



CARTE GÉOLOGIQUE DE LA FRANCE A 1/50 000

PRADES

par

G. GUITARD, B. LAUMONIER, A. AUTRAN,
Y. BANDET, G.M. BERGER

PRADES

La carte géologique à 1/50 000
PRADES est recouverte par la
coupure PRADES (N°257)
de la Carte géologique de
la France à 1/80 000

Ax-les-Thermes	St-Paul-de-Fenouillet	Rivesaltes
Mont-Louis	PRADES	Céret
Saillagouse	Prats-de-Mollo	Arles-sur-Tech



MINISTÈRE DE L'ÉCONOMIE,
DES FINANCES ET DE L'INDUSTRIE
BRGM - SERVICE GÉOLOGIQUE NATIONAL
B.P. 6009 - 45060 ORLÉANS CEDEX 2 - FRANCE



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

par

**G. GUITARD, B. LAUMONIER, A. AUTRAN, Y. BANDET,
G.M. BERGER**

1998

***Editions du BRGM Service
géologique national***

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

pour la carte : GUITARD G., GEYSSANT J., LAUMONIER B., AUTRAN A., FONTEILLES M., DALMAYRACH B., VIDAL J.C., BANDET Y. (1992) - Carte géol. France (1/50 000), feuille Prades (1095). Orléans : BRGM. Notice explicative par G. Guitard *et al* (1998), 198 p.

pour la notice : GUITARD G., LAUMONIER B., AUTRAN A., BANDET Y., BERGER G.M. (1998) - Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Prades (1095). Orléans : BRGM, 198 p. Carte géologique par G. Guitard *et al.* (1992).

© 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.

ISBN : 2-7159-2095-4

SOMMAIRE

	Pages
RÉSUMÉ	7
ABSTRACT	8
INTRODUCTION	11
<i>SITUATION GÉOGRAPHIQUE</i>	11
<i>CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL</i>	14
<i>TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE</i>	15
DESCRIPTION DES TERRAINS	17
<i>TERRAINS GNEISSIQUES</i>	17
<i>Orthogneiss du Canigou</i>	19
<i>Orthogneiss de Quazemi</i>	34
<i>MÉTABASITES ANTÉHERCYNiennes</i>	38
<i>FORMATIONS PALÉOZOÏQUES</i>	40
<i>Supergroupe de Jujols-Canaveilles</i>	41
<i>Supergroupe de Villefranche</i>	49
<i>FORMATIONS PLUTONIQUES INTRUSIVES ET FILONIENNES</i>	55
<i>FORMATIONS TERTIAIRES (MIOCÈNE)</i>	66
<i>FORMATIONS SUPERFICIELLES - QUATERNAIRE</i>	73
CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES	78
<i>MAGMATISME ANTÉHERCYNien</i>	78
<i>PALÉOZOÏQUE ANTÉ-OROGÉNIQUE</i>	79
<i>PALÉOZOÏQUE TARDI- À POST-OROGÉNIQUE ET VOLCANISME ASSOCIÉ</i>	82
<i>MÉTAMORPHISME HERCYNien</i>	83
<i>PLUTONISME HERCYNien</i>	108
<i>TERTIAIRE - QUATERNAIRE</i>	126
ÉVOLUTION TECTONIQUE	126
GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT	158
<i>RISQUES NATURELS</i>	158
<i>RESSOURCES EN EAU</i>	159

<i>SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES</i>	168
<i>GÎTES MINÉRAUX</i>	169
DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE	172
<i>ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES</i>	172
<i>DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES</i>	173
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	174
AUTEURS	185
ANNEXE : ANALYSES CHIMIQUES (tableaux 1 à 12)	187

TABLE DES FIGURES

	<i>Pages</i>
Fig. 1 - Schéma structural de la feuille Prades et environs	
Fig. 2a - Coupe N-S entre le flanc nord du massif de Carença et le pluton de Quérigut	dépliant en fin de notice
Fig. 2b - Coupe N-S du Vallespir au fossé néogène de Prades par le Canigou	
Fig. 3a - Cadre tectonique alpin des Pyrénées orientales	12
Fig. 3b - Coupe N-S schématique passant en bordure est de la carte	13
Fig. 4a - Coupe synthétique de la nappe hercynienne précoce du Canigou	20
Fig. 4b - Coupe détaillée du synclinal couché de Py, dans les schistes de Balatg	21
Fig. 5 - Datations isotopiques U/Pb et Pb/Pb sur zircons, des gneiss du Canigou	22
Fig. 6 - Distribution des compositions des orthogneiss du Canigou sur le diagramme $Fe_2O_3^t$ % vs MgO %	24
Fig. 7 - Carte et coupe synthétique du contact entre les métasédiments de la base de la Formation de Canaveilles et les « gneiss de transition »	28

Fig. 8 -	Lithostratigraphie du Paléozoïque inférieur de la couverture des orthogneiss du Canigou	44
Fig. 9 -	Les deux séries hétéropiques du Dévonien et Carbonifère inférieur du Confient	50
Fig. 10 -	Trois coupes à travers le fossé lacustre-fluvial miocène du Confient	70
Fig. 11 -	Carte des formes glaciaires des massifs du Madrès, du Canigou et de la Carança	72
Fig. 12 -	Exemple du tracé des isogrades du métamorphisme régional [+ crd], [+ and] et [+ st] dans le Nord-Est du Canigou	88
Fig. 13 -	Variation des XMg de la biotite, de la cordiérite et du grenat et du CaO % du grenat à travers l'ensemble des zones métamorphiques du Canigou	102
Fig. 14 -	Diagramme température-profondeur pour la culmination (syn-P4) du métamorphisme régional du Canigou	106
Fig. 15a -	Champs des compositions en K ₂ O et SiO ₂ pour les plutons calco-alcalins	110
Fig. 15b -	Diagrammes des teneurs en terres rares normées aux chondrites pour différents types de leucogranites	111
Fig. 16 -	Deux coupes E-W de la bordure orientale du pluton de Mont-Louis	116
Fig. 17 -	Coupes de la bordure sud du pluton de Millas et de la faille col de Jau-Molitg	120
Fig. 18 -	Coupe de la bordure méridionale du pluton de Quérigut et de la zone de faille de Mérens	122
Fig. 19 -	Coupe du granite profond du Canigou	124
*Fig. 20 -	Schéma géomorphologique des surfaces d'aplanissement et structures tectoniques miocènes à pliocènes du flanc nord du massif du Canigou et du Confient	130
Fig. 21 -	Coupe schématique du chevauchement mylonitique tardihercynien nord-Canigou (CMNC), de la faille normale de la Têt et du laccolite de Llar	138

Fig. 22 -	Les quatre « phases » de plissement tardives, post-S3, en Confient	148
Fig. 23 -	Coupe interprétative du synclinal D6 des nappes du duplex dévonien de Villefranche-de-Conflent	152

RÉSUMÉ

La carte géologique Prades expose la coupe la plus continue du socle hercynien pour la partie orientale des Pyrénées. La couverture méso-cénozoïque déformée durant l'orogénèse alpine, n'y est pas représentée. Par contre, la surrection néogène du massif y est bien exprimée par le bassin miocène lacustre de Prades, développé au pied nord des escarpements du Canigou. De vastes panneaux de gneiss et de micaschistes ont glissé sur ce flanc nord du massif du Canigou, lors de sa surrection à partir de la fin de l'Oligocène (~26 à 18 millions d'années) et sont venus s'emboutir dans les dépôts fluvio-lacustres du bassin néogène.

Le socle hercynien n'est affecté lors de l'orogénèse alpine que par un jeu de blocs, limités par les grandes failles « alpines » qui découpent l'antiforme plurikilométrique Canigou-Carança. La carte expose la structure profonde (région de Py et Casteil) de cette structure hercynienne majeure et tout le vaste flanc nord, jusqu'au « synclinal » de nappes de Dévonien et Carbonifère appelé synclinal de Villefranche.

Cette mégastructure anticlinale replisse la nappe profonde de gneiss œillés du Canigou, dérivant de différents granites antéhercyniens, dont les plus abondants ont été datés du Précambrien terminal (580 Ma). Le métamorphisme hercynien atteint une intensité très forte permettant la fusion *in situ* des gneiss (zone à sillimanite) au cœur de l'antiforme autour du granite profond du Canigou. Ce métamorphisme diminue rapidement au-dessus de la nappe de gneiss, l'isograde d'apparition de la biotite étant à environ 1 000 à 1 200 m au-dessus du toit des gneiss, dans les niveaux du Groupe de Canaveilles attribués au Cambrien probablement inférieur. Au-dessus, l'ensemble de la série actuelle observable est dans le faciès schistes verts, voire anchimétamorphique. Le métamorphisme de type basse pression-haute température est facilement identifiable dans les faciès de son intensité moyenne par le développement de porphyroblastes de cordiérite, d'andalousite, de staurotide et de grenat dans les micaschistes, de trémolite et diopside dans les dolomies.

La série paléozoïque montre des lithologies contrastées : à la base, le *Groupe de Canaveilles* comporte six à huit niveaux de carbonates alternant avec des shales et des grauweekes vers le bas, avec des silts et des grès et microconglomérats vers le haut ; le *Groupe de Jujols* qui lui succède en continuité est silteux, rubané et son âge atteint peut-être l'Ordovicien. *VOrdovicien supérieur*, premier niveau fossilifère, débute par des conglomérats. Le *Silurien* et surtout le *Dévonien* montrent deux séries hétéropiques : une série de plate-forme carbonatée venant se superposer, par nappe précoce, sur une série à faciès plus profond. Le *Carbonifère* de l'unité allochtone montre le passage de la plate-forme carbonatée dinantienne aux dépôts profonds de flysch (« Culm »), dès la fin du Dinantien (325 Ma).

Au-dessus de ce flysch d'âge namurien très probable, aucun terrain ne représente la période Westphalien-Stéphanien (320-295 Ma), sinon les importantes masses plutoniques hercyniennes et, plus au Sud et à l'Ouest de la feuille, les dépôts sédimentaires molassiques et le volcanisme du Stéphanien supérieur-Autunien (région de Camprodon et Sud de la Cerdagne). Plus près de cette feuille, les premiers niveaux discordants observés sur le socle hercynien sont les formations continentales rouges du Trias à Amélieles-Bains.

Des massifs de granitoïdes et de gabbro-diorite se sont mis en place à différents niveaux de la série et peuvent être « calés » dans la séquence des déformations hercyniennes et par rapport au métamorphisme. Leur datation entre 310 et 305 Ma permet ainsi de situer l'essentiel des déformations pénétratives (schistosité, foliation) et la culmination du métamorphisme avant 305 Ma.

Malgré une longue tradition minière (les forges catalanes) liée aux accumulations de sidérite et oligiste dans les carbonates cambriens, puis entre 1960 et 1990 à l'exploitation de la grande mine de fluorine d'Escaro et à quelques petites mines artisanales de barytine, talc ou fluorine, il n'y plus aucune exploitation minière en activité. En revanche, les nombreuses sources thermominérales sont encore activement exploitées.

ABSTRACT

The geological map of Prades shows the most continuous section of Hercynian basement in the eastern Pyrenees. The Mesozoic-Cenozoic cover, which was deformed during the Alpine orogeny, is not present in this area. However, the Neogene uplift of the massif is clearly expressed by the Miocene Prades lacustrine basin at the foot of the northern escarpment of the Canigou massif. Vast slabs of gneiss and micaschist slipped down the northern flank of the Canigou massif during its uplift (from the end Oligocene: -26-18 Ma) and slumped into the fluvial-lacustrine deposits of the Neogene basin.

During the Alpine orogeny, the Hercynian basement was only affected by the displacement of blocks bounded by major "Alpine" faults that cut the several-kilometre scale Canigou-Carança antiform. The map shows the deep structure (Py and Casteil regions) of this major Hercynian structure and the entire extensive northern flank until the Villefranche syncline of Devonian and Carboniferous nappes.

This anticlinal megastructure refolds the deep nappe of Canigou augen gneiss derived from different pre-Hercynian granites, the most abundant of

which have been dated as end Precambrian (580 Ma). The Hercynian metamorphism was very intense and caused in situ melting of the gneiss (sillimanite zone) in the core of the antiform around the deep Canigou granité. This metamorphism decreases rapidly above the gneiss nappe, the isograde of biotite appearance being situated about 1000-1200 m above the top of the granite in sediments of the Canaveilles Group attributed to the Cambrian (probably Early Cambrian). The exposed overlying succession is of greenschist or even anchimetamorphic facies. The LP/HT-type metamorphism is easily identifiable in the medium intensity facies by the development of cordierite, andalusite, staurolite and garnet porphyroblasts in the mica schist and of tremolite and diopside in the dolomite.

The Paleozoic succession shows contrasted lithologies: at the base, the Canaveilles Group comprises six to eight carbonate beds interbedded with shale and greywacke towards the base and with siltstone, sandstone and microconglomerate towards the top; the conformably overlying Jujols Group is silty and banded, and possibly reaches Ordovician in age. The Late Ordovician, which is represented by the first fossiliferous layer, begins with conglomerate. The Silurian and particularly the Devonian show two heteropic successions: a carbonate platform succession which, through early thrusting, overlies a succession of deeper facies. The Carboniferous of the allochthonous unit shows the passage from the Dinantian carbonate platform to the deep flysch deposits ("Culm") from the end Dinantian (~325 Ma).

Above the flysch, probably Namurian in age, no Westphalian-Stephanian (320-295 Ma) deposits exist other than large Hercynian plutonic masses and, farther south and to the west of the present map area, molassic sediments and Late Stephanian-Autunian volcanic rocks (Camprodon region and south of the Cerdagne region). Nearer to the present map area at Amélie-les-Bains, the first exposed beds discordantly overlying the Hercynian basement consist of Triassic red continental formations.

Granitoid and gabbro-diorite massifs were intruded at different levels of the succession and can be calibrated within the Hercynian deformations sequence and in relation to the metamorphism. Their dating at between 310 and 305 Ma makes it possible to place the most of the penetrative deformation (schistosity, foliation) and the metamorphic peak before 305 Ma.

Despite a long-standing tradition of mining (Catalan forges) related to siderite and hematite concentrations in the Cambrian carbonates and then, between 1960 and 1990, to the exploitation of the large Escaro fluorite mine and some small barite, talc and fluorite mines, there is no longer any active mining. Nonetheless, the many thermo-mineral springs are still being exploited.

INTRODUCTION

SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Cette carte située dans la partie orientale de la zone axiale des Pyrénées, expose les deux flancs de la vallée de la Têt qui entaille la retombée nord du massif du Canigou-Carança (2 800-2 400 m). Ces deux flancs s'opposent par des morphologies contrastées :

- au Sud, les versants escarpés, hauts de 1 500 à 2 000 m, sont entaillés par les affluents Sud de la Têt en gorges étroites, d'accès souvent difficile, dans les gneiss œillés de la retombée nord de l'anticlinal du Canigou. Ces escarpements sont des zones mylonitiques tardihercyniennes reprises au Néogène en faille normale en partie basse (zone mylonitique nord-Canigou, vallée moyenne de la Têt) ;

- la vallée de la Têt elle-même, suit strictement à l'Ouest la zone mylonitique, de la Cerdagne jusqu'à Canaveilles ; puis de Canaveilles à Catllar, elle s'est entaillée en vallée épigénique (SW-NE) traversant en gorge le massif des calcaires dévoniens de Villefranche et laissant perchés au-dessus d'elle, en rive sud, les dépôts fluviatiles lacustres miocènes du bassin du Confient et la zone mylonitique nord-Canigou qui le borde au pied de l'escarpement exhumé du Canigou ;

- toute la moitié nord-ouest de la feuille est organisée de part et d'autre de la crête calcaire du synclinal dévono-carbonifère de Villefranche bordé, au Nord, le long de la faille de Mérens par les profondes vallées (1 000 m) de Nohèdes et Urbanya et au Sud celles du Cabrils et d'Évol, toutes taillées dans les séries schisteuses du Paléozoïque inférieur.

Au Nord, la vallée de la Castellane, subparallèle aux précédentes, descend du col de Jau, longeant la zone mylonitique col de Jau-Moligt, NW-SE, qui sépare les massifs granitiques de Quérigut à l'Ouest et de Millas à l'Est.

Au Sud-Est de la feuille, le cœur du dôme du Canigou est remarquablement exposé au Sud de l'escarpement septentrional, dans les larges cirques d'altitude du Cady à l'Ouest, de Velmanya à l'Est et la zone plus encaissée de Py, au Sud-Ouest.

L'axe de circulation principal suit la vallée de la Têt avec sa ligne ferroviaire à voie étroite, touristique, de Villefranche à la Cerdagne. Le franchissement de la crête montagneuse Carança-Canigou n'est possible que par la piste non revêtue Casteil-Mariailles-Llipodère-Pla Guillem-la Preste. L'accès à la zone sommitale du Canigou est possible par les deux pistes de son flanc nord.

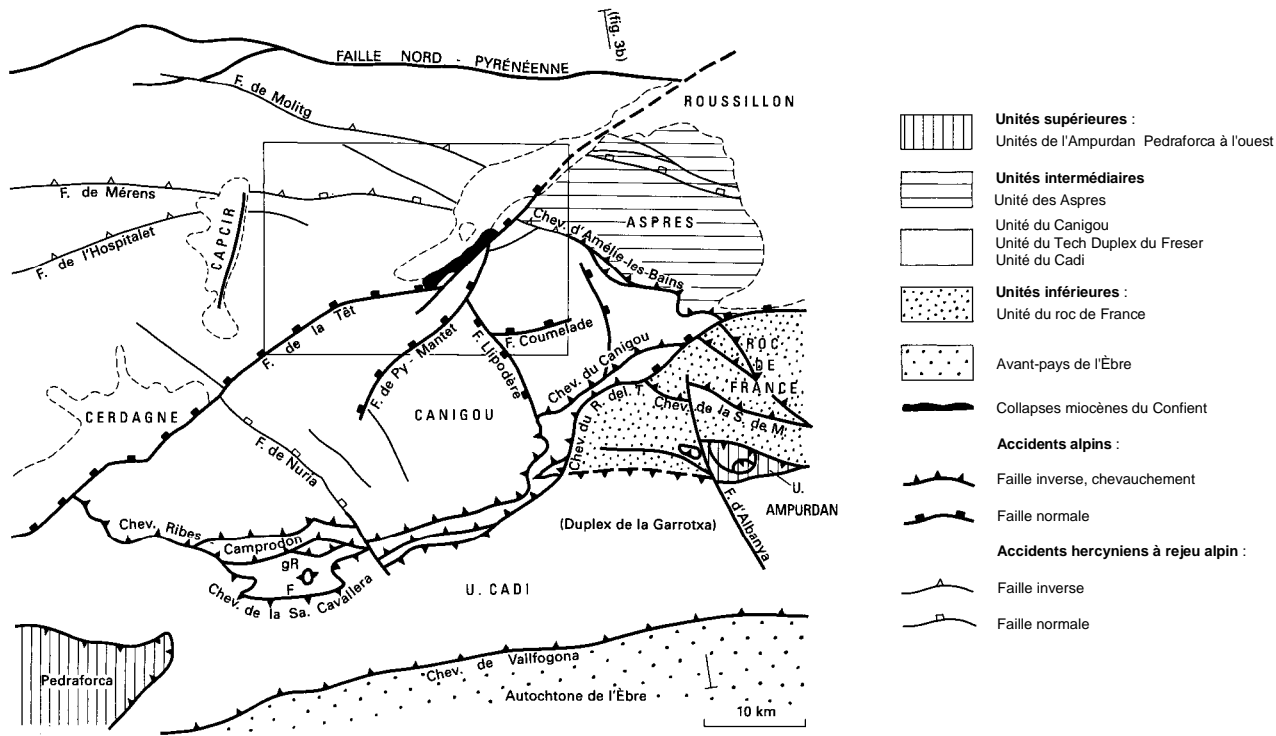


Fig. 3a - Cadre tectonique alpin des Pyrénées orientales
(Laumonier, 1997)

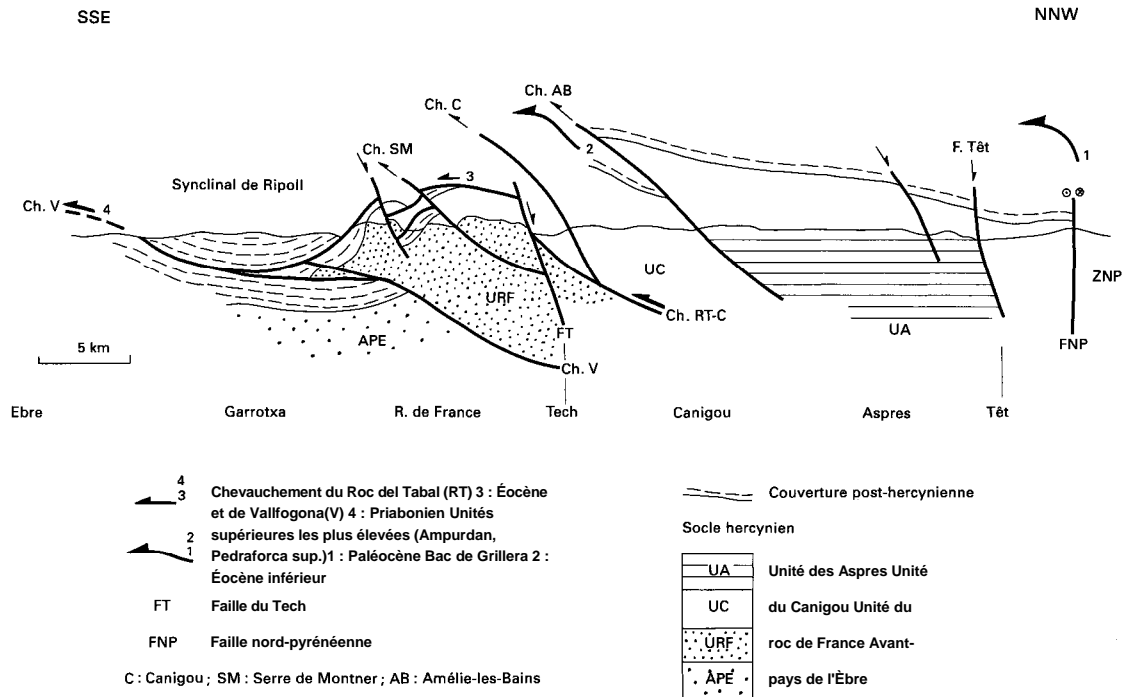


Fig. 3b - Coupe N-S schématique passant en bordure est de la carte
(Laumonier, 1997)

Les conditions d'observation des roches, grâce au relief important et au creusement récent des vallées, sont exceptionnelles, aussi bien dans les vallées que le long des routes et pistes forestières.

N.B. Les noms de lieux utilisés sont ceux qu'indique le fond topographique de PIGN à 1/50 000 imprimé sur cette carte. Ils ne respectent pas la toponymie catalane qui, elle, est mieux restituée sur les cartes IGN à 1/25 000 de la série touristique TOP25.

CADRE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

La feuille Prades est entièrement localisée dans la partie orientale de la zone axiale des Pyrénées, à égale distance des zones nord- et sud-pyrénéennes. On y rencontre essentiellement des terrains antécambriens et paléozoïques qui constituent le socle hercynien des Pyrénées alpines. Ce socle est masqué localement par le Néogène du bassin du Conflent. Les terrains mésozoïques ou paléogènes, qui ailleurs représentent la couverture alpine du socle hercynien, sont absents de la feuille, du fait de l'érosion récente*.

Cette localisation au centre de la chaîne alpine explique que le socle hercynien soit presque entièrement épargné par la tectonique de plis et chevauchements d'âge alpin qui affecte les bordures nord et surtout sud de la zone axiale. Les déformations alpines se marquent essentiellement par une importante tectonique cassante (failles, fracturation) responsable du découpage de la région en plusieurs unités structurales séparées par de grands accidents. Cette tectonique récente (fig. 3) ne masque donc pas les effets de la tectonique hercynienne qui est responsable de l'essentiel de la structuration des terrains anténéogènes de la feuille Prades.

Deux circonstances confèrent à la feuille Prades un exceptionnel intérêt pour la connaissance du segment hercynien de la zone axiale compris entre la Cerdagne et la vallée du Tech (massif du Canigou au sens structural). C'est en effet sur cette feuille qu'affleurent à la fois les formations les plus profondes, dans la fenêtre de Balatg, et les plus superficielles (Paléozoïque supérieur) dans le synclinal de Villefranche-de-Conflent. Le schéma structural de la figure 1 et les coupes (fig. 2) (voir dépliant en fin de notice) illustrent l'organisation de ces terrains.

Les terrains les plus anciens visibles sur la feuille Prades sont les *gneïss du Canigou*, qui représentent grosso modo un socle fini-précambrien. Ils

* Les blocs de calcaires à rudistes que l'on trouve dans la Formation d'Escarro (bassin néogène de Prades) suggèrent qu'avant l'érosion néogène le « socle » était au moins recouvert de Crétacé supérieur et Paléogène comme à Amélie-les-Bains.

affleurent, sous leur couverture paléozoïque, dans les massifs du Canigou et de la Carança, au Sud de la feuille, à la faveur d'une vaste structure anticlinale hercynienne tardive, l'*anticlinal du Canigou-Carança*. Les parties les plus profondes de l'édifice hercynien apparaissent au cœur de l'anticlinal du Canigou, dans la *fenêtre de Balatg* : ce sont les micaschistes de Balatg, situés sous les gneiss du Canigou, qui représentent la réapparition tectonique de la base de la couverture paléozoïque engagée avec les gneiss dans un très grand pli couché (cf. *infra*).

Le versant sud de l'anticlinal du Canigou-Carança n'est visible que dans le coin sud-est de la feuille ; il se développe largement vers le Sud, sur la feuille Prats-de-Mollo. Le versant nord occupe au contraire toute la partie centrale et septentrionale de la feuille Prades. Il constitue un vaste domaine de Paléozoïque à pendage moyen nord, coupé en deux par la *faille de Mérens*, et forme la couverture du massif de la Carança : Paléozoïque inférieur (Groupe de Canaveilles puis Groupe de Jujols), Paléozoïque supérieur (débutant par l'Ordovicien supérieur) ployé en synclinal de nappe appelée *synclinal de Villefranche*. Seule, l'extrémité occidentale du *massif des Aspres*, couverture nord et orientale du massif du Canigou, est visible sur la feuille Prades (la plus grande partie du massif se trouve sur la feuille Cérêt).

Un métamorphisme hercynien affecte l'ensemble des terrains du socle et de la couverture dont la base est largement transformée en micaschistes. Des granites, hercyniens eux aussi, envahissent les micaschistes de Balatg (granite profond du Canigou) et la couverture paléozoïque : on ne voit sur la feuille Prades que l'extrémité méridionale du pluton de Quérigut-Millas, au Nord, et l'extrémité orientale de celui de Mont-Louis, tous deux bien exposés sur les feuilles voisines, Mont-Louis et Saint-Paul-de-Fenouillet.

TRAVAUX ANTÉRIEURS - CONDITIONS D'ÉTABLISSEMENT DE LA CARTE

Après la première reconnaissance géologique du massif du Canigou par O. Mengel et L. Bertrand de 1904 à 1921 et la publication de la 1^{re} édition du 1/80 000 Prades en 1925, des révisions majeures sur tous les domaines de la géologie appurent dans la 2^e édition de Prades à 1/80 000 en 1968 (Autran *et al.*, 1968). Elles résultaient des levés détaillés réalisés entre 1950 et 1964, en même temps que leur thèse, par P. Cavet (1957) pour la stratigraphie du Paléozoïque et G. Guitard (1970a), pour l'analyse tectono-métamorphique et l'interprétation des protolites des micaschistes et des gneiss ; A. Autran et G. Guitard précisaient la structure, les variétés pétrographiques des plutons de granitoïdes et leur relation avec l'évolution tectono-métamorphique (Autran *et al.*, 1970). Les nouvelles cartes topographiques de PIGN n'apparurent qu'en 1966. Le report des levés antérieurs réalisés sur

des photos aériennes et la réalisation de nombreux itinéraires complémentaires ont permis de porter la quantité d'observations réalisées à un très haut niveau, dans cette région d'affleurement subcontinué (environ 1,5 km d'itinéraires par km² sur les 600 km² de la carte). Par ailleurs, l'étude d'un très grand nombre de lames minces (1 500), la réalisation d'analyses chimiques des différentes lithologies, et d'analyses des minéraux métamorphiques avec la microsonde électronique, ont permis une définition très précise des lithologies, des matériaux antéhercyniens dont elles dérivent et de l'évolution des conditions du métamorphisme, caractérisé sur la carte par les surfaces isogrades et zones « à sous-faciès minéral » homogène qu'elles permettent de figurer, dans les micaschistes dérivant de pélites paléozoïques.

Par rapport au niveau des connaissances déjà acquises lors de l'édition du 1/80 000 en 1968, les principaux apports nouveaux sont, en plus de la précision des contours :

- une lithostratigraphie plus détaillée et rigoureuse du Paléozoïque inférieur azoïque, avec la distinction de cinq formations superposées (Laumonier, 1988, 1996 ; Laumonier et Guitard, 1986) ;
- la découverte de deux unités lithotectoniques à faciès isopique différent dans le Dévonien du synclinal de Villefranche (Cygan *et al*, 1980-1981 ; Raymond 1980, 1986 ; Raymond et Weyant, 1982) permettant de définir, d'après la cartographie de B. Dalmayrac (1966) et J.C. Vidal (1967), un domaine autochtone et des nappes ;
- un découpage dans le temps, de l'évolution structurale hercynienne, par les caractéristiques géométriques et *pro parte* cinématiques, des étapes successives de déformation et le calage relatif de l'évolution métamorphique et de la mise en place des granitoïdes dans cette échelle de temps (Gibson, 1989, 1992 ; Guitard *et al*, 1984 ; Laumonier et Guitard, 1978 ; Laumonier *et al*, 1984).

Peu de données géochronologiques nouvelles fiables ont été obtenues : les plus novatrices sont celles qui concernent les orthogneiss de Quazemi (425 ± 18 Ma : Delaperrière et Soliva, 1992) ; l'âge quasi identique du granite profond du Canigou (305 Ma : Vitrac-Michard, 1975 ; 298 ± 12 Ma : Gibson, 1989 ; 305 ± 3 Ma : Cheilletz, inédit) et de celui de Mont-Louis (305 ± 4 Ma : Romer et Soler, 1995) ; et enfin l'âge de la surrection entre 26 et 18 Ma du massif du Canigou par traces de fission sur apatite (Sère *et al*, 1995).

Sur la géomorphologie de la région, le travail de fond, exhaustif, que vient de réaliser M. Calvet (1994, 1996) renouvelle complètement la vision de l'évolution récente de la zone que l'on avait depuis P. Birot (1937) et P. Birot et G. Guitard (1971).

Pour le bassin néogène du Confient, Y. Bandet (1975) a pu préciser les âges et relations des formations initialement identifiées par A.J. Pannekoek (1935).

Dans les plutons granitiques, la cartographie beaucoup plus détaillée des lithologies, associée à celle des foliations du stade magmatique et des stades post-solidus, ductiles ou cassants, permet une représentation plus réaliste de zones comme la faille de la Têt, la bordure sud du pluton de Millas de Molitg à Rodes et la bordure sud du pluton de Quérigut au Nord de Nohèdes. Sur ces plutons, les thèses de S. Fourcade (1981), G. Gleizes (1992), J.L. Joly (1982), J. Leterrier (1972), J. Marre (1973), H. Messaoudi (1990), ont apporté des faits et interprétations essentiels pour comprendre la genèse et la mise en place de ces plutons, sur les aspects géochimiques, pétrologiques et structuraux.

Pendant la même période récente 1984-1994, la réalisation de la « Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées » (Barnolas et Chiron, 1996) a fourni des mises au point et une actualisation de connaissances, dont la présente notice a pu bénéficier.

DESCRIPTION DES TERRAINS

TERRAINS GNEISSIQUES

Les gneiss du Canigou, largement affleurants dans la moitié sud de la feuille Prades, représentent des métamorphites hercyniennes dérivant, pour la plupart, d'un socle d'âge fini-précambrien. Issus de la transformation de granitoïdes et de diverses formations magmatiques acides, ils sont au départ, lors du métamorphisme hercynien, dans un « faciès minéral » proche de celui qui caractérise la culmination métamorphique carbonifère et, de plus, les roches ignées acides ne sont guère « réactives » lors du métamorphisme épi-mésosomal, le plus fréquemment représenté sur la feuille Prades. De fait, les gneiss du Canigou ont subi une transformation essentiellement isochimique (à l'exception d'un lessivage modéré en CaO : Fontailles et Guitard, 1987) avec préservation de certaines textures et particularités minéralogiques initiales. L'intérêt de telles formations, avec conservation du chimisme initial des protolites, est qu'elles permettent une bonne reconstitution et identification des séries magmatiques antéhercyniennes. C'est donc sous cet angle que nous envisagerons le problème des gneiss. Auparavant, nous rappellerons que tous les gneiss du Canigou sont des tectonites typiques, c'est-à-dire des roches ayant subi une déformation plastique avec création d'une schistosité grossière mais presque toujours bien repérable (dite S3) et d'une linéation minérale (dite L3) toujours bien visible, spécialement développées dans les variétés les moins œillées et les plus fines de gneiss : d'où la texture orientée macroscopique de ces roches. Ce sont de

plus des tectonites recristallisées où le développement des minéraux typomorphes est généralement postérieur à la déformation principale des grains. Ce n'est que dans les mylonites tardi-métamorphisme ou alpines que ces minéraux sont eux-mêmes déformés.

Les gneiss du Canigou sont essentiellement des *orthogneiss* dont une description micrographique détaillée a été donnée par ailleurs (Guitard, 1970a), aspect qui ne sera pas repris ici. En dépit d'une apparente monotonie, les gneiss du Canigou sont cependant composites et plusieurs catégories doivent être distinguées en se fondant sur les caractères pétrographiques, les conditions de gisement et surtout la géochimie des éléments majeurs actuellement bien connue à partir de nombreuses analyses chimiques nouvelles. Par contre, l'hétérogénéité de la déformation hercynienne qui peut modifier considérablement l'aspect, n'a pas été utilisée comme critère majeur cartographiable.

Pour achever cette introduction, rappelons la signification tectonique des gneiss du Canigou : la masse principale forme une lame dont la base et le sommet sont exposés dans la partie sud-est de la feuille. Cette lame est intercalée entre les micaschistes de la Formation de Canaveilles au sommet et les micaschistes de la fenêtre de Balatg à la base. Cette disposition est interprétée comme un mégapli couché anticlinal dont le noyau est occupé par les gneiss, cette unité constituant la nappe du Canigou : d'où l'emploi fréquent de la terminologie flanc normal et flanc inverse dans la suite de cette description. Cette même formation gneissique réapparaît à plus grande profondeur dans le tréfonds de la fenêtre de Balatg, fortement envahie par le granite du Canigou et son cortège filonien, de sorte que les gneiss forment souvent des septa enclavés dans le granite. Cependant, cartographiquement, on peut encore reconstituer la limite entre les gneiss et les micaschistes, cette fois-ci en succession normale. Cette unité gneissique profonde est strictement identique à la lame principale sus-jacente. D'un point de vue structural et par commodité, les gneiss engagés dans la nappe du Canigou sont appelés « *gneiss du Canigou* » et les gneiss profonds « *gneiss du Cady* ». Entre ces deux unités supérieure et inférieure s'intercalent la Formation de Canaveilles, surtout représentée par les micaschistes de Balatg, et les *gneiss de Quazemi* occupant alors le cœur d'un synclinal couché dit synclinal de Balatg. Cette disposition, essentielle à la compréhension de la suite, est schématisée sur les figures 2b (voir dépliant) et 4. Signalons enfin que la symbolique utilisée pour identifier sur la carte les variétés d'orthogneiss est celle utilisée au Service géologique national jusqu'en 1995, où l'exposant numérique est celui qui, pour les granites indique une basicité croissante de 1 à 4. La terminologie G1, G2, G3 de G. Guitard est indiquée en parallèle pour faciliter l'utilisation éventuelle des données de son mémoire (1970a).

Orthogneiss du Canigou

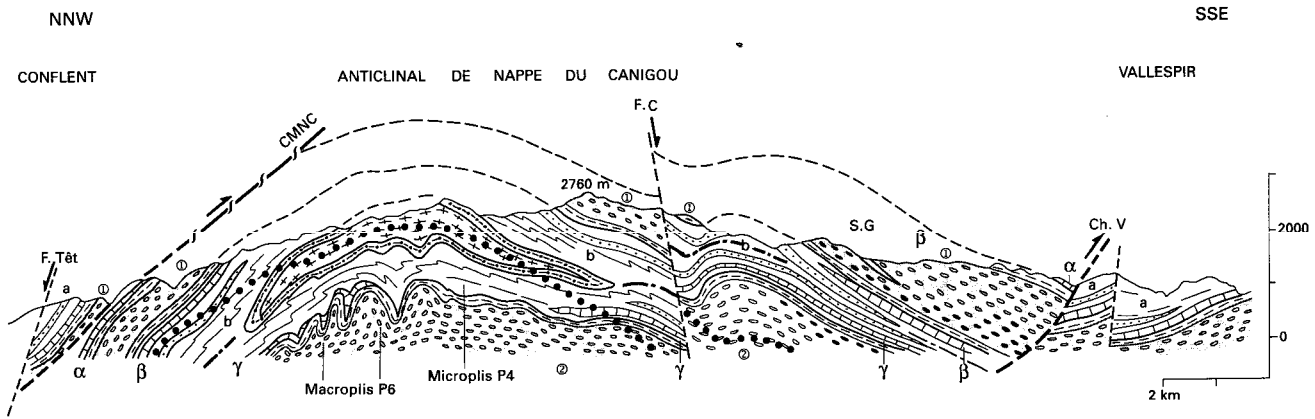
On peut distinguer sur cette carte, deux groupes d'orthogneiss : l'un formé des métagranites G2 et G3 ($\gamma\zeta^3$ et $\gamma\zeta^4$) correspondrait à un plutonisme du socle fini-précambrien, l'autre formé de faciès cartographiés en gneiss clairs, $\gamma\zeta$ et $\gamma\zeta^{1-2}$, est décrit comme « gneiss de transition » entre le socle et la couverture sédimentaire du Groupe de Canaveilles.

Orthogneiss constituant le socle fini-précambrien

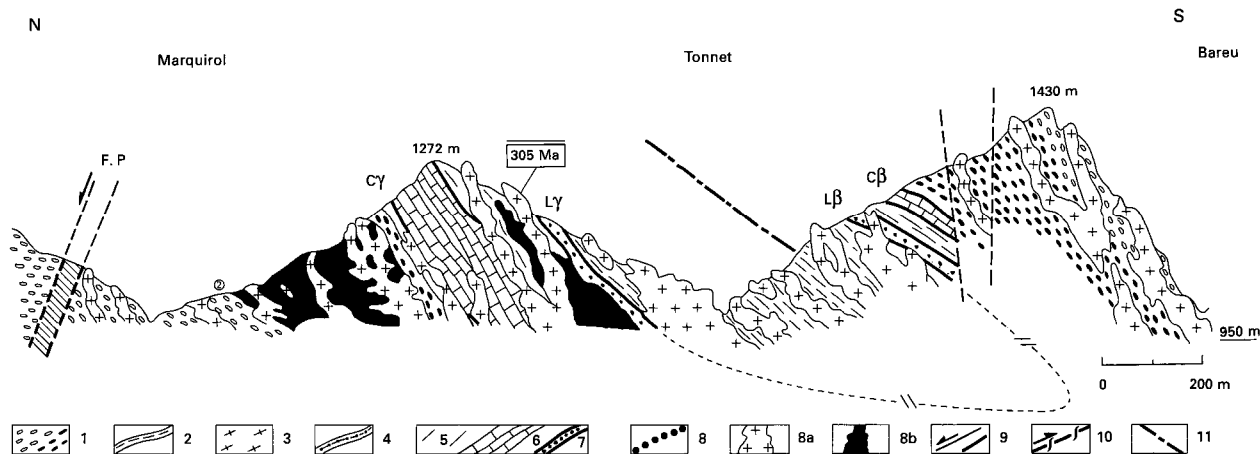
Appartiennent à cet ensemble les orthogneiss dits G2 ($\gamma\zeta^3$) et G3 ($\gamma\zeta^4$) affleurant largement sur la feuille Prades dans les massifs du Canigou et de Carança et certains gneiss G1 essentiellement représentés sur la feuille Prats-de-Mollo, au Sud du massif de Carança. Ce sont des orthogneiss ceillés grossiers, constituant la masse principale des gneiss du Canigou et des gneiss du Cady qui ont été interprétés comme des métagranites porphyroïdes précambriens de type supercrustal, représentant un socle anté-paléozoïque. Cette opinion a été confirmée par les datations géochronologiques des gneiss G2.

Les datations les plus anciennes (Vitrac-Michard et Allègre, 1975a,b) ont donné, par la méthode Rb/Sr portant sur cinq échantillons G2 répartis sur tout le massif et une méta-aptite, 517 ± 20 Ma. L'un des échantillons de gneiss G2, provenant du flanc sud (feuille Prats-de-Mollo) a fourni une population de zircons très hétérogène qui, par la méthode U/Pb sur 11 lots de zircons composites, a donné un âge de 620 ± 40 Ma, alors que le tri de trois lots de zircons limpides automorphes, permet de définir une discordia différente dans le système [$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$] indiquant un âge plus probable de 580 ± 20 Ma. C'est l'âge cadomien de référence de ces métagranites (fig. 5).

Un autre échantillon provenant aussi du flanc sud, a été daté par la méthode Kober d'évaporation directe du plomb de monograins de zircon (Cocherie, inédit BRGM, 1992). L'extrême hétérogénéité de la population de zircons de ces G2 a été confirmée. Quatre grains de type P, S2 et S18 (Pupin, 1980) ont fourni le même âge de 451 ± 14 Ma (fig. 5b). Deux autres montrent un héritage de l'ordre de 1 830 Ma. Mais aucun âge cadomien n'a été enregistré. Ce résultat est comparable à celui trouvé par E. Delaperrière et J.P. Respaut (1995) par la même méthode sur les orthogneiss G1 de la Preste au Sud du massif (446 ± 20 Ma sur cinq grains) alors que deux grains donnent des âges cadomiens. Par contre, le même type pétrographique d'orthogneiss G1 la Preste, prélevé à Nuria (partie espagnole du massif) a fourni sur quatre zircons mesurés, trois grains d'âge cadomien à 570 ± 12 Ma et un d'âge ordovicien à 461 ± 10 Ma. Ce dernier échantillon est dans la partie la moins métamorphisée du massif ($T < 500$ °C) alors que les deux premiers, prélevés à 200 m environ du pluton de Costabonne, montrent des recristal-



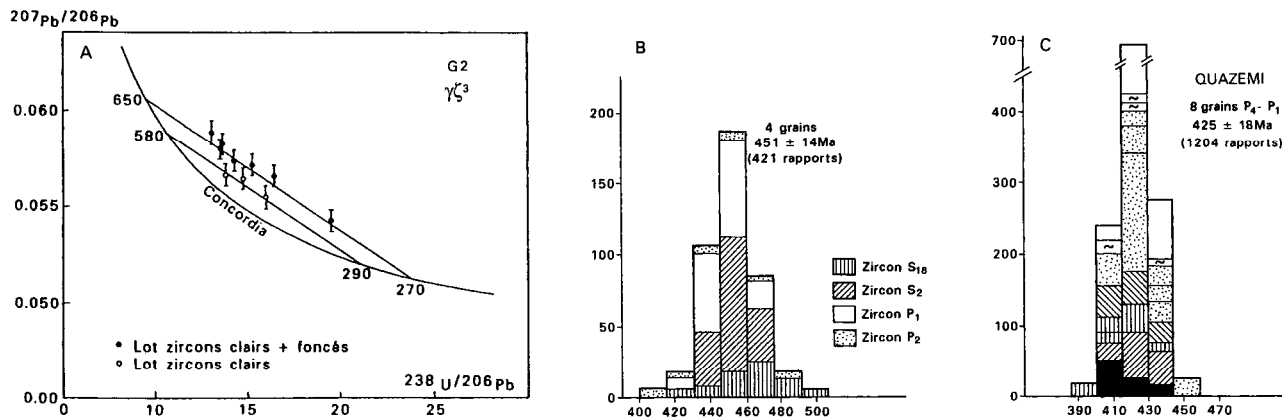
a - Coupe synthétique de la nappe hercynienne précoce du Canigou (G. Guitard)



1 : orthogneiss dérivant de métagranites (γ_3 et γ_4); \oplus Gneiss du Canigou - Carança (nappe); \otimes Gneiss du Cady; 2 : gneiss de transition; 3 : gneiss de Quazemi; 4 : leptynites (gneiss fins) à ferro-hornblende; 5-6-7 : métapélites de la Formation de Canaveilles (a - au toit des orthogneiss \oplus , b - dans les micaschistes de Balatg); 6 et 7 : bancs repères dans 5 (marbre l dit de base) (6), répété systématiquement avec les leptynites en banc (7), en position lithostratigraphique normale (α et γ) et renversée (β); 8 : limite supérieure du domaine envahi par le granite profond du Canigou; 8a : monzogranite; 8b : gabbro-diorite; 9 : faille alpine (F.T : faille de la Têt, F.C : faille de la Coumelade, F.P : faille de Py, Ch. V : chevauchement du Vallespir); 10 : chevauchement hercynien nord-Canigou (CMNC); 11 : plan axial du synclinal couché de Balat

b - Coupe détaillée du synclinal couché de Py, dans les schistes de Balatg (G. Guitard)

Fig. 4



A - Versant Vallespir du Canigou. Diagramme Tera-Wasserburg (1972), Vitrac et Allègre (1975)

B - G2 Col de la Régine et C - Marialles : diagramme d'évaporation du Pb de mono-grain de zircons (méthode Kober, 1987); histogrammes des nombres de rapports isotopiques $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mesurés (en ordonnée) pour chaque palier de chauffage et classés par tranche d'âge de 15 Ma (abscisse) (B - Cocherie, 1995; C - Calvez et Delaperrière, 1990)

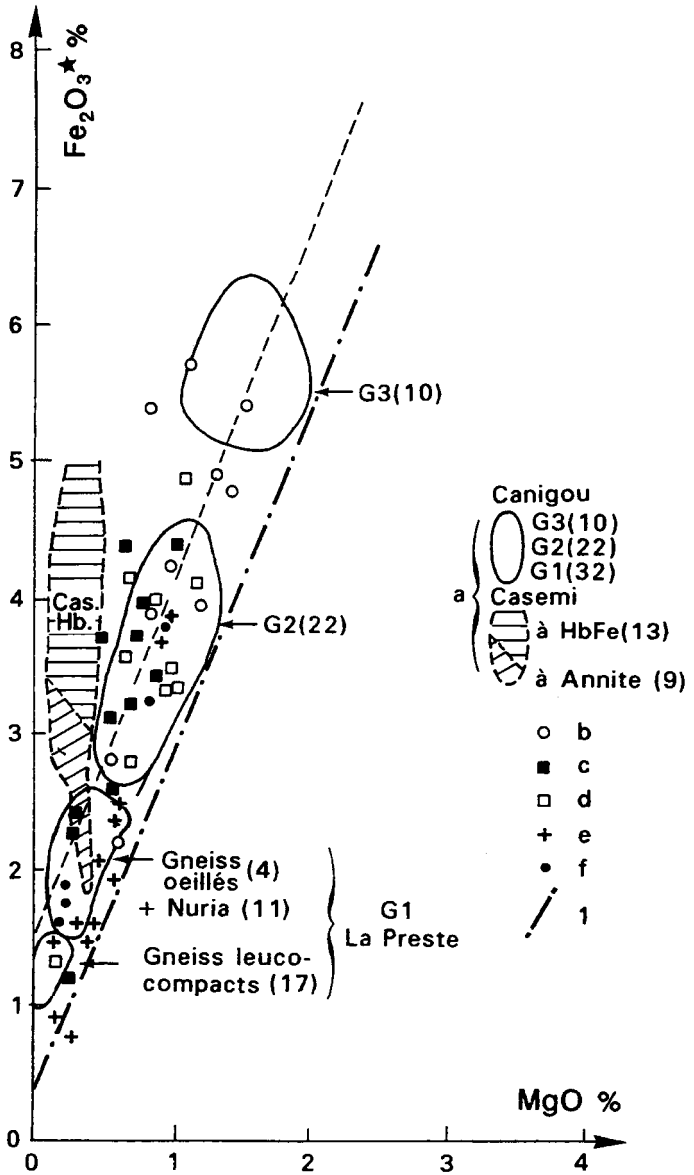
Fig. 5 - Datations isotopiques U/Pb et Pb/Pb sur zircons, des gneiss du Canigou

lisations à $T > 600$ °C. La dispersion de ces résultats et le fait que les âges obtenus par cette méthode sont des âges minima, impose maintenant de réaliser de nouvelles datations par U/Pb sur monocristaux de zircon, sur apatite ou monazite. (On trouvera la totalité des datations réalisées sur les orthogneiss des Pyrénées *in* Barnolas et Chiron, 1996.)

γ_3^3 . **Orthogneiss G2 œillés.** Ils constituent l'essentiel du socle protérozoïque et sont remarquables par leurs yeux feldspathiques (2 à 10 cm) représentant d'anciens phénocristaux. Ces grands feldspaths ont conservé des reliques du phénocristal granitique originel ; ils sont en microcline à degré de triclinisme variable, renfermant parfois des reliques d'orthose. De plus, la teneur en BaO varie de 0,05 à 0,20 % dans les microclines interstitiels de la mésostase ou de la bordure des anciens phénocristaux, alors qu'elle s'accroît dans le centre de ces derniers atteignant 0,5 % et même 1,3 % dans les orthoses résiduelles. Généralement perthitiques, ils sont assez souvent chemisés par une couronne de plagioclase, association caractéristique de la texture dite « rapakiwi ». Le plagioclase, plus petit, est zoné (An 24 en moyenne) avec fréquemment une frange albitique. La biotite renferme en moyenne 2,80 % de TiO_2 , mais les grosses plages sont remarquables par la présence d'un centre plus riche en titane (jusqu'à 4 %) caractère qui se retrouve dans des petites biotites « blindées » par le quartz ; ces compositions riches en Ti représenteraient celles des biotites du granite originel. La teneur en Al_2O_3 de la biotite n'excède pas 18 %. Les opaques sont généralement de l'ilménite renfermant 3 à 5 % de MnO. D'ordinaire, les gneiss G2 ne renferment pas de muscovite, mais celle-ci existe parfois comme minéral secondaire, concentrée dans les plans de schistosité (peut-être par lessivage de CaO ?).

γ_3^4 . **Orthogneiss G3 œillés ou non.** Ces gneiss sont presque entièrement localisés sur la feuille Prades, n'apparaissant qu'à la base de la nappe du Canigou où ils sont interposés entre les formations de couverture et les gneiss précédents. Ils affleurent depuis le col de Mantet à l'Ouest jusqu'à la crête du Barbet à l'Est ; leur épaisseur se réduisant progressivement vers l'Est, ils n'existent plus au Nord du Ras dels Cortalets. Cette terminaison en biseau pourrait traduire une discordance cartographique, contribuant à argumenter le rattachement de ces métagranites au socle cadomien (cf. ci-après). Leur puissance maximale est de 500 m à la Serra de Roc-Negra. Ce sont des gneiss sombres car riches en biotite, offrant des faciès assez variés parmi lesquels deux sont fréquents :

- des gneiss œillés à grands feldspaths pluricentimétriques, fort analogues aux gneiss G 2 précédents mais plus riches en biotite et où les grands feldspaths sont plus inégalement distribués, tantôt très dispersés, tantôt plus concentrés ; on y trouve aussi des yeux à structure « rapakiwi » ;



Les compositions des orthogneiss d'autres massifs sont pointées pour comparaison c, d, e : Aston - Hospitalet b : St-Barthélemy f : Agly 1 : composition des granitoïdes calco-alcalins des Pyrénées

Fig. 6 - Distribution des compositions des orthogneiss du Canigou sur le diagramme $Fe_2O_3^*$ % vs MgO %

- des gneiss homogènes, très biotitiques à petits yeux feldspathiques, parfois riches en enclaves. Dans les gneiss G3, le plagioclase est de l'oligoclase (An 28 en moyenne) renfermant souvent des cœurs plus basiques. La biotite renferme jusqu'à 3,57 % de TiO_2 et sa teneur en Al_2O_3 varie peu autour de 17-18 %. Les opaques sont l'ilménite, avec 4 % de MnO en moyenne et plus rarement des sulfures.

Enclaves. Dans les faciès œillés, on rencontre deux sortes d'enclaves généralement en ovoïde très aplati, voire en mince galette ou fuseau, en fonction du type de déformation subi par l'orthogneiss :

-des enclaves à grain fin sombres d'origine magmatique (plagioclase, biotite \pm quartz), les plus nombreuses, sont relativement rares dans les gneiss G2 et plus fréquentes dans les gneiss G 3 ;

- des enclaves métasédimentaires riches en biotite, très rares dans les gneiss G2. Dans les variétés non œillées des gneiss G3, les enclaves métasédimentaires à composition de métagrauwacke sont plus fréquentes. Certaines enclaves microgrenues des gneiss G 2 ont une composition chimique analogue à celle des gneiss G3 ce qui est un bon argument pour le rattachement de ces derniers au socle fini-précambrien (cf. tabl. 4*). Des bandes ou des lentilles de gneiss G3 ne sont pas exceptionnelles au sein de la formation G2 (par ex. crête du Faig dans le vallon de Riuferrer au Sud-Est de la carte ; Sud de Py) ;

- des bandes minces de micaschistes, notamment dans le versant sud de la Serra del Roc-Negra, pourraient être d'anciens septas sédimentaires.

Composition chimique. Les teneurs en SiO_2 distinguent nettement les gneiss G2 et G3, les premiers renfermant en moyenne 70,30 % de SiO_2 alors que cette moyenne est de 66,10 % pour les seconds. Les teneurs en Al_2O_3 sont voisines (moyenne 14,18 % pour les gneiss G2, 15,13 % pour les gneiss G3).

$Fe_2O_3^t$, MgO, TiO_2 ($Fe_2O_3^t = 1,11 FeO \% + Fe_2O_3 \%$) sont, comme Al_2O_3 , réputés inertes. MgO et TiO_2 en particulier peuvent être considérés comme de bons indicateurs de la différenciation magmatique dans les méta-granitoïdes. En outre, MgO pouvant être mal dosé pour des teneurs inférieures à 1 %, cet inconvénient ne se retrouve pas pour TiO_2 . Sur des diagrammes $Fe_2O_3^* - MgO$ et $Fe_2O_3^t - TiO_2$, le pointé des analyses de gneiss G2 et G3 présente une distribution régulière particulièrement nette avec TiO_2 (fig. 6). Les pourcentages de ces constituants sont systématiquement plus élevés pour les gneiss G3, ce qui traduit la plus grande quantité de biotite dans ces derniers. Sur les diagrammes de variation indiqués, les points représentatifs des gneiss G3 se disposent dans le prolongement de

* Les tableaux 1 à 12 sont présentés en annexe.

ceux des gneiss G2 mais ils occupent un domaine distinct, avec quelques compositions intermédiaires. Ainsi, les orthogneiss G3 apparaissent comme des métagranites moins différenciés que ceux dont dérivent les orthogneiss G2.

Les moyennes des teneurs en Fe_2O_3^t , MgO et TiO_2 pour les orthogneiss G2 et G3 sont respectivement :

Fe_2O_3^t	3,71%	et	5,57%
MgO	0,95 %	et	1,57 %
TiO_2	0,60 %	et	0,88 %

CaO. Les gneiss G2 sont moins calciques que les gneiss G3 (la moyenne est respectivement de 1,65 % et 2,77 %). Par comparaison avec la courbe CaO-MgO établie à partir des analyses de volcanites cénozoïques (Fontailles, 1981) et si Ton prend comme référence l'évolution de ces magmas, la question d'un lessivage partiel de CaO se pose pour les orthogneiss du socle du Canigou. Certains gneiss G 2 sont déficitaires en CaO, la majorité des points restant cependant voisins de la courbe limite. Par contre, les gneiss G3, plus basiques, sont très généralement lessivés en CaO. Ce processus de type pervasif est intervenu précocement lors du métamorphisme hercynien antérieurement à la culmination de ce dernier (Fontailles et Guitard, 1987).

Les alcalins totaux sont plus faibles dans les gneiss G3 par rapport aux gneiss G2 (moyenne respective 6,72 % et 7,48 %). K_2O est nettement plus élevé dans les gneiss G2 (moyenne 4,47 % pour G2 contre 3,65 % pour G3) ; par contre, les teneurs en Na_2O sont analogues (3,00 % en moyenne pour G2, 3,07 % pour G3).

Ainsi, les alcalins n'apparaissent pas modifiés dans les orthogneiss du socle du Canigou et leurs teneurs sont représentatives de celles des granitoïdes initiaux dont ils dérivent, non lessivés pour ces constituants. On notera en particulier l'absence d'une inversion du rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ dans les gneiss du socle, caractère par contre fréquent dans les gneiss de transition (cf. ci-après).

Diverses analyses de gneiss G 2 et G 3 de la feuille Prades ont été rassemblées dans le tableau 4.

Identification de la lignée magmatique à laquelle appartiennent les protolites des orthogneiss G2 et G3. Les orthogneiss G2 et G3 sont des métagranites dont les compositions chimiques n'ont pas été modifiées par le métamorphisme hercynien, à l'exception de CaO. Cela laisse la possibilité d'identifier la série magmatique dont ils dérivent et, réciproquement, cette possibilité même accrédite l'idée d'une recristallisation presque isochimique. Les diagrammes de variation $\text{Fe}_2\text{O}_3^t - \text{TiO}_2$ et $\text{Fe}_2\text{O}_3^t - \text{MgO}$ indiquent l'appartenance des gneiss G2 et G3 à la même famille magmatique, ce

caractère comagmatique étant bien étayé d'une part par l'alignement des points représentatifs des deux groupes, d'autre part par la position d'un point représentant une enclave magmatique dans les gneiss G2 sur la portion de droite représentative des gneiss G3 et par l'existence de points intermédiaires entre les gneiss G2 et les gneiss G3.

Par comparaison avec les mêmes diagrammes d'évolution des granitoïdes hercyniens des Pyrénées, on montre que les méta-granites G2 et G3 n'appartiennent pas à la série calco-alcaline banale, mais à une branche de cette dernière riche en fer (série calco-alcaline ferrifère ; Fonteilles, 1981). Ce caractère se retrouve d'ailleurs pour l'ensemble des orthogneiss métagrani-tiques des Pyrénées inclus dans le socle précambrien (Fonteilles et Guitard, 1987).

La distinction entre la série calco-alcaline classique et la série calco-alcaline ferrifère est nette sur le diagramme Fe_2O_3^t - MgO où les courbes représentatives, de même pente, sont cependant décalées avec une valeur plus élevée de l'ordonnée à l'origine pour la série ferrifère. Pour les orthogneiss G2 et G3 du Canigou, la droite représentative obéit à l'équation $\text{Fe}_2\text{O}_3^t = 2,65 \text{ MgO} + 1,20$, où Fe_2O_3^t et MgO sont des teneurs pondérales.

Intercalations d'autres lithologies. Trois types d'intercalations se rencontrent dans les orthogneiss G 2 et G 3 de la feuille Prades :

- les orthogneiss dits Gi ($\lambda\gamma$), plus acides et leucocrates, à muscovite, de grain plus fin, à petits yeux feldspathiques ou isogranulaires, montrant parfois des lentilles à tourmaline ou isogranulaires ; ils forment des masses généralement cartographiables (par exemple gneiss de Barolines, entre Py et Sahorre). Et l'extrémité nord de la masse des orthogneiss G1 leucocrates ceillés ($\gamma\zeta^{1-2}$), du massif de Carança méridional (pic de la Costa-Llisa) ;
- de minces intercalations hololeucocrates (centimétriques à métriques) d'orthoephtynites à grain fin interprétées comme des méta-aplites, fréquentes et nombreuses (non cartographiées). Elles dessinent parfois des plis à charnière aiguë dont la foliation est plan axial (chemin-balcon du Prat de Cabrera) ;
- de rares passées basiques ou de composition intermédiaire sous forme d'orthoamphibolites (par exemple Nord de Py, Nord du col de Mantet, ravin de Bareu à l'Est de Py, Serra de Roc-Negra), parfois à ferro-homblende (Sud de Taurinya) (représentées avec la même couleur que les intercalations kC[9] dans la Formation de Canaveilles).

Les méta-aplites font probablement partie du socle précambrien. Mais il n'en est pas forcément de même des roches de la première et de la troisième catégorie qui peuvent représenter des intrusions ou des filons plus tardifs en relation avec le magmatisme affectant la base de la Formation de Cana-

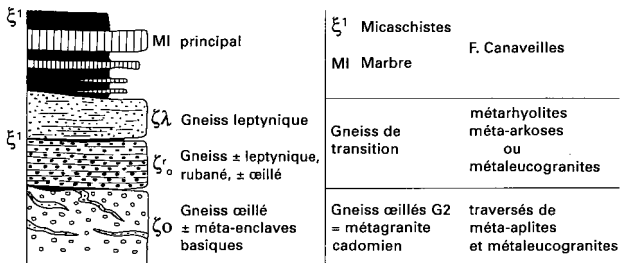
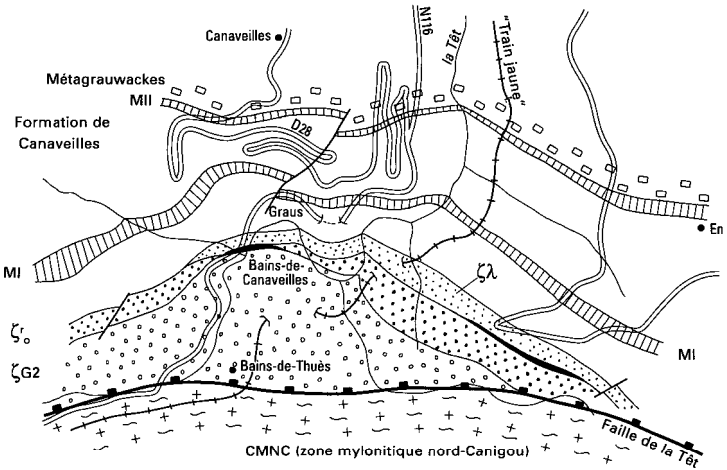


Fig. 7 - Carte et coupe synthétique du contact entre les métasédiments de la base de la Formation de Canaveilles et les "gneiss de transition" entre En et la RN116 aux Graus de Canaveilles

veilles (cf. gneiss de transition et gneiss de Quazemi). Cependant, les gneiss de Barolines et les gneiss G1 (γ_5^{1-2}) du Sud de Carança, ont des caractères chimiques qui les rattachent au socle.

Quelques analyses d'orthogneiss intercalés dans le socle fini-précambrien de la feuille Prades sont rassemblées dans le tableau 5.

Gneiss de transition

Qu'il s'agisse du flanc normal ou du flanc inverse des gneiss du Canigou ou du flanc normal des gneiss du Cady, en général on ne passe pas directement des métasédiments de la Formation de Canaveilles aux orthogneiss G 2 ou G 3 du socle fini-précambrien. Entre les deux sont interposés les gneiss de transition qui seront examinés successivement dans les trois positions structurales représentées sur la feuille Prades. Tous les gneiss de transition sont des gneiss plus acides que les précédents et renferment de la muscovite plus ou moins abondante. Il s'agit de **leptynites ou gneiss fins** ($\lambda\zeta$) ou **d'orthogneiss amygdalo-œillés souvent lités** (γ_5^{1-2}).

Flanc normal de la nappe du Canigou. Ces gneiss reposent en règle générale directement sur les orthogneiss G2 et la succession lithostratigraphique est très simplement, du bas vers le haut : orthogneiss G2/gneiss de transition/ métasédiments de la Formation de Canaveilles. Les coupes les plus remarquables sont celles de Canaveilles-les-Bains, dans la vallée de la Têt, au flanc nord du massif de Carança, celle de la RN 116, 300 m à l'Ouest du tunnel de Canaveilles et celle de la piste du hameau d'En (fig. 7). L'épaisseur des gneiss de transition est variable : 60-70 m à Canaveilles, 30 m au Sud du Puig dels Maurous, 70-80 m au Sud-Est de Nyers.

