites de Tournefort et les micaschistes encaissants (*granite de Souvignes*), enfin de petits corps d'un granite à grain fin très évolué, probablement faciès de bordure du granite de Lansac au Sud de La Tartarouse (tabl. 11, analyse 185).

Ce granite des Ayguières disparaît à l'Ouest du rocher de Lansac du fait de la faille du Rentadou, mais il réapparaît à l'Est des carrières du Rentadou, au Sud de Saint-Arnac et sur la route de Saint-Paul à Ansignan, et se continue sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet vers Taichac et Saint-Martin. Dans la vallée de l'Agly, ce granite apparaît assez sombre et hétérogène, extrêmement

orienté, planaire, avec d'innombrables schlieren et miches basiques pluridécimétriques qui passent sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet à une lentille basique continue de grande extension. Les analyses chimiques nombreuses effectuées sur cette lentille basique montrent que sa composition présente le même caractère chimique que les gabbros diorites de Tournefort : calco-alcalins, avec un enrichissement en fer qui les distingue de la lentille basique de Saint-Arnac (tabl. 12).

Granite de Millas, à biotite. Ce granite est très analogue à celui de Saint-Arnac. Il présente deux faciès assez différents séparés par une ligne approximative Tarerach—Rodès. Plus précisément, sur la feuille Rivesaltes cette limite se situe immédiatement au Sud (au pied) de l'alignement de collines d'altitude 530 m jalonnées par le Serrat Blanc, la colline au Nord de l'ancienne église ruinée de Las Cazas, et le point coté 465 au Nord de l'ancienne carrière de Rodès.

$\rho\gamma^2M$. **Granite porphyroïde.** Au Nord de cette ligne, le granite est d'un type uniforme, clair, porphyroïde, avec phénocristaux de 5 à 6 cm irrégulièrement abondants, pratiquement identique au granite type Lesquerde. Une bande de direction N120 de granite non porphyroïde, très voisin du type Lansac, vient s'intercaler entre failles dans l'extrémité nord-est du massif, depuis Les Estagnols (2,5 km à l'Ouest de Néfiach) jusqu'à la Fount de la Selvio (1,5 km au Sud de Bélesta) en passant par le Roc de la Bada sur la route Ille-sur-Têt—Bélesta ($\rho\gamma^2M_{(2)}$).

Le granite porphyroïde est recoupé par de très nombreux filons verticaux, de direction moyenne N100 et de puissance variable de 10 à 100 m, de **granite blanc** (γ^2_m) et par un filon plus tardif de **microgranite porphyroïde à biotite** ($\mu\gamma$) à mégacristaux de 5 à 6 cm, vertical, de direction moyenne N120 et d'une puissance de 100 m.

En outre il est coupé de zones écrasées de deux types : les unes de direction générale N100 à N110 sont assez minces (10 à 20 m), presque toujours très silicifiées et forment des reliefs ; les autres, généralement non silicifiées, sont des mylonites typiques, souvent très foliées, de plusieurs centaines de mètres de puissance et de directions variées.

γ^2M . **Granite non porphyroïde.** Au Sud de la ligne Tarerach—Rodès, le granite est non porphyroïde et renferme de nombreux septa très continus de schistes et métagrauwackes comme, dans le massif de Saint-Arnac, le granite porphyroïde du secteur du Rentadou et du Rach. Ces septa sont faiblement pentés au Nord-Est et dessinent une espèce de stratigraphie fantôme dans le granite. La limite des deux types de granite (non porphyroïde et porphyroïde) correspond au septum de micaschistes le plus élevé.

Le granite non porphyroïde, entre les septa de micaschistes, renferme d'innombrables **enclaves** (boules et miches basiques) (γ^2_M (1)) et localement des **lentilles basiques** pluridécamétriques ($0\eta^2$).

Au total, cet ensemble du granite de Millas ressemble beaucoup à la partie supérieur et intermédiaire du granite de Saint-Arnac et il donne une idée des relations qui pourraient exister entre le bloc de Lesquerde et le granite à septa et enclaves du Rentadou et du Rach. La principale différence est que le granite associé aux septa et enclaves est porphyroïde dans le massif de Saint-Arnac, et non porphyroïde dans le granite de Millas.

Ab. **Albitites**. Des phénomènes d'albitisation se développent en de nombreux points des massifs de l'Agly et de Bélesta, en particulier (mais pas nécessairement) en relation avec les zones fracturées E-W.

Les albitites les plus remarquables sur la feuille Rivesaltes (dont certaines ont fait l'objet d'exploitations en carrières pour céramique) sont celles du granite de Saint-Arnac (carrière du Rach et du Rentadou et, de façon moins remarquable, carrière de La Borde-Neuve), celles du Roc Blanc à l'Est de la route du col de la Bataille, et celles du granite de Millas à l'Est du ravin de Tarerach, Sarrat Blanc en particulier.

Les albitites du secteur Rach—Rentadou se sont développées sur les granites, parfois sur les roches basiques et les schistes des septa, mais surtout sur les pegmatites filoniennes. Les albitites du Roc Blanc se sont développées sur les micaschistes à nodules d'andalousite et de cordiérite. Les albitites du Sarrat Blanc se sont développées tantôt sur le granite porphyroïde sain, tantôt sur les zones épaisses de mylonites qui hachent le granite de Millas. Une relation d'ensemble de leur distribution avec certaines de ces mylonites semble assez clairement établie.

La formation des albitites est un processus métasomatique très typique dans lequel se développe tout un système de fronts (transformation des feldspaths et du quartz en albite, disparition de la chlorite, disparition finale de la muscovite). Les textures sont parfaitement préservées dans ces transformations, sauf dans une zone centrale (veine) constituée d'albite massive enchevêtrée. Ce processus a été décrit en détail sur divers exemples par M.L. Pascal (1979). Le résultat final est une roche, poreuse ou non, constituée d'albite massive et de quelques accessoires (apatite, sphène ou rutile, parfois allanite).

À un stade intermédiaire de transformation se développe parfois (Roc Blanc) une biotite néoformée qui est remarquablement magnésienne.

Ce type d'albitites se développe le plus souvent en relation avec des apex de granites très évolués. Aucun apex de ce genre n'est connu

sur la feuille Rivesaltes, mais il n'est pas exclu qu'il en existe en profondeur. Le développement de zones greisenisées dans le granite de Millas, s'associant aux albitites sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet, peut constituer une indication supplémentaire en ce sens.

Les filons de **granite blanc** (γ_m^2) de direction E-W sont particulièrement abondants dans le secteur du Roumenga et des Pradets à l'Ouest de Montalba, et au Sud de la zone mylonitique col des Auzines—Montalba au Sud de Trévillach. Cette zone riche en granites blancs est située juste au Nord de la zone des albitites, et, au Sud des Pradets, les granites blancs sont albitisés. Il n'est pas exclu que ces granites blancs se rattachent à l'apex hypothétique qui nous intéresse. Dans le massif de l'Agly, on peut remarquer que parmi les principaux secteurs à albitites figurent le faciès de granite blanc de La Borde-Neuve, et le faisceau très dense des pegmatites E-W du Rentadou. Ces granites blancs et pegmatites pourraient également se rattacher en profondeur à ce genre d'apex de granite très évolué.

Q. Quartz filonien. Le plus souvent, ces filons sont constitués de quartz seul, non géodique, translucide ou laiteux. Les filons, en général verticaux, ont quelques décimètres à quelques mètres d'épaisseur. On peut distinguer deux groupes :

— un groupe de filons dans des zones en extension, à bords nets et sans déformation au voisinage. En général, ils ne sont accompagnés d'aucune transformation dans l'encaissant. Aucune orientation préférentielle n'a été notée. Dans quelques cas ils constituent la partie centrale d'une zone albitisée d'épaisseur métrique ;

— un groupe de filons liés à des zones mylonitiques E-W, notamment dans le granite de Millas. Ils s'accompagnent d'une silicification des mylonites.

Enfin, il convient de distinguer, notamment dans la région de Raguères, une famille de filons de quartz dans lesquels apparaissent de l'hématite et de la pyrite en proportion variable. Certaines parties de ces filons, à hématite seule ou presque, ont été exploitées comme mines de fer. Certains gisements de fer de ce type se prolongent ou se situent dans la couverture secondaire. L'âge de ce dernier type de filon de quartz est donc mésozoïque.

MÉSOZOÏQUE

t7-8. **Keuper. Marnes et gypses.** Ensemble de marnes le plus souvent jaunes ou blanchâtres mais parfois rouges ou bariolées. Ces marnes sont caractérisées par les nombreux cristaux de quartz bipyramidés, généralement hyalins, qu'elles contiennent. On y trouve aussi des intercalations de cargneules et, en plusieurs points, des amas de gypse fibreux blanc (exploité à Lesquerde). Aux marnes et aux gypses sont parfois associés des blocs de calcaire ou de dolomie blancs ou jaunes qui pourraient représenter des témoins de Muschelkalk (non distingués

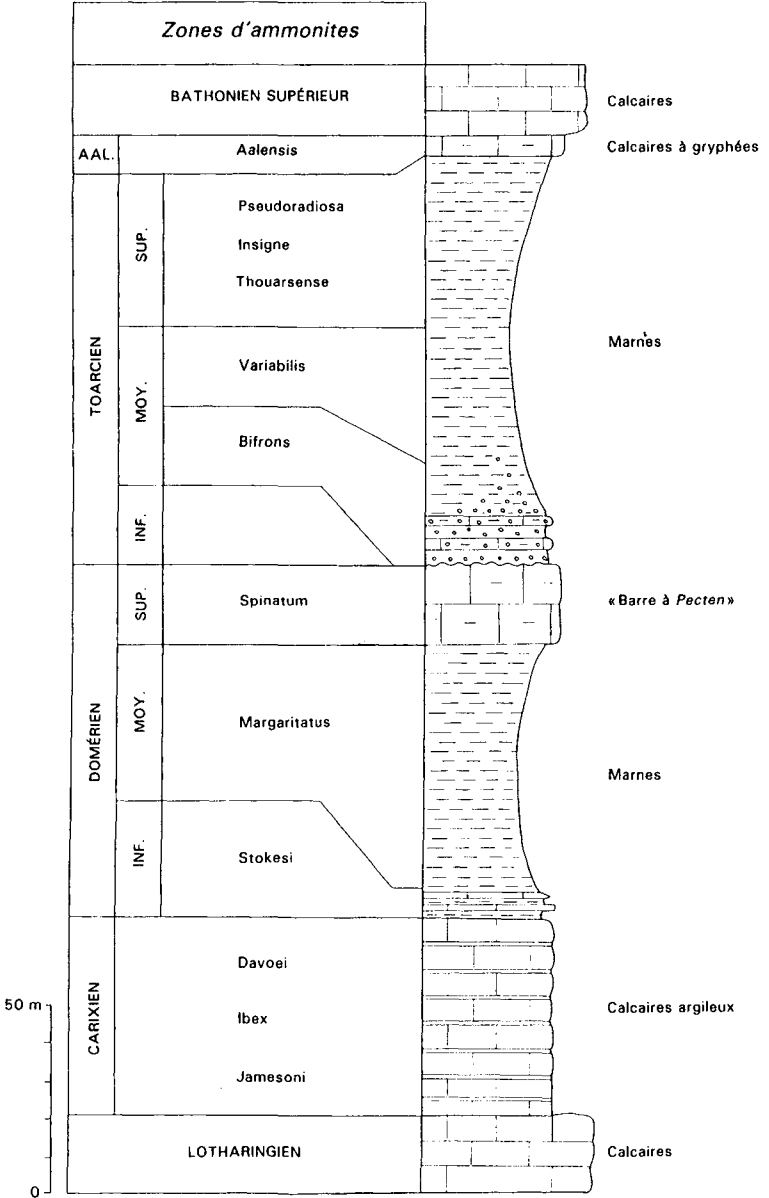


Fig. 3 - Lias moyen et supérieur de la région de Calce

cartographiquement). Du point de vue tectonique, le Keuper, très plastique, a servi de niveau de décollement à la base du Mésozoïque.

19. Rhétien. Argiles bariolées, calcaires jaunes en plaquettes. Quand elle n'a pas été éliminée par la tectonique de décollement, la base de cette série montre 10 à 15 m d'argiles gris-vert ou lie-de-vin. Au-dessus on observe surtout des calcaires jaunes en plaquettes mais aussi des calcaires rouges, des grès calcareux à gros grains de quartz détritiques, des dolomies grises en plaquettes et de rares niveaux de lumachelles à *Avicula contorta* (20 m environ).

On a rattaché au Rhétien un affleurement situé à l'Est de Tréviach et qui représente un témoin de la couverture de la zone axiale puisqu'il est en contact normal avec le granite de cette zone. Il s'agit d'un ensemble de calcaires, dolomies et cargneules jaunes, avec des marnes lie-de-vin vers la base et une barre de calcaire cristallin au sommet. Le tout a été recristallisé par le métamorphisme.

11-2. Hettangien. Roches carbonatées vacuolaires ou bréchiques. L'Hettangien est séparé du Rhétien par une barre, déjà liasique, d'une dizaine de mètres de calcaires gris bien lités et contenant des grains de quartz de néogène. Ces calcaires sont très comparables à ceux du Sinémurien. Au-dessus vient un ensemble très mal stratifié de 100 à 120 m de puissance. Il comprend des dolomies beiges ou grises à grain fin, des calcaires et dolomies vacuolaires à patine jaune et des brèches sédimentaires à éléments calcaires et dolomitiques généralement de petite taille (centimétrique).

13-4. Sinémurien. Calcaires rouges, calcaires gris en dalles. Ensemble de calcaires fins, bien lités, d'épaisseur très variable (maximum 100 m) comportant des calcaires, parfois oolitiques, beiges ou rouges, en plaquettes et aussi des calcaires oolitiques gris en dalles où l'on trouve des débris de lamellibranches, des articles de pentacrinés et de nombreux petits quartz automorphes de néogène.

Dans les affleurements très disloqués ou métamorphiques, il n'a pas été possible de distinguer cartographiquement le Sinémurien de l'Hettangien qui ont alors été groupés sous l'indice 11-4 (Lias inférieur carbonaté indifférencié).

15-j0. Carixien à Aalénien. Marnes et marno-calcaires. Les affleurements de ce « Lias marneux » se traduisent par des dépressions allongées qui constituent de précieux repères. La coupe du cimetière de Calce (Vaudin, 1982) (fig. 3) montre de, bas en haut, 30 m de calcaires argileux à minces interlits argileux avec des bélemnites et des débris d'échinodermes (Carixien probable), puis 60 m de marnes grises à noires qui ont fourni, à leur partie basale, *Protogrammoceras nitescens*, *P. cf. haugi*, *Fuciniceras monestieri*, *F. gr. corniungens*, *Amaltheus (Proamaltheus) stokesi*, *Fieldingia pseudofieldingii*. Ces ammonites indiquent le Domérien inférieur, et l'ensemble de l'assise doit correspondre au Domérien puisqu'elle est surmontée par les calcaires

roux à encrines, térébratules et rares pectens qui ont pu être datés, en dehors de la feuille, du Domérien supérieur. Ces calcaires forment la « barre à *Pecten* », d'épaisseur généralement faible (moins de 5 m), qui permet localement de diviser le Lias marneux en deux séquences.

Au-dessus, après un hard ground (lacune du Toarcien inférieur), viennent 80 m de marnes grises à rouges (noires dans d'autres coupes) contenant, dans la partie inférieure, *Hildoceras bifrons*, *H. gr. lusitanicum*, *Catacæloceras* sp., *Porpoceras* aff. *vorticellum* et, un peu plus haut, *Catacæloceras* aff. *jordani* et *Oesperlioceras bicarinatus* (Toarcien moyen).

Enfin la série se termine par quelques mètres de calcaires argileux lumachelliques à *Gryphaea sublobata* (Aalénien).

Il faut remarquer que la série est particulièrement dilatée dans cette coupe puisque son épaisseur totale n'excède guère 80 m en général.

j1-2. Bajocien—Bathonien. Calcaires fins en dalles. Mince (généralement moins de 10 m) intercalation de calcaires clairs bien lités, avec parfois à leur base (coupe du Grau de Maury : Peybernès, 1976) des calcaires argilo-gréseux oolitiques, graveleux et ferrugineux. La microfaune renferme *Pseudocyclamina maynci*, *Praekurnubia crusei*, *Paracoskinolina occitanica*. Cette association étant d'âge bathonien supérieur, il pourrait y avoir lacune de la base du Dogger (Peybernès, 1976), à moins que ces niveaux n'aient disparu tectoniquement par suite des disharmonies très marquées qu'on observe au sommet du Lias marneux (de Graciansky, 1964).

La dolomitisation peut affecter ces calcaires qu'il devient alors impossible de distinguer des niveaux sus-jacents, si ce n'est par la microfaune des rares intercalations calcaires (terminaison occidentale du synclinal de Latour-de-France : Peybernès, 1976).

jD; jC. Dogger supérieur à Malm inférieur. Dolomies noires; alternances calcaréo-dolomitiques. Dans les coupes les plus typiques (flanc sud du synclinal de Latour-de-France, Est du chaînon de Galamus), un niveau de dolomie noire fétide, massive et à grain grossier (jD), constitue la base de cet ensemble (50 m). Au-dessus affleurent, sur une centaine de mètres, des dolomies rubanées blanches, grises et noires alternant avec des niveaux calcaires non affectés par la dolomitisation secondaire (jC).

Cette dolomitisation est évidemment irrégulière — ce qui se traduit par l'absence fréquente de la dolomie noire — et ses limites inférieures et supérieures ne correspondent donc pas à des horizons stratigraphiques précis. C'est ainsi que M. Jaffrezo (1980) a signalé la présence de *Campbelliella striata* (qui indiquerait le Kimméridgien) au sommet de la formation dans la partie est du chaînon de Galamus. On admet

cependant que cette série dolomitique est essentiellement d'âge callovo-oxfordien.

j7-n1. Kimméridgien à Berriasien inférieur. Calcaires blancs massifs, brèches. Calcaires à grain fin activement exploités en carrière dans les environs d'Estagel et de Tautavel. Ils contiennent très fréquemment des brèches à éléments décimétriques. Ces brèches, dont le ciment est parfois rouge, forment des masses irrégulières, plus abondantes dans le sommet de la formation mais qui peuvent y apparaître dès la base. Très largement développées dans la plupart des affleurements de Malm de la feuille Rivesaltes, ces brèches sont généralement difficiles à séparer des brèches post-albiennes qui les recouvrent parfois. Leur formation est attribuée à l'activité synsédimentaire d'accidents tectoniques (Souquet et Debroas, 1980).

La coupe de la partie orientale du chaînon de Galamus (Jaffrezo, 1980) montre, de bas en haut, 20 m de calcaires en plaquettes à *Anchispirocyclus lusitanica* et *Cylindroporella* sp. (Portlandien), puis 80 m de brèches surmontées de 70 m de calcaires massifs avec, à la base, des calcaires à algues contenant entre autres *Clypeina jurassica* et, au-dessus, des calcaires à *Pseudotextulariella courtionensis*, *Triploporella neocomiensis*, *Keramosphaera allobroensis* (Berriasien).

En certains points (chaînon de Tautavel, fig. 4), l'irrégularité et la réduction des niveaux dolomités ont interdit la distinction cartographique d'un Malm dolomitique et d'un Malm calcaire, qui sont alors bloqués sous l'indice j3-9. Dans la zone la plus métamorphique (Trill-Bélesta), le Malm a même été réuni au Dogger (j1-9).

n1-2. Berriasien supérieur à Valanginien inférieur. Calcaires roux en plaquettes. Bien que mince (une trentaine de mètres), cette formation est presque toujours présente dans les masses carbonatées du Malm-Crétacé inférieur au sein desquelles elle constitue un excellent niveau-repère (cf. Depéret, 1907). Il s'agit de marnes et de calcaires argileux graveleux ou oolitiques, à patine jaune à rousse caractéristique. On y a signalé, à l'Est du chaînon de Galamus (Peybernès, 1976; Jaffrezo, 1980), des algues dasycladacées (*Kopetdagaria iailaensis*, *Likanella campanensis*, *Macroporella embergeri*, *Acicularia elongata*) ainsi que des foraminifères (*Feurtillia frequens*, *Choffatella pyrenaica*).

n2-5a. Valanginien à Bédoulien inférieur. Calcaires blancs à rudistes et orbitolines (Urgonien inférieur). En règle générale, seuls les micro-organismes permettent de diviser cet ensemble lithologiquement très homogène de calcaires massifs à patine blanche formant l'« Urgonien inférieur ». Dans la coupe de l'Est du chaînon de Galamus on peut ainsi distinguer (Jaffrezo, 1980) des calcaires à *Valdanchella miliani*, *Pfenderina neocomiensis* et *Pseudotextularia salevensis* (Valanginien), puis des calcaires jaunes oolitiques et ferrugineux riches en bryozoaires. Ces calcaires, dont le lithofaciès rappelle les calcaires roux du Berriasien, n'affleurent que sporadiquement et passent latéralement à des

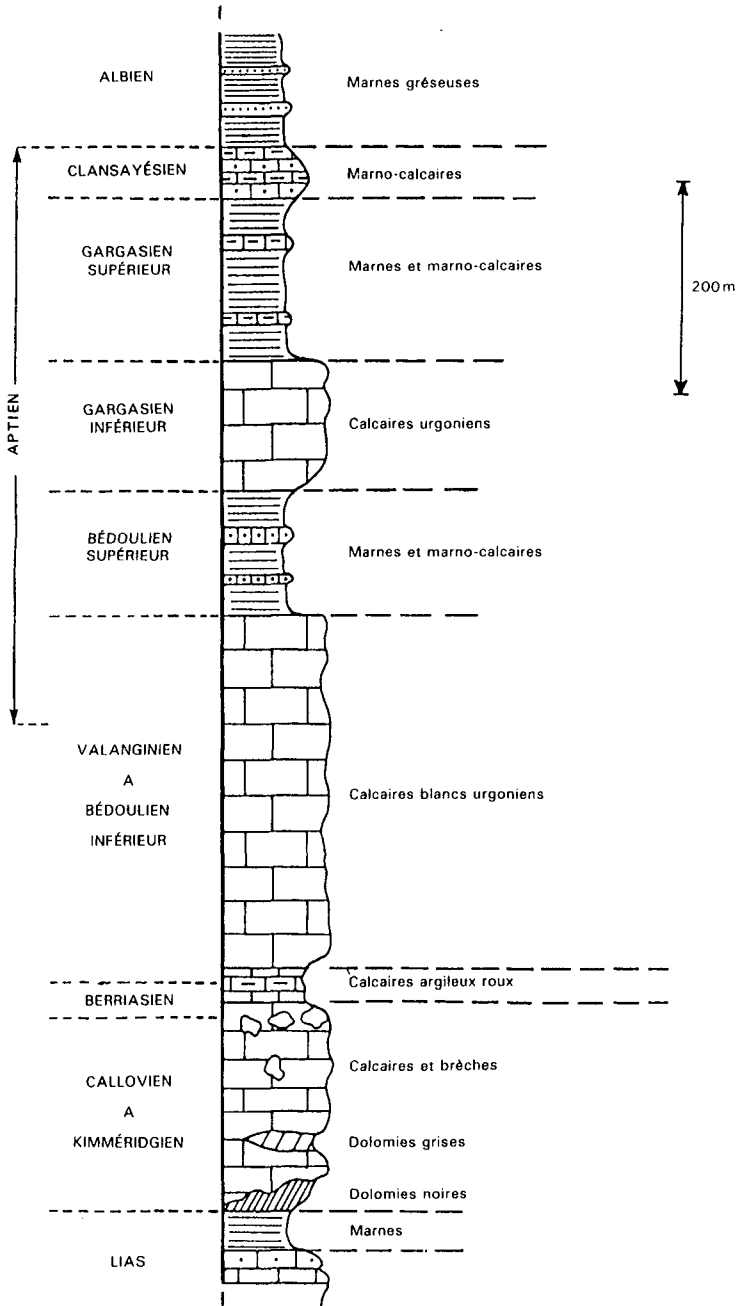


Fig. 4 - Mésozoïque du chaînon de Tautavel - synclinal du Bas-Agly

calcaires urgoniens impossibles à distinguer sur le terrain des niveaux sous- et sus-jacents. Ils sont surmontés par des calcaires à orbitolines : *Paracoskinolina sunnilandensis*, *P. pertenuis*, *Palaeodictyoconus barmianus* et à dasycladacées : *Montenegrella corbarica*, *Salpingoporella genevensis*, *Likanella danilovae*, *Heteroporella* (?) *paucicalcareo*. Enfin, la série se termine par des calcaires à *Palorbitolina lenticularis* (Bédoulien inférieur).

L'épaisseur totale de la formation est assez variable ; généralement de l'ordre de 300 m, elle atteint 400 m dans le chaînon de Tautavel — où elle admet localement d'importantes intercalations dolomitiques dans sa partie inférieure (Serrat de Trenque Bouteills) — et se réduit à moins de 100 m à l'Est du château de Quéribus. Cette réduction est attribuée à la présence d'un haut-fond paléogéographique dans cette région (Collignon *et al.*, 1968).

n5b. **Bédoulien supérieur. Marnes et marno-calcaires.** Souvent séparées de la formation précédente par un hard ground ferrugineux, ces marnes sont bien développées dans le synclinal du Bas-Agly (fig. 4) où elles atteignent une puissance de 120 m. Elles y ont livré de rares palorbitolines (coupe du Mas de Jau : Perami, 1960), des lamellibranches et des brachiopodes. Dans la région d'Opoul (sur la feuille Tuchan, quelques kilomètres au Nord du coin nord-est de la feuille Rivesaltes), on y a aussi récolté des ammonites : *Dufrenoyia furcata*, *D. lurensis*, *D. mackesoni*, *Deshayesites* sp., *Cheloniceras* sp. (Peybernès, 1976 ; Jaffrezo, 1980).

Cette série est caractérisée par de rapides variations de faciès. Constituée de marnes et de calcaires argilo-gréseux noirs dans la partie sud du synclinal du Bas-Agly (jusqu'au parallèle de la tour de Tautavel), elle passe plus au Nord à des marnes jaunes ou rougeâtres avec des intercalations de calcaires jaunes.

Plus à l'Ouest, dans la partie orientale du synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet, ce niveau paraît représenté par des calcaires de type urgonien. Il y aurait donc un passage latéral de faciès. Dans le chaînon de Galamus, l'absence du Bédoulien marneux est expliquée par B. Peybernès (1976), partiellement par son remplacement par des calcaires urgoniens à *Iraqia* gr. *simplex* et partiellement par une lacune.

n6a1. **Gargasien inférieur. Calcaires blancs à rudistes (Urgonien supérieur).** Ces calcaires blancs « urgoniens supérieurs », riches en rudistes, bryozoaires et polypiers, sont surtout typiques sur le flanc nord du synclinal du Bas-Agly (fig. 4) où ils ont une épaisseur d'environ 120 m.

Comme la formation précédente, ils présentent des variations latérales de faciès puisque, dans le flanc sud du synclinal du Bas-Agly, les calcaires deviennent gris et argileux, prenant ainsi un faciès qui,

en allant vers l'Est, se rapproche de plus en plus de celui des couches marneuses qui les encadrent (Vaudin, 1982).

Lorsque les marnes bédouliennes font défaut, il est impossible de séparer cartographiquement les calcaires urgoniens supérieurs et urgoniens inférieurs. Le tout est alors groupé sous l'indice n2-6a. C'est le cas en particulier dans le chaînon de Galamus où l'Urgonien supérieur a cependant été caractérisé localement par ses foraminifères : *Mesorbitolina texana*, et de nombreuses algues dont *Archaeolithothamnium rude*, *Pseudolithothamnium album* et *Kymalithon belgicum* (coupe de Quéribus : Peybernès, 1976).

n6a2. Gargasien supérieur. Marnes et marno-calcaires à orbitolines. Ensemble de marnes et de calcaires argilo-gréseux riches en orbitolines du groupe de *Mesorbitolina texana*, en grandes huîtres (*Ostrea aquila*) et en débris d'échinodermes. Son épaisseur est de l'ordre de 200 m.