Dans l'ensemble, ces gneiss sont de couleur claire et assez homogènes, ce qui n'exclut pas une hétérogénéité de détail. Ainsi, au contact des métasédiments, les gneiss sont d'ordinaire non œillés avec des variétés de grain fin pauvres en micas (leptynites), hololeucocrates, puis on passe à des gneiss œillés dont les feldspaths n'excèdent guère 2 cm mais renferment souvent des intercalations tout à fait comparables au faciès de bordure. Certains niveaux renferment des yeux de quartz monocristallins représentant probablement d'anciens phénocristaux (Canaveilles-les-Bains, cascade de Las Fous au Sud d'Estover, environs du mas Carbonneil et de la Collada del Teixó à l'Ouest de Ballestavy) ; des niveaux chargés de feldspaths potassiques dans une fine mésostase représentent des faciès initialement porphyriques. Un mince niveau hololeucocrate à nodules aplatis et étirés de tourmaline existe quelques mètres sous le sommet à la coupe de la RN 116 aux Graus de Canaveilles (métaleucogranite alumineux à tourmaline très probable).

Dans la coupe de la RN 116 et celle d'En (qui encadrent la coupe de Canaveilles-les-Bains), une intercalation de micaschistes et métagrauwackes de 3 à 15 m d'épaisseur sépare les gneiss G2 des gneiss de transition. Elle contient des corps d'aspect filonien intrusif, de métaleucogranites à deux micas, transformés en leptynites et les mêmes faciès de leptynites sont présents dans les orthogneiss G 2 sous-jacents, en bandes décimétriques à plurimétriques, comme dans la coupe de Canaveilles-les-Bains.

Flanc inverse de la nappe du Canigou. Au Sud de Taurinya, dans l'écaillé de Saint-Étienne, les gneiss de transition ont même disposition et même aspect qu'au flanc normal mais se présentent à l'envers. Leur épaisseur varie de 100 à 200 m, avec des gneiss grossiers médiocrement œillés à grosses biotites et muscovite (les Costes).

Au pourtour de la fenêtre de Balatg :

- tantôt les gneiss de transition occupent une position strictement identique à la précédente et donc à celle du flanc normal. C'est le cas à la crête du Barbet où ils sont interposés entre les gneiss G 3 et les métasédiments, avec une épaisseur d'au moins 10 m. C'est aussi le cas à la partie sud-est de la feuille, dans les hautes vallées de la Coumelade et du Riuferrer où les gneiss G2 reposent à l'envers sur une forte épaisseur de gneiss de transition (200 à 250 m) ;
- tantôt une mince intercalation métapélitique (quelques mètres à 10-15 m) sépare les gneiss de transition des orthogneiss du socle représentés par les gneiss G3. Il en est ainsi sur environ 15 km au Sud de la fenêtre de Balatg, entre la vallée de Valmanya et le col de Mantet, au Sud de Py.

Dans cet ensemble très continu, l'épaisseur des gneiss de transition est variable : 70 m au Sud du Ras del Prat-Cabrera ; 250 m au Nord du Puig Roja ; 150 m au Sud de Mariailles ; 300 m au Sud de Py (roc de Balaguer). Rappelons que le Puig Sec représente une pincée tectonique de gneiss de transition dans les micaschistes. Ainsi, l'épaisseur de ces gneiss est-elle sensiblement plus grande qu'au flanc normal. Une autre particularité est la présence habituelle d'un rubanement produit par des bandes sombres centi-à décimétriques, très espacées (assimilables à S0 ?). Il peut s'agir d'une variation locale de la texture des gneiss avec enrichissement en biotite ou en quartz ; plus rarement, c'est une lithologie non gneissique avec rubans très biotitiques ou amphiboliques, les premiers paraissant dériver des seconds par enrichissement en K₂O (biotitisation). Une autre caractéristique est la structure en grands bancs caractérisés par leur faciès plus ou moins leucocrate, leur granulométrie moyenne et les faciès œillés ou franchement leptyniques.

Une partie de ce rubanement et les structures œillées sont clairement dues à une déformation de type mylonite précoce synfoliale. Mais l'hétérogénéité

de composition des litages et bancs en cause, paraît bien préexister dans les protolites déformés et les différences de composition chimique avec les métagranites G2 et G3 (ci-après), excluent qu'ils en dérivent uniquement par mylonitisation, comme le proposent J.L. Lagarde (1978) ou J. Soliva *et al.* (1989).

Deux coupes très accessibles illustrent la disposition décrite ci-dessus : le chemin dit du balcon du Canigou entre le Ras del Prat-Cabrera et la Carniserie dans la vallée de Valmanya ; et la piste du Canigou au Sud du refuge de Mariailles (cf. fig. 2b et 4). Dans ces deux coupes, des amphibolites sont localement encaissées dans le septum métapélitique.

Flanc normal des gneiss du Cady. Au Sud de la feuille, à l'extrémité occidentale du synclinal de Balatg, les métasédiments reposent directement sur les orthogneiss G2 de l'unité de Cady, circonstance exceptionnelle (piste du col de la Mandre au ravin de Marquirol). Il en va autrement à l'Est de la faille de Mariailles dans les gorges du Cady, au Sud de Casteil. Ici, le passage des métasédiments aux orthogneiss G 2 du tréfonds du Canigou, se fait par l'intermédiaire d'une belle formation de gneiss de transition. À la faveur d'un repli synclinal tardif de la phase 6, ces gneiss sont bien exposés à l'entrée des gorges du Cady (petite carrière dans le ravin descendant au Sud de Saint-Martin). On les retrouve plus au Sud, dans les gorges, à l'aplomb du pic du Sola de Ramonet.

Composition chimique et signification des gneiss de transition. Les analyses chimiques montrent que les gneiss de transition sont des gneiss acides dont la teneur en alcalins totaux est en moyenne de 7,5 % et qu'ils diffèrent essentiellement des orthogneiss G2 par une teneur en SiO₂ nettement plus élevée et par des teneurs plus faibles en Fe₂O₃, MgO, TiO₂ et CaO, les teneurs en Al₂O₃ étant en moyenne de 13,5 %.

Les teneurs moyennes pour les principaux constituants sont indiquées ci-dessous :

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^t	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
flanc normal	74,61	0,26	13,41	2,14	0,53	0,85	2,68	4,69
flanc inverse	75,13	0,21	13,56	1,98	0,31	0,63	2,73	4,69

Ces moyennes ne prennent pas en compte les roches où K₂O/Na₂O < 1. En effet, l'inversion du rapport K₂O/Na₂O est relativement fréquente dans le groupe des gneiss de transition.

Plus intéressante est la comparaison du chimisme des gneiss de transition avec ceux du socle fini-précambrien sur les diagrammes de variation précédemment définis, en particulier sur le diagramme Fe₂O₃^t - MgO :

- les gneiss de transition du flanc normal y définissent un alignement qui est celui de la lignée calco-alcaline classique. La droite représentative est de même pente que celle des orthogneiss G2-G3 mais elle est décalée vers la droite, recoupant l'ordonnée (Fe_2O_3^t) en dessous de 1 %. L'équation de cette courbe est $\text{Fe}_2\text{O}_3^t = 2,67 \text{ MgO} + 0,75$ (% pondéraux), la pente n'étant valablement fixée que pour les points correspondant à $\text{Fe}_2\text{O}_3^t \% > 2,00$;
- pour les gneiss de transition du flanc inverse, l'interprétation est rendue plus délicate par la prédominance des points situés en dessous de $\text{Fe}_2\text{O}_3^t \% = 2,00$. Néanmoins, l'ensemble peut être réparti selon deux lignées magmatiques distinctes :
 - l'une suit la courbe précédente, c'est-à-dire la lignée calco-alcaline classique ; c'est en particulier le cas pour les gneiss de l'écaille de Saint-Étienne (Sud de Clara),
 - l'autre peut être rapprochée de la courbe de la série calco-alcaline ferrière (ou sub-tholéitique) caractérisant les gneiss de Quazemi (cf. ci-après). Pour les roches acides, cette courbe est une droite d'équation $\text{Fe}_2\text{O}_3^t = 18,55 \text{ MgO} - 1,34$, très nettement différente des précédentes.

Ainsi, au flanc inverse seraient mélangées deux catégories de roches acides, distinctes l'une et l'autre de la série du socle fini-pré-cambrien. Cette association d'un magmatisme calco-alcalin et d'un magmatisme tholéitique, difficile à caractériser pour des différenciés acides, sera confirmée ci-dessous par la considération des roches basiques et intermédiaires.

La nature différente des protolites des gneiss de transition et de ceux du socle fini-pré-cambrien ressort très bien de la comparaison du chimisme. D'autres considérations, telles les conditions de gisement, le confirment. Ainsi, les gneiss de transition reposent tantôt sur les orthogneiss G 2, tantôt sur les orthogneiss G 3 et, dans ce cas surtout, une mince intercalation pélique peut souligner la limite des deux catégories de gneiss sur la majeure partie de leur contact. Si l'on considère ce type de relations sur les parties orientales et méridionales du massif exposées sur les feuilles voisines, d'autres variétés d'orthogneiss viennent aussi en discordance sous les gneiss de transition (orthogneiss de la Preste, leptynites, G1,...). Lorsque les gneiss de transition reposent directement sur les gneiss du socle, ce qui est le cas général dans le Canigou, la limite entre les deux formations peut être très tranchée (ex. : coupe de Canaveilles-les-Bains). Mais aussi cette limite peut être difficile à saisir, par exemple au flanc inverse, dans les vallées du Riuferrer et de la Coumelade (coin sud-est de la feuille).

Outre leur position remarquable à la limite entre le socle et sa couverture, on ne peut manquer d'être frappé par la grande extension, la continuité des gneiss de transition et leur discordance cartographique généralisée sur les différents types de métagranites transformés en orthogneiss. D'où l'idée proposée par G. Guitard (1970a) qu'ils puissent principalement dériver d'un tégument volcanique (accompagné d'intrusions hypovolcaniques) déposé

directement sur le socle ou à faible distance de ce dernier dont ils seraient séparés alors par une mince bande de sédiments argilo-clastiques fins (métapélites).

Cette hypothèse ne peut pas rendre compte de la présence des niveaux à granulométrie grossière ou de variétés franchement œillées formant des bancs de un à quelques mètres d'épaisseur qui ne se distinguent pas significativement des orthogneiss métagranitiques du socle. Aussi une autre hypothèse, probablement plus satisfaisante, serait de voir dans les gneiss de transition un tégument de méta-altérites remaniées formées en conditions de cryofracturation sous climat péri-polaire (gélifraction des feldspaths sans altération argileuse importante). La position, à cette époque, du « continent » de l'Ebre dans le Gondwana rend cette hypothèse périglaciaire plausible (glaciation fini-panafricaine). Elle rend bien compte des hétérogénéités granulométriques, des minces horizons pélitiques et de la composition arkosique granitique appauvrie en ferromagnésiens. Elle n'exclut pas la présence de niveaux réellement volcaniques ou hypovolcaniques.

Enfin une autre hypothèse, serait de limiter l'interprétation arkosique et/ou volcanique précédente à la seule partie sommitale des gneiss de transition qui parfois n'existerait pas : il s'agit des quelques mètres (2 à 10 m) particulièrement leucocrates et siliceux, à grain fin. Tous les autres faciès seraient alors considérés comme des métagranites leucocrates alumineux, parfois associés à des faciès de monzogranites porphyroïdes plus acides que les G2 (c'est le faciès G1 Carança très développé au Sud de la feuille). Ils seraient intrusifs dans les métagranites ayant donné les orthogneiss G2 ($\gamma\zeta^3$) et G3 ($\gamma\zeta^4$) ou bien dans le septum de micaschiste souvent observé entre eux. Les variations d'épaisseur très importantes des gneiss de transition seraient alors le reflet de la préservation d'une épaisseur variable (0 à 300 m) de leucogranites alumineux sous la discordance du Paléozoïque. Ces leucogranites, comme ceux que l'on trouve en gros filons dans les orthogneiss G2 et G3, seraient alors eux aussi anté-paléozoïques. Cette hypothèse « métagranites leucocrates alumineux » pour les gneiss $\gamma\zeta^{1-2}$ et $\gamma\zeta$, rend aussi mieux compte des relations, au Sud de la feuille (Coma Mitjana, Coumelade), entre ces gneiss de transition d'aspect métagranitiques et les corps basiques \pm biotitisés qui évoquent encore, malgré les déformations, les co-intrusions acides/basiques si fréquentes dans les granités hercyniens (Quérigut par ex.). On comprend mieux ainsi, ces leucogranites faisant partie du socle, que l'on n'observe nulle part, sur la centaine de kilomètres où est exposée la Formation de Canaveilles basale sur les gneiss, de filons de métagranites recoupant les formations de micaschistes et carbonates, ni de métamorphisme de contact.

Les gneiss acides intercalés à la base de la Formation de Canaveilles (horizons de gneiss intercalaires)

Les gneiss de transition précédents sont invariablement situés sous les premiers niveaux carbonatés de la Formation de Canaveilles. Il existe cependant de minces intercalations gneissiques intimement associées au premier horizon carbonaté, dit « marbre de base ». Elles sont soit en dessous, si le « marbre de base » est séparé des gneiss de transition par des micaschistes, soit au-dessus. Sur la feuille Prades, le premier cas n'est guère connu au flanc normal qu'au Sud du mas Carbonneil, à la limite orientale de la feuille, où l'on trouve dans les micaschistes un banc métrique de gneiss acide à nodules de quartz monocristallin. Le second est par contre bien illustré au flanc inverse, dans le synclinal de Balatg. Ainsi, dans le secteur de Py, un niveau de gneiss acide plurimétrique (jusqu'à 15 m de puissance) disposé une dizaine de mètres au-dessus du marbre, est superposé de manière très continue au marbre de base, étant, comme ce dernier, répété en ordre inversé par le synclinal couché de Balatg. Le même niveau, plus discontinu, se retrouve à l'Est : crête du Barbet, Balatg, vallon de Fillols, Est du vallon de Saint-Vincent.

Ces gneiss ont en commun d'être assez homogènes, de grain fin à moyen, parfois un peu œillés. Quelques analyses chimiques en sont données dans le tableau 6 qui montre leur nature orthogneissique. Leur faible teneur en MgO rend difficile l'identification des lignées magmatiques. Néanmoins, presque toutes les analyses tombent sur la droite représentative de la lignée calco-alcaline classique. Ces roches peuvent représenter des métavolcanites acides.

Orthogneiss de Quazemi

ζ^1 ; $\gamma\zeta^h$. **Orthogneiss à biotite ; orthogneiss à biotite et ferro-hornblende (et paragneiss)**. Sous ces appellations sont regroupées des formations homogènes ou composites, où dominent largement des orthogneiss intercalés dans les micaschistes du synclinal de Balatg, ces formations occupant le cœur du synclinal couché. Du point de vue lithostratigraphique, les gneiss de Quazemi appartiennent à la Formation de Canaveilles et occupent, en dessous de la nappe du Canigou, sensiblement la position du second horizon carbonate du flanc normal ; des marbres, bien que très restreints, sont en effet connus dans l'horizon cortical de Mariailles (cf. ci-dessous).

Les gneiss de Quazemi n'affleurent que sur la feuille Prades, au centre de la fenêtre de Balatg (fig. 4a). Egalement affectés par le grand pli couché précoce du synclinal de Balatg, puis par la tectonique hercynienne tardive, ils apparaissent à l'issue de la phase 6 comme ployés en une voûte anticli-

nale d'axe sensiblement E-W à plongement faible vers l'Est. Cette voûte, bien définie dans la partie orientale (de part et d'autre du pic du Canigou ; entre le pic Joffre et la Jasse de Cady) passe à un monoclin à pendage sud dans la partie occidentale (refuge de Mariailles et gorges du Cady) : cette disposition traduit la structure non cylindrique de l'ensemble.

Deux ensembles, assez contrastées par leur lithologie et leur puissance, constituent les gneiss de Quazemi avec, replacées dans l'ordre lithostratigraphique normal :

- L'**horizon cortical de Mariailles** à la base ($\gamma\zeta^h$ ou Q1), essentiellement formée de gneiss fins rubanés clairs ou gris où dominent des orthogneiss à ferro-hornblende et biotite ferrifère, les paragneiss à biotite et grenat étant subordonnés. Il s'y ajoute des lentilles d'amphibolites ortho- ou paradérivées, des niveaux de gneiss à silicates calciques parfois ferrifères, pouvant être associés à de minces niveaux carbonatés (marbres) (sommet du Canigou). L'horizon est limité à sa base par de remarquables quartzites rubanés, bien développés à l'Ouest de la Porteille de Valmanya, sur le flanc renversé et dans le cirque du Saint-Vincent au flanc normal.

D'un point de vue pétrographique, les roches les plus caractéristiques de l'horizon de Mariailles sont les orthogneiss rubanés à ferro-hornblende dont l'association minérale est : quartz, plagioclase (An 10), microcline, biotite ferrifère, ferro-hornblende, avec comme accessoires ilménite (souvent chemisée par le sphène), épidote, allanite, zircon, apatite. Des analyses représentatives de la ferro-hornblende et de la biotite sont données dans le tableau 7.

Quelques gneiss à grenat et biotite, parfois avec ferro-hornblende, sont probablement des paragneiss (cf. ci-dessous). Le grenat est un almandin fortement substitué par CaO et MnO.

- Le **gneiss de Quazemi** au sommet ($\gamma\zeta^1$ ou Q2), plus épais, est homogène, entièrement formé d'orthogneiss leucocrates à biotite de grain fin à moyen, non rubanés, rarement œillés. Dans ces roches, l'association minérale est quartz, plagioclase acide, microcline, biotite ferrifère, avec comme accessoires ilménite, sphène, épidote, allanite, zircons idiomorphes abondants typiques des granites de HT et apatite ; cette similitude des minéraux accessoires dans Q1 et Q2 méritant d'être soulignée. Une analyse de biotite est incluse dans le tableau 7. De la muscovite hystérogène peut être observée au voisinage des parties « granitisées ». En effet, les gneiss de Quazemi sont souvent injectés par le chevelu filonien du granite profond du Canigou, avec développement local d'aspect de migmatites (en particulier agmatites, nébulites, artérites) par recristallisation et anatexie induite.

L'épaisseur des gneiss de Quazemi peut être estimée dans la coupe des gorges du Cady. L'horizon de Mariailles au flanc sud du « monoclinial » tardif est de 150 m. Celle du gneiss de Quazemi est d'évaluation plus délicate : si l'on tient compte du plissement précoce de l'ensemble, l'épaisseur actuelle (600 m) est en fait doublée. L'épaisseur initiale serait alors de 300 m.

Remarque : quelques autres petites formations isolées en divers points de la région centrale du Canigou peuvent être rapprochées de l'horizon de Mariailles (Qi) avec lequel elles partagent des caractères pétrographiques (textures et minéralogie, en particulier présence de ferro-hornblende et de biotite ferrifère) et chimiques. Ce sont :

- l'orthoamphibolite de Taurinya localisée dans l'écaille de Saint-Étienne (cf. ci-dessus), associée à des quartzites rubanés ;
- les gneiss fins rubanés intercalés dans les micaschistes, affleurant sur la piste du Pla Guillem entre le col de Jou et Mariailles (vallon de Font-Freda au lieu-dit col du Caball-Mort) ;
- la leptynite hololeucocrate à ferro-hornblende intercalée dans les orthogneiss G3 dans le vallon de Bareu, à l'Est de la Collada de Botifarra, secteur de Py.

Par leur gisement et leur géochimie, ces formations accessoires apportent des données intéressantes pour comprendre la signification de la formation Q1. Elles seront donc envisagées ensemble.

Données chimiques. Les orthogneiss Q2 ($\gamma\zeta^1$) les plus homogènes, correspondent à des différenciés très acides SiO_2 % = 74,20 à 77,71, très pauvres en MgO et CaO (respectivement 0,08 à 0,34 % et 0,18 à 0,57 %) avec une valeur relativement élevée en alcalins totaux (8,21 % en moyenne) et en K_2O (5,36 % en moyenne), la valeur du rapport $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ étant nettement supérieure à 1, sauf dans une analyse où la valeur de ce rapport voisine de 1 pourrait traduire l'albitisation partielle du feldspath potassique. La teneur en Al_2O_3 est en moyenne de 12,74. Le rapport molaire moyen $\text{FeO}/\text{FeO} + \text{MgO} = F = 0,752$ traduit bien la composition ferrifère des minéraux. Une analyse représentative de ces gneiss est donnée dans le tableau 7.

Les gneiss Q1 ($\gamma\zeta^h$) présentent une plus grande variété de compositions chimiques :

- les orthogneiss Q1 ont un intervalle d'acidité plus étendu que les précédents $68,00 < \text{SiO}_2 < 77$ %, mais quand on compare des roches à même teneur en SiO_2 , on remarque des différences sensibles entre les orthogneiss **Q1 et Q2** :

- les premiers sont plus riches en fer (3,35 % en moyenne contre 2,35 % ; rapport F = 0,88, teneur plus élevée en Fe_2O_3 : 1,57 contre 0,78 %), en CaO (1,18 % contre 0,37 % en moyenne) et en Na_2O (3,27 % contre 2,84 % en moyenne), avec apparition dans certaines roches de diopside normatif,
- les seconds, sont plus riches en MgO, en K_2O et alcalins totaux. Une analyse représentative des orthogneiss Q1 est donnée dans le tableau 7 ;
- les paragneiss Q1, presque toujours à grenat, ne se distinguent guère des orthogneiss que par des teneurs plus faibles en Na_2O et plus fortes en K_2O ainsi que souvent par des teneurs nettement plus élevées en MnO (cf. analyse tabl. 7) ;
- enfin, il convient de remarquer la fréquence de l'inversion du rapport pondéral $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ dans les orthogneiss Q1 sans altérations des teneurs en CaO et en alcalins totaux (cf. analyse 96940, tabl. 7), ce qui indique un processus d'albitisation par remplacement du feldspath potassique. Ce phénomène est à rapprocher de celui mentionné à propos des gneiss de transition.

Une analyse des gneiss fins rubanés du col du Caball-Mort, d'origine très probablement paradérivée, est jointe au tableau 7.

L'identification des séries magmatiques dont dérivent les orthogneiss de Quazemi est relativement aisée si on s'aide des diagrammes de variation $\text{Fe}_2\text{O}_3^t - \text{TiO}_2$ et $\text{Fe}_2\text{O}_3^t - \text{MgO}$. Sur ces diagrammes, les gneiss Q2 et Q1 occupent des domaines distincts mais alignés sur une même courbe qui, pour l'ensemble de ces orthogneiss acides, peut être assimilée à une droite. Les orthogneiss Q2 sont les plus différenciés. Sur les deux diagrammes, les courbes de variation sont nettement distinctes de celles qui caractérisent les orthogneiss du socle et une bonne partie des gneiss de transition de la feuille Prades, ces différences portant sur la pente et la position des courbes : sur le diagramme $\text{Fe}_2\text{O}_3^t - \text{TiO}_2$, l'équation de la droite est $\text{Fe}_2\text{O}_3^t = 14,65 \text{ TiO}_2 - 0,93$ (en %). Elle est $\text{Fe}_2\text{O}_3^t = 18,55 \text{ MgO} - 1,34$ sur le diagramme $\text{Fe}_2\text{O}_3^t - \text{MgO}$ (fig. 6).

Les orthogneiss de Quazemi peuvent être alors rattachés à un magmatisme de type différencié ferrifère, tholéiitique, attribution qui est confirmée par la considération des roches basiques associées à ces gneiss. Il est cependant probable que ce caractère soit plus affirmé pour les orthogneiss Qi qui, renfermant la ferro-hornblende, sont cependant typiquement subalcalins par leur teneur en alcalins totaux, la présence de cette amphibole et de la biotite ferrifère étant un caractère commun aux deux séries, alcaline et tholéiitique, entre lesquelles d'ailleurs des termes intermédiaires peuvent exister.

Age. Par sa position dans la série lithostratigraphique, ce magmatisme est apparemment d'âge paléozoïque inférieur. Un faciès à biotite seule de type Q2 (200 m au Nord du refuge de Mariailles) a montré une population de zircons automorphes à morphologie homogène typique de granites atectoniques (type P3-5 de J.P. Pupin, 1980) caractéristiques d'une cristallisation à très haute température. Leur âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtenu par la méthode d'évaporation de Kober sur monograin (Delapierre et Soliva, 1992) est homogène à 425 ± 18 Ma et ne fait apparaître aucun héritage (fig. 5). On peut rapprocher cet âge (limite Ordovicien/Silurien) de celui des volcanites acides interstratifiées à ce niveau stratigraphique au Sud (Ribas de Freser) et à l'Est (Aspres) du massif du Canigou. Mais, cette méthode ne fournit qu'un âge minimal !

L'hétérogénéité de l'horizon de Mariailles Q1 ($\gamma\zeta h$) qui associe des faciès magmatiques à grain fin et des faciès sédimentaires, avait primitivement été interprétée comme une indication de son origine volcano-sédimentaire (Guitard, 1970a) permettant de proposer son insertion stratigraphique dans la Formation de Canaveilles. La datation Pb/Pb du faciès Q2 de métagranite principal à 425 Ma, suggère plutôt d'interpréter ces orthogneiss comme un laccolite de magma typique de conditions distensives, intrusif dans la pile de sédiments paléozoïques où il développe un cortex de sills intrusifs à grain fin (faciès cortical Q1) dans les sédiments qui entouraient ce laccolite.

MÉTABASITES ANTÉHERCYNIENNES

Peu développées dans le Canigou, sur la feuille Prades, ces métamorphites sont presque entièrement restreintes à la Formation de Canaveilles du flanc inverse de la nappe du Canigou, quelques rares affleurements étant cependant connus dans les gneiss du socle fini-précambrien ; ils sont tous représentés avec la couleur verte des intercalations d'orthoamphibolite (kC [9]) dans la Formation de Canaveilles.

Mentionnons trois gisements intéressants :

- les lentilles intercalées dans les orthogneiss $\gamma\zeta h$ de l'horizon de Mariailles parmi lesquelles on peut distinguer des ortho- et des para-amphibolites ;
- les orthoamphibolites massives ou rubanées de Taurinya situées dans les gorges de la Llitera, un peu au Sud du p.c. 622. Elles forment une lentille de 10 à 15 m de puissance et sont interposées entre les gneiss de transition et les micaschistes dont elles sont séparées par des métapelites à grenat et des quartzites rubanés ;
- l'orthoamphibolite de Léca dans le vallon du Riuferrier, au Sud-Est de la Font de la Rabasse occupe la même situation lithostratigraphique que la précédente, interposée entre les gneiss de transition et les micaschistes. Ce

gisement, sous forme d'une lentille de quelques mètres de puissance, offre l'intérêt de montrer des bordures figées et des structures amygdalaires préservées prouvant bien son origine ortho (amphibolite à ocelles).

Toutes ces formations ont en commun leur gisement dans la couverture du synclinal couché de Balatg*, où d'autres lentilles se rencontrent sporadiquement au voisinage de la limite socle/couverture comme dans les deux derniers exemples détaillés plus haut. Citons les localités suivantes : Sud de Py au Nord du roc de Balaguer, Nord-Est et Sud de Mariailles, vallon de Valmanya au Nord de la Carnisserie. Quelques orthoamphibolites peu épaisses (métriques à décimétriques) sont associées au marbre de base (Clot d'Estavell au Nord du p.c. 2489, carrière du ravin de Tounet à Py).

Quant aux intercalations de puissance métrique à décimétrique connues dans les orthogneiss du socle, elles se résument à quelques gisements figurés sur la carte en dépit de leur exigüité :

- Est de la Collada de Botifarra à Py, dans les gneiss G3 (à ferro-hornblende) ;
- route de Mantet, dans les gneiss G3 ;
- Nord de Py, dans les gneiss G2 ;
- Sud du pic des Sept-Hommes, dans les gneiss G3 (et dans les gneiss de transition) ;
- Serra de Roc-Negra, dans les gneiss G3.

Du point de vue pétrographique, deux types d'orthoamphibolites peuvent être distinguées (quelques analyses et celles d'amphiboles sont données dans le tableau 8) :

- des amphibolites à hornblende-plagioclase, avec parfois de la cummingtonite dans la zone de la sillimanite (Sud de Py) ;
- des amphibolites à ferro-hornblende et à ferro-hornblende et grunérite (Taurinya, $\gamma\zeta h$ dans l'horizon Q1 de Mariailles).

L'intérêt de ces roches est qu'elles permettent de mieux caractériser et identifier les séries magmatiques originelles, que les termes acides cogénétiques examinés dans la section précédente. Par l'emploi de diagrammes de variation appropriés tels que fer - MgO et MgO - TiO₂, ou le diagramme ternaire Al₂O₃ - MgO - fer (Besson et Fontailles, 1974), ne mettant en jeu que des constituants inertes durant le métamorphisme, on aboutit à l'identification de deux séries magmatiques parmi les metabasites envisagées ci-dessus : l'une englobant la majorité des roches et toutes les orthoamphibolites à ferro-hornblende est de type tholéiitique avec un maximum Fe₂O₃¹ = 16 % pour MgO = 5 % et un maximum TiO₂ = 3 % pour MgO = 5 % ;

* Il en est ainsi sur la feuille Prades, mais les mêmes metabasites sont aussi connues au flanc normal en d'autres points du massif du Canigou et surtout de celui du roc de France.

Pautre, intéressant un petit nombre d'analyses, est de type calco-alcalin. Pour cette catégorie, les points représentatifs sont surtout groupés autour de $\text{Fe}_2\text{O}_3^1 = 9 \%$ et $\text{MgO} = 6 \%$, les teneurs en TiO_2 étant inférieures à 1,20 %. Les représentants de ces deux séries peuvent être associés dans le même gisement : c'est le cas dans Pamphibolite de Taurinya où un métagabbro de type calco-alcalin (cf. analyse 8502 du tableau 8) est intercalé entre des amphibolites rubanées de type tholéitique (cf. analyse 23176 du même tableau). Ainsi, la géochimie des metabasites complète celle des gneiss acides et étaye les conclusions obtenues à propos des gneiss de transition sur la dualité des séries magmatiques à la base de la couverture paléozoïque.

FORMATIONS PALÉOZOÏQUES

Enveloppant le socle gneissique, les terrains paléozoïques en constituent la couverture sédimentaire. Ils affleurent très largement sur la feuille Prades, dans le Conflent en particulier. On distingue classiquement, avec P. Cavet (1957), un Paléozoïque supérieur, fossilifère, débutant avec l'Ordovicien supérieur et montant jusqu'au Carbonifère moyen basal (Supergroupe de Villefranche-du-Conflent), et un Paléozoïque inférieur, réputé azoïque, rapporté au Cambro-Ordovicien et subdivisé en deux groupes : le Groupe de Canaveilles à la base et le Groupe de Jujols au sommet.

À l'échelle des Pyrénées, l'Ordovicien supérieur apparaît discordant, cartographiquement et parfois angulairement, sur le Paléozoïque inférieur, ce qui renforce l'importance de cette coupure.

Le Paléozoïque supérieur n'est que très faiblement métamorphique (anchizone) et donc d'aspect franchement sédimentaire. Au contraire, le Paléozoïque inférieur est davantage affecté par le métamorphisme hercynien (épizone à mésozone) ; le Groupe de Canaveilles renferme une composante volcanique de plus en plus importante vers le bas : niveaux volcano-sédimentaires (tuffites) et volcaniques (tufs, laves) d'aspect gneissique (gneiss intercalaires). Ceci rend délicate la définition précise de la limite entre le socle antéhercynien et sa couverture paléozoïque ; ce point a été discuté dans le chapitre « Terrains gneissiques », en présentant les gneiss de transition et les gneiss intercalaires.

Il existe le plus souvent une limite franche entre les gneiss de transition et les métasédiments incontestables de la couverture (coupe de la Têt, par ex.). Cette limite est bien caractérisée par la présence d'un horizon carbonate dit « marbre de base » (horizon I de la lithostratigraphie présentée ci-après). Il est plaqué directement sur les gneiss de transition ou séparé d'eux par une intercalation de métapelites de quelques mètres d'épaisseur à quelques dizaines de mètres. C'est dans ces métapelites ou au-dessus de l'horizon

carbonaté que l'on peut trouver des bancs de leptynites ou des amphibolites formant les horizons discontinus de gneiss intercalaires, d'origine magmatique. Or, il est essentiel de souligner que les gneiss de transition sont régionalement en discordance cartographique majeure sur les différents types de métagranites à l'origine des variétés d'orthogneiss sous-jacents (gneiss G2, G3, certains gneiss G1, grandes lames de métaleucogranites alumineux à tourmaline ou non). Les variations locales de sédimentation (failles synsédimentaires) pendant le dépôt des matériaux quartzo-feldspathiques ou péliques à l'origine des gneiss de transition, affectent leur épaisseur, leur séquence lithologique et se répercutent aussi au niveau de l'horizon du « marbre de base » (épaisseur, continuité). On peut donc considérer qu'il existe une formation de transition (Formation de Carança), de composition très variée mais à dominante quartzo-feldspathique, dont il est logique de faire la base de la couverture hercynienne des métagranites cadomiens du socle *sensu stricto*. On peut en faire la base d'un Groupe de Canaveilles élargi, puisque la discordance cartographique majeure est à la base de cette formation.

Supergroupe de Jujols-Canaveilles (Paléozoïque inférieur azoïque)

Il a été défini par P. Cavet (1957) dans la vallée de la Têt qui en fournit la seule coupe complète et continue (fig. 2a), quoique mince et ne renfermant pas tous les lithotypes connus. Le contenu et les divisions en ont été précisés récemment (Laumonier, 1996,1998 ; Laumonier et Guitard, 1986), en particulier la limite entre les groupes de Canaveilles et de Jujols.

L'âge de cette série est très mal connu. M. Konzalová *et al* (1982) ont proposé un âge ordovicien pour un horizon situé très bas dans le Groupe de Canaveilles, sur la base de restes de grands chitinozoaires, ce qui réduirait considérablement l'importance possible du Cambrien. En fait, les restes chitineux, entièrement graphitisés, sont décrits uniquement en lames minces ; l'absence d'ornementation visible et la très grande dimension (> 300 µm) du meilleur spécimen figuré font douter qu'il puisse s'agir d'un chitinozoaire. Cet unique exemplaire provient du versant espagnol (Nuria, Coma de l'Embut). Les échantillons de l'horizon carbonaté graphiteux V (cf. *infra*), sommet de la Formation de Canaveilles, prélevés entre Nyer et Olette, n'ont montré que des sphérules de 30 à 70 µm, non extraites, sans signification interprétable.

L'ambiguïté de ces déterminations a conduit B. Laumonier à privilégier, comme l'avait déjà fait P. Cavet (1957), une estimation de l'âge par comparaison de la séquence lithostratigraphique exposée ci-dessous avec celles des séries bien datées de la Montagne noire, de la Sardaigne *et pro parte* du

Mouthoumet. Comme pour P. Cavet, l'horizon carbonaté formant la base du Groupe de Jujols (Formation de Valcebollère) serait à paralléliser avec l'Acadien de la Montagne-noire, ce qui conférerait un âge cambrien inférieur au Groupe de Canaveilles et un âge cambrien supérieur (?) - ordovicien inférieur au Groupe de Jujols ; cette estimation paraît la plus conforme à ce que l'on connaît des régions voisines.

La découverte récente par A. Abad (1989) de calcaires construits à archéocyathes, à Terrades (Catalogne, près de Figueras) permet de caractériser le Cambrien inférieur (Botomien ; Perejon *et al*, 1994) dans le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées. Mais le gisement est dans une petite boutonnière d'érosion sous le Tertiaire ; peu de faciès lithologiques y sont représentés, ce qui limite les possibilités de comparaison avec la lithostratigraphie azoïque de la zone axiale : selon A. Perejon (comm. pers., 1994), le faciès sédimentaire des niveaux carbonatés du Groupe de Canaveilles est peu propice à la découverte d'archéocyathes. Cette découverte renforce cependant l'attribution d'un âge cambrien au Groupe de Canaveilles.

Pendant l'orogénèse hercynienne, les recristallisations métamorphiques et les déformations pénétratives affectent inégalement les roches des deux groupes, avec une intensité décroissante vers le haut. Ainsi, dans le Groupe de Jujols et en partie dans la Formation d'Évol, la schistosité hercynienne majeure (S3) est généralement un clivage espacé, oblique sur la stratification, où les figures de sédimentation souvent bien conservées permettent parfois de repérer la polarité locale. Par contre, plus bas, la schistosité S3 est subparallèle à la stratification et les structures primaires sont généralement effacées. Seuls sont bien identifiables les contrastes lithologiques dont l'expression par la minéralogie métamorphique a altéré l'aspect. Les nombreuses analyses géochimiques réalisées indiquent qu'aucune modification chimique notable (à part la teneur en H₂O) n'a affecté les roches.

Groupe de Canaveilles (Cambrien)

Il s'agit d'une série à lithologie variée, puissante de 2 500 m environ, qu'il est possible de subdiviser en trois formations concordantes : formations de Canaveilles à la base, de Cabrils, puis d'Évol au sommet. La limite entre les deux formations supérieures, très nette dans le Vallespir au Sud du Canigou (feuilles Prats-de-Mollo), est encore incertaine sur la feuille Prades : elle ne se situerait peut-être pas au mur du microconglomérat d'Évol, comme indiqué sur la carte, mais plus bas peut-être au niveau d'un sixième horizon carbonaté très discontinu, situé à faible distance au-dessus des porphyroïdes de Tourol, ce qui paraît plus conforme avec ce qui est connu dans le Vallespir. C'est ce que montre la comparaison des compositions chimiques de schistes encaissant au toit et au mur du microconglomérat d'Évol, compositions strictement analogues (cf. tableau 1,

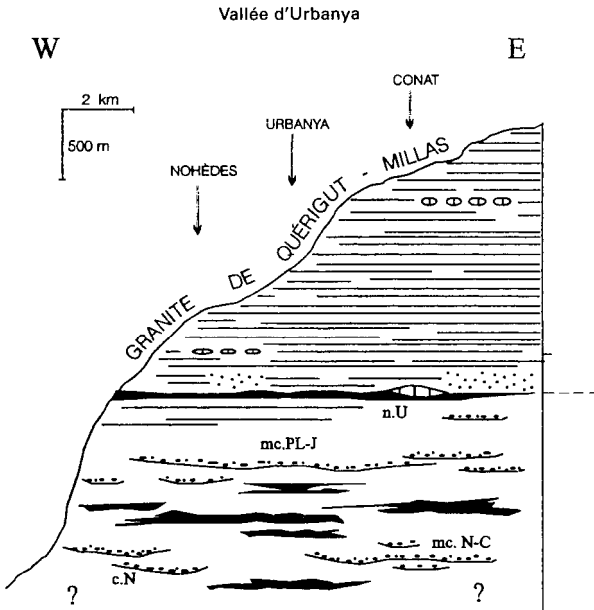
analyses G872251^I et 251^{II} au-dessus du microconglomérat, G872251^{III} et 251^{IV} en dessous). Les colonnes lithostratigraphiques (B. Laumonier, 1996) de la figure 8 montrent l'organisation des lithologies et des niveaux-repères.

kC. Formation de Canaveilles et Formation de Cabrils. La Formation de Canaveilles affleure largement sur l'ensemble de la feuille. Cependant, vers le Sud-Ouest elle s'amincit rapidement sur la feuille Mont-Louis voisine, la Formation de Cabrils reposant alors, entre Fontpédrouse et Sauto, directement sur les gneiss, ou sur un équivalent très réduit de la Formation de Canaveilles.

Le fond de la sédimentation est constitué de grés-pélites souvent grau-wackeuses, soit homogènes, soit montrant des lits gréseux fins centimétriques à décimétriques dans un fond pélitique (schistes de Canaveilles). L'aspect est très variable selon le degré de métamorphisme : schistes mats ou luisants (« schistes argentés ») vers le haut, micaschistes vers le bas. Les micaschistes de Balatg correspondraient à ceux, beaucoup moins épais, localisés entre les deux premiers horizons carbonatés de la coupe de la Têt. (Au Sud du Canigou et dans le roc de France, la tranche de terrain située entre les deux premiers horizons carbonatés est également épaisse.)

Un certain nombre de lithotypes s'intercalent dans ces grés-pélites pour former parfois des niveaux cartographiables dont certains ont valeur de niveaux repères.

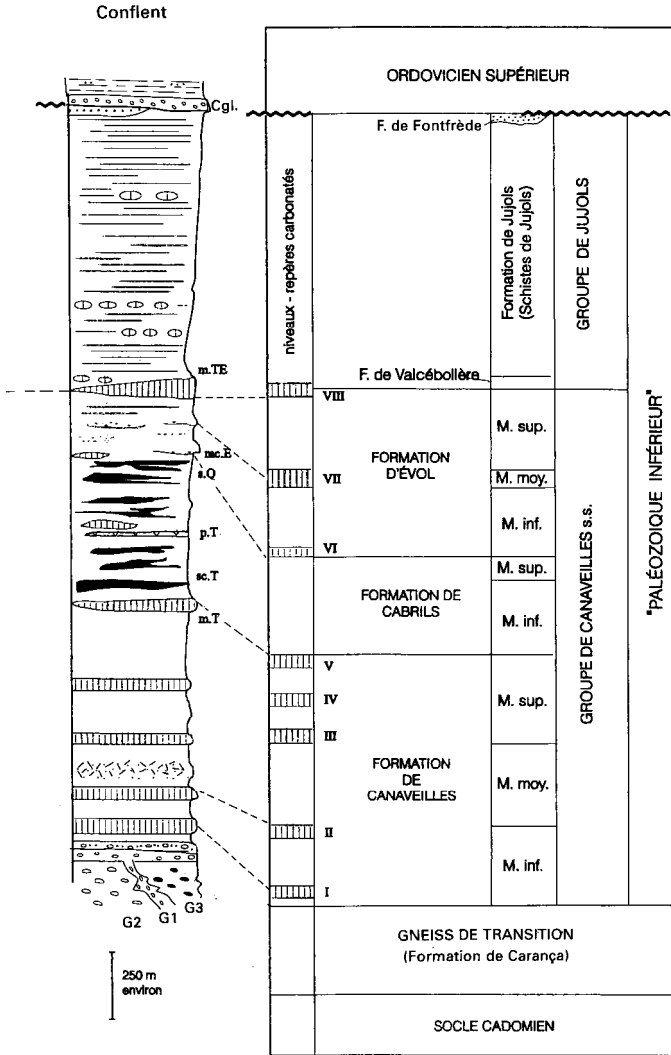
- **Faciès pyriteux noir d'Oreilla** (kC[1]). Schistes foncés souvent finement siliceux, riches en cubes de pyrite, bien développés vers Oreilla et Olette et passant latéralement (Sud du pic Lloumet) à des schistes blancs à taches rouille analogues à ceux de la Formation d'Évol (à laquelle cet horizon appartient peut-être ; cf. *supra*).
- **Porphyroïdes** (kC[2]). Roches claires, jaunâtres, d'aspect gneissique, correspondant à des tufs rhyolitiques plus ou moins remaniés. Les porphyroïdes se rencontrent dans la Formation de Cabrils, en particulier vers le haut (niveau de Tourol, visible sur la route de Sansa, au Sud-Ouest de Guicha ; route du Canigou au Sud-Est de Villerach, p.c. 705 ; crête du Puig dels Maurous au Sud d'Estoher).
- **Schistes carbures noirs** (kC[3]). Schistes noirs graphiteux, tachant les doigts (métasapropélites). Ils forment en particulier un horizon assez continu vers la base de la Formation de Cabrils ; cet horizon prend un grand développement vers l'Ouest (feuilles Mont-Louis et Saillagouse).
- **Marbres calcaires ou dolomitiques** (kC[4]). Calcaires blancs ou gris-noir, souvent rubanés, à patine souvent bleutée, fins ou grossiers ; dolomies



- Schistes rubanés (type schistes de Jujols)
- Schistes noirs graphiteux (ampérites)
- Grès et quartzites peu ou pas feldspathiques
- "Microconglomérats" à quartz limpide
- Schistes à nodules carbonatés
- Marbres et roches à silicates calciques
- I à VIII** Horizons repères carbonatés
- "Microgranulés" et grès feldspathique (métagrauwackes)
- Volcanoclastites acides (leptynites, porphyroïdes)
- Gneiss variés (volcanites acides,...)
- Orthogneiss ocellés métagranites variés : G1-2-3)

Vallée d'Urbanya - horizon de microconglomérats,
 mc.N-C : de Nohèdes - Conat, c.N : de Nohèdes,
 mc. PL-J : du pic Lloset - Roc Jourmac ;
 n.U : niveau noir d'Urbanya et calcaire associé

Fig. 8 - Lithostratigraphie du Paléozoïque inférieur de la couverture des orthogneiss du Canigou dans le Confient et la vallée d'Urbanya
 (d'après Guitard et Laumonier, 1996 ; Cavet, 1957)



Conflent (de Canaveilles à la vallée d'Évol), m.T : marbre de Tuévol (hors V);
 sc. T : schistes carbonés de Tuévol; p. T : porphyroïdes de Tourols;
 s.O : schistes noirs siliceux à pyrite d'Oreilla; mc.E : microconglomérat d'Évol;
 m.TE : marbre de Thuir-d'Évol; Cgl. : conglomérats

beiges, fines ou grossières à patine jaune à orangée,... Ces marbres sont associés à des calcschistes et à des grès carbonatés en bancs centimétriques à décimétriques de continuité latérale très variable, avec passage à des niveaux marneux, grés- ou silto-carbonatés, transformés par métamorphisme en gneiss à silicates calciques. Les intercalations carbonatées s'organisent en six horizons :

- l'horizon I, inférieur, est le « marbre de base », souvent formé sur la feuille Prades de marbres calcaires à rubanement sombre (« dalle cambrienne » de C. Depéret). Il est particulièrement développé, bien que discontinu, dans la fenêtre de Balatg où il est cependant largement dolomitique (secteur de Py, mines de Balatg ; crête du Barbet ; aussi, en minces intercalations, Saint-Martin-du-Canigou et gorges du Cady) ; il est fréquemment constitué de 3 à 5 niveaux carbonatés séparés par quelques mètres de pélites ;

- l'horizon II est remarquable par la présence de dolomies à grain fin dans la coupe de Canaveilles et par son association à des quartzites rubanés ;

- l'horizon III est surtout dolomitique, à gros grain, dans la vallée de la Têt ;

- l'horizon IV renferme une formation de para-amphibolites et gneiss à silicates calciques (ravin de la Font d'Avall au Nord de Canaveilles) (cf. *infra*) ;

l'horizon V est principalement calcaire et associé à des schistes carburés ayant livré des restes chitineux dont l'assimilation à des acritarches est douteuse (cf. *supra*). Il s'épaissit vers l'Ouest, formant les marbres de Tuévol renfermant quelques lentilles de porphyroïdes. On peut le prendre comme *limite entre les formations de Canaveilles et de Cabrils* ;

-l'horizon VI, très mince et discontinu, affleure au Sud d'Olette et se rencontre sporadiquement à l'Ouest d'Oreilla au toit des porphyroïdes de Tourol. Il séparerait, en gros, les formations de Cabrils et d'Évol.

• **Gneiss à silicates calciques et para-amphibolites** (kC[5]). Les gneiss à silicates calciques (anorthite, trémolite, diopside, grenat), à rubanement rose et vert, correspondent à des marnes, des calcaires siliceux ou des grès carbonatés métamorphiques ; ils sont généralement associés aux marbres dont ils peuvent constituer un équivalent latéral. Les para-amphibolites sont souvent d'anciennes métagrauwackes à ciment calcaire (cf. « Conditions de formation des entités géologiques »).

• **Quartzites** (kC[6]). Souvent clairs et rubanés, parfois noirs, ce sont des roches relativement rares.

• **Métagrauwackes albitiques (gneiss granulés)** (kC[7]). Roches à patine marron, fines à grossières, riches en plagioclases détritiques millimétriques dans une matrice grauwackeuse plus fine, correspondant à des métatuffites. Très abondantes dans le Vallespir, elles sont rares sur la feuille

Prades (Ouest de Taurinya et Sud d'Escaro, principalement) et quasi complètement absentes dans la coupe de la Têt ; lorsqu'elles existent, elles s'intercalent comme dans le Vallespir, entre les horizons carbonatés II et III.

N.B. : la couleur violette qui leur est attribuée sur la carte est très proche de celle des leucogranites, mais ceux-ci sont toujours identifiés par le symbole γ^2_{bm} .

- Des **métagrauwackes à matrice carbonatée** (kC[8]) sont associées aux métagrauwackes albitiques.
- **Orthoamphibolites** (kC[9]). Rares, elles sont surtout connues au contact même des gneiss G1, dans la vallée de Léca à l'angle sud-est de la carte (amphibolite amygdalaire) et au Sud de Taurinya (amphibolite des gorges de la Llitera), ainsi qu'au voisinage des gneiss de Quazemi ; il s'agit de métavolcanites, souvent tholéitiques, parfois un peu remaniées. Elles ont déjà été décrites dans le chapitre sur les metabasites antéhercyniennes.

Géochimie comparée des micaschistes de la Formation de Canaveilles au flanc normal et au flanc inverse de la nappe du Canigou. Un point capital de la géologie de la feuille Prades est l'interprétation des métasédiments de la fenêtre de Balatg comme équivalents de la Formation de Canaveilles du flanc normal. Dans la mesure où, dans l'un et l'autre cas, ces métasédiments sont largement de nature pélitique, il est important de comparer leur composition chimique. Les analyses d'éléments majeurs de micaschistes du flanc normal sont rassemblées dans les tableaux 1 et 2, le premier pour la coupe de la vallée de la Têt entre Olette et Canaveilles, le second pour les secteurs d'Estohér et de Ballestavy (vallée de la Lentilla). Ces analyses correspondent à des pélites ou le plus souvent à des semi-pélites caractérisées par $SiO_2 < 63\%$ (cf. Fonteilles, 1976), les termes plus siliceux étant des métagrauwackes. Les métapélites de la Formation de Canaveilles sont remarquables par des teneurs souvent assez élevées en CaO et MgO. Ce caractère se retrouve précisément pour les micaschistes de la fenêtre de Balatg dont les analyses sont données dans le tableau 3. Ainsi le diagramme $SiO_2 - CaO$ montre-t-il une excellente superposition des domaines correspondants aux micaschistes du flanc normal et à ceux du flanc inverse. De même, les rapports pondéraux Fe_2O_3/MgO et CaO/MgO des trois tableaux d'analyses montrent des valeurs moyennes comparables :

	Fe_2O_3/MgO (%)	CaO/MgO (%)
tableau 1	3,10	0,33
tableau 2	2,87	0,43
tableau 3	3,25	0,43

Il n'est pas jusqu'aux alcalins, dont on pourrait craindre la mobilité à la périphérie du granité profond du Canigou, qui ne montrent aussi la même similitude de teneurs. Ainsi peut-on conclure au caractère isochimique du métamorphisme mésozonal et peut-on considérer comme tout à fait licite l'attribution des micaschistes de Balatg à la Formation de Canaveilles et partant, leur interprétation comme flanc inverse puisqu'ils participent à une séquence de mêmes types lithologiques mais dont l'ordre lithostratigraphique est renversé.

k. **Formation d'Évol.** Les grés-pélites ordinaires précédentes cèdent souvent la place à des schistes sombres du type schistes d'Oreilla (qui font peut-être partie de la Formation d'Évol ; cf. *supra*), ou, au Nord de Conat en particulier, à des **schistes sériciteux à taches rouille** (k[3]), blancs, parfois pyriteux. Ces faciès remarquables existent sans doute plus bas dans la série mais ils sont alors fortement modifiés par le métamorphisme dès la zone de la biotite.

Le sommet de la formation est sous un faciès **schistes carbures noirs** (km), au Nord de Conat, associés à des quartzites noirs et des grès calcareux à l'Ouest d'Urbanya (niveau d'Urbanya). Dans le secteur d'Évol, l'horizon des **calcaires et calcaires noduleux d'Évol** (km) de Thuir-d'Évol constitue la base de la Formation de Valcebollère.

Dans tout cet ensemble mais plus rarement à son sommet, se trouvent des **microconglomérats** : arénites grossières caractérisées par l'abondance des quartz « volcaniques » limpides, parfois bleutés, arrondis, millimétriques, associés à des clastes pélitiques noirs, le tout inclus dans un fond pélitique ou gréseux (quartzwackes et arénites lithiques) ; des faciès plus fins (quartzarénites à petits clastes limpides, à l'Ouest d'Évol), ou plus grossiers (conglomérats à éléments quartzeux et clastes feldspathiques, au Pla Diagré à l'Ouest d'Évol, ou même carbonates, à l'Ouest de Nohèdes), existent localement. Les microconglomérats se concentrent dans deux horizons assez bien définis : horizon de Thuir-d'Évol au Sud, horizons du pic Lloset-roc Journac et de Nohèdes-Conat au Nord du Confient (k[5a]).

Groupe de Jujols (Cambrien supérieur à Ordovicien inférieur basal ?)

o1-2. **Schistes rubanés, formation schisto-gréseuse à faciès flyschoïde.** Il s'agit d'une série monotone, puissante de 2 000 m au moins, caractérisée par le grand développement de quartzophyllades rubanés (schistes de Jujols) : alternances de lits silteux clairs gris-jaune, albitiques, et de lits pélitiques plus sombres, gris verdâtre un peu bronzé, épais de 1 à 2-3 cm, bien visibles par exemple sur la route de la vallée d'Évol. Sur les échantillons très frais, les lits silteux sont souvent rouges (ciment

ankéritique) et les lits pélitiques vert sombre (abondance de la chlorite). Les lits silteux montrent en abondance des microfigures sédimentaires, en particulier des figures de base de banc (figures de charge). Néanmoins, la polarité sédimentaire n'est pas toujours facile à identifier (granoclasses peu marqués et ambigus, caractère très distal,...). Localement s'observent, à la base surtout, des faciès plus **gréseux** (o1-2[2]).

La base du Groupe de Jujols est identifiée avec l'équivalent dans le Confient de la Formation de Valcebollère, définie en Cerdagne ; c'est l'horizon carbonaté de Thuir-d'Évol (cf. *supra*) : marbres calcaires gris à patine bleutée, alternances schisto-calcaires grises à patine bleutée, schistes à nodules calcaires, eux-mêmes de couleur verte, et le niveau d'Urbanya.

Trois niveaux schisteux ou gréseux à **nodules calcaires** (o1-2[1]) rompent seuls la monotonie des schistes de Jujols, au Sud du Confient.

Selon J. Leterrier (1972), les schistes de Jujols se distinguent nettement des schistes de Canaveilles par leur teneur plus basse en CaO, MgO et Na₂O (cf. tabl. 1), traduisant la disparition des éléments volcano-remaniés ; tout comme sur le versant sud du Canigou (Baétens, 1989). Il est possible que le Groupe de Jujols se termine par une formation grésopélitique peu épaisse (Formation de Font-Frède, au Nord de Jujols) qu'il est tentant de rapprocher des lithologies d'âge trémadocien des régions voisines.

Supergroupe de Villefranche (Paléozoïque supérieur fossilifère)

Sur la feuille Prades, il forme essentiellement le cœur du synclinal de Villefranche, où il a été décrit en détail par P. Cavet (1957) comme une série très diversifiée allant du Caradoc *sensu lato* au Dinantien et renfermant un Dévonien carbonaté puissant où le Silurien, sous son faciès ampéliteux classique, est mal représenté mais forme avec le Dévonien inférieur un ensemble calcschisteux monotone ou « Gothlando-Dévonien ».

La succession *stratigraphique de P. Cavet a servi de base à la cartographie figurée sur cette feuille et aux études structurales de M. Mattauer *et al* (1967), qui montrent en particulier que le Gothlando-Dévonien forme une série inférieure chevauchée par une série supérieure d'âge dévonien moyen à dinantien.

Cependant, au Nord-Ouest de Jujols, C. Cygan *et al.* (1980-1981) ont déterminé la présence, dans ces deux unités, de terrains de même âge (Dévonien moyen en gros) mais de faciès sédimentologiques différents. Les conséquences structurales de cette découverte sont importantes mais, faute

Série supérieure (allochtone)

Âge	Épaisseurs	Lithologie sommaire	Datations par conodontes (C. Cygan et M. F. Perret) et ostracodes (F. Lethiers)
Namurien		Flysch gréséo-pélique (Culm)	
Viséen	20 m	Calcaires gris, noduleux	Viséen sup. Cu IIIa-Cu IIIβ
Tournaisien	12 m	Jaspes supérieurs Calcaire intercalaire Jaspes inf. à nodules phosphatés	Famennien de V-do VI
Famennien sup.	30 m	Calcaires noduleux gris et calcaires massifs gris	
Famennien moy. inf.	20 m	Calcaires noduleux ocre à rouge violacé ("griottes") à Ammonioïdés	Famennien de IIβ-do IIIγ
Frasnien	10 m	Calcaires rubanés légèrement noduleux	Frasnien inf.-moyen Frasnien inf.-moyen
Givétien	30 m	(a) Calcaires rubanés et brèches sédimentaires b) Calcaires roses et blancs à <i>Stromatactis</i> ("Flambé de Villefranche")	Givétien sup.-Frasnien inf.
Eifélien - Emsien supérieur	40 m	Calcaires à nodules et rubans siliceux	Emsien supérieur-Eifélien inférieur
	200 m ?	Calcaires dolomitiques et dolomies	

Série inférieure (paraautochtone)

Frasnien? Eifélien		Calcaires jaunâtres à passées rougeâtres centimétriques	Frasnien
Emsien		Calcaires dolomitiques gris-bleu	Emsien sup.-Eifélien Dévonien s. l. Dévonien inférieur
	60 m	Calcaires en bancs métriques	
		Calcaires en plaquettes à débris de crinoïdes	
Pridolien	20 m	Pélites brunes à petits bancs calcaires	Silurien sup.- Dévonien inférieur
Ashgillien		Conglomérat, schistes troués	

Fig. 9 - Les deux séries hétéropiques du Dévonien et Carbonifère inférieur du Conflent (d'après Cygan *et al.*, 1980)

d'un réexamen complet du Dévonien du synclinal de Villefranche, la répartition de ces deux séries à Dévonien hétéropique, telle qu'elle a été figurée sur la feuille Prades, est très incertaine. Il serait notamment important de rechercher si l'unité inférieure ne se complète pas vers le haut par des faciès calcaires massifs qui ont tous été rapportés sur la carte, provisoirement, à l'unité supérieure. De même, une partie du Gothlando-Dévonien forme peut-être la base de l'unité supérieure, juste au Sud de la faille de Mérens en particulier.

Par ailleurs, les recherches paléontologiques de C. Cygan *et al.* (1980-1981) et celles de F. Boyer *et al.* (1974) et S. Crilat (1981) amènent aussi à rajeunir le Dévonien moyen et surtout le Dévonien supérieur *sensu* P. Cavet ; les coupures de P. Cavet sont conservées ici par commodité, la cartographie lithologique ayant été réalisée en 1966 et 1967, 15 ans avant l'acquisition de ces nouvelles données stratigraphiques. Les colonnes lithostratigraphiques de la figure 9 proposent les corrélations les mieux argumentées actuellement entre chrono- et lithostratigraphie. La figure 23 expose la situation tectonique complexe de ces formations, dans une coupe « actualisée » de B. Laumonier.

Formations autochtones et allochtones indifférenciées

s-d. **Siluro-Dévonien.** Ces formations sont essentiellement sous un faciès gothlando-dévonien : alternance de shales et silts, sombres à noirs (mais parfois versicolores) et de petits bancs de carbonates gris foncé. Comme évoqué ci-dessus, leur attribution cartographique à l'unité autochtone ou à la nappe n'a pas été élucidée faute d'une reprise exhaustive de la cartographie sur les nouvelles bases stratigraphiques acquises depuis 1982. Une partie appartient peut-être aux formations allochtones (bande qui longe la faille de Mérens) ; une autre partie constitue certainement la base des formations allochtones (bandes intercalées dans le Dévonien moyen-supérieur au Nord-Est du mont Coronat).

Formations autochtones

o5-6. **Ordovicien supérieur. Schistes grauwackeux.** Sur un fond de schistes ardoisiers sombres assez banaux s'individualisent des faciès remarquables très caractéristiques de l'Ordovicien supérieur.

Des **conglomérats polygéniques** (o5-6[1]) grossiers (conglomérat du Caradoc, non daté paléontologiquement) à galets siliceux (quartz, quajtzite), dont la taille peut dépasser 20 cm, et à ciment schisto-gréseux verdâtre ou violacé, forment un niveau basal ou des lentilles métriques à décamétriques. Très développés vers Serdinya et Flassa, où le niveau conglomératique est répété tectoniquement, les poudingues ne forment plus qu'un seul banc

discontinu vers l'Ouest. P. Cavet considérait qu'il existait plusieurs niveaux de poudingues, ce que suggère la carte. En réalité, il n'existe qu'un seul niveau à la base de l'Ordovicien supérieur, mais il peut être répété par plis et écaillages. Souvent, l'importance de la matrice silto-gréseuse en fait des conglomérats à matrice portante. Leur épaisseur atteint 30 m. Généralement silicifiés, ces poudingues affleurent à la manière de filons de quartz. C'est la présence de ces conglomérats et de tufs volcanogènes qui a permis la cartographie de l'Ordovicien supérieur sur la bordure sud du pluton de Quérigut dans la zone du pic de la Tour, contre les calcaires dévoniens du toit du granite.

Au-dessus, le niveau de grauwackes et de volcanites acides connu dans les Aspres et au Sud du massif du Canigou, n'est pas représenté sur la feuille Prades. Des schistes blancs évoquant les schistes à chloritoïdes des Aspres et de l'Agly, sont également connus à la base de l'Ordovicien supérieur dans la vallée d'Évol (analyse G87320, tabl. 1).

Des schistes gréseux et calcaireux, appelés « grauwacke à *Orthis* » ou « schistes troués » dans la littérature, sont très fossilifères et généralement décalcifiés. Ils constituent le terme le plus élevé visible dans l'Ordovicien supérieur. Ils sont parfois épais quand ils sont en position de cœur synclinal (Nord-Ouest de Jujols, entre les rocs de Poll Rost et Canta Llops). Ils ont fourni une abondante macrofaune (bryozoaires, brachiopodes, échinodermes) indiquant un âge ashgillien ; ils sont bien exposés en bordure de la N 116, 800 m à l'Est de Serdinya. Des schistes sombres à vermicules jaunes ou rouges (« schistes à taches carminées » et « schistes à fucoïdes » de P. Cavet, 1957) s'intercalent généralement entre le poudingue de base et les « schistes troués ».

Traditionnellement, on attribue un âge caradocien au niveau de conglomérat, mais sans argument paléontologique.

s1-d5. **Siluro-Dévonien.** Le Silurien typique (schistes versicolores ou sombres, ampélites, nodules calcaires et calcaires sombres) n'est bien développé qu'en quelques points de l'Est du synclinal de Villefranche (Nord-Est et Nord de Corneilla, Sud et Sud-Ouest de Sirach, Sud-Ouest de Villefranche) où il est peut-être à rapporter à la série allochtone selon D. Raymond (1980), et au Nord de Serdinya, où il s'injecte tectoniquement dans le Siluro-Dévonien.

Ailleurs, sur le flanc sud du synclinal de Villefranche, ces faciès ne constituent plus que de minces passées peu typiques dans un « complexe siluro-dévonien » où prédominent des faciès schisteux ou calcschisteux qui sont surmontés par des calcaires lités à entroques et tentaculites (20 m), ces calcaires étant d'âge silurien à dévonien inférieur. Au-dessus viennent des calcaires gris, massifs, souvent dolomitiques, appartenant encore au Dévo-

nien inférieur ; ils forment des horizons discontinus : certains ont une disposition lenticulaire prolongée par une « traînée » de blocs de petite dimension qui suggère soit un boudinage tectonique, soit une disposition primaire en olistolites de carbonates (roc de l'Aigle) ; mais au roc Saint-Marc, il s'agit d'une klippe de Dévonien moyen allochtone comprenant le faciès typique des « marbres flambés de Villefranche ».