Comme pour les niveaux précédents, on observe, dans le synclinal du Bas-Agly (fig. 4), un passage latéral depuis des marnes et calcaires argileux gris-noir (au Sud-Est) jusqu'à des marnes gréseuses jaunes ou rougeâtres au Nord. Dans le synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet, au Sud de Maury, on a attribué au même ensemble des **marno-calcaires** gris à jaune-roux (notés n6a-b) dont le sommet relève vraisemblablement déjà du Clansayésien.

n6b. Clansayésien. Calcaires argilo-gréseux. Ce niveau n'a pu être clairement individualisé et donc cartographié que dans le chaînon de la Devèze où il présente le faciès des calcaires urgoniens, et surtout dans le synclinal du Bas-Agly. Près de Cases-de-Pène, il est formé de calcaires argileux sombres qui passent latéralement vers le Nord à des calcaires jaune rougeâtre. Ceux-ci s'enrichissent progressivement en quartz, passant ainsi, dans le coin nord-est de la feuille, à des grès à cassure grise et patine rousse.

En plus d'orbitolines et d'encrines, cette formation a livré des ammonites au Sud-Ouest du domaine de Mont-Pins (Depéret, 1907) : *Parahoplites* (= *Nolaniceras*) *nolani*, *Douvilleiceras* (= *Acanthoplites*) *bigoureti*, *D.* (= *Diadochoceras*) *nodosocostatum*, *D.* (= *Cheloniceras*) *clansayense*.

n7. Albien. Marnes sombres à intercalations gréseuses. Ces marnes noires affleurent très largement sur la feuille Rivesaltes où elles forment toute la partie centrale du synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet, le cœur du synclinal du Bas-Agly (fig. 4) ainsi que la majeure partie du Mésozoïque de la bande Trilla-Bélesta. Dans ce dernier affleurement, le métamorphisme a transformé en cornéennes les marnes de l'Aptien et de l'Albien que l'absence de datation a conduit à regrouper sous l'indice n5b-7.

Dans le synclinal du Bas-Agly, la présence de *Parahoplites milleti* a été signalée (Depéret, 1907) au Mas Magi et près de Cases-de-Pène,

dans la partie basale de la formation. C'est également cette partie basale qui a fourni (Collignon *et al.*, 1968), dans le synclinorium de Saint-Paul-de-Fenouillet 2 km au Sud du château de Quéribus, *Hypacanthoplites milletianus*, *H. aff. milletioides*, *H. aff. anglicus*, *H. corrugatus* et *Parahoplites aff. melchris*, ammonites qui indiquent l'Albien inférieur. Cependant, d'autres gisements fossilifères situés plus à l'Ouest (feuille Saint-Paul-de-Fenouillet) semblent indiquer que la formation débute dans le Clansayésien.

Cette très puissante série de marnes noires (épaisseur d'ordre kilométrique) est la dernière du Mésozoïque dans la région couverte par la feuille Rivesaltes où il n'existe pas non plus d'affleurements paléogènes, à l'exception des brèches décrites ci-après.

CÉNOZOÏQUE

Éocène (?)

eBr. Brèches post-albiennes. Ces brèches sont formées d'une accumulation polygénique de blocs calcaires et dolomitiques de taille décimétrique, dont l'origine est généralement très locale. Les brèches paraissent ainsi souvent « passer » à la roche mésozoïque en place, ce qui rend particulièrement difficile leur individualisation lorsque cette roche est elle-même bréchique (Jurassique supérieur). Cependant, dans les cas favorables, les brèches contiennent des éléments marno-gréseux jaunes typiquement albo-aptiens qui témoignent de leur âge tardif, et elles peuvent aussi reposer en discordance sur du Crétacé.

Ces brèches, dont certaines paraissent résulter de remplissages karstiques, sont postérieures au métamorphisme puisque les éléments remaniés sont métamorphiques alors que le ciment ne l'est pas. Ce ciment, calcaire, est de teinte très variable, blanc, noir, rouge ou jaune. On attribue aux brèches un âge éocène (Mattauer et Proust, 1962) qui reste cependant hypothétique.

Oligocène

g. Formations de Paziols—Estagel et d'Espira-de-l'Agly. La formation de Paziols—Estagel affleure entre Estagel et la limite nord de la feuille sous forme de lambeaux discontinus. Elle atteint son plus grand développement et sa plus forte épaisseur sur le territoire de la feuille voisine Tuchan. Il s'agit d'une formation détritique grossière qui repose sur une topographie de ravinement, laquelle passe sous le talweg de l'Agly en amont immédiat d'Estagel. Lorsqu'elle est sus-jacente aux marnes noires crétacées, elle se trouve en inversion de relief dans le paysage.

Du point de vue sédimentologique, elle est constituée essentiellement de passées conglomératiques grossières. Les galets proviennent de la

couverture mésozoïque. Ils alternent épisodiquement avec des niveaux silto-limoneux jaunes ou rouges. Cet ensemble incorpore latéralement des blocs cyclopéens de matériel jurassique d'origine locale (front de chevauchement des Corbières). Localement enfin, au Mas de la Fouradade, un **travertin** (gU) à macrorestes de végétaux s'interstratifie dans cette formation détritique.

Du point de vue structural, il faut signaler qu'au contact du chaînon de Galamus la série est affectée d'un basculement tectonique de l'ordre de 20° en direction du Nord-Ouest.

Sur la base de très rares fossiles recueillis à l'Ouest d'Estagel à l'embouchure de cette paléovallée, et indicateurs de milieux marins sans signification chronostratigraphique (Mengel, 1904), ce cailloutis était traditionnellement attribué au Pliocène. La découverte récente (notice de la feuille Tuchan, à paraître), au sein de cette formation, de micromammifères appartenant aux biozones MP 20 et MP 28, conduit à vieillir ces cailloutis et à les imputer à l'Oligocène *l.s.*

Bien qu'elle ne soit pas en continuité d'affleurement avec le cailloutis de Paziols, la *brèche d'Espira-de-l'Agly* lui est assimilée à cause de leurs similitudes faciologiques et stratigraphiques. Même si elle demeure toujours azoïque, la découverte de la faune de Paziols conduit à lui imputer également un âge oligocène.

Cette formation continentale affleure au Nord de l'Agly sur une épaisseur d'une centaine de mètres. Au mur, elle fossilise une topographie de ravinement qui affecte le Mésozoïque des Corbières. Le phénomène est particulièrement net dans le cœur de l'anticlinal crétacé du Mas de la Chique où cette paléotopographie est en cours d'exhumation. Au droit de l'ancien pont d'Espira-de-l'Agly (situé 100 m en aval de l'actuel), cette formation est recouverte par le Pliocène inférieur marin.

Pliocène inférieur (Zancléen)

Le remblaiement pliocène du Roussillon est structuré (Clauzon *et al.*, 1982; 1987, 1990; Clauzon, 1990) en Gilbert delta (Gilbert, 1885; Nemeč et Steel, 1988) et comporte trois discontinuités stratigraphiques majeures :

- une discontinuité basale qui sert de mur au remblaiement pliocène et qui n'est autre que la discordance de ravinement messinienne;
- une discontinuité sommitale qui marque le toit de ce même remblaiement;
- une discontinuité interne qui correspond à la transition marin-continental. Affectant une disposition planaire — initialement sub-horizontale —, elle se trouve maintenant inclinée vers l'Est.

Ces trois discontinuités délimitent les deux mégaséquences qui ont assuré le remblaiement de la ria du Roussillon :

- la séquence marine sous-jacente a réalisé le colmatage de cette ria. Présente en sous-sol sur toute l'étendue du bassin (Marchal, 1976), elle n'affleure que dans la partie occidentale du Roussillon à la faveur de l'incision pratiquée par les quatre fleuves catalans (Agly, Têt, Réart et Tech). C'est précisément le cas de figure réalisé sur la feuille Rivesaltes : le long de la Têt, en amont de Millas et le long de l'Agly, au droit d'Espira ;
- la séquence continentale sus-jacente qui a édifié un vaste piémont entre mer et montagne, au sein duquel se trouvent affouillées, aujourd'hui, les « plaines » du Roussillon.

Ces deux mégaséquences (incluant de multiples faciès) forment d'assez larges affleurements sur la feuille Rivesaltes. Quant aux trois discontinuités, deux seules y sont observables : la discordance de ravinement messinienne et la discontinuité marin-continental. Le toit du remblaiement pliocène a été érodé au cours de la mise en place plio-pléistocène du système de terrasses de la Têt et de l'Agly.

Il y a une dizaine d'années, le témoignage biochronologique, pourtant incertain, des foraminifères benthiques et des ostracodes, avait accredité l'âge plaisancien de l'intégralité de la série marine du Roussillon (Magné, 1978). Cette chronologie impliquait pour la ria du Roussillon une évolution géodynamique totalement déphasée par rapport à celle des autres rias méditerranéennes.

Plus récemment et simultanément, la révision chronostratigraphique du sondage Canet (Clauzon et Cravatte, 1985) d'une part et, d'autre part, la découverte, sur le site du Serrat d'en Vacquer, d'un nouveau gisement de rongeurs, celui du château d'eau (Mein et Aymard, 1984, 1985 ; Michaux et Aguilar, 1985), ont administré la preuve que la série pliocène du Roussillon, dans son intégralité, ressortissait au seul Zancéen (Pliocène inférieur).

À la suite de cela — et avec l'aide opportune des gisements de rongeurs de Vivès 2 (Clauzon *et al.*, 1985), Terrats (Michaux, 1976) et Villeneuve-de-la-Raho (Mein et Aymard, 1984, 1985), judicieusement disposés en alignement SW-NE —, il a pu être démontré (Clauzon *et al.*, 1987) :

- l'isochronie et l'âge zancéen basal des termes les plus inférieurs de la série pliocène ;
- l'isochronie et l'âge proche de la limite Zancéen—Plaisancien du toit de cette même série ;
- l'hétérochronie, à l'intérieur d'une fourchette de temps couvrant les biozones MPI1 et MPI2 (Cita, 1975), de la discontinuité marin-continental.

On verra que les données paléontologiques recueillies sur la feuille Rivesaltes s'intègrent parfaitement à ce canevas.

p1M. Faciès marins : marnes bleues, sables arkosiques. Le Zancéen marin affleure en rive nord de la Têt, en amont du pont de Millas et,

en rive nord de l'Agly, à l'aval immédiat du pont d'Espira. Ces affleurements sont répertoriés de longue date, ceux de la Têt en particulier, à cause de leur exceptionnelle richesse malacologique (Dufrenoy et Elie de Beaumont, 1841; Fontannes, 1879; Depéret, 1885, 1945; Magné, 1978; Martinell et Domènech, 1984).

En aval du pont de Millas et d'Espira-de-l'Agly, cette série marine plonge sous les niveaux continentaux qui lui sont superposés. On la retrouve, autrefois grâce aux puits artésiens (Depéret, 1890), aujourd'hui grâce aux sondages (Marchal, 1976), à des profondeurs croissantes vers l'Est.

Du point de vue faciologique, il s'agit d'une formation détritique au sein de laquelle se superposent (parfois en alternance), des silts bleus argileux et des sables fins fossilifères, des sables arkosiques et des cailloutis à matrice sableuse beaucoup plus pauvres en fossiles. Latéralement aussi bien que verticalement, ces faciès biogènes peuvent devenir azoïques lorsque la granulométrie évolue vers des termes plus grossiers et parfois même sans que cette évolution ait lieu.

Du point de vue chronostratigraphique, ce secteur n'a livré, en matière de microfaune, que de rares foraminifères planctoniques (mais aucun marqueur) et d'abondantes formes benthiques (Magné, 1978). La nannoflore, en revanche, a fourni de précieuses indications. Entre Néfiach et Millas, la présence permanente, dans les différents sites prélevés (Cravatte *et al.*, 1984), des espèces *Reticulofenestra pseudoubilica* et *Sphenolithus abies* attestait déjà l'appartenance de ces niveaux marins au Zancéen. De plus, l'identification, dans le site de Bente-Farine (*ibid.*), d'*Amaurolithus delicatus* a resserré la précision à la partie inférieure de cet étage. En effet, ce taxon ne dépasse pas la nannozone NN 14 (Martini, 1971) et il est même considéré comme éteint à l'apparition de *Globorotalia puncticulata* à 4,3 Ma (Rio *et al.*, 1984).

Par ailleurs, dans ces mêmes niveaux, un squelette entier de *Dicrorhinus megarhinus* (Guérin, 1975, 1980) a été trouvé (Maurette, 1910). Cet espèce indique la biozone MN 14 (Mein, 1975) ce qui est en parfait accord avec la nannoflore.

p1Δ. Faciès deltaïques : sables, graviers, galets. Latéralement, dans les diverticules septentrionaux de la ria (en amont de Millas) aussi bien que longitudinalement (en amont de Néfiach) lorsque le domaine marin passe sous influence fluviale, les indicateurs biologiques de milieu marin se raréfient puis disparaissent en même temps que les faciès détritiques accentuent leur caractère proximal.

Dans ce contexte spécifique de deltas sous-marins, seules les structures sédimentaires — étayées éventuellement par le témoignage du microplancton marin (Cravatte *et al.*, 1984) — peuvent apporter la preuve de l'ambiance marine du dépôt. On relèvera, à cet égard,

l'intense développement des couches frontales et parfois (Bente-Farine) leur exceptionnelle amplitude.

Il faut également remarquer que dans ce domaine paléogéographique de fond ou de bordure de ria, soumis à de gros apports détritiques, il n'est pas toujours aisé de pointer avec précision le passage du marin au continental.

p1C. **Faciès continental : limons et marnes concrétionnées.** Abstraction faite des recouvrements superficiels quaternaires, ce Pliocène continental couvre toute l'étendue située au Sud-Est d'une ligne Mil-las—Rivesaltes.

Cette formation continentale enregistre une double variation de faciès, longitudinale d'une part (selon la direction de la Têt) et transversale d'autre part (selon la direction méridienne). Cette dernière, étant données ses très nettes délimitations cartographiques, a permis d'introduire des subdivisions faciologiques (pBr1 et pBr2) correspondant aux apports latéraux. L'évolution longitudinale des apports allochtones est loin d'être aussi tranchée. Il s'agit globalement — au sein d'une formation alluviale de piémont — d'une évolution progressive assurant la transition entre les faciès proximaux d'amont, situés aux débouchés des cônes (cailloutis grossiers d'Ille-sur-Têt), aux faciès distaux d'aval (limons jaunes silteux marmorisés, niveaux de concrétions carbonatées, etc.).

L'âge zancéen de cette formation continentale est prouvé par les microfaunes de rongeurs qu'elle a livrées sur les trois feuilles limitrophes à Terrats (Michaux, 1976 : feuille Céret), Villeneuve-de-la-Raho (Mein et Aymard, 1984, 1985 : feuille Argelès-sur-Mer) et enfin du Serrat d'en Vacquer, avec ses deux sites : batterie (Depéret, 1890) et château d'eau (Mein et Aymard, 1984, 1985 ; Michaux et Aguilar, 1985). Il faut rappeler que ce site célèbre en paléontologie (faune dite de Perpignan ou du Roussillon) se trouve à moins de 500 m de la bordure orientale de la carte (feuille Perpignan). Ces trois gisements appartiennent aux biozones MN 14 de l'échelle de Mein (Mein, 1975) et F de celle d'Aguilar et Michaux (Aguilar et Michaux, 1984, 1987), équivalentes, l'une comme l'autre, au Zancéen.

pBr1. **Brèches inférieures (Baixas).** À l'Ouest de Baixas, la semelle de la série pliocène qui repose en discordance sur le substratum paléozoïque-mésozoïque du massif de Força-Real—Calce, est représentée par des brèches à éléments locaux et à ciment rouge limoneux. Ce faciès, observable à des altitudes différentes au Nord et à l'Ouest de Baixas, s'interstratifie latéralement dans les formations du remplissage longitudinal du bassin : arkoses limoneuses à chenaux ravinant de cailloutis. Stratigraphiquement, ces brèches se différencient nettement de celle d'Espira qui, à Espira, passe sous le Pliocène marin sous-jacent à ce Pliocène continental.

pBr2. **Brèches supérieures (Força-Real).** Le long de la faille de Força-Real qui ménage, localement, un contact tectonique entre le massif de l'Agly et le fossé du Roussillon, les arkoses du bassin (correspondant à un apport longitudinal allochtone) sont surmontées par des brèches à éléments schisteux et à matrice de limons rouges. Leur extension longitudinale, rigoureusement couplée avec celle de la faille, révèle leur origine syntectonique.

QUATERNAIRE

Si les formations quaternaires perdent le rôle et l'importance prédominante qu'elles détiennent sur la carte voisine Perpignan, elles n'en couvrent pas moins une superficie appréciable. Elles se développent préférentiellement dans le bassin néogène dont elles masquent, en grande partie, les affleurements.

Pour l'essentiel, ces formations correspondent aux terrasses alluviales des deux fleuves qui drainent le territoire couvert par la carte : l'Agly et la Têt. Leur système de terrasses obéit à un dispositif étagé, le substratum (pliocène, dans la plupart des cas) affleurant entre chacune d'elles.

La terrasse holocène ou basse terrasse (Fz) — présentement en cours d'élaboration, comme le prouve la crue de 1940 qui l'a entièrement recouverte (Pardé, 1941) — possède une pente longitudinale plus faible que celle des terrasses pléistocènes, en sorte qu'à l'aval (feuille Perpignan), elle recoupe en discordance la plus récente de celles-ci. Cette disposition géométrique, jointe aux données chronologiques, prouve que les terrasses pléistocènes correspondent à des épandages de périodes froides et de bas niveaux eustatiques, et qu'inversement les épisodes de creusement intermédiaires, à l'instar de l'actuel, sont intervenus en phase interglaciaires.

C'est également en périodes froides qu'ont été mis en place les épandages sur glacis du synclinal de Maury (Dumas, 1962) et les éboulis cryoclastiques de versants des grands ubacs des Fenouillèdes.

La chronostratigraphie de ces différents épandages détritiques repose sur leur disposition géométrique et sur le degré d'altération dont ils sont affectés. Il a été également tiré parti de la présence d'industries préhistoriques, dans la mesure où leur autochtonie paraissait établie.

Alluvions

Fw. Alluvions de la très haute terrasse de Poc Calbell—Mas Ferréol (Günz probable). Cette terrasse se réduit en fait à un chapelet de lambeaux épars jalonnant, entre Néfiach et Baixas, le contact du bassin du Roussillon et du massif de Força-Real—Calce. Les plus

occidentaux de ces lambeaux scèlent le contact par faille de ces deux unités.

Cette nappe résiduelle a subi concurremment altération et érosion, en sorte qu'elle est considérablement amaigrie, réduite en surface à une concentration d'éléments siliceux de grande taille, fragmentés, cariés, éolisés et patinés. Le spectre initial de cailloutis (qui n'est autre que celui de la Têt) ne subsiste qu'à la base de la terrasse, souvent à la faveur de poches. Hormis les quartz ou les éléments siliceux, tous les autres galets ont subi une altération poussée.

Il s'agit de la terrasse la plus haute, et donc la plus ancienne, du système de nappes étagées de la Têt. Son altitude relative est de 100 m, au droit de Poc Calbeil. Elle est postérieure à la brèche de Força-Real, d'âge zancéen supérieur, qui marque, latéralement, le sommet du remblaiement pliocène. On doit d'ailleurs remarquer qu'elle tronque cette formation en même temps qu'elle scelle la faille de bordure de Força-Real. Sa position relative vis-à-vis des niveaux qui lui sont subordonnés la place dans le Villafranchien et, vraisemblablement, dans le Günz.

F_{Xa}. Alluvions anciennes de la terrasse de Peyrestortes (Mindel).

Elle n'est présente qu'en rive gauche de la Têt où elle se développe, assez largement, entre Millas et Peyrestortes. En rive droite, on la retrouve sur la feuille limitrophe Perpignan, avec la terrasse de Cabestany. Inscrite en contrebas de la terrasse de Poc Calbeil depuis Millas jusqu'à Baixas, au-delà jusqu'à Peyrestortes, elle coiffe un promontoire de collines pliocènes.

Comme pour la nappe antérieure de Poc Calbeil, les galets sont profondément atteints par l'altération. En surface, seuls les siliceux ont résisté; en subsurface, cela se traduit par une argilification et une rubéfaction de la matrice interstitielle; en profondeur, enfin, les galets cristallins endogènes ont perdu leur cohésion. La surface est donc revêtue de galets siliceux résiduels, presque toujours fragmentés (cryoclastie?) et éolisés. Le façonnement en dreinkanter est fréquent.

À l'amont, cette terrasse se situe à 60 m d'altitude relative. Un âge mindel paraît cohérent : aussi bien avec sa disposition dans la séquence qu'avec le stade d'altération qu'elle manifeste, qu'avec, enfin, les industries archaïques récoltées en surface (Collina-Girard, 1976a et b).

F_{Xb}. Alluvions anciennes de la terrasse de Llabanère (Riss).

Topographiquement, cette terrasse dessine un assez large palier. On la suit, avec une extension croissante depuis le pont de Millas jusqu'à l'aéroport de Llabanère où sa largeur atteint plus de 2 km. Elle est également présente — mais sous forme d'échines résiduelles (buttes de Saint-Féliu-d'Avall, du Mas Saint-Antoine, du Soler) — en rive droite de la Têt. Au Nord-Est, elle se continue sur la feuille voisine Perpignan où elle domine directement la basse terrasse de l'Agly, ce

qui prouve que la terrasse contemporaine de cette rivière se développait nettement plus au Nord.

De part et d'autre d'un talus passablement émoussé, cette terrasse se subdivise en deux niveaux (Fxb₁, Fxb₂). Postérieurement à leur élaboration, ils ont été refaçonnés en glacis. Cet épisode leur a conféré une pente transversale. Dans le bassin-versant de l'Agly, cette terrasse, beaucoup moins développée, ne subsiste qu'en lambeaux discontinus.

Quoique affecté par une altération moins poussée, son matériel présente les mêmes caractéristiques que celles observées sur les niveaux plus anciens. La surface est tapissée de quartz fragmentés et éolisés mais cette concentration fait place, en profondeur, à un spectre originel altéré dont la matrice a été rubéfiée et enrichie en argiles.

L'altitude relative de cette terrasse, au droit de Millas, s'établit à 50 m. Sa position morphologique dans la séquence, son degré d'altération ainsi que les industries de surface recueillies sur ce niveau de part et d'autre de la Têt (de Lumley, 1971 ; Collina-Girard, 1976a et b), suggèrent un âge rissien.

Fya. Alluvions de la terrasse de Toulouges (Würm). Par rapport aux terrasses plus anciennes, elle est très peu affectée, tant par la dissection érosive que par l'altération pédogénétique. En effet, le talus qui la sépare des épandages plus récents est pratiquement indemne d'entailles tandis que la pédogénèse n'y dépasse guère le stade de la brunification. Les galets cristallins s'observent même en surface et la patine éolienne y est bien moins accusée que sur les niveaux antérieurs.

Cette terrasse se développe essentiellement au Sud de la Têt ; ce n'est qu'à l'extrémité orientale de la feuille qu'on la retrouve, sur l'autre rive, où elle constitue la terrasse de Pia.

Au droit de Millas, son altitude relative est de 30 m ; à Cases-de-Pène, la terrasse équivalente de l'Agly accuse la même hauteur. Cette valeur donne la mesure du creusement postérieur.

L'ensemble des caractéristiques évoquées, associé à la présence d'industries moustériennes de surface (de Lumley, 1971) permettent d'attribuer cette terrasse au Würm inférieur et moyen (antérieur à 30 000 ans).

Fyb. Alluvions de la terrasse de Rivesaltes—Ille-sur-Têt (Würm). Cette terrasse, d'une remarquable fraîcheur morphologique et pétrographique (altération insignifiante) est, à l'amont, inscrite en contrebas de la précédente (avec une hauteur relative de 20 m) tandis qu'à l'aval (feuille Perpignan), elle passe en discordance sous la terrasse holocène. Elle constitue l'ultime apport de période froide, ce qui permet de l'imputer au Würm III—Tardiglaciaire.

La notation compréhensive Fy (alluvions anciennes des moyennes terrasses) a été utilisée lorsqu'il n'était pas possible de différencier les sous-niveaux wurmiens Fya et Fyb.

Fza. Alluvions récentes, basse terrasse. Cette basse terrasse, dont la pente longitudinale témoigne qu'elle correspond à la remontée glacio-eustatique holocène (Labeyrie *et al.*, 1976), est loin d'avoir l'extension qu'elle manifeste sur la carte voisine Perpignan. Malgré tout, le long de la Têt en particulier, son développement s'élargit considérablement en aval de Millas.

Elle ne domine que de quelques mètres le talweg actuel des rivières. Elle correspond à leur lit majeur exceptionnel, comme l'a prouvé la crue d'octobre 1940 (Pardé, 1941) en la submergeant. Il s'agit donc de la terrasse présentement en cours d'élaboration, aussi est-elle exempte d'altération et de pédogenèse. Son faciès affleurant est constitué par des sables grossiers à matrice silteuse grise. Ce matériau superficiel, nourri par les débordements, recouvre en profondeur des alluvions dont les caractéristiques sont tout à fait identiques à celles du lit actuel.

Fzb. Alluvions actuelles. On a représenté sous cette notation les alluvions en transit dans le lit des rivières quand la largeur de ce lit autorisait leur restitution cartographique.

Ces alluvions ne sont jamais emboîtées dans des alluvions plus anciennes (anté-holocènes). Il est à remarquer qu'elles reposent toujours directement sur la roche en place : substratum pliocène dans le bassin du Roussillon, formations méso- ou paléozoïques en dehors du bassin. C'est pourquoi, en dépit de leur caractère éphémère, on a figuré les affleurements de Pliocène — présentement observables — du lit de la Têt, en aval de Millas.

Lorsque l'individualisation cartographique des alluvions actuelles n'a pas été praticable, elles ont été groupées avec les alluvions holocènes antérieures (Fza) sous la notation compréhensive Fz.

Cônes de déjection

Jxb. Glacis-cônes supérieurs. Ces glacis-cônes sont particulièrement développées (Dumas, 1962) dans le synclinal de marnes noires de Maury, en relation avec les niveaux de terrasses récents (Riss et Würm). Ils couvrent la partie aval des affluents de la rivière de Maury. Le niveau rissien, le plus élevé, est également le plus développé.

Jy. Glacis-cônes inférieurs. Ils ont les mêmes caractéristiques que les glacis-cônes supérieurs, avec cette particularité d'être inscrits dans ces derniers et de se rattacher aux terrasses wurmiennes.

Éboulis

GP_{Xb}. **Éboulis cryoclastiques de versants.** En relation soit avec la terrasse rissienne, soit avec les glacis-cônes de même âge, on observe, en pied de versant, des placages d'éboulis cryoclastiques (grèzes mal litées), parfois épais, consolidés par une cimentation carbonatée. Ils sont préférentiellement répandus sur les ubacs dominés par une corniche carbonatée.

GPy, GPy_a, GPy_b. **Éboulis cryoclastiques récents.** En relations géométriques et fonctionnelles soit avec les terrasses wurmiennes, soit avec les glacis-cônes de même âge, des éboulis à caractères cryoclastiques se sont mis en place à la base des versants. Dans le cas où l'attribution stratigraphique est précise, elle s'exprime par la notation GPy_a ou GPy_b. Dans le cas contraire, on a utilisé la notation compréhensive GPy.

E. **Éboulis.** Le versant qui domine la vallée du Verdoubert, à l'amont de Tautavel, en rive gauche, porte un épais manteau d'éboulis à la fois hétérochrones et fonctionnels. Le matériel est fourni par le front de chevauchement sus-jacent. Les modalités de mise en place sont très variées : éboulis gravitaires, éboulis cryoclastiques, éboulements, solifluxion, mouvements rotationnels de mégablocs. D'autres éboulis, mais de moindre volume, figurent sur la carte.

Autres formations superficielles

C. **Colluvions.** Les versants de certaines dépressions (celle de Planèze, en particulier) sont couverts d'un matériel anguleux qu'on a figuré sous ce sigle.

U. **Tufs et travertins.** Dans le secteur de Caramany ainsi qu'au Nord-Ouest de Maury, en contrebas de barres carbonatées mésozoïques ou de travertins plus anciens, on relève des affleurements très localisés de travertins récents. Il s'agit de formations holocènes (Lagasque, 1986).

Travertin des Fountètes. Au Nord du synclinal de marnes noires de Maury et en contrebas des carbonates mésozoïques verticalisés du chaînon de Galamus, de nombreux lambeaux de travertins jalonnent une topographie de ravinement. Leurs positions morphologiques sont variées : les uns (les plus anciens) couronnent des crêtes d'interfluves où ils sont en inversion de relief, les autres au contraire (les plus récents) colonisent les talwegs. Ils correspondent à d'anciens écoulements issus de résurgences karstiques d'âge pléistocène ou holocène.

MÉTAMORPHISME

MÉTAMORPHISME RÉGIONAL HERCYNIEN

Métamorphisme dans le Paléozoïque fossilifère

Du point de vue du métamorphisme, le Dévonien, le Silurien et le Caradoc sont dans la zone de la chlorite du métamorphisme régional. L'association habituelle est à quartz-albite-oligoclase-phengite-chlorite. Les associations minéralogiques remarquables dans les schistes du Caradoc (à andalousite et chloritoïde abondants) résultent de compositions chimiques très particulières, pauvres en MgO, parfois riches en fer ou en alumine.

Dans le secteur de La Borde-Vieille, les schistes noirs du Silurien sont touchés par le métamorphisme de contact du granite de Lesquerde. Il s'y développe en abondance des baguettes très fines d'andalousite (type chiastolite) souvent rétromorphosée en mica blanc.

Métamorphisme dans la série schisto-gréseuse du col de la Bataille et de Força-Real

La relative uniformité de composition des *schistes* d'une part, des *grès* (grauwackes) d'autre part dans la série du col de la Bataille en fait un terrain de choix pour l'étude du métamorphisme régional et la cartographie des isogrades (fig. 5).

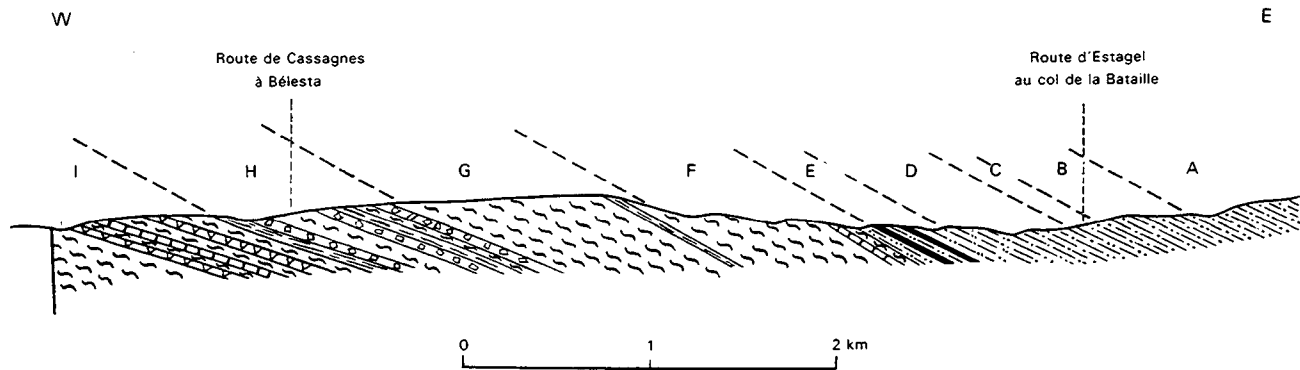
Dans le massif de l'Agly, les surfaces isogrades (qui délimitent les zones) sont parallèles entre elles et très sensiblement parallèles à la stratification. Elles correspondent ainsi à un métamorphisme régulièrement croissant du sommet à la base de la série lithostratigraphique. Dans le détail il existe localement quelques indications de légères discordances d'isogrades sur la stratification.

Épizone

• **Zone de la chlorite** (Z^a). La série de Força-Real est entièrement dans l'épizone (zone de la chlorite dans les pélites ordinaires). L'association normale type dans les schistes et les grès est à quartz-albite-chlorite-muscovite. Le grain de la roche reste fin et les textures sédimentaires assez reconnaissables. Dans les zones suivantes, à mesure que l'intensité du métamorphisme augmente, le grain tend à grossir et de nombreux minéraux se développent en porphyroblastes. Les textures sédimentaires disparaissent progressivement.

Mésoszone

• **Zone de la biotite** (Z^b). La mésoszone est limitée vers le haut par l'isograde de la biotite. Cet isograde peut être tracé avec une grande netteté dans l'Agly. La biotite apparaît en effet d'abord en petits



En noir : pegmatites périnatectiques ; A à I : zones de métamorphisme régional

Fig. 5 - Coupe dans la partie est du massif de l'Agly, le long du parallèle 47 G48
(se reporter à la légende de la fig. 1)

porphyroblastes pœcilitiques transverses dans les schistes, et en lamelles dans les roches plus gréseuses de la série du Paléozoïque inférieur. Ces petits porphyroblastes sont bien visibles même à l'œil nu, et ils se manifestent immédiatement dans presque tous les bancs de schistes dès que l'on pénètre dans la zone. Cette biotite est accompagnée de chlorite, de muscovite, de quartz et souvent d'albite ou d'oligoclase dans les schistes de cette zone. Dans les variétés gréseuses, la muscovite peut disparaître. Le plagioclase peut être de l'oligoclase ou de l'andésine acide (jusqu'à An 40).

Nous avons déjà noté que l'on rencontre, dans la zone de la biotite, des niveaux minces (quelques centimètres d'épaisseur) de *quartzites à silicates calciques* contenant un plagioclase proche du pôle anorthite, une amphibole pâle en gerbes qui est déjà une hornblende, ainsi qu'une quantité variable de chlorite. Ces roches ne contiennent pas d'épidote primaire. Les premiers de ces niveaux ont été observés environ une centaine de mètres au-dessus de l'isograde de la cordiérite dans un itinéraire Millas—Força-Real.

Tout à fait à la base de la zone de la biotite, sur les quelques dernières dizaines de mètres au-dessus de l'isograde de la cordiérite, le même type d'intercalation centimétrique à décimétrique de quartzites à silicates calciques contient, outre les minéraux précédents, du clinopyroxène et/ou un grenat almandin riche en constituants grossulaire et spessartine. Simultanément, la chlorite paraît plus rare dans ces roches.

L'épaisseur de la zone de la biotite est évaluée approximativement à 400 m.

● **Zone de la cordiérite (Z^c).** La cordiérite apparaît très brusquement en grands porphyroblastes allongés extrêmement pœcilitiques, dont les dimensions sont communément de l'ordre de 1 × 3 cm. Elle se développe très abondamment dans certains bancs de micaschistes péliteux, sporadiquement ailleurs. Les bancs gréseux n'en contiennent qu'assez rarement et elle y est toujours assez peu abondante.

La zone de la cordiérite est également caractérisée par le développement, dans la plupart des schistes peu gréseux, de la chlorite en porphyroblastes pœcilitiques transverses dont la plus grande dimension peut atteindre 2 mm. Ces chlorites porphyroblastiques accompagnent la cordiérite ou se développent indépendamment dans certains lits de schistes.

L'épaisseur de la zone de la cordiérite est au plus de l'ordre de 100 m.

● **Zone de l'andalousite (Z^d).** Au voisinage immédiat de l'isograde, l'andalousite se développe d'abord sur, et probablement aux dépens, des nodules de cordiérite dans les micaschistes péliteux, souvent sous forme de gerbes de prismes de 1-2 mm de section chacun. Rapidement, lorsqu'on s'enfonce dans la zone de l'andalousite, ce minéral arrive à constituer d'assez gros nodules pœcilitiques arrondis, de taille comparable à celle de la cordiérite. Simultanément, la chlorite porphyroblastique tend à disparaître dans la première centaine de

mètres de la zone (de même d'ailleurs que toute chlorite dans les micaschistes ou les variétés gréseuses). La répartition des nodules d'andalousite est comparable à celle des nodules de cordiérite. Ils sont très abondants dans certains bancs, complètement absents dans d'autres, notamment dans les bancs gréseux. La plupart des bancs à nodules contiennent à la fois andalousite et cordiérite, certains seulement de l'andalousite ou de la cordiérite. L'andalousite des micaschistes est grise, non zonée. L'andalousite rose ou zonée à cœur rose, non poëcilitique, se rencontre dans des veines de quartz dans cette zone.

Vers le milieu de la zone, on note très exceptionnellement des granules de staurotide extrêmement petits, toujours en inclusion dans l'andalousite.

Le grenat est lui aussi extrêmement rare dans les micaschistes de la zone de l'andalousite ; en fait il n'a été observé que dans deux échantillons, où il est relativement abondant dans des lits millimétriques discontinus. Les teneurs en MnO constatées à la microsonde sont de 12 à 13 %.

L'épaisseur de la zone de l'andalousite est de l'ordre de 450 m.

● **Zone de l'association sillimanite-muscovite primaire (Z^e).** À l'isograde, la sillimanite apparaît d'abord en écheveaux de fibres sporadiques, indépendamment des porphyroblastes d'andalousite. La transformation de l'andalousite en sillimanite ne se produit que plus bas. Dans les micaschistes, elle se traduit le plus souvent par le développement d'écheveaux de fibres de sillimanite sur les nodules d'andalousite, avec remplacement plus ou moins complet. Les nodules restent reconnaissables mais s'aplatissent en lentilles. Dans les veines de quartz, l'andalousite prismatique rose ne se transforme que plus difficilement encore, le plus souvent par croissance de prismes de sillimanite orientés sur le réseau de l'andalousite. Cette transformation, comme la croissance de la sillimanite en général, ne se développe franchement que dans la zone de l'association sillimanite-feldspath potassique.

Le grenat est aussi rare dans les micaschistes de cette zone que dans ceux de la zone précédente. Un seul échantillon à grenat a été récolté. Ce grenat, rare d'ailleurs dans la roche, contient 13 % MnO.

Les *quartzites à silicates calciques* sont très analogues à ceux de la zone de l'andalousite. Ils présentent les mêmes associations minéralogiques.

L'épaisseur de la zone de l'association sillimanite-muscovite primaire est de l'ordre de 150 m.

Catazone

Ce terme désigne l'ensemble des terrains dans lesquels on peut admettre qu'il n'existe pas de muscovite primaire. Nous faisons ici coïncider le début de la catazone avec l'apparition de l'association sillimanite-feldspath potassique. Cette position peut surprendre car sur le terrain on observe encore fréquemment de la muscovite sur

plus de 1 000 m au-dessous de cet isograde. En fait, cette association semble exister de façon stable sur environ 100 à 150 m sans qu'il soit possible de fixer une limite précise vers le bas, étant donné qu'elle n'apparaît que dans des compositions de plus en plus étroitement définies.

Cependant, très vite, il devient impossible de trouver de la muscovite en grandes lames homogènes, comparable à celle des micaschistes et que nous considérons comme muscovite primaire. La morphologie du minéral change. On trouve soit de grandes lames le plus souvent sans formes et très pœcilitiques ou squelettiques, assez souvent avec résidus de fibres de sillimanite en inclusions, soit des groupes de lamelles courtes se développant dans divers minéraux, mais particulièrement sur la biotite. Ces types morphologiques de muscovite doivent très probablement s'interpréter comme dus à l'élévation de pression d'eau liée à la phase de cristallisation des magmas, et en particulier, dans le cas des gneiss de l'Agly, des magmas interstitiels produits dans les gneiss acides par l'anatexie régionale.

Une telle muscovite ne doit pas être considérée comme primaire car la phase typomorphe dans les gneiss est le liquide anatectique granitique, et non le produit de la cristallisation de ce liquide.

• **Zone de l'association sillimanite-feldspath potassique (Z')**. À partir de l'isograde sillimanite-orthose, la structure des micaschistes se modifie. Les lentilles quartzo-feldspathiques d'épaisseur centimétrique ou décimétrique qui existaient déjà sporadiquement dans la zone précédente, mais ne contenaient pas de feldspath potassique, deviennent très nombreuses, pour ainsi dire juxtaposées et séparées seulement par des cloisons centimétriques très riches en sillimanite. Elles se chargent en feldspath potassique. L'ensemble, tout en conservant une composition de micaschiste, se transforme ainsi en migmatite avec séparation d'un ichor granitique que nous interprétons comme produit d'anatexie différentielle du micaschiste, et d'une trame très riche en biotite, sillimanite et cordiérite, qui doit alors être interprétée comme une restite.

Si cette interprétation — qui paraît la plus simple et la plus naturelle pour des roches présentant une telle constitution — est correcte, on voit que, dans l'Agly, l'isograde sillimanite-orthose est confondu avec l'isograde d'anatexie. La partie restite contient parfois un grenat voisin du pôle almandin et ces micaschistes sont ainsi assez proches des kinzigites qui en diffèrent surtout par la plus grande abondance du grenat. Un grenat de ce type a fait l'objet d'une étude à la microsonde : c'est un almandin à 6 % MnO.

L'isograde sillimanite-feldspath potassique monte à une hauteur variable dans la base de la série paléozoïque. En fait, sa position paraît liée à la limite supérieure des gneiss massifs. L'isograde se trouve en général à environ 100 m au-dessus des gneiss massifs, dans la base de la série schisto-gréseuse du Paléozoïque inférieur (secteur de Caladroy, notamment).

Les *bancs de gneiss* intercalés dans les micaschistes sont uniquement plagioclasiques à biotite; ils contiennent parfois de petits grenats sporadiques. Deux analyses de tels grenats de gneiss plagioclasiques dans la zone de transition, effectuées à la microsonde, ont indiqué 3 et 4 % MnO et 2 % CaO.

Le *marbre de base* contient des minéraux variés : diopside, amphibole, scapolite, phlogopite, plagioclases calciques. Dans les contacts et les gneiss à silicates calciques associés, le grenat est abondant, accompagné des mêmes minéraux. L'association quartz-calcite a été observée dans le marbre de Latour-de-France. Dans le bloc de la boucle de l'Agly, le marbre de base était primitivement dolomitique. Il renferme de la phlogopite, de la forstérite, de la clinohumite et du spinelle.

Les *métagabbros* et *métabasaltes* trouvés en boules au voisinage de ce marbre contiennent des paragenèses typiques du faciès amphibolite : un plagioclase An 50 à An 80, le plus souvent de la hornblende, parfois un clinopyroxène, une quantité variable de biotite.

Pegmatites périnatectiques : dans les micaschistes anatectiques et dans les zones sus-jacentes à sillimanite-muscovite et à andalousite, se développent des veines de pegmatites d'épaisseur pluridécimétrique à plurimétrique, plus ou moins abondantes selon les secteurs, et dont la fréquence tend généralement à décroître vers le haut.

Certaines d'entre elles sont affectées par les phases tectoniques synschisteuses et déformées en plis couchés, d'autres seulement par les phases tardives, certaines enfin se sont mises en place après la fin des déformations souples hercyniennes.

Dans le secteur à l'Ouest de Rasiguères (Les Cayranques et Ascayranque), ces pegmatites forment, dans la zone de l'andalousite, un réseau de filons subparallèles très discordants sur la stratification et la schistosité. Dans les autres secteurs où elles sont bien développées (Sud de Rasiguères, Serrat des Ouillastres, Planèzes, Latour-de-France, Montner, Caladroy) elles sont généralement concordantes ou accordées.

Métamorphisme dans le socle gneissique

Le métamorphisme hercynien à la limite supérieure des gneiss de Bélesta, sous la discordance, est de même degré que le métamorphisme de la base de la couverture, comme en témoignent les associations minérales caractéristiques et la composition du grenat.

Plus bas, dans les terrains du socle, le degré de métamorphisme croît, ce qui ne se traduit pas dans les métashales et métagrauwackes par des variations dans la nature des minéraux associés, mais par des variations dans leurs compositions (annexe 2). En particulier, le domaine du grenat s'étend vers des compositions de plus en plus riches en pyrope jusqu'à environ 30 % de ce constituant à la base de la série.

La discordance du Paléozoïque se répercute dans le socle par une certaine obliquité des isogrades sur la lithostratigraphie. Cette obliquité est très visible lorsqu'on suit, du Nord au Sud, les gneiss à sillimanite du faisceau de Pleus. La sillimanite y est très abondante au Sud de Latour-de-France, mais le grenat y est peu abondant et même souvent absent. Son abondance augmente vers le Sud quand ce niveau devient de plus en plus profond sous la discordance; et sur le plateau de Bélesta, au voisinage de Cortal Izard par exemple, ces kinzigites ont pris leur aspect typique très riche en grenat.

Les isogrades dans les gneiss du socle ont été définis à l'aide des roches basiques. À la base de la couverture et dans la partie supérieure du socle (Z^1), les amphibolites présentent une paragenèse banale à plagioclase calcique et hornblende.

Catazone

• **Zone de la cummingtonite** (Z^9). Les premiers niveaux très minces d'amphibolites à cummingtonite sont associés au faisceau de Pleus.

La cummingtonite y est toujours associée à la hornblende et au plagioclase. Pour la plupart, ces niveaux correspondent à d'anciennes formations basiques. Dans quelques cas cependant, la cummingtonite a été observée également dans des contacts entre gneiss à silicates calciques et gneiss alumineux.

La même zone contient également les *kinzigites* de la partie sud du faisceau de Pleus, caractérisées par l'abondance de l'almandin. Une mesure à la microsonde sur un échantillon de kinzigite de Pleus (contenant également cordiérite, sillimanite et biotite abondantes) a donné pour ce grenat les résultats suivants : MgO = 2,7 %; MnO = 2,6 %; CaO = 0,8 %. Dans ces kinzigites, la cordiérite est peu maclée dans la plupart des échantillons. Dans les échantillons exceptionnels où les macles polysynthétiques sont fréquentes, on n'en observe en général qu'une direction, d'ailleurs avec un développement médiocre.

L'épaisseur de la zone de la cummingtonite peut être évaluée approximativement à 500 m.

• **Zone à hypersthène et hornblende** (Z^h). Dans cette zone qui, dans l'Est du massif entre Bélesta et Cuxous, couvre la partie supérieure des gneiss de Caramany (faisceau des Moulins de Bélesta), on voit apparaître l'hypersthène dans les roches basiques. Mais cet hypersthène est le plus souvent accompagné d'une hornblende jaune brunâtre primaire, même dans les roches contenant du quartz. À ces deux minéraux s'ajoutent, outre le plagioclase, le diopside ou la biotite. Des amphibolites à cummingtonite se rencontrent également de temps en temps dans cette zone.

Comme dans la zone précédente, les *kinzigites* sont bien développées. Leur minéralogie est la même que dans le faisceau de Pleus, avec biotite abondante, mais la teneur en MgO du grenat s'élève à 4 %

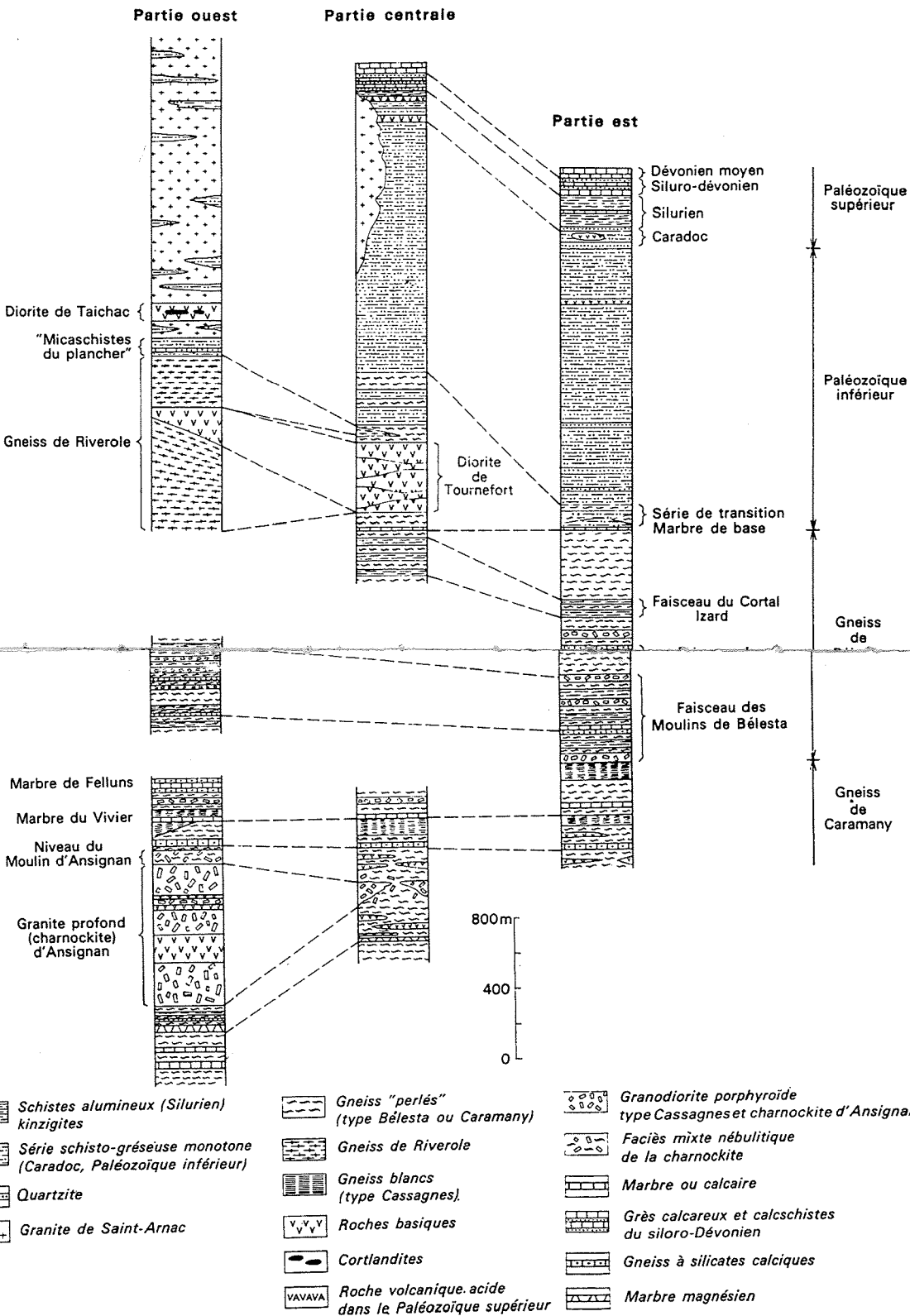


Fig. 1 - La série lithologique du massif de l'Agly

(MnO = 1 %), tandis que les macles polysynthétiques de la cordiérite se développent largement dans les trois directions, dans la plupart des grains.

Dans les gneiss quartzo-feldspathiques à feldspath potassique et oligoclase en proportions variables, on note dans cette zone l'abondance du grenat et la relative rareté de la biotite.

Dans cette zone se développe, comme nous l'avons vu, la *granodiorite porphyroïde de Cassagnes* qui se présente en bancs concordants dans les gneiss. Sa composition minéralogique et chimique et sa texture sont très analogues à celle de la charnokite d'Ansignan, mais l'hypersthène n'y est pas connu. Plus généralement, l'association hypersthène-orthose n'est pas représentée dans cette zone.

Dans les gneiss de cette zone, le feldspath potassique est de l'orthose, alors que celui des zones précédentes est du microcline, généralement moiré ou mal quadrillé (seul le microcline des gneiss de Riverole présente un très beau quadrillage) avec grand angle d'axe et triclinicité voisine de 70 %.

L'observation microscopique révèle enfin que les perthites en fuseaux très fins et très réguliers, si caractéristiques des feldspaths potassiques dans le faciès des granulites se manifestent à partir de cette zone, alors que dans les zones supérieures on observe seulement des perthites en « flammes » d'un type tout différent. Les plagioclases de la granodiorite de Cassagnes, de composition An 35-40, contiennent souvent des antiperthites faiblement développées, du type à tâches carrées d'orthose réparties dans le plagioclase.

Le petit niveau de *marbre* observé près des Moulins de Bélesta est remarquable par la présence de wollastonite dans les contacts.

L'épaisseur de cette zone est de l'ordre de 600 m.

• **Zone de l'hypersthène, sans hornblende ni cummingtonite (Z¹).** Cette zone couvre tout le domaine occupé par la partie inférieure de la série des gneiss de Caramany.

Dans les roches basiques, la hornblende n'apparaît plus que de façon exceptionnelle, et toujours dans des variétés dépourvues de quartz, voire franchement déficitaires en silice, par exemple dans une roche basique à spinelle. La cummingtonite ne se rencontre que de façon encore plus exceptionnelle et, dans ce cas, la texture montre qu'elle s'est développée de façon hystérogène aux dépens de l'hypersthène. La biotite est le plus souvent subordonnée dans ces roches et souvent elle disparaît complètement à l'exception de quelques paillettes peut-être hystérogènes, laissant ainsi la place à une association anhydre. On note cependant que l'abondance de la biotite ne varie pas de façon régulière à mesure que l'on s'enfonce dans cette zone. Les bancs basiques anhydres et les bancs basiques plus ou moins riches en biotite se succèdent de manière, semble-t-il, complètement aléatoire. On note que le grain des bancs basiques étant très variable, la plupart des bancs à grain très fin sont pratiquement anhydres.

Plusieurs niveaux très alumineux sont connus dans cette zone, mais le plus élevé se situe à 600 m au-dessous de son sommet. Ils sont

très remarquables : bien que de compositions comparables aux kinzigites, ils ne contiennent de la biotite qu'en quantité infime, et probablement entièrement hystérogène d'après ses relations texturales. Le grenat et surtout la cordiérite sont au contraire extrêmement abondants. Un spinelle vert hercynite apparaît, toujours séparé du quartz par grenat, cordiérite ou sillimanite. Le grenat contient 5 à 9 % MgO, la biotite est peu alumineuse (14 % Al_2O_3 contre 18 % dans les kinzigites et les micaschistes) et très titanifère : 6 % TiO_2 contre 3 % dans les kinzigites et les micaschistes de la zone de la sillimanite et 1,5 % dans les micaschistes de la zone de l'andalousite.

La *charnockite d'Ansignan*, de composition chimique et minéralogique proche de la granodiorite de Cassagnes, en diffère par la présence quasi constante de l'hypersthène. La biotite reste cependant toujours le minéral ferro-magnésien prédominant. Le grenat est souvent présent ; les quelques exemples de charnockite sans hypersthène correspondent à des variétés de bordures riches en grenat. Bien qu'il s'agisse d'une roche intrusive, tout permet de penser qu'elle est en équilibre avec son encaissant et que, par conséquent, l'association hypersthène-orthose est stable dans cette zone, alors qu'elle ne l'était pas dans la précédente.

Les *marbres* qui se situent dans la partie la plus profonde de la série de Caramany connue à l'affleurement, présentent une association à forstérite, chondrodite et spinelle, phlogopite et pargasite probablement hystérogènes. À l'Est de Trilla, dans un marbre très riche en minéraux situé au-dessous du granite charnockitique d'Ansignan, on note en plus, dans la même association, la présence de plagioclase calcique et de corindon.