La série autochtone carbonatée se termine, au Nord-Ouest de Jujols, par 100 m de calcaire à niveaux jaunâtres « pseudo-griottes » qu'on peut rapporter au Dévonien moyen et peut-être même en partie au Dévonien supérieur selon C. Cygan *et al* (1980-1981), grâce aux conodontes : association de l'Emsien supérieur-Eifélien inférieur et deux associations d'icriodides du Frasnien probable, quelques mètres au-dessus de la précédente.

Formations allochtones

Rappelons l'existence probable d'une formation s-d allochtone (cf. *supra*).

d3-4. **Dévonien moyen. Dolomies.** Souvent largement dolomitisé, le Dévonien moyen forme un niveau carbonaté d'une puissance pouvant atteindre 400 m. Au Nord-Ouest de Jujols, il débute, comme dans les autres massifs (Aspres, Quérigut Nord), par un ensemble de dolomies épaisses que surmonte un niveau discontinu de calcaires blancs massifs, le tout d'âge dévonien inférieur. Puis apparaissent des calcaires récifaux à chailles (lentilles de cherts blancs à gris clair analogues à des silex) et polypiers siliceux et des calcschistes auxquels macrofaune et microfaune confèrent un âge emsien supérieur à eifélien moyen. Il se poursuit par des calcaires roses et blancs à constructions algaires de *Stromatactis* (« marbre flambé de Villefranche ») d'âge givétien à frasnien moyen et des calcaires rubanés du Frasnien inférieur à moyen.

Le marbre flambé de Villefranche est très inégalement développé selon les unités tectoniques, il passe latéralement à des faciès bréchiques rougeâtres et même des entroquites sombres. Le Dévonien moyen cartographié ici *sensu* P. Cavet, comporte donc la partie supérieure du Dévonien inférieur et monte largement dans le Dévonien supérieur.

d5b-6, d6-7. Dévonien supérieur

• **Calcaires griottes** (d5b-6). La formation père des célèbres « calcaires griottes » ocre-rouge à matrice argilo-siliceuse rouge sombre plus ou moins développée et déformée entre les nodules de calcite polychrome contenant quelques goniatites, est datée du Frasnien supérieur au Famennien moyen (d'après Dollé par conodontes). Leur épaisseur varie de 1 à 25 m.

• Au-dessus viennent les « **calcaires gris supragriottes** » (d6-7) épais d'environ 30 m, avec des calcaires noduleux gris, puis des calcaires massifs à interbancs minces de calcschistes. La base a fourni des conodontes du Famennien supérieur (doVI) (maison O.N.R., au Nord de Jujols) et le sommet, sous le flysch carbonifère, une association du Viséen supérieur (CuIII -CuIII), au plateau d'Ambulla (Cygan *et al.*, 1980-1981). Le double horizon de jaspes à radiolaires (lydiennes) se localise au sein de cette formation carbonatée dont l'âge couvre donc la fin du Famennien et tout le Dinantien. Les jaspes noirs inférieurs (4 m) à nodules phosphatés centimétriques souvent concentrés dans des lits de shales noirs, sont superposés à un niveau calcaire, daté par conodontes (Stoppel, *in* Boyer *et al.*, 1974) du CuI-CuII (soit Tournaisien Tn2) au plateau d'Ambulla. Plus haut, et séparés par 4 à 5 m de calcaires gris, les jaspes supérieurs plus clairs, verts (1 à 10 m), montrent des lits de pyroclastites granoclassées (Crilat, 1981). Au-dessus dans les 8 à 10 m sommitaux de la formation carbonatée amygdalaire à litée, une association de conodontes dans la grande carrière du pont de la SNCF, un kilomètre en aval de Villefranche, caractérise le Tournaisien terminal à Viséen inférieur (Stoppel, *in* Crilat, 1981). Cet affleurement (non porté sur la carte) appartient à la bande notée d6-7 la plus orientale Belloc-flanc nord du plateau d'Ambulla.

Le Carbonifère inférieur (Dinantien) carbonaté, a donc été cartographié avec le Famennien supérieur : le niveau repère potentiel des « lydiennes » noires tournaisiennes s'observe rarement en place et l'intensité des plissements de cet ensemble mince ne permettent que la cartographie de l'ensemble carbonaté gris « supragriottes » compris entre les « griottes » et le flysch.

h1-2. Carbonifère inférieur à faciès flysch (Culm). La transition avec les carbonates gris sous-jacents datés du Viséen supérieur par conodontes, se fait en 1 à 2 m par des bancs de calcarénites fines alternant avec des silts sombres. Le flysch lui-même est à dominante de schistes, silts psammitiques, avec des bancs de grès et de micropoudingues (h1-2[1]) remaniant les jaspes noirs. Au Nord-Est de Corneilla (le Galalère) il renferme une brèche polygénique grossière à gros blocs métriques de carbonates (flysch à blocs). L'un des blocs resédimenté a livré une association de conodontes d'âge famennien (Cygan *et al.*, 1980-1981). La sédimentation du flysch synorogénique commencerait donc dans le Viséen terminal, et le flysch grésopélique pourrait être largement namurien.

La bande de schistes et silts ocreux à microconglomérats qui affleure au Sud de la faille de Mérens depuis le versant nord du Puig d'Escoutou jusqu'à la limite ouest de la feuille, a été cartographiée en flysch carbonifère, sans argument bien net sinon que les conglomérats remanient des

fragments de chert noir (cf. fig. 18). Ils avaient antérieurement été attribués à l'Ordovicien supérieur par P. Cavet (1957).

FORMATIONS PLUTONIQUES INTRUSIVES ET FILONIENNES

Elles apparaissent sur la carte dans deux types de gisements :

- des plutons volumineux ($> 2\ 000\text{ km}^3$) ;
- des petits stocks, laccolites et filons sécants.

Les *plutons volumineux* sont développés dans la série paléozoïque, essentiellement sur les feuilles voisines des bordures nord (plutons de Quérigut et de Millas) ou ouest (pluton de Mont-Louis). Ce sont des plutons « composites » formés de plusieurs types pétrographiques ; les contacts entre les faciès sont soit progressifs sur plusieurs mètres, soit très nets et dans ce dernier cas souvent sécants sur les structures de déformations magmatiques (foliation et linéation) des variétés de magmas les plus anciennes. On peut ainsi définir des unités magmatiques, elles-mêmes composites ou formées d'un seul type de magma, et une chronologie relative de mise en place de ces unités. Puis par la restitution de l'organisation spatiale des contacts et des structures de déformation internes, accéder à une représentation 3D approchée du corps plutonique et de son organisation interne. Les coupes des figures 16, 17 et 18 en proposent quelques exemples. Les types de magmas composant les trois plutons sont les mêmes. Il s'agit de magmas de la famille calco-alkaline à tendance potassique allant des gabbros (rares) aux monzogranites. Ils sont notés, suivant leur basicité décroissante $\theta\eta$, γ^4 , γ^{3-4} , $p\gamma^3$, $p\gamma^2$ (cf. fig. 15a). Les granites dérivant de magmas franchement aluminieux y sont rares (γ^2_{bm} , γ^2).

Dans la vallée de la Têt en amont d'Olette (Sud-Ouest de la feuille) le jeu tardihercynien inverse de la « paléofaille de la Têt » donne accès à la partie profonde complexe du pluton de Mont-Louis (cf. fig. 16) où l'on voit les cheminées d'alimentation et le plancher du pluton laccolitique de granodiorite qui se développe dans le Paléozoïque, au-dessus des gneiss (gorges de Nyer ; RN 116 à l'Ouest de Fontpédrouse ; canal d'arrosage Fetges-Llar, notamment dans la zone entre le roc de l'Aigle et le refuge des Corralis ; route du village de Llar). L'observation des relations complexes entre les gneiss ou les micaschistes préexistants et les intrusions développées en dykes et sills épais de plusieurs décamètres, est souvent gênée dans cette vallée par la surimpression d'une structure de mylonitisation liée au jeu tardihercynien de la paléofaille de la Têt, post-solidus par rapport aux grani-toïdes qui deviennent des néo-orthogneiss. Cette structuration tardive oblitère la lisibilité du contraste entre les tectonites métamorphiques précoces (orthogneiss, micaschistes) et les intrusions. Il faut avoir d'abord observé ces relations au-dessus (partie supérieure du flanc nord de la vallée

de la Têt) ou au-dessous de la zone mylonitisée de la Têt (flanc nord du massif de Carança, gorges de Carança et de Nyer, par exemple) pour comprendre la cartographie des différentes métamorphites et plutonites identifiées dans la zone mylonitisée elle-même (cf. fig. 21).

Un *petit stock* de quelques kilomètres carrés, au cœur de l'antiforme du Canigou, dit granite profond du Canigou (cf. fig. 16), est formé de granites alumineux, à biotite seule ou de granites plus leucocrates à biotite et muscovite (γ^2 bm). Il renferme des corps de gabbro-diorite ($\theta\eta$) et montre :

- d'une part, une grande abondance de septa d'orthogneiss du Cady et des micaschistes de Balatg permettant de reconstituer le cœur du synclinal couché de Balatg et son plissement dans l'antiforme E-W tardive D6 du Canigou (vallées de Py et gorges du Cady) ;

- d'autre part, une foliation magmatique fruste, assez plate, dessinant la structure de l'antiforme et un réseau de filons plats (sills) et verticaux disposés dans ses bordures latérales et apicales épousant ou recoupant les plis décamétriques à métriques P6. Les filons verticaux ont souvent des compositions de pegmatite : ils se développent dans le plan axial de l'antiforme (N100°E) jusqu'à plus de 800 m au-dessus du corps granitique principal, y compris dans le massif de Carança à l'Ouest et la haute vallée de la Lentilla à l'Est de la feuille ; mais le feuillet N-S de Prat Cabrera, incliné E 20°-40, est subparallèle à la foliation des gneiss de la terminaison périclinale est-Canigou.

γ^4 . **Tonalite et granodiorite à hornblende et biotite.** C'est le faciès le plus basique des granitoïdes (teneur élevée en Ca, Fe, Mg). Il constitue des volumes très importants dans le lobe oriental du pluton de Mont-Louis et dans la partie méridionale du pluton de Quérigut. Ce sont des roches de grain assez grossier (5 à 8 mm), à structure planaire et linéaire d'autant plus visible que les roches sont riches en biotite, hornblende et enclaves basiques magmatiques (EBM). Dans la région du pic Madrès (Nord-Ouest de la carte), ces faciès enveloppent tous les corps de diorite et gabbro. Ils forment aussi l'essentiel de la lame stratoïde du granite de Mont-Louis qui s'est mise en place au-dessus du second niveau calcaire de la Formation de Canaveilles, tout le long du bord nord des gneiss de la Carança. On les identifie dans les mylonites de la paléofaille de la Têt, par leur minéralogie caractéristique (allanite, plagioclases zonés et hornblende, très peu de feldspath potassique).

L'impossibilité de distinguer à coup sûr les faciès de tonalite des faciès plus riches en quartz et feldspath potassique, souvent plus leucocrates, a conduit à cartographier en γ^4 les variétés où la hornblende est bien visible à l'œil, sur le terrain, et en γ^{3-4} les variétés où la hornblende est rare ou

absente, mais d'aspect comparable quant à la gamme des teneurs en biotite. Le contact entre les faciès Y^4 et Y^{3-4} est toujours graduel.

Les compositions chimiques de ces deux types de roches montrent un large recouvrement, mais seul le groupe Y^4 atteint des compositions de tonalite (analyses publiées in Debon *et al.*, 1991 : Mont-Louis n° 13, 21, 68, 70, 71 ; Quérigut : LP1, L54, L55, L57, L65, L66, L68 ; voir aussi tabl. 11, n° 4 et 8 et tabl. 12, U2).

Une caractéristique de ces granitoïdes assez basiques est leur richesse en enclaves basiques magmatiques et la présence systématique, dans la matrice, de très petits fragments dispersés de ces enclaves (inférieurs au centimètre cube) constitués soit de gros plagioclases pœcilitiques englobant biotite et hornblende, soit d'un agrégat très fin de biotite, hornblende et plagioclase.

La composition minéralogique est à plagioclase dominant (30 à 50 %) en cristaux automorphes, souvent groupés en syneusis (gloméro-cristaux) avec un cœur atteignant le labrador (An 52-54) corrodé par une andésine zonée (An 45-30) dominante, avec taches d'antiperthites ; ce plagioclase est précoce car il n'inclut qu'exceptionnellement biotite ou hornblende. Le feldspath potassique (7 à 20 %) est toujours tardif, pœcilitique, de même que le quartz (15 à 30 %). La biotite est abondante (9 à 22 %), généralement orientée dans la foliation, avec mise en zone autour de la linéation magmatique. La hornblende (0,5 à 3 %) montre exceptionnellement des cœurs de clinopyroxène résiduel ou de cummingtonite (orthopyroxène précoce résorbé ?) ; elle est en baguettes de 3 à 10 mm orientées suivant la linéation ; c'est une hornblende actinolitique. Dans les minéraux accessoires : apatite, zircons précoces et allanite tardive avec inclusions de biotite et hornblende frangée de clinozoïzite ; ilménite et un peu de sphène.

γ^{3-4} . **Granodiorite et monzogranite sombre à biotite seule (ou hornblende rare).** Ce faciès apparaît à la bordure externe des plutons de Quérigut et de Millas (Sud de Mollitg), à la base de celui de Millas dans le secteur d'Eus-Arboussols, et à l'extrême base du laccolite de Mont-Louis où il est en relation directe avec les dykes d'alimentation développés dans les gneiss et micaschistes. Dans la langue laccolitique du Llar (flanc nord de la vallée de la Têt), il forme la moitié inférieure du laccolite. Ce faciès apparaît aussi systématiquement autour des enclaves de Paléozoïque dans le laccolite de Mont-Louis et plus exceptionnellement dans les digitations externes de la bordure orientale (Sansa, Ralleu). Ces faciès du pluton de Mont-Louis se distinguent de ceux de Millas et Quérigut par leur teneur plus élevée en Al, Mg et Ti, et la moindre abondance des enclaves basiques tabl. 11, n° 3 et 6 ; tabl. 12, U1 et UIb).

Composition minéralogique et ordre d'apparition de cristallisation des minéraux sont les mêmes que pour les tonalites-granodiorites à biotite et hornblende : plagioclase (An 45-35 avec cœurs à 50-55 % An) à antiperthites, biotite, microcline et quartz tardifs, sphène, ilménite.

$\rho\gamma^3$. **Monzogranite porphyroïde à biotite (faciès plus sombre)**. Il forme la moitié supérieure du laccolite du Llar à l'Est du pluton de Mont-Louis et, dans le pluton de Millas, une zone interne de la bordure sud (Campôme, Eus). Ces roches porphyroïdes, relativement riches en biotite et en enclaves basiques, ont une foliation magmatique bien marquée par les biotites, les plagioclases et les phénocristaux de feldspath potassique. Les phénocristaux de microcline ont de 1 à 3 cm et leur abondance varie de 10 à 30 %. Le quartz (~ 30 %) forme très souvent des gloméro-cristaux ocellaires de 1 à 2 cm.

Leur composition est très proche de celle des monzogranites notés Y " et ils passent toujours progressivement à ces derniers, dont ils constituent des faciès plus évolués. C'est le faciès dit de « la Serre d'Escale », cartographié par J.L. Joly (1982) et H. Messaoudi (1990) dans le pluton de Millas (tabl. II, n°2).

$\rho\gamma^2$. **Monzogranite porphyroïde à biotite (faciès plus clair)**. Ce type de granite est intrusif dans les granodiorites ou les monzogranites précédents encore à l'état magmatique, et déformé en même temps qu'eux pour les faciès cartographiés dans les environs d'Eus, de Mollitg ou sur la route de Catllar à Sourmia (pluton de Millas). Par contre, il forme de grands filons d'épaisseur déca- à hectométrique dans la bordure sud du pluton de Quérigut (vallée de la Castellane) où il recoupe les foliations déjà acquises de son encaissant. Il est en relation, vers le Nord, avec l'unité plus interne des granites porphyroïdes (adamellites), appelée « granite de roc Jalère » dans le pluton de Millas (Messaoudi, 1990) (tabl. 11, n° 1 et 6).

La matrice est à plagioclases automorphes zonés (An 40-15), quartz et microcline. Les phénocristaux (2 à 6 cm, 15 à 40 %) sont en microcline perthitique, zoné, à inclusions de plagioclases, biotite, parallèles aux faces. Les enclaves basiques sont moins abondantes que dans les $\rho\gamma^3$, et de répartition irrégulière. La biotite est de plus en plus ferrifère des tonalites Y⁴ aux monzogranites $\rho\gamma^2$.

γ^2 . **Granite à biotite alumineux (muscovite) à petits phénocristaux de microcline**. Ce faciès dit « granite de Rodès », n'apparaît que dans le pluton de Millas entre Eus et Rodès. Il y forme de nombreuses intrusions épaisses de quelques mètres à hectomètres, orientées N70E à E-W subverticales, qui recoupent les faciès γ^{3-4} , $\rho\gamma^3$, $\gamma^4\eta$, dont les foliations magmatiques déjà acquises étaient localement plissées, comme on peut

l'observer dans le remarquable affleurement de la Pédre (1 800 m au Nord d'Eus) ou entre les bains de Nossa et le point 589 m, à l'Est de la route d'Arboussols (D 13) et se prolongeant sur les feuilles voisines Rivesaltes et Céret. Les failles et bandes mylonitiques orientées N110E, altèrent beaucoup les rapports intrusifs initiaux qui sont cependant clairs à l'écart des couloirs mylonitiques à jeu inverse dextre.

Le microcline est dominant (40 %) avec 25 % de plagioclase et 25 % de quartz. Biotite et muscovite primaire sont en proportion identique (6 et 5 %). La matrice est à grain fin 0,5 à 2 mm et les seules enclaves sont des restites hyperalumineuses à biotite et sillimanite d'ordre centimétrique. Le microcline en petits phénocristaux abondants (1 à 2 cm) est maclé, avec zonation de perthites soulignée par des inclusions de petits plagioclases et biotite ; celui de la matrice est xénomorphe sans perthites. Le plagioclase est toujours automorphe zoné (An 28-20) et frange d'albite ; il forme des gloméro-cristaux par accolement en *synthesis* (tabl. 11, n° 12).

γ_{bm}^2 . **Leucogranites alumineux à biotite et muscovite, souvent filoniens et plus ou moins aplito-pegmatitiques.** Les leucogranites forment *pro parte* le granite profond du Canigou et son cortège filonien, ainsi que, dans l'appendice sud-oriental du pluton de Mont-Louis, le laccolite sommital de la « langue » laccolitique zonée du Llar, entre Fontpédrouse et Thuès, flanc nord de la vallée de la Têt.

Le corps principal du granite du Canigou entre Py et Vernet-les-Bains englobe de très nombreux septa de gneiss œillés du Cady et de micaschistes à sillimanite très peu déplacés. On peut y caractériser deux variétés de granite alumineux qui n'ont pas été distinguées sur la carte (tabl. 12, n° 8,9,10) : (1) un granite relativement cafémiqum à biotite dominante et rares enclaves biotitiques sombres à plagioclase. Ce faciès enveloppe généralement les corps de diorite et gabbro-diorite à hornblende avec frange réactionnelle de biotitisation (cf. fig. 15b, CAN2) ; et (2) un faciès plus leucocrate, riche en muscovite et sans enclaves basiques biotitiques, dont le spectre de terres rares, très fractionné, suggère une genèse dans la croûte granulitique profonde (cf. fig. 15b, CAN1). Ces deux faciès non cogénétiques (Fourcade, 1981) coexistent avec les leucosomes d'anatexie *in situ* des orthogneiss et micaschistes enclavés, dont le volume est beaucoup plus restreint. L'absence d'anomalie négative en europium et le très faible rapport Rb/Sr (1 à 2) distinguent ces leucogranites des autres leucogranites alumineux des Pyrénées.

Dans les massifs de Carança et du Canigou, les très nombreux filons notés γ_{bm}^2 forment, au toit du granite profond, un « chevelu » (cf. fig. 19) avec une tendance à s'intercaler vers le bas en sills subparallèles à la schistosité, mais la recoupant systématiquement ou en filons perpendiculaires aux axes des plis P4 orientés 150, et vers le haut en grands dykes sécants très inclinés vers

le Nord, orientés N80° à N110°E. Ces derniers montrent souvent une évolution du leucogranite vers des pegmatites à cœur de quartz et grand microcline gris bleuté avec parfois du béryl (tabl. 12, n° 11, 12, 13, 14).

Le leucogranite de Llar est presque hololeucocrate, à muscovite et grenat (alm-spes). Il injecte, à sa base le monzogranite porphyroïde p³. Son toit s'enfonce avec un pendage de 10 à 20° vers le Nord, sous les micaschistes entre Llar et le roc de l'Aigle, ou sous les calcaires subhorizontaux des Estalats ou du roc de Canougle, au Nord de Thuès.

Dans le massif de Millas, les filons de leucogranite et aplito-pegmatite à tourmaline, recoupent tous les faciès et enclaves, avec une direction E-W à 50E très incliné N ou S, alors que les plus anciens apparaissent proches de E-W, S20 à 30° dans la zone à foliation peu inclinée et plissée des granodiorites, développée entre Eus et Arboussols. Les filons y montrent une structure rubanée récurrente, définie par la granulométrie et les lits à tourmaline. Le plagioclase de ces leucogranites reste assez calcique (oligoclase à albite), biotite et muscovite sont très peu abondantes (tabl. 11, n° 12).

θη. Gabbros, diorites et quartz-diorites. Ces petits massifs de roches basiques sont toujours inclus dans les plutons de granodiorites γ^4 ou γ^{3-4} , sauf ceux du granite profond du Canigou, inclus dans un granite alumineux (vallon de Saint-Vincent et du Cady) ou directement dans l'encaissant de gneiss (Marquirol, col de Jou) ou de micaschistes (Py). Ce sont des roches vert sombre de grain moyen où hornblende et biotite varient en fonction de la composition. Localement, apparaissent des faciès de pegmatoïde basique à grands cristaux de hornblende et plagioclase.

La plupart des corps basiques montrent des roches d'aspect très variable par la granulométrie, la teneur en plagioclase, en quartz (0 à 20 %) et l'importance relative de la hornblende et de la biotite. Cette hétérogénéité est encore accentuée par les changements de composition des plagioclases et ferromagnésiens. Le plagioclase est très révélateur d'une cristallisation en plusieurs étapes avec des conditions différentes ; il est toujours très zoné avec deux hiatus de composition habituels (entre bytownite et labrador et entre labrador et andésine) séparant des portions à zonage varié, soit résorbées pour les plus basiques, soit reprises en association (syneusis) dans des gloméro-cristaux, par les zones les plus externes communes. Hornblende et biotite se moulent autour des plus gros plagioclases, et les études de pétrofabriques montrent une orientation de forme des cristaux comparable à celle de la matrice granodioritique (Marre, 1973 ; Pons, 1970). Ces roches n'étaient donc pas encore complètement cristallisées lorsque s'est achevée leur déformation visqueuse en même temps que celle des grani-toïdes des encaissants.

Les gabbros sont très rares sur cette feuille* : ce sont des faciès à grain fin, très mélanocrates, inclus dans les diorites quartzifères qui forment l'essentiel des massifs (par exemple à l'Est du Gorg Estelat ; au Sud de Py). Ils sont caractérisés par des plagioclases à cœur très calcique (An 85-90) inclus avec corrosion dans du labrador (An 60-52). Le ferromagnésien est une hornblende associée à très peu de biotite magnésienne. Il n'y a pas de pyroxènes contrairement à des gabbros de composition similaire dans d'autres parties des mêmes massifs, qui montrent des clinopyroxènes résorbés dans des hornblendes zonées et des orthopyroxènes en partie transformés en cummingtonite.

Les faciès les plus fréquents ont des compositions de diorite plus ou moins quartzifère ($\text{SiO}_2 > 55\%$). Il y a un hiatus de composition entre les diorites les plus quartzifères et les tonalites-granodiorites qui enveloppent les amas basiques (cf. fig. 15a et tabl. 11, n° 5, 9, 10).

$\gamma^4\eta$. Zone à enclaves basiques (dioritiques) abondantes dans une matrice de granodiorite ou de tonalite à biotite et hornblende. Dans la bordure sud des plutons de Quérigut et de Millas, ces zones enveloppent les amas basiques ($\theta\eta$) décrits ci-dessus. Ce sont des formations magmatiques très hétérogènes, d'épaisseur hectométrique à kilométrique, caractérisées par l'extrême abondance d'enclaves dioritiques de granulométrie et coloration variées, généralement fortement étirées et aplaties dans une matrice plus claire le plus souvent de grain plus grossier. Elles représentent des mélanges restés immiscibles pendant la mise en place du pluton, formés de fragments visqueux de corps basiques dispersés dans le magma tonalito-granodioritique. Les structures planaires et linéaires y sont particulièrement aisées à observer et on remarque souvent que la structure magmatique visqueuse de la matrice se prolonge à travers la limite des enclaves basiques, ce qui montre la déformation simultanée des deux types de roches.

$\mu\eta$. Microdiorites en filon ou en amas. On les trouve dans deux types de gisement : (1) à proximité immédiate des grands plutons, comme par exemple à la base du laccolite de Mont-Louis dans le Paléozoïque du flanc nord de l'anticlinal de Carança (gorge de Carança, Serrat de Fayet, rive gauche des gorges de Nyer) ou à l'Est du Gorg Estelat. Ce sont des diorites quartzifères à hornblende à grain fin à moyen ; et (2) en filons intrusifs dans le Paléozoïque du Confient, entre les plutons de Mont-Louis et de Quérigut.

Les filons présentent une texture grenue très fine, sans phénocristaux, non schistosée ; on y reconnaît un plagioclase andésine, hornblende et biotite,

* L'affleurement au Sud de la mine des Meners (NNE Fillols), affecté de la teinte vert foncé des gabbro-diorites, appartient en fait à une intercalation de marbre calcaire ou dolomitique de la Formation de Canaveilles (KC[4]).

parfois un peu de quartz. Ils développent une mince auréole de métamorphisme de contact lorsqu'ils sont d'épaisseur au moins décamétrique comme dans les shales carbonatés du Dévonien subautochtone au Nord de Flassa. Les différents gisements observés dessinent quatre alignements NW-SE ; du Nord au Sud :

- les filons qui jalonnent la faille d'Urbanya et celui de même nature qui plus à l'Ouest, recoupe clairement granodiorite et monzogranite au Nord du pic de la Rouquette où il est indiqué par erreur $\theta\eta$;

- les quatre pointements indiqués dans le Paléozoïque supérieur au Sud de Nohèdes, qui correspondent en réalité (B. Laumonier, nouvelles observations) à un même filon N130 subvertical d'épaisseur métrique, parfaitement continu et rectiligne depuis le Nord du roc Rouge jusqu'au roc de Sant-Julia. Il recoupe le contact tectonique précoce séparant les sous-unités structurales mont Coronat et roc Rouge ; mais il est recoupé par le contact de nappe séparant le Dévonien allochtone et autochtone, ce qui suggère le jeu de cet accident (alpin ?). Dans l'unité inférieure (autochtone) on retrouve le filon moins continu, depuis le Peyro jusqu'à la N 116 à l'aplomb de Marignans. Au total, c'est donc un filon de 9 km de longueur ;

- entre Olette et Thuir-d'Évol, le long du vallon d'Évol et un peu plus haut sur le flanc nord de la vallée, où les deux filons paraissent souvent adopter une position contrôlée par la schistosité de l'encaissant. On peut remarquer qu'ils se dirigent vers la petite zone de métamorphisme de contact, située un kilomètre au Nord du pic Lloumet, qui pourrait indiquer la présence d'un stock plutonique caché.

$\mu\gamma$, $\mu\gamma^2$. **Micro granités.** Ces filons sont peu fréquents. Les microgranites à biotite peu porphyriques ($\mu\gamma$) forment quelques filons E-W verticaux à l'Ouest de Canaveilles et dans les formations de Canaveilles de l'unité allochtone miocène du « bassin ferrifère » (Vernet-Taurinya). Dans le lobe du pluton de Quérigut, au Sud du Madrès, de grands filons de granite porphyroïde monzonitique ($\mu\gamma^2$) recourent en direction E-W et pendage subvertical, les différents faciès antérieurs du pluton ainsi que leur structure magmatique. De même que les nombreux filons de granite alumineux à biotite et muscovite qui recourent, en E-W vertical, le Sud des plutons de Quérigut et Millas ou l'antiforme de Carança-Canigou, ils indiquent un même champ de déformation à la fin de la mise en place des plutons et de l'antiforme du Canigou, où le plan σ_1 - σ_2 était E-W subvertical et G_3 proche de N-S horizontal.

Ab. Albitites. Il s'agit de la transformation de granitoïdes variés en une association à tendance monominérale albite ou albite + muscovite, par une altération hydrothermale métasomatique généralement contrôlée par des zones mylonitisées ou en bordure de celles-ci. Ce type d'altération existe le

long de la faille de la Têt en amont de Font Pédrouse (RN 116), mais elle est surtout développée au Nord de Catllar et immédiatement au Nord-Est de la feuille dans les granites du pluton de Millas. Lorsque les granitoïdes remplacés étaient très leucocrates, la transformation peut aboutir à créer des masses exploitables d'albite (cf. feuille Rivesaltes, au Sud de Tarerach, ou au Nord-Ouest de Mosset).

On trouvera une étude géochimique et minéralogique détaillée *in* V. Clavières(1990).

Les *albitites* se développent dans un système de percolation de fluides alcalins dans des conditions évaluées à 300-400 °C et ~ 3 kbar (profondeur probablement > 10 km) (Clavières, 1990 ; Pascal, 1979). Si, Ca, Fe, Mg et K sont extraits de la roche ; Ti, Zr et P paraissent inertes et leur enrichissement relatif indique une diminution de volume (lessivage du quartz essentiellement). Depuis les granites sains jusqu'au cœur des zones albitisées, on observe un front de disparition de Fe-Mg-Ca séparant une zone à albite (ou oligoclase) + quartz + feldspath potassique et une zone plus externe verdie, où biotite, amphibole et plagioclase basique disparaissent ; puis un front de disparition du quartz et apparition de la zone interne blanche feldspathique, où ne persiste dans l'albite à grain fin ou grossier qu'un peu de feldspath potassique et de rutile.

Les *muscovites hydrothermales* succèdent généralement à la feldspathisation préalable. Elles sont à phengite en équilibre avec une biotite très magnésienne dans les muscovites noires habituellement schistosées et d'aspect comparable à des ultramylonites noires.

L'âge de ces altérations est connu indirectement par des datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur les muscovites phengitiques et les biotites (Monié *et al.*, 1994). Loin des zones mylonitisées, des âges hercyniens partiellement rajeunis sont observés sur la biotite et les muscovites. À proximité des zones mylonitiques telles que celles de Cornes recoupées par la RD 13 au Nord de la feuille, ou celles de la bordure du massif à l'Est d'Eus, les biotites des granités non mylonitisés ont un spectre Ar/Ar en plateau, confirmé par un spectre d'âge de fusion ponctuelle au laser, qui indique la réhomogénéisation totale de l'argon vers 91 Ma (Cénomaniens). Pour les muscovites des mylonites elles-mêmes, correspondant aux muscovites hydrothermales succédant aux albitisations dans les six zones échantillonnées, on n'observe pas de plateau mais des âges répartis entre 90 Ma et l'âge tardihercynien initial des micas. On peut donc en déduire que lors du réchauffement céno-maniens du massif (pendant le métamorphisme nord-pyrénéen des fossés créacés qui bordaient la zone axiale), la température a atteint dans les zones mylonitiques environ 350 °C, très probablement en relation avec des advections hydrothermales guidées par ces failles, mais de durée trop faible pour

réhomogénéiser complètement les muscovites qui, elles, datent bien de l'Hercynien. Ces zones mylonitiques, à jeu inverse constant, reprenant les muscovitites elles-mêmes superposées aux albitites, on peut en déduire que les altérations hydrothermales métasomatiques sont bien en relation avec le refroidissement tardihercynien du massif granitique.

En relation avec ces phénomènes hydrothermaux métasomatiques, signalons l'importante zone de *muscovite à allanite*, au voisinage immédiat des anciennes mines de fer de Balatg sur le versant nord du Canigou, plaquée contre une zone mylonitique E-W.

Q. Quartz. De grands filons de quartz blanc épais de plus de dix mètres jalonnent les grandes failles sensiblement E-W des massifs de Carança et Canigou. On y trouve fréquemment associé des muscovitites vertes hydrothermales en veines anastomosées ou en lentilles et parfois des microclines. Il est remarquable que les failles tertiaires, comme celles de la Têt, de Py-Mantet-Fillols ou de Mariailles, recoupent ces filons, mais ne soient pas habituellement elles-mêmes silicifiées, sauf par des dépôts hydrothermaux des sources thermales (paléogriffons). Cependant, entre Casteil et le vallon de Saint-Vincent, les filons de quartz parallèles à la faille alpine NE-SW de Py-Fillols, depuis la vallée de la Rotja (Barolines) jusqu'aux bains de Vernet, pourraient représenter des filons « alpins ». Cette hypothèse est peu probable, à cause de la réorientation de l'ensemble du bloc gneissique au toit de la faille de Py-Fillols et des minéralisations à sidérite, barytine, Pb, Zn associées à ces filons (cf. « Gîtes minéraux »).

Aucune étude cinématique exhaustive de ces filons n'a encore été réalisée. Signalons le jeu le plus évident, en décrochement horizontal senestre, de celui qui coupe à Casteil l'entrée de la gorge du Cady. Au Sud (feuille Prats-de-Mollo), des filons de même orientation encore plus grands, ont un jeu en faille normale évident qui pourrait être d'âge stéphanien à permien. Une étude des inclusions fluides du grand filon des Esquerdes de Roja (Ayora et Casas, 1983) a montré un fluide très salin (20 % équivalent NaCl) avec Ca, K, Mg, Na et une température de 250 à 280 °C.

Âge de mise en place des granitoïdes

On peut le définir, d'une part de façon relative, en situant la mise en place des plutons par rapport aux déformations successives enregistrées et la position du métamorphisme de contact sur ces déformations, et d'autre part par la géochronologie isotopique qui, nous le verrons, donne des résultats dont les divergences suivant les méthodes employées nécessitent une discussion. Les résultats de ces deux approches, récemment présentées dans la « Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées » (Barnolas et Chiron, 1996), sont les suivants pour les plutons de cette feuille.

Relations avec les stades de l'évolution tectono-métamorphique.

Par rapport aux données structurales et thermiques (métamorphisme) de l'évolution des encaissants, les trois plutons calco-alcalins se mettent en place en même temps, après le stade précoce de raccourcissement horizontal qui a créé la schistosité majeure (Sm) ubiquiste (S3 de Laumonier et Guitard, 1978) et les systèmes de nappes et plis couchés dans le Dévonien (Raymond et Marre, 1988). Les blastèses des biotites, andalousite et cordiérite de l'auréole de métamorphisme de contact, débutent dans la partie interne de l'auréole après ou pendant une première génération de plissement de Sm et ces minéraux continuent à cristalliser après la dernière génération de ces plis (P7) dans la partie la plus externe de l'auréole. Seuls les plis et cisaillements, associés aux bandes mylonitiques orientées N80 à 120, tels que la faille de Mérens, la zone mylonitique de la paléofaille de la Têt ou celle de Molitg-Cattlar, sont contemporains du début de décroissance thermique, marqué par la déformation plastique intense et les paragenèses rétrogrades associées dans les granitoïdes plus ou moins mylonitisés et les mica-schistes encaissants. Un ordre de grandeur de 500 000 ans peut être évalué pour la durée de ces mises en place sur la base du calcul en conduction de la chaleur nécessaire pour créer l'épaisseur de 1 200 à 2 000 m des auréoles de contact au-dessus de la zone à biotite du métamorphisme régional, à l'Est du pluton de Mont-Louis (Guitard *et al.*, 1984). Les déformations tardives (D5 à D7 de Laumonier *et al.*, 1984), associées à la création de l'anticlinal de gneiss de Carança et de synclinaux comme celui de Villefranche, sont donc contemporaines de la mise en place des plutons qui se fait dans un très court intervalle de temps (cf. « Evolution tectonique »).

Pour le granite central du Canigou, on observe que sa foliation modérée est en gros ployée comme celle de l'antiforme, mais que les multiples enclaves de gneiss ceillés du Cady ou de mica-schistes de Balatg montrent les plis ouverts 120 à E-W à plans axiaux subverticaux sans schistosité associée et formés lors de la genèse de l'antiforme P6, recoupés par les contacts des feuillettes de granite. De plus, le réseau de grands filons E-W subverticaux de leucogranite alumineux et de pegmatite qui s'étend dans l'axe de l'antiforme depuis la vallée de Valmanya à l'Est, jusqu'aux leucogranites de Font-Romeu à l'Ouest de la feuille, indique clairement qu'au stade de raccourcissement horizontal à peu près N-S responsable de la genèse de l'anticlinal succède, à la fin de la mise en place des plutons, un nouveau champ de déformation où c'est l'extension qui devient N-S horizontale et contrôle la mise en place des magmas anatectiques. *In fine*, le retour à un régime compressif horizontal N-S s'impose pour expliquer les zones de cisaillement mylonitiques inverse dextre N80° à 120°E en conditions thermiques rétrogrades, les mises en place de plutons étant achevées.

Données de géochronologie isotopiques. Le granite « profond » du Canigou a fait l'objet de deux datations par la méthode Rb/Sr. En 1975, A. Vitrac-Michard avait réalisé une « errorchrone » à 328 ± 15 Ma dont l'échantillonnage a été démontré non cogénétique par une étude de géochimie isotopique de l'oxygène et des éléments traces par S. Fourcade (1981). Cet âge, très vieux (Dinantien) doit donc être considéré comme sans valeur. D'ailleurs, les monazites extraites par A. Vitrac-Michard donnaient un âge U/Pb concordant de 305 Ma, tout à fait cohérent avec l'âge de l'isochrone de qualité médiocre (MSWD =17) réalisée par R.L. Gibson (1989, inédit) avec uniquement des échantillons de granites alumineux apicaux, à 295 ± 12 Ma. Les muscovites des pegmatites associés ont donné en Ar/Ar, 305 ± 5 Ma (Cheilletz, 1995, inédit).

Le granite de Mont-Louis vient d'être daté dans le faciès de son unité III, développé en Espagne (feuille Bellver) par U/Pb sur les sphènes d'un endoskarn, à 305 ± 3 Ma (Romer et Soler, 1995). Le pluton de Quérigut a fait l'objet d'une révision de la datation initiale de A. Vitrac-Michard (1975) par Rb/Sr grâce à un contrôle géochimique du cogénéisme ou non des échantillons, complété de mesures nouvelles, par S. Fourcade et M. Javoy (1991) qui recommandent, après élimination de certains échantillons (granite central, aplites), de retenir un âge de 303 ± 10 Ma (MSWD 0.54).

Quant au pluton de Millas, on ne dispose que d'un échantillon du monzogranite de Molitg, qui se place sur l'isochrone nouvelle du granite de Quérigut entre les deux échantillons de faciès analogues de ce massif. De même, deux échantillons de granodiorites claires de la bordure sud du pluton de Mont-Louis analysés par A. Vitrac-Michard (1975) se placent sur la nouvelle isochrone Rb/Sr du Quérigut à 303 Ma.

Ces résultats confirment la mise en place subsynchrone des trois principaux plutons vers la limite Westphalien/Stéphanien et l'âge relatif légèrement plus jeune des leucogranites alumineux, recoupant les plutons calcoalcalins dans la partie sud du pluton de Millas, sur cette feuille, ou en massif autonome comme dans le Canigou. Ils permettent aussi de situer dans le Westphalien l'épisode des déformations précoces majeures, syn-Sm du bâti.

FORMATIONS TERTIAIRES (MIOCÈNE)

Les dépôts miocènes du Confient s'étagent entre 250 et 1 000 m d'altitude, et donnent, au-dessus des terrasses quaternaires relativement planes et cultivées, des collines arides le plus souvent boisées.

Au Sud, ils butent contre les gneiss et les micaschistes de l'escarpement nord du massif du Canigou. Au Nord, ils reposent en discordance sur les

terrains paléozoïques du synclinal de Villefranche et sur le granite de Quérigut-Millas, excepté dans le secteur de Marquixanes où le contact se fait par faille. Au Nord-Est de Prades, la Têt suit pratiquement leur limite.

Dans cet important remplissage détritique continental, ont été distinguées, à la suite de A.J. Pannekoek (1935) et en les précisant, les formations suivantes.

m1bM. Formation de Marquixanes. Aquitanien ?- Burdigalien inférieur (175 à 250 m). Localisée sur la bordure nord du bassin en bordure du massif de Quérigut-Millas, cette formation est constituée de sables arkosiques à granulométrie non triée, de teinte gris-bleu ou brunâtre. Près du contact on peut observer, au Nord de Marquixanes, la présence de gros blocs de granite (1-2 m³) emballés dans une argile rougeâtre. Au sommet, apparaissent des niveaux indurés par cimentation calcaire et des bancs calcaires le plus souvent discontinus.

D'après M. Calvet (1994), les coupes d'Eus à Cattlar montrent des faciès fins, lités, reposant directement sur le granite altéré encroûté de carbonate, ou sur les schistes, avec un pendage sud de 10 à 15° : la sédimentation a ennoyé et débordé vers le Nord, un relief de faille visible plus à l'Est, devenu inactif au cours de la sédimentation puis réactivé en basculement vers le Sud et exhumé par érosion de la partie supérieure de la série.

m1bC. Formation de Codalet. Burdigalien inférieur (environ 200 m). Bien visible dans le lit de la Llitera entre Taurinya et Prades et dans les collines entre Llonat et Finestret, elle est formée d'éléments empruntés à la série de Canaveilles (micaschistes, quartz, calcaires) emballés dans une matrice argileuse rougeâtre. Les éléments sont de petite taille et le plus souvent anguleux. Il y a des niveaux franchement argileux.

Cette formation paraît constituer le fond du bassin, dans sa partie centrale et sud-orientale. Son alimentation depuis le Nord-Ouest dans le secteur de Sirach est attestée par la présence de galets de schistes tachetés des contacts de granite et de calcaires dévoniens, alors qu'à l'Est, les galets exclusivement schisteux et les sens de transport observés indiquent une alimentation depuis les schistes des Aspres.

m1bL. Formation de la Lentilla. Burdigalien inférieur (environ 200 m après érosion). Elle fait partie, ainsi que la Formation d'Escaro (cf. *infra*), de l'ensemble à caractère fluviatile désigné par A.J. Pannekoek « faciès de Ternère ». Celui-ci a été redéfini afin de séparer les formations pliocènes (Ille-sur-Têt, feuille Rivesaltes) des formations plus anciennes d'âge miocène.

La Formation de la Lentilla, épaisse de plus de 200 m, se présente comme une alternance de niveaux à galets de gneiss, granités et schistes, bien roulés, emballés dans une matrice de sable et graviers, associés à des bancs de limons à concrétions calcaires. On y trouve également quelques niveaux de calcaire blanc, peu épais et discontinus (Serrat des Molins). Elle est bien visible dans le lit de la Lentilla, concordante au-dessus de la Formation de Marquixanes. Le contraste de type d'alimentation (gneiss en provenance du Sud-Ouest, au lieu de granite) et le caractère mieux trié des sables, s'opposent à la sédimentation non triée de la Formation de Marquixanes (Calvet, 1994) ainsi que l'absence de couleur rouge ou brune. Elle constitue la portion aval du fossé, dans son axe.

m1bE. **Formation d'Escaro. Miocène inférieur p.p.** (500-600 m). Dans la partie occidentale du bassin, entre Prades et Escaro, cette formation de teinte générale jaunâtre est constituée par une alternance de sables grossiers quartzo-feldspathiques très mal triés et de niveaux à gros blocs, essentiellement de gneiss, de dimension métrique. L'érosion y donne des « bad-lands » typiques. Les faciès essentiels sont des décharges torrentielles hétérométriques à blocs restés anguleux et très frais.

La prédominance des gneiss indique le massif du Canigou et de la Carança comme origine des dépôts. Cependant, entre Comeilla-de-Conflent et Taurinya on peut trouver des micaschistes, dolomies ankéritiques, calcaires dévoniens provenant des secteurs de Canaveilles, Jujols et Villefranche-de-Conflent. C'est dans cette zone que O. Mengel avait signalé des blocs à sections d'hippurites ; ils ont été retrouvés mais les affleurements de Crétacé supérieur dont ils proviennent demeurent inconnus. A la base, près de Sahorre, dans le lit de la Rotja, on observe des sables arkosiques grossiers, avec une alternance de niveaux rougeâtres et verdâtres, qui rappellent le faciès de la Formation de Marquixanes.

Sur sa bordure nord, de l'Est à l'Ouest on peut observer la concordance des dépôts grossiers à blocs de gneiss sur la Formation de Codalet, puis sur le Dévonien ou les schistes de Jujols, mais avec des pendages de 30 à 40° vers le Sud-Est subparallèles à la pente du substrat, qui suggèrent un basculement vers le Sud plus ou moins synchrone des dépôts, d'origine tectonique. La bordure sud a un fort pendage vers le Nord. Elle est très complexe par ses jeux tectoniques et montre de nombreuses écaillés du socle du Canigou embouties dans les dépôts (cf. *infra* et « Évolution tectonique »).

L'épaisseur peut être estimée au minimum à 500 m au Nord de Clara et 600 m au Nord d'Escaro.

Relations entre les formations (fig. 10)

Dans la zone occidentale, entre Escaro et Vernet, seule la Formation d'Escaro est visible. C'est dans la zone centrale, entre Prades et Vinça, que l'on peut observer les relations entre les différentes formations.

Au Sud de Marquixanes, la Formation de la Lentilla repose sur la Formation de Marquixanes et passe latéralement vers le Sud à la partie haute de la Formation de Codalet. Le synchronisme des deux faciès est attesté par la disposition spatiale des affleurements, et confirmé par la présence dans la Formation de Codalet de chenaux fluviaux présentant le même faciès que les niveaux fluviaux de la formation de la Lentilla (Correc de Boutas, par exemple au Nord d'Espira), mais avec une organisation sédimentologique de l'écoulement W → E.

Par ailleurs, on peut voir, à la base de la Formation de la Lentilla, des niveaux à gros blocs de gneiss comparables à ceux de la Formation d'Escaro. Cette observation permet de penser que la série fluviale de la Lentilla est au moins en partie un équivalent latéral plus distal des dépôts de la zone occidentale, comme le confirme le meilleur classement des sables et l'identité de la fraction argileuse, à large dominante de smectites (Calvet, 1994).

Les faciès de Marquixanes et de Codalet sont des faciès de bordure latérale et du fond initial du fossé, le premier associé au granite de Quérigut et le second lié à la ceinture micaschisteuse du massif du Canigou. A l'Ouest, le faciès d'Escaro est un faciès de piémont des gneiss du Canigou qui passe en continu, dans l'axe du bassin, à la formation subcontemporaine de la Lentilla. A l'évolution précoce dans la direction N-S, se surimpose une variation des faciès dans la direction propre du bassin, probablement accentuée en fossé tectonique : la série d'Escaro a alimenté la formation fluviale de la Lentilla.

Cette organisation traduit la coexistence de deux systèmes de drainage, l'un d'orientation méridienne responsable du dépôt des faciès initiaux de bordure, l'autre de direction catalane, axe de drainage principal vers la Méditerranée (paléovallée de la Têt).

Éléments de datation

Ce remplissage détritique a longtemps été attribué au Pliocène. En fait, la Formation de la Lentilla a fourni dans plusieurs gisements situés près d'Espira-de-Conflent (Bandet, 1975) des restes (dents) de mammifères (ours, cerf, etc.) et de tortues (fragments de carapaces) qui indiquent le Burdigalien inférieur (Baudelot et Crouzel, 1974). Le remplissage détritique est donc partiellement plus ancien.

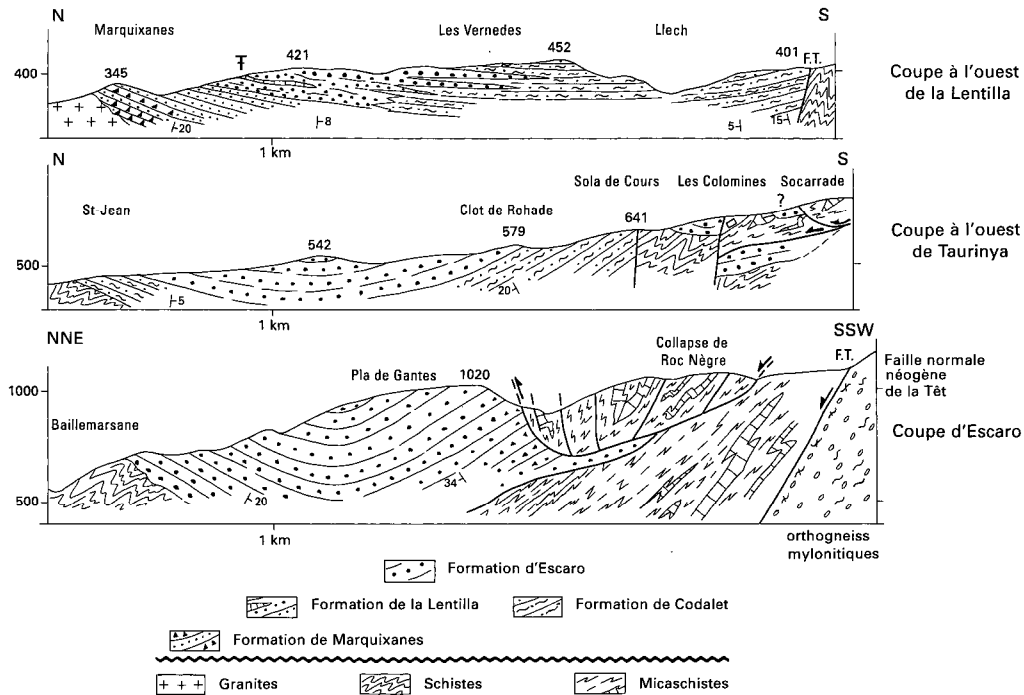


Fig. 10 - Trois coupes à travers le fossé lacustre-fluvial miocène du Conflent
(d'après Calvet, 1994-1997, complété sur la coupe la plus occidentale)

La découverte de cette faune de la Lentilla constitue un progrès évident, mais ne règle pas le problème des relations entre les formations du Confient et les formations détritiques du Roussillon qui sont attribuées maintenant au Pliocène basal. La difficulté vient du fait que les faciès observés dans ces formations continentales pliocènes à l'Est de la feuille (Ille-sur-Têt) sont très comparables à ceux du Miocène du Confient dont elles proviennent précisément, au moins en grande partie, par remaniement. Pour M. Calvet (1994), les formations fluvio-deltaïques pliocènes, restées horizontales, se distingueraient à l'Est de la feuille des formations de Codalet qui les supportent fortement inclinées vers le Nord et affectées de failles fossilisées par le Pliocène marin, puis continental. Le Pliocène continental n'est pas représenté sur cette feuille dans les termes les plus élevés de la Formation de la Lentilla.

Tectonique du bassin néogène

Le bassin néogène de Prades est un bassin intramontagneux dont l'orientation est guidée par des failles d'effondrement (faille de la Têt) orientées N60°E, obliquement par rapport aux éléments structuraux majeurs de la chaîne tels le synclinal de Villefranche et la faille de Mérens.

Au Sud, sur la bordure nord du massif du Canigou, le jeu normal de failles à rejet très important, a donné naissance aux reliefs gneissiques (pour l'essentiel) qui ont alimenté en blocs la Formation d'Escaro. Des panneaux de micaschistes puis de gneiss ont glissé sur cette formation constituant des klipptes de taille kilométrique (Huard, 1972 ; Huard et Pélissonnier, 1969). Ces mouvements sont ainsi datés du Miocène inférieur.

Au Nord, le rejet des accidents paraît plus faible. À cette dissymétrie correspond celle de la structure du bassin avec des couches inclinées de 30° à 50° vers le centre dans la région de Codalet de 5° à 10° vers le Sud dans la moitié nord. Sur la bordure sud, dans la Formation de Codalet, les pendages vers le Nord atteignent 20 à 30°. Le bassin a donc une forme synclinale, les pendages ne pouvant être attribués intégralement à une pente sédimentologique synchrone des dépôts. Des miroirs de failles observables localement attestent l'existence d'accidents, difficiles à cartographier en l'absence de niveaux repères suffisamment continus dans les formations détritiques. Elles traduisent des déformations synsédimentaires.

La Formation du col de Fins

Depuis la réalisation de la carte, M. Calvet (1994) a identifié au-dessus de la Formation d'Escaro, vers 900 m, sur la crête des Garbères au Nord d'Aytua, un dépôt détritique extrêmement chargé en galets et blocs usés de quartz ou de granités à deux micas, avec une matrice très riche en kaolin,

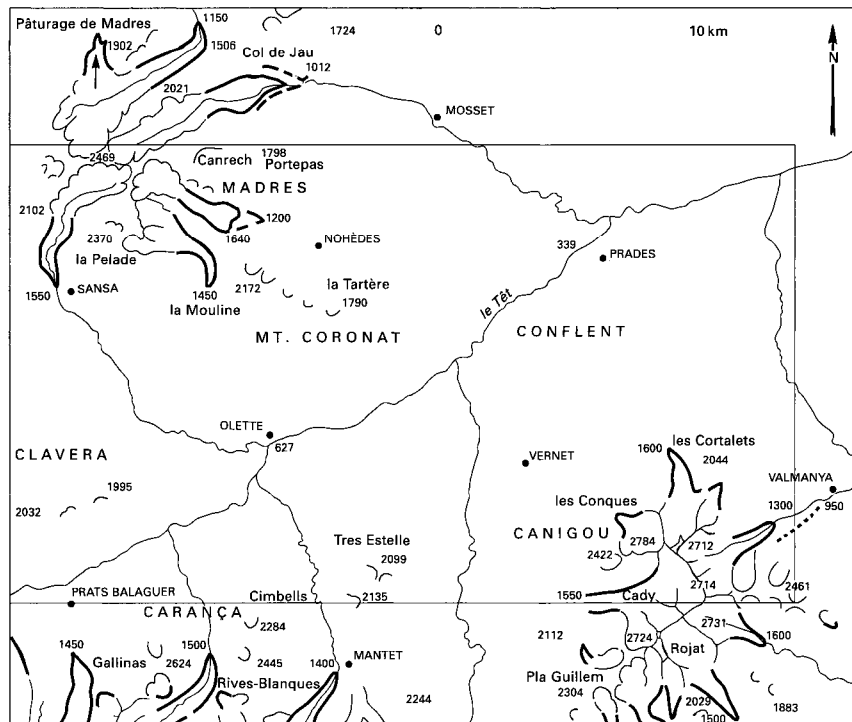







Fig. 11 Carte des formes glaciaires des massifs du Madrès, du Canigou et de la Carança
 (d'après Calvet, 1994-1997 et les travaux de G. Viers, D. Serrat et G. Soutadé)

-  Niches isolées, niches de nivation, englacement possible ou douteux
-  Cirques glaciaires nets et rebords d'auge
-  Crêtes de recoupement glaciaires
-  Grands cordons morainiques latéraux et frontaux, en général wurmiens; moraines du "Riss"; moraines anciennes
-  Diffuences

alors que les formations burdigaliennes n'en contiennent que très peu. Il propose, sur l'indice de cette minéralogie caractéristique des dépôts du Miocène supérieur, d'en faire un dépôt de cet âge. Cette formation paraît fossiliser le contact tectonique de la Formation d'Escaro et des gneiss au col de Fins et celui des gneiss sur les micaschistes entre Vernet et Fillols. La relative abondance des galets de granites à deux micas dans cette formation, alors que la Formation d'Escaro n'en contient pas, indique la progression de l'érosion dans le massif du Canigou, puisque seul le granite profond et les grands filons qui en émanent peuvent donner ces galets.

FORMATIONS SUPERFICIELLES - QUATERNAIRE

Gy. Würm. Moraines des vallées (massif du Madrès). Au Quaternaire, les vallées qui dissèquent les versants sud et est du massif du Madrès ont été occupées par de petits glaciers dont la longueur n'a pas dépassé 4 à 5 km même en pleine expansion. Ils dépendaient, au pied de reliefs relativement peu élevés (2 350 à 2 469 m), d'aires d'alimentation restreintes (10 à 15 km²), et leur exposition au Sud et au Sud-Est favorisait l'ablation. Cependant, une grande partie des précipitations neigeuses provenait de cette direction tandis que les vents d'Ouest amenaient la neige balayée sur les hautes surfaces du massif. L'enneigement relativement plus important explique sans doute la netteté des cirques du versant est. Le niveau d'équilibre glaciaire devait se trouver vers 2 100 m du maximum (fig. 11).

L'appareil le plus important fut celui de la vallée de Nohèdes qui est descendu se coincer à 1 200 m d'altitude dans le défilé de Montailha*. Lors du maximum d'expansion, il a édifié des moraines latérales assez bien conservées malgré le remaniement ultérieur (EGy). Puis son front a stationné vers 1 500 m, construisant le beau vallum de la Jassa Enterrada.

La langue de glace issue de la Coume de Pontails, au Sud du Madrès, semble n'être pas descendue plus bas que 1 500 m dans la vallée de Sansa. Elle a édifié sur sa rive droite la moraine des Estagnols, provoquant ainsi l'obturation latérale à matériel fluvio-lacustre du Pla de l'Orry.

Le fond de l'étroite vallée d'Évol est occupé entre 1 400 et 1 800 m (fontaine Grosse) par du matériel morainique très remanié par les écoulements proglaciaires, laissé par la langue de glace qui descendait du cirque de Gorg Nègre.

* Entre 1 400 et 1 200 m, il s'agit d'un très beau glissement, probablement aux dépens d'une moraine antérieure.

Ces accumulations correspondent aux « moraines externes » du massif du Madrès ; elles sont constituées de blocs granitiques, de toutes tailles, les uns frais, d'autres altérés à cœur et d'une matrice sablo-graveleuse abondante.

En amont du replat alluvial qui comble la dépression laissée par le glacier en arrière du vallum de Jassa Enterrada, se succèdent des arcs morainiques qu'échancre le torrent issu du Gorg Estelat. D'après leur position altitudinale et leur forme, ils sont l'équivalent des moraines internes, moyennes, du Canigou, constituées de blocs pluridécimétriques et d'une matrice peu abondante.

Gy. Würm. Glaciaire du massif du Canigou. Le massif du Canigou est le secteur le plus oriental des Pyrénées qui ait été englacé au Quaternaire. Mais les appareils glaciaires ne furent que de petits glaciers dont la longueur ne dépassa pas 5 km au maximum de leur expansion. En effet, ils se sont développés au pied de reliefs peu élevés, étaient alimentés par des zones d'accumulations restreintes et empruntaient des vallées confluent bien trop bas pour qu'ils aient eu la possibilité de se réunir en langues plus puissantes. Le niveau d'équilibre glaciaire se situait approximativement à 2 200 m lors du maximum, soit bien plus haut que dans le massif du Carlit et que dans les Pyrénées centrales où les conditions climatiques étaient fort différentes (influence atlantique). La longueur relativement plus importante des glaciers du versant oriental semble indiquer que les précipitations neigeuses étaient apportées en grande partie par les vents d'Est et du Sud-Est (« marin ») (fig. 11).

La disposition et la constitution des accumulations morainiques mettent en évidence la succession de trois stades d'une même glaciation, dont les matériaux morainiques très « frais » justifient l'âge wurmien. Une seule relique d'un événement glaciaire antérieur a été identifiée par M. Calvet (1994), contrairement aux données de G. Viers (1966) et postérieurement au dessin de la carte. Elle est conservée avec un faciès altéré jusqu'à 950 m d'altitude rive sud de la haute vallée de la Lentilla, au Sud de Velmanya. Ces vestiges de glaciations antérieures au Würm sont mieux représentés en Cerdagne, à l'Ouest de la feuille.

Pendant le stade de stationnement qui a suivi la phase d'expansion du maximum glaciaire wurmien, les glaciers ont édifié à des altitudes assez basses des moraines latérales (vallée de la Lentilla* entre 1 300 et 1 700 m, vallée de la Llitera entre 1 400 et 1 700 m, secteur du refuge de Balatg, rive droite du ruisseau du Cady) et, le plus souvent, des accumulations (de 1 300 à 1 700 m : vallon du Clots d'Estabell, indiquées en E sur la carte, haut

* Une erreur de dessin a conduit à figurer en éboulis de pente (E) les moraines du ravin du Roc, séparant ce ravin de la Lentilla, au Nord de la cote 1 659 m. Il en est de même pour les moraines terminales du Riuferrer, au Nord de la baraque du Faig.

bassin du riu Saint-Vincent ; Cady entre 2 000 et 2 200 m). Elles sont peu remaniées par les eaux proglaciaires, mais les entailles dues au ravinement ultérieur montrent que leur épaisseur est comprise entre 10 et 50 m. Ces « moraines externes, inférieures » sont constituées d'une arène graveleuse jaunâtre, abondante, et de blocs de toutes tailles, certains énormes et frais, d'autres très altérés et friables (arrachés aux surfaces préglaciaires). Elles sont recouvertes par une pelouse qu'autorise l'humidité conservée par les sédiments fins et les limons abondants. Les vallons barrés par ces moraines ont été remblayés par du matériel fluvio-lacustre (obturation latérale) comme à la Jasse de Cady.

Après une période d'amaigrissement, le front des langues glaciaires a stationné à une altitude de 200 à 300 m supérieure à celle des derniers dépôts externes. Elles y ont construit des arcs et lobes morainiques volumineux, en forme de rempart à convexité et glacis dirigés vers l'aval. Ils contiennent dans leur concavité des cordons plus bas, emboîtés, qui témoignent du retrait saccadé de la glace.

L'importance des volumes accumulés au regard des dimensions plutôt modestes des langues de glace suggère une possible réavancée de celles-ci : on aurait en partie des moraines de poussée. Ces « moraines internes, moyennes », sont constituées de blocs anguleux de taille pluridécimétrique et d'une arène tenant bien moins de place que dans les précédentes. Elles ne portent qu'une végétation arbustive (genêt).

Au-dessus de 2 300 m aux expositions est et nord, 2 400 à 2 500 m aux expositions ouest et sud, les cirques sont encombrés par des cordons et croissants morainiques constitués uniquement de blocs anguleux et frais. Ces « moraines de cirques, supérieures » ne portent pratiquement pas de végétation hormis des bouquets isolés de fougères et de rhododendrons. Ces dépôts sont particulièrement nets dans les hauts cirques du Riuferrer et de Coumelade (où ils sont *p.p.* représentés en E, la figure 11 en donnant une meilleure localisation).

Gz. Tardiglaciaire. Moraines de cirques (massif du Madrès). Les petits cirques à expositions nord, est et sud-est qui incisent la crête pic du Bernard-Sauvage-Madrès-roc Nègre-Pla des Gourgs ont abrité les dernières langues de glace du Néoglaciare (ou Tardiglaciaire). Elles ont construit au-dessus de 2 000 à 2 100 m, selon les expositions, un grand nombre de cordons et arcs morainiques plus ou moins emboîtés qui marquent les étapes du retrait jusqu'aux derniers névés permanents, à l'ombre des hautes parois et aujourd'hui disparus. Ces langues peu vigoureuses et très chargées en débris devaient être, au moins en aval, des glaciers rocheux. Le matériel accumulé consiste en blocs anguleux et frais entre lesquels il n'y a pas d'éléments fins : la végétation y est donc à peu près absente.

L'appareil tardiglaciaire le plus important était installé dans le cirque de Gorg Blau ; ses moraines basses sont remaniées et participent au remplissage fluvio-lacustre de l'ombilic partiellement occupé par le lac de Gorg Estelat (EGz). Les ultimes arpens de glace ont dû se maintenir sur le versant de Castellane à exposition nord.

FL-T. Dépôts fluvio-lacustres et tourbières. Derrière des barrages morainiques ou des verrous rocheux, les ombilics libérés par la glace en retrait ont été occupés par des lacs peu à peu comblés par les apports torrentiels et par la croissance de végétaux lacustres. Il en résulte des « plas » au sol marécageux ou tourbeux, étagés dans les vallées. L'étude des pollens préservés dans ces tourbières a permis de reconstituer les variations du couvert végétal au cours de l'Holocène et d'en déduire les tendances des variations climatiques qui contrôlaient les modifications végétales (Jalut, 1977).