Une étude thermobarométrique effectuée par P. Andrieux (1982a et b) sur les granulites et la charnockite, indique une température de formation de 700 à 800°C et une pression de 6 kbar. Sans remettre en cause cette température, J. Barbosa et M. Fontelles (1986), utilisant d'autres baromètres, obtiennent une pression de 4 kbar plus compatible avec l'environnement géologique, le caractère de faible pression du métamorphisme mésozonal, et les très faibles épaisseurs des zones d'isométamorphisme. De toute manière, les granulites du massif de l'Agly sont typiquement de basse pression.

On peut remarquer à ce sujet qu'à plusieurs reprises on a rencontré, dans des veines catazonales de granite clair à grenat, des cristaux d'andalousite rose, ce qui vient confirmer ce caractère de très basse pression.

Les associations minéralogiques caractéristiques des différentes zones du métamorphisme régional sont données dans le tableau de l'annexe 2.

MÉTAMORPHISME RÉGIONAL MÉSOZOÏQUE

Métamorphisme des terrains secondaires

Un métamorphisme « pyrénéen » a affecté les terrains mésozoïques du synclinorium de la forêt de Boucheville et de la partie sud-est du synclinal du Bas-Agly. Il s'agit d'un métamorphisme de haute température et de très basse pression, sans apports, qui se traduit principalement (Ravier, 1957) par la marmorisation des termes carbonatés avec naissance de baguettes de scapolite (Z^{s-m}) et, dans les termes pélitiques ou marneux, par la recristallisation partielle des phyllites détritiques, puis par la formation de cornéenne à biotite et enfin à diopside (Z^p). Il faut remarquer que le Paléozoïque formant le sous-bassement du Mésozoïque métamorphique ne montre pas de néogénèses, peut-être du fait de la structuration et du flux de chaleur hercyniens qui auraient chassé l'eau de ces sédiments.

Le métamorphisme serait dû à la montée d'un flux thermique liée au jeu décrochant senestre de grandes fractures crustales, telle la faille nord-pyrénéenne, affectant une croûte continentale amincie (Hirn, 1980).

L'observation de l'orientation des baguettes de scapolite par rapport à l'axe des microplis (Choukroune, 1972; Vaudin, 1982) permet d'affirmer que certains de ces minéraux de métamorphisme sont synchrones des phases tectoniques 1, 2 et 3. Cependant, l'âge de ces phases, et donc du métamorphisme, n'est pas clairement établi. Certains (Souquet *et al.*, 1977; Kornprobst *et coll.*, 1980) considèrent que le métamorphisme et au moins la première phase tectonique seraient anté-cénomaniens, alors que d'autres (Mattauer, 1968; Choukroune, 1972) attribuent à l'ensemble de ces phénomènes un âge sénonien. Le désaccord n'a pu être résolu par les mesures géochronologiques (Albarède et Michard-Vitrac, 1978) effectuées sur une phlogopite et une orthose provenant d'un calcaire métamorphique recueilli sur la rive nord de l'Agly entre Estagel et Mas de Jau, ainsi que sur une phlogopite provenant d'un galet calcaire de la brèche rouge post-albienne, recueilli dans une carrière abandonnée entre Estagel et Cases-de-Pène. Ces trois échantillons ont fourni, par les méthodes Ar-Ar et Rb-Sr, des âges apparents très concordants, de l'ordre de 91 à 95 Ma (Cénomano-Turonien).

Effets du métamorphisme mésozoïque sur les terrains paléozoïques

Le métamorphisme mésozoïque qui affecte les terrains du synclinal de la forêt de Boucheville et une bonne partie du synclinal du Bas-Agly a aussi touché, au moins en partie, les terrains paléozoïques puisque certaines biotites ont donné des âges crétacés par la méthode potassium-argon (Roubault *et al.*, 1963). Cette situation n'est pas surprenante puisque les terrains secondaires de la Serre de Vergès,

pincés au milieu du massif hercynien à l'Ouest de la feuille, sont eux-mêmes affectés par le métamorphisme secondaire.

Ce métamorphisme ne se traduit généralement par aucune recristallisation ou modification de composition des minéraux dans les terrains hercyniens. La seule exception possible à cette règle est une recristallisation des biotites des petites masses de granites à l'Ouest de Bélesta, sur la D 17 en direction de Montalba, dans la zone tectonique Bélesta—Mas de la Juliane.

GÉOLOGIE STRUCTURALE

TERRAINS PALÉOZOÏQUES ET CRISTALLINS, TECTONIQUE HERCYNIENNE ET RELATIONS AVEC LES TERRAINS SECONDAIRES

Structuration interne du massif de l'Agly

Les terrains paléozoïques et plus anciens du massif de l'Agly sont dans l'ensemble, en très grande majorité, des terrains sédimentaires dans lesquels la stratification reste très reconnaissable. Bien que les bords nord et sud du massif soient perturbés par les grands plis cartographiques de Montner et de Caladroy, l'essentiel des terrains du massif constitue dans la partie orientale un vaste monoclin dans lequel la stratification est orientée approximativement N-S (entre N155 et N35) et le pendage de l'ordre de 20° vers l'Est (fig. 6).

C'est cette structure monoclinale qui fait apparaître les terrains du socle antéhercynien et les zones de métamorphisme intense (granulitique) du bloc Ansignan—Cassagnes. Malgré un certain compartimentage par des failles mineures, accompagné de faibles basculements, la structure du bloc Ansignan—Cassagnes est essentiellement la suite, globalement subhorizontale, avec dômes et bassins peu accentués, du monoclin développé dans la région de Cassagnes et plus à l'Est.

La continuité se perd en revanche dans les blocs de Mérou, de Saint-Arnac et de Lesquerde, encore que la verticalisation observée dans le bloc de Saint-Arnac et la partie sud-est du bloc de Lesquerde corresponde probablement à la suite du flanc nord verticalisé du pli de Montner, décalée vers le Sud à la faveur du décrochement de Planèze dont le jeu sera décrit plus loin à propos de la faille de Fosse—Ansignan (voir p. 72). La partie nord du bloc de Lesquerde, de nouveau à structure monoclinale peu pentée vers le Nord-Est, comparable à celle des terrains à l'Est de Força-Real, représente la suite de la structure d'ensemble du massif lorsqu'on sort vers le Nord de l'emprise du pli-flexure de Montner (cf. *infra*).

Ce sont les terrains peu pentés à l'Est, qui constituent l'essentiel de la partie orientale du massif, que nous prenons pour référence dans la description des phases précoces de la déformation souple hercyn-

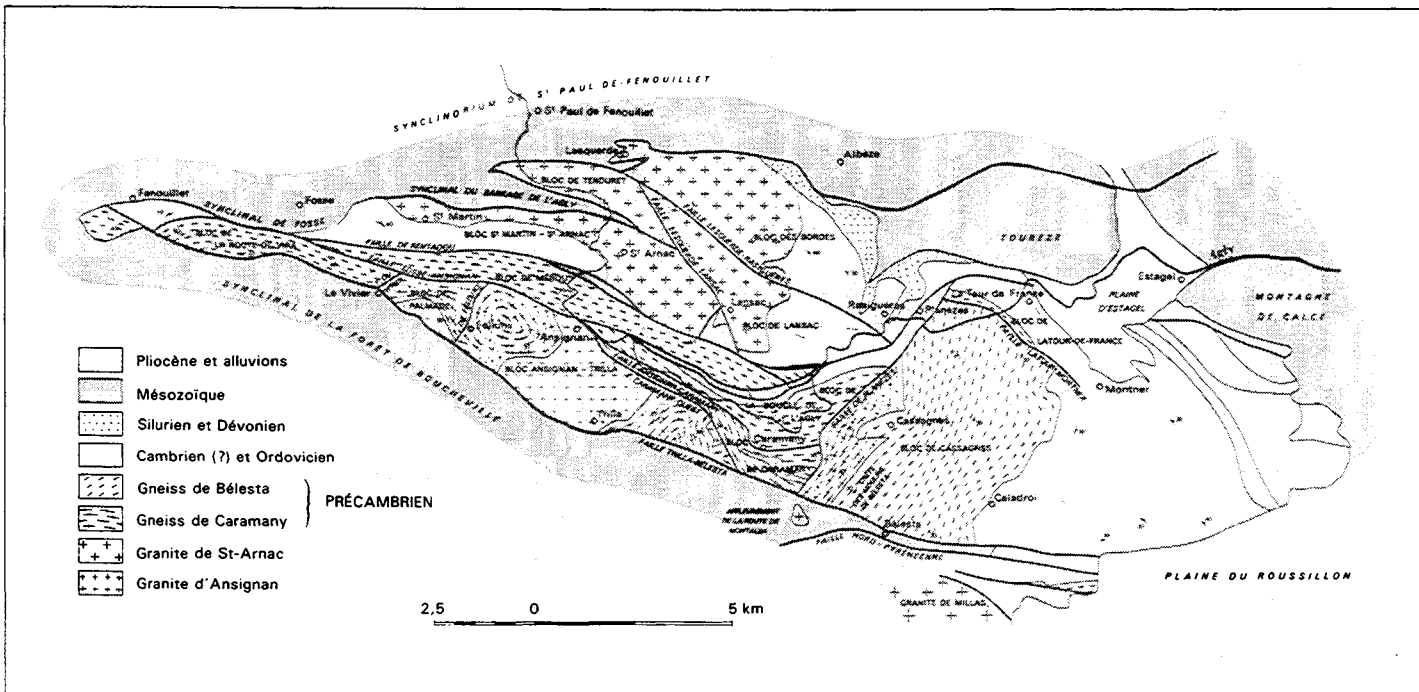


Fig. 6 - Schéma structural du massif de l'Agly.

nienne. Tous ces terrains (à l'exception de ceux où domine la texture granulitique dans la région de Caramany et Ansignan) sont affectés par une schistosité dominante pentée à l'Est d'environ 30°. Une orientation typique dans l'Est du massif est 150 NE 30. Cette schistosité est plan axial de plis couchés, généralement assez petits (décimétriques à hectométriques) dont le style varie de serré dans les terrains épizonaux à très aigu ou complètement isoclinal dans les terrains épizonaux à catazonaux. Cette phase de plissement hercynienne dominante a été décrite par M.L. Pascal *et al.* (1976) comme phase 3. Il s'y associe une linéation d'intersection parallèle aux axes des plis A3, qui est présente partout dans le massif avec une orientation très constante, typiquement 15 N 15.

Les phases hercyniennes antérieures 1 et 2 sont beaucoup moins visibles en général et ne peuvent être observées que dans les terrains peu métamorphiques. Elles ont été discutées de façon relativement détaillée par ailleurs (Pascal *et al.*, 1976). Il suffit de signaler ici que la phase 1 est une phase de plis assez ouverts, métriques à décamétriques, antéschisteux. La phase 2 est une phase de plis couchés présentant une orientation très voisine de la phase 3. Les orientations des plans axiaux et des axes de ces deux phases diffèrent rarement de plus de 15°. Ces phases 1 et 2 ne jouent, à notre connaissance, aucun rôle cartographique.

Il n'en est pas de même des plis des phases 4 et 5. Contrairement aux précédents, ces plis ont une importance très variable selon les secteurs. Souvent ils ne sont représentés que par de petites charnières isolées. Ailleurs, la schistosité associée se développe de façon intense dans certains couloirs ; ces plis se traduisent alors par de nombreuses charnières de l'échelle décimétrique à l'échelle kilométrique et ils sont responsables des grandes structures visibles sur la carte. La phase 4 a un plan axial moyen 100 S 40 et la phase 5 un plan axial moyen 45 SE 45. Les plis 4 sont généralement en forme de V et les plis 5 présentent des charnières rondes assez caractéristiques.

Le pli de Caladroy est une structure complexe. La superposition des phases 4 et 5 est probablement responsable de l'inflexion cartographique de l'axe de ce pli que l'on observe au Sud du col de la Bataille : la phase 4 est prédominante dans la partie orientale du pli de direction 110 dans le secteur du Mas de la Garrigue ; et la phase 5 dans la partie ouest, entre la route du col de la Bataille et Caladroy.

Bien que la phase 4 soit très prédominante dans la structure du pli de Montner dans les schistes à l'Est de Montner, ce pli n'est pas non plus une structure simple. De nombreux plis E-W d'âge non défini, mais certainement plus tardif, s'observent au voisinage de l'axe du pli de Montner, sur la route du col de la Bataille immédiatement au Sud de Montner. Leurs plans axiaux ont des plongements forts, mais assez variables, et ils ne forment pas un ensemble très cohérent. Il peut s'agir soit de plis hercyniens très tardifs, soit de plis d'âge alpin. Rappelons que le pli de Montner a la même direction que la flexure

importante, d'âge alpin, qui verticalise le flanc sud du synclinal du Bas-Agly, d'Estagel à Baixas.

Il existe enfin, dans le massif de l'Agly, des restes localisés de phénomènes d'écaillage ou de charriage hercyniens. Les structures les plus nettes de ce genre sont constituées par les lambeaux de Roque Courbe et de l'Aspicata, et le rocher de Dévonien qui fait face à Rasiguères immédiatement au Sud de l'Agly. Les terrains plissés, mais dans l'ensemble faiblement pentés, de Roque Courbe reposent, comme l'avait déjà signalé D. Bureau (1963), sur l'Ordovicien, le Silurien et le Dévonien inférieur autochtones verticalisés, bien visibles dans la vallée du ruisseau du Trémoine. La surface de charriage délimite ce lambeau de Roque Courbe à l'Ouest mais sa limite orientale est constituée par le prolongement de la faille de Fosse—Ansignan. Ce lambeau est le seul dans le massif de l'Agly dans lequel des terrains autres que le Dévonien (Ordovicien supérieur et Silurien) soient impliqués dans ce charriage. Cette série est renversée, avec une antiforme E-W de Dévonien constituant Roque Courbe proprement dit et, au Nord, une synforme E-W de schistes du Silurien et de l'Ordovicien supérieur. Le rocher de Dévonien au Sud de Rasiguères est le prolongement ouest, décroché vers le Sud, du flanc sud de l'antiforme de Roque Courbe. La série y est également à l'envers.

Ce secteur de Rasiguères n'est pas le seul dans le massif où le Dévonien présente des contacts anormaux avec le Silurien. C'est aussi le cas, par exemple, du Dévonien du Roc Blanc et de celui du Serrat del Fenouilla qui, au Sud du Mas de las Founts, repose par une surface subhorizontale sur les quartzites 100 N 50 du Serrat de la Devèze. Il est donc possible que les mouvements tangentiels affectant les terrains du Paléozoïque moyen et supérieur aient eu une beaucoup plus grande importance que ne le suggèrent les affleurements isolés actuels. À cet égard, la situation dans l'Agly peut être comparable à celle connue dans le Mouthoumet, dans le synclinal de Villefranche, ou sur le flanc nord du Querigut selon D. Raymond (1980, 1982), et dans le massif de Marimanya selon J. Palau *et al.* (1986).

Dans les gneiss de Bélesta, entre Caladroy, Cassagnes et Cuxous, la foliation faiblement pentée à l'Est et la linéation générale de direction 15 subhorizontale du massif de l'Agly, toujours très bien développées, changent de caractère. Ces gneiss sont écrasés, mylonitisés dans leur masse et la foliation et la linéation en question sont, dans ces gneiss, de caractère nettement mylonitique. Cependant, malgré une étude attentive, aucun mouvement tangentiel important n'a pu être mis en évidence dans la masse de ces gneiss. La surface-limite socle—couverture et les niveaux stratigraphiques à l'intérieur des gneiss (kinzigites, gneiss à silicates calciques, etc.), cartographiés de façon extensive, ne présentent aucun décalage bien que l'orientation de la foliation en question recoupe très nettement ces stratifications plissées. Nous concluons qu'il s'agit seulement de mouvements différentiels et répartis dans toute la masse mylonitique, sans effet cartographique. Cette mylonitisation ne passe d'ailleurs pas dans les schistes de la

couverture et, sauf très localement, on n'y observe que très peu de phénomènes d'écrasement. On note cependant, entre la route du col de la Bataille et la limite des gneiss, quelques surfaces d'écrasement minces (épaisseur de la zone écrasée : 20 à 50 cm), constituées de matériaux pulvérulents noirs. Les déplacements le long de ces surfaces semblent très réduits et n'ont aucune expression cartographique.

L'âge de ces phénomènes de mylonitisation n'est pas connu. Notons simplement qu'ils ne s'accompagnent généralement d'aucune altération et d'aucune recristallisation appréciable des minéraux.

Zone tectonique Bélesta—Mas de la Juliane

Cette zone met en contact les terrains paléozoïques métamorphiques du massif de l'Agly et des terrains granitiques comparables au massif de Millas. Elle est caractérisée par de très nombreuses failles dont les principales sont de direction 100-110 vertical, mettant en contact des terrains très variés, ce qui indique des rejets importants. Pourtant, ces failles sont caractérisées par l'absence de mylonites et généralement de roches écrasées sur une épaisseur dépassant quelques dizaines de centimètres. Les nombreux compartiments de terrains variés qu'elles mettent en contact sont formés de roches saines et remarquablement peu déformées.

Dans la partie orientale, au Sud de Bélesta, au niveau du Mas de la Juliane et presque jusqu'à la route du col de la Bataille, on peut distinguer trois bandes de terrain entre le massif de l'Agly et le granite de Millas :

- au Nord, la bande du Mas de la Juliane, de 200 m de large, formée de schistes très peu métamorphiques et très homogènes, pauvres en niveaux gréseux, analogues à la série de Força-Real;
- au milieu, la bande de La Jasse et du Roc Grand, de 500 m de large, formée de micaschistes de la base de la série du col de la Bataille et de gneiss du sommet de la série de Bélesta (avec zone des micaschistes anatectiques, pegmatites, marbres de base localement, etc.), correspondant à une partie du flanc sud du synclinal de Caladroy;
- au Sud, un coin de schistes très peu métamorphiques, très analogues à ceux de la bande du Mas de la Juliane, autour du ravin de la Fount del Farré.

Dans la partie centrale, au niveau de Bélesta, on peut distinguer également trois bandes, mais assez différentes :

- au Nord, sous le village de Bélesta et dans le Serrat del Bouix, une série de collines calcaires reposant sur des gneiss de Bélesta (bande de Bélesta, large de 300 m);
- au centre, une bande de 250 m de large comprenant divers schistes peu métamorphiques et notamment de fréquents schistes blancs du Caradoc accompagnés de métavolcanites acides;
- au Sud, 200 m de schistes qui semblent constituer la suite du coin de la Fount del Farré, très peu métamorphiques à l'Est du ravin de

l'Orteil, mais nettement affectés par le métamorphisme de contact (schistes tachetés) au Sud de Bélesta. Le granite apparaît dans cette bande au Nord de Bosc Negro.

À partir de là, la zone tectonique Bélesta—Mas de la Juliane s'élargit vers l'Ouest pour constituer la pointe orientale du synclinal de la forêt de Boucheville. Sous les calcaires secondaires apparaissent, ici et là, des roches du socle hercynien; on observe notamment, immédiatement au Nord de la colline de Bosc Negro, un petit affleurement de gneiss et, juste au Sud de la route Bélesta—Caramany, un affleurement de granite porphyroïde remarquable par la recristallisation des biotites en petites lamelles transverses.

Ces diverses observations, ainsi que la transformation, à Caladroy, de l'extrémité sud du marbre de base du massif de l'Agly en skarn à amphibole et magnétite, montrent que toutes les roches observées sont « familières ». Elles appartiennent au massif de l'Agly ou au massif de Millas. Cela ne suggère pas de grands déplacements longitudinaux le long de la faille nord-pyrénéenne, mais plutôt un jeu vertical « en touches de piano ».

L'analogie remarquable, de nature et d'architecture, des granites de Saint-Arnac et de Millas, l'abondance des albitites et leur organisation comparable dans les deux massifs, militent également en faveur d'un faible déplacement E-W. On serait même tenté, compte tenu de l'absence de contacts intrusifs latéraux au Sud du granite de Saint-Arnac et au Nord du granite de Millas (dans les deux cas il s'agit de limites par failles), de penser qu'il s'agit de deux parties d'un seul et même granite dont le soubassement a été remonté en horst dans le bloc du Sud-Agly et effondré en graben dans la zone tectonique Bélesta—Mas de la Juliane.

Les massifs hercyniens et leurs relations avec les terrains secondaires

Les bords des massifs

Les terrains paléozoïques ou plus anciens de cette feuille comprennent la partie orientale du massif nord-pyrénéen de l'Agly constituée essentiellement de Paléozoïque fossilifère, de schistes et de gneiss, et la terminaison orientale du massif granitique de Millas qui, lui, appartient à la zone axiale pyrénéenne.

Le massif de Millas est limité au Nord par une faille verticale importante, la faille nord-pyrénéenne. Cette faille met en contact les deux massifs hercyniens de Millas et de l'Agly sur une partie de son trajet entre Bélesta et la vallée de la Têt, où elle disparaît sous les alluvions au Nord de Néfiach.

À l'Ouest de la feuille, la faille nord-pyrénéenne met en contact le

massif de Millas avec les terrains mésozoïques métamorphiques qui constituent la terminaison orientale du synclinal de la forêt de Boucheville. Ces terrains sont eux-mêmes séparés du massif de l'Agly, situé plus au Nord, par une autre faille verticale importante, la faille Trilla—Bélesta (aussi appelée par D. Leblanc « faille bordière sud du massif de l'Agly »). Cette faille se poursuit vers l'Est à travers les terrains paléozoïques à partir de Bélesta environ jusqu'au point où elle disparaît sous les cailloutis pliocènes un peu au Nord de Millas. Entre la faille nord-pyrénéenne et la faille de Trilla—Bélesta s'étend une zone tectonique Bélesta—Mas de Juliane, zone faillée complexe, intéressante parce qu'elle met en contact les terrains paléozoïques du massif nord-pyrénéen de l'Agly et les terrains granitiques de la zone axiale (granite de Millas); ce qui permet d'examiner d'importance réelle de la faille nord-pyrénéenne.

La bordure nord du massif de l'Agly est en contact par faille avec le Crétacé du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet entre le bord ouest de la feuille (environs de Lesquerde) et la Cuma del Rey. Il s'agit d'une faille inverse le long de laquelle les terrains granitiques du bord nord du massif de l'Agly chevauchent les terrains crétacés. Cette faille assez complexe passe à l'intérieur des terrains crétacés au niveau de la Cuma del Rey et est relayée à partir de là par un autre accident le long duquel, dans tout le Nord de la feuille, le synclinal du Bas-Agly chevauche le synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet. Au Nord de La Borde-Vieille et du Serrat d'en Franc, elle met en contact les terrains siluriens et dévoniens du massif de l'Agly avec le Crétacé de l'Alveze de la Cuma del Rey.

Le reste de la bordure nord du massif de Millas (à l'Est du méridien de Rasiguères) est constitué par la couverture mésozoïque du massif de l'Agly en situation à peu près normale. Ce Mésozoïque correspond au bord sud du synclinal de la Tourèze qui se poursuit à l'Est d'Estagel et s'élargit considérablement dans le synclinal du Bas-Agly. Toutefois, cette couverture mésozoïque est intensément plissée avec des plis couchés développés dans le Lias le long d'une bande de terrain qui s'étend d'Estagel à Baixas, et bien visibles aussi au niveau de la route d'Estagel à Calce (« plis de Calce » : Pascal *et al.*, 1976). Le bord sud du synclinal du Bas-Agly, entre Estagel et Baixas, est verticalisé par une phase plus tardive présentant une schistosité de plan axial sub-verticale, très bien développée dans les marnes du Lias, par exemple aux environs immédiats de Calce. Cette phase est responsable de replis profonds et de style parfois coffré de la surface-limite socle—couverture. L'un de ces replis synclinaux de direction 110, s'observe par exemple juste au Nord du Serrat de la Pedrera (méridien de Pézilla-la-Rivière). D'autres replis profonds de cette surface, par exemple le pli sous la tour de la Trémoine au Nord de Rasiguères, présentent une orientation différente et peuvent correspondre à des phases tectoniques plus tardives.

Ces déformations intenses d'âge mésozoïque, avec développement de schistosités à certains stades, viennent se superposer aux déforma-

tions souples (également avec plusieurs schistosités et linéations) de terrains paléozoïques dans certains secteurs (par exemple sur la route de Pézilla entre Estagel et le Roc Blanc : compartiment du col de l'Ase) et rendent très difficile la reconstitution des déformations paléozoïques de ces secteurs. Une tentative d'analyse de ces déformations superposées a été donnée par M.L. Pascal *et al.* (1976).

Les failles posthercyniennes et les pincées de terrains secondaires à l'intérieur du massif de l'Agly

Plusieurs affleurements de tailles variées de terrains mésozoïques existent à l'intérieur du massif de l'Agly. Tous sont en relation avec des failles verticales. Une situation très analogue est observée dans le cas des affleurements mésozoïques de la zone tectonique Bélesta—Mas de la Juliane qui a été précédemment décrite en détail.

Ces failles sont très importantes. Elles isolent des blocs dont les relations sont très difficiles à établir et que l'on pourrait presque considérer comme des massifs nord-pyrénéens indépendants.

Le plus important de ces blocs constitue tout le Sud du massif. Nous le désignerons sous le nom de bloc Ansignan—Cassagnes. Il est limité au Nord par une faille appelée faille de Fosse—Ansignan (du nom de deux localités sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet). Sur la feuille Rivesaltes, cette faille suit la rive nord de l'Agly et elle est jalonnée par des chicots de Rhétien bien visibles dans le paysage et un affleurement de Trias au lieu-dit La Rhouyre, là où cette faille est recoupée par la vallée de l'Agly. Cette faille se poursuit sur la rive sud de l'Agly jusqu'au Sud de Planèze où elle subit un décrochement de faible ampleur vers le Nord puis se prolonge de Planèze à Latourde-France où elle disparaît sous les alluvions de l'Agly.

Il existe une seconde faille presque parallèle à celle-ci, la faille du Rentadou, située 600 à 700 m plus au Nord et jalonnée par des pincées plus importantes de terrains secondaires : la Serre de Vergès et la montagne de Lansac. Cette faille se raccorde à la précédente à ses deux extrémités, si bien que ces deux failles isolent une étroite lentille de terrains gneissiques, dite bloc de Mérou. Alors que les terrains du bloc Ansignan—Cassagnes et ceux du bloc de Mérou sont formés essentiellement de gneiss de haut degré de métamorphisme, ceux situés au Nord de la faille du Rentadou sont constitués essentiellement de schistes de la couverture paléozoïque et du granite intrusif de Saint-Arnac—Lesquerde.

Le granite de Saint-Arnac est lui-même divisé en deux parties par une troisième faille importante — la faille de Lansac —, jalonnée par la pincée de Lias dite « synclinal du barrage de l'Agly » qui, d'Ouest en Est, est successivement décrochée vers le Sud par deux failles NW-SE : la faille Lesquerde—rocher de Lansac et la faille Lesquerde—Rasiguères. L'importance de la faille de Lansac, moindre peut-être que celle des deux failles précédentes, est malgré tout consi-

dérable car elle isole un compartiment nord (ou de Lesquerde) dans lequel le granite de Lesquerde est massif et homogène, et un compartiment sud (ou de Saint-Arnac) dans lequel le granite est interdigité avec de très nombreux et importants septa de micaschistes et des roches basiques.

Niveau d'érosion des terrains hercyniens lors du dépôt de la couverture mésozoïque.