Fw. Haute terrasse. C'est la plus ancienne des terrasses qui ont entaillé le Miocène du bassin de Prades pendant le Quaternaire. Elle constitue, à 100 m environ au-dessus du lit actuel de la Têt, un replat disséqué par les affluents de rive droite, portant les villages de Llonat et de Sirach. Elle est constituée par des éléments remaniés de la Formation d'Escaro (blocs de gneiss essentiellement) dans une matrice sableuse qui prend une teinte rougeâtre à la base. On lui a attaché le matériel qui, au Nord de Fillols, domine de 80 à 100 m environ sur la rive droite le cours du riu de Fillols au débouché du massif du Canigou. Elle pourrait correspondre aux alluvions anciennes, préglaciaires, de Cerdagne et du Capcir.

Dans la haute vallée de la Têt entre Olette et la Cerdagne, la signification des plages d'alluvion Fw est moins claire. Il s'agit en fait de replats développés surtout sur le flanc sud de la vallée, où ils tronquent les facettes de l'escarpement de faille de la Têt. Ces replats montrent exceptionnellement des dépôts alluviaux nets, mais très altérés comme à Prats-Balaguer (Calvet, 1994). Ils apparaissent entre 1 400 et 1 300 m sur le flanc sud où ils se raccordent vers l'Ouest au replat de Planès et du col de la Perche. Cette surface est à présent datée en Cerdagne (Calvet, 1994) du Pliocène supérieur au Quaternaire très ancien. Ce sont d'Ouest en Est les replats de Prats-Balaguer, du mas del Baret et du cortal Brillès. Sur le flanc nord de la vallée quelques replats analogues sont situés environ 100 m plus bas (Ouest de Fontpédrouse, Llar, Canaveilles).

Fx. Moyenne terrasse. Constituée de cailloutis à gros éléments peu roulés, plus variés que ceux de la terrasse Fw avec notamment des schistes et des calcaires, elle domine de 30 m environ le lit de la Têt, de la Lentilla et du Llech. Elle se raccorde altitudinalement, dans la vallée de la Llitera, aux replats alluviaux de Saint-Michel-de-Cuxa et de Taurinya. Des

lambeaux sont conservés sur les flancs de la vallée de la Têt en amont de la cluse de Villefranche : à Sardinia, Joncet, Marians, Thuès, Fontpédrouse peut-être*, où ils sont particulièrement épais en amont de la gorge des Graus de Canaveilles et perchés à 60 à 80 m au-dessus du lit actuel : ils pourraient traduire une accumulation fluviale en amont de l'obstruction de la vallée surcreusée actuellement dans la gorge des Graux (Calvet, 1994). Souvent, la N 116 est construite sur ce replat.

Fy. **Basse terrasse.** Située à une altitude de 2 à 10 m au-dessus du lit actuel de la Têt et de ses affluents, elle forme des étendues relativement importantes dans le bassin de Prades. Si la terrasse de la Lentilla est très caillouteuse, ailleurs les dépôts sont plus limoneux et fertiles et occupés par des cultures et des vergers.

La moyenne et la basse terrasse sont probablement contemporaines des deux stades principaux de la glaciation quaternaire.

Fz. **Alluvions actuelles.** Tous les cours d'eau ayant un régime torrentiel, leurs alluvions actuelles sont constituées de matériaux grossiers : blocs, galets, graviers et sables remaniés au gré des crues. La très basse terrasse de la Têt (0 à 2 m), inondable, est partiellement cultivée. Les très fortes crues centennales liées à une pluviosité exceptionnelle, comme celle de 1940, ont laissé des épandages de gros blocs notamment à Vernet-les-Bains et dans la haute Lentilla (Velmanya), ou en 1993 dans la vallée de Mantet.

E. **Éboulis.** Résultant de la gélifraction des roches à nu, ils forment, à la base des parois des cirques glaciaires, des talus et des cônes souvent confondus avec les moraines de cirques qu'ils recouvrent parfois partiellement. Leur édification se poursuit sous l'effet du gel, des éboulements et des avalanches. À basse altitude, il s'agit de nappes d'épaisseur fort variable de débris gélifractés, constituées au pied de fortes pentes et de falaises (entre Olette et Joncet par ex.) auxquelles s'ajoutent des éboulements et écoulements en masse. L'un des glissements le plus spectaculaire est le glissement en masse de Marignans, à l'Est de Sardinia, développé entre la cote 800 m et le lit de la Têt à 550 m. La falaise continue, haute de 200 m, qui de Thuès au défilé des Graus de Canaveilles forme la paroi inférieure nord de la vallée de la Têt, est affectée d'écroulements fréquents et tapissée d'éboulis vifs.

Comme signalé à propos des moraines moyennes et supérieures du Tardi-glaciaire, voire de l'épisode wurmien majeur, la cartographie sous la dénomination éboulis (E) inclut *pro parte* ces appareils morainiques dont la figure 11 propose une représentation plus exacte.

La relique de terrasse notée Fz, flanc sud de la vallée, est à rattacher aux terrasses Fx.

CONDITIONS DE FORMATION DES ENTITÉS GÉOLOGIQUES

MAGMATISME ANTÉHERCYNINIEN

Deux classes de magmatites antéhercyniennes entièrement distinctes quant à leur signification, bien qu'assez étroitement associées sur le terrain, caractérisent la feuille Prades et le massif du Canigou.

Métagranitoïdes du socle fini-précambrien

Ils appartiennent à une série magmatique calco-alcaline ferrifère représentée par les orthogneiss G2 et G3. Ces granitoïdes cadomiens sont sans métabasites associées. Dans les paragneiss qui leur sont associés dans les massifs voisins des Albères, de l'Aston ou de l'Agly, il n'a pas été possible de caractériser les attributs d'une éventuelle orogénèse (panafricaine ou cadomienne) d'âge protérozoïque supérieur.

Magmatites acides avec lentilles basiques associées

Formant des masses beaucoup plus restreintes, en gisement dans la couverture de ce socle ou à la limite socle/couverture, elles forment un ensemble composite dans lequel plusieurs formations doivent être distinguées.

- **Magmatites soulignant la limite socle/couverture.** Ce sont les orthogneiss de transition formant un tégument remarquablement continu dans le Canigou, reposant soit directement sur le socle, soit à une très faible distance de ce dernier. Pour eux se pose le problème de leur appartenance stratigraphique : constituent-ils une formation propre (= Formation de Carança) sur laquelle repose la Formation de Canaveilles d'origine marine, ou représentent-ils la base de cette même formation dont ils souligneraient la limite avec le socle ?

- **Magmatites intercalées dans les formations de Canaveilles et de Cabrils.** Un premier groupe de minces intercalations - avec cependant la remarquable exception des gneiss de Quazemi - est bien développé à la base de la Formation de Canaveilles, à proximité immédiate du premier faisceau carbonaté. Les gneiss de Quazemi se situent sensiblement au niveau du second faisceau carbonaté où se serait développé le laccolite d'âge minimum ordovicien supérieur d'après la datation Pb/Pb. C'est à cet ensemble que se rattachent la plupart des lentilles basiques.

Un second groupe, réduit à de très minces intercalations de porphyroïdes, existe au sommet de la Formation de Canaveilles (au-dessus du cinquième faisceau carbonaté) et dans la Formation de Cabrils. Il s'agit de niveaux, d'épaisseur métrique à décimétrique, affleurant dans la région d'Olette,

entre Oreilla et Talau (horizon de Tourol, connu sur près de 5 km, par exemple) et au Nord du Canigou, au Sud d'Estoher. Ces porphyroïdes sont d'anciens tufs ou tuffites le plus souvent albitisés. Quelques analyses chimiques en sont données dans le tableau 9.

Deux séries magmatiques sont représentées parmi les magmatites acides et basiques mises en place dans la base de la couverture paléozoïque ou à la limite avec le socle : d'une part une série de type tholéitique remarquablement illustrée par les gneiss de Quazemi, spécialement par les orthogneiss de l'horizon de Marialles et les lentilles basiques à amphibole ferrifère qui s'y rattachent ; d'autre part une série de type calco-alcalin classique, les termes de ces deux séries pouvant être associés dans le même gisement. Les porphyroïdes se rattachent complètement à cette dernière série. La présence d'un magmatisme à caractère tholéitique dans une série lithologique de type plate-forme ou mer épicontinentale, au voisinage d'un socle, n'est pas surprenante et se comprend facilement en régime distensif. Son association à un magmatisme calco-alcalin peut surprendre mais les deux magmatismes ne sont probablement pas contemporains, la série tholéitique datée de l'Ordovicien supérieur-Silurien pouvant être intrusive. Reste à préciser les relations entre les métabasites du socle et celles de la couverture. La présence de roches à ferro-hornblende communes aux deux domaines suggère une possible filiation : les orthoamphibolites du socle seraient à l'origine des filons en liaison avec les épanchements ou les intrusions de la base de la couverture. Ce type de relation peut d'ailleurs être étendu à certaines intercalations acides dans les orthogneiss du socle, mais, parmi ces dernières, il en est qui sont incontestablement de filiation calco-alcaline ferrifère tel le gneiss de Barolines, et seraient donc précambriennes.

PALÉOZOÏQUE ANTÉ-OROGÉNIQUE

Cambrien

Le Supergroupe de Canaveilles-Jujols trouve bien sa place dans la branche sud de l'orogène hercynien : il s'intègre au domaine méridional de l'orogène pour sa partie basale caractérisée par une série schisto-grauwackeuse et carbonatée comme dans les chaînes côtières catalanes, le centre Ibérie, la Sardaigne et la Montagne noire. Par contre, les Pyrénées centrales et les massifs nord-pyrénéens et basques ne montrent pas cette partie inférieure riche en bancs carbonatés du Cambrien inférieur oriental. On peut au Précambrien terminal ou Cambrien basal reconstituer lors de la sédimentation des formations de Canaveilles et de Cabrils, une paléogéographie avec un domaine très probablement dépourvu de dépôts vers le Nord et l'Ouest des Pyrénées, et au Sud un bassin ouvert (Pyrénées orientales) à sédimenta-

tion fine, souvent euxinique et carbonatée (horizons I à V) où une composante volcanique augmente en direction du Sud.

Au Cambrien inférieur avec la Formation d'Évol, la sédimentation devient générale dans les Pyrénées : c'est une transgression du Sud-Est vers le Nord-Ouest, visible entre le Confient et le massif de l'Hospitalet par exemple : des conglomérats intraformationnels au Sud (Évol) et de base vers l'Ouest et le Nord, avec une sédimentation carbonatée sporadique (horizon VI). On peut donc étendre aux Pyrénées, l'interprétation faite en Espagne centrale (Capote *et al*, 1977 ; Linan et Gamez-Vintaned, 1993) du colmatage d'un bassin turbiditique suivi de l'installation d'une plate-forme transgressive carbonatée puis silicoclastique. Par contre, la plate-forme carbonatée du Cambrien inférieur de la Montagne noire ou de Sardaigne, n'est pas aussi nettement représentée dans les Pyrénées orientales où seul le Vallespir montre des horizons carbonatés massifs (VII et VIII). C'est à ce niveau que se situerait la faune d'archéocyathes botomienne de Terrades dans les Pyrénées catalanes.

Dans l'interprétation lithostratigraphique de B. Laumonier (1996, 1998) ici proposée, le Cambrien moyen-supérieur serait représenté dans le Groupe de Jujols dont la sédimentation détritique de silts rubanés, régulière dans tout le domaine, traduirait un approfondissement du bassin. Il y aurait donc dans le socle des Pyrénées, sauf au Pays Basque et dans le Mouthoumet, une lacune de l'essentiel de l'Ordovicien inférieur.

Ordovicien supérieur

À l'échelle de la région, comme cela est bien montré sur tout le versant espagnol du massif du Canigou (Hartevelt, 1970 ; Santanach, 1972) et plus récemment généralisé par B. Laumonier (1996), la formation conglomératique de base est discordante sur les terrains antérieurs faiblement déformés et érodés avec, localement identifiables, des altérites de surface rouges remaniées dans des conglomérats de type « débris-flow » (Cerdagne, Nord de Belver).

Sur la feuille Prades, ni discordance, ni volcanisme ne sont décelables, mais au Sud de Ribas-de-Freser, un volcanisme bimodal est bien développé ainsi que plus loin vers l'Ouest, des basaltes alcalins au Sud de Lourdes. Par ailleurs, les métagranites à tendance tholéitique ferrifère du Canigou associés aux ferrodiorites-ferrobasaltes de type Quazemi, datés au minimum à 425 Ma, peuvent participer à cet épisode magmatique qui serait synchrone d'un régime en extension.

Silurien

Le faciès de shales noirs carbonés se retrouve partout dans la région mais le bassin n'était pas homogène, car on observe des séries à décharges détritiques de grès, grauwackes, quartzites, conglomérats, latéralement au synclinal de Villefranche (Aude, Agly).

Dévonien inférieur et moyen

La paléogéographie est très contrastée jusqu'au Frasnien inclus. Elle n'est pas encore établie avec précision à cause des déformations avec charriages de nappes, aussi bien alpins que carbonifères, incomplètement connus. La zone orientale des Pyrénées montre deux faciès isopiques très différents dans le synclinal de Villefranche : un faciès de plate-forme profonde dans l'unité subautochtone qui, vers l'Ouest, passerait à un bassin (faciès Sierra Negra du synclinal de Llavorsi à l'Ouest de l'Andorre) ; et un faciès où les carbonates, avec parfois des faciès récifaux, dominent du Silurien supérieur au Viséen supérieur. Ce dernier correspond à une plate-forme aérée franche et est toujours représenté dans des klippes ou nappes venues du Nord ou du Nord-Est des plutons de Quérigut-Millas contre la faille nord-pyrénéenne.

Ce Dévonien à faciès de plate-forme carbonatée se retrouve plus à l'Ouest (Cerdagne) en nappe au-dessus des faciès de bassin (Sierra Negra) et il paraît former le Dévonien à faciès Compte des unités alpines des Nogueras orientales et du Cadi et celles de la Sierra Caballera dans le Ripollès, dont le caractère allochtone ou autochtone n'est pas clairement établi. Enfin, dans les Aspres, la découverte très récente (Llac *et al.*, 1994) de calcaires du Dévonien moyen (bande de Coubris) dans un faciès qui, jusqu'à cette découverte, les avait fait intégrer dans la Formation d'Évol, et l'allochtonie très probable du Dévonien de plate-forme carbonatée, imposent beaucoup de prudence dans les constructions paléogéographiques. Seule les grandes tendances telle que plate-forme au Nord-Est du Roussillon actuel et bassin vers l'Ouest, paraissent bien fondées. Une telle disposition des zones isopiques implique déjà des raccourcissements de plusieurs dizaines de kilomètres, pour les transports précoces hercyniens des nappes vers le Sud-Ouest ou le Sud, la zone d'origine des faciès de carbonates de plate-forme étant probablement au Nord de l'actuelle faille nord-pyrénéenne.

Dévonien terminal-Carbonifère inférieur

Le sommet du Dévonien : Famennien à calcaires rouges amygdalaires (faciès griottes), calcaires à lydiennes et carbonates amygdalaires du Dinanien, se retrouvent de façon plus uniforme tout au long de la chaîne. Ils matérialisent la bordure externe et la pente de la plate-forme, avant le déclen-

chement, hétérochrone de l'Est vers l'Ouest, de la sédimentation flyschöide du Culm, d'abord sous forme de calcarénites litées puis des flyschs à blocs et clastiques lités, argilo-gréseux.

Le bassin du flysch, d'après les analyses sédimentologiques réalisées dans les Pyrénées centrales, était parallèle à la zone axiale actuelle (N100-110) et alimenté surtout du Nord. Ce flysch synorogénique est mal représenté sur la feuille et inexistant dans les séries subautochtones. Dans Pallochtone du synclinal de Villefranche il débute au Viséen terminal et se prolonge dans un Namurien indéterminé, à la fin duquel on pourrait faire commencer la tectonique précoce de raccourcissement.

PALÉOZOÏQUE TARDI- À POST- OROGÉNIQUE ET VOLCANISME ASSOCIÉ

Il n'y a pas sur cette feuille de dépôts du Westphalien, Stéphanien ou Permien. Il faut aller sur la bordure sud de la zone axiale, en Espagne pour trouver, au Sud de la Cerdagne espagnole et de Seo-de-Urgel, le socle paléozoïque supérieur de la Sierra del Cadi, déformé et affecté par le métamorphisme de contact du pluton de Mont-Louis, recouvert en discordance par une série détritique continentale mal datée du Stéphanien, puis de l'Autunien (Broutin et Gisbert, 1985). On y trouve les débris remaniés du Paléozoïque déformé (Hartevelt, 1970 ; Nagtegal, 1969).

Un très important volcanisme aérien (et ses filons d'alimentation coupant le socle plissé) est associé à ces dépôts continentaux entre 300 et 275 Ma. Il débute par des andésites et dacites montrant des affinités magmatiques avec le plutonisme calco-alcalin de la zone axiale, mais très probablement plus récent (Bixel, 1989). J. Gisbert (1984) et A. Speksnijder (1985) caractérisent le contrôle tectonique de ces dépôts par des zones de décrochement E-W, le régime d'extension pure ne commençant qu'avec les séries rouges du Permien-Trias basal. À ce stade final, le magmatisme tend à devenir purement mantellique : calco-alcalin très potassique puis basaltes alcalins.

Malheureusement, les dépôts toujours continentaux de la longue période stéphano-permienne (50 Ma) sont mal calés dans l'échelle stratigraphique et l'absence de datations fiables du volcanisme contemporain dans la zone orientale des Pyrénées ne permettent pas encore de proposer une analyse précise de l'évolution géodynamique sur cette période cruciale entre la fin de l'orogénèse hercynienne et l'initiation, au Trias, des bassins mésozoïques marins.

MÉTAMORPHISME HERCYNIEN

L'orogénèse hercynienne est accompagnée d'un métamorphisme régional qui affecte à des degrés divers le socle hercynien de la feuille Prades. Cependant, un contraste apparaît entre les domaines de l'anchizone ou de l'épizone faiblement recristallisés, intéressant le Paléozoïque supérieur et une large partie du Paléozoïque inférieur, et le domaine mésozonal beaucoup plus cristallin, comprenant la base du Paléozoïque inférieur (essentiellement la Formation de Canaveilles) et le socle tardi-protérozoïque sous-jacent. Mais ce contraste de cristallinité ne traduit nullement une discontinuité.

À cela, il convient d'ajouter l'effet plus localisé et discordant du métamorphisme de contact des granitoïdes hercyniens qui présente des aspects fort différents suivant qu'il se développe dans les domaines anchi- ou épizonaux précédents (auréoles de contact classiques) où le domaine mésozonal. Dans ce cas, l'effet thermique provoque une recristallisation de type catazonal avec, souvent, anatexie « induite » (Autran *et al*, 1970).

Métamorphisme de contact

Dans les terrains épizonaux. Une large auréole de contact frange les bordures des granitoïdes de Mont-Louis, de Quérigut et de Millas, à l'Ouest et au Nord de la feuille. Ces auréoles affectent essentiellement le Paléozoïque inférieur épizonal (formations de Cabrils-Évol et Groupe de Jujols). Ce n'est qu'à l'intérieur du granite de Quérigut que le Dévonien et très localement le Carbonifère, subissent un intense métamorphisme de contact (secteur du pic Madrès à l'angle nord-ouest de la feuille).

Le métamorphisme de contact dans ces terrains épizonaux, peu recristallisés au départ, engendre des auréoles avec une zone interne formée de cornéennes de contact typiques et une zone externe où dominent les schistes tachetés. Sur la carte, la limite externe de cette dernière formation est seule indiquée dans les métapélites. À l'angle sud-ouest de la feuille, l'auréole de contact du granite de Mont-Louis est superposée aux zones du métamorphisme régional affectant la base du Paléozoïque inférieur.

Ces auréoles de contact n'ayant pas fait l'objet d'une étude détaillée particulière, nous nous bornerons à quelques indications pétrographiques. Les « taches » de l'auréole externe sont principalement des porphyroblastes de cordiérite et de biotite pour la zone la plus externe, l'association la plus fréquente étant cordiérite-biotite-plagioclase-quartz-ilménite ; il s'y associe aussi des porphyroblastes d'andalousite. Les cornéennes de contact, dans les métapélites, montrent des associations de métamorphisme plus intense, généralement limitées à quelques mètres du contact : association à sillima-

nite-feldspath potassique, à cordiérite-feldspath potassique. Des paragenèses de type sous-saturé en SiO_2 ne sont pas exceptionnelles, caractérisées par la présence de corindon toujours chemisé de sillimanite ou d'andalousite et d'hercynite. Le grenat almandin a été signalé avec la sillimanite dans les septa pélitiques du granité de Quérigut (Leterrier et Prédali, 1968). Signalons la présence dans les cornéennes de cordiérites correspondant à des transformations métasomatiques dans des « chenaux » de circulations hydrothermales ; elles peuvent atteindre un mètre d'épaisseur (Est de Ralleu).

Dans les milieux calco-magnésiens carbonates, les cornéennes de contact sont riches en silicates calciques variés, localisés dans des cornéennes rubanées ou des petits skarns : ainsi, dans la formation dévonienne du Madrés, on observe les principaux minéraux suivants : grossulaire, diopside, idocrase, épidote, wollastonite, plagioclase, microcline, sphène, clinocllore, prehnite, trémolite, spinelle et plus rarement axinite, scheelite.

Aucune étude de thermométrie des réactions quasi isobares de ces auréoles n'a été réalisée, mais les assemblages observés suggèrent que la température devait être de l'ordre de 800 °C minimum contre les plutons et de 400 °C environ à la limite de la zone externe cartographiée (taches de biotite seule).

L'épaisseur de l'auréole de contact thermique est délicate à estimer, si la morphologie du pluton en profondeur ne peut être déterminée. Dans le cas de la bordure orientale du pluton de Mont-Louis, subverticale ou inclinée très fortement vers l'Ouest, la carte fournit une coupe de l'épaisseur vraie. On voit qu'elle s'épaissit du Nord vers le Sud depuis Sansa (1 100 m), où l'encaissant était dans le faciès schiste vert très faible, jusqu'à Talau où elle atteint 2 100 m lorsqu'elle pénètre dans la zone à biotite régionale. Le gradient thermique moyen dans l'épaisseur de l'auréole serait donc de l'ordre de 300 °C km^{-1} au sommet, de 160 °C km^{-1} au niveau de la zone de la biotite régionale.

Mentionnons la fréquence de l'altération hydrothermale des cornéennes de contact (muscovitisation) surtout à la bordure du granité de Mont-Louis. Enfin, signalons l'existence d'un curieux « pointement » de schistes tachetés, isolé, hectométrique, très à distance de l'auréole de contact du granité de Mont-Louis, immédiatement à l'Est de Llobadibès (Ouest de Thuir-d'Évol).

Les petites intrusions filoniennes de diorite ($\mu\eta$) dans les calcschistes dévoniens du synclinal de Villefranche ont une auréole de quelques centimètres de cornéennes (grenat, prehnite).

Le métamorphisme de contact dans le **domaine mésozonal** sera décrit plus loin dans la section « Zone de la sillimanite ».

Métamorphisme régional

Les gneiss du Canigou sont des métamorphites recristallisées dans des conditions essentiellement isochimiques (cf. *supra*) mais leur minéralogie ne se modifie pratiquement pas dans le domaine mésozonal de la feuille Prades au fur et à mesure que progresse le métamorphisme régional.

Pour suivre la progressivité de ce métamorphisme, nous ferons appel aux terrains d'origine pélitique qui constituent, dans l'enveloppe du socle gneissique du Canigou, les lithotypes de beaucoup les plus fréquents. Leur forte « réactivité » chimique lors du réchauffement progressif du bâti hercynien est également partagée par les carbonates impurs souvent représentés dans les terrains de l'enveloppe paléozoïque ; les zones de métamorphisme prograde y seront aussi définies, mais elles n'ont pas été cartographiées.

Métamorphisme épi- et anchizonal dans les métapélites

Nous situerons la limite entre épizone et mésozone à l'isograde de la biotite (cf. *infra*). Au-dessus de cette isograde, les terrains formant l'essentiel du synclinal de Villefranche et la zone d'Urbanya appartiennent à la **zone de la chlorite** (Z^{ch} de la carte) du métamorphisme régional. L'épizone est largement représentée dans les formations de Cabrils et d'Évol, ainsi que dans le Groupe de Jujols. À ce niveau de très faible recristallisation, les plans de schistosité restent assez mats et les roches ne paraissent pas métamorphisées. Les plans de schistosité ne deviennent « luisants » que quelques centaines de mètres au-dessus de la zone de la biotite.

Dans tout cet ensemble, les métapélites sont largement dominantes et l'association la plus fréquemment représentée est chlorite-muscovite phengitique-quartz-albite (zone de la chlorite). Selon B. Gabenisch (1984), les opaques sont les hydroxydes de fer (goëthite) et les oxydes de titane (rutil et peut-être anatase). L'étude de G. Dunoyer de Ségonzac (1969), montre le caractère incontestablement métamorphique de tout ce domaine : en effet, la cristallinité des micas blancs est partout de type métamorphique, la largeur du pic à 10 Å (002) mesurée à mi-hauteur se situant en dessous de 2,5 mm. De même, les rapports d'intensité des pics (004) et (002) sont généralement supérieurs à 0,26 ce qui traduit une cristallinité élevée. Ces conclusions peuvent être étendues au Caradoc (cf. ci-dessous) dont le degré de recristallisation n'est pas différent de celui des schistes de Jujols immédiatement sous-jacents. Quelques indications supplémentaires peuvent être ajoutées :

- le stilpnomélane est un minéral assez fréquent dans les schistes de Jujols, apparaissant surtout au contact et à l'intérieur des lentilles de quartz ;
- il existe dans le Caradoc (ou plutôt dans la Formation de Fontfrède) un niveau très constant à petits nodules (0,5 cm), ces derniers représentant un minéral entièrement pseudomorphosé en chlorite et mica blanc, de ce fait non identifié. Ce niveau est chimiquement analogue à celui qui, dans le Caradoc des Aspres, renferme du chloritoïde, minéral qui n'a pu être retrouvé dans le synclinal de Villefranche. Une analyse chimique de ce niveau est donnée dans le tableau 1 (87320) ;
- il convient de noter la présence de la biotite dans les porphyroïdes de la Formation de Cabrils, à l'Est d'Oreilla, situés dans la zone de la chlorite. Ceci n'est pas en contradiction avec l'attribution zonéographique, mais traduit l'influence de la composition non pélitique de la roche, accentuée peut-être par la proximité de l'auréole de contact ;
- un niveau très mince à petits nodules de kaolinite existe entre Thuir-d'Évol et Llobadibès : il s'agit probablement d'andalousite altérée en kaolinite, dont la présence pourrait être liée à celle de la petite auréole de contact de Llobadibès, encore que la présence d'andalousite épizonale soit possible (cf. Agly : Fonteilles, 1970) ;
- au-dessus du Caradoc, les formations pélitiques du Silurien, du Dévonien inférieur et du Carbonifère, affectées par une intense schistosité régionale, n'ont fait l'objet d'aucune étude systématique sur le degré de recristallisation des phyllites. Ces formations sont donc épizonales ou anchizonales. Signalons cependant la présence de la pyrophyllite dans les « schistes rutilants » du Silurien au Nord-Est de Serdinya (la Guardia) où ce minéral est surtout associé au quartz (Dunoyer de Ségonzac, 1969) ; d'après les données expérimentales, si la pyrophyllite a été formée à l'équilibre à partir de la kaolinite et pour une pression $P_{H_2O} = P_t = 2$ kbar, la température de la réaction est d'environ 350 °C. Cette température peut être fortement abaissée si X_{H_2O} dans le fluide est inférieur à 1, ce qui est probable dans le Silurien. Dans ces conditions, la pyrophyllite est compatible avec une recristallisation d'anchizone.

Métamorphisme mésozonal dans les métapélites

Isogrades et zones de métamorphisme progressif

Sur la feuille Prades, le métamorphisme régional progressif est bien exprimé dans les métapélites de la base du Paléozoïque inférieur par le développement d'une suite zonéographique mésozonale marquée par trois isogrades : (+ biotite), (+ cordiérite) et (+ andalousite). Deux seulement d'entre elles sont figurées sur la carte, l'isograde de la biotite et l'isograde de la cordiérite ; l'isograde de l'andalousite apparaissant 100 m environ en

dessous de la précédente, il est inutile d'en figurer le contour étant donné l'échelle de la carte. En outre, c'est avec l'isograde de la cordiérite qu'apparaissent dans les micaschistes les premiers porphyroblastes macroscopiques et abondants. Les trois isogrades permettent de définir trois zones de métamorphisme progressif : zone de la biotite, zone de la cordiérite, zone de l'andalousite, qui seront détaillées ci-dessous. On a choisi l'isograde de la biotite, telle qu'elle est figurée, comme limite supérieure de la mésozone, car dans les cristaux de macrobiotite qui permettent de la définir sur le terrain, la composition des micas est déjà aussi riche en TiO_2 que ceux de la zone à cordiérite, et le plagioclase est très souvent de l'oligoclase.

La suite des isogrades, les zones qu'elles délimitent et leur configuration cartographique ne sont bien exposées qu'en deux régions de la feuille Prades : à l'Est de la feuille, au Sud d'Estoher, dans le massif des Aspres ; au Sud-Ouest, dans la vallée de la Têt (région d'Olette-Canaveilles). Dans ce dernier secteur, à l'Ouest de Canaveilles, on constate la superposition de l'auréole de contact du granité de Mont-Louis et des zones du métamorphisme régional ; en particulier, on suit bien l'isograde de l'andalousite régionale à l'intérieur de l'auréole de contact, et la discordance entre la limite externe de l'auréole et cette isograde y est bien exprimée. À partir du hameau de Llar, on assiste à des modifications texturales dans les micaschistes à andalousite (formation de biotite en courtes lamelles trapues) et à des modifications minéralogiques indiquant la recristallisation dans les conditions du métamorphisme de contact plus récent.

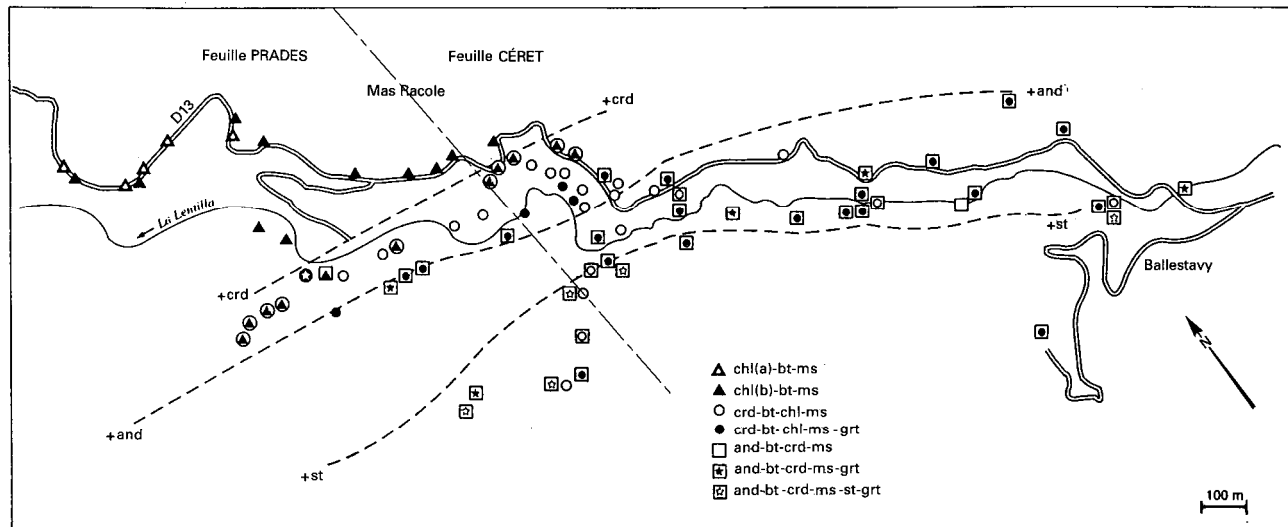
Un autre trait remarquable de ce même secteur est l'épaississement local des zones du métamorphisme régional entre Canaveilles et Fontpédrouse. Cette question sera reprise plus loin.

La figure 12 montre comment le tracé des isogrades a été dessiné à partir des associations minérales observées à « l'équilibre » dans les lames minces.

Composition chimique des métapélites mésozonales*

Les métapélites du Canigou présentent un assez large intervalle de compositions chimiques. Si l'on utilise comme paramètre le rapport molaire $MgO/MgO + FeO = XMg$ défini à partir des données brutes des analyses chimiques où sont distingués les deux degrés d'oxydation du fer, on trouve : $22,07 < 100 XMg < 65,03$. En fait, ces valeurs extrêmes sont exceptionnelles, et les compositions des pélites « banales » se situent dans un intervalle plus restreint mais qui demeure encore assez étendu : $38,05 < 100 XMg < 59,19$.

* Les analyses chimiques globales nouvelles ont été effectuées à l'École normale supérieure de Paris (Mme Picot) et au département de pétrologie de l'université Paris VI (N. Vassard).



Les symboles représentent les associations minérales typomorphes utilisées aux sites échantillonnés

Fig. 12 - Exemple de tracé des isogrades du métamorphisme régional [+ crd], [+ and] et [+ st] dans le NE du Canigou (vallée de la LentillaMGuitard, 1996)

À cela s'ajoutent les variations de certains constituants mineurs comme MnO et CaO : en général, MnO varie entre 0,02 et 0,08 %, ce qui est faible ; CaO ne dépasse guère 1,10 % (ce qui est assez élevé pour les pélites). Mais non rarement, on rencontre jusqu'à 0,20 % MnO et des teneurs en CaO atteignant 2,77 %. De plus certaines pélites sont riches en sulfures (pyrrhotite) et en graphite ce qui modifie le rapport FeO/Fe₂O₃ et donc les XMg des silicates.

Ces éléments sont importants car ils influent directement sur la nature des associations minérales des métapélites, laquelle dépend étroitement de la composition globale de la roche. Compte tenu de ces données, on peut pronostiquer la variété des associations minérales.

À titre d'indications, le tableau 1 donne la composition des métapélites de la Formation de Canaveilles dans le secteur de Canaveilles, à métamorphisme croissant, à travers les zones de la biotite, de la cordiérite et de l'andalousite.

Zone de la biotite

L'isograde de la biotite ne peut être qu'approximativement située sur le terrain, de par la taille microscopique des premières biotites et des hétérogénéités de chimisme qui contrôlent leur cristallisation. L'association caractéristique la plus complète est bt-ms-chl, qui reste cependant à forte variance. C'est à la base de cette zone qu'apparaissent fort sporadiquement les premiers idioblastes de grenat n'excédant pas 1 mm, souvent restreints à des lits de composition grésopélitique. L'assemblage bt-ms-chl s'oriente dans la schistosité régionale (S3).

Le plagioclase est de Palbite ou de l'oligoclase (jusqu'à An 32) ; la teneur en TiO₂ de la biotite est identique à celle de la zone de la cordiérite. C'est à partir de la zone de la biotite que l'ilménite devient le minéral titane habituel. Les lentilles de quartz dites d'exsudation sont abondantes dans le Canigou à partir de cette zone ; on trouve à leur bordure, ou dans leur masse, des gros cristaux des silicates Al, Fe, Mg de chaque zone.

L'épaisseur de la zone de la biotite, difficile à estimer, est de l'ordre de 2 000 m.

Zone de la cordiérite

Elle forme une mince frange d'une centaine de mètres d'épaisseur. L'isograde de la cordiérite est assez bien définie par l'apparition de porphyroblastes. Les principaux assemblages sont :

crd-bt-ms-chl
crd-bt-ms
crd-grt-bt-ms-chl

Mais, dans le secteur de Ballestavy de petites andalousites fréquemment altérées prédominent et sont souvent accompagnées de grenat (fig. 12), dans les associations correspondant à des pélites plus ferreuses : and-bt-ms-chl and-grt-bt-ms-chl

La chlorite constitue des petites lamelles allongées dans S3 (chl[a]) et des individus transverses sur cette schistosité régionale, en grosses lamelles isolées ou en gerbes (chl[b]). Le plagioclase est de Poligoclase ou de l'andésine acide.

La cordiérite forme de grands pœciloblastes pluricentimétriques qui contrastent fortement par leur taille avec les andalousites millimétriques. Les grenats sont plus gros et plus abondants que dans la zone précédente, sous forme d'idioblastes ou de xénoblastes, étroitement associés à la cordiérite et à la muscovite et en équilibre textural avec ces minéraux. La présence exceptionnelle de staurotide trouvée dans le secteur du mas Racole (and-st-bt-ms-chl) semble être contrôlée par un taux anormal de ZnO (4 %) (fig. 12).

Comme la zone de la biotite, la zone de la cordiérite est entièrement située au-dessus de la limite socle/couverture. Son épaisseur est d'environ 120-140 m.

Zone de l'andalousite

Elle est définie par la paragenèse and-crd-bt-ms. Dans cette zone, les porphyroblastes d'andalousite sont les plus gros (jusqu'à 10 cm), la cordiérite ayant de ce fait un développement moins spectaculaire que dans la zone précédente. L'isograde marquant la limite supérieure de la zone est bien définie ; elle est située près de la base de la Formation de Canaveilles. La limite inférieure, coïncidant avec l'isograde de la sillimanite, assez mal définie, est située dans les micaschistes de Balatg sous la nappe de gneiss. Outre l'andalousite et la cordiérite, le grenat et la staurotide sont relativement fréquents. Cette zone se distingue donc par la variété des associations minérales, qui comprennent, pour les métapélites riches en K₂O :

- 1) and-crd-bt-ms
- 2) and-bt-ms
- 3) and-crd-grt-bt-ms
- 4) and-grt-bt-ms
- 5) and-crd-st-grt-bt-ms
- 6) and-crd-st-bt-ms

- 7) and-st-bt-ms
- 8) crd-bt-ms
- 9) crd-st-bt-ms \pm grt

Les associations de cette liste à nombre de phases supérieur à 4 sont les plus fréquentes et renferment souvent de la chlorite post-S3 (chl[b]).

À l'isograde, la croissance d'andalousite peut se faire au détriment de la cordiérite, avec des limites parfois symplectiques en bordure de cette dernière, qui arrive à former des plages résorbées dans l'andalousite. L'andalousite est souvent chemisée par des agrégats de grosses biotites. Outre la cordiérite, l'andalousite peut englober également le grenat et la staurotide. Elle est généralement riche en inclusions : ilménite, quartz, micas.

• **Cas des associations à grenat.** Le grenat est fréquent sur toute l'épaisseur de la zone de l'andalousite, et son aire de répartition est également étendue, puisqu'on le rencontre à peu près partout, sauf en Cerdagne, à l'Ouest du massif, où il n'a été trouvé que dans des micaschistes gréseux. Il est généralement plus gros que dans les zones précédentes, atteignant couramment 5 à 8 mm ; certains cristaux idiomorphes de 2 à 4 cm ont été exceptionnellement rencontrés dans les micaschistes de Balatg (Nord des pics de Tres-Vens, de Roja et de Bassibès) associés à des niveaux déficitaires en K₂O. Le grenat présente divers aspects microscopiques : idio-blastes, xénoblastes parfois à forme et inclusions sigmoïdes, mais surtout grenats résiduels avec formes en atoll et en archipel liées à une dissolution partielle des plages. Ces derniers représentent des produits de réaction et montrent bien le comportement relativement non réfractaire du grenat. De tels grenats résiduels sont fréquents surtout dans la partie de la zone de l'andalousite qui renferme de la staurotide. Quelques textures de réaction ont pu être observées sur le versant nord du Canigou, avec formation du couple andalousite-biotite aux dépens du grenat. Dans les micaschistes de Balatg, il est courant d'observer des grenats fantômes où le minéral est entièrement remplacé par des micas et du plagioclase et où subsistent parfois de petits fragments non résorbés de grenat (Guitard, 1970a, 1989a). Les grenats peuvent renfermer, comme inclusions, quartz, ilménite et biotite et, dans les grenats résiduels, de petits plagioclases. Dans les micaschistes de Balatg, le grenat contient, rarement, des inclusions de staurotide : ceci est particulier aux métapélites ou métagrauwackes sans muscovite (cf. *infra*).

• **Cas des associations à staurotide.** Contrairement au grenat, la staurotide est très souvent microscopique. De fait, elle peut passer inaperçue sans un échantillonnage serré et systématique qui s'impose d'autant plus que, contrairement au grenat, la staurotide n'est pas distribuée sur toute l'épaisseur de la zone de l'andalousite. Les porphyroblastes sont idiomorphes ou xénomorphes, généralement maclés, renfermant comme inclu-

sions quartz, ilménite ou biotite, les plus gros n'excédant pas 3 mm (à l'Est du massif). Hormis le cas exceptionnel signalé ci-dessus, la staurotide apparaît toujours à l'intérieur de la zone de Pandalousite, où on peut définir une *isograde + staurotide*, au-dessous de laquelle ce minéral existe en équilibre avec le quartz et la muscovite. On peut ainsi distinguer une zone à staurotide libre (par opposition à la staurotide blindée, cf. ci-dessous) que l'on rencontre en premier à métamorphisme croissant.

Cette zone est suivie, plus bas, d'un domaine où la staurotide est *systématiquement incluse en reliques blindées*, dans Pandalousite, sous forme de petites plages irrégulières, résiduelles, jamais en contact avec le quartz et la muscovite. Cette zone à reliques blindées reste cantonnée à la partie inférieure de la zone de Pandalousite : il en est ainsi de la staurotide dans les micaschistes de Balatg. Le passage entre la zone à staurotide libre et celle à staurotide blindée se fait par une étroite transition où l'on rencontre à la fois les deux faciès. En fait, l'inclusion non réactionnelle de petits porphyroblastes de staurotide par les grandes andalousites est évidemment un phénomène non exceptionnel dès la zone à staurotide libre. En conséquence, il existe une *isograde - staurotide*, qui, comme l'*isograde + staurotide*, est située dans la zone de Pandalousite. On peut individualiser ainsi une *sous-zone à andalousite-staurotide*. Étant donné la situation de cette sous-zone au sein même de la zone de Pandalousite (définie ci-dessus par la stabilité de l'association and-crd-bt-ms), il est possible de diviser cette dernière, à intensité de métamorphisme croissante, en : sous-zone de Pandalousite sans staurotide ; sous-zone de Pandalousite et de la staurotide ; sous-zone de Pandalousite à staurotide blindée [st].

Le grenat peut être présent dans chacune de ces sous-zones. Néanmoins, c'est dans la première qu'il est le plus abondant et le mieux développé dans les paragenèses à muscovite : c'est la sous-zone à andalousite-grenat, bien représentée sur le versant nord-est du Canigou, entre Estoher et Batère.

Dans le Canigou, la staurotide est, comme le grenat, très souvent associée en équilibre textural à la cordiérite et, comme le grenat, en *présence de muscovite*. Il en résulte que les associations à staurotide sont généralement caractérisées par un nombre élevé de phases : dans la liste donnée plus haut, les associations 5, 6 et 9 sont très courantes. Bien entendu, le couple staurotide-cordiérite se rencontre aussi dans des roches déficitaires en K_2O . Dans ce cas, dans la sous-zone à staurotide blindée, on constate que la staurotide peut être systématiquement blindée dans la cordiérite et plus rarement dans le grenat. Les lentilles d'exsudation de quartz sont nombreuses, renfermant couramment de Pandalousite rose et, plus rarement, de la cordiérite idiomorphes.

L'épaisseur de la zone de Pandalousite n'est pas facile à estimer, car cette zone est développée à la fois au flanc normal et au flanc inverse de la nappe

de gneiss œillés. Au flanc normal, si l'on prend comme référence la limite entre les isogrades régionales et la limite gneiss/couverture, l'épaisseur est maximale sur le flanc nord du Canigou atteignant environ 500 m ; dans cet ensemble, l'épaisseur de la sous-zone à andalousite-staurotide, qui atteint généralement la limite des gneiss, est d'environ 300 m. Au flanc inverse, on peut estimer son épaisseur à 700 m. Rappelons que la zone de l'andalousite est représentée à l'intérieur de la nappe des gneiss par les micaschistes du « septum de Saint-Guillem », au Nord de Prats-de-Mollo, où de la staurotide libre est connue. Ainsi, l'épaisseur cumulée de la zone (comprenant celle des gneiss de la nappe) serait de l'ordre de 2 200 m sur le versant nord du Canigou. Cette circonstance, plutôt exceptionnelle dans les Pyrénées, a été interprétée (Fontailles et Guitard, 1968) comme une conséquence de l'effet de socle avec nappe.

Zone de la sillimanite

• **Disposition cartographique.** Elle offre une configuration cartographique beaucoup moins régulière que les précédentes, typiquement « régionales ». Elle se présente sous deux aspects.

Soit elle fait normalement suite à la zone de l'andalousite, en dessous de cette dernière. Ainsi, elle affecte le domaine le plus profond de la série du Canigou, partie inférieure des micaschistes de Balatg et tréfonds granitiques du massif. Dans cette situation, elle peut être envisagée comme représentant une zone régionale. Mais ce domaine étant largement envahi par le granite du Canigou, son cortège filonien et une auréole de migmatites, on constate que l'isograde de la sillimanite épouse assez bien l'irrégularité du complexe du granitoïde à la partie sommitale de l'intrusion. On peut alors penser que la zone de la sillimanite équivaut à une auréole de contact en milieu mésozonal profond où les produits de la transformation ne ressemblent pas à des cornéennes de contact classiques mais apparaissent comme des micaschistes et gneiss pélitiques ordinaires. Ce point de vue est étayé par l'existence de certaines associations à *corindon* et *hercynite*, bien connues par ailleurs dans le contexte des contacts granitiques, ainsi que par les *pseudomorphoses d'andalousite en sillimanite*. L'absence de cornéennes indique que la mise en place du granite profond suit de peu la culmination du métamorphisme « régional ». Cependant, dans cette conception, F isograde régionale de la sillimanite, telle qu'elle est connue dans les massifs voisins des Albères et de l'Agly, ne peut être très éloignée de cette isograde de contact ; peut-être même ces deux isogrades sont-elles confondues dans le tréfonds du massif. De ce fait, la distinction entre les deux sortes d'isogrades devient assez formelle.

Une zone de la sillimanite, en tous points comparable à la précédente quant à l'aspect des roches, se développe localement au plancher du granitoïde de Mont-Louis, dans la vallée de la Têt en haut Confient et Cerdagne.

Or, la zone de la sillimanite est ici zonéographiquement aberrante, étant en position nettement plus élevée dans la série que la précédente ; en fait, elle se substitue à la zone de l'andalousite régionale à laquelle elle passe latéralement (secteurs du Llar et de Canaveilles ou bien entre Saint-Thomas-Bains et Eyne). Il s'agit là manifestement d'un effet de contact, en étroite liaison spatio-temporelle avec la mise en place des termes précoces laccolitiques du complexe plutonique, cet événement étant à peu près synchrone du métamorphisme régional maximal.

Enfin, signalons la présence de la zone de la sillimanite *sous un aspect franchement régional, avec présence systématique de l'association [sillimanite prismatique-feldspath potassique en porphyroblastes]* dans l'une des écailles mylonitiques du Nord du Canigou (Guitard, 1977) (écaille de Saint-Étienne dans le secteur de Clara-Taurinya) : il s'agit vraisemblablement d'un compartiment des micaschistes de Balatg remonté par écaillage inverse tardihercynien.

• **Pétrologie des associations minérales.** De ce point de vue nous considérons la zone de la sillimanite dans les micaschistes de Balatg, y compris ceux de l'écaille de Saint-Étienne, ne nous intéressant qu'aux associations et réactions subsolidus.

Dans la *sous-zone sillimanite-andalousite-muscovite*, le phénomène marquant est le développement de la fibrolite et plus rarement de la sillimanite prismatique dans des métapélites à andalousite persistante, qui ont par ailleurs les caractères pétrologiques de celles de la zone à andalousite à reliques blindées de staurotide. La fibrolite tend à se localiser dans des lits biotitiques, respectant en général les grandes andalousites. Elle se dispose dans les plans de crénulation S4 ou dans S3-4 (cf. « Évolution tectonique »). De la sillimanite prismatique apparaît souvent à la périphérie des lentilles de quartz à andalousite ou cordiérite. Dans ces lentilles, l'andalousite peut renfermer du *corindon*. Les associations les plus fréquentes sont sil-and-bt-ms et plus rarement sil-and-crd-bt-ms. Quelques associations à grenat, d'aspect souvent résiduel, sont aussi connues. Le feldspath potassique est absent.

Dans la *sous-zone sillimanite-feldspath potassique*, exprimée en bordure immédiate des corps de granité ou en dehors de leur présence, dans l'écaillé de Saint-Étienne ; l'andalousite y est transformée en sillimanite prismatique. L'association sil-kfs est très généralement *accompagnée de muscovite* sous différents aspects texturaux :

- muscovite soulignant plus ou moins grossièrement la schistosité et rappelant celle de la zone de l'andalousite [st] ;
- muscovite en gros porphyroblastes, souvent transverses, à contours irréguliers, pouvant être symplectique, renfermant souvent de la sillimanite (muscovite II, *in* Guitard, 1970a) ; sa teneur élevée en TiO_2 et très faible en

Na₂O, est typique d'une muscovite de haute température du sommet des domaines anatectiques ;

- muscovite en très petites lamelles de contour irrégulier ou en éventail.

L'anatexie des pélites et des orthogneiss y est habituelle.

Conclusion

On peut donc reconnaître dans la série métamorphique du Canigou, la succession prograde des zones de métamorphisme suivantes :

- zone de la chlorite = zone I (chl) ;
- zone de la biotite = zone II (bt) ;
- zone de la cordiérite = zone III (crd) ;
- zone de l'andalousite : sous-zone de l'andalousite sans staurotide = zone IV (and) ; sous-zone de l'andalousite et de la staurotide = zone V (st) ; sous-zone de l'andalousite avec staurotide blindée = zone VI [st] ;
- zone de la sillimanite : sous-zone de la sillimanite-muscovite = zone VII (sil-ms) ; sous-zone de la sillimanite et du feldspath potassique = zone VIII (sil-kfs) ; cette zone, dans le massif du Canigou, est discordante sur les zones IV à VI par effet thermique de contact des plutons granitiques.

N.B. : la zone IV est séparée de la zone V par l'isograde + staurotide (+ st). La zone V est séparée de la zone VI par l'isograde-staurotide [- st].

Seules les zones I, II, (III à VI) et (VII + VIII) sont cartographiées : elles sont notées Z^{ch}, Z^b, Z^{c,a} et Z^s.

Le tableau ci-dessous donne quelques teneurs moyennes par zones, des constituants symptomatiques de l'évolution prograde de la composition des biotites et muscovites.

Zones de métamorphisme	Biotite TiO ₂ %	Muscovite	
		TiO ₂	Na ₂ O %
II-Biotite	1,57	0,30	0,59
III - Cordiérite	1,44	0,29	0,95
IV - Andalousite	1,37	0,29	1,02
V - Andalousite + staurotide	1,51	0,29	1,06
VI - Andalousite [- staurotide]	1,92	0,46	0,93
VIII - Sillimanite + feldspath K	3,07	1,18	0,49

Métamorphisme progressif des lithologies carbonatées calciques ou calco-magnésiennes

Les sédiments carbonates impurs, abondants dans le Groupe de Canaveilles, sont très réactifs lors du métamorphisme régional, en particulier ils se transforment en gneiss à silicates calciques qui, dans le Canigou, se présentent souvent sous forme de cornéennes rubanées de grain très fin, fréquemment associées aux marbres. Quelques analyses de ces roches sont rassemblées dans le tableau 10. Les gneiss à silicates calciques du Canigou sont caractérisés par une valeur du rapport $F = \text{FeO}/\text{FeO} + \text{MgO}$ (en moles) inférieur à 0,45. Ce caractère magnésien explique leurs teintes claires.

Dans l'épizone (**zone de la chlorite**), l'association minérale la plus ordinaire dans les calcschistes est : chlorite-muscovite-calcite-quartz.

Puis la **biotite** apparaît dans les calcschistes à une température plus basse que celle à laquelle elle se forme dans les métapélites isofaciales. Ainsi, dans la vallée de la Têt, immédiatement au Sud d'Olette, l'association : [biotite-muscovite-chlorite-calcite-quartz] accompagne la précédente alors que les schistes pélitiques sont généralement sans biotite.

Au Nord de Canaveilles (5^e et 4^e faisceau carbonaté), on trouve les premiers niveaux de gneiss à silicates calciques caractérisés par l'association : [biotite-anorthite avec calcite-quartz-chlorite ou muscovite] interprétable par la réaction schématique (1) : chlorite + muscovite + calcite + quartz = anorthite + biotite + eau + CO₂.

Au stade suivant apparaît l'amphibole calcique dans l'association [anorthiteQ-biotiteQ-amphibole ca/c/gwe-calcite-quartz], l'amphibole se formant par la réaction (2) : chlorite + calcite + quartz = amphibole + anorthite + eau + CO₂. Cette association est remarquablement représentée dans les para-amphibolites rubanées du faisceau carbonaté IV (Font d'Avall). Les premières amphiboles sont peu alumineuses (Al₂O₃ % = 1,94) mais très rapidement et dès la zone de la biotite (définie dans les métapélites) elles peuvent s'enrichir en ce constituant (Al₂O₃ % = 6,61), bien que souvent l'amphibole soit une trémolite.

À la base de cette même zone de la biotite, les gneiss à silicates calciques montrent l'association [trémolite-feldspath potassique] résultant de la réaction (3) : biotite + calcite + quartz = amphibole + microcline + CO₂.

Dans les **zones de la cordlérite et de l'andalousite**, le couple [diopside-feldspath potassique] se généralise dans les gneiss à silicate calcique, le pyroxène étant introduit par la réaction (4) : trémolite + calcite + quartz = diopside + eau + CO₂.

Dans les associations dépourvues de chlorite, la formation du microcline est encore possible par la réaction (5) : muscovite + calcite + quartz = anorthite + microcline + eau + CO₂.

On peut donc définir avec les gneiss à silicates calciques une **zone à amphibole** dès la zone de la biotite, suivie d'une **zone du diopside** caractérisée par l'association diopside-microcline. Dans le Canigou, l'association [diopside-biotite] ne se rencontre pas, ce couple étant incompatible du fait de la réaction (6) : diopside + biotite + quartz = trémolite + microcline, le membre de gauche étant favorisé par la pression. C'est conforme au caractère basse-pression du métamorphisme du Canigou.

Dans la zone de l'andalousite, deux minéraux importants sont observables à métamorphisme croissant dans les gneiss à silicates calciques, et plus spécialement dans les zones de réactions au contact des marbres calcitiques : le *grossulaire* et *Vidocrase*, ce dernier minéral remplaçant souvent le grenat mais pouvant aussi exister indépendamment. Le développement du grossulaire résulte de la réaction (7) : anorthite + calcite = grossulaire + CO₂. L'association critique de cette zone étant : [diopside-grossulaire-calcite-quartz feldspath potassique].

En fait, l'apparition du grenat calcique et de l'idocrase est le plus souvent en relation avec la présence de fluides post-magmatiques, ces deux minéraux devenant fréquents au voisinage du granite profond du Canigou et de l'apophyse orientale du granite de Mont-Louis. C'est strictement au contact de ces derniers que se forme souvent la *wollastonite* dans les zones de réaction et dans les skarns par la réaction (8) : calcite + quartz = wollastonite + CO₂. Ce minéral est courant dans le secteur de Py, dans les gorges du Cady, au Sud de Thuès.

Mentionnons également, dans ces mêmes conditions de contact granitique, le développement de *forstérite*, de chondrodite-clinohumite et de *spinelle* dans les dolomies siliceuses (secteur de Py et de Thuès). Enfin signalons l'existence fréquente de *cummingtonite* associée ou non à la hornblende, dans les para-amphibolites incluses dans la zone [sillimanite + feldspath potassique] dans le secteur de Py et de Casteil (zone VIII). Un almandin riche en CaO et MnO peut être associé à ces amphiboles.

Relations des cristallisations métamorphiques avec les phases de déformations successives

G. Guitard *et al* (1984) puis R.L. Gibson (1989, 1992) ont étudié ces relations et aboutissent à des conclusions assez proches si on compare les stades de déformations décrits par rapport au stade de la schistosité dominante Sd

et à son évolution aux différents niveaux métamorphiques de la série (cf. « Évolution tectonique »).

Dans le domaine épizonal, jusqu'à la zone de Pandalousite vers le bas, la schistosité dominante Sd est appelée S3 par et B. Laumonier et G. Guitard (1978) et S1 par R.L. Gibson (1989). Elle se distingue bien d'une schistosité de crénulation ultérieure S4 qui pour, G. Guitard *et al* (1984), est associée à un microplissement systématique de S3 et devient progressivement subparallèle à S3 vers le bas : il est difficile, alors de la distinguer de S3 dans les flancs longs des plis P4 et dans les flancs courts elle apparaît de plus en plus intense à métamorphisme croissant. C'est cette S3-4 de G. Guitard *et al* (1984) que R.L. Gibson appelle S3 dans le domaine des micaschistes à andalousite et dans les schistes de Balatg sous les orthogneiss.

Comme G. Guitard dès 1970, R.L. Gibson (1989) a remarqué le sens de déversement constant vers le Nord ou le Nord-Ouest des plis P4 et cela sur les deux flancs de l'anticlinal du Canigou dessiné par S3-4. G. Guitard (1970a) décrit les linéations minérales, étirements et axes des plis P4 dans la base de la couverture et dans les micaschistes de Balatg, subparallèles à la linéation d'étirement dans les gneiss œillés (NE-SW). Le déversement apparent constant des plis P4 impose que les surfaces S4 (ou S3-4) aient été créées à peu près horizontales sur une S3 elle-même encore plate à l'échelle du massif et peu inclinée vers le Nord, et avec dans tout le massif les mêmes relations géométriques entre les plans S3 et S4. Ces relations n'imposent pas une cinématique de type extension vers le Nord-Ouest comme le dit R.L. Gibson (1989, 1991). Rappelons que dans la lame des orthogneiss, seuls matériaux de la série du Canigou dans lesquels des critères de cisaillement rotationnel aient été décrits (Soliva *et al*, 1989), dans des zones de cisaillement d'épaisseur limitées, séparant des domaines épais en aplatissement pur, on observe un cisaillement du sommet vers le Sud-Ouest dans les deux flancs de Pantiforme. Le parallélisme des directions d'étirement dans les gneiss et celui de la crénulation L4 sur la S3-4 des micaschistes attire l'attention sur la possibilité d'une même cinématique D4. Seul un étirement avec boudinage de veines de leucosome syn-D4, subparallèle à la direction de crénulation des micaschistes, a été signalé par R.L. Gibson (1991) ; il est confirmé par le grand nombre de filons de leucogranites du Canigou (γ_{bm}^2) qui se mettent en place dans les micaschistes de Balatg en position perpendiculaire à l'axe de ces plis P4. Cette observation, plutôt contradictoire avec le sens de déversement vers le Nord-Ouest qu'il propose pour D4, suggère plutôt que la direction d'étirement lors de D4 était la même que lors de D3, mais le sens de cisaillement non coaxial associé, lors de D4, n'a pas été déterminé.

Après la déformation D4, les trois autres phases post-S3 ou S3-4 ne donnent généralement pas de schistosité pénétrative mais des plis de S3 et/ou S3-4 (suivant le niveau) à plan axial bien réglé, généralement inclinés à verticaux (cf. fig. 22). Deux d'entre elles montrent de remarquables relations avec les surfaces isogrades régionales et la propagation du métamorphisme de contact du pluton de Mont-Louis et du granite profond du Canigou. Ce sont les phases D6 et D7 (Guitard *et al*, 1984) de direction respective N110° et N20°.

La phase D7, particulièrement développée dans l'encaissant oriental du pluton de Mont-Louis, traduit le repoussement latéral de l'Ouest vers l'Est de l'encaissant du laccolite (raccourcissement W-E horizontal et allongement N-S horizontal). Elle plisse les schistosités S6 verticales et réoriente les plis P6 et P4 qui sont perpendiculaires aux plans de raccourcissement P7. On peut donc étudier dans ce secteur la propagation du métamorphisme de contact de l'Ouest vers l'Est sur les structures successives P4, P6 et P7. On observe que le métamorphisme de contact commence après D3 et se développe pendant D4 et D6 pour se terminer après D7. Cette région se prête remarquablement à une évaluation de la durée de ce phénomène pour lequel on maîtrise la géométrie des surfaces ainsi que l'origine et la quantité de chaleur enjeu : un calcul simple en conduction (Norton et Knight, 1977) montre que l'ensemble des phases post-S3 (D4 à D7) s'est réalisé sur une durée très brève, de l'ordre de 500 000 ans (Guitard *et al*, 1984 : p. 123). Pendant cette durée, les surfaces isogrades régionales cartographiées ont stoppé leur progression vers le haut et ont été ployées dans l'anticlinal P6 du Canigou et par les macroplis P7 au Nord du Canigou.

La croissance des porphyroblastes de biotite, staurotide, grenat, andalousite et cordiérite est partout post-S3 à syncinématique de S4. Elle est même post-S4 pour Pandalousite et la sillimanite dans la partie profonde de la structure. Le schéma de cristallisation séquentielle des blastes que propose R.L. Gibson (1992) ne diffère pas des propositions initiales de G. Guitard (1970a) une fois rétablie la correspondance entre les étapes de la déformation exposée ci-dessus, et la reconnaissance, dès 1984, des plis P4 si fréquents dans le domaine mésozonal. Il attire l'attention sur une cristallisation plus précoce (début de D4) du cœur des grenats et des staurotides par rapport à Pandalousite.

Autour de l'anticlinal de la Carança de nombreux plis P5-6 post-S3-4 à plans axiaux N100-110° très inclinés, disposés en éventail ouvert vers le haut par rapport au plan axial P6 de l'antiforme de S3-4, traduisent le raccourcissement horizontal de la couverture des gneiss pendant leur plissement P6 en dôme. Ils sont incompatibles avec l'hypothèse d'une extrusion des gneiss diapiriques (Soula, 1982) ou en « core complex » ou « méga-

boudin » (Van den Eeckhout et Zwart, 1988) liés à un détachement intracrustal en extension. Les blastèses observées au toit de l'antiforme sont toujours syn-D4 et anté-D6, sauf dans les zones de contact granitique (Ouest de Saint-Thomas).

Au cœur de ce même anticlinal, sous les gneiss, dans la zone à sillimanite, l'encaissant du granite profond du Canigou montre des plis à toute échelle de S3-4 à plan axial N100° subvertical, parallèle à celui de l'anticlinal de Carança. Les leucosomes migmatitiques et les veines de leucogranites sont sécants sur ces plis P6 de S3-4. Le granite lui-même n'a pas enregistré clairement la déformation en compression horizontale D6 : il était à l'état magmatique pendant celle-ci. Sa datation U/Pb sur monazite à 305 Ma (Vitrac-Michard, 1975) et celle par K/Ar à 305 ± 5 Ma (Cheilletz, 1996, inédit) de muscovite des filons de pegmatites, mais surtout la datation d'un faciès relativement tardif du pluton de Mont-Louis par U/Pb à 305 ± 3 Ma (Romer et Soler, 1995), permettent, grâce aux relations structurales exposées ci-dessus en bordure de ce pluton, de dater la superposition du métamorphisme de contact syn-D4 à D7 sur les surfaces thermiques déjà « figées » du métamorphisme régional, puisqu'elles sont déformées par D7 et que la blastèse prograde était arrêtée lors de P6, en dehors des zones du métamorphisme de contact. Sachant la durée très courte de l'ensemble D4 à D7 (< 1 Ma) on voit que la culmination des métamorphismes, régional comme de contact, s'est faite vers la limite Westphalien/Stéphanien.

Quelques indications sur les variations de la composition des minéraux critiques et l'interprétation des paragenèses métamorphiques

La biotite, la cordérite et le grenat montrent des variations systématiques dans leur teneur en FeO et MgO en fonction de l'intensité du métamorphisme si on compare des métapélites de même composition dans des associations minérales à faible variance. On utilisera le rapport $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe)$ dans les analyses obtenues avec la microsonde électronique.

Pour les *biotites* et les *cordiérites*, la figure 13 montre les variations X_{BtMg} et X_{CrMg} , à travers l'ensemble des zones métamorphiques pour les métapélites du système I (KFMASH). Elles révèlent deux courbes de variation en fonction de l'intensité du métamorphisme (ordonnée). Ces courbes parallèles présentent le même point de rebroussement au niveau de l'isograde de l'andalousite où les valeurs de X_{Mg} sont minimales. L'une décrit les compositions les plus magnésiennes (courbe M) l'autre, les plus ferreuses (courbe F). Ces compositions différentes pour des associations isozonales de même nature pétrographique, ne peuvent pas s'interpréter par des variations locales de la

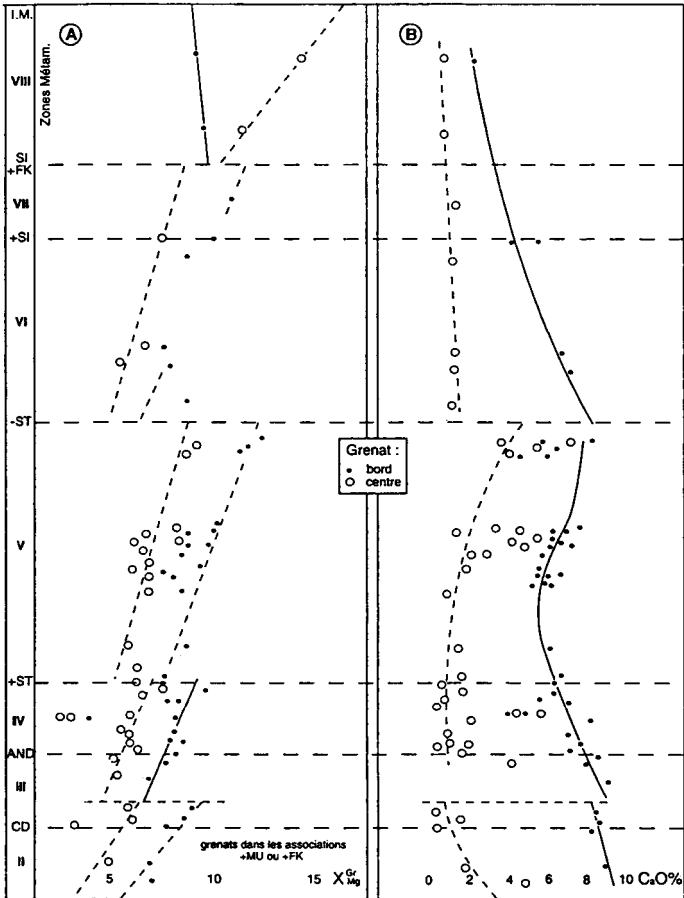
pression totale ou de la température. Par contre, des variations de PH_2O en rendent compte et s'expliquent par la présence ou l'absence de sulfures (pyrrhotite, pyrite) (Guidotti *et al*, 1988; Thompson, 1976). Leur présence entraîne $\text{XH}_2\text{O} < 1$ et en fixant précocement FeO, influe directement sur le XMg des silicates. Ce sont effectivement les biotites et cordiérite de la lignée M qui sont associées aux sulfures. De plus, le graphite, généralement associé aux sulfures, diminue aussi la valeur de XH_2O dans le fluide. Enfin, les niveaux carbonatés nombreux dans les zones III à V et souvent accolés aux pélites carbonées à sulfures, libèrent du CO_2 par les réactions métamorphiques, ce qui contribue aussi à abaisser PH_2O dans le fluide. Quant à l'abaissement de XMg dans les zones II et III, c'est probablement la forte augmentation de PH_2O aux niveaux de ces zones par suite de la libération intense de H_2O par les réactions entre silicates (Autran *et al*, 1970) qui peut l'expliquer.

Les *grenats* montrent, en fonction de la croissance du métamorphisme, une variation de leur composition, classique pour les métamorphismes de basse pression et des types de zonation dont on peut déduire quelques conclusions générales sur l'évolution du métamorphisme. Dans la plupart des associations on constate, du cœur vers la bordure, de la zone III à la zone VII, une diminution de CaO et MnO, une augmentation de MgO et FeO. Dans la zone VIII, par contre, MnO augmente en bordure où il y a décroissance de FeO et MgO.

La variation des paramètres XMg et CaO % en fonction de la température croissante (zones II et VIII) est représentée sur la figure 13 pour les associations comparables avec muscovite ou feldspath potassique :

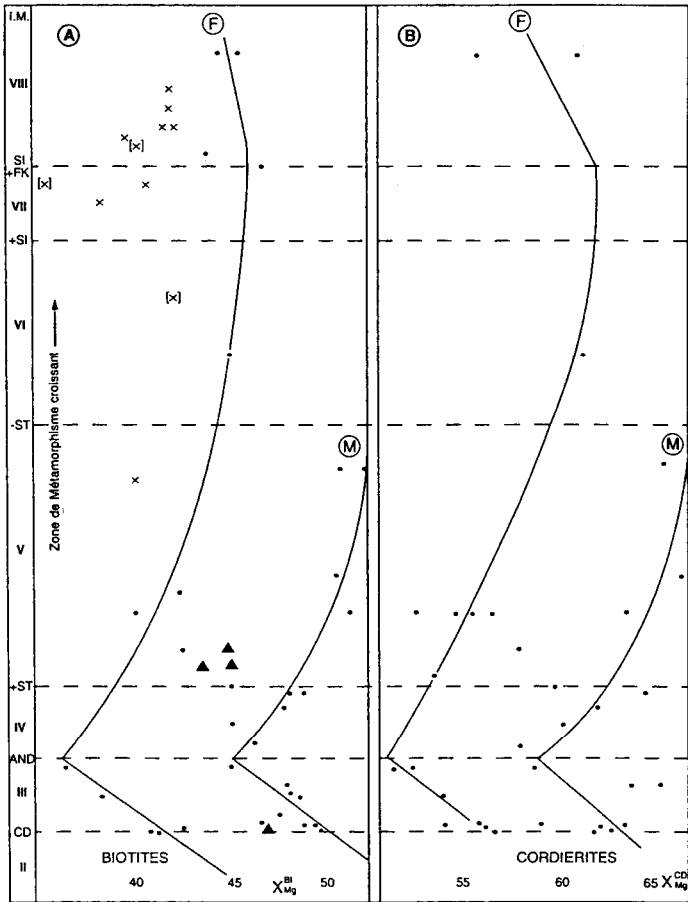
- le parallélisme des évolutions « centre-bord » montre que *les grenats se formaient de façon continue prograde* : il n'y a pas d'enregistrement de deux épisodes métamorphiques distincts, par exemple à (st-grt) suivi de (crd-and) ;
- XMg a une courbe affectée de trois décalages avec une diminution brusque de XMg à température croissante : dans la zone de la cordiérite et au passage des isogrades + st et - st. L'augmentation de la pression partielle de H_2O lors du passage de ces réactions de forte deshydratation, peut en rendre compte ;
- dans la zone VIII, ce sont les cœurs qui ont XMg le plus élevé : on peut penser que les bordures y enregistrent le refroidissement final jusqu'à la température de figement des échanges chimiques.

Les augmentations locales de PH_2O dans les volumes de roche où les réactions avec deshydratation intéressent une grande proportion de minéraux, ont aussi comme conséquence la formation des lentilles d'exsudation de quartz par fracturation hydraulique syn-D4 ou antérieure.



Les diagrammes sont construits avec métamorphisme croissant vers le haut, l'épaisseur des zones étant respectée. Pour biotite et cordiérite, seules les associations du système I (KFMASH) sont utilisées

Fig. 13 - Variation des X_{Mg} de la biotite, de la cordiérite et du grenat et du $CaO\%$ du grenat, à travers l'ensemble des zones métamorphiques du Canigou (Guitard, 1996)



- Biotites et cordiérites dans les associations critiques à and et cd (associations de faible variance).
- ▲ Biotite dans les associations à staurotide pouvant être interprétées dans le système I.
- x Biotites dans les associations de forte variance des zones VII à VIII.
- (x) Biotite dans les associations de forte variance des zones VI à VIII renfermant de la staurotide blindée.

En trait continu : courbes évolutives pour les associations à cd et à and (ou sil) :

- F lignée ferreuse;
- M lignée magnésienne.

Existence possible d'un stade précoce à disthène-staurotide

Récemment, G. Guitard a trouvé dans les micaschistes de Balatg de la zone VI [- st], dans un bloc éboulé métrique riche en grenats, provenant du flanc de la vallée haute de Velmana, des *disthènes reliques dans la cordiérite*. Le disthène est intimement associé en épitaxie à une staurotide nettement différente par sa composition et sa texture des staurotides blindées habituelles de cette zone. Cette présence de l'association relique disthène-staurotide implique l'existence d'un stade plus précoce du métamorphisme où la pression était plus élevée (> 5 kbar), probablement lors de D3. On peut rapprocher cette association relique, de la description par C. Ayora *et al.* (1993) d'inclusions fluides précoces dans les lentilles de quartz de micaschistes de la zone à chlorite du dôme de Nuria (Sud Canigou) : les inclusions indiqueraient que leur piégeage s'est fait à une pression de l'ordre de 5 à 6 kbar.

Existence d'un stade tardif à chloritoïde magnésien

Dès la zone VI et au-dessous d'elle, les silicates d'alumine sont souvent pseudomorphosés, entièrement ou partiellement, par des agrégats micacés (micas blancs) et montrent non rarement des rosettes de *chloritoïde* secondaire associé parfois à de la *margarite*. Pour le chloritoïde les teneurs en MgO sont relativement fortes (MgO = 1,5 à 2,5 % avec une moyenne à 2,2 ; les teneurs en MnO se situent entre 0,8 et 1,2 %). Cette paragenèse tardive à [chloritoïde-margarite] fréquente dans les micaschistes à sillimanite de la partie centrale du Canigou, représente l'équivalent dans le Canigou de la paragenèse, elle aussi tardive (post-D6 et syn- à post-mylonites en compression tardihercyniennes) à disthène-staurotide-grenat-chloritoïde, bien développée dans les massifs des Albères et du Cabo de Creus, où elle représente le début du refroidissement du bati à une pression de l'ordre de 4 à 5 kbar en relation avec un dernier stade d'épaississement dû aux écaillages mylonitiques tardihercyniens vers le Sud.

Conditions de pression et de température ; thermométrie de la série métamorphique du Canigou

Le problème de la température

La suite métamorphique à cordiérite et andalousite au sein des séries péliques, peut être interprétée comme la conséquence d'un seul épisode de réchauffement régional, localement perturbé par l'effet thermique de contact des granitoïdes syntectoniques hercyniens. Le gradient de température local (en tant que lieu des températures de culmination) peut être estimé par l'uti-

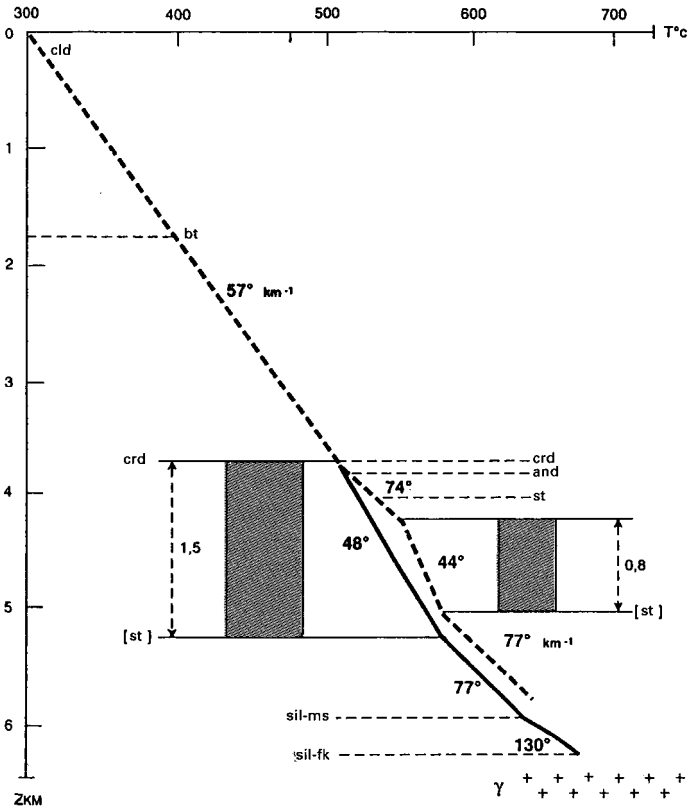
lisation du couple grenat-biotite dans les métapélites (fig. 14) (résultats et discussion *in* G. Guitard, 1989b, 1996).

Le calibrage corrigé de J. Ganguly et S. K. Saxena (1984) a été privilégié dans cette étude, car les grenats sont généralement substitués par Mn et Ca et les résultats fournis sont en harmonie avec les données expérimentales. On a systématiquement utilisé les valeurs les plus fortes de XMg dans la zone de bordure (ZB sur fig. 13) et le XMg de la bordure des biotites au contact. On caractérise ainsi un intervalle de 510 à 680 °C de la base de la zone à biotite (II-III) à la zone VIII (sil), sur une épaisseur de l'ordre de 2 500 m. On constate la forte variation du *gradient vertical local* fortement atténué à la traversée de la nappe des gneiss (35-44 °C/km⁻¹ suivant l'épaisseur des gneiss) et atteignant 75 °C/km⁻¹ dans les micaschistes, sauf à la base où il atteint 130 °C/km⁻¹ dans la zone à sillimanite, traduisant bien l'effet thermique local de contact du granite.

Le problème de la pression

Une certitude s'impose : le métamorphisme hercynien du Canigou développe en abondance de l'andalousite dans les métapélites mésozonales, ce qui indique pour cet épisode une appartenance au type de basse pression. Il est malheureusement impossible de cerner précisément l'intervalle de pressions, faute d'associations minérales appropriées et des incertitudes sur les positions P.T. des équilibres de changement de phase [and-sil] et [and-ky]. La prise en compte de l'épaisseur de la pile paléozoïque, en corrigeant les effets des mylonites additives tardihercyniennes et des failles normales « alpines », conduit à un AZ de l'ordre de 11 km, qui indiquerait avant D6, une pression au tréfonds du Canigou Pt ~ 3,2 kbar et 2,6 kbar au toit des gneiss. L'absence de disthène implique Pt < 4 kbar. L'apparition systématique de la staurotide à plus haute température que l'andalousite, puis sa destruction avant l'apparition de sillimanite, pourraient indiquer une baisse de pression pendant la montée en température du métamorphisme syn-D4. C'est compatible avec les observations de R.L. Gibson (1992) sur la cristallisation de la staurotide au tout début ou avant D4 et son analyse P.T. dans le système KFMASH (Gibson, 1992 : fig. 3).

Pour G. Guitard (1989b, 1996), l'emploi des géobaromètres thermodynamiques « grenat - sillimanite - plagioclase » ou « grenat - muscovite - sillimanite - biotite » avec les différents calibrages proposés, conduit dans la zone la plus chaude des contacts granitiques à des résultats incohérents pour le premier et d'environ 4,3 kbar pour le second, résultat qu'il estime trop élevé par comparaison avec l'ensemble des paragenèses observées immédiatement au-dessus. Cependant R.L. Gibson et M.J. Bickle (1994), utilisant, pour ces mêmes associations du tréfonds du Canigou, les calibrages THERMO de T. Holland et R. Powell (1990), proposent une pression de



Les épaisseurs différentes de la "nappe" des gneiss métagranitiques dans les flancs sud (à gauche) et nord-est (à droite) sont en pointillés. Les valeurs en °C par km d'épaisseur des tronçons considérés, indiquent le gradient calculé entre isograde et un changement majeur de lithologie. Le 0 des profondeurs correspond à l'isograde du chloritoïde I (dans l'Ordovicien supérieur)

Les températures ont été obtenues par le couple (biotite-grenat) à l'équilibre, avec la calibration de Ganguly et Saxena, 1984 (cf. fig. 13)

Fig.14 - Diagramme température-profondeur pour la culmination(syn-P4) du métamorphisme régional du Canigou

(G. Guitard, 1989)

l'ordre de 4,2 kbar. G. Guitard (1996) propose quant à lui, une pression lors de la culmination thermique de l'ordre de 3,1 kbar, dans cette même zone. Il estime que le calcul d'un gradient thermique moyen pour toute la série, jusqu'à la surface, impliquant un gradient linéaire de température, n'a guère de sens dans le cas de la série à lithologie contrastée du Canigou où, au moment du métamorphisme, une lame épaisse de métagranite est engagée entre des métapélites. Ces formations ont un comportement thermique très contrasté aussi bien par leur conductivité que par l'absorption endothermique de chaleur lors des réactions métamorphiques (Jaupart et Provost, 1985). De plus, la découverte de l'association relique précoce disthène + staurotide dans les schistes de la zone VI de Balatg, implique une assez forte variation de ce gradient dans le temps.

Origine du métamorphisme

On peut envisager deux causes successives au métamorphisme hercynien de ce massif (Autran *et al*, 1996 ; Vielzeuf, 1996) :

1. Pendant la période initiale de l'empilement précoce, entre le Namurien moyen (~ 320 Ma) et le Westphalien moyen (-310 Ma), de type sous-charriage crustal avec raccourcissement tangentiel, anté- puis syn-D3, le gradient est du même ordre que celui qui est habituellement observé dans les métamorphismes de moyenne pression à disthène. Il peut être simplement dû au réchauffement de la zone épaissie par l'énergie thermique crustale, éventuellement amplifiée par des intrusions basiques mantelliques dans la croûte inférieure, telles qu'on en observe dans la zone nord-pyrénéenne (port de Saleix en Ariège, par exemple).

2. Après D3, une advection énergétique de chaleur, dans la croûte moyenne est nécessaire. En effet, l'intervalle de temps entre le déclenchement des raccourcissements du stade D1-D3 et D4 est trop bref (10 à 15 Ma au plus) pour faire appel à une modification thermique très profonde telle qu'un amincissement de la lithosphère. Par contre, les abondants et volumineux plutons de granitoïdes nécessitent l'existence intracrustale de vastes chambres magmatiques où se réalisent les phénomènes d'hybridation des magmas mantelliques et crustaux et leur différenciation, avant leur mise en place syn-D4-7 dans les plutons composites, supracrustaux. Ceux-ci n'assureront, lors de leur mise en place dans la croûte supérieure, que F advection thermique responsable des métamorphismes de contact. C'est cette advection, étagée dans la croûte, du magmatisme à l'origine des plutons de la croûte supérieure, qui serait la cause thermique du métamorphisme de basse pression-haute température.

Les âges westphalo-stéphanien inférieur récemment obtenus pour les plutons par U/Pb, discréditent les hypothèses comme celles de S.Wickham et E. Oxburgh (1986) ou de R. Vissers (1992), qui envisageaient un intervalle de temps de 20 à 30 Ma au moins, entre le métamorphisme de basse pression et le plutonisme permien, liant les deux à un processus d'extension crustale. Un contexte globalement décrochant à l'échelle lithosphérique rend mieux compte de la brièveté des déformations et métamorphisme (au maximum 15 Ma) et de la possibilité de mise en place des magmas mantelliques vecteurs de la chaleur nécessaire à la genèse du métamorphisme de basse pression et des plutons.

PLUTONISME HERCYNIEN

On ne connaît aucun magmatisme sur cette feuille qui soit contemporain des étapes précoces anté- ou syn-D3 de la déformation. Tous les métagranites sont au minimum d'âge antésilurien. Ils sont clairement orthogneissifiés par la déformation D3 alors que plus localement les mylonitisations tardihercyniennes peuvent transformer en néo-orthogneiss post-D3 les plutonites carbonifères. Les magmas identifiés dans les granitoïdes appartiennent à quatre ou cinq familles chimiques génétiquement indépendantes, d'après les études géochimiques réalisées et les discontinuités de composition observées ; tous les plutons de la feuille contiennent des magmas de différentes familles génétiques (plutons composites). On trouvera une mise au point dans les conclusions du chapitre 9 de la « Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées » (Barnolas et Chiron, 1996).

Les familles géochimiques de magma et leur origine

On distingue les cinq familles génétiques suivantes :

- 1 - Des magmas basiques magnésiens de type tholéïtique dont seuls les plus gros massifs de gabbro, non représentés sur cette feuille mais bien connus dans les plutons de Quérigut et de Saint-Laurent-de-Cerdans-La Junquera permettent d'accéder à un magma mantellique non contaminé. Ils permettent alors de caractériser des compositions de tholéïtes « distensives » et non pas des tholéïtes liées à une subduction.
- 2 - Des magmas gabbro-dioritiques, intimement associés et en relation de cristallisation fractionnée dans des chambres où ils ont subi des interactions chimiques avec un magma « granitique » crustal (les faciès $\theta\eta$ de la carte).
- 3 - Des magmas tonalitiques, granodioritiques, adamellitiques qui, avec les précédents qu'ils incorporent en grosses masses ou en multiples enclaves,

définissent une « lignée I, calco-alkaline à tendance potassique » (fig. 15) dont l'origine est l'objet de discussions, malgré le grand nombre d'études géochimiques réalisées avec les éléments, majeurs, traces et les isotopes stables ou radiogéniques, sur le pluton de Quérigut entre autres. Ce sont les faciès $\gamma^4\eta$, γ^4 , γ^{3-4} et *pro parte* $\rho\gamma^3$ et $\rho\gamma^2$ de la carte. Trois hypothèses seront évoquées :

- lignée calco-alkaline formée sur une structure de subduction. Le cadre géodynamique varisque à la fin du Westphalien permet pratiquement de l'exclure par l'absence de zone océanique que l'on puisse impliquer dans la zone orogénique. La forte signature géochimique crustale va dans le même sens ;

- une anatexie de roches basiques de la croûte inférieure granulitique d'âge apparent néodyme protérozoïque (Ben Othman *et al*, 1984), activée par la mise en place de tholéïtes mantelliques hercyniennes : ce sont les résultats expérimentaux sur l'anatexie sans eau des amphibolites basaltiques, couramment utilisés pour l'Archéen, qui dans le contexte d'advection thermique importante du métamorphisme des Pyrénées, paraissent pouvoir s'appliquer à la genèse directe de diorites quartzifères, tonalites et granodiorites ou granites. Leur composition dépendrait essentiellement de la composition globale des roches crustales profondes, soumises à l'anatexie sans eau ;

- l'hypothèse la plus couramment défendue est celle d'une hybridation dans la croûte profonde, de magmas mantelliques basaltiques et de magmas d'anatexie crustale donnant des granites-granodiorites, alumineux ou non, qui provoquerait d'une part les modifications géochimiques et rééquilibres isotopiques entre les deux types de matériaux et permettrait la formation d'un bain tonalito-granodioritique dont la différenciation magmatique donnerait les suites cogénétiques observées associées à des différenciés ferrifères ; et d'autre part, les intrusions de magmas mixtes observés dans le pluton de Quérigut (mélange non homogénéisé de diverses diorites quartziques dans une matrice de tonalite, leucotonalite ou granodiorite. Cette hypothèse est difficile à discriminer de la précédente si les matériaux du socle fondu sont des protolites très anciens, ce qui paraît être le cas d'après les rapports isotopiques du néodyme et du rubidium.

4 - Des magmas de monzogranites à biotite, faiblement alumineux, non cogénétiques des précédents qui pourraient provenir, d'après leurs traceurs isotopiques, de l'anatexie de métagranites précambriens analogues à ceux du Canigou ou de l'Aston. Ce type est très bien représenté au cœur des massifs de Quérigut et de Millas ($\rho\gamma^2$) et dans le pluton de Batère à l'Est du Canigou (feuille Céret).

5 - Des magmas de monzogranites et leucogranites franchement peralumineux dont la genèse par anatexie, puis la différenciation se seraient faites dans la croûte supérieure soit en présence de cordiérite comme restite (c'est

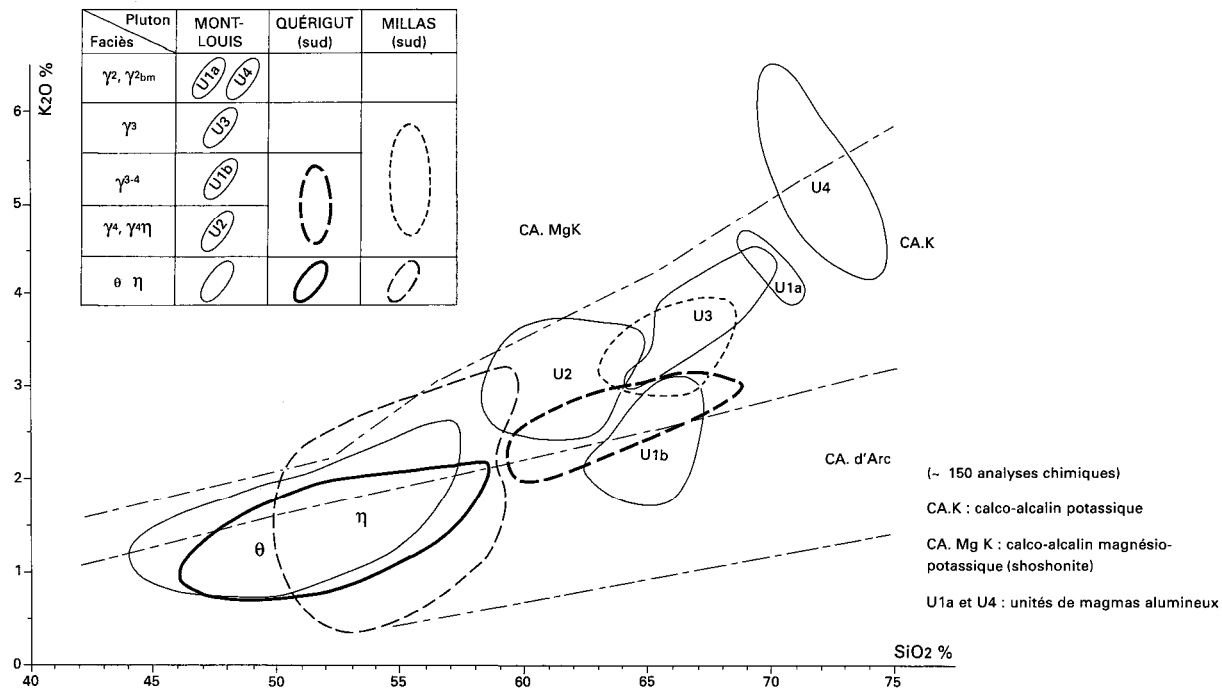
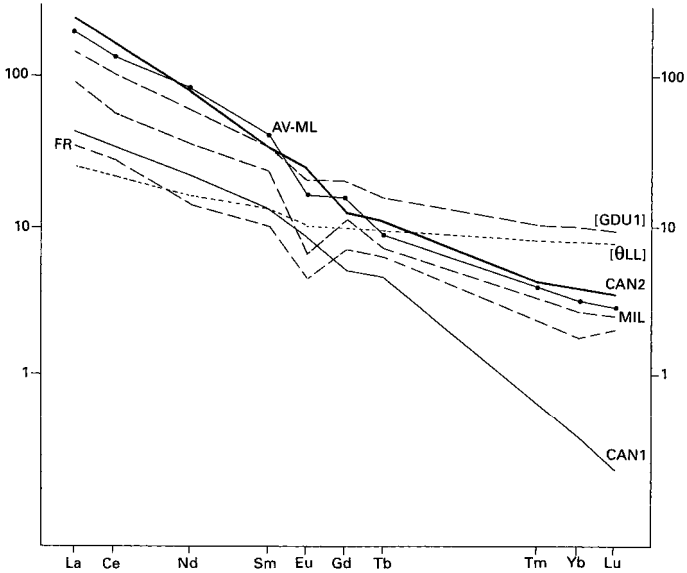


Fig. 15a - Champs des compositions en K2O et SiO2 pour les plutons calco-alcalins



CAN1 (gorges du Cady) : spectre sans fractionnement des T.R. lourdes et de l'euporium

CAN2 (Py est); AV (U1a des Avellans) : fractionnement des T.R. lourdes mais pas de l'euporium

FR (lycée Font-Romeu) ; MIL (y Millas - Eus)- : fractionnement des T.R. lourdes et de l'euporium

GD U1 (granodiorite à biotite U1 dans les gneiss de Fontpédrouse et

LL (gabbro de La Llagonne) pour comparaison

Fig. 15b - Diagrammes des teneurs en terres rares normées aux chondrites, pour différents types de leucogranites

le cas des leucogranites γ_{bm} tardifs par rapport aux plutons de Millas et Mont-Louis), soit en présence de grenat (leur spectre de terres rares sont alors fortement et régulièrement fractionnés) comme c'est le cas pour l'un des composants du stock granitique profond du Canigou (fig. 15b). Le volume, dans les Pyrénées et sur cette carte, de ces types de magmas est beaucoup plus faible que celui des lignées 3 ou 4 qui forment l'essentiel du volume des plutons.

Conditions de mise en place

Aucun des magmas sur cette carte n'est en équilibre thermique avec son encaissant lors de sa mise en place, sauf les leucosomes d'anatexie développés dans les micaschistes et orthogneiss de la zone à sillimanite du Canigou ; mais il s'agit là d'une « anatexie induite » par l'advection locale de chaleur des leucogranites d'origine plus profonde, intrusifs à ce niveau déjà très chaud, lors du métamorphisme régional syn-D4 de basse pression.

Comme on l'a déjà expliqué plus haut, tous les granites de la feuille se mettent en place postérieurement aux déformations D3 recoupées par tous les contacts et épigénisés de façon « statique » dans le métamorphisme de contact. La dilatation du volume de leur encaissant est nécessaire pour créer le volume énorme occupé par les plutons (1 000 à 2 000 km³). Étant synchronématique des déformations D4 à D7 (cf. « Évolution tectonique ») et le sommet de la série ayant disparu par érosion, il est difficile de vérifier le déplacement de leur toit vers le haut dans le cas des trois plutons du Nord de la feuille. Par contre, sur la bordure est du pluton de Mont-Louis la compression E-W de l'encaissant oriental, avec formation des plis P7, est synchronique de la mise en place de l'unité II granodioritique-tonalitique de ce pluton dans le lobe oriental qui se plisse à l'état submagmatique en une large synforme orientée N20°E (la synforme de La Llagonne), en même temps que se forment les plis P7. Cette structure syn-P7 intraplutonique n'est visible que sur la feuille Mont-Louis. La bordure sud du pluton de Millas-Querigut entre Catllar et Nohèdes ne montre pas aussi clairement des plis de S3 liés à la morphologie du pluton, mais S3 s'enfonce systématiquement sous le pluton, dont la foliation interne pend aussi vers le Nord. Les formations de Jujols et d'Évol de ce secteur ont leurs plis P3 et *pro parte* post-S3, coupés ou incorporés dans les septa du pluton, mais l'étude détaillée des relations de l'aurole de contact avec les plis post-S3 n'a pas encore été réalisée.

Organisation interne des « unités magmatiques » dans les grands *plutons

Pour restituer cette organisation, on a utilisé la mesure des foliations et linéations « magmatiques » et la cartographie des faciès pétrographiques et

des types et pendages des contacts entre type de magmas et avec l'encaissant. Les structures planaires et linéaires les plus précoces sont créées par la déformation *au stade magmatique* (sans déformation plastique des minéraux) dans les magmas déjà chargés de minéraux cristallisés ou d'enclaves qui enregistrent cette déformation. On les appellera Sy et Ly. Plus les roches sont chargées de biotite, d'amphibole et d'enclaves, plus il est aisé d'y caractériser la forme et l'attitude de l'ellipsoïde de déformation par la morphologie des enclaves basiques, par la disposition de rubanements plus ou moins riches en biotite (schlierens), par la répartition coplanaires ou cozonales des biotites et des phénocristaux de feldspaths et l'allongement préférentiel des prismes d'amphibole dans les tonalites. Ces mêmes structures sont aussi révélées par la caractérisation de l'ellipsoïde de susceptibilité magnétique (Bouchez et Gleizes, 1995 ; Gleizes, 1992), entièrement défini par l'orientation des biotites et amphiboles paramagnétiques, dans ces granitoïdes sans magnétite ni pyrrhotite.

L'anisotropie de la susceptibilité magnétique (ASM), très sensible à de faibles taux de réorientation des biotites, sera ainsi un très bon indicateur de la géométrie des déformations acquises aux stades magmatique à subsolidus. C'est la seule méthode utilisable dans les granites pauvres en marqueurs, ou apparemment isotropes. Ainsi, dans le lobe oriental du pluton de Mont-Louis elle caractérise très bien l'acquisition d'une structure plan axial de la grande synforme P7 de La Llagonne, alors que les mesures de terrain plus sensibles aux macrostructures, caractérisent la foliation qui dessine cette synforme.

Les déformations planaires et linéaires enregistrées *au stade postsolidus* avec déformation plastique généralisée, sont aussi bien caractérisées par l'ASM, que directement par l'observation des faciès proto- et blastomylonitiques, plus ou moins affectés de recristallisation de basse température (chlorite, épidote, sphène, calcite,...). Ces structures sont représentées avec les symboles schistosité et linéation des roches encaissantes ou ceux dédiés aux zones mylonitiques.

Pluton de Mont-Louis

La carte en expose une coupe continue de la base au sommet sur environ 5 000 m d'épaisseur. C'est ici que la structure en laccolite de la base du pluton a été reconnue dès 1957 (Autran et Guitard, 1957 ; Autran *et al.*, 1970). Le lobe oriental de ce pluton de 660 km², montre qu'il s'est constitué par l'intrusion de quatre unités successives de magmas différents pendant la suite « rapide » des déformations post-D3. Par suite des déformations D5-6, créant les brachyanticlinaux et les synclinaux tardifs majeurs et de la structure de répétition par la faille inverse mylonitique de la Têt, on peut observer le plancher du laccolite trois fois, sur 85 km² à la base du pluton, depuis le dôme de gneiss de la Bouillouse (feuille Mont-Louis) jusqu'au brachyanti-

clinal de Carança (Autran, 1996) (fig. 1). Sur la feuille Prades, seules les unités plutoniques 1 et 2 sont représentées.

- **L'unité 1**, formée ici des granodiorites-tonalites à biotite, avec enclaves basiques (Y¹), forme le réseau complexe de sills et dykes qui recoupent les orthogneiss de Fontpédrouse et alimentent des sills épais (50 à 300 m) et des laccolites (500 à 1000 m d'épaisseur) dans la base du Paléozoïque, eux-mêmes séparés par des panneaux souvent très continus de micaschistes (crêtes du Serrat de Pijouan, pic de Figuema, jusqu'à la Jasse de Cattla au Nord ; tout le Paléozoïque du flanc nord des gneiss de Carança). Le laccolite du Llar, épais de 500 m, est le seul à montrer une zonation verticale de ses magmas (γ^{3-4} , $\rho\gamma^3$, γ^{2bm}). On voit remarquablement sa structure depuis le village de Prats-de-Balaguer et le long de la route d'accès au village de Llar ou dans la coupe continue qu'en donne le sentier du canal d'arrosage Fetges-Llar (cote 1 460 m). Ce sentier et la N 116 offrent les meilleurs affleurements pour observer les « cheminées magmatiques » qui alimentent à travers les gneiss, les laccolites épais développés dans les micaschistes (en particulier près du refuge forestier des Corral (1 350 m), dans les lacets de la N 116 (maison cantonnière du Pallat, 1 309 m) ou du pont du vallon de Nabella, cote 1 148). Mais plus on approche du toit de la zone mylonitique de la Têt, vers le bas du versant nord de la vallée, plus l'observation des relations structurales des granodiorites intrusives et des métamorphites qui les précédaient, est gênée par la surimpression de structures protomylonitiques subsolidus.

La zone d'injection dans les gneiss montre généralement une proportion hétérogène de granodiorite atteignant fréquemment 50 %. On observe des contacts subparallèles à la foliation des gneiss (vallon Nabella) ou verticaux et subparallèles entre eux, à peu près N20°-30°E (passage à niveau N 116) ou plus rarement formant une mégabrèche de panneaux de gneiss, basculés les uns par rapport aux autres sans direction de cassure privilégiée. La granodiorite est toujours en contact net avec les orthogneiss eux-mêmes peu fondus. Foliation et linéation des gneiss sont recoupées par les contacts de la granodiorite beaucoup moins déformée, elle-même affectée d'une linéation constante Ly N20-40SW20-40, à N-S horizontale, nettement distincte de la linéation des gneiss le plus fréquemment N50E20.

Il n'a pas été possible d'observer des foliations et linéations magmatiques non affectées de déformation subsolidus. Aussi, la relation de ces structures Sy-Ly soit avec la dynamique précoce D4 à D6, soit avec celle des mylonites additives plus tardives (D8), n'a pas pu être élucidée. La seule conclusion nette, c'est que la déformation D3 était achevée et que les gneiss n'étaient pas encore fondus lors des injections qui se sont réalisées avec un très fort contraste de viscosité entre les orthogneiss et le magma.

Au-dessus de la zone d'injection complexe dans les gneiss, le « septum de base » des micaschistes de la Formation de Canaveilles supérieure est, lui, remarquablement régulier et épais de 50 à 150 m. Il était en micaschistes à

andalousite lors de la mise en place du laccolite de granodiorite dont il forme le plancher continu, sauf au niveau des cheminées d'alimentation qui le recoupent. Les blastes d'andalousites y sont systématiquement transformés en sillimanite et la base du septum montre fréquemment un début d'anatexie (très bonnes conditions d'observation le long de la N 116 à l'Ouest de la feuille, ou sur la route de Llar). Les plis P7 à axe ~ N-S à N20 et plan axial ~ 20W60 sont assez fréquents. Le contact de base de la granodiorite recoupe nettement la foliation S3-4 des micaschistes. Plus haut, les laccolites initiaux de granodiorite à biotite (γ^{3-4}) séparés par les septa de micaschistes du pic de Figuera et de Font des Rancs, ont été réinjectés par les tonalites à biotite et hornblende (γ^4) de l'unité 2. La foliation de $Y^{3,*4}$ est en gros accordée sur les surfaces de contact des septa parallèle à S3, mais dès que le contact est franchement oblique sur S3 on voit que la foliation de la granodiorite ($S\gamma$) tout en restant apparemment conforme à l'attitude de S3 devient très oblique sur le contact alors que les plis plus ouverts P4 ont un plan axial (faisant un angle d'environ 20° avec S3) parallèle à $S\gamma$ et leur axe à $L\gamma$. Ces plis P4 participent aussi au découpage des septa lorsqu'ils affectent des lithologies à rhéologie contrastée. On peut donc penser que la granodiorite γ^{3-4} s'est mise en place pendant D4.

• **Unité 2** de tonalite et granodiorite à hornblende et biotite avec abondantes enclaves basiques (γ^4), forme l'essentiel de la moitié orientale du pluton. La disposition des enclaves de Paléozoïque et des macrofoliations marquées par les enclaves basiques orientées, les biotites, les rubanements, dessinent la torsion de $S\gamma$ en une grande synforme à plan axial subvertical à W80, orienté de N15°E en partie haute (route de Railleu au col de Creu) à N30°E au Sud près de la base du corps : c'est la *synforme magmatique de La Llagonne*. Les linéations d'éirement $L\gamma$, ont toujours la même disposition N30° à 15°E et plongent vers le Nord à 30-10°. La partie nord, entre Sansa et le col de Sansa montre des pendages vers le Sud de $S\gamma$; ce secteur est affecté tardivement par l'interférence des grandes failles tardihercyniennes (et alpines) qui découpent la partie la plus élevée du pluton. Cependant, la forme en fermeture périsynclinale qu'y dessinent $S\gamma$ est primaire. Elle traduit la remontée vers le Nord, du lobe de tonalite 2, au-dessus des schistes d'Evol et de Jujols. Au Sud de La Llagonne, la crête de l'anticlinal WNW-ESE (D6) des dômes de la Bouillouse-Caraça, fait remonter le fond de ce synclinal de l'unité 2. Plus au Sud-Ouest dans la zone de Bolquère-Via, les $S\gamma$ dessinent un éventail de foliation ouvert vers le haut, plutôt qu'un synforme et les linéations $L\gamma$ y sont systématiquement inclinées vers le Sud-Ouest. Cette disposition de l'unité 2, qui à sa base envoie des feuillettes laccolitiques dans le laccolite initial plus mince de l'unité 1, traduit son plissement, pendant sa mise en place par les mégastructures P6 et P7 (fig. 16 et 1).

La feuille Prades ne montre que la moitié orientale de la synforme P7 de La Llagonne. Cette bordure orientale montre systématiquement les folia-

La coupe inférieure montre le plancher du laccolite U1, injecté de sills et dykes de granodiorite (γ^{d4}) U1 à biotite, représentés schématiquement d'après les parties observables entre Sauto et Fontpédrouse. Deux cheminées d'alimentation du laccolite U2, de tonalite à biotite et hornblende (γ^f), recoupent ce réseau filonien U1 dans les gneiss et ont apparemment permis la remontée d'un grand panneau de gneiss sous la synforme P7 rempli par l'unité U2 (coupe supérieure).

Les plis P7 ont un plan axial subparallèle à la bordure du pluton, et à celui de la synforme de La Llagonne U2 ployée par P7.

La répartition irrégulière de l'anatexie des gneiss ou des micaschistes du "septum basal" est schématisé telle qu'observée, par les pointillés.

On remarquera la disparition progressive (?) de la partie inférieure de la Formation de Canaveilles (C1, C2, C3) sous le mince laccolite du Llar (LL.); l'horizon C5 (de Tuébol) arrive sur les gneiss sous la synforme de la La Llagonne et plus à l'ouest.

Légende : mêmes figurés que sur fig. 17 et 18, orientés comme la foliation magmatique.

1 : tonalite de U2; 2 : granodiorite-tonalite à biotite de U1 ; 3 : septum de Paléozoïque; 4 : orthogneiss fondus (pointillé) ou non et "septum basal" de micaschistes à sillimanite à leur toit; 5 : isogrades ® et © du métamorphisme régional plissés par P7 et recoupés par l'aurole de contact

Fig. 16 - Deux coupes E-W de la bordure orientale du pluton de Mont-Louis distantes de 4 km

(A. Autran)

tions $S\gamma$ des tonalites et granodiorites qui paraissent buter avec un angle de 15 à 20° sur le contact, en gros N-S et très incliné vers l'Ouest. Les schistosités S3 (et *pro parte* S6 et S4) venant de l'Est sont systématiquement ployées *sous* le pluton, qu'elles abordent avec une direction subidentique à celle des $S\gamma$ de la bordure du pluton. Ce dispositif est dû aux macroplis P7, déformant tous les précédents et dont le plan axial est parallèle à celui de la synforme de La Llagonne. Vers le haut du dispositif, les macroplis P7 kilométriques sont assez serrés contre le pluton (secteur Ralleu-Sansa), alors que plus bas ils forment une structure plus ouverte (Talau-Tuébol ; cf. « Évolution tectonique » et fig. 1 et 22). On remarquera qu'au Nord de Sansa, les plis P7 s'atténuent. À l'échelle de l'affleurement on peut observer des intrusions de petites protubérances hectométriques de la bordure du pluton, autour desquelles se moulent des plis P7 de même amplitude (signe * entre Ralleu et Sansa) ; les plis P3 ou P6 sont coupés par le contact et on les retrouve dans les grands panneaux de Paléozoïque incorporés dans la granodiorite. L'apparente continuité en direction de $S\gamma$ et de S3 en bordure ne peut donc pas s'interpréter comme une mise en place synchrone de D3 comme l'envisageaient J.L. Bouchez et G. Gleizes (1995). L'analyse de la cristallisation des blastes d'andalousite et cordiérite de l'aurole a montré que les plis P4, P6 et P7 sont syncinématiques de la mise en place et de la déformation du lobe oriental de l'unité 2.

Le dessin cartographique complexe des surfaces isogrades du métamorphisme régional et du métamorphisme de contact dans la zone de la forêt de Llansades (pauvre en affleurements de qualité) suggère l'existence probable sous cette crête, d'un laccolite caché de granite, prolongeant vers le Nord celui du Llar.

Vers la base du dispositif, entre le laccolite de l'unité 1 du Llar et la crête de Clavera, les plis P7 sont très déversés vers l'Est et des plis à charnière courbe dirigés vers le Sud, comme la « droite de glissement » des plis P7, peuvent indiquer un cisaillement vers le Sud lors de l'aplatissement-refoulement D7.

À l'intérieur de la synforme magmatique de La Llagonne, le plan axial du synclinal se matérialise par des structures macroscopiques espacées de quelques mètres à décimètres, orientées N10° à 25°, inclinées à 70°-80° vers l'Ouest où la foliation $S\gamma$ est affectée de cisaillements synmagmatiques subverticaux avec souvent réinjection de résidus magmatiques leucocrates. À l'échelle d'affleurement métrique, ces plans existent aussi mais sont difficiles à distinguer. C'est cette déformation encore magmatique, mais postérieure à l'acquisition de $S\gamma$, qui provoque une rotation pénétrative des biotites et l'acquisition d'une ASM de morphologie constrictive dans la zone axiale de la synforme, avec un plan ASM N20° très incliné. La majorité des points où G. Gleizes (1992) a mesuré cette ASM, après vérification sur le terrain, montre qu'effectivement la mesure d'ASM, très sensible, ne

correspond pas à la foliation macroscopique, non ambiguë. Par contre, la direction $L\gamma$ donnée par les allongements d'enclaves basiques et les prismes d'amphiboles est approximativement la même que celle qui est donnée par l'ASM. On peut donc en déduire que lors de la mise en place, la direction d'allongement du magma était bien proche de $N20^{\circ}E$ peu inclinée vers le Nord. Le splendide affleurement du grand tournant de la route D 118, 800 m au Nord de La Llagonne, montre cette structure constrictive synmagmatique, assez caractéristique dans la zone axiale profonde de la synforme.

Ces déformations importantes des magmas de l'unité 2 ne permettent pas de localiser une zone privilégiée d'alimentation de la bulle laccolitique du pluton sur la feuille Prades.

Pluton de Quérigut

Sa morphologie interne, grossièrement en entonnoir déversé vers le Sud et l'Ouest avec les unités les plus récentes au cœur, a été bien mise en évidence par l'analyse structurale d'ensemble qu'en a fait J. Marre (1973). L'organisation des foliations et linéations dans les unités successives suggère à J. Marre que l'alimentation de ce pluton, peu érodé, s'est faite depuis sa partie orientale, immédiatement au Nord de la feuille. La bordure sud, sur cette feuille, entre le col de Jau à l'Est et le col de Sansa, montre l'unité granodioritique méridionale qui forme un lobe déversé vers le Sud, sur les schistes cambriens dont la schistosité S3 plonge systématiquement vers le Nord sous le pluton. La large auréole de métamorphisme de contact qui s'y développe montre une limite sud fortement inclinée vers le Nord (d'après son intersection avec la topographie) (Leterrier et Autran, 1996). L'épaisseur cartographique ne peut être entièrement attribuée à un développement sous une portion du pluton située primitivement au-dessus mais érodée. Des masses cachées en profondeur sous le Paléozoïque, pourraient contribuer à la largeur cartographique de l'auréole, comme le suggère aussi l'épaisseur de la même auréole qui ne dépasse pas 1 200 m vers l'Est autour du lobe de Molitg, lui aussi en superposition sur les schistes (fig. 17).

On remarquera aussi que dans la partie N-S du contact entre le Gourg Nègre et la Rouquette, la superposition normale vers le Nord des formations d'Évol et Jujols, s'enfonce sous la granodiorite ; il apparaît des macroplis hectométriques $N20$ comparables aux P7 de la bordure N-S du pluton de Mont-Louis. On observe une réorientation de S3 parallèlement à la bordure sur une mince zone où S3 peut prendre un pendage sud. Les foliations $S\gamma$ du pluton sont en gros parallèles à la bordure. Dans le détail, des laccolites et sills de granodiorites se superposent en alternance avec des septa de schistes de Jujols entre le Gorg de Nohèdes et le col de Tour où le Dévonien, très développé sur la feuille Saint-Paul-de-Fenouillet au Nord, est lui aussi penté nord au-dessus du laccolite du Roucaté.

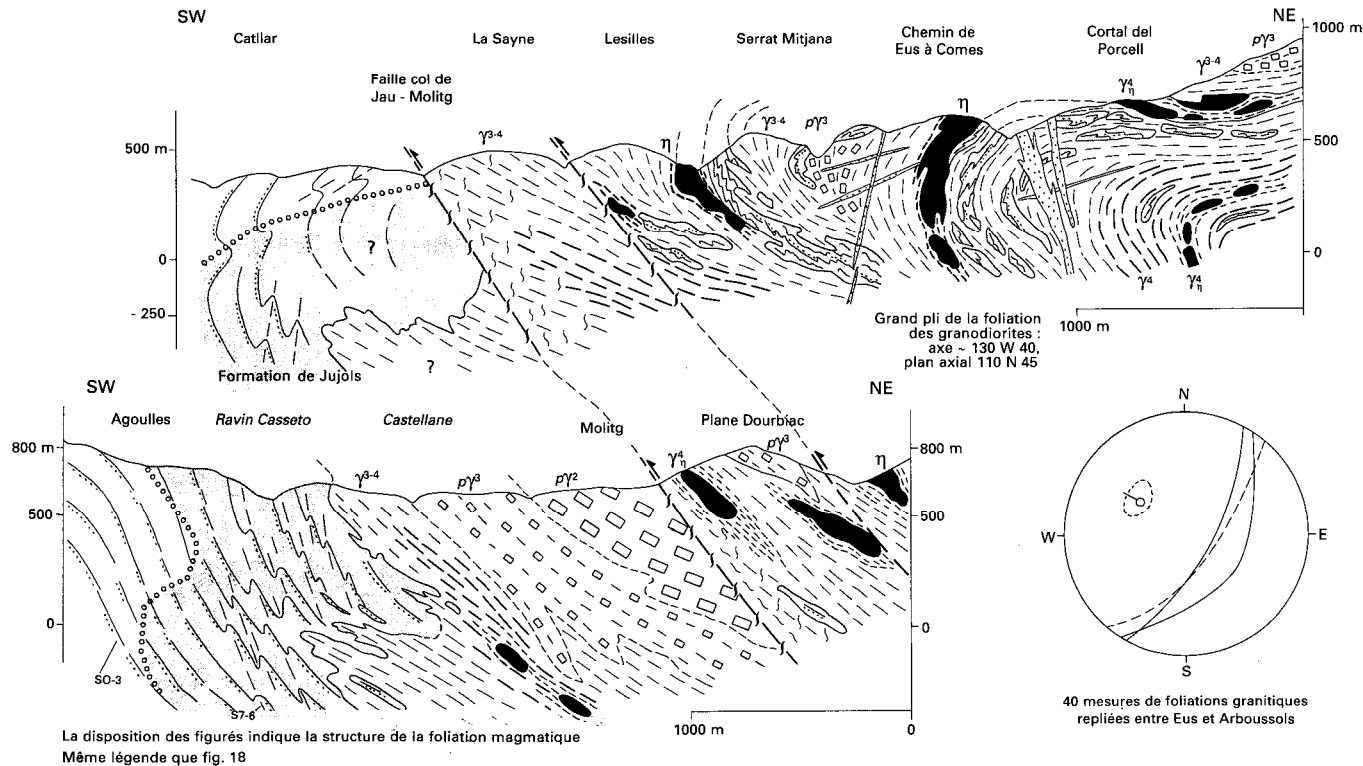


Fig. 17 - Coupes de la bordure sud du pluton de Millas et de la faille col de Jau - Molitg (A. Autran)

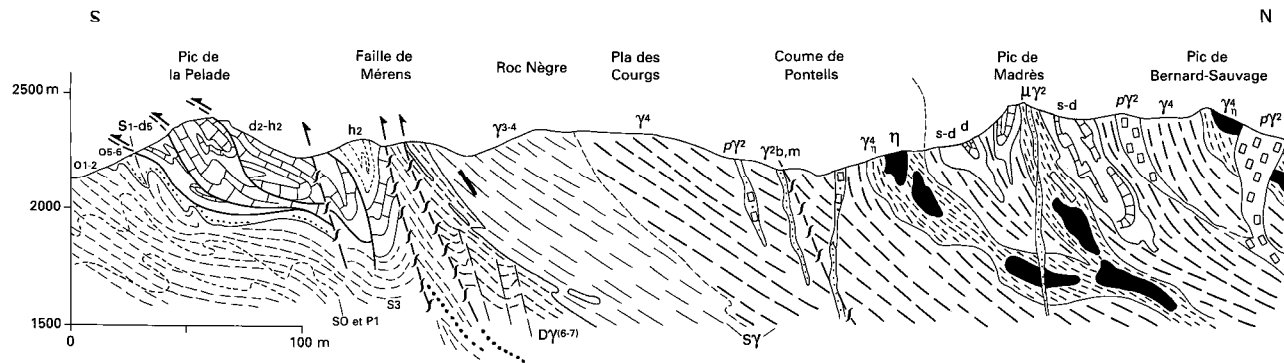
Plus à l'intérieur du pluton (fig. 18), la crête du Madrès et la haute vallée de la Castellane montrent d'épais corps de tonalite, riches en enclaves et corps dioritiques (étang de l'Ours, la Rouquette), structurés par une foliation verticale, des linéations précoces N-S très inclinées et des linéations E-W peu pentées plus récentes, paraissant traduire, comme en d'autres secteurs du Quérigut, un étirement parallèle à la bordure succédant à une mise en place depuis le Nord. On peut relier cette seconde déformation (magmatique) au gonflement du pluton et donc à l'extension de la surface de l'unité la plus ancienne, ici représentée, lors de la mise en place des grands volumes de monzogranites du cœur du pluton non visibles sur la feuille Prades. Les vastes panneaux de calcaires associés à des schistes notés 05-6 sont attribués au Dévonien moyen à inférieur (d3-4). On constate que ces panneaux disparaissent en profondeur avec parfois des fermetures synclinales vers le bas (roc Mary, Madrès). Comme ailleurs dans la bordure sud du pluton de Quérigut, on les attribue à des reliques du toit du pluton, pincées entre des lames de granodiorite. Les schistes associés aux calcaires sont plus probablement des faciès périto-carbonatés du Dévonien inférieur que de l'Ordovicien supérieur, car on y trouve des shales noirs siluriens identifiables mais jamais de conglomérat. Le panneau noté h 1-2 est un quartzite noir qui pourrait être silurien car on n'y a pas trouvé de nodules d'apatite comme dans ceux du Dinantien.

Quant aux corps filoniens de granite monzonitique porphyroïde (p^2) ou de microgranites à grands phénocristaux de feldspath potassique (μY^2), ce sont deux faciès fréquents dans les granites de Quérigut et de Millas. Le premier correspond à l'intrusion de l'unité externe sud par les monzogranites de l'unité intermédiaire développés plus au Nord, en position plus interne. Les second, très abondants dans ce secteur, sont plus tardifs, de même que les filons de leucogranite alumineux E-W de la Coume de Pontails, faciès assez rare dans le Quérigut.

Pluton de Millas


La faille col de Jau-Moligt orientée N120° sépare un domaine sud du pluton formé de granodiorites (γ^{3-4}) surmontées d'adamellites porphyroïdes ($\rho\gamma^3$) puis de monzogranites porphyroïdes ($\rho\gamma^2$), du corps principal dont l'organisation est différente.


- Le **domaine sud** est en continuité vers l'Est avec la bordure sud-est du Quérigut : les pendages vers le Nord de Sy et celui du contact sud, incliné aussi vers le Nord comme le révèle l'intersection avec la topographie, montrent le déversement apparent du granite sur le Paléozoïque au Sud-Ouest de Campôme, alors que le contact sud-est est quasi vertical, ou s'enfonce sous les schistes de Jujols comme l'indique les petits pointements de




Encaissant paléozoïques : mêmes symboles que sur la carte pour les formations de Jujols et celles du Dévonien et du Carbonifère

Granitoïde~

 Granitoïdes à biotite


 Granitoïdes et tonalites à biotite et hornblende Tonalites

 hétérogènes chargées d'enclaves basiques Corps de

 gabbros à diorites quartzifères

 Adamellites porphyroïdes Monzogranites

 porphyroïdes Filons de leucogranites

 alumineux Septum de Paléozoïque dans les


 magmas

Fig. 18 - Coupe de la bordure méridionale du pluton de Quérigut et de la zone de faille de Mérens

(A. Autran)

granites alumineux et l'épaississement de l'auréole métamorphique jusqu'à Catllar (fig. 17b).

• Le **corps principal** montre ici la partie profonde sud du pluton, remontée par la faille inverse dextre de Molitg. Deux domaines de structures différentes s'affrontent de part et d'autre de la D 619 (au Nord de Catllar) :

- à l'Ouest, les granodiorites à biotite et amphibole (γ^{3-4}) qui entourent vers l'Est les grands panneaux de schistes passent progressivement vers le haut et vers l'Ouest aux monzogranites isogranulaires (adamellites) sombres dont la foliation $S\gamma$ ainsi que $L\gamma$, devient systématiquement ENE-WSW. Cette direction et la fréquence des amas basiques ($\theta\eta$) entourés de tonalites à enclaves ($\gamma^4\eta$) se prolonge jusqu'à l'extrémité occidentale du pluton (feuille Saint-Paul) (Messaoudi, 1990 ; Messaoudi *et al*, 1993). Cette unité hétérogène, assez comparable par ses magmas à la bordure sud du Quérigut, s'enfonce vers le Nord, sous l'unité plus interne des monzogranites clairs plus ou moins porphyroïdes qui formeront l'essentiel du volume du pluton. On y trouve les deux variétés ($\rho\gamma^3$ et $\rho\gamma^2$) du domaine sud (Molitg), dans la même position relative. Les linéations $L\gamma$ sont systématiquement plongeantes au Nord-Est ;

- à l'Est, apparaît l'unité la plus profonde et la plus ancienne dans l'ordre relatif des mises en place. Ces granodiorites à tonalites sombres, très chargées de petites enclaves basiques et de quelques corps de diorite, sont cloisonnées par de nombreux septa de schistes à faciès Jujols et parfois Évol, épais de 10 à 200 m.

Les foliations de ces septa et surtout la $S\gamma$ des granodiorites, dessinent une série de mégastructures kilométriques en antiformes fortement déversées vers l'Ouest, au stade magmatique (plis d'entraînement visqueux). La disposition sur cette feuille expose le plus occidental et le plus profond de ces plis synmagmatiques. Sur les feuilles voisines Rivesaltes et Saint-Paul on peut voir une mégastructure, en tout point comparable, qui se superpose à la plus profonde entre Rodès et Arboussols.

Ces grands plis profonds se sont formés *sous* le corps central des granites porphyroïdes, dont la foliation $S\gamma$ enveloppe l'ensemble des plis de la $S\gamma$ de l'unité granodioritique plus profonde : ils sont donc synchrones de la mise en place de l'unité centrale. Le passage continu de l'enveloppe supérieure de ces plis aux unités superposées et embouties vers l'Ouest, s'observe parfaitement dans les changements de pendages progressifs de foliations $S\gamma$ des granitoïdes (fig. 17a). Ainsi au niveau d'Eus, une lame épaisse de granites porphyroïdes $\rho\gamma^3$, superposés plus à l'Ouest aux granodiorites, remplit le cœur d'une synforme déversée à l'Ouest, entre les septa de la Serrat Mitjana à l'Ouest en position inférieure, inclinés Est, et ceux de la Cousteirague à la Pèdre, inclinés Ouest, les foliations dessinant le même éventail ouvert vers le Sud-Ouest. Dans le cœur de l'antiforme déversée,

ANTICLINAL D6 DU CANIGOU

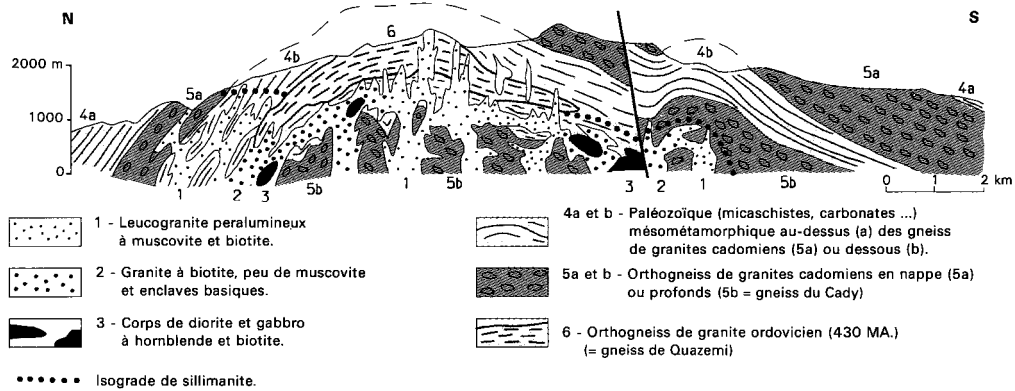


Fig. 19 - Coupe du granite profond du Canigou
(G. Guitard)

assez serrée, du Serrat de Moux au roc Rodon, la foliation $S\gamma$, qui décrit les plis où elle est généralement subparallèle aux septa de schistes, peut devenir une foliation plus tardive, subsolidus à peu près plan axial de ces plis et recoupant la première de façon beaucoup moins pénétrative. C'est particulièrement clair dans le secteur de la Pèdre. Les voûtes supérieures subhorizontales de ces grands plis sont bien exposées entre Eus et Arboussols et surtout, pour le second pli, entre Arboussols et le prieuré de Marcevol.

Ces deux grands plis de la $S\gamma$ précoce et des septa, construits sur projection stéréographique, ont les caractéristiques suivantes : axe 130NW40, plan axial 110N50. Les linéations magmatiques $L\gamma$ sont en position N-S à NE-SW sur toutes les surfaces $S\gamma$ E-W subhorizontales à NE-SW (zones de charnière). Il en a été observé orientées SE-NW dans les flancs raides N-S à NW-SE des grands plis. C'est un indice de plus, avec les néofoliations plan axial des plis, de déformations très importantes séquentielles, au bas (peut-être au plancher ?) de la chambre magmatique du pluton en train de se gonfler : elles traduisent clairement une déformation pendant un déplacement du haut du pluton vers le Sud-Ouest si on interprète ces plis profonds comme des plis d'entraînement de l'unité basale à viscosité plus forte. Les linéations mesurées par H. Messaoudi (1990) dans tout le reste du pluton montrent le même étirement NE-SW et le plongement nord-est, que dans la zone sud exposée sur cette feuille. Elles sont compatibles avec une cinématique globale vers le Sud-Ouest, comme on l'observe aussi dans le pluton de Mont-Louis. C'est aussi la droite de glissements des plis « P7 » NE-SW en moyenne, nombreux dans le secteur de Conat.

Un important et complexe réseau de filons aplitiques et de leucogranites alumineux recoupe l'unité 1 plissée. Le système le plus ancien 150E50, est suivi de filons assez plats 70-80S25. Puis recoupant l'ensemble des plis de $S\gamma$, des grands filons 50-80S80 forment un champ très dense (γ^2 et γ^2_{bm}) à l'Est de la feuille jusqu'à Rodès. À ce stade qui précède immédiatement les grands cisaillements N100-120° à jeu inverse systématique, γ_3 était donc subhorizontal N170° (cf. « Évolution tectonique ») et σ_1 dans le plan des filons, direction compatible avec celles du stade antérieur des déformations visqueuses ($L\gamma$ NE-SW modérément incliné à l'Est). Le jeu inverse dextre observé sur les mylonites implique un changement d'orientation de σ_1 et σ_3 à la fin de la cristallisation du pluton ($\sigma_1 \sim$ N-S horizontal).

Granite profond du Canigou

Sa mise en place plutôt après D4, pendant le début de ploiement du mégantyclinal P6, a déjà été largement évoqué dans la description de ses faciès et de leurs relations avec le métamorphisme régional et les plis P6 au cœur de l'anticlinal (fig. 19).

TERTIAIRE- QUATERNAIRE

Les conditions de formation des dépôts néogènes et quaternaires ont été exposées dans le chapitre « Description des terrains ».