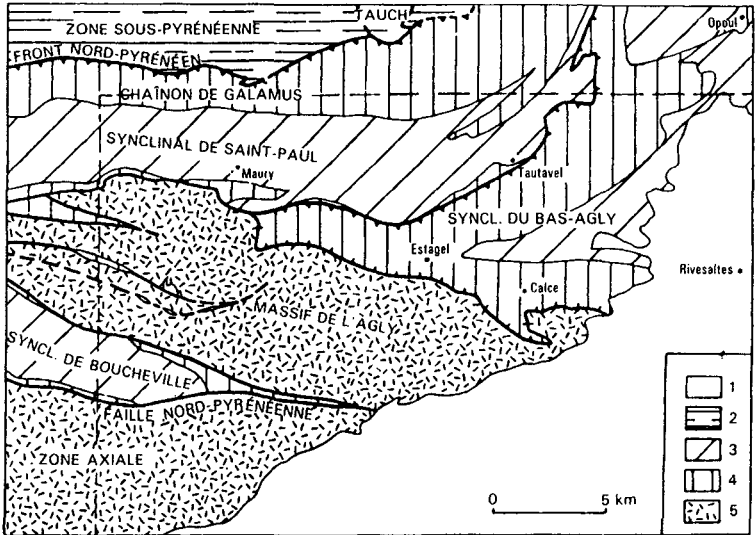
Partout où le Secondaire repose plus ou moins normalement sur les terrains hercyniens, ils s'agit de terrains du Dévonien, du Silurien ou de l'Ordovicien supérieur épizonal. Cela est vrai le long du bord sud du synclinal du Bas-Agly, mais aussi là où est visible le soubassement paléozoïque des terrains mésozoïques pincés le long des failles de Fosse—Ansignan et du Rentadou, à l'intérieur du massif de l'Agly. L'érosion posthercynienne n'a sans doute pas atteint de niveaux plus profonds. Il n'est même pas évident du tout qu'elle ait atteint le granite de Saint-Arnac ; et le lambeau de schistes de la montagne de Lansac, effondré au milieu du granite, ne laisse apparaître sous les terrains secondaires que des schistes tachetés appartenant à l'auréole métamorphique du granite.

En revanche, le calcaire des collines de Bélesta, du Sarrat del Bouix et du pic Haut, repose directement sur les gneiss de Bélesta dans la partie nord de la zone tectonique Bélesta—Mas de la Juliane. Cela suggère que cette bande a fonctionné en horst avant le dépôt du Trias.

TERRAINS MÉSOZOÏQUES, TECTONIQUES AU COURS DU CYCLE ALPIN

Plusieurs phases tectoniques ont marqué leurs effets sur la structure de la couverture mésozoïque de la zone nord-pyrénéenne orientale. Au Sud, dans le synclinorium de la forêt de Boucheville (fig. 7), on observe (Choukroune, 1970, 1976) deux phases de plissement souple accompagnées d'une schistosité subverticale. La première est responsable de plis couchés d'amplitude hectométrique déversés dans des directions allant de l'WNW au Nord. La seconde a formé les plis de direction proche de E-W qui constituent les structures les plus visibles dans cette zone. Leurs plans axiaux sont faiblement déversés vers le Nord.

Dans les régions plus septentrionales où la phase 1 ne semble plus se marquer, c'est encore à la phase 2 que seraient dues les structures majeures (Choukroune et Meurisse, 1970 ; Meurisse, 1975). Il s'agit des synclinaux de Saint-Paul-de-Fenouillet et du Bas-Agly, dont la direction générale est E-W. Une schistosité de plan axial affecte encore la partie sud de ces grands plis mais disparaît progressivement vers le Nord. Le synclinorium de Saint-Paul, légèrement déversé vers le Nord,



La structure de cette région est largement conditionnée par les grandes failles de socle de direction "pyrénéenne", voisine de N 110 : faille nord-pyrénéenne, failles bordières sud et nord du massif de l'Agly et front nord-pyrénéen chevauchant. Ces accidents, qui ont joué au moins à partir de l'Albien supérieur, délimitent un système de horsts (zone primaire axiale, massif nord-pyrénéen de l'Agly) et de grabens (synclinal métamorphique de Boucheville, synclinaux nord-pyrénéens septentrionaux). Des mouvements décrochants, dont l'importance est discutée, se sont également produits le long de ces failles.

1 : Pliocène et Quaternaire du Roussillon. 2 : Zone sous-pyrénéenne. 3 et 4 : Mésozoïque de la zone nord-pyrénéenne. 3 : série marneuse de l'Aptien supérieur - Albien, 4 : série calcaire du Rhétien à l'Aptien inférieur. 5 : Socle hercynien.

Fig. 7 - Structure de la couverture mésozoïque de la feuille Rivesaltes et des secteurs voisins

est nettement chevauché par celui du Bas-Agly dont le flanc sud est fortement redressé. Il faut noter que le Mésozoïque du massif de Calce, qui fait suite en continuité à celui du synclinal du Bas-Agly, est entièrement désolidarisé de son substratum, comme le montre le rabotage basal des couches au contact du Paléozoïque dans les collines situées au Sud-Ouest de Baixas (Durand-Delga, 1964). L'âge de ce décollement par rapport au plissement majeur de phase 2 est cependant contesté (Mattauer et Proust, 1965).

Les synclinaux de Saint-Paul-de-Fenouillet et du Bas-Agly portent aussi la trace d'une troisième phase de plissement qui a formé les petits plis en échelon de direction NW-SE de la région comprise entre Estagel et Baixas (Durand Delga, 1964), ainsi que le pli de Lesquerde. Les nombreux petits décrochements senestres d'orientation NE-SW à E-W qu'on peut observer dans les couches calcaires, paraissent dus à la même phase 3 qui correspondrait à un mouvement de décrochement senestre le long de grandes fractures du socle, telles la faille bordière nord du massif hercynien de l'Agly (Vaudin, 1982), le front nord-pyrénéen et aussi, plus au Sud, la faille bordière sud du massif de l'Agly et la faille nord-pyrénéenne (Choukroune, 1970).

Il existe enfin une quatrième phase de déformation qui se traduit par des accidents proches de E-W et souvent légèrement chevauchants vers le Nord (Choukroune, 1970). Son expression cartographique la plus nette paraît constituée ici par les failles du Roc Blanc et de l'Ouest du Mas de las Fonts (Vaudin, 1982). C'est peut-être à la même phase, ou en tout cas à une phase également tardive, qu'il faut attribuer la torsion vers le Nord-Est de l'extrémité orientale du synclitorium de Saint-Paul-de-Fenouillet et de la partie nord du synclinal du Bas-Agly, cette torsion étant en rapport avec les charriages, plus septentrionaux, de la nappe des Corbières.

La datation de ces diverses phases tectoniques est délicate étant donné l'absence quasi totale de dépôts du Crétacé supérieur et du Paléogène. La phase 4, qui est la seule à affecter les brèches post-albiennes, est assimilée à la phase pyrénéenne de l'Éocène supérieur. Par contre, s'il est admis que les phases antérieures sont crétacées, il y a cependant désaccord sur leur âge exact (voir « Métamorphisme »).

TERRAINS NÉOGÈNES, TÉMOINS D'UNE NÉOTECTONIQUE MÉDITERRANÉENNE

Le graben néotectonique du Roussillon

Le fossé du Roussillon est délimité par deux failles majeures :
— au Nord, la faille de Prades (ou de la Têt), de direction N60 ;
— au Sud, la faille des Albères, de direction N100, relayée vers l'Ouest par celle de Céret.

Implanté au droit du littoral, sensiblement au cœur du bassin, le sondage Canet est le seul à avoir atteint le fond du graben qu'il a touché à la cote -1780 NGF. Si l'on se réfère à l'aplanissement repère des Corbières méridionales, le rejet de la faille de Prades approche 2000 m ($1780 + 200$).

Vers l'Est, ce graben se prolonge en mer dans la marge du golfe du Lion tandis que, dans la direction opposée, il se résorbe : au droit de Céret, dans le Vallespir et au-delà de Prades, dans le Conflent. Il est relayé, au Sud-Ouest, par le demi-graben de la Cerdagne.

Ce graben recoupe, en surimposition tectonique, les structures pyrénéennes élaborées du Crétacé supérieur à l'Eocène. En effet, il est implanté conjointement sur deux unités tectoniques pyrénéennes : la zone primaire axiale et la zone nord-pyrénéenne. À cet égard, on peut observer, au droit de Néfiach, l'intersection de la faille nord-pyrénéenne (jalonnant le contact des deux zones évoquées) par la faille de Prades.

L'âge miocène du graben et son synchronisme avec l'évolution du golfe du Lion

L'âge du fossé est déduit de l'âge de son remplissage. Au toit, il est antérieur au Pliocène le plus inférieur dans la mesure où — à l'extrême base du Zancléen — le nouveau bassin transgressé résulte de l'exhumation partielle (à la faveur de la « crise de salinité ») du comblement miocène du graben. Au mur, l'âge du commencement de la subsidence est attesté par les premiers dépôts du remplissage. En mer, ces premiers dépôts, discordants sur le socle paléozoïque, appartiennent à l'Aquitarien basal. À terre, à l'extrémité occidentale du bassin, le gisement de mammifères d'Espira-du-Conflent fournit un âge burdigalien inférieur. Compte tenu de l'épaisseur de la colonne sédimentaire sous-jacente qui le sépare du mur paléozoïque du fossé (250 m), le début de la subsidence paraît remonter, comme en mer, à l'Aquitarien basal.

Le prolongement en mer du graben du Roussillon fait de ce dernier une dépendance du golfe du Lion. Par ailleurs, l'âge miocène de son remplissage, ainsi que l'âge aquitarien de son individualisation, révèlent une évolution en étroit synchronisme avec l'ouverture et la subsidence du golfe du Lion, l'une et l'autre consécutives à la rotation du bloc corso-sarde.

Le rejeu pliocène de la faille septentrionale

À l'échelle de l'ensemble du bassin, la configuration cartographique des terrains pliocènes et, en priorité, leur emboîtement au sein de la série miocène dans toute la partie occidentale du Roussillon, prouvent que la sédimentation pliocène, si elle n'a pas été assujettie à un contrôle tectonique, fut en revanche tributaire de l'héritage paléogéo-

graphique messinien. Cette discordance de ravinement basale s'observe remarquablement en rive nord de la Têt, entre Ille-sur-Têt et Millas.

Le rejeu de la faille bordière du bassin est non moins évident. Il paraît toutefois discontinu et d'ampleur limitée. En effet, il s'observe à l'intérieur des « orgues » pliocènes d'Ille-sur-Têt sous forme d'une faille normale de direction N40. Son rejet n'excède guère une vingtaine de mètres; il est à l'origine du pendage N qu'on relève sur les bords de la Têt dans ce site. Cet accident s'amortit assez rapidement en direction aval mais il paraît se prolonger en direction amont où les conditions d'observation ne sont pas favorables. Ce rejeu s'observe également au pied du massif de Força-Real où il présente un plus ample développement. Sur 7 km, en effet, il dessine un contact rigide entre le Pliocène du bassin et le Paléozoïque du massif de l'Agly.

Ce rejeu affecte le remblaiement pliocène dans ses termes élevés : brèches de Força-Real, d'âge zancéen supérieur. Comme, par ailleurs, l'accident est scellé par la plus ancienne des terrasses de la Têt (terrasse de Poc Calbeil—Mas Ferréol), d'âge villafranchien, on est ainsi conduit à placer ce rejeu dans le Zancéen supérieur, voire le Plaisancien. Il peut s'interpréter comme l'effet d'une subsidence de charge induite par le comblement du bassin.

RESSOURCES DU SOUS-SOL ET EXPLOITATIONS

HYDROGÉOLOGIE

Climatologie

Le climat de cette région est typiquement méditerranéen et se caractérise par une température douce, une pluviométrie faible mais irrégulière, une durée d'ensoleillement importante et des vents souvent fréquents et violents. Les conditions climatiques varient en fonction de l'altitude et de l'éloignement par rapport à la mer.

• Les **précipitations** augmentent sensiblement en direction de l'Ouest et plus précisément encore, du Nord-Ouest où se fait alors sentir l'influence du pic de Bugarach (1 231 m) dans les Corbières. Ainsi, les variations des précipitations moyennes annuelles dépassent 150 mm entre Perpignan au Sud-Est et Saint-Paul-de-Fenouillet au Nord-Ouest (en limite occidentale de la feuille).

À la station météorologique de Perpignan-Llabanère, la moyenne pluviométrique s'établit à 590 mm entre 1850 et 1976. Il est probable que sur la Serre du Pla de Saint-Paul, dans l'angle nord-ouest de la feuille, cette valeur soit de l'ordre de 800 mm environ.

Les pluies sont généralement brèves avec 78 jours en moyenne annuelle à Perpignan et un peu moins de 100 à Saint-Paul-de-Fenouillet. D'un caractère parfois violent, ces pluies peuvent provoquer

des inondations catastrophiques. Signalons, par exemple, une précipitation de 435 mm en 24 heures, le 26 octobre 1915 à Perpignan.

Octobre est généralement le mois le plus pluvieux avec 13,5 % du total moyen des pluies observées annuellement. Pour le mois de juillet, ce pourcentage est inférieur à 4 %. Plus vers l'Ouest, les mois les plus arrosés sont novembre et décembre. La seconde période pluvieuse se produit sur toute cette feuille en mars et avril.

Les minima s'observent en juillet d'une part et février d'autre part. La faible pluviométrie de juillet, annoncée graduellement depuis mai, se poursuit généralement jusqu'en septembre.

Les précipitations mensuelles s'avèrent extrêmement irrégulières. Ainsi, à Rivesaltes, on peut noter des valeurs de 815 mm en 1965 et 0 en 1973 pour le mois d'octobre.

L'irrégularité de ces pluies se remarque aussi dans l'espace. Ainsi le 13 octobre 1986, il est tombé 480 mm d'eau à Canet-Plage (feuille Perpignan) et seulement 70 mm à Perpignan-Llabanère, points d'observation distants de 14 km.

Les précipitations neigeuses restent exceptionnelles en durée et intensité. Une hauteur de neige de 60 cm à Perpignan a cependant été enregistrée entre les 4 et 6 février 1954.

- La **température** moyenne annuelle est comprise entre 13,5 et 15°C sur cette feuille. À la station météorologique de Perpignan-Llabanère, cette valeur atteint 15,37°C entre 1946 et 1976. Si le nombre de jours de gelée est faible, c'est-à-dire une quinzaine en moyenne annuelle au niveau de Rivesaltes et Perpignan, cette valeur augmente en direction de l'Ouest. Les températures extrêmes sont de + 40 et - 11°C. Cette région se caractérise par une durée élevée d'ensoleillement avec une moyenne annuelle de 2590 heures à Perpignan.

- Eu égard à leur fréquence et à leur intensité, les **vents** jouent un rôle primordial dans le climat de ce secteur. Le vent dominant s'appelle la tramontane et souffle du Nord-Ouest. Il se caractérise par sa violence en dépassant parfois 160 km/h, voire plus de 180 km/h (valeur dépassée à Perpignan en 1954). Son action desséchante sur la végétation s'avère considérable et tend à augmenter de façon très sensible les phénomènes d'évapo-transpiration.

Les vents de vitesse supérieure à 2 m/s ont une fréquence de 50 % à Perpignan et 15 % pour une vitesse supérieure à 10 m/s. L'intensité maximale s'observe entre novembre et avril et en période diurne.

Les vents du Nord-Ouest (tramontane), d'Ouest (ponant) et du Nord (narbonnais), de mêmes caractéristiques, ont une fréquence de deux tiers, la tramontane représentant à elle seule une fréquence de 50 %.

Les autres vents, c'est-à-dire le marin soufflant du Sud-Est, le grec du Nord-Est et le levant de l'Est, sont plus rares ; ils apportent généralement la pluie. Les vents du Sud-Ouest, ou vents d'Espagne, sont toujours chauds.

Tous ces facteurs climatiques se conjugent et entraînent une évapotranspiration intense. L'excédent pluviométrique, qui donne lieu à écoulement superficiel ou souterrain, ne dépasse pas 100 à 200 mm suivant les secteurs, en moyenne interannuelle.

Eaux de surface

La totalité de la feuille se situe dans les bassins-versants de l'Agly au Nord et de la Têt au Sud, fleuves côtiers qui s'écoulent d'Ouest en Est.

La Têt reçoit des affluents de faible importance en rive gauche et, en rive droite, essentiellement le Boules venant des Aspres schisteuses et la Basse drainant les terrasses alluviales entre Thuir et Perpignan. L'Agly reçoit en rive gauche le ruisseau de Maury s'écoulant dans la même direction, ainsi que le Verdoble et le Roboul orientés N-S sur la feuille. En rive droite, l'Agly conflue avec la Désix près du village d'Ansignan, ce cours d'eau se situant en presque totalité en dehors de la carte.

Le bassin-versant du *ruisseau de Maury* est entièrement situé dans le synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet dont le cœur est composé de marnes pratiquement imperméables et les flancs de calcaires et dolomies. Les marnes évacuent très vite les eaux reçues, tandis que les calcaires fissurés et karstifiés absorbent les précipitations sans donner d'écoulement superficiel. Ainsi, le lit superficiel de ce cours d'eau est le plus souvent sec, sauf durant les épisodes pluvieux. Pendant les périodes intermédiaires, ce sont les émergences karstiques qui assurent l'approvisionnement de ce cours d'eau.

À sa confluence avec l'Agly, le module annuel du ruisseau de Maury atteint 0,5 m³/s environ.

La plus grande partie du bassin-versant du *Verdoble*, couvrant en totalité une superficie de 305 km², se situe à l'extérieur de cette feuille. La pluviométrie importante sur la haute vallée et l'importance des calcaires favorisant l'existence de sources karstiques pérennes ou temporaires, permettent un écoulement pratiquement permanent de ce cours d'eau. Cependant, avant sa confluence avec l'Agly, dans les gorges de Tautavel, au Sud de l'agglomération, l'écoulement aérien du Verdoble peut se perdre totalement avec réapparition aux sources karstiques de Font Estramar et Font Dame, près de Salses (traçages réalisés par H. Salvayre).

À la station de jaugeage de Tautavel, avant les pertes, le module annuel du Verdoble atteint 3 m³/s, avec des débits de crue pouvant dépasser 250 m³/s.

Le Roboul, qui conflue avec l'Agly à Rivesaltes, a une extension limitée et traverse sur cette feuille, d'une part le flanc oriental de la Serre d'Espira, constitué de calcaires urgoniens, et d'autre part les formations plio-quaternaires à l'Ouest du camp Maréchal-Joffre. Ce

cours d'eau présente un écoulement superficiel durant de courtes périodes correspondant aux épisodes pluvieux.

L'Agly, qui prend sa source au pied du pic de Bugarach, apparaît sur la feuille après avoir traversé le synclinal de Soulatge dans le département de l'Aude et le synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet. Ce fleuve côtier serpente alors dans le massif de l'Agly et les apports souterrains s'avèrent nuls jusqu'à Latour-de-France. À l'aval d'Estagel, en traversant les calcaires karstifiés de l'Urgonien, se produisent des pertes qui, en période d'étiage, entraînent un assèchement total du cours superficiel de l'Agly en aval, assèchement pouvant se poursuivre durant plusieurs mois consécutifs. Comme pour le Verdoube, les eaux réapparaissent, tout au moins partiellement, à Font Estramar et Font Dame.

Au Mas de Jau, à l'aval de ces pertes, le débit moyen annuel entre 1967 et 1986 atteint $6,4 \text{ m}^3/\text{s}$ avec des pointes de crue supérieures à $1000 \text{ m}^3/\text{s}$ ($1212 \text{ m}^3/\text{s}$ en 1970). Eu égard à l'action régulatrice des infiltrations dans les calcaires karstifiés, les crues de l'Agly sont cependant moins violentes que celles observées sur la Têt et le Tech. On a cependant enregistré un débit de $2000 \text{ m}^3/\text{s}$ à Rivesaltes en 1940.

La Têt présente un écoulement permanent. Cependant, les débits d'étiage s'avèrent très faibles et peuvent rester inférieurs à 250 l/s à Perpignan (155 l/s le 13 août 1976). Le barrage de Vinça situé en amont d'Ille-sur-Têt, outre son rôle d'écrêteur de crues, permet de restituer de l'eau au cours inférieur durant les périodes d'étiage. À l'aval du barrage, le débit ne doit pas descendre au-dessous de $6 \text{ m}^3/\text{s}$. Mais les multiples prélèvements réalisés pour l'irrigation entraînent une diminution très importante de cet écoulement. Le débit moyen annuel de la Têt entre 1970 et 1983 atteint $11,5 \text{ m}^3/\text{s}$ à Perpignan.

Les crues s'observent essentiellement durant l'automne, en particulier en octobre, voire au printemps entre février et mai. Durant cette dernière période, les débits élevés traduisent l'apport dû à la fonte des neiges sur la haute vallée. Les débits de crue peuvent être très importants, avec par exemple $3000 \text{ m}^3/\text{s}$ en octobre 1940 à Perpignan.

Le Boules, qui provient des Aspres schisteuses, entaille sur cette feuille les alluvions de la terrasse d'Ille-Millas et *la Basse* draine la terrasse de Toulouges.

Afin d'irriguer les basses plaines du Roussillon, il s'est avéré nécessaire de construire les canaux qui sont alimentés par prises directes dans l'Agly et la Têt ou éventuellement par pompage dans des puits implantés dans le lit même des cours d'eau. Le recours à ces puits s'effectue dans la vallée de l'Agly, eu égard à l'absence d'écoulement superficiel de ce cours d'eau en étiage. Sur cette feuille, les principaux canaux sont, d'une part ceux d'Estagel, de Rivesaltes et d'Espira-de-l'Agly, prélevant l'eau de l'Agly (prises directes ou pompages dans la nappe alluviale) à Latour-de-France, en amont de Case-de-Pène et à

Espira-de-l'Agly; et d'autre part ceux d'Ille-sur-Têt, de Thuir, de Perpignan, de Millas et Néfiach, de Corneilla-la-Rivière, de Pézilla-la-Rivière et des Quatre-Cazals, prélevant l'eau directement sur la Têt. Ces canaux et l'irrigation intensive sur les alluvions récentes de l'Agly et de la Têt et sur les terrasses d'Ille—Millas et de Toulouges, influencent directement la nappe phréatique.

Les études et travaux préalables à la réalisation du barrage de Caramany, dont la capacité doit atteindre 50 à 60 millions de mètres cubes et qui se situe sur l'Agly à l'aval du village de Caramany, ont débuté. Cet ouvrage, comme celui de Vinça sur la Têt, aura un double rôle, c'est-à-dire stockage d'eau pour irrigation, notamment dans la plaine de la Salanque, et écréteur de crues.

Eaux souterraines

Sur cette feuille, les principaux aquifères sont représentés par les alluvions quaternaires déposées principalement par l'Agly et la Têt, et par les horizons pliocènes du Roussillon. Cependant, des ressources en eau souterraines se rencontrent aussi dans d'autres formations, notamment dans les calcaires du Jurassique et Crétacé inférieur; leur exploitation s'avère plus réduite en raison de plus grandes difficultés à l'exécution des captages, d'une très grande variabilité du potentiel dans l'espace, et surtout de besoins plus limités.

• Les **alluvions quaternaires** de l'Agly et de la Têt constituent un aquifère libre, superficiel, et d'importance capitale pour le Roussillon. La nappe contenue dans les alluvions récentes est en liaison hydraulique directe avec les deux fleuves côtiers, qui représentent temporairement des axes de drainage des eaux souterraines.

L'épaisseur de cet aquifère peut localement dépasser 15 m, notamment dans le secteur d'Ille-sur-Têt. On note une discontinuité hydraulique entre, d'une part les alluvions récentes et celles des basses terrasses comprises entre Ille et Saint-Féliu, et d'autre part les alluvions de la terrasse située entre Toulouges et le Sud de Millas où la nappe est alors en position perchée.

La charge hydraulique s'avère plus faible dans les alluvions récentes de la Têt et de la terrasse d'Ille par rapport à celle obtenue dans les formations pliocènes sous-jacentes; il y a donc drainance du bas vers le haut et les échanges s'effectuent au détriment de l'aquifère profond pliocène. Par contre, dans la vallée de l'Agly et sur la terrasse de Toulouges, la pression dans le Pliocène est sensiblement égale, voire inférieure à celle des nappes quaternaires.

Les transmissivités sont généralement supérieures à 10^{-2} m²/s dans les alluvions récentes de l'Agly ou de la Têt et sur les terrasses de la Têt et du Boules en amont de Saint-Féliu; les débits des forages peuvent alors dépasser 100 m³/h entre Corneilla-la-Rivière et Perpignan, en rive gauche de la Têt et dans le secteur compris entre Saint-Féliu-d'Avall et la zone industrielle de Saint-Charles à Perpignan, les transmissivités variant entre 10^{-2} et 10^{-3} m²/s. Elles ne dépassent

jamais 10^{-3} m²/s entre Toulouges et Perpignan, sur les terrasses anciennes de la Llabanère—Saint-Estève et sur le cône de déjection du camp Maréchal-Joffre; les ressources en eau sont alors médiocres dans ces secteurs.

En amont de Latour-de-France, l'extension des alluvions de l'Agly est extrêmement réduite et les ouvrages, tel celui alimentant le synclinal intercommunal de Bélesta—Cassagnes, fonctionnent en réalimentation induite par les eaux superficielles.

Entre Estagel et Latour-de-France, les alluvions anciennes constituent un médiocre réservoir et seules les alluvions récentes à proximité de l'Agly permettent l'exploitation de captages à des débits supérieurs à 10 m³/h; il y a alors réalimentation induite par l'Agly.

L'eau contenue dans les formations quaternaires est bicarbonatée calcique, mais la minéralisation varie de façon sensible dans l'espace. Dans les secteurs où la perméabilité est élevée, notamment en amont de Saint-Féliu, la minéralisation ne dépasse pas 0,25 g/l, avec des duretés inférieures à 20°F. Plus en aval et sur les terrasses, la minéralisation peut atteindre 0,5 g/l.

Cet aquifère quaternaire est largement sollicité, en particulier pour l'irrigation des cultures maraîchères et fruitières afin de compléter les ressources fournies par les eaux superficielles obtenues par les multiples canaux. Par ailleurs, ce réservoir est encore utilisé pour l'alimentation en eau potable de nombreuses collectivités, c'est-à-dire Latour-de-France, Montner, Estagel, Cases-de-Pène dans la vallée de l'Agly, et Ille-sur-Têt, Néfiach, Millas, Saint-Féliu-d'Amont, Pézilla et Ville-neuve-la-Rivière dans la vallée de la Têt. Notons que l'alimentation de la ville de Perpignan est assurée en grande partie par captages dans la nappe alluviale, fournissant ainsi 8,5 millions de mètres cubes par an, soit 80 % environ de la consommation d'eau de cette agglomération. Les prélèvements s'effectuent au Mas Comte au Sud de Saint-Féliu-d'Amont, dans les alluvions de moyennes terrasses, et au Mas Gravas par une galerie drainante et un drain captant sollicitant les alluvions récentes de la Têt et du Boules.

● Les **formations pliocènes** généralement recouvertes par les alluvions quaternaires, sauf localement entre Millas et Rivesaltes et au Sud de Perpignan, représentent un réservoir primordial, eu égard à la bonne qualité de l'eau et aux débits potentiels. Constitué d'argiles, de sables argileux, de sables et localement de graviers, il s'agit en fait d'un aquifère multicouche; les niveaux les plus perméables se rencontrent dans le Pliocène continental et le sommet du Pliocène marin, à une profondeur approximativement inférieure à 80 m au niveau de Saint-Féliu et de 150 m sous la ville de Perpignan.

Les forages sollicitant les niveaux les plus profonds sont encore artésiens jaillissants, en période hivernale, dans les secteurs de basse plaine, c'est-à-dire à proximité de l'Agly, entre Espira et Rivesaltes et de Millas à Perpignan entre la RN 116 et la route départementale reliant Saint-Estève à Millas. L'eau s'écoule globalement d'Ouest en Est avec un gradient voisin de 0,5 %.

Lorsque les ouvrages sollicitent la plus grande partie des niveaux sableux, la transmissivité varie généralement entre 1 et 3.10^{-3} m²/s. Cependant, une zone à perméabilité élevée se superpose à la vallée de la Têt entre Saint-Féliu et Saint-Estève—Orle ; ainsi, des transmissivités supérieures à 5.10^{-3} m²/s s'observent à Pézilla-la-Rivière, Toulougues ou à l'Ouest à Saint-Estève. Les captages peuvent alors être exploités à plus de 100 m³/h. Par contre, en amont de Néfiach, à l'Ouest du camp Maréchal-Joffre et entre Saint-Estève et Llabanère, les transmissivités de l'aquifère pliocène restent inférieurs à 10^{-3} m²/s, traduisant ainsi des dépôts plus argileux. Le coefficient d'emmagasinement est généralement compris entre 2 et 6.10^{-4} .

L'eau contenue dans ces formations pliocènes, de type bicarbonaté calcique, s'avère peu ou moyennement minéralisée. Les minéralisations les plus élevées (0,5 g/l) se localisent au Nord-Ouest d'une ligne passant par Saint-Estève, Peyrestortes, Espira et Salses, indiquant, semble-t-il, un apport par les calcaires jurassico-crétacés, en limite du système. Par contre, des minéralisations inférieures à 0,3 g/l, voire 0,2 g/l se rencontrent dans la vallée de la Têt, en amont du Soler.

Les captages sollicitant cet aquifère pliocène sont nombreux. Ils servent notamment à l'alimentation en eau potable des communes de Rivesaltes, Peyrestortes, Espira-de-l'Agly, Baixas, Saint-Estève, Baho, Pézilla-la-Rivière, Le Soler, Toulougues, Corneilla-la-Rivière, Saint-Féliu-d'Avall et partiellement Perpignan. Les forages du Mas Gravas sur la commune de Saint-Féliu-d'Amont fournissent environ 20 % de la consommation de la ville de Perpignan, la majeure partie restante provenant des alluvions de la Têt. Cependant, afin de pallier tout incident pouvant affecter cette ressource plus superficielle (pollution ou rupture de conduit), l'alimentation de Perpignan peut être assurée par plusieurs forages situés à la périphérie de la ville (Mas Bruno, Square, stade Aimé-Giral, parc des sports du Moulin-à-Vent, Als-Horts à Saint-Estève et Pézilla-la-Rivière) et prélevant dans les nappes profondes du Pliocène. Ces ouvrages sont donc exploités épisodiquement. Outre l'alimentation en eau potable des collectivités, ce réservoir est sollicité pour l'agriculture, notamment l'irrigation de serres dans la vallée de la Têt, l'industrie en particulier agro-alimentaire (distillerie de Saint-Féliu, conserverie de Saint-Estève, installations frigorifiques du marché Saint-Charles à Perpignan). Actuellement, dans les limites de cette feuille, le volume d'eau prélevé dans l'aquifère pliocène avoisine 6 millions de mètres cubes par an.

• Les **brèches et conglomérats du Mio-Pliocène** constituent un médiocre réservoir et les débits d'exploitation des forages effectués au Mas Vespeille et Sainte-Marie à Salses ne dépassent pas 2 m³/h.

• Les **marnes ablennes** formant le cœur du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet—Maury, apparaissent presque totalement imperméables et constituent une couverture aux calcaires crétacés et jurassiques sous-jacents. Le forage du Mas Amiel à Maury, d'une profondeur de 195 m, n'a pas atteint la base de cet écran imperméable. De même,

un sondage au Mas la Juliette, situé à 4 km au Nord du village d'Espira-de-l'Agly, a recoupé 210 m de marnes sans rencontrer les formations calcaires.

• Les **calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur** formant les flancs nord et sud du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet—Maury sont le siège d'importantes circulations souterraines, mais les sources pérennes restent rares. À 3 km de la limite occidentale de la feuille, existe la résurgence de la Tirounière située près de l'Agly à la sortie des gorges de Galamus. Cette source, dont le débit moyen serait de l'ordre de 300 l/s avec des crues de plus d'1 m³/s, sert à l'alimentation du syndicat intercommunal de Saint-Paul—Lesquerde. L'eau, bicarbonatée calcique et magnésienne avec une minéralisation de 0,5 g/l, présente une forte teneur en sulfate (160 mg/l).

Sur ce même flanc nord du synclinal, la source des Mouillères à Maury représente la plus importante émergence à température élevée du haut bassin de l'Agly. Les débits varient entre 7 et plus de 200 l/s avec un module voisin de 40 l/s. La température de l'eau atteint 24°C, sans fluctuation notable. Cette source, utilisée pour l'alimentation de l'agglomération de Maury, émerge dans les marnes de l'Albien et à 250 m environ de la limite d'envoyage des calcaires urgoniens. L'eau, très minéralisée (0,9 g/l), a un faciès sulfaté calcique (SO₄ = 740 mg/l et Ca = 320 mg/l). Il s'agit en fait d'une émergence des calcaires, après circulation en profondeur et remontée à travers les marnes albiennes, ce qui explique la température et la minéralisation élevées.

Plus à l'Est, près du Mas de la Fouradade, sur la commune de Tautavel, existe une petite source à débit pratiquement nul en étiage et voisin de 2 l/s en moyenne, avec une température de l'eau voisine de 24°C et de même faciès chimique que la source de Maury.

On note la présence de différents dépôts de tufs à proximité de ces sources anormalement chaudes, traduisant semble-t-il le déplacement de ces émergences.

Sur le flanc sud du synclinal de Saint-Paul, les seules sources connues sont celles de la Fou situées sur la feuille voisine à 1 km au Sud de l'agglomération de Saint-Paul. Captée il y a très longtemps, cette eau a permis l'alimentation d'un petit établissement thermal actuellement fermé. De type sulfaté calcique, comme les sources de la Fouradade et des Mouillères, la température de l'eau des différentes émergences de la Fou varie entre 22 et 26,5°C.

• Dans les **massifs karstiques de Tautavel, Latour-de-France et Cases-de-Pène**, où l'on rencontre de nombreux avens, il n'existe pas d'émergence pérenne et les sources temporaires restent rares. Les colorations des pertes du Verdoble en aval de Tautavel et de l'Agly entre Estagel et le Mas de Jau, ont prouvé la liaison de ces domaines karstiques avec les résurgences littorales de Font Estramar et Font Dame à Salses. À l'étiage, le débit de ces pertes atteindrait 50 l/s pour le Verdoble et 200 l/s pour l'Agly.

Il est probable que ces pertes alimentent aussi le karst du synclinal de l'Agly recouvert par les marnes albiennes ; les émergences temporaires de Cases-de-Pène et Baixas semblent prouver l'existence d'un karst noyé.

Le forage du Mas de la Chique, en rive gauche du Roboul et au nord du camp Maréchal Joffre, a recoupé les calcaires très fissurés de l'Urgonien entre 110 et 147 m de profondeur sous un recouvrement très peu perméable du Pliocène et de l'Aptien moyen. Cet ouvrage est exploité pour l'irrigation à raison de 40 m³/h. L'eau est bicarbonatée calcique avec une minéralisation de 0,5 g/l.

Un nouveau forage de 70 m de profondeur, réalisé près du village de Calce dans les calcaires infraliasiques, s'est révélé très faiblement productif (2 m³/h).

Dans le massif de l'Agly, la source de la Doux utilisée pour l'alimentation du village de Caramany, émerge au contact entre les calcaires mésozoïques et les gneiss. La température de l'eau (18,5°C environ) est anormalement élevée, traduisant ainsi des circulations profondes. Le débit d'étiage est voisin de 2 l/s.

• Les **formations métamorphiques et les schistes ordoviciens du massif de l'Agly** s'avèrent peu perméables et les points d'eau restent rares. Notons que le village de Calce est alimenté en eau à partir de deux puits fournissant 30 m³ par jour en moyenne et implantés dans la zone d'altération des schistes.

• Dans les **formations éruptives** du massif de l'Agly et du secteur de Montalba, les quelques sources ont un très faible débit d'étiage, ne dépassant pas 1 à 2 m³/h. Il s'agit en fait de drains des arènes granitiques. De tels points d'eau permettent cependant l'alimentation de petites collectivités tels les villages de Saint-Arnac, Lansac, Trévillach et Montalba-le-Château. Deux forages complémentaires ont été réalisés dans les granites pour compléter l'alimentation de Saint-Arnac ; les débits potentiels restent inférieurs à 1,5 m³/h. Le nouveau forage de Trilla, profond de 52 m, a une productivité de 1,5 m³/h pour 32 m de rabattement.

Notons cependant que dans le massif granitique de Montalba, des sondages ayant recoupé plusieurs fissures productrices, peuvent être exploités à plus de 5 m³/h.

L'eau contenue dans ces formations reste très faiblement minéralisée, avec une tendance à l'agressivité.

GÎTES MINÉRAUX

Les caractéristiques des gîtes et indices minéraux recensés sur le territoire de la feuille sont résumées dans les tableaux en annexe (annexe 3).

SUBSTANCES UTILES

Feldspaths

Les feldspaths (alumino-silicates sodiques ou sodi-potassiques), ou plus précisément les feldspaths de type albite (alumino-silicate sodique) sont activement exploités dans les massifs granitiques de l'Agly et de Millas. La formation des albitites est un processus métasomatique qui aboutit à la transformation des quartz et feldspaths en albite. Les albitites (voir « Description des terrains ») se sont développées surtout sur les pegmatites filoniennes et les granites sains ou mylonitisés, mais aussi sur les gneiss, les micaschistes à andalousite et cordiérite, et parfois sur les roches basiques.

Les exploitations les plus remarquables sont les carrières du Rach (1.4011, cf. annexe 3), du Rentadou (1.4002) et de La Borde-Neuve (1.4007), sur le granite de Saint-Arnac. Il existe un gisement potentiel au Sarrat Blanc, dans le granite de Millas.

La production de ce secteur est de l'ordre de 1 000 000 t/an et correspond à plus de la moitié de la production française. Les produits extraits à ciel ouvert sont traités sur place dans différentes usines de séparation mécanique et de broyage. Le feldspath est utilisé principalement par les industries de la verrerie et de la céramique.

Gypse

Le gypse a fait l'objet de plusieurs exploitations dans les formations du Trias. Une exploitation souterraine existe encore à Lesquerde (1.4010).

Le gypse est utilisé principalement pour la fabrication des ciments et des plâtres ; il sert en outre d'amendement pour les sols.

Sillimanite

Matériel courant des roches métamorphiques, ce silicate d'alumine a fait l'objet de recherches sporadiques entre Bélesta et Cassagnes (6.4004). C'est un constituant des produits réfractaires.

Grenat almandin

Silicate très dur des roches métamorphiques et utilisé comme abrasif, il a été recherché dans les pegmatites de la région de Caladroy. Des grenats almandin transparents ont été autrefois exploités comme pierres semi-précieuses dans les alluvions de l'Agly.

Granite

Plusieurs carrières de granite furent toutefois exploitées, en particulier dans le granite de Millas au Sud de Montalba-le-Château. Les

pierres taillées ont servi dans la construction de bâtiments et d'ouvrages d'art.

Grès

Entre Cases-de-Pène et Espira-de-l'Agly, une importante carrière exploite des grès et calcaires siliceux intercalés dans les marnes albiennes et recristallisés par le métamorphisme pyrénéen.

La production est d'environ 20 000 t/an. Le matériau est utilisé comme ballast des voies ferrées, ou dans les couches de roulement et la fabrication des enrobés pour les travaux routiers.

Calcaires

De très nombreuses carrières ont été ouvertes dans les formations calcaires ou calcaréo-dolomitiques du Jurassique et du Crétacé. Certaines fournissent un calcaire dur utilisé comme enrochement, revêtement routier ou granulats pour béton (Baixas). Leur activité fut importante lors de la construction de l'autoroute « la Catalane », ainsi que pour l'aménagement des ports, la réalisation des stations touristiques et le recalibrage.

Les calcaires marbriers du Crétacé, remarquables par leur blancheur exceptionnelle et leur pureté (jusqu'à 99,9 % de CaCO_3), furent d'abord utilisés, après concassage, pour la fabrication de carrelages (« granito »). Ces mêmes calcaires sont de plus en plus employés, sous forme de poudre, comme charge par diverses industries (peinture, enduits de façade, papiers plastiques, abrasifs doux). La production globale, pour les régions de Tautavel et d'Espira-de-l'Agly, est d'environ 600 000 t/an.

Dolomie

À l'Est d'Estagel, les dolomies et calcaires dolomitiques du Jurassique moyen est supérieur sont exploités dans plusieurs carrières qui fournissent environ 10 000 t/an de produits utilisés principalement comme amendement agricole.

Argile

Les argiles pliocènes furent autrefois exploitées au Sud de Rivesaltes et dans la vallée de la Têt. Leur nature siliceuse limite leurs possibilités.

Sables et graviers

Les sables et graviers alluvionnaires ont été intensément exploités dans les vallées de l'Agly et de la Têt. Actuellement, les seules extractions autorisées dans l'Agly se font dans le lit vif entre Estagel et Latour-de-France.

Dans la vallée de la Têt, les exploitations se font par dragage entre Ille-sur-Têt et Saint-Féliu-d'Avall, et plusieurs gravières sont ouvertes dans les basses et moyennes terrasses entre Ille-sur-Têt et Perpignan. Ces matériaux sont surtout utilisés dans la fabrication des mortiers et bétons.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

SITES CLASSIQUES ET ITINÉRAIRES

Plusieurs guides ou comptes rendus d'excursions donnent des descriptions d'itinéraires ou de sites géologiques du territoire de la feuille Rivesaltes :

- **Guide géologique régional : Pyrénées orientales, Corbières** (Jafrezo, 1977), Paris : Masson édit.
 - *itinéraire 4 d*, le massif de l'Agly ;
 - *itinéraire 12*, les terrasses Quaternaires de la partie septentrionale du Roussillon.
- **Comité national de géographie**, excursion des 27-31 mai 1986, **morphologie des pyrénées catalanes :**
 - *deuxième journée*, bordures occidentale et septentrionale du Roussillon (M. Calvet) ;
 - *troisième journée*, marges septentrionales du Roussillon, massifs de Millas et de l'Agly et piémont des Corbières (H. Got).
- **Régional comitee on mediterranean Neogene stratigraphy** (R.C.M.N.S.), **working group on ecostratigraphy** (Montpellier-Barcelone, 21-25 septembre 1987), livret-guide des excursions :
 - le bassin du Roussillon (G. Clauzon *et al.*).

COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES

Lors de la parution de cette édition, environ 330 sondages avaient été effectués sur le territoire représenté sur cette feuille. Ils sont répertoriés et les principales données conservées par le Service géologique national au titre de l'article 131 du Code minier.

La localisation de l'implantation de ces sondages est indiquée sur la carte et seuls figurent dans les tableaux en annexe (annexe 4) ceux jugés dignes d'intérêt et dont les résultats n'étaient pas confidentiels.

Pour leur présentation, ils sont classés par ordre d'archivage au Service géologique national. Cet indice de classement comporte outre le n° 1090, indicatif de la feuille Rivesaltes, un premier chiffre de 1 à 8 qui correspond au huitième de feuille de l'IGN à 1/50 000 dans lequel est localisé le sondage, suivi d'un nombre qui est le numéro d'ordre de pointage exact effectué sur le huitième.

Les exemplaires originaux des feuilles IGN à 1/25000 où sont portés ces sondages, ainsi que la documentation correspondante, sont consultables au siège du service géologique régional Languedoc-Roussillon, 1039 rue de Pinville, 34000 Montpellier.

Un bureau de consultation des microfiches correspondantes est ouvert au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

Les principaux maîtres d'œuvre des forages sont les directions départementales de l'Agriculture et de l'Équipement des Pyrénées-Orientales, les communes, les coopératives et les syndicats agricoles.

Les valeurs indiquées dans les colonnes correspondent aux profondeurs exprimées en mètres du mur de la formation traversée par le sondage. L'absence d'une formation par lacune ou érosion est indiquée par un tiret; la valeur suivie d'un point donne la profondeur finale du sondage et non celle du mur de la dernière formation traversée.

BIBLIOGRAPHIE

AGUILAR J.P., CALVET M., MICHAUX J. (1986a) — Découvertes de faunes de micromammifères dans les Pyrénées orientales (France) de l'Oligocène supérieur au Miocène supérieur; espèces nouvelles et réflexion sur l'étalement des échelles continentale et marine. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 303, sér. II, p. 755-760.

AGUILAR J.P., CALVET M., MICHAUX J. (1986b) — Description des rongeurs pliocènes de la faune du Mont-Hélène (Pyrénées-Orientales, France), nouveau jalon entre les faunes de Perpignan (Serrât d'en Vacquer) et de Sète. *Palaeovertebrata*, 16, fasc. 3, p. 127-144.

AGUILAR J.P., MICHAUX J. (1984) — Le gisement à micromammifères du Mont-Hélène (Pyrénées-Orientales) : apports à la connaissance de l'histoire des faunes et des environnements continentaux, implications stratigraphiques pour le Pliocène du Sud de la France. *In* : Intérim Colloquium R.C.M.N.S. « Paléoenvironnements continentaux en Méditerranée au Néogène et évolution paléoclimatique », Montpellier, 1983, p. 19-31.

AGUILAR J.P., MICHAUX J. (1987) — Essai d'estimation du pouvoir séparateur de la méthode biostratigraphique des lignées évolutives chez les rongeurs néogènes. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), t. III, n°6.

ALBARÈDE F., MICHARD-VITRAC A. (1978) — Datation du métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées par les méthodes Ar-Ar et Rb-Sr. Ses relations avec les péridotites associées. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XX, p. 681-688.

ALVAREZ W. (1972) — Rotation of the Corsica-Sardinia Microplate. *Nature*, 235, p. 103-105.

AMBERT P. (1981) — L'âge de l'érosion éolienne en Languedoc et en Provence. *C.R. Acad. ScL*, Paris, 293, sér. II, p. 783-786.

ANDRIEUX P. (1982a) — La charnockite d'Ansignan : mise en place et évolution paragénetique. Introduction à l'étude des équilibres grenat-orthopyroxène. Thèse 3^e cycle, Clermont-Ferrand.

ANDRIEUX P. (1982b) — Conditions de cristallisation et évolution paragénetique d'une charnockite hercynienne : le complexe granulitique d'Ansignan (massif de l'Agly, Pyrénées-Orientales). *Bull minéralogie*, 105, p. 253-266.

ARTHAUD F., OGIER M., SÉGURET M. (1980-1981) — Géologie et géophysique du golfe du Lion et de sa bordure nord. *Bull BRGM* (2), I, n° 3, p. 175-193.

BANDET Y. (1975) — Les terrains néogènes du Confienc et du Roussillon nord-occidental. Thèse 3^e cycle, Toulouse, 56 p.

BARBOSA J., FONTEILLES M. (1986) — Examen critique des résultats fournis par certains baromètres couramment utilisés en terrains granulitiques : exemples des granulites de Bahia (Brésil) et du massif de l'Agly (France). *Bull minéralogie*, 109, p. 359-376.

BEN OTHMANE D., POLVE M., ALLÈGRE C.J. (1984) — Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the évolution of the lower continental crust. *Nature*, 307, p. 510-515.

BIROT P. (1937) — Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnoles. Paris : Baillières édit., 318 p.

BOURCART J. (1945) — Étude des sédiments pliocènes et quaternaires du Roussillon. *Bull Serv. Carte géol Fr.*, XLV, n° 218, p. 1-82.

BUREAU D. (1963) — Contribution à l'étude de la partie orientale du massif de l'Agly (Pyrénées-Orientales). Dipl. et. sup., Paris.

BURRUS J. (1984) — Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal Basin (North-Western Mediterranean). *Marine Geol.*, vol. 55, p. 247-269.

CADEL F., GOT H. (1968) — Sédimentation plio-quatenaire de la plaine de l'Agly (Roussillon). Conséquences hydrogéologiques. *Bull BRGM*, III, n°4, p. 51-60.

CALVET M. (1986) — Les terrasses alluviales de la Têt : étude granulométrique et pétrographique des galets. *Rev. géogr. Pyr. et Sud-Ouest*, 57, fasc. 2, p. 231-246.

CAVET P. (1959) — Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 55, n° 254, 216 p.

CAVET P. (1967) — Sur la stratigraphie du Paléozoïque du massif de l'Agly aux environs d'Estagel (Pyrénées-Orientales). *Mém. BRGM*, 33, p. 99-104.

CHOUKROUNE P. (1970) — Contribution à l'étude structurale de la zone métamorphique nord-pyrénéenne. Tectonique et métamorphisme des formations secondaires de la forêt de Boucheville (P.-O.). *Bull. BRGM*, 1, n° 4, p. 49-63.

CHOUKROUNE P. (1972) — Relations entre tectonique et métamorphisme dans la zone nord-pyrénéenne centrale et orientale. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), t. XIV, p. 3-11.

CHOUKROUNE P., MEURISSE M. (1970) — Phases de déformation superposées dans le Mésozoïque de la zone nord-pyrénéenne sur la transversale du massif de Salvezines (Aude). *C.R. Acad. Sel*, Paris, D, t. 270, p. 14-17.

CITA M.B. (1975) — Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record. A revision. *JRIV. Ital Paleontol*, 81, n° 4, p. 527-544.

CITA M.B., RYAN W.B.F. (edit.) (1978) — Messinian erosional surfaces in the Mediterranean. *Marine Geol*, vol. 27, 3/4, p. 193-365.

CLAUZON G. (1973) — The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône Valley. *Init. Repts D.S.D.P.*, Washington, XIII, t. 2, p. 1251-1256.

CLAUZON G. (1974) — La brèche d'Espira-de-l'Agly (Pyrénées-Orientales) : une brèche synorogénique d'âge messinien. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XVI, n° 3, p. 273-280.

CLAUZON G. (1975) — Preuves et implications de la régression endoréique messinienne au niveau des plaines abyssales : l'exemple du Midi méditerranéen français. *Bull. Ass. géogr. fr.*, n° 429, p. 317-333.

CLAUZON G. (1982) — Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du « desiccated deep-basin model » (Hsü, Cita et Ryan, 1973). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XXIV, n° 3, p. 597-610.

CLAUZON G. (1984) — Le Quaternaire du Roussillon. *In* S. Debrand-Passard *et al.* : « Synthèse géologique du Sud-Est de la France ». Mém. BRGM, n° 125, p. 558-559.

CLAUZON G. (1987) — Neogene geodynamical evolution of a Pyreneo-Mediterranean graben : the Roussillon example (Southern France). *Ann. Inst. Geol. Publ. Hung.* (Proceedings of the VIIIth R.C.M.N.S. Congress, Budapest), vol. LXX, p. 221-226.

CLAUZON G. (1990) — Restitution de l'évolution géodynamique néogène du bassin du Roussillon et de l'unité adjacente des Corbières d'après les données écostratigraphiques et paléogéographiques. *Paléol. cont.*, 17, p. 125-155.

CLAUZON G., AGUILAR J.P., MICHAUX J. (1982) — Découverte de Rongeurs d'âge miocène supérieur dans le bassin tertiaire de Céret (Pyrénées-Orientales) : implications stratigraphiques, structurales et paléogéographiques. *Bull. BRGM* (2), I, n° 4, p. 285-293.

CLAUZON G., AGUILAR J.P., MICHAUX J. (1987) — Le bassin pliocène du Roussillon (Pyrénées-Orientales, France) : exemple d'évolution géodynamique d'une ría méditerranéenne consécutive à la crise de salinité messinienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 304, sér. II, p. 585-590.

CLAUZON G., AGUILAR J.P., MICHAUX J., SUC J.P. (1985) — Implications stratigraphiques, géodynamiques et paléogéographiques du nouveau gisement de rongeurs de Vives 2. Colloque C. Depéret, Perpignan, vol. des résumés, p. 16.

CLAUZON G., CRAVATTE J. (1985) — Révision chronostratigraphique de la série marine pliocène traversée par le sondage Canet 1 (Pyrénées-Orientales) : apports à la connaissance du Néogène du Roussillon. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 301, sér. II, p. 1351-1354.

CLAUZON G., SUC J.P., AGUILAR J.P., AMBERT P., CAPPETTA H., CRAVATTE J., DRIVALIARI A., DOMÈNECH R., DUBAR M., LEROY S., MARTINELL J., MICHAUX J., ROIRON P., RUBINO J.L., SAVOYE B., VERNET J.L. (1990) — Pliocène geodynamic and climatic évolutions in the French Mediterranean région. *In* : « Iberian Neogene Basins », *Paleontologia i Evolucio*, Sabadell, mem. 2, p. 131-186.

COLLIGNON M., FOURNIE D., GAUTHIER J., LESTANG J. (de) (1968) — Nouvelles donnée stratigraphiques et sédimentologiques sur le Crétacé inférieur du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet (Pyrénées-Orientales, France) *Bull. Centre rech. Pau-SNPA*, 2, n° 2, p. 321-346.

- COLLINA-GIRARD J. (1976a) — Les industries archaïques sur galets des terrasses quaternaires de la Têt et du Tech (Catalogne française). *Géol. méditerr.*, III, n° 3, p. 183-190.
- COLLINA-GIRARD J. (1976b) — Les alluvions fluviales des fleuves côtiers dans le Roussillon. In H. de Lumley : « La Préhistoire française », Paris : CNRS édit., t. I, p. 78-82.
- CORNET C. (1975) — Les surfaces d'arasion des Corbières. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 1, p. 7-8.
- CORNET C, MICHAUX J., PASQUIER L. (1976) — Le gisement à micromammifères du Mas Génégals (P.-O.) ; signification possible des remplissages karstiques pliocènes du Languedoc et du Roussillon. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 5, p. 202-204.
- CRAVATTE J., DUFAURE P., PRIM M., ROUAIX S. (1974) — Les sondages du golfe du Lion : stratigraphie et sédimentologie. Notes et Mém. C.F.P., n° 11, p. 209-274.
- CRAVATTE J., MATIAS L, SUC J.P. (1984) — Nouvelles recherches biostratigraphiques sur le Pliocène du Roussillon. *Géol. de la France*, n° 1-2, p. 149-163.
- DEPÉRET C. (1885) — Description géologique du bassin tertiaire du Roussillon. Paris : Masson édit., 272 p., 15 fig., 1 carte h.t.
- DEPÉRET C. (1890) — Les animaux pliocènes du Roussillon. Mém. Soc. géol. Fr. (Paléontologie), n° 3, 194 p., 19 pi.
- DUFRENOY A., ELIE DE BEAUMONT L. (1841) — Carte géologique de la France, feuille n° 5.
- DUMAS B. (1962) — Quelques glaciaires d'érosion en Fenouillèdes : essai de reconstitution génétique. *Méditerranée*, 3, n° 3, p. 21-45.
- DURAND-DELGA M. (1964) — Remarques sur la stratigraphie et la structure du Mésozoïque situé entre Estagel et Perpignan (Pyrénées-Orientales). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 259, p. 837-840.
- FONTANNES F. (1879-1882) — Les mollusques pliocènes de la vallée du Rhône et du Roussillon. Paris : F. Savy édit., t. I, 277 p.; t. II, 321 p.
- FONTEILLES M. (1970) — Géologie des terrains métamorphiques et granitiques du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées-Orientales) *Bull. BRGM*, 2° sér., IV, n° 3, p. 99-104.
- FONTEILLES M. (1976) — Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origines métamorphique et granitique du massif de l'Agly (Pyrénées-Orientales). Thèse État, Paris, 685 p.

FONTEILLES M. (1982a) — The rôle of metasomatism in the origin of diorites (with examples from Agly Massif, Eastern Pyrenee, France). *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sect. II, 20, 3, p. 117-179.

FONTEILLES M. (1982b) — Anatexis of a metagrauwacke série in Agly Massif, Eastern Pyrenee, France. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo*, sect. II, 20, 3, p. 181-240.

FONTEILLES M., GUITARD G. (1986) — Lithostratigraphie du Protérozoïque des Pyrénées d'après la composition chimique des métagrauwackes catazonales. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 303, p. 1657-1660.

GILBERT G.K. (1885) — The topographic features of lake shores. *U.S. Geol. Surv. Rep.*, 5, p. 75-123.

GOT H. (1967) — Contribution à l'étude sédimentologique des terrasses quaternaires du Roussillon. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), IX, n° 2, p. 212-220.