ÉVOLUTION TECTONIQUE

On reconnaît assez aisément une évolution tectono-métamorphique hercynienne, responsable des plissements à toutes les échelles et des structures de déformation pénétratives accompagnées de métamorphisme, observables dans le Paléozoïque. Les premiers dépôts discordants sont datés du Néogène (probablement l'Aquitainien) et permettent de restituer de façon assez précise la tectonique en fossés et horsts, ainsi que les reliefs néogènes ; plus sommairement, par l'intermédiaire des surfaces d'aplanissement bien définies du Miocène moyen-supérieur, on peut aborder les jeux plio-quaternaires et la genèse des reliefs actuels (Calvet, 1994). Par contre, les effets des déformations alpines d'âge crétacé supérieur à oligocène sur le Paléozoïque de cette carte, sont difficiles à identifier faute de dépôts du cycle alpin : il sera fait appel à des zones proches, hors de la feuille, où les déformations de la couverture mésozoïque, engagée dans des raccourcissements en gros N-S, permettent d'analyser le comportement du socle paléozoïque lors de ces raccourcissements.

Les images grossières à l'échelle crustale et lithosphérique que l'on a actuellement à partir de la cartographie gravimétrique ou des tomographies de séismes locaux ou lointains (Gallart *et al*, 1982 ; Souriau et Granet, 1995) montrent le comportement très différent de la partie orientale de la chaîne des Pyrénées par rapport au domaine de la haute chaîne à l'Ouest de la Cerdagne : la « racine » crustale de la chaîne n'y existe pas (Moho à 35-30 km de profondeur, contre 45-50 km dans les Pyrénées centrales) et le Moho paraît affecté de dénivellations brusques de plusieurs kilomètres, notamment sous le massif du Canigou (Gallart *et al*, 1982).

LES RACCOURCISSEMENTS ALPINS DANS LE SOCLE

Il y en a trois indices majeurs à la périphérie est et sud de la feuille (fig. 3a et b). Ce sont le chevauchement du socle des Aspres sur le bassin mésozoïque autochtone d'Amélie-les-Bains et, au-dessous de celui-ci, le chevauchement de l'ensemble du massif du Canigou avec le bassin d'Amélie sur les schistes paléozoïques du Vallespir (Laumonier, 1987 ; Laumonier et Baétens, 1986), puis plus au Sud, ceux-ci sur le Tertiaire déposé sur une troisième lame épaisse de socle, celle du roc de France. Le plus profond de ces chevauchements, celui de Vallfogona, émerge au Sud du synclinal de Ripoll

en Espagne, depuis le Sègre à l'Ouest, jusqu'à l'Empurdan : c'est le plus récent, à la limite Eocène/Oligocène ; il correspond au sous-charriage le plus récent de l'avant-pays méridional sous la haute chaîne dans une structure de type « thick skinned tectonic » qui a probablement commencé nécessairement plus au Nord, dès le Paléocène pour les unités les plus hautes (Martinez *et al*, 1989 ; Munoz *et al*, 1986 ; Pujadas *et al*, 1989). Au niveau de la feuille Prades, il semble que les incontestables sous-charriages de la bordure catalane ont dû provoquer un épaissement crustal dans le socle du Canigou, entraînant peut-être le rejeu des zones mylonitiques tardihercyniennes du flanc nord des massifs de gneiss de Carança et du Canigou, sur le modèle de celui d'Amélie-les-Bains (cf. « La structuration hercynienne »). C'est l'hypothèse proposée par J.M. Fontboté *et al* (1986) pour ce secteur. Nous montrons ci-après qu'elle n'est pas approprié.

À ce stade initial des raccourcissements alpins, les zones mylonitiques tardihercyniennes Nord Canigou étaient en effet inclinées vers le Nord, très continues, c'est-à-dire en position favorable pour un découplage de deux compartiments épais du socle. Si l'on tient compte de la surrection totale qui peut être mesurée depuis la fin de l'Oligocène*, donc immédiatement après le dernier et le plus profond sous-charriage de Vallfogona en Catalogne, on peut évaluer la profondeur, vers 28 Ma, des mylonites actuellement observables à environ 6 000 m et leur température à 200 °C maximum. Donc si leur reprise alpine est de type « hors séquence », en fin d'épaississement (vers 30 Ma), le contraste de température avec les mylonites tardihercyniennes est très important et aucune déformation pénétrative ne peut être attendue. Par contre, si l'on envisageait leur fonctionnement précoce (éocène), 10 à 15 Ma avant, pour participer au découpage en lames épaisses de socle sous-charriées, il faut évaluer la portion de chaîne érodée entre 45 et 30 Ma. C'est un objectif pour lequel on ne dispose que de l'analyse des sédiments piégés au Nord et au Sud de la chaîne pendant cette époque. La revue de ces bilans érosion-dépôts par M. Calvet (1994), complétée par ses propres observations, le conduit à minimiser l'orographie de la chaîne à ce stade précoce, surtout pour cette partie orientale où une très haute surface culminante d'aplanissement, résiduelle peut être encore identifiée contrairement aux Pyrénées centrales. On peut en déduire que les faciès de mylonites en chevauchement, actuellement observables, n'ont jamais été portés à une température supérieure à 250 °C lors des raccourcissements alpins éocènes, sauf dans des zones d'advection hydrothermales chenalisées par une fracturation effectivement intense. C'est probablement cette advection thermique qui est responsable des âges alpins sur micas (Rb/Sr ou Ar/Ar), déterminés depuis quelques années sur ces mylonites (Esquevin *et al*, 1976, et revue *in* Monié *et al*, 1994). Sur la feuille Prades, ces âges alpins coexistent toujours avec des âges hercynien ou tardihercynien obtenus sur les micas de faciès

cf. « Le découpage alpin néogène du socle hercynien ».

non mylonitiques prélevés à faible distance (déca- à hectométrique) des micas de zones mylonitiques, ce qui révèle le caractère advectif du réchauffement d'âge alpin (Soliva *et al*, 1992). En conclusion de cette discussion, il nous semble raisonnable de considérer tous les faciès mylonitiques avec leurs attributs cinématiques et minéralogiques décrits plus loin, comme exclusivement tardihercyniens. D'ailleurs dans le Vallespir (fig. 3b), le chevauchement incontestablement alpin du massif de gneiss du Canigou sur le Paléozoïque (Laumonier, 1987) se fait dans des conditions « froides » (gouges, cataclastites). Dans la zone complexe de la vallée de la Têt où la zone chevauchante mylonitique tardihercynienne a été fortement affectée par les rejeux en faille normale miocène, une identification des rejeux en faille inverse alpins précoces reste à faire. Mais on peut affirmer, sur la base de la cartographie détaillée réalisée, que s'ils existent, ils sont d'une amplitude dérisoire, incompatible avec un schéma de découpage du socle en lames épaisses.

Plus au Nord, les failles majeures de Mérens, de Molitg et de Rodès (fig. 17 et 18), toutes de direction N110°E, montrent aussi un jeu en faille inverse (Saillant, 1982 ; Soliva *et al*, 1992) dans les mylonites polyphasées qui leur sont associées (stade tardihercynien subsolidus par rapport aux plutons de Quérigut et de Millas, puis de plus basse température). L'importance et la cinématique des mouvements alpins à leur associer, n'est pas encore élucidée. Il semble que seules les zones broyées froides qui reprennent ces mylonites, soient alpines comme pour la faille de la Têt.

Les datations Ar/Ar ou Rb/Sr des biotites et muscovites de ces mylonites (Esquevin *et al*, 1976 ; Monié *et al*, 1994 ; Sère, 1993) mettent en évidence un rajeunissement paléocène ou cénomanien, alors qu'à l'écart de ces mylonites seuls les feldspaths K montrent ces rajeunissements en Ar/Ar (Albarède et Michard-Vitrac, 1978). Ainsi, la datation à 90 Ma (par $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) d'un réchauffement important à 350-400 °C des zones mylonitiques du pluton de Millas (Monié *et al*, 1994) n'a pas été suffisant pour réhomogénéiser l'argon des muscovites hydrothermales tardihercyniennes ou des biotites des granites sains. Ces données suggèrent, plutôt que la création des mylonites elles-mêmes, la réouverture d'une perméabilité de fracture et l'établissement d'un régime de type géothermal subcontemporain du métamorphisme cénomanien de la zone nord-pyrénéenne.

À l'Est de la carte, le même type de faille inverse, s'observe à la terminaison occidentale du chevauchement d'Amélie (fig. 1). Il possède une direction NI 10° avec un jeu en faille inverse déterminant l'échelle des gneiss de la Coume qui remonte le compartiment nord (massif des Aspres). Les caractéristiques des mylonites à biotite stable qui lui sont associées au stade tardi-hercynien de son fonctionnement, sont décrites plus loin comme les plus évidentes. Mais sur la feuille voisine Céret, le Mésozoïque autochtone

du bassin d'Amélie-les-Bains est engagé sous le chevauchement, ce qui lui confère un rejeu alpin certain. Le chevauchement vient buter à l'Ouest sur la faille de Py à l'Est de Clara rive gauche du Llech. Il entraîne le redoublement du contact socle/couverture entre les gorges du Llech (Las Fous) et Ballestavy. Comme nous le verrons, ce chevauchement appartient en fait au système des chevauchements mylonitiques tardihercyniens et la localisation comme les attributs structuraux ou minéralogiques d'une reprise alpine sur la partie occidentale, ne sont pas clairs : il s'agit de plans avec cataclasites.

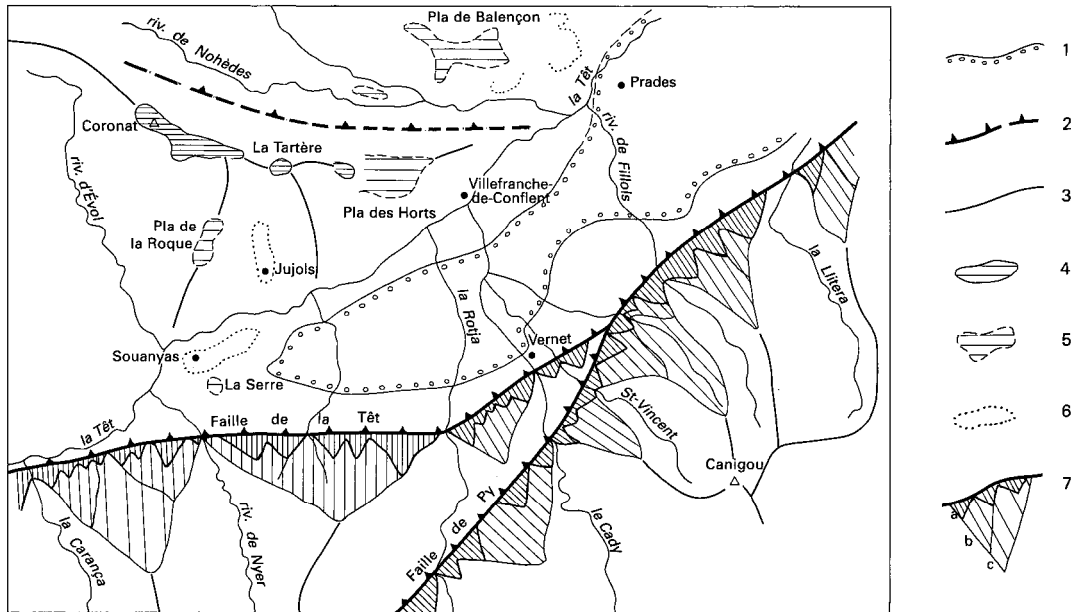
Du fait d'une apparente continuité, la faille de Mérens est classiquement raccordée au chevauchement d'Amélie. En fait, le jeu décrochant senestre de la faille de Py rend ce raccord improbable, de même que la différence de style et peut-être d'âge entre ces deux accidents. La faille de Mérens pourrait se retrouver beaucoup plus au Nord dans les Aspres (Laumonier, 1987). Quant au prolongement du chevauchement d'Amélie à l'Ouest de la faille de Py, il se retrouve, largement décalé vers le Sud, dans la zone de chevauchement mylonitique tardihercynienne de la Têt, présentée ci-après.

Dans les lithologies du bassin mésozoïque d'Amélie, on peut avoir une idée des conditions de fonctionnement de la faille inverse d'Amélie, par le faible développement de la schistosité alpine dans les pélites mésozoïques et la préservation de leurs argiles sédimentaires, particulièrement les smectites et interstratifiés du Trias sommital et le kaolin des grès campaniens (Romero, 1967). Pourtant, on est là dans l'une des zones probable d'enracinement des nappes supérieures du versant catalan de la chaîne. Ces observations sur l'une des rares reliques de la couverture mésozoïque, argumente la conclusion qu'aucune déformation pénétrative sur une épaisseur notable de roche n'est connue à l'Alpin dans cette partie des Pyrénées. La description des structures acquises par le socle à l'Hercynien en est donc simplifiée et sera plus fiable qu'en d'autres secteurs de la chaîne. Par contre, sur la feuille Prades, aucun écaillage alpin majeur, en lames épaisses de socle superposées, n'a pu être caractérisé.

LE DÉCOUPAGE ALPIN NÉOGÈNE DU SOCLE HERCYNIEN

Le socle hercynien est disloqué par plusieurs grands accidents dont le jeu alpin (souvent marqué par le développement de zones broyées fines et argileuses) est clair pour la plupart d'entre eux, ce qui n'exclut pas qu'il puisse s'agir initialement d'accidents tardihercyniens.

Les principales failles sont NE-SW à ENE-WSW et WNW-ESE à NW-SE. Les plus importantes d'entre elles sont alpines. L'expression de ces failles normales dans la morphologie de la vallée de la Têt et du flanc nord du Canigou est exceptionnelle en France (Briais *et al*, 1990 ; Calvet, 1994) (fig. 20).



- 1 : alluvions miocènes; 2 : grandes failles normales; 3 : crêtes principales; 4 : haute surface oligocène;
 5 : moyenne surface miocène; 6 : basse surface pliocène; 7 : escarpements de faille, a - facettes récentes très fraîches,
 b et c - facettes anciennes exhumées très érodées

Fig. 20 - Schéma géomorphologique des surfaces d'aplanissement et structures tectoniques miocènes à pliocènes du flanc nord du massif du Canigou et du Conflent (d'après Briais et coll., 1990 et Calvet, 1994)

La faille du Py

La faille de Py (ou de Mantet-Fillols) est le trait structural majeur de la tectonique cassante ; elle divise la feuille en deux compartiments : à l'Est le massif du Canigou et le massif des Aspres, à l'Ouest le massif de la Carança et le « synclinal de Villefranche ». De direction moyenne N45°, à fort pendage nord-ouest, elle se poursuit quasiment sans interruption sur 30 km depuis le col de Mantet au Sud jusqu'au-delà d'Estoher au Nord-Est où elle disparaît sous les alluvions (Fx) du Llech ; M. Calvet (1994) suggère son rôle dans la limite sud des dépôts miocènes et pliocènes du bassin de Vinça à l'Est de la carte.

C'est apparemment un des plus récents des grands accidents qui coupent la feuille. Il a joué en faille normale abaissant fortement le compartiment ouest, mais il possède aussi une composante de décrochement senestre d'une dizaine de kilomètres (décrochement des zones mylonitiques tardihercyniennes E-W ; cf. ci-après). Des zones broyées non consolidées la jalonnent (en particulier au col de Jou, Sud-Ouest de Casteil). Il s'agit d'une faille strictement alpine à fort retentissement structural, que paraît souligner une activité sismique récente. Des rameaux accessoires, s'anastomosant à la branche principale, existent entre Py et Mantet, provoquant le coincement d'une lame de gneiss et également à l'Est de Clara (Nord du p.c. 705), où un coin de formation de Canaveilles existe dans les mêmes conditions. De nombreuses ramifications, avec décrochement senestre, disposées en échelon, accidentent la bordure du massif gneissique de la Carança entre Thorrent et Vernet-les-Bains, entraînant la saillie vers le Nord-Est d'un petit môle gneissique (Puig de la Falguerosa) qui traduit le rebroussement du massif de la Carança par la faille de Py.

Le système de failles normales alpines de la Têt

Une faille bien individualisée apparaît au coin sud-ouest de la feuille comme le prolongement des failles normales d'effondrement du bassin néogène de Cerdagne, avec une direction N60°, qu'elle conserve jusqu'à Fontpédrouse et un fort pendage (70°-80°) vers le Nord-Ouest. Sa direction s'infléchit à N70° entre Fontpédrouse et Thuès-les-Bains, passant à N90° à l'Est de cette localité, direction qu'elle conserve jusqu'au Sud d'En. Aux environs de Nyer, elle bifurque en deux branches principales :

- une branche principale au Sud, E-W, formant la limite entre les gneiss de Carança et les formations de Canaveilles, en particulier celles qui, effondrées, forment la partie occidentale du « bassin ferrifère du Confient » (cf. ci-après). Cette branche se poursuit avec sa direction jusqu'au Sud de Thorrent où elle bute sur un système de décrochements senestres en échelon, parallèles à la faille de Py ; ainsi reportée au Nord-Est de Sahorre, elle prend

alors, jusqu'à Fillols, une orientation moyenne N45-50⁰ et paraît venir buter au Sud de Fillols sur la faille de Py qui serait donc plus récente ;

- une branche nord, de direction moyenne N60°, limite à l'Ouest le « bassin ferrifère » : se détachant à l'Est de Nyer, où sa direction est celle de la faille de Py, elle est soulignée par des lambeaux de Néogène portant la grande écaille de Paléozoïque d'Escaro et ses gîtes de fer et fluorine (cf. ci-après). Au Nord d'Escarro, elle disparaît sous les terrains miocènes pour réapparaître à Taurinya où elle explique la brusque disparition du Dévonien vers l'Est, séparant ce dernier du « bassin ferrifère ». Elle n'est cependant observable qu'à l'Est de cette localité jusqu'à Clara, avec une direction N80°E et un pendage nord. Elle mettrait en contact anormal le Dévonien de l'extrémité orientale du synclinal de Villefranche avec un lambeau de Formation de Canaveilles limitant au Nord le « bassin ferrifère ». Elle rejoint la faille de Py au Nord du Puig d'En-Touseyre. Cette branche nord pourrait elle-même se dédoubler entre les vallées de la Llitera et du Llech, où elle effondrerait la Formation de Codalet (m1bC) mais pas celle de la Lentilla (m1bL.).

La coupe de la figure 21 montre la disposition de cette faille normale par rapport à la zone mylonitique nord-Canigou, antérieure.

Des zones de broyage non consolidées (par exemple route N 116 en face de Saint-Thomas) et des brèches à ciment de calcite ou de quartz, ou les paléogriffons siliceux des sources thermo-minérales qui jalonnent la faille, témoignent de l'ancienneté des circulations hydrothermales ascendantes, toujours actives dans les nombreuses sources qui jaillissent le long de la faille entre Saint-Thomas et Vernet-les-Bains. On peut l'observer dans de bonnes conditions le long de la route de Saint-Thomas près de la centrale électrique de Fontpérouse et à Thuès à la base de l'éperon rocheux immédiatement à l'Ouest du débouché de la gorge de Carança, au niveau de la voie ferrée.

Son fonctionnement en faille normale est bien caractérisé par la nature des terrains de son flanc nord clairement abaissés, mais la cinématique précise n'a pas encore pu être déterminée.

Le bassin ferrifère nord-Canigou

C'est une zone d'écaillés de Paléozoïque basal, associées à la dynamique de formation et remplissage du fossé miocène inférieur de Prades. Ce compartiment particulièrement disloqué est enserré entre les deux branches de la faille de la Têt et la faille de Py ; étendu sur 12 km, il est allongé E-W entre Escarro et Sahorre, puis SW-NE jusqu'à Taurinya. M. Huard (1972) a montré sa singulière structure.

La base est formée d'écaillés plates de la Formation de Canaveilles, porteuse de la minéralisation en sidérite-fluorite. Elles reposent sur un autochtone qui est soit le Paléozoïque inférieur proche du contact gneiss/couverture (ou plus éloigné), soit le *Néogène lui-même*. Des panneaux de gneiss du Canigou à base plate en forment le sommet. Sur la bordure sud, contre les gneiss du Canigou ou de Carança, les micaschistes de base de la Formation de Canaveilles sont, en profondeur, très abaissés par la faille normale néogène (~E-W) qui longe le pied des facettes triangulaires remarquables formant l'escarpement sud du mur de cette faille récente (fig. 20) : une relique exiguë des micaschistes à andalousite de base peut exister au Sud de Thorrent et de Sahorre, mais généralement ce sont des micaschistes à biotite d'un niveau plus élevé de la Formation de Canaveilles (second horizon carbonate et ses faciès volcano-sédimentaires qui le surmontent), qui sont affrontés directement contre la faille normale sud « de la Têt ». Il est souvent difficile d'y caractériser les portions simplement effondrées et celles qui forment des klippes de glissement aérien, détachées du flanc du Canigou, (fig. 10, coupe d'Escarro) où la discontinuité mécanique gneiss/micaschistes a pu fournir une surface de décollement. On remarquera la position sommitale des grands panneaux de gneiss (de l'ordre du kilomètre carré) entre Escarro et Thorrent ou entre Vernet et Fillols.

L'ensemble est repris dans un système de failles E-W et SW-NE qui sont les directions du système de la Têt. Cet empilement d'unités « flottantes » subautochtones est à rapprocher des « collapse structures » ; leur origine est à rechercher dans la couverture paléozoïque et les gneiss du domaine méridional ou oriental immédiatement voisin, c'est-à-dire à l'aplomb de la zone de chevauchement mylonitique nord-Canigou (décrite ci-après), observable au mur de la faille normale majeure méridionale et décalée en senestre par la faille normale mio-pliocène de Py. Il est contemporain de la sédimentation détritique miocène. Ainsi, d'Escarro à Taurinya, la bordure sud du bassin néogène du Confient est affectée, au Miocène, d'une tectonique synsédimentaire découpant le toit des gneiss et la base de la couverture en de nombreuses écaillés qui ont glissé dans le bassin ; elles s'y dissocient en olistolites, comme cela est bien visible à l'Ouest de Taurinya. Parmi ces olistolites, aux alentours du p.c. 751, certains sont constitués de grès rouges attribuables au Permo-Trias ou au Garumnien, et de calcaires à hippurites du Crétacé terminal, associés à des gneiss : ils constituent les seuls témoins remaniés, de la couverture post-hercynienne de cette partie de la zone axiale.

Les datations réalisées (Sère, 1993 ; Sère *et al*, 1995) par la méthode des traces de fission de l'uranium sur apatite ont permis d'estimer l'âge de la surrection majeure du Canigou, moteur des dépôts néogènes et olistolites associés. Les cinq échantillons prélevés sur 2 000 m de dénivellation, dont l'un dans un bloc de gneiss du Miocène, ont tous été remontés au-dessus de

l'isotherme 130 °C, à $26 \pm 2,4$ Ma (Chattien). Dès 18 Ma (Burdigalien), la totalité des reliefs actuels étaient déjà au-dessus de l'isotherme 60 °C. Deux mille mètres de surrection supplémentaire depuis le Burdigalien, sont un maximum possible après le dépôt des « molasses continentales » du fossé de Prades. Ces données indiquent une surrection très rapide du Canigou dès la fin de l'Oligocène à un taux moyen de l'ordre de 0,6 mm/an, jusqu'au Burdigalien inclus. Cette vitesse moyenne n'exclut pas des périodes de surrection plus active, notamment vers le passage Aquitaniens/Burdigalien où se forme et se remplit le fossé tectonique de Prades et où apparaissent des instabilités de pente sur l'escarpement nord du Canigou et le glissement des olistolites dans le fossé miocène, puis l'arrêt de la sédimentation continentale piégée dans le bassin de Prades.

Compte tenu de l'épaisseur des différentes portions lithologiques de l'empilement de la série du Canigou, l'intervalle de temps entre le franchissement des isothermes 130 °C et 60 °C par le socle en surrection au Sud de la faille de la Têt, impose clairement que les gneiss du Canigou ne soient arrivés dans le relief susceptible d'être attaqué par l'érosion que vers la fin de cet intervalle, au Burdigalien inférieur. C'est effectivement à cette époque que les dépôts grossiers des formations d'Escaro et de la Lentilla, subcontemporaines et à dominante de gneiss, succèdent à la Formation de Codalet, plus fine et exclusivement à débris de schistes (Calvet, 1994), d'âge aquitaniens probable pour le début de sa formation. Le changement brutal du type pétrographique des dépôts, de l'alimentation et de la dynamique des dépôts, suggère une accélération du jeu des failles normales qui limitent le horst du Canigou, entre l'Aquitaniens et le Burdigalien inférieur.

Les failles alpines du bloc Canigou

• **La faille de Mariailles-Parcigoule** (FP sur fig. 1) est verticale, de direction générale NW-SE à NNW-SSE. Elle débute au Nord-Ouest contre la faille de Py, entre le col de Jou et Casteil, avec une direction N150° ; elle est donc antérieure ou synchrone de la faille de Py. Puis, elle bifurque en :

- une branche orientale de direction N130° franchissant les hauts sommets entre les pics des Sept-Hommes et de Bassibès ;
- une branche occidentale, la plus importante, empruntant l'un des vallons du bois de Mariailles, la partie haute du vallon de la Llipodère, pour franchir les crêtes au col des Boucacers et atteindre au Sud le chevauchement alpin du Vallespir (Laumonier, 1987) par le vallon de la Parcigoule.

Le retentissement structural de cet accident est considérable, le compartiment oriental (centre Canigou) étant fortement relevé. Il explique la brusque disparition des gneiss de Quazemi à l'Ouest des gorges du Cady et le passage subit de la zone centrale du Canigou où sont largement exposés les terrains du synclinal couché de Balatg, à la zone synclinale de Py où l'on est

proche de la fermeture de ce dernier. À la faille de Mariailles sont associées plusieurs répliques dont l'une au Sud-Est de Py : faille de Cantapoc, de direction N130°, séparant le compartiment gneissique de Matte-Vert d'un important septum de micaschistes (septum du Planai du Cortal). Mais ici le compartiment oriental est abaissé, de sorte que l'ensemble du compartiment gneissique de Matte-Vert et le synclinal de Py attenant, sont effondrés entre les deux failles NW-SE verticales précédentes. Cette faille et ses répliques ne sont pas soulignées par des filons de quartz, mais par des brèches et cataclasites ; elles sont alpines, car la surface d'aplanissement d'âge miocène supérieur (Calvet, 1994), bien conservée vers 2 300 m à l'Ouest du col de Boucacers (Pla Guillem), est complètement démantelée et réentaillée dans le bloc oriental, surélevé dans le Canigou central de plus de 400 m. Cette surface des « plas » occidentaux étant elle-même postérieure au jeu néogène inférieur de la faille de Py et de la Têt, la faille de Mariailles-Parcigoule est probablement une des plus récentes du Canigou. Son jeu pliocène probable se combine avec la réactivation du tronçon nord-est de la faille de Py, depuis Py jusqu'au Llech, expliquant la jeunesse morphologique des facettes triangulaires de base d'escarpement sur cette portion de la faille de Py (fig. 20).

• **La faille de la Coumelade et le jeu complexe des failles E-W de la zone centrale du Canigou.** La faille normale E-W de la Coumelade (bordure sud-est de la feuille), inclinée fortement vers le Nord à verticale, est bien définie dans le compartiment Canigou, courant sans interruption du vallon du Riuferrer, à l'angle sud-est, jusqu'au vallon de Lipodère à l'Ouest, où elle rencontre la branche occidentale de la faille de Mariailles. Elle relève le compartiment sud, provoquant la réapparition spectaculaire des micaschistes de Balatg sous les gneiss du versant sud du Canigou, dans le Vallespir. Plus à l'Ouest, elle est certainement représentée parmi les nombreuses failles E-W qui découpent le secteur méridional de Py. Le jeu d'une de ces failles explique la présence du septum de micaschistes du Planai del Cortal et de l'importante bande de gneiss de transition verticalisée qui le borde au Sud (roc de Balaguer). En effet, micaschistes et gneiss de transition apparaissent comme le prolongement des mêmes formations dans le versant méridional de la haute vallée du Cady, dont ils sont séparés par l'effondrement du compartiment gneissique de Matte-Vert. Cette disposition s'explique en premier lieu par le jeu plus ancien de la faille de la Coumelade relativement à celui de la faille de Mariailles et de sa réplique occidentale.

Cependant, le fonctionnement des failles E-W est plus complexe. Ces failles sont souvent soulignées par des filons de quartz : c'est le cas au Sud de Py où l'un de ces filons bordant au Nord le septum du Planai del Cortal est rejeté vers le Sud par la faille NW-SE de Cantapoc (décrochement dextre). Pourtant, les gneiss de transition longés au Nord par le filon rejeté ne sont pas eux-mêmes décalés. Cette disposition paraît résulter de Tinter-

vention plus tardive d'une autre faille E-W empruntant à l'Est le segment de filon rejeté alors qu'elle se poursuit vers l'Ouest à la limite des gneiss de transition, qu'elle verticalise, et des micaschistes, qu'elle sépare des gneiss. Si, cette fois, le compartiment sud est abaissé, cette faille E-W bloquant au Sud la faille de Cantapoc, aura pour effet, à l'Est de cette dernière, de supprimer les micaschistes ramenés en profondeur et d'affronter directement les gneiss de transition aux gneiss du compartiment de Matte-Vert. Cet exemple illustre (voir fig. 1) le genre d'imbrication qu'offrent les failles dans le compartiment Canigou. Dans le cas considéré ci-dessus, il est clair que les failles E-W précèdent et suivent le développement des failles NW-SE.

L'action des failles E-W explique également le petit panneau de gneiss de transition coincé dans les micaschistes de Balatg au Sud de la Porteille de Valmanya, sur la crête (sommet du Puig Sec). Ces failles sont aussi très nombreuses dans le secteur central du Canigou, entre Casteil et le pic du Canigou. On les retrouve encore à l'Est de Vernet-les-Bains, se poursuivant jusqu'au Sud de Ballestavy. Elles sont enfin bien représentées dans les gneiss de Carança entre Py et le roc dels Cimbells. Comme les précédentes, elles sont associées à des filons de quartz souvent mylonitisés. Signalons qu'au Sud, sur la feuille Arles-sur-Tech, des failles E-W de même type avec filons de quartz, sont recouvertes, et leur quartz remaniés, par les grès grossiers et conglomérats du « Garumnien ». Il est très probable que les filons de quartz E-W associés à un jeu de faille normale, soient dans le Canigou aussi, d'âge tardihercynien (stéphano-autunien). Leur rejeu avec cataclasite et « gouge » serait alpin.

LA STRUCTURATION HERCYNIENNE

N'était la tectonique cassante précédente, les méga- et microstructures de la feuille Prades relèvent essentiellement de l'orogénèse hercynienne, laquelle se manifeste sous trois aspects d'âge et de « pénétrativité » croissants :

- des failles normales à quartz filonien (déjà présentées ci-dessus) ;
- des couloirs mylonitiques à jeu de faille inverse ;
- des plissements superposés complexes dont les phases principales sont antérieures aux mylonites.

La feuille Prades est remarquable en ce sens qu'elle montre pratiquement toutes les structures hercyniennes, petites ou grandes, connues dans la partie orientale des Pyrénées. Outre le jeu tardihercynien très probable de certains des grands accidents E-W décrits plus haut, on peut distinguer :

- des mylonites tardihercyniennes affectant tous les terrains, granites inclus ;
- des structures hercyniennes proprement dites, plis et schistosité, que l'on peut classer par rapport à la schistosité régionale. Celle-ci, identifiable à tous

les niveaux structuraux, affecte tous les terrains, *granités exclus*. On distinguera trois types successifs de structures :

- des structures tardives ou postschisteuses, qui déforment la schistosité régionale,
- des structures précoces, parmi lesquelles on peut reconnaître : des structures synschisteuses, associées à la formation de la schistosité régionale ; et des structures anté-schisteuses, recoupées par la schistosité régionale.

Dans la mesure où il existe au moins deux phases de déformation antérieures à la schistosité régionale, la phase synschisteuse régionale est notée D3 et la schistosité régionale S3, les phases tardives sont notées D4, D5, D6 et D7. C'est à la phase 3 qu'est dû l'essentiel de la structuration intime des roches hercyniennes (gneiss, micaschistes, schistes,...).

Les structures seront décrites des plus récentes aux plus anciennes.

Le chevauchement mylonitique tardihercynien de la zone nord-Canigou (CMNC)

La feuille Prades est particulièrement marquée par des couloirs mylonitiques installés en gros à la limite socle/couverture dans la moitié sud de la feuille, affectant principalement les gneiss et les granitoides, tout le long du flanc nord de l'anticlinal D6 du Canigou-Caraça : c'est le chevauchement mylonitique nord-Canigou-Caraça (ou CMNC). Par ailleurs, sur la partie nord de la carte, les failles inverses avec zones mylonitiques, associées aux failles de Mérens, du col de Jau-Molitg, ou à celles qui découpent le Sud du pluton de Millas, ont déjà été présentées plus haut et leur âge tardihercynien largement prédominant, argumenté. On n'y reviendra pas.

Chevauchement mylonitique de la Têt (partie occidentale du CMNC) (fig. 21)

Il se poursuit en continuité depuis Saint-Thomas à l'Ouest jusqu'au Sud-Est d'Escarro sur environ 15 km avec une épaisseur de mylonites de 500 à 700 m. Ce chevauchement provoque la répétition tectonique de la limite socle/couverture. Cette dernière, largement « granitisée » par une apophyse laccolitique du granité de Mont-Louis, s'amenuise en pointe vers l'Est jusqu'à la Coume Nègre au Sud d'Escaro. À ce laccolite est associé un développement de sillimanite dans les micaschistes du flanc nord des gneiss de la Caraça. Les terrains situés de part et d'autre de cette limite constituent alors une série d'écaillés déversées vers le Sud suivant une surface de chevauchement de pendage moyen N50°, et se suit bien jusqu'à Nyer et au-delà. Largement développée sur des granodiorites à biotite ou des tonalites (γ^4) renfermant de

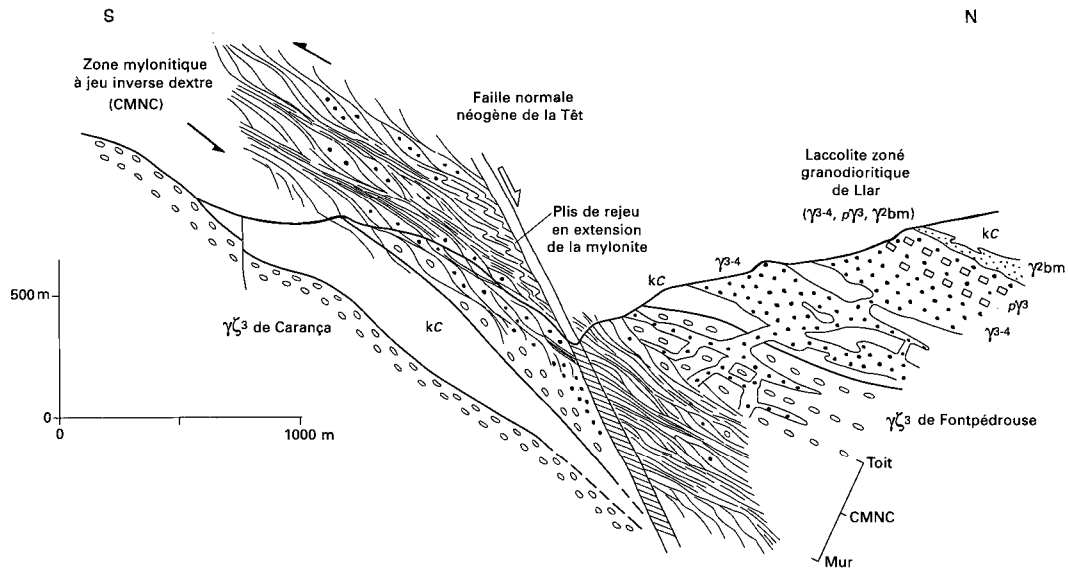


Fig. 21 - Coupe schématique du chevauchement mylonitique tardi-hercynien nord-Canigou (CMNC), de la faille de la Têt et du laccolite de Llar
 Situation entre Thuès et Fontpédrouse (A. Autran)

nombreux septa de Formation de Canaveilles, la zone mylonitique est figurée sur la carte comme « mylonite granitique ». Entre Nyer et Escaro, le granite devient moins abondant, rendant plus claire la cartographie. Ainsi, au Sud du col de la Llosa, deux écaïlles gneissiques N90° entremêlées de formations de couverture sont identifiables. Une mince écaïlle au Nord (écaïlle 913), bordée par la faille de la Têt alpine qui la sépare du « bassin ferrifère », représente vraisemblablement un lambeau oriental des gneiss du secteur de Canaveilles et de Nyer, gneiss non « granitisés ». Cette première écaïlle s'appuie au Sud sur une autre (écaïlle de Founguéré) comportant, du Sud vers le Nord, des orthogneiss G 2, des gneiss de transition et le contact normal avec la Formation de Canaveilles, renfermant en particulier le « marbre de base ». Cette écaïlle de type flanc normal est injectée par le granite ; les métapélites sont à sillimanite à l'Ouest mais passent à des micaschistes à andalousite régionale vers l'Est. Elle appartient donc à la bordure des gneiss de Carança formant une série de panneaux décrochés entre Escaro et Sahorre. Cette deuxième écaïlle chevauche elle-même au Sud la Formation de Canaveilles enveloppant les gneiss du massif de Carança au Sud du chevauchement ; localement mylonitique vers le Nord, elle est peu affectée au Sud, près de la limite gneiss/couverture. Cette structure en écaïlles se poursuit vers l'Est avec la double disparition des micaschistes : ceux liés à l'écaïlle de Founguéré butent sur la faille de la Têt ; ceux liés à l'enveloppe des gneiss se terminent en pointe à l'intérieur du massif à la Coume Nègre. Une structure de même type, mais plus locale, existe à l'Est de Fontpédrouse : petite écaïlle gneissique engagée sous la mylonite principale.

Les mylonites du chevauchement de la Têt ont une schistosité N80-90° pentée N40-50° à peu près confondue avec l'orientation de la surface de chevauchement principale, accompagnée d'une schistosité verticale subordonnée, passant à un système de diaclases verticales marquant la morphologie des gneiss au Sud du chevauchement. Une linéation très constante, orientée N130° à 160° et plongement 20 à 50° vers le Nord-Ouest, est bien distincte de la linéation régionale des gneiss qui lui est antérieure et quasi orthogonale : la linéation des gneiss est recoupée par les granites qui sont ensuite blastomylonitisés avec apparition de la nouvelle linéation.

Le redoublement du contact socle/couverture entre Fontpédrouse et Escaro introduit une large bande de Formation de Canaveilles à l'intérieur des gneiss de Carança. Cette bande a été décrite comme pouvant représenter à l'origine un repli synclinal couché de couverture dans les gneiss, bien qu'il n'ait pas été possible d'établir la symétrie de la structure (Guitard, 1970a). Par comparaison avec la coupe voisine de Canaveilles, une polarité lithostratigraphique continue normale a été identifiée avec notamment la superposition des deux premiers horizons de marbres (cf. *infra*) : le premier, avec gneiss à silicates calciques associés (Nord du roc dels Trepassats), n'est autre que l'horizon de base I s'appuyant sur les gneiss de transition par l'intermé-

diaire d'une mince intercalation de micaschistes ou de méta-grauwackes ; le second, au Nord du premier, est visible par exemple dans la vallée au Sud de Nyer. Ainsi, nulle part une disposition symétrique avec flanc inverse au Nord n'a pu être mise en évidence et il n'existe aucune preuve en faveur d'un synclinal initial. Toute la structure de cette zone complexe peut simplement résulter d'un jeu en faille inverse avec écaillages locaux.

À l'Ouest de Fontpédrouse, le CMNC s'exprime dans le compartiment abaissé de la faille alpine de la Têt. En effet, cette faille normale ne peut expliquer la présence de gneiss identiques à ceux du massif de Carança (les gneiss de Fontpédrouse) qui se développent dans les deux flancs de la vallée de la Têt, vers l'Ouest jusqu'à Eyne (feuilles Mont-Louis et Saillagouse). Seul le jeu inverse du chevauchement E-W, antérieur à la faille normale N60°, peut en rendre compte. Celle-ci effondre bien tout le compartiment nord, faisant disparaître en profondeur la base de la zone mylonitique dont seule la zone supérieure et son toit sont clairement visibles, entre Planès-Saint-Thomas et Thuès, sur les deux flancs de la vallée. On peut y reconstituer deux larges anticlinaux ouverts D6 de la foliation précoce S3 des gneiss (ci-après), coupés par le chevauchement à plongement nord : celui de Mont-Louis-Fontpédrouse et celui de Canaveilles-les-Bains. Ils sont séparés par Pensellement synclinal de Thuès qui amène la Formation de Canaveilles directement au toit de la faille normale alpine de la Têt. La zone blastomylonitique du chevauchement s'exprime ici à un niveau structural plus profond que le long du flanc nord des gneiss de la Carança : elle est constamment dans les gneiss œillés du plancher du pluton de Mont-Louis, de Thuès à Saint-Thomas, ne montant dans les micaschistes et granodiorites du pluton de Mont-Louis, que de part et d'autre de Thuès. Elle s'atténue vers le haut et son toit franchit le lit de la Têt entre Saint-Thomas et le pont du Verger (limite ouest de la feuille) en direction de Planès sur la feuille Mont-Louis. On peut observer cette atténuation sommitale, le long de la N 116 de Fontpédrouse à la gare de Sauto.

Au toit de la zone mylonitique, les plans de cisaillement plus espacés, se redressent en prenant une direction N40-60°E bien visible dans les granodiorites, en superposition sur leur foliation magmatique (fig. 21). La réactivation alpine (lors du jeu en extension néogène de la faille de la Têt ?) ou stéphanopermienne a créé d'assez fréquents macroplis de la mylonite à morphologie « en genou », à plan axial subhorizontal et déversement vers le Nord (falaise au Sud du pont Séjourné ; gorges entre Fontpédrouse et Saint-Thomas).

Signalons enfin, qu'entre Sahorre et Fillols les mylonites devraient apparaître dans les gneiss comme entre la Capsolle et Sahorre, et jusqu'à la faille de Py, après un décalage vers le Nord-Est d'environ 2 km. Les mauvaises conditions d'observation à cause de l'intensité des cassures dues aux jeux

néogènes des failles de la Têt et de Py dans ce bloc du Puig de Falguerosa n'ont pas permis leur identification certaine.

On constatera que les failles de la structure de la Têt, aussi bien d'âge alpin que tardihercynien, n'ont pratiquement pas de jeu en décrochement.

Le chevauchement mylonitique du Llech, au Nord du Canigou (partie orientale du CMNC)

Entre Fillols et Ballestavy, le versant nord du Canigou est profondément restructuré sur environ 8 km par des chevauchements mylonitiques importants situés au Sud de la faille de Py et du chevauchement d'Amélie qui, en fait, se rattache à ce système pour son fonctionnement initial. La zone mylonitique présente deux segments d'orientation et de constitution différentes, mettant en jeu une surface de chevauchement inclinée Nord à Nord-Ouest.

Segment occidental. Entre Fillols et le col 705 situé à l'Ouest des gorges du Llech (Las Fous), la zone mylonitique a une direction N60-70°, apparaissant comme le prolongement oriental du CMNC de la vallée de la Têt, décroché de 3 km vers le Nord-Est par la faille de Py. On peut y distinguer deux unités séparées par une écaille de gneiss. Du Nord au Sud :

- **Vécaille de Saint-Étienne** (les Costes) forme l'unité nord-ouest montrant du Nord vers le Sud la succession lithostratigraphique suivante, dont les termes sont à pendage nord-ouest :
 - orthogneiss œillés G 2 (Nord de la chapelle Saint-Étienne) ;
 - gneiss de transition, très bien représentés à Taurinya (Sud du p.c. 622 à l'entrée des gorges de la Llitera ; dalle de Las Costes) et aux environs de l'ermitage Saint-Étienne ;
 - micaschistes à sillimanite avec niveaux de leptynites et de quartzites rubanés renfermant une remarquable lentille d'orthoamphibolite (Sud du p.c. 622) interposée entre les micaschistes et les gneiss de transition.

Le tout est injecté de filons granitiques et pegmatitiques. On notera l'absence de niveaux de marbres dans les micaschistes. Cette écaille est tronçonnée par trois cisaillements NW-SE.

- L'unité précédente s'appuie au Sud sur une lame gneissique d'inégale épaisseur, très mylonitique (**écaille d'Urgères**), localement verticalisée. Il s'agit de gneiss œillés. Le chevauchement principal passe à la base de l'écaillé de Saint-Étienne.

L'écaillé d'Urgères borne au Nord-Ouest l'**unité de Llasseras**, formée par la couverture paléozoïque des gneiss du flanc normal de la nappe du Canigou. Elle comporte des micaschistes à andalousite renfermant des niveaux de marbre appartenant à la base de la Formation de Canaveilles.

Non injectée de filons granitiques, elle s'appuie au Sud sur la limite gneiss/couverture très redressée dont elle reste solidaire malgré la mylonitisation. Cette dernière est inégalement répartie : les micaschistes paraissent relativement épargnés, mais leur crénulation par Su est intense ; les gneiss sont très déformés, spécialement au contact de la couverture et dans la tranche qui lui est immédiatement adjacente. Localement, plusieurs écailles gneissiques se détachent de cette bordure, s'imbriquant en minces lames effilées avec les micaschistes. Deux systèmes de linéations mylonitiques sont observables. Le plus fréquent est en moyenne $140^{\circ}\text{NW}40^{\circ}$ avec un jeu inverse dextre, l'autre est $80^{\circ}\text{W}10-20^{\circ}$. Ces deux systèmes, distincts de la linéation synschisteuse régionale des gneiss (50°NE), se retrouvent également dans l'écaillé de Saint-Étienne.

Ainsi, le segment occidental, le plus complexe, montre une analogie structurale avec la partie orientale du CMNC de la Têt (au Sud-Est de Nyer), par la présence de deux écailles gneissiques chevauchant vers le Sud la base mylonitique de la couverture et les gneiss du socle attenants. Cependant, cette analogie n'est pas totale car la nature de l'écaillé septentrionale est différente dans les deux cas. En effet, dans le segment occidental, l'écaillé de Saint-Étienne comporte un flanc inverse de gneiss superposé à sa proche couverture renversée, alors que les écailles de la Têt sont toutes du type flanc normal. Deux hypothèses peuvent expliquer ce flanc inverse :

- le flanc inverse est celui d'un synclinal couché affectant le *flanc normal de la nappe du Canigou* et serait alors le seul témoin d'une structure synclinale précoce homologue de la nappe du Canigou : partout ailleurs, ce flanc aurait été complètement laminé et cisailé. Dans cette perspective, le flanc normal du synclinal serait l'écaillé gneissique d'Urgères. Cependant, l'absence complète de marbres, par ailleurs si constants et fréquents dans les structures de flanc normal, ne favorise guère cette interprétation ;
- l'écaillé de Saint-Étienne témoigne d'une remontée septentrionale de la fenêtre de Balatg au Nord du Canigou. Elle en possède en effet les caractères lithostratigraphiques (comparer avec la coupe du Riuferrer à l'angle sud-est de la feuille) : absence de continuité des marbres, présence d'une orthoamphibolite au contact gneiss/micaschistes, métamorphisme fort à sillimanite des micaschistes ; elle représenterait alors un fragment du *flanc inverse de la nappe du Canigou*. Quant à l'écaillé d'Urgères, il s'agirait d'une lame gneissique détachée appartenant au flanc normal qui serait l'équivalent très aminci des gneiss de la Coume dans le segment oriental (cf. ci-dessous).

Segment oriental. À l'Est de la chapelle Saint-Étienne, la zone de chevauchement s'infléchit prenant d'abord une direction $\text{N}90^{\circ}$ puis $\text{N}10^{\circ}$ qui est celle du chevauchement d'Amélie ; ce changement de direction est assez brusque au Nord et plus étalé au Sud (pic de Pradells, refuge 849). L'écaillé de Saint-Étienne et la lame gneissique d'Urgères disparaissent rapidement

vers l'Est, rebroussées et coincées entre l'unité de Llasseras et le chevauchement d'Amélie, ne dépassant pas la rive gauche du Llech. Par contre, l'unité de Llasseras se retrouve au Sud avec les micaschistes à andalousite et les niveaux de marbre appuyés sur les gneiss du Canigou et se poursuit sans interruption vers l'Est, avec une direction NI 10°, atteignant les limites de la feuille à l'Est du col de la Galline. Une différence notable avec le segment occidental est que l'unité de Llasseras y est simplement chevauchée, au Nord, par les gneiss de la Coume dont elle est séparée par une faille inverse à semelle mylonitique, matérialisant le chevauchement d'Amélie (N115°N50°). Les gneiss de la Coume sont un fragment du flanc normal de la nappe du Canigou supportant au Nord la base de la Formation de Canaveilles, le tout constituant le substratum affleurant du massif des Aspres. La limite socle/couverture au toit des gneiss de la Coume est ici tout à fait normale, non ou peu mylonitique. Quant aux gneiss eux-mêmes, ils sont mylonitisés à leur base, au voisinage de la surface de chevauchement principale, très régulièrement pentée vers le Nord-Est. De plus, dans le secteur de la Coume, ces gneiss s'écaillent en pointes effilées disparaissant vers l'Est à Ballestavy. En somme, l'élément tectoniquement le plus important est ici le chevauchement d'Amélie qui entraîne la répétition du contact gneiss/couverture dans des conditions analogues à celles du chevauchement de la Têt. Au Sud du chevauchement, Formation de Canaveilles et gneiss du Canigou lui faisant suite sous l'unité de Llasseras, sont mylonitisés, particulièrement la bordure gneissique encore très laminée à la limite de la feuille, au Sud du mas Carbonneil. Comme dans la vallée de la Têt, il n'existe qu'un seul système de linéations mylonitiques plongeant vers le Nord-Ouest en décrochevauchement dextre.

La schistosité mylonitique dominante est très redressée vers le Nord à verticale (100N85° en moyenne). Il s'y associe une autre schistosité dont l'orientation est voisine de celle de la surface de chevauchement principale.

C'est dans la zone de passage entre les deux segments décrits que la déformation mylonitique des gneiss est la plus intense, intéressant dans la vallée du Llech une épaisseur d'environ 2 500 m et pénétrant largement la bordure des gneiss du Canigou, avec toutefois des irrégularités marquées par des parties moins déformées. La mylonitisation s'amortit assez rapidement vers le Sud à l'intérieur de la masse des gneiss du versant nord du Canigou, y suscitant cependant le développement de bandes mylonitiques étroites (Casas, 1984).

Au Nord du roc de la Collada, la cartographie montre le rebroussement des écaillés de Saint-Étienne et d'Urgères à leur terminaison, d'où l'antériorité du chevauchement affectant le segment occidental par rapport au chevauchement d'Amélie. Mais cette chronologie locale n'est valable que

pour les rejeux alpins de ce dernier (cf. ci-après), les surfaces de chevauchement principales étant probablement synchrones et continues à l'origine.

Le segment oriental offre aussi une particularité structurale locale : au Nord de la Collada del Teixó (Ouest de la Coume), le contact entre les gneiss du Canigou et la Formation de Canaveilles engagée sous les gneiss de la Coume possède un pendage aberrant vers le Sud d'environ 40°, difficilement attribuable à un simple effet de fauchage. Ce dispositif se bloque à l'Est du roc de Jocabell sur un décrochement NE-SW dextre. Ce basculement de la limite socle/couverture traduit l'effet d'un grand pli en genou post-mylonitique analogue à ceux déjà mentionnés dans la vallée de la Têt.

Considérations générales sur les zones de chevauchement mylonitiques bordant les versants nord des massifs du Canigou et de la Carança (CMNC)

Les zones de chevauchements mylonitiques décrites dans la vallée de la Têt et sur le versant nord du Canigou (Llech), offrent une si grande analogie, qu'en dépit d'une discontinuité introduite entre Sahorre et Fillols par le jeu décrochant de la faille de Py et de ses répliques, on est conduit à les rassembler dans une même entité structurale. Outre la faille de Py, manifestement postérieure, cet ensemble a été remanié par d'autres failles : faille de la Têt normale alpine ; jeu inverse alpin du chevauchement d'Amélie. Aucun de ces accidents ultérieurs ne provoque la mylonisation intense et étendue propre aux zones mylonitiques du CMNC qui possèdent en commun les attributs suivants (Geyssant *et al*, 1980).

• **Intensité de la recristallisation mylonitique.** Si les mylonites apparaissent souvent comme des mylonites « froides », déformant et cataclasant les minéraux sans beaucoup affecter leur composition chimique (conservation des valeurs élevées en TiO_2 : 2,5-3,5 %, des biotites d'orthogneiss) dans certaines parties, comme au Sud du roc de la Collada dans la vallée du Llech, il s'agit de *blastomylonites* ayant recristallisé dans les conditions du faciès schiste vert de haut degré ; dans les orthogneiss apparaît une néobiotite à faible teneur en TiO_2 (moyenne entre 1 et 1,5 %) cependant que se développent des micas phengitiques, de l'albite, de l'allanite, de l'épidote, du sphène et surtout des carbonates (calcite), se substituant à la paragenèse initiale des gneiss. La calcite, minéral totalement étranger au domaine de composition chimique des orthogneiss, implique l'intervention de fluides riches en CO_2 . De même, les *blastomylonites* qui affectent les granodiorites de Mont-Louis au mur (vallée de Nyer par exemple) ou au toit de la zone mylonitique (N 116, Ouest de Fontpédrouse) montrent toutes les transitions entre des structures subsolidus à déformations plastiques partielles, jusqu'aux néo-orthogneiss.

De telles recrystallisations sont difficilement imputables à des phénomènes alpins si l'on se rappelle que le Trias engagé dans le chevauchement d'Amélie à l'Est de la feuille, ne présente aucun indice de métamorphisme : le minéral principal des pélites y est toujours l'illite ou la kaolinite pour les grès campaniens et des interstratifiés de basse température pour le Norien (Romero, 1967). De plus, la schistosité alpine n'apparaît que dans les shales et silts argileux. On est donc amené à rapporter cette recrystallisation à l'Hercynien (cf. plus haut la discussion de l'état thermique de ces mylonites, p. 127).

- **Uniformité de la déformation mylonitique.** Rappelons le développement dans les mylonites d'une ou deux schistosités et d'une ou deux familles de linéations dont l'orientation est distincte de celle des schistosités et des linéations régionales synmétamorphiques des gneiss. La transposition de la schistosité régionale par les schistosités mylonitiques est fréquente. Cette constatation, jointe aux précédentes, montre clairement le développement tardif des mylonites par rapport à la culmination du métamorphisme hercynien. Les linéations mylonitiques NW-SE se retrouvent partout et sont en général les plus intenses, alors que les linéations mylonitiques E-W peu plongeantes n'ont été reconnues que dans l'écaille de Saint-Etienne et les mylonites méridionales de la vallée du Llech, non rarement associées aux précédentes, sans qu'il ait été possible d'établir une distinction chronologique ni trouver une relation avec l'intensité de la recrystallisation. Quant aux deux familles de schistosités mylonitiques, l'une est très voisine des surfaces principales de chevauchement inclinées à 45-50°, elle correspond aux plans de cisaillement ; l'autre de même direction et plus inclinée, est Sja. Localement, les schistosités mylonitiques peuvent être reprises par des plis « en chaise » et des bandes de pliage. On trouvera une description détaillée des microtextures mylonitiques et des microfabriques du quartz in J.M. Casas (1984).

- **Âge.** Les zones de chevauchement mylonitiques sont grosso-modo installées à proximité de la limite socle/couverture du versant nord des massifs du Canigou et de la Carança. Ces massifs étaient déjà structurés par les plissements hercyniens tardifs, en particulier ceux de phase 6 (cf. ci-après) qui ont ployé la nappe du Canigou en vaste brachyantoclinal ou dôme. Les chevauchements mylonitiques semblent avoir utilisé les flancs nord de cette vaste structure plicative et l'on retrouve d'ailleurs dans les zones moins mylonitisées, des schistosités de crénulations reliques de type S6 (90°N75° dans la vallée du Llech). L'avènement de ces accidents chevauchants s'est donc produit lors du déclin du métamorphisme régional, postérieurement à la mise en place des intrusions granitiques qui, lorsqu'elles sont engagées dans ces structures tectoniques, sont déformées et rétomorphosées, postérieurement aux principales phases de plissement tardif (phases 7 et 6) : Leur âge *tardihercynien* peut raisonnablement être avancé.

Deux observations majeures ne paraissent pas compatibles avec les propositions de J. Carreras *et al.* (1980) puis de J.M. Casas (1984) qui considèrent que ces mylonites se développent dans un continuum des déformations D6 (ci-après) à la fin de celle-ci :

- la déformation des petits plis P6, à l'Est du pluton de Mont-Louis, pendant le développement des plis P7 ~ N-S, synchrones du métamorphisme de contact (ci-après) donc antérieure à la mylonitisation du granité lui-même ;
- la mise en place des nombreux filons de granité alumineux subverticaux, dans le plan axial du méga-anticlinal P6 de Carança, prolongés vers l'Ouest à travers le laccolite de Mont-Louis, ployé aussi par P6. Ces observations imposent vers la fin de la déformation D6, une atténuation ou disparition de la compression - N-S horizontale à l'origine de P6, permettant l'apparition des grandes fentes verticales E-W en extension N-S. Ce n'est qu'après, avec le rétablissement d'une compression N-S, que les mylonites commencent à se former pendant le refroidissement des granites.

On a déjà montré la durée très courte (< 1 Ma) de toutes les déformations D4 à D7 contemporaines de la mise en place des plutonites et qui s'achèvent par la création du CMNC vers 305 Ma.

• ***Le CMNC cache-t-il la zone d'enracinement de la méganappe paléozoïque développée sur le flanc sud du massif Carança-Canigou ?***

Les levés en cours sur le Sud du massif (B. Laumonier, A. Autran, 1997) révèlent, dans le Paléozoïque inférieur, l'existence d'une très vaste nappe hercynienne, identifiée de la Cerdagne au Vallespir : la nappe de Puigmal. Elle est conservée en klippe au Sud de l'anticlinal majeur D6 de la Carança. Recoupant la schistosité et les plissements D3 associés, la base de la nappe descend du Sud vers le Nord jusqu'au milieu de la Formation de Canaveilles. Son transport s'est fait vers le Sud après D3, mais avant les plissements tardifs et la mise en place des granites. Sa racine est à rechercher au Nord du méga-anticlinal D6 des gneiss de la Carança-Canigou qui, avec la base de la Formation de Canaveilles, en constituent le substrat replié dans la mégastructure de l'anticlinal D5 (fig. 1).

La seule structure d'ampleur comparable connue au Nord de l'anticlinal Carança-Canigou qui puisse être candidate à l'enracinement de la nappe du Puigmal, est actuellement « camouflée » dans le CMNC. C'est notamment l'écaillage des unités successives d'Est en Ouest : Fontpédrouse, Coume Nègre, Saint-Étienne. Le rejeu mylonitique tardihercynien post-granitoïdes serait alors d'une amplitude très modeste par rapport au chevauchement initial tardi-D3.

Les plissements superposés et les schistosité associées

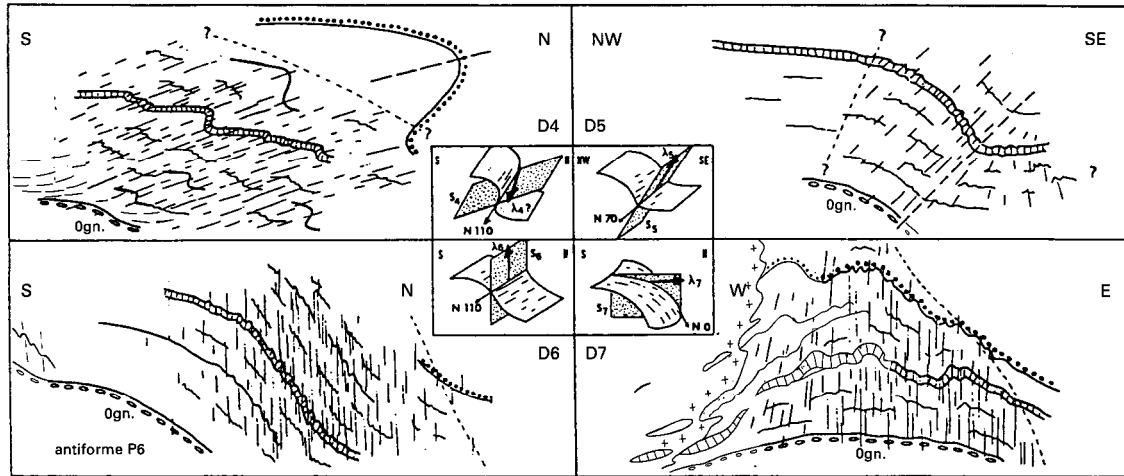
Structures tardives (= postschisteuses)

Les phases tardives sont caractérisées par des plis et plus localement des schistosités, qui déforment S3 mais jamais ne l'effacent complètement. Certaines donnent de grandes structures qui peuvent avoir un retentissement cartographique notable. Globalement, les phases tardives sont responsables de l'orientation variable de S3, souvent très pentée, dans tout le domaine, avec une prédominance des directions N110 dues surtout aux phases P6 et P4. On trouvera une analyse détaillée de ces déformations, pour le Paléozoïque du Confient, *in* G. Guitard *et al.* (1984) et B. Laumonier *et al.* (1984).

La figure 22 montre, pour le flanc nord de l'anticlinal majeur P6 de Carança, les caractéristiques géométriques des quatre phases successives qui se distinguent par les orientations de leur plan axial et de leur direction de glissement dans ce plan axial, les axes eux-mêmes ayant des directions plus dispersées à cause de la position acquise antérieurement par la surface repère S3 ubiquiste. Il s'agit toujours de plis approximativement semblables, probablement développés dans un climat thermique comparable, celui de la culmination du métamorphisme régional ou du métamorphisme de contact et pendant une durée totale brève de l'ordre d'un million d'années, celle de la mise en place des masses plutoniques (cf. p. 100).

La phase D4 n'est associée à aucune mégastructure. C'est par contre celle qui génère les micro- et mésostructures les plus ubiquistes dans le Groupe de Canaveilles, avec une schistosité S4 qui crénule S3 dans les charnières de plis dissymétriques P4. S4 est difficile à distinguer de S3 ou confondue avec S3 dans les flancs longs des plis P4 des micaschistes (foliation S3-4) dès que l'angle entre S4 et le pendage local moyen de S3 devient inférieur à 20°. C'est le cas vers la base de la Formation de Canaveilles, aussi bien à l'Ouest d'Olette, qu'entre Estover et Ballestavy dans la pointe nord-ouest des Aspres, et dans les micaschistes de Balatg sous les orthogneiss. La schistosité S4 est toujours initialement plus pentée que S3 et constamment vers le Sud (si on annule la mégastructure P6 superposée). L'angle entre S3 et S4 atteint 40° vers le haut du Groupe de Canaveilles. Les axes des plis P4 sont orientés N80° à 110° dans le synclinal de Villefranche et les Aspres. Ils sont N50° à 80° dans les micaschistes de Balatg. La vergence des plis P4 est constante vers le Nord dans l'ensemble de la série, du cœur de l'antiforme P6 aux schistes de Jujols du synclinal de Villefranche, où les structures P4 disparaissent vers le haut. Le métamorphisme régional de basse pression atteint son maximum pendant D4.

Les phases D5 et D6 ont des caractéristiques assez voisines ; les plis de D6 sont beaucoup plus fréquents. Les microstructures, avec développement



Pour chaque phase on donne une coupe très schématique, perpendiculaire à la mégastructure à l'échelle de la région. On y précise les relations spatiales entre méso- et mégaplis. La surface de référence déformée est la schistosité ubiquiste S3.

Fig. 22 - Les quatre "phases" de plissement tardives, post-S3, en Conflent
(d'après Laumonier et coll., 1984, modifié)

non homogène de schistosité, soulignent des zones de déformation orientées respectivement N60-70 et N110-120 à plans axiaux inclinés NW pour P5 et subvertical pour P6. La direction de glissement est suivant la ligne de plus grande pente des plans axiaux. Ces deux phases donnent les méso- et méga-structures majeures de la région organisées en « dômes et bassins » par leur interférence. Dans le cœur du massif du Canigou, la blastèse minérale continue pendant ces déformations (biotites, sillimanite, andalousite), alors que plus vers le haut elle cesse, sauf dans le domaine d'interférence avec le métamorphisme de contact (forêt de Llansades, Ouest de Canaveilles, flanc nord de Carança) où la blastèse se prolonge après les plissements D6 ou D7.