GOT H. (1973) — Étude des corrélations tectonique-sédimentation au cours de l'histoire quaternaire du précontinent pyrénéo-catalan. Thèse, Montpellier, 294 p.

GOTTIS M. (1958) — L'apport des travaux de la Compagnie d'exploration pétrolière (CE.P.) dans la connaissance du bassin tertiaire du Roussillon. *Bull. Soc. géol. Fr.* (6), VIII, n° 8, p. 881-883.

GRACIANSKY P. (de) (1964) — Au Sud de la montagne de Tauch : la terminaison orientale du chaînon de Galamus. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, LX, n° 277, p. 145-157.

GUÉRIN C. (1975) — Les Rhinocéros (*Mammalia*, *Perissodactyla*) des gisements pliocènes français : intérêt biostratigraphique et paléoécologique. Coll. CNRS « Problèmes actuels de Paléontologie (évolution des Vertébrés) », Paris, n° 218, p. 739-747.

GUÉRIN C. (1980) — Les Rhinocéros (*Mammalia*, *Perissodactyla*) du Miocène terminal au Pléistocène supérieur en Europe occidentale. Comparaison avec les espèces actuelles. *Docum. lab. géol. Lyon*, 79, fasc. 2, p. 423-783.

HIRN A. (1980) — Image géophysique de la France : le cadre structural profond d'après les profils sismiques. In : « Évolutions géologiques de la France », 26^e congr. géol. int., colloque C7. Mém. BRGM, n° 107, p. 34-39.

HSU K.J., CITA M.B., RYAN W.B.F. (1973) — The origin of the Mediterranean Evaporites. Initial Repts D.S.D.P., Washington, XIII, t. 2, p. 1203-1231.

HSÛ K.J., MONTADERT L., BERNOULLI D., CITA M.B., ERICKSON A., GARRISON R.E., KIDD R.B., MÉLIÈRES F., MULLER C., WRIGHT R. (1978) — History of the Mediterranean Salinity Crisis. Initial Repts D.S.D.P., Washington, XLII, t. 1, p. 1053-1078.

JAFFREZO M. (1980) — Les formations carbonatées des Corbières (France) du Dogger à l'Aptien : micropaléontologie stratigraphique, biozonation, paléoécologie. Extension des résultats à la Mésogée. Thèse État, Paris, 615 p.

KORNPORST J. et coll. (1980) — Le métamorphisme en France. In: « Évolutions géologiques de la France ». 26^e congr. géol. int., colloque C7. Mém. BRGM, n^o 107, p. 161-189.

LABEYRIE J., LALOU C., MONACO A., THOMMERET J. (1976) — Chronologie des niveaux eustatiques sur la côte du Roussillon de 33000 ans B.P. à nos jours. *C.R. Acad. ScL*, Paris, 282, sér. D., p. 349-352.

LAGASQUIE J.J. (1986) — Les tufs de Caramany (Pyrénées-Orientales). *Méditerranée*, t. 59, n^o 1-2, p. 175-178.

LEFÈVRE D. (1980) — Évolution morphologique et structurale du golfe du Lion. Essai de traitement statistique des données. Thèse 3^e cycle, Paris VI, 163 p.

LUMLEY H. (de) (1971) — Le Paléolithique inférieur et moyen du Midi méditerranéen dans son cadre géologique. T. II : Bas-Languedoc, Roussillon, Catalogne. Paris : CNRS édit., 433 p., 299 fig., 1 pi. h.t.

LUMLEY H. (de), COLLINA-GIRARD J., ABELANET J., BAZILE F., MEIGNEN L. (1976) — Les premières industries humaines en Languedoc méditerranéen et en Roussillon. In H. de Lumley : « La Préhistoire française », Paris : CNRS édit., t. I, vol. 2, p. 777-794.

MAGNÉ J. (1978) — Études microstratigraphiques sur le Néogène de la Méditerranée nord-occidentale. T. 1 : Les bassins néogènes catalans. Paris : CNRS édit., 259 p., 118 fig., 65 tabl., 87 pi., 5 cartes h.t.

MARTINELL J., DOMÈNECH R. (1984) — Données nouvelles sur la malacofaune du Pliocène marin de la vallée de la Têt, aux environs de Millas (Pyrénées-Orientales). *Géol. de la France*, n^o 1-2, p. 165-174.

MARTINI E. (1971) — Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. Proc. 2nd Planktonic Conference (Roma, 1970), p. 739-785.

MATTAUER M. (1968) — Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, 10, n^o 1, p. 3-12.

MATTAUER M., PROUST F. (1962) — Sur l'âge post-albien de quelques brèches réputées jurassiques ou néocomiennes des Pyrénées orientales. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 10, p. 304.

MATTAUER M., PROUST F. (1965) — Sur la présence et la nature de deux importantes phases tectoniques dans les terrains secondaires des Pyrénées orientales. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 4, p. 132-133.

MAURETTE L. (1910) — Étude paléontologique du *Rhinoceros leptorhinus* du Pliocène de Millas (Pyrénées-Orientales) et des faunes du Pliocène inférieur en général. *Ann. Soc. linn. Lyon*, t. LVII, p. 1-25.

MEIN P. (1975) — Résultats du groupe de travail des Vertébrés. *In* : « Report on activity of the R.C.M.N.S. working groups », VI^e congrès sur le Néogène méditerranéen, Bratislava, p. 77-81.

MEIN P., AYMAR J. (1985) — Découvertes récentes de mammifères dans le Pliocène du Roussillon. Colloque C. Depéret, Perpignan, vol. des résumés, p. 25.

MEIN P., CORNET C. (1973) — Les incidences de la découverte d'un remplissage karstique fossilifère sur l'interprétation morphologique de la surface d'arasion de Vingrau. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, n° 2, p. 54-55.

MENGEL O. (1904) — Observations géologiques sur la partie sud-est des Corbières (région de Maury et Estagel). *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), V, p. 256-281.

MEURISSE M. (1975) — Données nouvelles sur les brèches rouges éocènes et la tectogenèse de la zone nord-pyrénéenne orientale. Datation et conséquences. *Arch. ScL*, Genève, vol. 28, p. 67-79.

MEURISSE M., MICHAUX J., SIGÉ B. (1969),— Un remplissage karstique à Micromammifères du Miocène inférieur à la Serre de Vergés, près St-Arnac (Pyrénées-Orientales). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, fasc. 5, p. 166-168.

MICHAUX J. (1976) — Découverte d'une faune de petits Mammifères dans le Pliocène continental de la vallée de la Canterrane (Roussillon) ; ses conséquences stratigraphiques. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XVIII, n° 1, p. 165-170.

MICHAUX J., AGUILAR J.P. (1985) — Complément à la connaissance de la faune de mammifères pliocènes de la localité du Serrât d'en Vacquer (Perpignan, Pyrénées-Orientales). *In* : « Colloque C. Depéret », Perpignan.

MONACO A. (1971) — Étude minéralogique des argiles fluviales du Roussillon. *Bull. BRGM* (2), IV, n° 1, p. 33-45.

NEMEC W., STEEL R.J. (1988) — Fan deltas : Sedimentology and Tectonic Settings. London : Blackie, 444 p.

PARDÉ M. (1941) — La formidable crue d'octobre 1940. *Rev. géogr. Pyr. et Sud-Ouest*, t. XII, fasc. 3, p. 237-279.

PASCAL M.L. (1979) — Les albitites du massif de l'Agly (Pyrénées-Orientales). Thèse doct.-ing., Paris.

PASCAL M.L., FONTEILLES M., GUITARD G. (1976) — Contribution à l'étude géométrique des plissements superposés hercyniens des Pyrénées orientales : Paléozoïque épizonal du massif de l'Agly. *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), 18, p. 1471-1487.

PERAMI R. (1960) — Contribution à l'étude de la couverture septentrionale du massif de l'Agly dans les environs d'Estagel. Dipl. et sup., Toulouse.

PEYBERNÈS B. (1976) — Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. Thèse État, Toulouse, 459 p.

POSTAIRE B. (1982) — Systématique Pb commun et U-Pb sur zircons. Application aux roches de haut degré métamorphique impliquées dans la chaîne hercynienne (Europe de l'Ouest) et aux granulites de Laponie (Finlande). Thèse 3^e cycle, Rennes, 71 p.

RAVIER J. (1957) — Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 86, 250 p.

RAYMOND D. (1980) — Découverte d'une unité allochtone varisque dans le haut pays du Sault (confins de l'Aude et de l'Ariège). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 6, p. 250-252.

RAYMOND D., WEYANT M. (1982) — Individualisation de deux séries hétéropiques au sein du Dévonien et du Carbonifère inférieur de la zone axiale pyrénéenne entre les vallées de l'Aude et de l'Ariège (France). *Bull. Soc. géol. Fr.* (7), XXIV, 2, p. 265-274.

REHAULT J.P. (1981) — Évolution tectonique et sédimentaire du bassin ligure (Méditerranée occidentale). Thèse, Paris VI, 138 p.

REHAULT J.P., BOILLOT G., MAUFFRET A. (1984) — The Western Mediterranean Basin geological evolution. *Marine Geol.*, vol. 55, p. 447-477.

RESPAUT J.P., LANCELOT J.R. (1983) — Datation et mise en place symétagorphe de la charnockite d'Ansignan (massif de l'Agly) par la méthode U-Pb sur zircons et monazites. *N. Jhb. Miner. Abh.*, 147, 1, p. 21-34.

RIO D., SPROVIERI R., RAFFI I. (1984) — Calcareous plankton biostratigraphy and biochronology of the Pliocene-Lower Pleistocene succession of the Capo Rossello area. *Marine Micropal.*, 9, p. 135-180.

ROUBAULT M., LEUTWEIN F., SONET J. (1963) — Mise en évidence de quatre « âges apparents » dans les massifs granitiques et les séries cristallophylliennes des Pyrénées. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 257, p. 3786-3789.

RYAN W.B.F. (1976) — Quantitative évaluation of the depth of the Western Mediterranean before, during and after the Late Miocene salinity crisis. *Sedimentology*, v. 23, p. 791-813.

SERVAT E., CALLOT G. (1966) — Notice explicative de la carte des sols du Roussillon. E.N.S.A., Montpellier, 67 p.

SOUQUET P., DEBROAS E. (1980) — Tectorogénèse et évolution des bassins de sédimentation des Pyrénées pendant le cycle alpin. *In* : « Évolutions géologiques de la France », 26^e congr. géol. int., colloque C7. *Mém. BRGM*, n° 107, p. 213-233.

SOUQUET P., PEYBERNÈS B., BILOTTE M., DEBROAS E. (1977) — La chaîne alpine des Pyrénées. *Géologie alpine*, t. 53, p. 193-216.

STANLEY D.J., GOT H., HENYON N.H., MONACO A., WEILER Y. (1976) — Catalanian, Eastern Betic and Balearic Margins : structural types and geologically récent foundering of the Western Mediterranean **Basin**. *Smithsonian Contributions to the Earth Sciences*, n° 20, p. 1-67.

SUC J.P. (1976) — Apports de la palynologie à la connaissance du Pliocène du Roussillon (Sud de la France). *Géobios*, vol. 9, fasc. 6, p. 741-771.

SUC J.P. (1980) — Contribution à la connaissance du Pliocène et du Pleistocène inférieur des régions méditerranéennes d'Europe occidentale par l'analyse palynologique des dépôts du Languedoc-Roussillon (Sud de la France) et de la Catalogne (NE de l'Espagne). Thèse État, Montpellier II, 2 vol., 198 p.

VAUDIN J.L. (1982) — Etude géologique de la couverture mésozoïque du massif de l'Agly (entre Estagel et Baixas, Pyrénées-Orientales). Thèse 3^e cycle, Toulouse, 157 p.

VIGNEAU J.P. (1985) — Climat et climats des Pyrénées orientales. Thèse, Dijon, 618 p.

VITRAC A., ALLÈGRE C.J. (1975) — A study of the formation and history of a continental crust by $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ method : the case of the French Oriental Pyrenees. *Contr. Mineral Petrol*, 50, p. 257-286.

Carte géologique de la France à 1/80000

- Feuille *Quillan*, 3^e édition (1967), par M. Casteras et coll.
- Feuille *Perpignan*, 1^{re} édition (1907), par C. Depéret, L. Doncieux.

Carte géologique de la France à 1/50000

- Feuille *Leucate*, coordination par J.L. Blés, G. Berger (1982).
- Feuille *Perpignan*, par G. Berger, G. Clauzon, J. Michaux *et al.* (1988).
- Feuille *Prades*, coordination par G. Guitard (à paraître).
- Feuille *Quillan*, coordination par J.P. Paris (1989).

Cartes hydrogéologiques

- Carte hydrogéologique des plaines du Roussillon (1/50 000), par J.P. Marchai (BRGM, 1976).
- Atlas des eaux souterraines du département des Pyrénées-Orientales, par J.P. Marchai (BRGM, 1977).

Cartes des ressources minérales

- Carte des gîtes minéraux de la France (1/50 000), feuille *Marseille*, coordination par J. Meloux (BRGM, 1980).
- Atlas des ressources du sous-sol du département des Pyrénées-Orientales (BRGM, 1982).

Carte de la végétation à 1/200000, feuille *Perpignan*, par H. Gaussen (1970).

DOCUMENTS CONSULTABLES

La banque des données du sous-sol du BRGM détient l'inventaire des sondages et autres ouvrages souterrains exécutés dans le périmètre de la feuille et archive régulièrement les nouveaux travaux. Ces documents, ainsi que les rapports inédits cités en bibliographie, peuvent être consultés au service géologique régional Languedoc-Roussillon, 1039, rue de Pinville, 34000 Montpellier.

Les résultats de l'inventaire des sondages sont également consultables au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

AUTEURS

M. FONTEILLES, directeur de recherche au CNRS, université P. et M. Curie (Paris VI) : histoire géologique du massif de l'Agly, description des terrains (Protérozoïque, Paléozoïque, formations plutoniques et métasomatiques), métamorphisme hercynien, géologie structurale des terrains paléozoïques et cristallins.

D. LEBLANC, maître de conférences à l'université Paul-Sabatier, Toulouse : histoire géologique du Trias à l'Albien, descriptions des terrains (Mésozoïque), métamorphisme des terrains secondaires, géologie structurale des terrains mésozoïques.

G. CLAUZON, maître de conférences à l'université Aix-Marseille II : histoire géologique et description des terrains néogènes et quaternaires, néotectonique.

G.M. BERGER, ingénieur géologue au BRGM : aperçu géographique et géologique, description des terrains (Dévonien, Carbonifère, Permien), substances utiles, documentation complémentaire.

H. de LUMLEY, professeur au Muséum national d'histoire naturelle : préhistoire (terrains quaternaires).

J.P. MARCHAL, ingénieur géologue au BRGM : hydrogéologie.

C. VAUTRELLE, ingénieur géologue au BRGM : tableaux des gîtes minéraux.

Coordination : G.M. BERGER.

Présentation au CCGF : 2 novembre 1987.

Acceptation de la carte et de la notice : 28 novembre 1991.

Impression de la carte : 1993.

Impression de la notice : novembre 1993.

ANNEXE 1 : ANALYSES CHIMIQUES

Tableau 1 — Gneiss de Caramany et de Cassagnes

	510G	C4-8	258C	1367	1359A	M2	A35	A59A	A88
SiO ₂	69,00	68,60	62,00	67,52	63,00	66,25	75,60	75,60	74,25
TiO ₂	0,76	0,70	1,00	0,91	0,91	0,35	0,25	0,22	0,27
Al ₂ O ₃	14,54	14,65	18,10	13,80	17,57	16,50	12,51	11,71	12,91
Fe ₂ O ₃ total	6,22	4,53	6,81	7,13	3,12	3,08	2,08	1,86	2,33
MnO	0,04	0,10	0,11	0,13	0,01	0,05	0,03	0,03	0,05
MgO	3,72	1,45	3,40	3,32	1,66	1,90	0,52	0,35	0,56
CaO	0,98	1,80	2,30	2,87	2,55	1,65	0,92	1,33	1,40
Na ₂ O	2,24	2,85	2,60	2,62	3,24	2,55	3,17	2,39	2,52
K ₂ O	2,09	4,50	2,75	2,14	5,80	6,65	4,94	4,80	5,30
P ₂ O ₅	0,10	—	0,15	0,06	0,19	0,05	0,11	0,09	0,07
H ₂ O ⁺	0,72	0,65	1,00	0,40	0,55	0,40	0,34	0,58	0,30
H ₂ O ⁻	0,12	0,20	0,15	0,10	0,06	0,30	0,01	0,11	0,05
Total	100,53	100,03	100,37	101,00	98,66	99,73	100,48	99,07	100,01

Gneiss de Caramany

- 510 G Gneiss sombre à grenat (quartz, plagioclase An20, biotite, cordiérite, grenat). Route de Rasiguères, au Nord du pont de Caramany.
- C4-8 Gneiss à grenat (quartz, orthose, plagioclase An33, biotite, grenat). Crête des Moulins de Bélesta, près de l'ancien moulin à vent ruiné.
- 258C Gneiss granulitique à grenat (quartz, orthose, plagioclase An35, biotite, grenat, sillimanite). Route de Bélesta à Caramany, 2 km à l'Est de Caramany.
- 1367 Gneiss à grenat (quartz, orthose, plagioclase An36, biotite, grenat). Ravin 1 km au Sud-Ouest de Cassagnes, point coté 236.
- 1359A Gneiss clair à grenat (néosome) (quartz, orthose, plagioclase An26, biotite, grenat). 300 m au Nord du carrefour des routes de Bélesta à Caramany et à Montalba, point coté 257.
- M2 Gneiss clair à grenat (néosome) (quartz, orthose, plagioclase An28, biotite, grenat). Rambosc, sous la route de Cassagnes à Bélesta.

Gneiss de Cassagnes

- A35 Gneiss blanc à grenat (quartz, microcline, plagioclase An20, biotite, grenat). Vallée de l'Agly, pont de Trilla.
- A59A Gneiss blanc à grenat (quartz, orthose, plagioclase An30, biotite, grenat). Ravin au Sud-Ouest de Cassagnes.
- A88 Gneiss blanc à grenat (quartz, orthose, plagioclase An25, biotite, grenat). Route de Cassagnes à Cuxous, 1 km à l'Est de Cassagnes, point coté 353.

Tableau 2 — Gneiss de Bélesta

	678D	676	678E	1336A	1339	1348	A6G	533D	A53
SiO ₂	63,60	73,30	64,00	65,00	69,70	66,20	67,50	73,75	71,70
TiO ₂	0,91	0,48	0,97	0,81	0,37	0,59	0,40	0,20	0,33
Al ₂ O ₃	15,96	14,35	16,05	14,92	15,96	15,44	16,00	14,15	13,41
Fe ₂ O ₃ total	7,05	2,58	7,14	5,89	3,36	2,73	2,03	1,56	1,90
MnO	0,09	0,02	0,09	0,05	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02
MgO	2,32	0,76	2,06	1,94	1,07	1,08	1,00	0,70	0,68
CaO	2,10	1,99	1,74	2,00	1,43	1,40	1,10	1,55	1,57
Na ₂ O	3,40	4,13	4,05	3,10	2,80	2,39	3,20	3,25	2,63
K ₂ O	3,30	2,40	3,30	4,87	3,32	8,50	8,40	4,15	5,80
P ₂ O ₅	0,24	0,12	0,12	0,19	0,15	0,17		0,15	0,24
H ₂ O ⁺	1,09	0,38	0,93	1,01	1,15	0,73	0,55	0,55	0,71
H ₂ O ⁻	0,30	0,18	0,21	0,03	0,11	0,10	0,15	0,05	0,09
Total	100,36	100,69	100,66	99,81	99,45	99,35	100,35	100,08	99,08

- 678 D Paléosome à grain fin (métagrauwaque) (quartz, plagioclase An₂₀, biotite). Sud du Peyro d'Arquo.
- 676 Paléosome à gros grain (métagrauwaque) (quartz, plagioclase An₂₃, biotite). Sud du Peyro d'Arquo.
- 678 E Paléosome à gros grain (métagrauwaque) (quartz, microcline, plagioclase An₂₄, biotite, grenat). Sud du Peyro d'Arquo.
- 1336A Métagrauwaque modifiée (quartz, microcline, plagioclase An₂₄, biotite, sillimanite). Nord de Caladroy, Croux d'en Rodrigo, sous la ligne à haute tension.
- 1339 Métagrauwaque modifiée (quartz, microcline, plagioclase An₂₀, biotite, sillimanite). Nord-Ouest de Caladroy, Croux d'en Rodrigo, sous la ligne à haute tension.
- 1348 Banc très œillé (néosome) (quartz, microcline, plagioclase, biotite). Sud de Cuxous, point coté 335.
- A6G « Granite de Bélesta » (néosome) (quartz, microcline, plagioclase An₁₁, biotite). Au Nord de la route Caladroy—Bélesta, au niveau du ravin de l'Orteil.
- 533D Néosome (quartz, microcline, plagioclase An₂₆, biotite). Sud-Est du Peyro d'Arquo.
- A53 Gneiss (néosome) (quartz, microcline, plagioclase An₂₀, biotite, sillimanite). Nord du Bach de Pleus, point coté 328.

Tableau 3 — Roches basiques dans les gneiss de Bélesta et de Caramany

	1347+B	455	L16-19A	890A	891C	1365A	1362	1362A
SiO ₂	53,68	55,00	49,50	54,90	53,11	49,90	55,24	57,14
TiO ₂	2,55	2,08	2,50	2,05	2,42	2,45	2,16	2,79
Al ₂ O ₃	12,00	13,97	13,55	15,60	14,40	13,20	13,80	13,40
Fe ₂ O ₃ total	12,69	11,33	15,07	13,29	12,28	11,88	16,49	16,45
MnO	0,17	0,28	0,25	0,20	0,14	0,18	0,21	0,23
MgO	8,30	5,14	6,80	4,07	6,27	9,56	5,24	3,04
CaO	7,77	12,80	9,30	6,23	8,68	8,26	5,18	4,20
Na ₂ O	0,70	0,69	0,70	2,86	1,16	1,24	0,81	0,65
K ₂ O	0,46	0,12	0,30	0,34	0,16	1,35	0,12	0,19
P ₂ O ₅	0,24	0,30	0,20	0,60	0,21	0,71	0,26	0,49
H ₂ O ⁺	1,30	0,30	2,05	0,60	0,40	0,30	0,50	0,50
H ₂ O ⁻	0,20	0,10	0,40	0,20	0,40	0,40	0,40	0,40
Total	100,06	102,11	100,62	100,94	99,63	99,43	100,41	99,48

Faisceau du pic Aubeill

1347+B Amphibolite (quartz, plagioclase An80, hornblende, clinopyroxène). Au Sud de Cuxous, Les Casals, à 200 m à l'Est du point coté 425.

Faisceau des Moulins de Bélesta

455 Métabasite à hypersthène (quartz, plagioclase An80, ortho- et clinopyroxène, biotite). Au Sud de Cassagnes, 200 m au Sud du Roc del Frare.

L16-19A Amphibolite (quartz, plagioclase An90, hornblende, clinopyroxène, biotite). 500 m au Nord du pic Aubeill

Faisceau des gneiss blancs de Cassagnes

890A Métabasite à hypersthène (quartz, plagioclase An60, hornblende, ortho- et clinopyroxène, biotite). Rambosc, sous la route de Cassagnes à Bélesta.

891C Métabasite à hypersthène (quartz, plagioclase An70, hornblende, ortho- et clinopyroxène, biotite). Rambosc, sous la route de Cassagnes à Bélesta.

1365A Métabasite à hypersthène (quartz, plagioclase An75, ortho- et clinopyroxène, biotite). Ravin 1 km au Sud-Ouest de Cassagnes, au Sud-Est de Las Rocas d'en Barraut

1362 Métabasite à hypersthène (quartz, plagioclase An65, hypersthène)

1362A Métabasite à hypersthène (quartz, plagioclase An70, hypersthène, grenat)

} Setses, au Nord de la route Bélesta-Caramany

Tableau 4 — Kinzigites

	533C	A98-B	B114-118B	1337	B8-9A	L17-18E	258	603	713C
SiO ₂	62,00	57,60	57,00	57,20	45,80	50,60	64,50	54,00	55,40
TiO ₂	1,01	1,15	1,04	1,26	1,62	1,26	0,77	1,05	1,24
Al ₂ O ₃	20,07	21,70	23,61	20,49	29,51	27,98	17,97	21,25	21,20
Fe ₂ O ₃ total	7,14	9,01	9,23	8,73	12,89	11,14	6,81	9,79	11,26
MnO	0,20	0,14	0,24	0,05	0,59	0,28	0,14	0,21	0,15
MgO	1,88	2,49	2,33	2,44	3,44	2,40	1,82	2,91	3,35
CaO	0,73	0,28	0,55	0,77	1,61	1,68	3,19	1,16	0,91
Na ₂ O	1,84	1,24	0,78	0,91	1,18	0,55	2,92	2,14	1,89
K ₂ O	4,80	3,53	2,82	4,75	2,93	2,55	2,47	6,32	2,69
P ₂ O ₅	0,11	0,11	0,09	0,07	0,05	0,10	0,08	0,08	0,08
H ₂ O ⁺	0,94	1,03	1,95	2,20	0,90		0,34	1,21	1,42
H ₂ O ⁻	0,21	0,23	0,18	0,08	0,09	2,28	0,09	0,23	0,47
Total	100,93	98,51	99,82	98,95	100,61	100,82	101,10	100,35	100,06

Faisceau de Pleus (métashales)

533 C Sud du Peyro d'Arquo

A98 B Route Latour-de-France—Cuxous, 1 km de Latour-de-France

B114-118B Pleus

1337 (sans grenat). Roc de la Mandre, Nord de Caladroy (intersection des deux lignes H.T.)

Faisceau des Moulins de Bélesta (métashales)

B8-9A « La Grande-Vigne », 1,5 km Ouest de Cuxous

L17-18E 500 m au Nord du pic Aubeill

Dans et sous le niveau des gneiss blancs de Cassagnes

258 Métagrauwaque (avec spinelle). Route Bélesta—Caramany, 2 km Est de Caramany

603 Métashale (ni quartz, ni plagioclase, peu de biotite, spinelle). Route Bélesta—Caramany, 200 m à l'Est du ravin de la Mouillère

713C Métashale (sans biotite). 1 km à l'Est de Trilla, Al Roncatas, point coté 414

(Les associations minéralogiques sont indiquées par comparaison avec la paragenèse typique quartz-Kfeldspath-plagioclase An₂₀-biotite-sillimanite-cordiérite-grenat-opaques)

Tableau 5 — Série du col de la Bataille

	1193B	1438 ⁺⁺ C	1118	1404B	1157	1330A	1096	1416A	230A
SiO ₂	57,40	60,40	61,75	57,00	43,10	57,00	65,50	72,00	66,00
TiO ₂	1,02	0,83	0,86	1,05	1,39	1,13	0,81	0,75	0,76
Al ₂ O ₃	19,93	18,89	18,35	19,89	31,17	20,78	16,14	13,34	16,76
Fe ₂ O ₃	7,85	6,86	7,53	8,12	11,94	8,60	6,24	4,78	5,13
MnO	0,10	0,10	0,13	0,10	0,13	0,14	0,11	0,06	0,09
MgO	3,29	2,56	2,76	2,99	3,25	2,98	2,48	1,94	1,49
CaO	0,98	1,93	1,84	1,05	0,63	1,75	2,15	2,65	3,45
Na ₂ O	2,11	3,43	2,52	2,70	1,03	1,89	3,47	3,09	3,90
K ₂ O	3,53	2,58	2,57	3,07	3,91	3,53	1,93	1,56	1,61
P ₂ O ₅	0,09	0,17	0,21	0,20	0,06	0,10	0,24	0,27	0,10
H ₂ O ⁺	3,34	2,59	2,33	1,66	2,45	1,53	2,12	0,81	0,61
H ₂ O ⁻	0,32	0,14	0,10	0,51	0,96	0,23	0,15	0,09	0,25
Total	99,96	100,48	100,95	98,34	100,02	99,66	101,34	101,34	100,15

- 1193B Micaschiste (muscovite, chlorite, biotite porphyroblastique). 800 m à l'Est de Montner.
- 1438⁺⁺C Micaschiste (muscovite, chlorite, biotite). Camps Bernats au SSW de Força-Real.
- 1118 Micaschiste (andalousite, grenat, biotite et chlorite). Route du col de la Bataille, à l'Ouest du Roc Blanc.
- 1404B Micaschiste (cordiérite, chlorite prophyroblastique, biotite, muscovite). Latour-de-France (au pied du village).
- 1157 Micaschiste (sillimanite, biotite, plagioclase An34). Route du col de la Bataille, 200 m au Sud du point coté 127, à l'Ouest de Montner.
- 1330A Micaschiste anatectique (sillimanite, cordiérite, grenat, biotite, plagioclase An29, orthose). 150 m au Sud-Ouest du point coté 259 au NE de Caladroy.
- 1096 Schiste gréseux (biotite, chlorite, plagioclase An38). Route du col de la Bataille, 1 km au Sud du col.
- 1416A Quartz-schiste (quartz, biotite, grenat, plagioclase calcique). 300 m à l'Est de la route de Millas au col de la Bataille (Cabre-Salade Sud).
- 230A Gneiss plagioclasiq. fin (biotite, grenat, plagioclase An35). Terre-Nègre, au Sud de l'Agly, 2 km au SW de Rasiguères.