La *phase D7* apparaît spécifiquement à l'Est du pluton de Mont-Louis, dans les Formations du Groupe de Canaveilles, au Sud de la vallée de Cabrils, à l'intérieur d'un prisme de terrain appuyé à la base sur les orthogneiss de Fontpédrouse à Canaveilles et à l'Ouest sur la bordure N-S du pluton sécante sur le Paléozoïque (fig. 1). Ces plis N-S à 20°E, à plan axiaux très inclinés vers le granite ou verticaux, se forment pendant la progression vers l'extérieur (vers l'Est) du métamorphisme de contact dont les blastèses (biotite, andalousite, cordiérite) sont synchroniques et se prolongent après l'arrêt de la déformation. Leur direction de glissement est N-S subhorizontale. Ils se forment en même temps que le ploiement dans la synforme de La Llagonne, qui leur est parallèle, du lobe oriental du pluton de Mont-Louis (feuille Mont-Louis). La figure 16 montre ces relations des plis P7 et de la structure du pluton dans une coupe perpendiculaire aux plis et à la bordure du pluton. La relation directe de ces plis P7 avec la mise en place du grand volume de l'unité 2 tonalito-granodioritique du pluton, est manifeste. Auparavant, la mise en place des laccolites de granodiorite à biotite, séparés par les septa de schistes de Canaveilles ou de Cabrils (jusqu'à la Jasse de Catlla vers le Nord), y compris le laccolite de Llar à la base du Paléozoïque, est probablement responsable de la remontée de l'isograde de l'andalousite jusqu'au niveau de l'horizon V de marbre à Tuévol. Le réchauffement de la base de la série jusqu'à environ 600 °C avant la mise en place de l'unité magmatique 2, a sans doute facilité la formation du grand pli P7 ouvert de Tuévol bien visible sur la carte, alors que l'autre mégapli P7, développé entre Talau et Sansa, est progressivement de plus en plus fermé vers le haut et cantonné dans le domaine réchauffé par le pluton. On remarquera le plissement des surfaces isogrades de la biotite et de (crd + and) dans le grand pli P7 de Tuévol. Au Sud du pluton de Quérigut (Est du Gorg Nègre, ravin de Canrec) quelques plis post-S3 sont de même style que les plis P7, mais avec des attitudes adaptées à la géométrie locale des bordures du pluton.

Quelques structures tardives majeures. La *phase D6* donne la principale structure tardive, le méga-anticlinal plurikilométrique du Canigou-Carança. Il s'agit d'un grand pli droit E-W environ, actuellement coupé par

la faille de Py et correspondant plutôt, dans le massif du Canigou, à un hémidôme s'ennoyant vers l'Est ; sa partie centrale correspond à la fenêtre de Balatg. Tout le synclinal de Villefranche correspond, ainsi que les Aspres, au flanc nord de cette grande structure ; l'allure synclinale du Paléozoïque supérieur de Villefranche est, en grande partie, une apparence due au jeu de la faille inverse de Mérens. Cependant, les contacts des différentes unités allochtones qui y sont superposées (cf. ci-après et fig. 23) sont clairement replissés par la déformation D6 qui donnent sa structure de synclinal de nappes au synclinal de Villefranche, l'axe coïncidant à très peu près avec la ligne de crête ; il en résulte, par exemple, que le synclinal couché précoce de Bosc Nègre (Sud de Nohèdes) est aujourd'hui en position de faux anticlinal et que la sous-unité de la Tartère forme un remarquable synclinal perché. Rien ne s'oppose à considérer ce synclinal de nappes comme un mégapli P6, homologue du méga-anticlinal P6 du Canigou (fig. 2a).

Dans le Paléozoïque, la schistosité S6 n'apparaît en crénelation de S3 ou S4 que dans une zone N120, d'environ 2 à 3 km d'épaisseur N-S entre la forêt de Llansades au Sud et une ligne Olette-Ralleu. Elle correspond à une flexure en cisaillement vertical P6 du flanc nord du méga-anticlinal. Dans les gneiss œillés on observe surtout des macroplis P6 dans le cœur de l'anticlinal, au niveau des gneiss du Cady et des micaschistes de Balatg, conservés à l'intérieur du granite à deux micas. Ils sont bien visibles dans les leptynites de Quazemi, notamment dans la paroi occidentale du cirque du Canigou, ou dans les gneiss rubanés de transition au Sud de la carte, sous forme d'ondulations métriques à hectométriques à plan axial vertical, sans schistosité S6.

La *phase D5*, est très développée à l'Est de la feuille dans le secteur de Velmanya à Batère dans la zone axiale de l'antiforme P5 qui interfère avec la mégastructure P6 pour créer la terminaison périclinale orientale du dôme du Canigou. Sur la feuille Prades, ce n'est qu'entre Olette et Canaveilles qu'il est possible de reconstituer un mégapli P5 très déstructuré. Dans la fenêtre de Balatg, le macropli hectométrique P5 à flanc verticalisé vers le Sud situé au Nord de la Porteille de Velmanya et décrit par R.L. Gibson (1989, 1992) comme un pli post-D3 anté-D4, a en fait les caractéristiques des plis P5 déversés vers le Sud que l'on rencontre parfois dans les micaschistes de Balatg ou dans les gneiss rubanés « de transition ». Signalons qu'au Sud du massif, dans le Paléozoïque du Vallespir, ce sont les plis P5 qui deviennent dominants sur les P6.

La *phase D4* ne s'exprime pas vers le haut dans le Paléozoïque supérieur. Elle paraît disparaître vers le haut en se localisant au niveau des formations d'Évol et de Jujols, le long de mégaflexures N70 et N160 où la schistosité S3 habituellement pentée nord se verticalisé et devient localement pentée sud le long de deux bandes de déformation conjuguées où se développent les mêmes plis P4, N100°. Les vallées d'Évol et de la Têt, entre Olette et Joncet,

sont guidées par ces flexures. Un seul grand pli attribuable à P4 est bien visible sur la carte entre Oreilla et le Serre de Palmes. Dans les micaschistes de Balatg, les plis P4 sont très développés mais petits. La foliation de crénelation S4 associée (appelée S3 par R.L. Gibson, 1989, 1991, 1992) porte une linéation d'intersection ou de crénelation L3-4 ENE à NE et des « rods » de quartz de même direction (Guitard, 1970a). Dans les gneiss œillés, les plis P4 ne sont pas connus. Seuls les faciès les plus finement rubanés des gneiss de transition (blastomylonites syn-D3) montrent des plis P4 aussi bien au mur qu'au toit de la nappe. Dans la masse de l'unité gneissique il n'a pas été possible de distinguer clairement une foliation S4 de la S3. J.M. Casas (1984) estime cependant que la foliation dominante serait S4. Les observations que l'on peut réaliser dans les faciès rubanés des gneiss de transition permettent plutôt d'affirmer que dans les orthogneiss c'est S3 qui est le plan le mieux exprimé avec des structures C/S syn-D3, dans les faciès à déformation de cisaillement très intense.

La vergence systématique vers le Nord ou le Nord-Ouest des crénelations et la faible obliquité de S4 sur S3 pourrait traduire, après la phase de déformation majeure D3 à déversement sud-ouest assez bien établi (cf. *infra*), l'établissement d'un régime de cisaillement plat modéré de type rétrodéversement que R.L. Gibson (1989, 1991) propose vers le Nord-Ouest ou le Nord. Mais aucun critère de cisaillement autre que cette vergence des plis P4, n'a encore été observé. Il pourrait aussi s'agir d'un aplatissement dominant de la pile lithostratigraphique « amollie » par le métamorphisme synchrone, inclinée modérément vers le Nord à la fin de D3, les axes de crénelations étant alors simplement l'expression de l'inclinaison plus forte vers le Sud-Est des nouveaux plans S4. Signalons que les étirements NE-SW des boudinages de leucosomes anatectiques, lors de D4 (Gibson, 1991) et la mise en place de filons de granite perpendiculaires à L3-4 pourraient traduire la permanence de l'étirement ~ N-S déjà caractéristique de la phase majeure D3.

G. Guitard (1970a) n'avait pas initialement distingué cette phase D4 identifiée dès 1984, ce qui le conduisait à proposer une blastèse post-S3 des minéraux caractéristiques du métamorphisme de basse pression du Canigou. Reprenant cette analyse de la croissance des blastes métamorphiques par rapport à S3 (qu'il appelle S1) et à S4 (qu'il appelle S3), R.L. Gibson (1991, 1992) propose plutôt que les cœurs des grenats précoces et les staurotides aient cristallisé avant ou en tout début du développement de S4, alors que la majorité des andalousites, la sillimanite et une partie de la biotite cristalliseraient pendant D4 ainsi que les bordures des grenats. L'établissement des conditions thermiques maximales du métamorphisme et la baisse de pression typique des conditions de basse pression seraient donc à placer pendant la phase D4 avec le métamorphisme encore prograde en température (trajet P-T « horaire » dans un schéma P-T-temps, du métamorphisme).

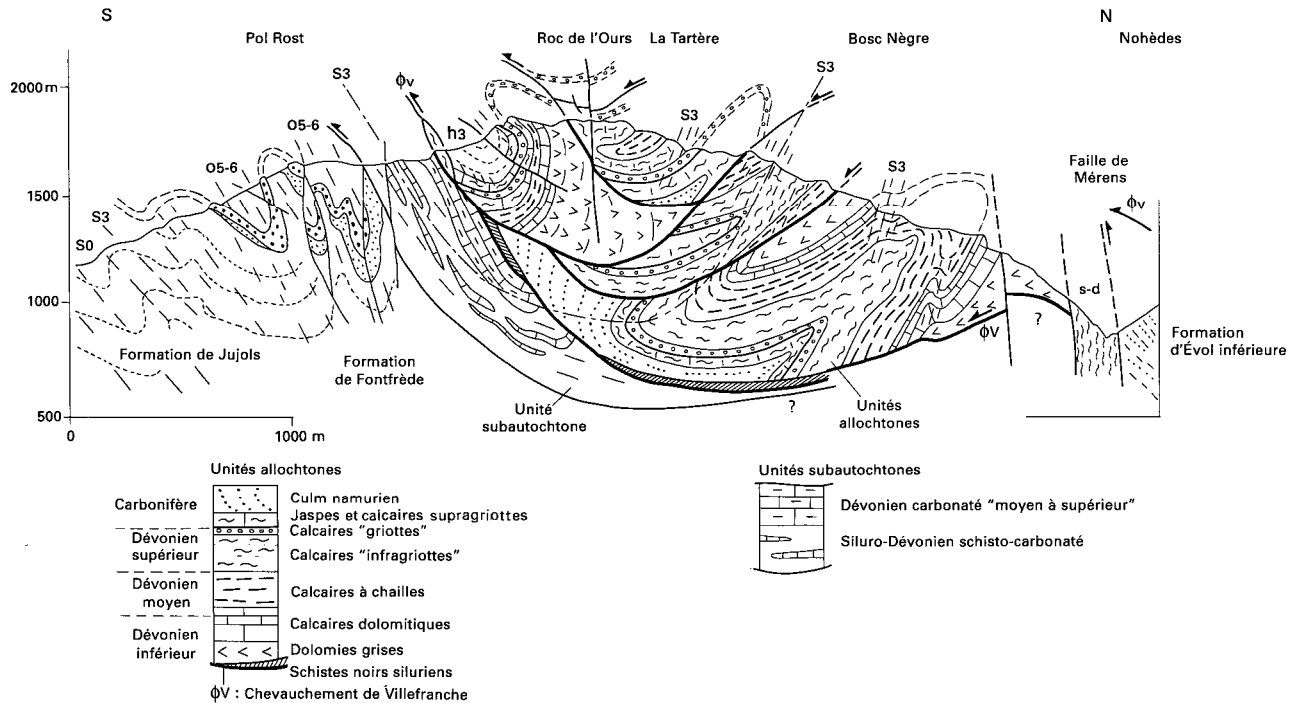


Fig. 23 - Coupe interprétative du synclinal D6 des nappes du duplex dévonien de Villefranche-de-Conflent (Laumonier, 1997)

Structures précoces

Les mégastructures précoces ont déjà été évoquées dans la présentation des gneiss et de la lithostratigraphie du Paléozoïque supérieur. Il s'agit de la nappe des gneiss du Canigou et des nappes dans le Paléozoïque supérieur du synclinal de Villefranche. Ces grandes structures apparaissent plutôt comme *antérieures à la phase D3* responsable, elle, des cisaillements et aplatissements majeurs à l'origine de la schistosité dominante S3 ubiquiste. On trouvera une description détaillée, argumentant ces distinctions, *in* B. Laumonier et G. Guitard (1978).

Structures antéschisteuses. Dans le synclinal de Villefranche, plus particulièrement dans les schistes de Jujols, des plis variés par leur taille (métriques à hectométriques), leur style (droits ou couchés) et leur orientation (NE-SW et N110 surtout) et leur vergence, déforment la série et sont tranchés par la schistosité régionale S3. Bien que plus ou moins effacés par la déformation synschisteuse D3, ils sont assez faciles à repérer par le fait qu'ils induisent une dispersion « primaire » des axes et des linéations d'intersection de la stratification avec S3. Deux phases de déformation, très localement associées à une schistosité pour la seconde, peuvent être reconnues, D1 et D2.

Une nouvelle cartographie du Paléozoïque supérieur du massif du Coronat, réalisée par B. Laumonier (1995, travaux en cours) permet d'apporter les précisions suivantes concernant la structure et l'évolution du synclinal de Villefranche (fig. 23) :

- Il convient de distinguer *trois unités structurales* :
 - une unité inférieure, autochtone (schistes de Jujols et Ordovicien supérieur), globalement à l'endroit ;
 - une unité intermédiaire, subautochtone (Silurien à Dévonien moyen-supérieur), globalement à l'endroit, reposant (du moins entre les vallées d'Évol et de la Têt) en contact anormal (non figuré sur la carte) sur un Ordovicien supérieur tantôt à l'endroit, tantôt à l'envers ;
 - une unité supérieure, allochtone (Dévonien inférieur à Carbonifère inférieur), elle-même formée par l'empilement de plusieurs sous-unités (2 vers Villefranche, jusqu'à 5 au Sud de Nohèdes), la plus visible sur la carte étant celle qui va du Mont-Coronat au plateau d'Amboulla.

- Toutes les unités sont affectées par *deux mêmes phases de déformation* :
 - D1, responsable de la formation de plis P1, d'axe E-W à NW-SE, aschisteux, couchés (Dévono-Carbonifère) à déversés (Ordovicien supérieur, où ils sont responsables de la multiplication du niveau de poudingue basal, et schistes de Jujols) vers le SSW, d'échelle kilométrique (unité allochtone) à

hectométrique (en dessous) ; les sous-unités allochtones correspondent à des portions de flancs normaux (Belloc, plateau d'Amboulla, par ex.) ou inverses (Nord de Jujols en particulier, où la sous-unité supérieure de la Tartère, non individualisée sur la carte et qui renferme les anciennes carrières de marbre griotte, repose sur la sous-unité du Coronat) et de charnières synclinales (celle du bois de Jujols étant la mieux visible sur la carte) ou, plus rarement, anticlinales ; elles sont séparées par des contacts anormaux initialement plats, proches des plans axiaux des plis mais en réalité légèrement obliques sur eux, d'où la complexité du découpage ;

- D3, responsable de la formation de la schistosité régionale dominante S3 et de plis d'échelle au plus décamétrique et de direction très variable du fait de l'existence des plis P1, qui sont presque toujours recoupés obliquement par S3. S3 est très intense et les plis P3 sont bien développés dans les unités autochtone et subautochtone. Les structures D3 sont plus discrètes dans l'unité allochtone. Le déversement des plis P3 est très variable, mais des critères cinématiques (nombreux plans striés tardi-D3 notamment) indiquent que, pendant D3, le transport tectonique se faisait vers le S-SSE.

- L'épisode de *déformation D2* n'est clairement identifié que dans l'unité autochtone, en particulier au Nord de Jujols : plis P2 d'échelle décamétrique au plus, en moyenne NE-SW, orthogonaux aux plis P1, déversés vers le Sud-Est, et/ou schistosité S2 pentée vers le Nord-Ouest et recoupant les plis P1.

- L'âge exact (tardi-D1 probablement, ou tardi-D3 ?) des contacts séparant les unités principales et les sous-unités allochtones n'est pas facile à établir, mais ces contacts, tout comme S3, sont clairement replissés par les déformations hercyniennes tardives d'axe ESE-WNW (D6) à plan axial vertical. Un rejeu plus tardif (fini-hercynien ou alpin ?), plutôt en faille normale, de certains de ces contacts est possible.

Dans les parties profondes de l'édifice, quasiment aucune structure anté-schisteuse n'est connue ; on peut douter que la phase synschisteuse D3, ait été suffisante pour en faire disparaître toute trace, si de telles structures avaient existé.

Les deux types de structures anté-schisteuses, affectant aussi bien le Dévoïen et le Carbonifère que la Formation de Jujols, sont donc clairement hercyniennes ; aucune déformation calédonienne *s.l.* n'est connue dans la région.

Structures synschisteuses. La principale est la *schistosité régionale S3*. Omniprésente, elle affecte tous les terrains paléozoïques bien qu'elle soit souvent discrète dans le Paléozoïque supérieur allochtone carbonaté. Vers le bas, elle correspond à la schistosité des micaschistes et à celle des gneiss. Elle est très généralement bien visible : ce n'est que dans les bandes mylonitiques tardihercyniennes qu'elle peut être effacée (transposée). Des plis, toujours de taille modeste (ils ne dépassent guère l'hectomètre) l'accompa-

gnent, en particulier dans les schistes de Jujols. Leur orientation et leur vergence sont très variables dans le haut de l'édifice, du fait des déformations anté-schisteuses.

Vers le bas de l'édifice, dans les gneiss et les micaschistes, les plis synschisteux paraissent se raréfier considérablement et être plus petits. La direction N50-70 prédomine largement, avec, semble-t-il, une vergence préférentielle vers le SSE dans la région d'Olette. Cette direction N50-70 est aussi celle de la linéation minérale et d'étirement des gneiss, très constante. Elle devient plus proche de N-S dans les gneiss de Fontpédrouse. Rappelons que dans les micaschistes de Balatg et ceux de la base de la Formation de Canaveilles, les plis et schistosités S4 peuvent localement transposer la schistosité S3. S4 devient alors localement la plus évidente (S3-4) et la crénulation L3-4 de S3 a aussi cette direction N50-70.

Dans les orthogneiss, la foliation est généralement la structure dominante ; la linéation d'allongement des yeux de feldspath est bien visible et de direction homogène N50-70, surtout dans les zones à structures de mylonitisation synmétamorphique où la dimension des yeux diminue et la continuité des lits biotitiques devient la règle ; un rubanement d'ordre centimétrique peu ainsi apparaît. De telles zones forment des couloirs de cisaillements épais de 10 à 100 m où une déformation « non coaxiale » permet d'identifier un sens de cisaillement parallèle aux linéations et toujours dirigé vers le Sud-Ouest, du toit au mur des gneiss, « le haut vers le Sud ». On retrouve ce même sens, au Sud de la carte dans toute la retombée pentée sud de l'anticlinal P6. Entre ces zones de cisaillement, les métagranites, nettement moins déformés, montrent un aplatissement dominant, où la linéation est souvent difficile à identifier. Les plans de schistosité S4 bien identifiables, au-dessus et au-dessous des gneiss dans les micaschistes, n'ont pas pu être repérés dans les gneiss où il semble plutôt que ce soient les plans C3 du cisaillement D3 synmylonitique précoce, qui paraissent recouper les schistosités.

Nappe du Canigou. La limite entre socle et couverture telle qu'elle s'observe dans la vallée de la Têt (cf. *infra*) se retrouve très clairement mais en position inversée entre les gneiss du Canigou et les micaschistes de Balatg : on y retrouve, en particulier, les gneiss de transition et les marbres du premier horizon (« marbre de base ») (cf. *infra*). La continuité des gneiss de transition est particulièrement remarquable tout autour de la fenêtre de Balatg, hormis le court segment entre Balatg et le Ras des Cortalets où les mauvaises conditions d'affleurement ne permettent pas d'être affirmatif. Par contre, les marbres sont discontinus et forment généralement des masses importantes (épaisseur de l'ordre de 100 m) : synclinal couché de Py, crête du Barbet, Balatg. Ils n'existent pas sur une assez longue distance tout le long de la limite sud de la fenêtre de Balatg et dans sa réapparition dans les

fenêtres au Sud de la faille E-W de la Coumelade. Cette disposition tout à fait remarquable indique que la lame des gneiss du Canigou occupe le cœur d'un pli couché anticlinal, presque isoclinal, à flanc inverse parfaitement conservé et dont la portée visible sur la feuille Prades est de 10 km au minimum : c'est le pli couché ou nappe du Canigou. Cet anticlinal à cœur gneissique, couché, se poursuit vers le Sud-Est jusque dans le massif du roc de France où sa terminaison est connue après un amincissement considérable des gneiss ; sa portée est donc plutôt de l'ordre de 40 km.

La limite socle/couverture s'observe à nouveau, à l'endroit cette fois, entre les micaschistes de Balatg et les gneiss du Cady, identiques à ceux du Canigou : on en déduit que les micaschistes de Balatg sont eux-mêmes engagés dans une structure couchée synclinale, le synclinal de Balatg, complémentaire du pli couché anticlinal du Canigou ; les gneiss de Quazemi occupent le cœur de la structure dont la charnière est visible, cartographiquement, dans la région de Py avec répétition symétrique des gneiss de transition, des marbres et des gneiss-leptynites intercalaires, de part et d'autre du cœur de micaschistes (coupe NW-SE du col de la Mandre à Martes-Rouges, par ex. ; fig. 4).

Un fragment du flanc inverse, remonté par des failles, est visible au Sud-Est de Taurinya dans l'écaille de la chapelle de Saint-Étienne, remontée par la zone mylonitique en faille inverse du flanc nord du Canigou, au-dessus du flanc normal.

L'ensemble forme ainsi une nappe de style pennique de première grandeur si l'on considère que les gneiss œillés du Canigou (G2, G3) ont un âge antérieur au Groupe de Canaveilles.

On ne connaît en fait sur la feuille de Prades aucun pli couché hecto- ou kilométrique dans la couverture paléozoïque que l'on pourrait considérer comme une réplique ou un pli d'accompagnement de la mégastucture. Mais une telle structure existe dans le Paléozoïque de la feuille Céret (massif des Aspres) (cf. Laumonier, 1987), ou au Sud du massif de Carança en Cerdagne et Freser : la nappe du Puigmal (B. Laumonier, en cours).

Place de la nappe du Canigou parmi les structures précoces. Il paraît logique d'associer la mégastucture couchée majeure, la nappe du Canigou, à la schistosité régionale S3, ce qui a été fait jusqu'à ce jour. Il est cependant très difficile de prouver que ces structures sont ou ne sont pas cogénétiques. Certains indices, à l'échelle de toute la région, peuvent faire envisager l'hypothèse que la nappe du Canigou soit, en fait, initiée avant D3, puis schistosée et aplatie pendant D3 :

- la vergence de la nappe vers l'Est ou le Sud-Est pourrait se déduire de l'amincissement des gneiss dans cette direction, observés aussi bien dans le

Canigou que dans le roc de France (feuille Arles-sur-Tech). La coupe du Riuferrer en bordure du coin sud-est de la carte montre l'épaisseur la plus faible des orthogneiss dans le Canigou. Mais cet amincissement pourrait être attribué à la déformation D3 (ou D4 ?), sachant qu'il existe des boudinages de foliation et des cisaillements hétérogènes dans les gneiss ;

- la cinématique observée dans le cisaillement syn-S3 des gneiss est par contre vers le Sud-Ouest (Lagarde, 1978 ; Soliva *et al*, 1989) à travers toute la nappe ;
- quasi-absence de plis syn-S3 d'entraînement ;
- déformation syn-S3 dominée par l'aplatissement entre des couloirs de cisaillements à déformation non coaxiale.

Actuellement, le problème n'est pas résolu, mais l'hypothèse d'une écaïlle majeure de socle engagée dans sa couverture lors de la formation des plis précoces P1, paraît assez probable (Laumonier et Guitard, 1996) sur le modèle des nappes penniques revu à la suite de leur cartographie lithologique et structurale détaillée, notamment dans les unités supérieures de l'édifice pennique Valaisan (Baudin *et al*, 1993) où la couverture permienne et mésozoïque enveloppe en pli couché, avec étirement et lacunes locales de certaines lithologies dues au boudinage et décollements précoces, un cœur de socle hercynien où le pli alpin lui-même n'est pas identifié, mais où les cisaillements abondants ont permis l'aplatissement. Les seules macro- ou mégastructures observées dans le Paléozoïque sont créées à ce stade précoce où le bâti était encore peu plastique ; la phase D3 serait responsable de la formation des structures pénétratives S3, L3 et des cisaillements associés, synchrones du début du métamorphisme dont la pression était peut-être plus importante que lors de la culmination thermique syn- à tardi-D4 (cf. « Métamorphisme hercynien »).

L'évolution structurale hercynienne : récapitulation

Surtout si la nappe du Canigou est antéschisteuse, il faut admettre l'existence d'une tectonique tangentielle précoce très marquée. Elle est à mettre en relation avec les charriages précoces à vergence sud qui affectent, au Carbonifère, l'orogène hercynien de la Montagne noire aux Pyrénées occidentales. Le déversement se fait vers « l'avant-pays de l'Ebre » au Sud. L'épaississement et l'élévation de température qui en résulte, conduisent, toujours dans la même cinématique globale vers le Sud, à l'acquisition de la structuration intime (schistosité régionale S3) mais semble-t-il, sans mégastructures importantes. À la fin de ce stade, la zone orogénique orientale des Pyrénées présentait un empilement d'unités, probablement peu inclinées vers le Nord-Est ou le Nord, et le métamorphisme avait commencé à monter dans le bâti en conditions de moyenne pression si l'on généralise l'interpré-

tation donnée au seul échantillon à relique de disthène et staurotide attribuée à ce stade. Puis les déformations tardives, en gros contemporaines de la mise en place des plutons de granitoïdes vers 310-305 Ma, souvent en épaisses lames laccolitiques déversées vers le Sud-Ouest, commencent par un nouveau cisaillement peu incliné, homogène, à vergence apparente vers le Nord-Ouest mais étirement NE-SW, dans la partie profonde réchauffée. C'est au cours de cette phase 4 que s'établissent les conditions HT-BP du métamorphisme, traduisant un début d'amincissement au-dessus. Les mégastructures P5 et P6, à plan axial, vertical déforment alors l'ensemble en grands dômes et synformes dans un *régime de compression horizontale* toujours orienté dans le secteur N-S. On remarquera la brièveté très probable de cette étape (~ 1Ma).

Enfin, un écaillage final du bâti, postérieur à la fin de la mise en place des granites (305 Ma ?) et dans des conditions métamorphiques de plus en plus froides, crée les grandes failles inverses ou inverses-dextres accompagnées de mylonites épaisses, qui découpent le bâti et achèvent l'évolution en compression de la chaîne. De grandes failles normales avec filons de quartz, majoritairement E-W, peut-être en relation avec la création des bassins stéphanopermiens connus plus au Sud, pourraient être sur cette feuille, l'expression d'une extension tardi-orogénique commençante.

GÉOLOGIE DE L'ENVIRONNEMENT

RISQUES NATURELS

La région a une *activité macrosismique* modérée : 25 séismes recensés depuis mille ans, toujours avec une intensité (MSK) ne dépassant pas le niveau VII, c'est-à-dire « légers dommages aux habitations ». Les plus récents sont :

1984 - Saint-Paul-de-Fenouillet	V
1980 - Massif du Canigou	V
1979 - Vallespir-Prats de Mollo	V-VI
1978 - Estagel	V-VI
1970 - Essaim d'Andorre (3 jours)	V-VI
1951 - Villefranche-de-Conflent	V
1920-1922 - Saint-Paul-de-Fenouillet	V-VII
1912 - Olette-Jujols	V

Les stations d'enregistrement permanent des séismes n'ont commencé à fonctionner que depuis 1962 en Aquitaine (laboratoire de détection géophysique du CEA) et seulement depuis 1984 dans le Roussillon. Pour la période 1962-1991, les Pyrénées orientales accusent une faible activité par rapport aux Pyrénées centrales et occidentales (7 séismes sur 46 dont la magnitude

dépasse 4). L'amélioration des réseaux de surveillance continue en Roussillon et Catalogne, en fournissant une précision plus grande sur la localisation des épicentres (Gallart *et al*, 1980, 1982 ; Olivera *et al*, 1986) permettent de les mettre en relation avec des accidents majeurs existant tels que la faille Py-Mantet, celle de la Parcigoule et le chevauchement alpin du Vallespir. La faille de la Têt elle-même ne paraît pas avoir été active sur cette période.

Les plus forts séismes des Pyrénées ont été enregistrés au XV^e siècle dans cette région, « série catalane » de 1427-1428 avec de très fortes destructions et glissements de terrain répartis sur plus de 300 km². Une intensité épicentrale de + IX ($6 < M < 7$) est associée au séisme de la Chandeleur 1928 dont la zone la plus intense s'étend entre Puigcerda et Campredon. Mais ses effets se sont fait sentir dans tout le Roussillon, avec en particulier, l'effondrement du clocher de Saint-Martin-du-Canigou. La relation de ce séisme majeur soit avec les chevauchements et failles inverses alpines de la zone de Ribes de Fresser (Banda et Correig, 1984), soit avec les failles normales de la structure de Cerdagne-Conflent (Briaïs *et al*, 1990), n'est pas résolue.

Le principal risque naturel est celui des *inondations* et débâcle de boues, graviers et blocs, liés aux très fortes pluies sur le massif du Canigou, les « aiguats », comme celles de 1940. Les très vastes bassins-versants d'altitude des affluents de la Têt (rivière de Carança, de Mantet, Rotja, Cady, Llech,...) peuvent entraîner une montée des eaux très rapide dans les gorges exutoires de ces vallées. On trouvera une analyse des conditions météorologiques exceptionnelles qui provoquent ces « aiguats » et de leurs dégâts *in* J.P. Vigneau (1971, 1993).

Il n'y a pas eu de *glissements de terrain* récents sur le territoire de la feuille et les reboisements réalisés au Nord de Fontpédrouse sur les pentes du Serrat de Pijouan, ont stabilisé les éboulements de granite.

RESSOURCES EN EAU

Climatologie

Le climat de cette région est typiquement méditerranéen, avec une influence montagnarde très marquée en raison des altitudes généralement élevées et comprises entre 250 m au niveau du barrage de Vinça et 2 784 m au pic du Canigou, ces points caractéristiques n'étant d'ailleurs séparés que de 15 km.

Les variations importantes de la topographie sur de faibles distances induisent des modifications notables des conditions climatiques sur l'emprise de cette carte. De manière générale, lorsque l'on s'élève en altitude, la

pluviométrie augmente et la température moyenne baisse. L'étagement spectaculaire des végétations sur tout le versant nord du Canigou en est la conséquence la plus visible.

Les *précipitations* les plus faibles se rencontrent dans la vallée de la Têt, en aval de Prades, et les plus élevées s'observent sur le Canigou et son versant sud en particulier (Vallespir).

Pour les 20 dernières années (1970 à 1989), les moyennes s'établissent à 553 mm à Vinça (poste situé en limite de la carte), 597 mm à Saint-Michel-de-Cuxa (commune de Codalet), 627 mm à Vernet-les-Bains, 695 mm à Py, 696 mm à Fillols, 777 mm à Railleu, 1 062 mm à la station du Tech-la Llau et 1 091 mm dans l'agglomération de Prats-de-Mollo, ces deux derniers postes étant situés sur le versant méridional du Canigou (feuille Prats-de-Mollo). Les estimations des précipitations aux nivo-pluviomètres totalisateurs du massif du Canigou, traduisent l'arrosage intensif de ce secteur, avec une moyenne sur 20 ans (1970 à 1989) de 1 160 mm au refuge de Marialles et 1 325 mm au Chalet-des-Cortalets situés aux altitudes respectives de 1 718 m et 2 150 m. Ces valeurs montrent l'influence prédominante du Canigou sur les conditions climatiques de la région.

En rive gauche de la Têt (angle nord-ouest de la feuille), se fait sentir l'impact lié aux reliefs élevés du pic de Madrès.

Le nombre de jours de pluie varie dans le même sens que l'importance des précipitations, mais les différences restent, par contre, beaucoup plus limitées avec par exemple en moyenne annuelle, 77 jours de pluie à Vinça, 85 jours à Saint-Michel-de-Cuxa, 88 jours à Vernet-les-Bains, 93 jours à Railleu et 102 jours à Prats-de-Mollo, sur la partie méridionale du massif du Canigou (feuille Prats-de-Mollo).

Les pluies sont généralement brèves, avec un caractère parfois violent ; elles peuvent provoquer des inondations catastrophiques (les « aiguats ») comme celle d'octobre 1940, qui se traduisent alors par des dégâts considérables dans les vallées de la Têt, du Tech et de leurs affluents. Entre le 16 et le 20 octobre 1940, il a été observé des précipitations de 629 mm à Velmanya (limite ouest de la carte) et 840 mm à la station du Tech-la Llau, sur le versant sud du Canigou. On estime la hauteur de pluie durant ces 4 jours à 1 052 mm au Chalet-des-Cortalets. Pour des périodes plus courtes, on peut encore citer des valeurs de 610 mm en 2 jours à Py, les 6 et 7 novembre 1982, 240 mm en 4 h à Vernet-les-Bains, le 17 octobre 1940, 313 mm en 1 h 35 à Mollitg-les-Bains, le 20 mai 1868 et 404 mm du 1^{er} au 3 décembre 1991 à Ballestavy.

L'irrégularité de ces pluies se remarque aussi dans l'espace. Par exemple, il est tombé les 6 et 7 novembre 1982, 610 mm d'eau à Py et 48 mm à Vernet-les-Bains, distants seulement de 6,5 km.

Les précipitations annuelles peuvent varier très sensiblement d'une année à l'autre, avec par exemple à Vinça : 1 036 mm en 1982, 427 mm en 1983 353 mm en 1973, ou encore à la station de Py : 1 255 mm en 1982 et 351 a en 1983.

Dans la vallée de la Têt, les mois d'octobre et novembre s'avèrent généralement les plus arrosés, mais en moyenne et haute montagne, la période comprise entre mai et septembre peut être la plus pluvieuse de l'année. De manière presque générale sur cette carte, les mois de décembre, janvier et février enregistrent les précipitations les plus faibles.

Les précipitations sous forme de neige s'observent chaque année sur pratiquement la totalité du territoire couvert par cette carte. Par contre, si à Prades, situé à 350 m d'altitude, la neige n'apparaît que quelques jours par an en moyenne, le sommet du Canigou peut rester sous son manteau neigeux durant de longs mois entre décembre et mai, voire novembre à juin.

Les *températures* de l'air varient aussi directement en fonction de l'altitude. Janvier est généralement le mois le plus froid et juillet le mois le plus chaud. Pour la période comprise entre 1969 et 1988 (20 ans), la moyenne des températures s'établit à 12,8 °C à Saint-Michel-de-Cuxa, 11,8 °C à Vernet-les-Bains, 11,4 °C à Nohèdes et 10,3 °C à Fillols, ces postes étant situés aux altitudes respectives de 450 m, 650 m, 1 000 m et 725 m.

Comme pour les températures moyennes, les températures extrêmes varient beaucoup en fonction de l'altitude. En haute montagne, elles restent modérées en été et descendent souvent en dessous de -10 °C durant l'hiver. On a mesuré des valeurs de -10,5 °C à Vernet-les-Bains, -13,5 °C à Saint-Michel-de-Cuxa, -14,9 °C à Fillols, -15,5 °C à Olette et -17 °C à Nohèdes entre les 8 et 15 janvier 1985. Des valeurs de -20 °C ont été observées en février 1956 aux stations les plus froides. Pour tous ces postes, les températures maximales dépassent 35 °C avec 37 et 37,5 °C pour Olette, Saint-Michel-de-Cuxa et Vernet-les-Bains, le 15 août 1987, et même 36 °C le 9 juillet 1982 à Nohèdes, station située à 1 000 m d'altitude.

La *durée d'ensoleillement* annuelle, conditionnée essentiellement par l'exposition dans cette région de moyenne et haute montagne, varie entre 2 000 et 2 600 heures.

Les *vents dominants* s'appellent la tramontane et le marin. La première souffle généralement du Nord-Ouest. Elle se caractérise par des vitesses pouvant dépasser 100 km/h. Cependant, l'altitude et l'orientation des vallées modifient la fréquence et l'intensité de ces vents. Le marin apporte l'humidité de la Méditerranée et provoque souvent un plafond nuageux bas qui ennoie les vallées et d'où émergent les cimes au-dessus de 2 000 m. Les vents du Sud (« vent d'Espagne »), s'avèrent plus ou moins marqués eu égard à la direction des vallées ; ils apportent les fortes pluies. Généralement

plus élevées sur le versant méridional du Canigou, les variations des précipitations s'expliquent par l'orientation de ces vents humides et chauds.

Hydrologie

Plus de 97,5 % de la superficie couverte par cette carte se situent dans le bassin-versant de la Têt, fleuve côtier de 114 km de long prenant sa source dans le massif du Carlit et qui se jette en mer Méditerranée. 4 km² de cette feuille, au Nord-Ouest, dépendent du bassin-versant de l'Aude ; il s'agit d'une petite partie du flanc septentrional du pic de Madrès. À l'extrémité sud-orientale, 10 km² de cette carte se situent dans le bassin-versant du Tech et appartiennent au versant méridional du massif du Canigou.

La Têt reçoit de nombreux affluents et notamment en rive gauche : le Cabrils, le Caillan et la Castellane et en rive droite : la Ribерolle, la Carança, la rivière de Mantet, la Rotja, le Cady et la Lentilla. Ces derniers débouchent par des gorges profondes entaillées depuis les dernières glaciations dans les parois abruptes de l'escarpement nord du Canigou.

La pente moyenne du lit de la Têt atteint 5 % entre Fontpédrouse et Olette où elle forme une gorge très encaissée le long de la faille de la Têt, 2,5 % entre Olette et Ria et 1,5 % entre Ria et le barrage de Vinça. Le territoire concerné par cette carte couvre un peu moins de la moitié du bassin-versant de la Têt, dont la superficie totale atteint 1 350 km² et dont environ 50 % se situent à plus de 1 000 m d'altitude.

On remarque, d'une part, la prédominance de l'alimentation de la Têt et de la plupart de ses affluents par la fonte des neiges entre avril et juin et, d'autre part, l'importance du tarissement estival. Les retenues des Bouillouses (feuille Mont-Louis) et de Vinça, en limite orientale de la carte, régulent le débit de la Têt et permettent le soutien de son débit d'étiage, utilisé pour l'irrigation.

Les faibles débits d'été s'observent fréquemment en début d'automne et l'écoulement superficiel s'avère le plus bas en période hivernale. À la station de Joncet, située entre Olette et Villefranche-de-Conflent, le débit moyen pour la période comprise entre 1967 et 1986 (20 ans) s'établit à 5,88 m³/s avec un débit spécifique de 13,91/s/km², soit une lame d'eau équivalente de 437 mm, la superficie du bassin-versant représentatif de la station atteignant 424 km². Le débit moyen mensuel le plus faible, s'observe en février avec 4,04 m³/s et le plus élevé se produit en mai avec 11,6 m³/s.

Les débits de crue de ces cours d'eau peuvent s'avérer considérables. Ainsi, lors de l'important épisode pluvieux d'octobre 1940, le débit de la Têt à Vinça a été évalué à 2 000 m³/s, ce qui a provoqué d'importants dégâts dans les vallées, notamment celle du Cady à Vernet-les-Bains.

Entre Villefranche et Vinça, la Têt peut présenter un écoulement superficiel d'étiage inférieur à $1 \text{ m}^3/\text{s}$ et ses affluents ont aussi parfois des débits minima très faibles ; ainsi à Villefranche-de-Conflent, le Cady peut écouler moins de 100 l/s .

Le barrage de Vinça, situé en partie sur cette feuille a une capacité de $24,6 \text{ Mm}^3$. Son remplissage s'effectue normalement de janvier à juin et cet ouvrage, écrêteur de crues et réserve d'eau pour l'irrigation, déstocke à partir du début juillet pour être vide à la fin du mois d'octobre.

Dans les vallées, les canaux d'irrigation détournent une partie de l'eau de la Têt et de ses affluents pour l'arrosage des cultures.

Enfin, une partie des eaux de surface sert à la fabrication d'énergie hydroélectrique dans les usines de Fontpédrouse, Thuès, Olette, Nyer, Sahorre et Fuilla à partir des eaux de la Têt et de ses affluents, c'est-à-dire, la Ribérole, la Carança et la Rotja. D'importantes canalisations de flanc ou en tunnel relie les différentes usines de la Têt dans un système en cascade.

Hydrogéologie

Sur cette feuille, les ressources en eau souterraine s'avèrent peu abondantes eu égard à la nature généralement peu perméable des formations affleurantes. Seuls les calcaires et les dolomies du Dévonien du synclinal de Villefranche constituent un important réservoir karstique. Par ailleurs, il faut noter la richesse de cette région en eaux thermales et minérales.

- Les **alluvions quaternaires** sont peu développées, sauf pour la Têt en aval de Prades. Seule, la commune de Marquixanes est alimentée en eau potable à partir de deux puits sollicitant cet aquifère alluvial de la Têt.

Les dépôts quaternaires de la Rotja, la Castellane, le Cady et la Lentilla contiennent localement, et notamment dans les méandres de ces affluents de la Têt, des ressources en eaux souterraines en liaison directe avec les eaux de surface.

Les communes de Fuilla, Catllar, Estoher, Espira-de-Conflent et le syndicat de la Lentilla qui regroupe Vinça, Rigarda, Joch et Finestret, s'approvisionnent en eau à partir de captages implantés dans ces alluvions. Les eaux de surface (rivières et localement canaux d'irrigation) permettent la réalimentation privilégiée de ces micro-aquifères. Les débits d'exploitation des captages dépassent rarement $15 \text{ m}^3/\text{h}$ et l'eau obtenue s'avère très peu minéralisée.

- Les **formations tertiaires** néogènes du fossé de Prades ne semblent pas contenir de ressources en eau souterraine. Quelques puits ou forages réalisés en aval de Prades se sont révélés pratiquement tous improductifs. Les

formations potentiellement les plus perméables (Lentilla et Escarro) sont en positions altimétriques trop élevées par rapport aux vallées.

- Les *calcaires dévoniens* qui affleurent de Real (à l'Ouest) à Villefranche-de-Conflent, avec un développement moindre en rive droite de la Têt, s'avèrent très karstifiés en surface et présentent d'importantes circulations souterraines (Salvyre, 1970, 1989). Ces formations sont notamment traversées par l'Aude en amont, puis le Cabrils et la rivière d'Évol, la Têt, le Cady et la Rotja dont les eaux se perdent partiellement dans les karsts. Elles ont formé en particulier les réseaux souterrains des Canalettes au Sud et d'En-Gomer au Nord qui se développent respectivement sur plus de 5 000 et 8 000 m.

La karstification se traduit par la présence de cavités horizontales très importantes et par endroits de rares cavités verticales. Les réseaux à plusieurs étages et les galeries de grandes dimensions font communiquer entre elles des salles d'effondrement. Toutes les cavités présentent une circulation pérenne alimentée par les pertes de rivières.

Au Nord du Puig d'Escoutou, le petit ruisseau de Las Doux, versant nord de Roques Blancues, situé au Sud-Ouest du col de Portus, est alimenté par les pertes du ruisseau de la Mouillère. Cette résurgence pérenne peut débiter en crue plusieurs centaines de litres par seconde.

Le réseau d'En-Gomer correspond à un axe de drainage souterrain parallèle à la Têt et recueillant les eaux des pertes du Cady, de la Rotja, de la Têt et du Mardé, eaux issues du massif du Canigou situé au Sud du synclinal calcaire. Après un parcours souterrain, orienté SE-NW, ces eaux s'écoulent ensuite vers l'Est, c'est-à-dire, vers les résurgences d'En-Gomer, dont le débit moyen atteint 500 l/s environ ; en crue, il peut dépasser 2,5 m³/s.

Les résurgences d'En-Gomer servent à l'alimentation en eau potable des communes de Prades, Codalet, Los Masos et Ria-Sirach. L'eau à faciès bicarbonaté calcique, présente une minéralisation inférieure à 100-150 mg/l et une résistivité de l'ordre de 5 000 ohm.cm.

Dans le réseau de Fuilla, les grottes des Canalettes et Grandes-Canalettes, aménagées et ouvertes au public, présentent des concrétions stalagmitiques remarquables. Les circulations d'eau souterraine, pérennes, se trouvent en relation avec les résurgences d'En-Gomer après passage sous l'écoulement superficiel du Cady.

Dans l'usine hydro-électrique de Fuilla, une résurgence d'un débit moyen de 10 l/s permet d'alimenter en eau potable la commune de Villefranche-de-Conflent.

- Dans le *domaine schisteux*, les ressources en eau souterraine s'avèrent très limitées, mais permettent cependant la réalisation de captages utilisés pour la desserte de petites collectivités. Les débits d'étiage restent générale-

ment inférieurs à 10 à 20 l/mn, ce qui nécessite le plus souvent l'exécution de plusieurs ouvrages pour alimenter des agglomérations regroupant moins d'une cinquantaine d'habitants, comme Sansa, Ayguatebia ou Conat. Certaines de ces sources dans les schistes noirs à sulfure de fer de la Formation de Cabrils, peuvent être assez chargées en sulfate et fer pour leur donner un goût acidulé et astringent (Font del Aran, 1 km au Nord d'Olette).

- Dans les *formations gneissiques ou granitiques* en rive gauche de la Têt, au Nord de Marquixanes-Campôme, les captages les plus productifs sont associés à la couverture altérée ou arénisée qui surmonte les horizons fissurés ou fracturés. Le débit moyen des sources peut atteindre plusieurs mètres cubes par heure et, eu égard à une pluviométrie relativement élevée, les captages conservent en étiage une productivité généralement suffisante en fonction des besoins. À Molitg-les-Bains, un forage de 40 m de profondeur fournit 6 m³/h.

Des prises en rivières, ruisseaux ou torrents de montagne viennent localement compléter l'alimentation en eau des agglomérations.

L'eau issue de ces formations de socle s'avère extrêmement peu minéralisée (moins de 50 à 100 mg/l), et le plus souvent agressive avec des duretés généralement inférieures à 5 degrés français.

Eaux thermominérales

Le secteur couvert par cette feuille est riche en eaux thermales et minérales. On y trouve les centres de cure en fonctionnement de Vernet, Molitg, Thuès (commune de Nyer), Saint-Thomas (commune de Fontpédrouse) et les anciens établissements de Canaveilles et enfin Nossa (commune de Vinça).

La plupart des sources se situent dans la vallée de la Têt, au pied de l'escarpement structural du flanc nord du massif du Canigou-Carança. Elles émergent le long de la zone mylonitique en faille inverse tardihercynienne, reprise dans le système des failles normales néogènes de la Têt. On peut observer des paléogriffons : la roche y a l'aspect d'un béton où la silicification a complètement colmaté les émergences fossiles (par exemple le long de la RN 116 entre Thuès village et Thuès-les-Bains ou dans le pinacle en bordure sud de la route d'accès à Saint-Thomas village). Celles de Molitg, Nossa et Marquixanes sont elles en relation avec les zones mylonitiques NI 10 à E-W du pluton de Millas, les sources de Molitg émergeant environ 1 km au Sud de la zone de faille du col de Jau-Cattlar. Seule la source d'Ayguatebia, à la bordure orientale du pluton de Mont-Louis, n'est pas située sur une grande faille, mais son débit très faible et sa faible température, malgré une chimie et une origine comparable aux autres, pourraient être en relation avec l'absence sur ce site de volume drainé profond important. Il s'agit dans tous les cas

d'eau sulfureuse sodique, chaude et peu minéralisée dont la charge en silice est d'autant plus importante que la température d'émergence est élevée.

- **Vernet-les-Bains**, avec plus de 4 000 curistes par an, représente la première station thermale du Confient avec une progression constante de son activité. Aux quatre sources déjà utilisées et totalisant un débit de 11 m³/h et une température voisine de 60 °C, devraient s'ajouter trois nouveaux forages réalisés en 1989 et aptes à permettre un accroissement sensible (jusqu'à 25 m³/h environ) de la ressource en eau de cette station recommandée pour les soins des rhumatismes et des affections liées aux voies respiratoires, à la neurologie et traumatologie.

- La station de **Molitg-les-Bains** accueille annuellement entre 1 200 et 1 400 curistes et permet le traitement des affections dermatologiques, rhumatologiques et des voies respiratoires. En complément des trois sources Barère, Llupia et Mamet, plusieurs forages ont été réalisés sur le site, dont seul l'un d'entre eux assure l'approvisionnement en eau thermale. Une partie de la ressource sert à la fabrication d'un plancton thermal incorporé à des cosmétiques. L'eau a une température comprise entre 32 et 37 °C et émerge du massif granitique de Millas à proximité du contact avec les schistes de la série de Jujols ; la zone mylonitique NW-SE, col de Jau-Cattlar, au Nord de la station joue probablement un rôle important dans la circulation profonde à l'origine de ces eaux.

- Les eaux de **Thuès-les-Bains** (Graus d'Olette) sont exploitées par un centre thermal, privé, de rééducation et réadaptation fonctionnelle, orienté sur la rhumatologie et la mécanothérapie. Ce site comprend une quarantaine d'émergences totalisant un débit global d'environ 45 m³/h. Le groupe des sources Saint-André produits près de 20 m³/h avec une température de l'eau comprise entre 70 et 77 °C.

- L'ancien centre thermal de **Saint-Thomas/es-Bains**, à Fontpédrouse, a été réhabilité. Avec un débit naturel voisin de 25 à 30 m³/h et une température de l'eau d'environ 60 °C, ses eaux sulfurées sodiques jalonnent un accident méridien responsable de la fracturation du granite et situé à environ 100-200 m sous la zone mylonitique de la Têt.

La source Aigues ou Ayguas, située dans le même cadre structural que celle de Saint-Thomas, à 1000 m au Nord-Est du hameau de Prats-Balaguer, n'a jamais été exploitée malgré un débit d'environ 15 m³/h et une température supérieure à 60 °C. Son émergence est à plus de 110 m au-dessus du lit de la Têt, à travers la mylonite.

- L'ancien établissement thermal de **Canaveilles-les-Bains** dans la gorge des Graus, a cessé son activité en 1957 et fut détruit en 1984. Ses eaux

étaient recommandées pour soigner la « gravelle », les maladies des voies urinaires, de la peau, des voies digestives et les rhumatismes. Situées de part et d'autre de la Têt, la quinzaine d'émergences débitent globalement entre 5 et 8 m³/h avec une température d'eau variant entre 32 et 65 °C.

- Enfin, les anciens bains de *Nossa* et la source de *Marquixanes* en rive nord de la Têt (angle nord-est de la feuille), ont été détruits et submergés par le plan d'eau lié au barrage de Vinça. Le débit global des trois anciennes émergences ne dépassait pas 1 m³/h pour une température comprise entre 18 et 23 °C. Ces sources sont ici aussi, situées dans une zone mylonitique ~ E-W du granite de Millas.

Les études géochimiques intensives réalisées sur ces eaux thermales depuis 1976 ont permis de préciser leur origine, la profondeur atteinte dans la croûte, les zones d'infiltration initiales, mais seuls les temps de résidence minimaux, ont pu être précisés (Boulègue, 1979 ; Krimissa *et al*, 1994 ; Michard *et al*, 1980 ; Vuataz *et al*, 1985).

Sur cette feuille, les principales conclusions tirées des 40 sources étudiées sont les suivantes :

- toutes les eaux ont des caractéristiques physico-chimiques semblables : très faible minéralisation (TDS) ; température d'émergence entre 40 et 74 °C ; pH voisin de 9,4 (alcalin) ; chimie sulfurée sodique, le sodium étant le cation dominant à 90 % ; très faible teneur en magnésium ;
- les différences de température à l'émergence et de pH, s'expliquent essentiellement par un refroidissement lors de la remontée, par conduction thermique dans la paroi plus froide des drains, les eaux initiales ayant réalisé un équilibre eau/roche à une profondeur d'environ 3 500 à 4 000 m, où la température était de l'ordre de 120 °C maximum, et les roches à dominante quartzo-feldspathiques (gneiss ou granites). Quelques sources de Molitg, montrent un mélange avec des eaux froides plus superficielles dont la teneur en magnésium permet d'évaluer la proportion, et les teneurs élevées en ³⁶Cl d'origine atmosphérique nucléaire (essais nucléaires de 1970) ont permis d'estimer l'âge de ce contaminant à 20 ans. Mais le plus souvent les sources ne montrent pas de contamination superficielle ;
- les études des isotopes stables de l'hydrogène et de l'oxygène ont permis d'affirmer l'origine entièrement météorique de ces eaux, l'absence de système « géothermal » profond et d'évaluer l'altitude des zones de l'infiltration initiale. Celle-ci est typiquement corrélée à l'altitude des reliefs situés à l'amont des sources : la recharge est donc locale à l'échelle des bassins-versants connectés éventuellement par les drains profonds de faille ;
- l'absence systématique de tritium et les rapports Br/Cl constants, mais supérieurs à ceux de l'eau de mer évaporée des pluies, permettent d'interpréter les rapports ³⁶Cl/Cl total comme des traceurs de l'adjonction à

l'eau météorique infiltrée d'une forte proportion de chlore extrait des roches percolées lors des échanges eau/roche en profondeur. Ils ne permettent pas d'accéder à un temps de résidence, celui-ci peut largement dépasser 40 ans. Le contrôle insuffisant de la teneur en ^{14}C des carbonates dissous ne permet pas une datation précise des temps de résidence, mais ils sont nécessairement plus courts que les durées accessibles avec ce chronomètre radiogénique.

SUBSTANCES UTILES, CARRIÈRES

Seules sont exploitées, artisanalement, les alluvions torrentielles grossières des vallées pour fournir sable, galets et blocs très utilisés dans la construction.

- Le **marbre** « flambé » rose de Villefranche est essentiellement exploité pour fournir des moellons à bâtir. La dimension insuffisante des blocs non fracturés, en limite l'utilisation en marbrerie, de même que pour les « marbres griottes » autrefois exploités à la Tartère (au Nord de Serdinya). Les marbres blancs de la Formation de Canaveilles ont été exploités à Py pour la fabrication de poudre de charge blanche.
- Aucune carrière permanente n'exploite les **granites** de la feuille. Seuls les faciès de leucogranites plus ou moins mylonitiques ont fait l'objet d'ouverture de carrières dans la bordure sud du granite de Millas (route Marquixanes-Arboussols). Les transformations métasomatiques en **f< albite** » de ces granites ont été décrites dans la rubrique spécifique. Il n'y a pas eu jusqu'en 1997 de réelle exploitation de feldspaths sur cette feuille.
- Un gîte de **talc** a été exploité au Nord de Corneilla, sur le plateau d'Amboulla (3-4003). Depuis 1950, environ 35 000 t de talc ont été extraits en carrière. Le gîte s'est formé au toit d'une faille normale E-W, N70°, entre : au Sud, des calcaires roses à roux non magnésiens du Dévonien supérieur formant le mur, et au Nord les schistes du Culm plissés, du toit. Le gîte est une épaisse zone bréchique où le talc cimente, en veines et matrice, des blocs de calcaires gris dolomitiques (10 à 15 % MgO). Cette brèche a été dégagée sur plus de 100 m de long et 50 m de haut, avec une épaisseur de 5 à 25 m. La brèche à ciment de talc est séparée des calcaires du mur et des schistes du toit par une zone argilisée à kaolin + illite ou kaolin + montmorillonite côté calcaire (Fortuné, 1967). Le talc est très pur (3 % de calcite et 3 % de clinocllore). Son origine hydrothermale est très claire. On remarquera qu'il est recouvert par les dépôts burdigaliens continentaux, ce qui exclut sa formation très récente. Il est localisé sur le plan de chevauchement de « l'unité de la Tartère » du synclinal de Villefranche dont il aurait pu utiliser une réactivation alpine.

GÎTES MINÉRAUX

Tout le flanc nord du Canigou, d'Escaro à Ballestavy, a une large tradition d'exploitation minière du fer (Moyen-Âge puis fin du XIX^e siècle à 1960), plus récemment de la fluorine (1955-1991) et de la barytine. À présent, toutes ces exploitations sont arrêtées. Une prospection géochimique générale a été réalisée de 1981 à 1991 sur la partie non gneissique de la feuille Prades, où 1 152 échantillons de sédiments de ruisseaux, ont été analysés sur la fraction granulométrique < 125 µm, par ICP pour 34 éléments et par absorption atomique pour l'or. Une prospection à la « bâtee » des alluvions des mêmes ruisseaux et rivières l'a complétée. L'ensemble des résultats est rassemblé et commenté dans le rapport C. Leduc (1988, BRGM, DAM/DEX/GGA - Inv. 300). Une évaluation comparative de l'intérêt de certaines anomalies géochimiques, considérées comme révélatrices de possibles concentrations métallifères, est proposée par B. Moyroud *et al* (1993). Cette prospection systématique a révélé des zones anormales caractérisées par une association métallique à teneurs très contrastées par rapport à l'environnement, dans lesquelles s'inscrivent les gîtes miniers et les indices métallifères exploités ou déjà connus. Ces données géochimiques régionales, dans les conditions d'affleurement avec sols très peu évolués de ce secteur, reflètent directement les lithologies des petits bassins-versants échantillonnés. Elles permettent, avec les données issues des études géologiques réalisées par ailleurs, de proposer un regroupement des minéralisations de la feuille en quelques grandes familles gîtologiques.

Amas stratoïdes péri-Canigou

Ils forment les amas de *sidérite* et *fluorine* dans la base de la Formation de Canaveilles carbonatée. On y trouve constamment associé de la galène, de la blende et de la barytine en quantité toujours très faible.

Les signatures isotopiques du plomb des galènes et des autres sulfures associés (pyrite, pyrrotite, mispickel,...) sont en faveur d'un dépôt par des fluides sans relation avec les sédiments environnants, mais beaucoup plus probablement avec l'activité hydrothermale tardihercynienne (Marcoux *et al*, 1991). Ce sont des gîtes filoniens ou hydrothermaux métasomatiques pour ceux qui remplacent les carbonates de la Formation de Canaveilles.

Malgré ce « traçage isotopique » des fluides métallifères, non compatibles, avec une origine antéhercynienne et le fait que les minéralisations à fluorine et surtout à sidérite recoupent habituellement les granitoïdes et les déformations hercyniennes, certains (Capus *et al*, 1981) pensent avoir observé des minéralisations stratiformes antédéformations hercyniennes. Ainsi à la mine du Llech (4-4004) et à celle de Pixerot (sur la feuille Céret) on peut observer une minéralisation schistosée à barytine, fluorine, sidérite, blende. Ces points

sont situés dans la zone de la mylonite tardihercynienne « nord-Canigou » décrite au chapitre « Évolution tectonique » (écaïlle de la Coume) et la reprise des schistosités hercyniennes majeures (S3-4), par la schistosité de mylonite S⁴i, syn- à postérieure à la fin du métamorphisme, est très intense. Aussi ces minéralisations, *mono-déformées*, sont en fait antérieures à la mylonitisation tardihercynienne et non à S3. Les déformations décrites fournissent donc plutôt un argument pour leur mise en place en début de décroissance thermique tardihercynienne (~ Stéphanien). (Les SI et LI décrits par Capus *et al* sont typiquement les S_μ, et L_μ de ce secteur.)

C'est dans ce groupe que se trouvent les plus importantes mines de la région dont le minerai de fer (sidérite et oligiste-hématite, souvent un peu de manganèse) mais sans phosphore, était très apprécié. La plus importante, Batère (4,5 Mt) est sur la feuille voisine. Sur Prades, ce sont les districts du « bassin ferrifère » avec :

- Escaro-Escoums arrêté en 1962 (4005) ;
- Aytua-Torrent (6-4004) avec un minerai à 8 % de Mn ;
- Casteil-Falguerosa (7-4012) grand filon de sidérite et barytine ;
- Sahorre (7-4010) ;
- Vernet-Fillols et Fillols-Taurinya (3-400, 3-4002, 3-4005) ;
- le Llech (4-4004) ;
- la Coume (8-4001) > 100 000 t à 50 % fer ;
- la petite mine de la maison forestière de Balatg (1 000 t sidérite-hématite).

À partir de la découverte de la fluorine en 1955, dont la couleur blanche salie d'hydroxydes de fer et la cataclase souvent intense, avait dissimulé la présence lors de l'exploitation antérieure du fer, il y a eu une relance de l'exploration et très rapidement de grandes carrières se sont ouvertes :

- Pla de Gantes et Escaro-Est (6-4001) 3,3 Mt à 55-60 % fluorine, c'est le plus important gîte de fluor de France et l'un des principaux d'Europe. Actuellement, la réhabilitation du site après son arrêt en 1991 ne permet plus d'observations ;
- Thorrent-Sahorre (7-4001) exploité entre 1959 et 1977, 450 000 t à 55-60 % fluorine et 4 indices non exploités (7-4003, 7-4004, 7-4007, 7-4006) ;
- Vernet-les-Bains (7-4013) avec surtout un assez gros gisement de sidérite-hématite et 5 000 t de fluorine extraite.

D'après M. Huard (1972) les gîtes de fluorine sont plutôt sécants sur ceux de sidérite et souvent encaissés dans les micaschistes, alors que ceux de sidérite sont dans les carbonates ankéritisés (Guitard, 1970b). Aux épontes des amas de fluorine on rencontre localement barytine, galène, pyrite, chalcopyrite et blende. On peut remarquer le gîte de Casteil, associé à un gros filon de quartz, intragneiss, dans lequel on a la même paragenèse (sidérite-fluorite-barytine).

La grande complexité tectonique de ces gisements et leur position actuelle en écailles tectoniques de glissement de pente, lors de la surrection burdigalienne du Canigou (18 Ma) expliquent la cataclase intense et l'oxydation qu'ont subi beaucoup des amas de sidérite primaire. De plus, la position actuelle de ces gîtes, dans des klipptes d'âge burdigalien, compte tenu du pendage nord de la faille de la Têt néogène, suggère que l'ensemble du « bassin ferrifère » a pu se former, au Sud de sa position actuelle, à l'aplomb de l'écaille mylonitique de Fontpédrouse-Nyer contenant leucogranites alumineux et granodiorites de Mont-Louis qui achevaient leur cristallisation lors de la mylonitisation. Tous ces indices et mines se situent dans une zone géochimique anormale bien caractérisée par ses fortes teneurs en Fe-Zn-Pb-As-Mn-Ba.

Anomalies Au-As

Ce type d'indices était inconnu jusqu'à la réalisation de la prospection géochimique et alluvionnaire sur la feuille Prades. L'anomalie la plus nouvelle longe la faille de Mérens dans les schistes et microconglomérats de la Formation d'Évol entre Sirach et Urbanya (schistes à pyrite) puis à l'Ouest de Nohèdes. Un contrôle par forage a montré la relation de cette anomalie, avec des séricitoschistes verts à lits chargés de pyrite-pyrrhotite et lits de cherts (c'est leur altération-oxydation qui donne le faciès de surface clair à taches rouille). C'est une minéralisation très disséminée (100-300 ppb/Au) apparentée au type exhalatif sédimentaire. La seconde couvre la totalité de l'écaille de la Coume, entre Saint-Jean-de-Sanès et Ballestavy (4-4005, anomalie du Puig del Maurous-Lo Naret-Las Roucatas). Ici de nombreux indices en place et en éboulis (24 sur 3,5 km) à mispickel et or dans du quartz ont été observés. L'étude qu'en a réalisé S. Polizzi (1990) montre un contexte structural spécifique : tous les indices jalonnent la base de la Formation de Canaveilles ou les gneiss chevauchant de la Coume situés en dessous ; ils se localisent dans des veines et filonnets de quartz de même direction que la foliation S3-4 mais sécants sur elle et affectés par la « mylonitisation tardi-métamorphique nord-Canigou » (cf. « Évolution tectonique »). L'or est en inclusions dans le mispickel et parfois la galène. La température assez élevée, évaluée à 450-500 °C à partir des réactions minérales à néobiotite-anorthite développées contre les veines, est tout à fait compatible, de même que l'évolution structurale, avec une circulation hydrothermale drainée par les premiers stades de fonctionnement de la zone mylonitique nord-Canigou. Les associations minérales sont en deux groupes : l'un antérieur à la « mylonitisation » (quartz-mispickel dominant-pyrrhotite-bismuth-or natif-galène rare) ; l'autre après fracturation de la première quartz-chalcopyrite-pyrite-or natif.