Tableau 6 — Série du col de la Bataille

	3260	198'B	198	4274	435
SiO ₂	50,00	48,00	47,50	38,00	76,00
TiO ₂	3,00	2,00	1,15	3,42	0,06
Al ₂ O ₃	15,58	13,58	7,70	15,11	14,64
Fe ₂ O ₃ total	14,36	13,75	9,40	18,51	0,88
MnO	0,23	0,15	0,10	0,43	0,05
MgO	5,92	7,53	16,65	8,22	0,20
CaO	9,79	11,75	13,55	11,12	1,18
Na ₂ O	0,92	2,45	0,35	0,74	3,38
K ₂ O	0,32	0,29	2,55	0,82	4,65
P ₂ O ₅	0,31	0,13	0,45	1,05	0,17
H ₂ O ⁺	0,60	0,82	0,90	2,27	0,13
H ₂ O ⁻	0,17	0,28	0,15	0,23	0
Total	101,20	100,73	100,45	99,92	101,34

Roches basiques

- 3260 Banc d'amphibolite plurimétrique (quartz, plagioclase An80, hornblende, cummingtonite, opaques). Route de Latour-de-France à Planèzes (La Teularie).
- 198'B Amphibolite (plagioclase An50, hornblende). Route de Latour-de-France à Cuxous (Coume Marens).
- 198 Métabasite biotitisée (plagioclase An80, biotite, clinopyroxène) dérivant d'un gabbro très cumulatique en ferromagnésiens. Même localité.
- 4274 Amphibolite peu épaisse (plagioclase An80, hornblende, biotite, opaques) roche caractérisée par un départ métasomatique de SiO₂. Ravin de la Brosse.

Pegmatite péríanatectique

- 435 Pegmatite (quartz, microcline, plagioclase An20, biotite, sillimanite). Caladroy.

Tableau 7 — Série de Força-Real

	1936	1638A	1427	1431	1656A
SiO ₂	73,00	82,00	65,00	74,60	76,60
TiO ₂	0,98	0,70	0,89	0,66	0,95
Al ₂ O ₃	16,29	9,59	17,00	11,33	11,47
Fe ₂ O ₃	1,47	2,62	6,40	6,74	4,12
MnO	0,02	0,02	0,05	0,08	0,07
MgO	0,33	0,29	2,04	1,32	1,39
CaO	0,03	0,47	0,20	0,15	0,14
Na ₂ O	0,20	0,28	0,34	0,20	0,40
K ₂ O	4,74	2,38	4,14	2,60	2,41
P ₂ O ₅	0,07	0,11	0,13	0,19	0,20
H ₂ O ⁺	2,82	2,29	3,95	2,75	2,31
H ₂ O ⁻	0,13	0,11	0,13	0,12	0,14
Total	100,08	100,86	100,27	100,74	100,20

1936 Schiste dur (muscovite massive). Crête à l'Est de Força-Real.

1638A Grès-psammite roux (quartz, muscovite). 200 m au NE du point coté 442, Bach de la Beille, au Nord de Força-Real.

1427 Schiste (quartz, muscovite). Flanc sud de Força-Real.

1431 Grès (quartz, muscovite, chlorite). 300 m au Nord du Mas de la Garrigue.

1656A Grès (quartz, muscovite, chlorite). Ravin del Mitx au Nord de Força-Real.

Tableau 8 — Caradoc

	1690	1698 B	1647E	1647D	1046+	1046B
SiO ₂	59,00	68,60	65,60	87,00	55,80	62,40
TiO ₂	1,34	1,04	0,95	0,73	2,63	1,29
Al ₂ O ₃	28,57	19,69	19,83	8,74	24,55	18,13
Fe ₂ O ₃ total	1,11	4,17	4,68	0,50	12,87	5,17
MnO	0,03	0,04	0,11	0,01	0,07	0,09
MgO	0,18	0,18	0,60	0,10	0,66	1,59
CaO	0,03	0,14	0,10	0,15	0,32	1,26
Na ₂ O	0,35	0,30	0,39	0,37	0,54	8,26
K ₂ O	5,75	2,35	4,17	2,14	1,20	0,58
P ₂ O ₅	0,09	0,10	0,07	0,08	0,36	0,31
H ₂ O ⁺	3,54	2,92	2,90	1,30	0,30	1,53
H ₂ O ⁻	0,10	0,08	0,15	0,12	0,20	0,10
Total	100,09	99,61	99,55	101,24	99,50	100,71

- 1690 Schiste blanc (muscovite, andalousite). Coume d'en Ceret, 1 km au Sud d'Estagel.
- 1698B Schiste gréseux blanc (muscovite, andalousite, chloritoïde). 200 m au Sud-Ouest de Los Carmasis, chemin d'Estagel à Corneilla-la-Rivière.
- 1647E Schiste blanc (muscovite, chloritoïde, chlorite). 100 m au Sud du point coté 377, crête à l'Est de Força-Real, au Nord des Tachounères.
- 1697D Grès micacé blanc (muscovite, andalousite, tourmaline). Même point de prélèvement que l'échantillon précédent.
- 1647+ Quartzite vert (chloritoïde, muscovite). 500 m au Nord-Ouest de Rasiguères, entre Las Carbonières et le col de l'Auzine.
- 1046B Tuf kératophyrique. Même point de prélèvement.

Tableau 9 — Silurien

	1858	1898
SiO ₂	53,80	59,20
TiO ₂	1,28	1,38
Al ₂ O ₃	23,99	22,48
Fe ₂ O ₃ total	7,61	4,45
MnO	0,09	0,02
MgO	1,40	1,13
CaO	0,28	0,14
Na ₂ O	0,88	0,31
K ₂ O	5,09	6,18
P ₂ O ₅	0,15	0,09
H ₂ O ⁺	4,87	4,53
H ₂ O ⁻	0,11	0,12
Total	99,55	100,03

- 1858 Schiste gris noir, riche en phengite et chlorite. Les Vignes-d'en-Parmi, route de Calce à Pézilla-la-Rivière.
- 1898 Schiste gréseux vert sombre, riche en phengite et chlorite. Torrent de la Grave, Les Couilles, Sud-Est d'Estagel.

Tableau 10 — Formations plutoniques

	668 B	779 D	779 E	787	1353	855 E	855 A	855 B
SiO ₂	62,40	60,02	57,59	56,42	66,60	60,60	64,35	51,42
TiO ₂	0,65	0,83	0,94	1,03	0,60	0,95	0,84	0,61
Al ₂ O ₃	16,50	17,20	16,80	16,60	15,87	16,40	15,60	11,40
Fe ₂ O ₃ total	5,27	5,55	6,46	7,13	4,28	6,35	6,74	11,09
MnO	0,10	0,10	0,10	0,11	0,05	0,05	0,10	0,15
MgO	2,75	3,25	6,41	6,67	2,42	4,10	5,15	17,66
CaO	3,00	3,64	5,95	6,58	2,24	2,75	4,76	5,74
Na ₂ O	2,85	3,54	3,32	3,03	3,16	3,20	1,48	0,41
K ₂ O	5,00	2,75	1,61	1,35	5,22	4,50	0,90	1,32
P ₂ O ₅	0,75	0,32	0,17	0,20	0,18	0,25	0,10	0,12
H ₂ O ⁺	0,70	1,50	0,50	0,80	0,47	0,70	0,60	0,70
H ₂ O ⁻	0,20	0,30	0,10	0,50	0,19	0,10	0,40	0,20
Total	100,17	99,00	99,95	100,42	101,28	99,95	101,02	100,82

Granite type Ansignan et norites associées

- 668 B Charnockite porphyroïde à grenat et hypersthène (quartz, orthose, plagioclase An35, biotite, grenat, hypersthène). Liebre tous, 1 km à l'Ouest de Caramany.
- 779 D Norite (quartz, orthose, plagioclase An40, biotite, hypersthène, peu de hornblende) Vallée de la Desix, 200 m en amont du pont de Trilla.
- 779 E Métagabbro à hornblende (quartz, plagioclase An45, biotite, hornblende, cummingtonite). Vallée de la Desix, 200 m en amont du pont de Trilla.
- 787 Gabbro (quartz, plagioclase An50, ortho- et clinopyroxène, hornblende, biotite). Près du point coté 355, 1,5 km au NNE de Trilla.

Granite type Cassagnes et roches basiques associées

- 1353 Granite porphyroïde clair à biotite (quartz, microcline, plagioclase An26, biotite, andalousite). Route Bélesta—Caladroy, point coté 359, 600 m à l'Est de Bélesta.
- 855 E Granite porphyroïde sombre à grenat et hypersthène (quartz, orthose, plagioclase An35, grenat, hypersthène, biotite). 800 m à l'WSW de Cassagnes.
- 855 A Norite (quartz, plagioclase An70, orthopyroxène, biotite). 800 m à l'WSW de Cassagnes.
- 855 B Norite (quartz, plagioclase An85, orthopyroxène, hornblende, biotite). 800 m à l'WSW de Cassagnes.

Tableau 11 — Formations plutoniques

	682	1072	185	472	1073	534A	535	1066	1074
SiO ₂	70,60	72,40	72,00	76,00	77,40	76,00	63,20	66,60	62,40
TiO ₂	0,40	0,28	0,38	0,04	0,02	0,03	0,34	0,26	1,10
Al ₂ O ₃	15,05	13,50	14,31	13,03	11,80	13,50	19,69	19,28	15,87
Fe ₂ O ₃ total	1,96	3,09	1,59	0,30	0,25	0,39	0,55	0,25	7,17
MnO	0,05	0,07	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,11
MgO	0,70	0,62	0,45	0,07	0,04	0,07	0,15	0,06	2,32
CaO	2,20	0,49*	1,13	0,28	0,70	0,28	0,28	0,27	3,78
Na ₂ O	3,70	3,86	3,13	4,18	4,13	5,40	7,18	8,86	3,38
K ₂ O	4,60	3,94	5,79	4,34	3,36	3,58	6,96	5,42	2,47
P ₂ O ₅	0,20	0,10	0,09	0,06	0,04	0,03	0,12	0,08	0,34
H ₂ O ⁺	0,70	0,70	0,74	0,33	0,32	0,41	0,47	0,36	0,89
H ₂ O ⁻	0,20	0,08	0,18	0,07	0,07	0,06	0,12	0,11	0,26
Total	100,36	99,13	99,81	98,72	98,15	99,77	99,08	101,57	100,09

Granites types Lesquerde et Lansac et roches associées

- 682 Granite porphyroïde à biotite, type Lesquerde (quartz, microcline, plagioclase An25-10, biotite). L'Artigue, route Lesquerde—La Borde-Neuve, point coté 284.
- 1072 Granite non porphyroïde à biotite, type Lansac (quartz, microcline, plagioclase An27-14, biotite). Route de Lansac au Mas de l'Étang, Prat del Barou. (*) : teneur en CaO anormale, échantillon altéré.
- 185 Granite à grain fin à deux micas (quartz, microcline, plagioclase An23, biotite, muscovite). La Tartarouse, 1 km ESE de Lansac.
- 472 Granite blanc aplitique (quartz, microcline, albite, biotite, muscovite). 200 m au Sud de La Borde-Vieille.
- 1073 Granite blanc (quartz, microcline, plagioclase An10, muscovite). Carrière au Nord du Serrat del Cabridou, 500 m au NNE de Lansac.
- 534A Pegmatite (quartz, microcline, albite, muscovite). Carrière du Serrat del Cabridou, 1 km à l'ENE de Lansac.
- 535 Pegmatite (microcline, albite). Camp Cartié, route de Lansac à Saint-Arnac.
- 1066 Pegmatite (microcline, albite). Prat del Barou, 1 km au Nord de Lansac.
- 1074 Enclave « basique » en boule dans le granite type Lansac. Route des carrières du Cabridou, 300 m au NNE de Lansac.

Tableau 12 — Formations plutoniques

	969	948-	944B	945A	1323	670a	674	673	673a
SiO ₂	57,00	55,20	64,90	60,60	54,50	53,15	56,40	55,30	58,40
TiO ₂	1,36	0,85	0,05	0,06	0,04	1,05	1,00	1,50	1,25
Al ₂ O ₃	18,51	21,59	19,27	19,93	20,21	16,80	15,75	17,10	16,80
Fe ₂ O ₃ total	9,49	6,57	3,38	9,20	8,17	8,50	7,84	9,36	7,66
MnO	0,13	0,10	0,22	0,06	4,29	0,10	0,15	0,15	0,10
MgO	2,66	1,26	0,11	0,16	0,50	6,20	6,25	5,00	3,60
CaO	3,64	5,32	2,17	2,59	2,74	7,30	6,15	6,50	5,20
Na ₂ O	4,18	4,43	5,26	5,40	4,08	3,75	3,30	2,05	3,60
K ₂ O	3,65	1,97	3,79	1,87	3,85	1,90	2,25	2,55	2,30
P ₂ O ₅	0,42	0,22	0,10	0,21	0,09	0,25	0,20	0,35	0,40
H ₂ O ⁺	0,64	0,75	0,59	0,34	0,05	1,60	1,40	1,10	0,85
H ₂ O ⁻	0,17	0,27	0,04	0,22	0,12	0,20	0,10	0,15	0,25
Total	101,85	98,53	99,88	100,64	98,64	100,80	100,79	101,11	100,41

Quartz-diorite noire orientée, type Ayguères

969 Quartz, plagioclase An40, biotite, grenat, sillimanite relique. Vallée du Tournefort, flanc sud, au niveau de La Mirade.

948- Quartz, plagioclase An40, biotite, grenat. Vallée du Tournefort, flanc sud, Serre d'Augé.

Granite noir orienté à grenat abondant, type Souvignes

944B Quartz, microcline, plagioclase An22, biotite, grenat, sillimanite, muscovite. Serre d'Augé, point coté 323.

945A Quartz, microcline, plagioclase An29, grenat. Serre d'Augé.

1323 Quartz, microcline, plagioclase An29-22, biotite, grenat, muscovite. Souvignes, à l'ESE du Rocher de Lansac.

Masse basique de Tournefort

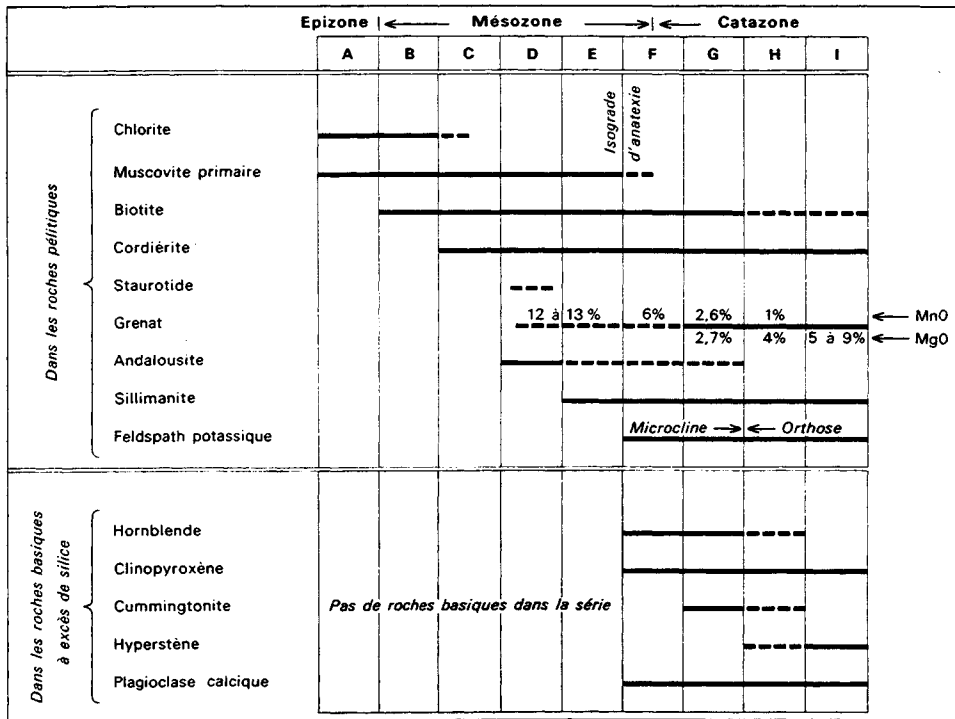
670 a Gabbro à amphibole (quartz, plagioclase An40, hornblende, biotite). Route de Rasiguères à Caramany, Sud de Tournefort.

674 Gabbro à amphibole (quartz, plagioclase An39, hornblende, biotite). Route de Rasiguères à Caramany, Le Vilarnau.

673 Diorite à amphibole (quartz, plagioclase An70, hornblende, biotite). Route de Rasiguères à Caramany, en face du Mas del Regatieu.

673a Diorite à petits phénocristaux (quartz, plagioclase An45, hornblende, biotite). Route de Rasiguères à Caramany en face du Mas del Regatieu.

ANNEXE 2 - MÉTAMORPHISME RÉGIONAL



ANNEXE 3 : GÎTES ET INDICES MINÉRAUX

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Louraix	1.4001	Fel	Feldspath	Amas	Granite Pegmatite	La production aurait été de 10000 t/an.
Rentadou	1.4002	Fel	Albite	Stockwerk	Albitite	Analyse du produit extrait silice : 67 % ; alumine : 22 % ; potasse : 0,7 % ; soude : 11,21 %
Camp de la Mourie	1.4003	Fel	Albite	Amas	Albitite	Teneurs en % : silice : 64,3-68,0 ; alumine : 19,35-21,73 ; sesquioxyde de fer : 0,17-0,4 ; chaux : 0,1-2,74 ; potasse : 0,45-2,81 ; soude : 9,48-11,35. perte au feu : 0,89-1,20.
Cabridou-Cabridadou	1.4004	Fel	Albite Microcline	Amas	Albitite	Groupe de 3 carrières exploitées en gradins. Teneur en % : silice : 65,6 ; alumine : 21,75 ; sesquioxyde de fer : 0,4 ; potasse : 1,5 ; soude : 10,25 ; perte au feu : 0,35.
Camp Cartie	1.4005	Fel	Albite, microcline	Amas	Albitite	Production annuelle estimée à 10000 t environ.
Lesquerde	1.4006	Fe	Quartz Limonite Hématite Pyrite Oligiste Chalcopyrite	Filon	Granite Mylonite Calcaire	Exploitation sur 100 m de hauteur. 90000 t extraites de 1905 à 1913. Oligiste à 53,5 % de fer, hématite à 52 %, 0,2 % de soufre, 0,025 % de phosphore. Arrêt en 1960.
La Borde-Neuve	1.4007	Fel	Albite Microcline	Amas	Granite Pegmatite	Recherches d'extension en 1966 par puits de 15 à 70 m de profondeur. Production voisine de 10000 t/an.

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Rasiguères-Tournefort	1.4008	Fe, Mn	Oxydes de fer et de Mn	Amas	Calcschistes du Siluro-Dévonien	Sur les pentes nord du roc de l'Abeille, on observe un puits carré ouvert, dans lequel le minerai affleure.
Rasiguères	1.4009	Fe	Quartz Hématite Limonite Pyrite	Filon	Calcaire Schistes	En 1932, 320 000 t extraites. Réserves estimées à 1 Mt. 48 à 55 % de fer, 15 % de silice. Reprise durant la dernière guerre.
Lesquerde	1.4010	Gyp	Gypse	Stratiforme	Argile Cargneule Calcaire	Exploitation carrière, puis en souterrains.
Le Rach	1.4011	Fel	Albite	Stockwork dont 1 filon de 20 m de puis.	Granite Pegmatite Albite	Exploitation de 800 à 1 000 m de longueur, en gradins successifs sur les 2 versants d'un ravin.
Trémoine	2.4001	Fe	Quartz Hématite Limonite Pyrite	Filon, amas	Calcaire Dolomie Schistes	Production de 300 000 t de fer, minerai à 55 % Fe. L'exploitation comprendrait 2 420 m de galeries en 5 niveaux.
Latour-de-France	2.4002	Fe	Hématite Limonite	Stratiforme	Dolomie Calcaire Brèche	Chapelets discontinus de lentilles au contact dolomie-calcaire, puissantes de 1 à 2,5 m sur les communes de Maury, Planèzes et Latour-de-France. Tranchées et galeries sur le bord septentrional du plateau.

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Latour-de-France (suite)						À Coums del Roy, extrémité ouest du plateau, descendrie et travers-bancs. Au Sud du plateau le gîte de la mine Couffi a été exploré sur 800 m par de courtes galeries.
Tautavel	3.4002	Fe, Pyr	Calcite Hématite Limonite Pyrite	Filon Amas	Calcaire	La minéralisation est logée dans des fractures en petites poches. Peu de travaux.
Ruisseau las Couloumines	5.4001	Ba	Barytine	Filonnet	Granite	Filonnets de 15 à 30 cm de puissance.
La Roumenga	5.4002	U	Quartz Autunite	Filon	Granite	Prospection marteau, scintillomètre.
Montalba-Le Menie	5.4003	Ba	Quartz Barytine Pyrite	Filon 90°	Granite	2 petits puits de recherche.
Trevillach La Roumenga-1	5.4004	U	Quartz Autunite	Filon 230° Puissance : 1 à 2 m	Granite	Fracture minéralisée.
Caladroy	6.4001	Fe	Quartz Magnétite	Filon Amas	Skarn à amphibole dans gneiss	Simple indice, sans intérêt économique.
Château de Caladroy	6.4002	W, U	Scheelite Autunite	Disséminé	Pegmatite	Plusieurs tranchées de recherche.

Nom du gîte	Indice de classement national	Substance	Minéraux	Forme du gîte	Roche encaissante	Remarques
Bélesta	6.4003	Fe, Py	Quartz Hématite Pyrite Ocre	Filon et Amas	Calcaire Marne	Tranchées de 12 m x 2 de profondeur. Dosage de la pyrite : S : 53,1 % ; Fe : 46,7 % ; As : 0,01 % ; Cu : 0,02 % ; SiO ₂ : 18 % ; Ag : 6 g/t ; Au : 0,5 g/t (1936).
Bélesta—Cassagnes	6.4004	Sim	Sillimanite Grenat	Disséminé	Gneiss	Plusieurs niveaux minéralisés dont un puissant de 3 m, extension kilométrique.
Les Orgues	6.4005	U	Produits d'oxydation jaunes et verdâtres	Disséminé	Argile, gravier, conglomérat, brèche.	L'uranium se concentre dans les faciès abondants en feldspaths, argiles, minéraux ferro-magnésiens et matières organiques d'origine végétale ; peu abondants en quartz, hématite et hydroxyde ferrique.
Ruines de la Regleille	6.4006	U				

ANNEXE 4 : COUPES RÉSUMÉES DES SONDAGES

Archivage SGN 1090	Coordonnées		Quat.	Plioc. contin.	Plioc. marin	Albien	Urgo- Aptien	Juras- sique	Trias	Paléo- zoïque	Granite
	X	Y									
1-10	619,35	53,24									37 ●
1-12	616,60	53,63									70 ●
1-13	616,08	53,45									25 ●
1-14	615,74	55,66							53 ●		
2-1	629,22	52,50	10	15	—		29 ●				
2-3	625,87	56,31	8	—	—	195 ●					
2-4	627,91	54,34	10	18 ●							
2-6	627,25	51,87	10 ●								
3-1	630,30	59,80				29 ●					
3-21	635,21	53,11	4			22 ●					
3-22	634,84	52,95	2				60 ●				
4-1	642,8	58,60		74			110 ●				
4-2	643,8	50,55	10?	72	109 ●						
4-6	640,78	56,87	3,5	12		205 ●					
4-10	642,40	54,60		38	44 ●						
4-11	643,95	58,70		156							
4-12	643,40	51,50	6	50	56 ●						
4-18	643,62	50,87	1	101	131 ●						
4-19	642,34	53,25	9	48	49 ●						
4-60	639,25	50,27		12	95		114				
4-63	640,30	50,81	2	52			53				
4-65	641,65	59,10		16			134				
4-67	640,72	52,81		61	202 ●						
4-68	642,57	50,20		81	150 ●						
4-72	640,75	52,78		61	63 ●						
5-7	616,72	41,97									70 ●
6-2	627,00	44,00	20 ●								
6-11	623,54	41,46	7	130	205 ●						
6-18	625,72	40,09	9	18					40 ●		
6-19	623-07	43,42									50 ●
6-20	626,73	44,42	5	7	13				21 ●		
6-22	624,48	46,89									45 ●
7-6	631,45	43/42	14	40							
7-17	634,10	44,15	6	55							
7-20	634,10	44,50	11	58							
7-24	632,86	41,76	9	74	115 ●						
7-31	631,43	43,42	14	155							
7-42	636,81	42,63	9	76							
7-44	630,88	43,59	7	122	160 ●						
7-51	634,68	42,01	7	141							
7-53	631,89	44,58	18	91	96 ●						
7-55	636,68	43,87	5	90	150 ●						
7-56	630,87	43,59	7	132	198 ●						
7-101	635,96	43,86	5	74 ●							

Archivage SGN 1090	Coordonnées		Quat.	Plioc. contin.	Plioc. marin
	X	Y			
8-1	641,50	45,97	16	125	140 ●
8-2	639,75	44,32	11	104 ●	
8-4	637,47	45,40	10	115	125 ●
8-5	644,11	44,40	10	155	173 ●
8-11	644,20	43,68	10	146 ●	
8-39	642,70	45,62	18	125	140 ●
8-40	642,55	46,55	27	143	149 ●
8-65	638,77	43,07	2	99	100 ●
8-66	642,65	45,65	27	143	183 ●
8-71	638,08	42,90	2	104	150 ●
8-106	640,61	45,91	3	130	176 ●
8-135	644,17	47,02	1	142 ●	
8-140	641,57	43,15	6	120	151 ●
8-165	643,01	44,11	13	124	171 ●
8-220	643,46	40,43		121	134 ●
8-242	640,39	46,41	2	120	140 ●
8-243	643,40	44,91	6	109	175 ●
8-249	641,64	46,92	2	91	117 ●
8-256	641,00	40,60	3	93	140 ●

© BRGM, 1998, Tous droits de traduction et de reproduction réservés. Aucun extrait de ce document ne peut être reproduit, sous quelque forme ou par quelque procédé que ce soit (machine électronique, mécanique, à photocopier, à enregistrer ou tout autre) sans l'autorisation préalable de l'éditeur.

Reproduction à l'identique BRGM

Service reprographie

D.L. 1^{re} éd. : 1993

D.L. 2^{ème} éd. : avril 2003