Ces indices sont très comparables à ceux qui ont fait l'objet d'exploration plus poussée à Serrabonne et Glorianne, sur la feuille Céret.

Indices de tungstène de type « skarn à scheelite »

Sur la feuille Prades, il n'y a aucun indice de l'ampleur de ceux du pic de Costabonne, de la Preste, ou de Taulis-Roque-Jalère dans les Aspres. La scheelite est fréquente dans les « batées » notamment dans l'Est du Canigou, la région de Py et la bordure sud du pluton de Quérigut-Millas. À la suite d'une prospection géochimique, SNEA avait envisagé des recherches autour et au toit de l'apophyse du Roucaté (Nord de la feuille), coiffée de septa de Dévonien carbonaté où de forte teneur locale en WO_3 existent. Par ailleurs, les skarns développés sur les calcaires du flanc nord du pic Barbet dans la fenêtre de Balatg montrent aussi de la scheelite, de même que près de la mine de fer de la Coume quelques travaux sur un banc de gneiss calciques à silicates (à idocrase) ont donné les teneurs habituelles de 0,3 % WO_3 , toujours infra-économiques avec les faibles volumes de ces indices.

Autres minéralisations

- **Manganèse.** Au plateau d'Amboulla (Est de Villefranche) une ancienne exploitation artisanale a extrait 1 500 t à 28 % Mn et 4 % de Fe entre 1899 et 1949 (3-4004). Il s'agirait de concrétion et boules d'oxydes complexes de manganèse concentré en « poches » karstiques comme on l'observe fréquemment dans le massif de Mouthoumet par exemple. Le gîte primaire, est mal connu. E. Perseil (1969) a décrit le minerai à partir des haldes : polianite, todorokite, groutite et ranciéite. La relation avec les calcaires supragriottes et leurs niveaux de cherts et tuffites est possible, mais n'a pas convaincu S. Crilat (1981).
- La prospection alluvionnaire a révélé un peu de **wolframite** dans la partie apicale du pluton de Mont-Louis près de Sansa. La cassitérite apparaît strictement dans les mêmes zones que la scheelite.
- Le **béryl** en prismes automorphes verts de quelques millimètres à centimètres est visible dans les pegmatites à cœur de quartz et gros microclines gris bleuté, muscovite, qui coupent le sommet des schistes de Balatg dans le cirque de Cady ou du Saint-Vincent.

DOCUMENTATION COMPLÉMENTAIRE

ITINÉRAIRES GÉOLOGIQUES

Le guide géologique régional : Pyrénées orientales-Corbières (Jaffrezo, 1977) décrit quelques itinéraires-clés du massif du Canigou sur la feuille Prades, par G. Guitard et M. Demange, p. 168 à 180.

On peut les compléter ainsi :

- pour le synclinal siluro-carbonifère de Villefranche : depuis Jujols monter par la piste forestière jusqu'au col Diagre (1 471 m) dans les schistes de Jujols ; puis traverser subhorizontalement vers l'Est, le long du chemin « Tour du Coronat », l'Ordovicien supérieur et ses plis D1 et le Siluro-Dévonien de l'unité subautochtone à partir du ravin de Font (dyke de microdiorite). Le chevauchement de l'unité allochtone est atteint au ravin de Fraycinell (Font del Fornell) ; en continuant vers l'abri forestier du Moulis, puis plein Nord vers la carrière de roc Vermeil on réalise la coupe du flysch namurien au Dévonien-Dinantien « supragriottes », puis dans les carbonates « infragriottes » ;
- pour une traversée du bas vers le haut du pluton de Mont-Louis, la RN 116, *en saison non touristique*, offre une coupe assez continue de Thuès à Fetges (feuille Mont-Louis). La route Fontpédrouse-Lar recoupe tout le laccolite basal oriental mais la coupe est discontinue. L'insertion des grands feuillettes de leucogranites alumineux et de granodiorites du plancher du pluton s'observe bien dans la vallée gorge de Manter au Sud de Nyer (au Sud de la chapelle de la Roque), le long d'une route abandonnée qui pénètre la gorge. On peut y observer le plancher de la zone mylonitique de la Têt. Enfin, pour l'unité 2 tonalitique et les contacts orientaux du pluton (plissement P7), une boucle sur la D 4 Ayguetebia, Mas Balmat, Caudiès, Ralleu, Sansa, notamment le (*) sur le bord nord de la D 4.

D'une façon générale, les points indiqués avec le signe (*) signalent des affleurements typiques pour les différentes lithologies et thématiques évoquées dans la notice.

DOCUMENTS ET COLLECTIONS CONSULTABLES

La banque de 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. Les documents peuvent être consultés soit au service géologique régional Languedoc-Roussillon, 1039, rue de Pinville, 34000 Montpellier, soit au BRGM, Maison de la Géologie, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris.

Une présentation des meilleurs spécimens des minéraux des roches métamorphiques et des gîtes métallifères de la feuille est visible au musée de Tautavel (collection réalisée par G. Guitard au long des 50 années consacrées au levé des cartes géologiques des Pyrénées orientales).

BIBLIOGRAPHIE

- ABAD A. (1989) - El Cámbrico inferior de Terrades (Gerona) - Estratigrafia, Facies y Paleontologia. *Batteleria*, 2, p. 47-56.
- ALBARÈDE F., MICHARD-VITRAC A. (1978) - Age and significance of the North Pyrenean metamorphism. *Earth Planet. Sci. Lett*, 40, p. 327-332.
- AUTRAN A. (1996) - Le pluton de Mont-Louis - Andorra. In A. Barnolas, J.C. Chiron (éds) : « Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées ». Orléans-Madrid : BRGM-ITGE, t. 1, p. 427-433.
- AUTRAN A., COCHERIE A. (1996) - Le plutonisme hercynien des Pyrénées : géochimie des éléments en traces, des isotopes stables et radioactifs. In A. Barnolas, J.C. Chiron (éds) : « Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées ». Orléans-Madrid : BRGM-ITGE, t. 1, p. 458-466.
- AUTRAN A., GUITARD G. (1957) - Observations sur le granite et les gneiss de Mont-Louis (Pyr. orient.). *Bull. Soc. géol. Fr.* (6), t. VII, p. 245-270.
- AUTRAN A., CAVET P., GUITARD G. (1968) - Carte géol. France (1/80 000), feuille Prades (2^e édit). Orléans : BRGM.
- AUTRAN A., FONTEILLES M., GUITARD G. (1970) - Relations entre les intrusions de granitoïdes, Panatexie et le métamorphisme régional considérés principalement du point de vue du rôle de l'eau : cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 12, p. 673-731.
- AUTRAN A., CARRERAS J., DURAND-DELGA M., LAUMONIER B. (1996) - Le cycle hercynien dans les Pyrénées : réflexions géodynamiques finales. In A. Barnolas, J.C. Chiron (éds) : « Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées ». Orléans-Madrid : BRGM-ITGE, t. 1, p. 679-693.
- AYORA C, CASAS J.M. (1983) - Estudi microtermomètric dels filons de quars de les Esquerdes de Rojà, Massis del Canigo, Pireneu oriental. *Acta Geol. Hisp.* 18, p. 35-46.
- AYORA C, LIES A M., DELGADO J. (1993) - Low thermal gradient Hercynian metamorphism in the eastern Pyrenees. *J. Metam. Geol.*, 11, p. 49-58.
- BAETENS E. (1989) - L'environnement géologique du gisement de tungstène de Costabonne. Ecole nat. sup. mines de Paris, mém. sci. de la Terre, n° 8, 238 p.
- BANDA E., COREIG A.M. (1984) - The Catalan earthquake of February 2, 1428. *Eng. Geol.*, 20, p. 89-97.
- BANDET Y. (1975) - Les terrains néogènes du Confient et du Roussillon nord occidental. Thèse 3^e cycle, univ. Paul-Sabatier (Toulouse).
- BARNOLAS A., CHIRON J.C. (éds) (1996) - Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées, t. 1 : Le cycle hercynien. Orléans-Madrid : BRGM-ITGE, 729 p. + planches.

- BAUDELLOT S., CROUZEL F. (1974) - La faune burdigalienne des gisements d'Espira-du-Conflent (Pyrénées orientales). *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, t. 110, fasc. 3-4, p. 311-326.
- BAUDIN T., MARQUER D., PERSOZ F. (1993) - Basement-cover relationships in the Tambo nappe (central Alps): geometry, structures, kinematics. *J. Struct. Geol.*, 15, 3-5, p. 543-553.
- BEN OTHMAN D., FOURCADE S., ALLÈGRE C.J. (1984) - Recycling processes in granite-granodiorite complex genesis : the Quérigut case studied by Nd-Sr isotope systematics. *Earth Planet. Sci Lett.*, 69, p. 290-300.
- BESSON M., FONTEILLES M. (1974) - Relations entre les comportements contrastés de l'alumine et du fer dans la différenciation des séries tholéiitique et calco-alkaline. *Bull Soc. fr. minéral cristallogr.*, 6, p. 445-449.
- BIROT P. (1937) - Recherches sur la morphologie des Pyrénées orientales franco-espagnole. Paris : Baillière, 318 p.
- BIROT P., GUITARD G. (1971) - Observations sur le relief du socle hercynien des Pyrénées orientales. *Rev. géogr. Pyrénées et Sud-Ouest*, Toulouse, t. 42, 1, p. 5-30.
- BIXEL F. (1989) - Le volcanisme des Pyrénées. In JJ. Châteauneuf, G. Farjanel (éds) : « Synthèse géologique des bassins permien français ». Mém. BRGM, 128, p. 258-449.
- BOUCHEZ J.L., GLEIZES G. (1995) - Two stage deformation of the Mont-Louis - Andorra granite pluton (Variscan Pyrenees) inferred from magnetic susceptibility anisotropy. *J. Geol. Soc.*, 152, p. 669-679.
- BOULEGUE J. (1979) - Formation des eaux thermales sulfurées des Pyrénées orientales. Origine du soufre. Géochimie du fer et du cuivre. *Journal français d'hydrologie*, 10, n° 29, p. 91-102.
- BOYER F, KRYLATOV S., STOPPEL D. (1974) - Sur le problème de l'existence d'une lacune sous les lydiennes à nodules phosphatés du Dinantien des Pyrénées et de la Montagne noire (France, Espagne). *Geol. Jahr.*, Reihe B, n° 9, p. 1-60.
- BRAIS A., ARMIJO R., WINTER T., TAPPONNIER R P., HERBECQ A. (1990) - Morphological évidence for a Quaternary normal faulting and seismic hazard in the eastern Pyrénées. *Annales Tectonicae*, IV-1, p. 19-42.
- BROUTIN J., GISBERT J. (1983) - La palinoflora en las rocas stefano-autunienne en su contexto sedimentario (Pireneos catalanes espanoles). X° congr. intern. geol. Carbonifero (Madrid), vol. 3, p. 53-56.
- CALVET M. (1994) - Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne, les Pyrénées orientales. Thèse doct. univ. Paris I et Documents BRGM, n° 255 (1996), 3 vol., 1170 p.
- CAPOTE R., CASQUET C, FERNANDEZ-CAZALS M.J., MORENO F, NAVIDAD M., PEINADO H., VEGAS R. (1977) - The Precambrian in the central part of the Iberian massif. *Estudios Geol*, 33, p. 343-355.

- CAPUS G., EULRY M., LAGARDE J.L. (1981) - Déformation hercynienne des minéralisations à sidérite, fluorine, barytine et sulfures du massif du Canigou (Pyr. orientales) : incidences sur l'âge et la genèse de ces minéralisations. *C.R. somm. soc. géol. Fr.*, fasc. 2, p. 46-49.
- CARRERAS J., JULIVERT M., SANTANACH P. (1980) - Hercynian mylonite belts in the eastern Pyrenees: an example of shear zones associated with late folding. *J. Struct. Geol.*, 2, (1-2), p. 5-9.
- CASAS J.M. (1984) - Estudi de la deformació en els gneiss del Massis del Canigó. Thèse doct. univ. Barcelona, 284 p (inédit).
- CAVET P. (1957) - Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre (étude stratigraphique et paléontologique). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 55, n° 254, 216 p.
- CLAVIERES V. (1990) - Muscovitisation et feldspathisation hydrothermale dans le massif granitique de Millas (Pyrénées orientales). Géochimie, modélisation. Thèse doct. univ. Paris VI, 140 p.
- COCHERIE A., GUERROT C., ROSSI P. (1992) - Single zircon dating by step-wise Pb evaporation : comparison with other geochronological techniques applied to the Hercynian granites. In R.S. Harmon, R.W. Hinton (eds) : « Frontiers in Isotopes Geosciences ». *Chem. Geol.*, 101, p. 131-141 (spécial issue).
- CRILAT S. (1981) - Recherches sur les gisements de P et Mn liés aux jaspes du Carbonifère inférieur des Pyrénées et de la Montagne noire. Thèse État., Mém. sci. Terre univ. R-et-M.-Curie, Paris, 475 p.
- CYGAN C., PERRET M.F., RAYMOND D. (1980-1981) - Le Dévonien et le Carbonifère du « synclinal de Villefranche-de-Conflent » (Pyrénées orientales, France) : datation par Conodontes et conséquences structurales. *Bull. BRGM*, sect. 1, 2, p. 113-118.
- DALMAYRAC B. (1966) - Étude tectonique et microtectonique du Paléozoïque de la partie orientale du « synclinal de Villefranche » (P.O.). Thèse 3^e cycle., Paris VI, 80 p.
- DEBON E., ENRIQUE P., DREUX G., BOYMOND E., DESMIDT A. (1991) - Composition chimique et nomenclature de 1 724 roches plutoniques hercyniennes des Pyrénées (France et Espagne). *Géologie de la France*, n° 4, p. 39-70.
- DELAPIERRE E., SOLIVA J. (1992) - Détermination d'un âge ordovicien supérieur - silurien des gneiss de Casemi (Massif du Canigou, Pyrénées orientales) par la méthode d'évaporation de plomb sur monozircon. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 314, II, p. 345-350.
- DELAPIERRE E., RESPAUT J.P. (1995) - Un âge ordovicien de l'orthogneiss de la Preste par la méthode d'évaporation directe du plomb sur monozircon remet en question l'existence d'un socle précambrien dans le massif du Canigou (Pyrénées orientales). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 320, sér. II, p. 1179-1185.

- DUNOYER DE SEGONZAC G. (1969) - Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. Mém. Serv. Carte géol. Alsace-Lorraine, 29, 317 p.
- ESQUEVIN J., HUARD M., MENENDEZ R. (1976) - Géochronologie dans les séries de Canaveilles et de Jujols autour du gisement de fluorine d'Escaro (Pyr. orient). Mém. h.-série Soc. géol. Fr., n° 7, p. 269-275.
- FONTBOTÉ J.M., MUNOZ J.A., SAUTANACH P. (1986) - On the consistency of proposed models for the Pyrénées with the structure of the eastern parts of the belt. *Tectonophysics*, 129, p. 291-301.
- FONTEILLES M. (1970) - Géologie des terrains métamorphiques et magmatiques du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées orientales). *Bull. BRGM*, 3, p. 21-72.
- FONTEILLES M. (1976) - Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origines métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées orientales). Thèse État, Paris VI, 685 p.
- FONTEILLES M. (1981) - Anatexis of a metagraywacke séries in Agly massif. eastern Pyrénées, France. Tokyo Univ., sect. II, 20, p. 181-240.
- FONTEILLES M., GUITARD G. (1968) - L'effet de socle dans le métamorphisme. *Bull. Soc.fr. minéral, cristallogr.*, 91, p. 185-206.
- FONTEILLES M., GUITARD G. (1987) - Géochimie des éléments majeurs dans les métagranites fini-précambriens des Pyrénées. *C.R. Acad. Sel*, Paris, 305, II, p. 691-694.
- FOURCADE S. (1981) - Géochimie des granitoïdes. Thèse État, Paris VII, 211 p.
- FOURCADE S., JAVOY M. (1991) - Sr-Nd-0 isotopic features of mafic microgranular enclaves and host granitoïds from the Pyrenees, France: Evidence for their hybrid nature and inference on their origin. In B. Barbarin, J. Didier (eds) : « Enclaves and granite petrology ». Development in Petrology, Amsterdam : Elsevier, p. 345-364.
- GABENISCH B. (1984) - Étude des oxydes de fer et de titane contenus dans les roches métamorphiques et magmatiques associées des séries de Tulle (Limousin) et du Canigou (Pyrénées orientales). Leur comportement à métamorphisme croissant. Thèse État, Nancy 1, 567 p.
- GALLART J., DAIGNIERES M., BANDA E., SURINACH E., HIRN A. (1980) - The eastern Pyrenean domain : lateral variations at crust-mantle level. *Ann. geophys.*, 36, p. 141-158.
- GALLART J., OLIVERA C, DAIGNIERES M., HIRN A. (1982) - Quelques données récentes sur la relation entre fractures crustales et séismes dans les Pyrénées orientales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, XXIV, n° 2, p. 293-298.
- GANGULY J., SAXENA S.K. (1984) - Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermobarometry. *Amer. Mineralogist*, 9, p. 88-97.

- GEYSSANT J., GUITARD G., LAUMONIER B. (1980) - Analyse structurale des gneiss œillés blastomylonitiques du versant nord du Canigou (Pyrénées orientales). *G. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 312, p. 407-414.
- GIBSON R.L. (1989) - The relationship between déformation and metamorphism in the Canigou Massif, Pyrénées: a case study. *Geol. Mijnbouw*, 68, p. 345-356.
- GIBSON R.L. (1991) - Hercynian low-pressure, high-temperature régional metamorphism and subhorizontal foliation development, in the Canigou massif (Pyrenees). Evidence for crustal extension. *Geology*, 19, p. 380-383.
- GIBSON R.L. (1992) - Sequential, syn-deformational porphyroblast growth during Hercynian low-pressure, high-temperature metamorphism in the Canigou massif (Pyrenees). *J. Metam. Geol.*, 10, p. 637-650.
- GIBSON R.L., BICKLE M.J. (1994) - Thermobarometric constraints on the conditions of metamorphism in Canigou massif (Pyrenees): implications for Hercynian gradients. *J. Geol. Soc.*, vol. 151, p. 987-997.
- GISBERT J. (1984) - Les molasses post-hercyniennes dans le haut Urgell et la Cerdagne occidentale (Pyrénées catalanes, Espagne). *G R. Acad. Sci.*, Paris, 298, II, p. 883-888.
- GLEIZES G. (1992) - Structure des granites hercyniens des Pyrénées de Mont-Louis - Andorre à la Maladeta. Thèse doct. univ. Paul-Sabatier (Toulouse), 259 p.
- GUIDOTTI C.V., CHENEY J.T., HENRY D.J. (1988) - Compositional variation of biotite as a function of metamorphic reactions and mineral assemblage in the pelitic schists of western Maine. *Amer. J. Sci.*, 288 A, p. 270-292.
- GUITARD G. (1970a) - Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss œillés du massif du Canigou (Pyrénées orientales). Mém. BRGM, n° 63, 353 p.
- GUITARD G. (1970b) - Sur les relations entre la sidérite, l'ankérite et la dolomite, dans les gisements de fer métasomatiques du Canigou. *G R. Acad. Sci.*, Paris, 271, p. 1233-1236.
- GUITARD G. (1977) - Aperçu sur la géologie de la chaîne hercynienne des Pyrénées orientales entre le Salât et la Méditerranée. In M. Jaffrezo : « Pyrénées orientales - Corbières ». Guides géologiques régionaux, Paris : Masson.
- GUITARD G. (1989a) - Données nouvelles sur les associations minérales des métapélites du Canigou (Pyrénées orientales) : signification du grenat et de la staurotide dans un cas de métamorphisme à basse pression. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 308, II, p. 407-410.
- GUITARD G. (1989b) - Thermométrie de la série métamorphique hercynienne de basse pression du Canigou (Pyrénées orientales) : variation prograde du gradient thermique et effet de socle. *G R. Acad. Sci.*, Paris, t. 309, II, p. 1673-1678.

- GUIARD G. (1996) - Le métamorphisme hercynien des métapélites dans le massif du Canigou - Carança. In A. Barnolas, J.C. Chiron (éds) : « Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées ». Orléans-Madrid : BRGM-ITGE, t. 1, p. 530-543.
- GUIARD G., GEYSSANT J., LAUMONIER B. (1984) - Les plissements hercyniens tardifs dans le Paléozoïque inférieur du flanc nord du Canigou : analyse géométrique, chronologie des déformations superposées, relations avec le granité de Mont-Louis et le métamorphisme régional. *Géologie de la France*, n° 4, p. 95-127.
- HARTEVELT J.J.A. (1970) - The geology of the upper Segre and Valira valleys, Andorra, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 45, p. 167-236 + 1 carte à 1/50 000.
- HOLLAND T.J.B., POWELL R. (1990) - An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the System K₂O, Na₂O, CaO, MgO, MnO, FeO, Fe₂O₃, Al₂O₃, TiO₂, SiO₂, C, H₂, O₂. *J. Metam. Geol.*, 8, p. 89-124.
- HUARD M. (1972) - Étude géologique du district à fluorine et sidérite de la bordure septentrionale du massif Canigou - Carança (Pyrénées orientales). *Bull. BRGM*, sect. 2, n° 4, p. 1-43.
- HUARD M., PELISSONNIER H. (1969) - Tectonique pliocène à la bordure nord du massif du Canigou (Pyrénées orientales). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 269, p. 127-130.
- JAFFREZO M. (1977) - Pyrénées orientales - Corbières. Guides géologiques régionaux, Paris : Masson, 199 p.
- JALUT G. (1977) - Végétation et climat des Pyrénées méditerranéennes depuis 15 000 ans. *Archives d'écologie préhistorique*, t. 2, 141 p.
- JAUPART C., PROVOST A. (1985) - Heat focusing, granité genesis and inverted metamorphic gradients in continental collision zones. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 73, p. 385-397.
- JOLY J.L. (1982) - Géologie et géochimie du massif granitique de Millas (Pyrénées orientales) et des gisements de talc et chlorite associés. Thèse 3^e cycle, Lyon I, 159 p.
- KONZALOVA M., CASAS J.M., FONTBOTE J.M., SANTANACH P. (1982) - Nouvelles données micropaléontologiques sur le Paléozoïque inférieur de la zone axiale des Pyrénées catalanes. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 294, sér. II, p. 869-874.
- KRIMISSA M., CHERY L., FOUILLAC C., MICHELOT J.L. (1994) - Origin and recharge altitude of the thermomineral waters of the eastern Pyrenees. *Isotopen praxis Environm. Health Studies*, vol 30, p. 317-331.
- LAGARDE J.L. (1978) - Analyse du sens de déversement d'une nappe gneissique. Application à la nappe hercynienne du Canigou (Pyrénées orientales). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 268, p. 937-940.

- LAUMONIER B. (1987) - Les structures tangentielles alpines de la partie orientale de la chaîne pyrénéenne, en particulier du Vallespir. *C. R Acad. Sci.*, Paris, 304, II, p. 1081-1086.
- LAUMONIER B. (1988) - Les groupes de Canaveilles et de Jujols (« Paléozoïque inférieur ») des Pyrénées orientales. *Hercynica*, 1, p. 25-38.
- LAUMONIER B. (1992) - Mise en place tardive des granités pyrénéens lors de l'orogénèse hercynienne sur l'exemple du granite de Mont-Louis (Pyrénées orientales). 14^e réun. sci. Terre (Toulouse). Paris : Soc. géol. Fr., p. 93.
- LAUMONIER B. (1996) - Le Cambro-Ordovicien des Pyrénées. In A. Barnolas, J.C. Chiron (éds) : « Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées ». Orléans-Madrid : BRGM-ITGE, t. 1, p. 140-180.
- LAUMONIER B. (1998) - Les Pyrénées centrales et orientales au début du Paléozoïque (Cambrien *s.l.*) : évolution paléogéographique et géodynamique. *Geodinamica Acta*, 11, 1, p. 1-11.
- LAUMONIER B., BAETENS E. (1986) - Tectonique tangentielle alpine dans le Paléozoïque inférieur de la région de Prats-de-Mollo (P.O.). *C.R Acad. Sci.*, Paris, t. 302, II, 6, p. 363-366.
- LAUMONIER B., GUITARD G. (1978) - Contribution à l'étude des tectoniques superposées hercyniennes dans les Pyrénées orientales : le problème des plissements précoces dans le synclinal de Villefranche. *Rev. géogr. phys. géol. dynam.* 20, p. 177-212.
- LAUMONIER B., GUITARD G. (1986) - Le Paléozoïque inférieur de la moitié orientale de la zone axiale des Pyrénées. Essai de synthèse. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 302, II, p. 473-478.
- LAUMONIER B., GUITARD G. (1996) - Évolution structurale des gneiss stratoïdes du Canigou et du Paléozoïque. In A. Barnolas, J.C. Chiron (éds) : « Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées ». Orléans-Madrid : BRGM-ITGE, t. 1, p. 596-603.
- LAUMONIER B., GEYSSANT J., GUITARD G. (1984) - Les plissements hercyniens tardifs dans le Paléozoïque inférieur du versant nord du Canigou. 2^e partie : essai de restitution rétrotectonique et cartographique des mégastuctures. *Géologie de la France*, 4, p. 127-147.
- LETERRIER J. (1972) - Étude pétrographique et géochimique du massif granitique de Quérigut (Ariège). *Mém. sci. de la Terre*, Nancy, 23, 292 p.
- LETERRIER J., AUTRAN A. (1996) - Le pluton de Quérigut. In A. Barnolas, J.C. Chiron (éds) : « Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées ». Orléans-Madrid : BRGM-ITGE, t. 1, p. 423-425.
- LETERRIER J., PREDALI J.J. (1968) - Evolution de micaschistes en septa dans le massif granitique de Quérigut (Ariège). *Sci. de la Terre*, Nancy, 13, p. 55-64.

- LINAN E., GAMEZ-VINTANED J.A. (1993) - Lower Cambrian paleogeography of the Iberian peninsula and its relations with some neighbouring areas. *Bull. Soc. géol. FK*, 164, p. 831-842.
- LLAC F., LETHIERS F., LARDEUX H. (1994) - Découverte de fossiles dévonien dans la série attribuée au Paléozoïque inférieur du massif des Aspres (Pyrénées orientales). *Géologie de la France* n° 1, p. 57-60
- MARCOUX E., JOUBERT M., LESCUYER J.L. (1991) - Origine des minéralisations stratiformes de la bordure du Canigou (Pyrénées orientales), apport de la géochimie isotopique du plomb. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 312, sér. II, p. 281-287.
- MARRE J. (1973) - Le complexe éruptif de Quérigut. Pétrologie, structurologie, cinématique de mise en place. Thèse État., univ. Paul-Sabatier, (Toulouse), 536 p.
- MARTINEZ A., VERGES J., CLAVELL E., KENNEDY J. (1989) - Stratigraphie framework of the thrust geometry and structural inversion in the southern Pyrenees : La *Garrotxa area. *Geodinamica Acta*, 3, p. 185-194.
- MATTAUER M., DALMAYRAC B., LAUBACHER G., VIDAL J.C. (1967) - Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne : le synclinal paléozoïque de Villefranche (Pyrénées orientales) *C. R. Acad. Sci.*, Paris, t. 265, p. 1361-1364.
- MICHARD G., FOUILLAC C., OUZOUNIAN G., BOULÈGUE J., DEMUYNCK (1980) - Geothermal applications of geochemical study of hot springs in eastern Pyrénées. *In* : « Advances in European Geothermal Researchs ». Proceed 2nd Int. Sem. on results Geotherm Ener. Res. (Strasbourg), p. 387-395.
- MESSAOUDI H. (1990) - Le complexe plutonique de Millas (Pyrénées orientales). Pétrologie, géochimie, structurologie et cinématique de mise en place. Thèse doct. univ. Paul-Sabatier (Toulouse), 319 p.
- MESSAOUDI H., DEBAT P., LELUBRE M. (1993) - Structure et mode de mise en place du complexe plutonique hercynien de Millas (Pyrénées orientales, France). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 316, II, p. 145-150.
- MONIE P., SOLIVA J., BRUNEL M., MALUSKI H. (1994) - Les cisaillements mylonitiques du granité de Millas (Pyrénées, France). Âge crétaé $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ et interprétation tectonique. *Bull. Soc. géol. FK*, 6, p. 559-572.
- MOYROUD B., SALPETEUR L., CALVET Y., COSTARGENT R. (1993) - Inventaire des ressources minières du territoire métropolitain. Synthèse régionale des résultats dans les Pyrénées-Orientales. Rapport BRGM R 37780 DMM, 100 p. + planches.
- MUNOZ J.A., MARTINEZ A., VERGES J. (1986) - Thrust séquences in the Spanish eastern Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 8, 3-4, p. 399-405.
- NAGTEGAAL P.J.C. (1969) - Sedimentology, paleoclimatology and diagenesis of post-Hercynian continental deposits in south-central Pyrénées, Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 42, p. 143-238.

- NORTON D., KNIGHT J. (1977) - Transport phenomena in hydrothermal Systems : cooling plutons. *Amer. J. Sci.*, 277, p. 937-981.
- OLIVERA C, GALLART J., GOULA X., BANDA E. (1986) - Récent activity and seismotectonics of the eastern Pyrénées. *Tectonophysics*, 129, p. 367-380.
- PANNEKOECK A.J. (1935) - Évolution du bassin de la Têt pendant le Néogène. *Geogr. en Geol. Mad. Rijkuniv. Utrecht*, n° 10, 72 p., 1 carte.
- PASCAL M.L. (1979) - Les albitites du massif de l'Agly (Pyrénées orientales). Thèse doct.-ing., ENSMP-univ. Paris VI.
- PEREJON A., MORENO-EIRIS E., ABAD A. (1994) - Monticulos de arqueociatos y calcimicrobios del Cámbrico inferior de Terrades, Gerona (Pireneo oriental, Espana). *Bol. R Soc. Esp. Nat. (Sec. Geol)*, 89, p. 55-95.
- PERSEIL E.A. (1969) - Nouvelles précisions sur les oxydes de manganèse enfermés dans le Dévonien supérieur du plateau d'Amboulla (P.O.). *Bull. Soc. hist. nat. Toulouse*, t. 105, n° 3-4.
- POLIZZI S. (1990) - Les minéralisations sulfo-arséniées aurifères du massif des Aspres (Pyr. orient.). Étude géologique et métallogénique. Thèse doct. univ. Paul-Sabatier (Toulouse), 260 p. + cartes.
- PONS J. (1970) - Relations entre la structure et la pétrofabrication des roches éruptives dans la bordure méridionale du massif de Quérigut (Ariège). *C. R. Acad. Sci, Paris*, 271, D, p. 1665-1668.
- PUJADAS J., CASAS J.M., MUNOZ J.A., SABAT F. (1989) - Thrust tectonics and Paleogene syntectonic sedimentation in the Emporda area, southeastern Pyrénées. *Geodinamica Acta*, vol. 3,3., p. 195-206.
- PUPIN J.P. (1980) - Zircon and granité petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, p. 207-220.
- RAYMOND D. (1980) - Découverte d'une unité allochtone varisque dans le haut pays de Sault (zone axiale pyrénéenne, confins de l'Aude et de l'Ariège). *C. R. somm. Soc. géol. Fr*, 6, p. 250-252.
- RAYMOND D. (1986) - Tectonique tangentielle varisque dans le Paléozoïque supérieur de l'Est des Pyrénées françaises : l'exemple du pays de Sault (Nord du granité de Quérigut, Aude et Ariège) et des régions voisines. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), 2, n° 3, p. 479-485.
- RAYMOND D., MARRE J. (1988) - Les septa métasédimentaires du pluton granitique de Quérigut (Pyrénées, France) : reliques d'une unité allochtone varisque. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 307, II, p. 1107-1112.
- RAYMOND D., WEYANT M. (1982) - Individualisation de deux séries hétérotypiques 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), 24, n° 2, p. 265-274.
- ROMER R.L., SOLER A. (1995) - U-Pb âge and lead isotopic characterization of Au-bearing skarn related to the Andorra granité (Pyrénées, Spain). *Mineral Deposita*, 30, p. 374-383.

- ROMERO A. (1967) - Étude minéralogique des formations argileuses des bassins d'Amélie-les-Bains et de Coustouges-Lamanère (PO). *Bull. Soc. fr. minéral, cristallogr.*, 90, p. 364-376.
- SAILLANT J.P. (1982) - La faille de Mérens (Pyrénées orientales) : microstructures et mylonites. Thèse 3^e cycle, Paris VII, 290 p.
- SALVAYRE H. (1970) - Contribution à l'étude hydrogéologique du synclinal calcaire dévonien de Mérens à Villefranche-de-Conflent *Annales de spéléologie*, t. 25, (1), p. 39-71.
- SALVAYRE H. (1989) - Les karsts des Pyrénées orientales. *Karstologia*, n° 13, p.1-10.
- SANTANACH P. (1972) - Sobre una discordancia en el Paleozoico inferior de los Pireneos orientales. *Acta Geol. Hisp.*, 7, p. 129-132.
- SERE V. (1993) - Analyse cinématique et évolution thermotectonique des mylonites de la faille de la Têt (Canigou, Pyrénées orientales). D.E.A., Montpellier II, 75 p.
- SÈRE V., BRUNEL M., CARPÉNA J. (1995) - The uplift of the Canigou massif (P.O., France): a fission tracks contribution. Terra abstracts, EUG. *Terra Nova*, vol. 7, p. 44.
- SOLIVA J., SALEL J.F., BRUNEL M. (1989) - Shear deformation and emplacement of the gneissic Canigou thrust nappe (eastern Pyrenees). *Geol. Mijnbouw*, 68, p. 357-366.
- SOLIVA J., PISTRE S., ARTHAUD F., BRUNEL M. (1992) - Les zones de cisaillement mylonitiques dans le sud du granite de Millas (Pyrénées orientales) : déformations ductiles d'âge hercynien et/ou pyrénéen. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 314, II, p. 611-618.
- SOULA J.C. (1982) - Characteristics and mode of emplacement of gneiss dômes and plutonic dômes in central-eastern Pyrenees. *J. Struct. Geol.*, 4, p. 312-342.
- SOURIAU A., GRANET M. (1995) - A tomographic study of the lithosphère beneath the Pyrenees from local and teleseismic data. *J. Geophys. Res.*, vol. 100, B9, p. 18.117-18.134.
- SPEKSNIJDER A. (1985) - Anatomy of a strike-slip fault controlled sedimentary basin, Permian of the southern Pyrenees. *Sediment. Geol.*, 44, p. 179-223.
- THOMPSON A.B. (1976) - Mineral reactions in pelitic rocks. I. Prediction of P-T-X (Fe-Mg) phases relations. II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *Amer. J. Sci.*, 276, p. 401-454.
- VAN DEN EECKHOUT B., ZWART H.J. (1988) - Hercynian crustal-scale extensional shear zone in the Pyrénées. *Geology*, 16, p. 135-138.
- VIDAL J.C. (1967) - Etude tectonique et microtectonique du Paléozoïque de la partie occidentale du synclinal de Villefranche (Pyrénées orientales). Thèse 3^e cycle, Paris, 30 p.

- VIELZEUF D. (1996) - La croûte hercynienne des Pyrénées : une synthèse. In A. Barnolas, J.C. Chiron, (éds.) : « Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées ». Orléans-Madrid : BRGM-ITGE, t. 1, p. 566-575.
- VIERS G. (1966) - La glaciation quaternaire dans le massif du Canigou (Pyrénées orientales, France). *Pirineos*, 81-82, p. 87-94.
- VIGNEAU J.P. (1971) - Précipitations d'automne et perturbations méditerranéennes dans les Pyrénées orientales. *Rev. géogr. Pyrénées et Sud-Ouest.*, t. 46, fasc. 1, p. 555-570.
- VIGNEAU J.P. (1993) - Un épisode pluvieux méditerranéen parmi d'autres ? Enquête sur les précipitations d'octobre 1940 dans les Pyrénées orientales. Actes du colloque de Vernet-les-Bains, (1993). Edit. Generalitat de Catalunya, p. 77-86.
- VISSERS R.L.M. (1992) - Variscan extension in the Pyrenees. **Tectonics*, 11, 6, p. 1369-1384.
- VITRAC-MICHARD A. (1975) - Chronologie et développement d'une orogénèse. Exemple des Pyrénées orientales. Thèse Etat, Paris VII, 142 p.
- VITRAC-MICHARD A., ALLÈGRE C.J. (1975a) - A study of the formation and history of a piece of continental crust by $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ method: the case of the French oriental Pyrenees. *Contrib. Mineral Petrol*, 50, p. 257-285.
- VITRAC-MICHARD A., ALLEGRE C.J. (1975b) - 238U/206pb_235U/207pb systematics on Pyrenean basement. *Contrib. Mineral Petrol*, 51, p. 205-212.
- VUATAZ ED., CRIAUD A., FOUILLAC C. (1985) - Detailed geochemical study of alkaline thermal waters : a geothermal évaluation in the Pyrénées range, southern France. Geothermal Ressources Council, p. 375-380.
- WICKHAM S.M., OXBURGH E.R. (1986) - A rifted tectonic setting for Hercynian high-thermal gradient metamorphism in the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129, p. 53-69.

AUTEURS

G. GUITARE, professeur à l'université Pierre-et-Marie-Curie (Paris VI) : le massif du Canigou et son évolution métamorphique et tectonique hercynienne.

B. LAUMONIER, maître de conférence à l'École des Mines de Nancy, Institut polytechnique de Lorraine : lithostratigraphie des groupes de Canaveilles-Jujols et de l'Ordovicien supérieur.

A. AUTRAN, directeur de recherche au BRGM : formations plutoniques, évolution tectono-métamorphique et géologie de l'environnement p.p.

Y. BANDET, université de Toulouse-le Mirail : formations néogènes et quaternaires ; une mise à jour en 1995 a été réalisée par A. AUTRAN avec les données de M. CALVET (1994).

G.M. BERGER (t), ingénieur géologue au BRGM : ressources en eau.

L'ensemble des chapitres « Conditions de formation des entités géologiques » et « Évolution tectonique » a été actualisé avec les données acquises jusqu'en 1995, par A. AUTRAN et B. LAUMONIER.

ANNEXE
ANALYSES CHIMIQUES

Echantillons	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Co ₂	T	Fe ₂ O ₃ [†]	
G97216	48,82	0,57	13,56	3,64	1,99	0,11	1,24	11,77	0,80	2,40	0,14	4,45	11,01	100,50		ENS
L540	63,40	0,78	17,00			0,09	2,35	2,49	3,12	2,20	n.d.	3,45		100,01	5,13	CRPG
G1260	64,75	0,71	16,35	3,01	4,10	0,04	2,28	0,28	1,20	2,30	0,07	5,23		100,30		BRGM
G1195	57,40	0,40	19,30	2,95	2,50	0,03	0,77	4,55	0,80	4,30	0,03	4,46	3,02	100,30		BRGM
G87320	62,50	0,76	22,00	1,97	3,30	0,01	0,80	0,05	0,51	4,72	0,08	4,50		101,00		ENS
LS5124	67,50	0,74	16,10			0,05	2,01	0,09	1,15	2,83	n.d.	4,00		99,48	6,81	CRPG
LS5122	63,50	0,65	17,60			0,05	1,76	0,14	1,19	3,20	n.d.	4,39		98,50	7,02	CRPG
LS5121	61,30	0,68	18,75			0,06	1,89	0,23	0,66	3,84	n.d.	5,09		98,99	7,49	CRPG
G745	56,56	0,99	21,46	1,48	6,47	0,06	1,80	0,52	0,39	4,03	0,14	5,37		99,27		BRGM
G872251 ^I	56,04	0,84	20,85	2,49	5,09	0,08	3,26	0,39	1,64	3,96	0,20	6,08		100,23	8,14	ENS
G872251 ^{II}	58,28	0,86	19,44	1,28	6,64	0,12	3,21	0,76	2,92	2,40	0,18	4,14		100,82	8,63	ENS
G872251 ^{III}	59,99	0,71	19,09	2,11	5,69	0,04	3,18	0,28	1,88	2,92	0,11	5,17		100,77	8,43	ENS
G872251 ^{IV}	62,50	0,85	16,50	1,50	6,42	0,06	3,67	0,78	2,52	2,24	0,24	3,82		101,08	8,63	ENS
G747	48,98	1,25	28,86	0,57	7,69	0,07	1,21	0,56	1,98	4,41	0,16	5,79		99,53		BRGM
G748	62,81	1,05	16,32	0,87	6,70	0,08	1,82	1,20	2,37	2,07	0,28	4,15		99,72		BRGM
G77024	57,85	0,62	20,23	1,19	7,05	0,05	3,56	0,27	1,82	2,78	0,16	4,72		100,30	8,02	ENS
G77025 ^a	60,98	0,70	19,80	1,45	4,74	0,02	3,26	0,34	1,74	2,88	0,16	3,89		99,96	6,71	ENS
G77027	61,53	0,85	17,16	1,06	4,84	0,02	3,90	1,19	1,96	2,74	0,19	3,52		98,85	6,43	ENS
G77028	60,39	0,47	19,60	2,08	4,56	0,08	3,46	1,01	2,12	2,24	0,26	4,31		100,58	7,14	ENS
G77029	61,61	0,85	18,08	1,59	5,64	0,08	3,04	0,77	1,14	3,44	0,13	3,99		100,36	7,85	ENS
G77030 ^a	58,20	1,10	20,07	1,33	6,26	0,08	2,93	0,78	2,00	4,13	0,11	3,41		98,50		SORAS
G77030	58,20	1,10	20,42	1,43	5,47	0,05	2,69	0,63	1,43	3,72	0,08	3,16		98,38		SORAS
G77032	57,80	1,02	17,97	1,87	5,58	0,13	3,22	1,11	2,36	2,56	0,17	4,25		97,54		ENS
G77039	49,34	1,22	22,47	2,12	7,79	0,12	4,10	1,37	2,04	3,68	0,18	3,23		97,66		ENS
G748	60,94	1,18	18,45	1,00	5,86	0,14	2,00	1,42	1,34	4,03	0,15	3,14		99,68		BRGM
G3434	55,60	0,94	21,13	1,96	6,86	0,11	3,39	1,07	0,75	4,12	0,12	3,80		99,85		BRGM

Tableau 1 - Formations péliques de la vallée de la Têt

(G = échantillons Guitard, L = échantillons Leterrier)

G97216 : pélite calcareuse du Culm, Al Serrat, E de Villefranche-de-Conflent ; L540 : NE du pic de la Pelade, attribué au Culm.

G1260 et 1195 : schistes du Caradoc, N de Serdinya ; G873 20 : schistes du Caradoc à petits « nodules » NW de Jujols.

LS5 124 à G745 : schistes de Jujols aux environs de Jujols

G872251^I à G872251^{IV} : schistes de la formation d'Évol pris de part et d'autre du microconglomérat d'Évol.

G747 à G748 : coupe dans la Formation de Canaveilles entre Olette et Canaveilles (G747 à G77030, zone de la biotite ; G77032 à G748, zone de l'andalousite).

G3434 : Sud de Llar, zone de la sillimanite, contact du granité de Mont-Louis.

Provenance des analyses : BRGM (Orléans) ; CRPG (Nancy) ; ENS : École normale supérieure (Paris) ; SORAS (Paris) ; PARIS IV (univ. P.-et-M.-Curie).

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	T	Fe ₂ O ₃ ¹	
G3435	55,40	0,82	20,30	3,36	6,63	0,07	3,46	0,76	0,40	3,87	0,09	4,40	99,56	10,71	BRGM
G37010	57,80	1,26	19,36	0,74	7,06	0,12	3,03	0,47	1,26	3,80	0,11	3,73	98,78	8,57	SORAS
G106750	44,80	1,37	25,62	1,70	8,28	0,13	4,30	0,63	1,04	6,41	0,13	5,13	99,54	10,89	SORAS
G3709a	63,40	1,04	15,72	1,23	5,33	0,14	2,48	1,64	3,05	2,17	0,14	3,56	99,90	7,14	SORAS
G96729	60,00	1,02	17,71	1,82	5,76	0,13	2,66	0,77	2,14	2,88	0,10	3,76	98,75	8,21	SORAS
G106750	58,60	0,66	19,36	1,15	6,48	0,14	3,19	1,15	2,00	3,50	0,15	3,82	100,20	8,35	SORAS
G3705	60,50	1,00	18,48	2,92	3,54	0,06	2,54	0,84	2,46	3,40	0,22	4,00	99,88	6,85	ENS
G96936	53,20	1,14	22,67	3,07	4,50	0,10	2,46	0,37	1,27	5,58	0,14	4,64	99,14	8,07	SORAS
G106752	58,60	0,82	19,83	1,58	4,86	0,09	2,62	2,44	2,05	4,18	0,15	3,76	100,98	6,92	SORAS
G106742'	63,00	0,85	17,47	1,18	4,86	0,07	2,21	2,77	2,24	3,67	0,11	2,45	100,92	6,58	SORAS
G37027'	62,00	0,87	18,20	2,60	4,08	0,10	2,10	1,65	2,66	2,76	0,31	3,00	100,37	7,12	ENS
G1860	58,70	0,92	21,30	2,36	4,68	0,10	2,67	0,90	1,28	3,80	0,18	3,65	100,54	7,55	BRGM
G3703'	58,50	0,87	19,80	2,93	5,47	0,14	3,22	0,56	1,64	3,80	0,19	2,60	99,12	8,40	ENS
G37020	58,30	0,90	19,40	2,86	4,87	0,15	3,22	1,68	2,66	2,94	0,21	2,19	99,38	8,26	ENS
G37021a	59,20	1,00	19,60	1,83	5,28	0,11	2,72	0,28	1,26	4,75	0,15	3,40	100,58	7,70	ENS
G1052	59,22	1,00	21,97	1,16	4,92		2,47	1,50	3,00	2,45	0,05	2,23	99,97	6,62	BRGM
G1855	55,50	0,78	20,62	2,80	4,75	0,11	2,97	1,34	1,30	5,10	0,19	4,36	99,82	8,07	BRGM
G1856	56,10	0,91	20,36	2,53	5,17	0,13	3,00	1,56	2,15	4,45	0,21	4,00	100,57	8,27	BRGM
G1264	58,97	0,89	22,15	1,00	6,69	0,09	2,67	0,91	1,90	4,10	0,17	2,85	100,39	8,42	BRGM
G1385	60,50	0,88	19,66	1,38	5,10	0,08	2,75	1,34	2,70	3,40	0,14	1,60	99,54	7,04	BRGM
G106753b	56,80	0,85	19,83	1,87	5,40	0,07	2,92	1,05	2,38	4,34	0,14	3,43	99,08	7,87	SORAS
G106754b	55,00	1,06	21,72	0,15	8,10	0,13	3,20	1,54	1,96	3,84	0,15	2,31	99,25	9,15	SORAS

Tableau 2 - Micaschistes des secteurs de Ballestavy et Estoyer dans la Formation de Canaveilles

G3435 à G 106750 : zone de la biotite. G3705 à G 37027' : zone de la cordiérite.

G1860 à G 106754b : zone de l'andalousite.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	T	Fe ₂ O ₃ [†]	
G1882	55,72	0,92	21,68	1,47	6,66	0,10	3,05	0,96	1,20	4,20	0,10	4,10	100,16	8,86	BRGM
G1884	55,92	0,91	22,92	1,68	7,00	0,11	2,60	0,77	1,00	4,20	0,10	3,38	100,59	9,45	BRGM
G1885	61,60	1,03	18,62	1,84	5,65	0,07	1,96	1,07	0,80	4,20	0,11	3,48	100,43	8,11	BRGM
G1883	62,85	1,20	18,45	0,79	5,23	0,15	1,98	1,61	3,00	2,90	0,11	1,97	100,24	6,59	BRGM
G1194	56,97	0,78	21,40	1,20	6,33	0,08	3,18	1,54	1,80	3,50	0,12	3,23	100,13	8,22	BRGM
G2449	57,40	0,80	19,30	2,57	7,75	0,19	3,32	1,96	1,62	2,90	0,18	2,30	100,29	11,17	BRGM
G1067 _{φe}	59,77	0,95	21,00	1,42	5,07	0,03	2,42	1,40	2,08	3,76	0,12	2,58	100,60	7,04	ENS
G1067 _{φa}	58,84	0,95	21,29	1,59	5,55	0,05	2,13	0,69	1,50	3,92	0,12	2,66	99,29	7,75	ENS
G1067 _{φ1}	56,43	1,08	21,47	1,26	6,18	0,06	2,80	0,48	1,11	4,42	0,29	2,85	98,43	8,12	ENS
G1067 _{φc}	57,50	0,60	17,00	1,57	9,25	0,12	5,74	0,66	0,52	2,40	0,15	3,68	99,13	11,83	ENS
G1067 _φ	62,89	0,79	17,81	1,50	5,17	0,04	2,32	0,66	1,20	3,56	0,11	2,58	98,63	7,24	ENS
G1055	55,05	1,10	23,12	0,95	5,34	0,05	2,52	0,67	0,70	6,50	0,10	3,86	99,96	6,87	BRGM
G1879	56,69	1,00	23,09	0,43	6,66	0,10	2,40	0,78	1,20	4,50	0,10	3,56	100,51	7,82	BRGM
G1262	61,95	0,78	19,58	2,11	4,81	0,06	2,24	0,56	1,10	4,40	0,06	2,68	100,51	7,45	BRGM
G1880	62,82	0,87	18,39	0,99	4,98	0,06	1,88	0,82	1,70	5,00	0,11	2,84	100,46	6,52	BRGM
G2896	57,70	1,20	19,95	0,35	6,10	0,10	2,10	1,60	2,85	5,60	0,20	2,20	99,95	7,12	BRGM
G1527	65,56	0,63	17,73	0,80	4,58	0,08	1,29	1,14	1,30	3,60	0,10	2,86	99,67	5,88	BRGM

Tableau 3 - Micaschistes de la fenêtre de Balatg

G1882 à G1883 : vallon de Fillols, entre le roc Castalla et le col des Voltes (zone de la sillimanite) - G1194 à G 1067_φ : partie orientale de la fenêtre de Balatg, du vallon de Lipodera au vallon de Valmanya et riu Ferrer (zone de l'andalousite) - G1055 à G1880 : secteur de Py (zone de la sillimanite) - G2896 : vallon de Moura - G1527 : gorges de Cady (zone de la sillimanite).

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O	T	Fe ₂ O ₃ ¹	
G1067φ	68,85	0,71	14,01	2,70	1,44	1,25	1,70	2,74	4,73	0,04	0,33	1,22	99,69	4,26	PARIS VI
G760P1'	69,10	0,64	14,97	1,45	2,43	1,16	2,00	2,89	4,20	0,06	0,16	1,07	100,13	4,14	PARIS VI
G96727'	69,64	0,68	14,61	2,39	1,59	1,02	1,83	3,03	4,50	0,007	0,25	0,96	100,57	4,15	PARIS VI
G1055M10	69,66	0,58	15,37	0,89	2,69	0,96	1,48	3,07	4,73	0,04	0,15	0,86	100,48	3,87	PARIS VI
G1067φ17a	70,61	0,51	14,31	0,79	2,45	0,80	1,66	2,65	5,00	0,05	0,13	0,98	99,94	3,51	PARIS VI
G3853	63,10	1,20	14,60	1,40	5,90	3,60	2,00	2,50	4,35	0,05	0,35	1,20	100,15	7,94	BRGM
G	64,91	0,96	15,06	0,64	5,32	1,87	2,50	3,00	3,44	0,09	0,31	0,98	99,08	6,54	PARIS VI
G94	65,32	0,90	15,02	1,03	3,91	1,91	2,84	3,55	3,50	0,09	0,31	1,56	99,79	5,37	BRGM
G25	66,37	0,80	15,31	0,61	4,25	1,74	2,40	2,84	4,00	0,08	0,22	1,46	100,13	5,32	BRGM
G117830	67,09	0,83	14,75	2,75	2,21	1,34	2,22	3,02	4,05	0,07	0,44	0,65	99,42	5,20	PARIS VI
G11832	67,58	0,91	14,56	0,22	5,22	1,84	2,34	2,22	3,99	0,08	0,20	0,60	99,76	6,01	PARIS VI

Tableau 4 - Orthogneiss G2 et G3

Gneiss G2 de G1067(p) à G3853 - Gneiss G3 de G à G1 1832

G10679 : gneiss œillé G2, Roque Rodone, SW de Py - G760P1' : gneiss œillé, versant oriental Puig del Signor, NE col de Mantet - G96727' : gneiss œillé, vallée du Llech, Lous Grounells - G1055 M10 : gneiss œillé, vallée de Nyer, prise d'eau du canal d'arrosage - G1067φ>17a : gneiss œillé, ravin de Tres-Estelles, Py - G3853 : enclave microgrenue dans les orthogneiss G 2 - G : gneiss G 3 non œillé, Vahnanya - G94 : gneiss G3 non œillé, Valmanya - G95 : gneiss G3 granitoïde, Serre de Roc-Negra - G1 17830 : gneiss G3 œillé, grossier, piste de Marte-Vert, Est de Py - G1 17832 : gneiss G3 œillé, piste de Marte-Vert, Py.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O	T	Fe ₂ O ₃ ^t	
G87324	72,80	0,39	13,93	0,49	1,69	0,49	0,81	2,46	5,71	0,04	0,08	1,31	100,50	2,70	PARIS VI
G87322	74,86	0,31	13,85	0,93	1,04	0,54	1,03	2,50	4,73	0,02	0,03	0,95	100,79	2,08	PARIS VI
G87985	75,12	0,10	13,18	0,47	0,46	0,05	0,56	3,18	5,50	0,01	0,04	0,60	99,87	0,98	ENS
G90	77,30	0,02	12,30	0,20	0,35	0,40	0,60	3,10	4,60	0,03	0,45	0,80	100,13	0,59	BRGM
G106885	55,10	0,63	17,90	1,86	7,89	2,70	10,23	1,95	0,01	0,09	0,17	0,88	99,20	10,62	PARIS VI

Tableau 5 - Intercalations de roches orthodérivées dans les gneiss G₂ et G₃

G87324 : orthogneiss dans les gneiss G₂, Barolines - G87322 : orthogneiss dans les gneiss G₃, NE du col de Mantet - G87985 : ortholeptynite dans les gneiss G₃, N pic de Bassibés - G90 : méta-aplites dans gneiss G₂, Py - G106825 : orthoamphibolite dans les gneiss G₂, Py, N du Veinat.

- 193 -

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O	T	Fe ₂ O ₃ ^t	
G1080 115	76,36	0,19	12,99	0,74	0,77	0,17	0,31	3,06	5,19	0,03	0,11	0,86	100,72	1,59	PARIS VI
G1054 147a	77,61	0,13	12,95	0,61	0,71	0,08	0,57	1,63	5,67	0,02	0,05	0,85	100,88	1,40	PARIS VI
G1178 201	76,57	0,15	13,88	0,70	0,45	0,17	0,57	2,68	5,24	0,01	0,04	0,43	100,89	1,20	ENS
G144	76,01	0,08	12,60	0,94	0,43	0,23	1,12	2,46	5,63	0,05	0,05	0,91	100,51	1,42	BRGM

Tableau 6 - Orthogneiss acides intercalés dans la Formation de Canaveilles au flanc inverse de la nappe du Canigou

G1080-115 : vallon de Fillols - G1054-147a : Sauteilles, Py - G1178-201 : Py, vallon de Tounet - G114 : Py route de Mantet.

Roches		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	H ₂ O	T	Fe ₂ O ₃ ^t		
G969	40C	74,48	0,30	12,50	2,65	1,34	0,04	1,21	4,18	3,22	0,01	0,07	0,51	100,51	4,12	PARIS VI	
G969	40F	75,72	0,29	11,86	1,48	1,67	0,15	0,83	2,92	4,26	0,03	0,02	0,86	100,09	3,33	PARIS VI	
G967	72G	72,37	0,44	12,55	1,34	3,56	0,48	1,31	2,06	5,37	0,23	0,03	0,66	100,40	5,29	PARIS VI	
G1178	160	75,69	0,21	13,02	0,56	1,60	0,23	0,33	2,91	5,06	0,02	0,01	0,81	100,45	2,33	PARIS VI	
G969	37a	74,22	0,44	12,39	1,55	2,87	0,44	0,87	1061	5,09	0,05	0,12	1,18	100,83	4,73	PARIS VI	
Minéraux		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	ZnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	H ₂ O	F = O	t
G96940e	(23)	40,45	1,14	10,12	0,00	29,56	0,46	0,16	1,54	10,77	0,00	1,68	1,70		1,70		99,43
G7855	(16)	34,72	2,28	17,53		26,57	0,30		4,29	0,00	0,11	0,02	9,48	0,36	4,29	0,15	99,11

Tableau 7 - Formation des gneiss de Quazemi

96940C et 96940F : orthogneiss Q1, refuge de Mariailles - 96772G : paragneiss Q1 à grenat, S du refuge de Bonnes-Aigues - G1 178160 : orthogneiss Q2, confluent Cady-Llipodera
 G96937a : paragneiss col du Cabal-Mort - G96940e (23) : ferro-hornblende dans orthogneiss Q1 - G7855 (16) : ferro-biotite dans orthogneiss Q2.

			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	T	Fe ₂ O ₃ [†]	
a	G23173b		46,55	1,44	16,77	1,61	9,56	0,15	7,50	11,60	2,24	0,95	0,01	0,75	99,13	12,22	PARIS VI
	G757L12		47,60	1,64	15,90	1,90	8,40	0,20	7,60	11,20	2,00	1,20	0,48	1,17	99,29	11,22	BRGM
	G10371		50,61	1,46	15,96	0,56	7,54	0,12	7,31	9,98	3,24	0,49	0,36	0,94	98,57	8,92	PARIS VI
	G23176		52,37	2,67	13,95	3,49	10,56	0,15	3,23	7,67	3,17	1,73	0,43	0,75	100,07	15,10	PARIS VI
	G8502		53,30	1,10	17,20	2,25	6,15	0,20	5,80	7,95	3,35	2,05	0,25	0,95	100,55	9,07	BRGM
	G770228		55,83	1,55	12,50	5,15	8,61	0,24	2,90	4,39	3,45	2,85	0,31	0,91	98,69	14,62	PARIS VI
	G117985		63,33	0,91	14,69	1,79	6,36	0,09	1,61	3,01	5,28	1,48	0,22	0,82	99,59	8,85	PARIS VI
b	G076024		48,58	1,00	11,62	2,69	12,51	0,50	6,88	11,60	2,07	1,56	0,16	1,20	99,92	16,57	BRGM
	G956142		66,60	0,24	9,28	2,30	9,70	0,44	2,30	6,20	1,32	0,93	0,01	0,96	100,38	13,06	BRGM
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	ZnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	T		
c	GA23174	(43)	40,38	1,07	12,40	27,75	0,36	0,00	2,59	10,59	0,00	1,25	1,81	1,89	100,12		PARIS VI
	G117985	(42)	42,41	0,00	15,65	21,02	0,22	0,14	5,39	10,91	0,00	1,97	0,52	1,98	100,20		PARIS VI
	G117985	(41)	52,77	0,00	0,31	30,79	1,25	0,23	11,70	0,35	0,12	0,04	0,00	1,97	99,52		PARIS VI
	G1178241	(4)	47,02	0,51	9,96	14,45	0,44		12,59	11,66		0,69	0,26		97,87		PARIS VI
	G1178241	(1)	53,48	0,13	0,59	23,79	1,64		17,61	0,94		0,21	0,03		98,42		PARIS VI

Tableau 8 - Amphibolites et amphiboles

- a) G23173b : orthoamphibolite de Taurinya - G757L12 : orthoamphibolite de Leca (vallée du Riuferrer) - G103371 : orthoamphibolite, route de Mariailles
G23176 : orthoamphibolite de Taurinya - G8502 : métagabbro, lentille de Taurinya - G770228 : orthoamphibolite, sommet du Canigou dans gneiss Qi de la formation de Mariailles
G1 17985 : orthoamphibolite de Taurinya.
- b) G076024 : para-amphibolite, pic Barbet - G956142 : para-amphibolite dans la formation de Mariailles (Qi) S du confluent Cady-Llipodera.
- c) GA23174 (43) : ferro-hornblende dans une orthoamphibolite de Taurinya - G1 17985 (42) : ferro-hornblende de Taurinya - G1 17985 (41) : cummingtonite ferrière, Taurinya
G1 178241 (4) : hornblende dans orthoamphibolite, S de Py - G1 178241 (1) : cummingtonites *idem*, S de Py (analyses microsonde Camebax, Paris VI, analystes G. Guitard et J.R. Kiénast).

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	T	Fe ₂ O ₃ ¹	
G2644	73,02	0,28	14,18	2,04	1,44	0,01	1,20	1,39	2,31	2,45	0,28	1,67	100,27	3,64	BRGM
G1178271	69,03	0,66	16,73	2,19	1,94	0,07	1,56	0,56	2,97	3,66	0,23	1,00	100,60	4,34	ENS
G067912	70,01	0,57	14,73	1,70	1,87	0,04	1,04	1,19	3,72	1,74	0,17	2,60	99,32	3,78	ENS
G028097	70,89	0,52	14,33	1,97	1,70	0,04	1,06	0,56	4,15	2,17	0,21	2,11	99,71	3,85	ENS

Tableau 9 - Porphyroïdes

G2644 : route d'Ayguatebia à Olette (D4) SW de Guicha GI

178271 : crête du Puig des Maurous, N p.c. 1107 G67912 :

piste du Canigou, E de Villerach, N du p.c. 705 G28097 :

route de Ballestavy, D13, piste de Sahilla.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	CO ₂	S	T	
G972 Ce	37,10	0,59	8,90	0,85	2,70	0,03	2,85	22,75	0,55	2,00	0,09	1,25	20,10	0,35		BRGM
G972 Ch	64,20	0,68	11,70	1,65	3,30	0,08	3,75	6,35	1,60	2,40	0,19	2,10	3,00	0,00		BRGM
G106747	58,01	0,99	13,79	1,71	4,25		4,68	12,57	0,37	0,21	0,14	1,04	3,52		101,28	ENS
GA19244	72,00	0,55	8,60	3,20	2,30	0,80	2,20	8,80	0,85	0,15	0,35	0,80			99,60	BRGM
G87435	41,30	0,58	9,15	1,25	1,85	0,08	5,15	34,20	0,15	0,03	0,13	0,50	4,35	0,01		BRGM
G87433	57,40	0,89	13,40	3,40	2,60	0,29	3,20	16,00	0,27	0,55	0,26	1,45	0,05	0,01		BRGM
GA20649	50,30	0,55	8,20		2,55	0,08	7,80	26,80	0,65	1,45	0,15	0,30	1,00		99,53	BRGM
GA14435	65,50	1,00	17,50	0,15	1,30	0,04	1,15	7,00	2,40	1,50	0,20	0,70	1,50		99,94	BRGM

Tableau 10 - Gneiss à silicates calciques

G972 - Ce et Ch : Canaveilles E (ravin de Font d'Avall), entre les bancs calcaires IV et V (zone de la biotite)

G106747 : route de Ballestavy (zone de l'andalousite) - GA19244 : Ballestavy, la Coume (zone de l'andalousite),

G87435 et G87433 : Balatg, route du Canigou (zone de l'andalousite) - GA20649 : Py, Font-de-Saint-Paul (zone de la sillimanite)

GA14435 : Py, route de Mantet (zone de la sillimanite).

Unité/Faciès	Pluton de Quérigut					Unité/Faciès	Pluton de Milas						
	1	2	3	4	5		6	7	8	9	10	11	12
n	36	19	16	22	51	n	18	11	4	5	7	4	5
SiO ₂	68,60	67,80	65,10	61,75	54,48	SiO ₂	67,52	66,46	64,71	58,20	52,82	72,69	72,94
Al ₂ O ₃	15,35	15,70	16,75	17,90	17,88	Al ₂ O ₃	15,78	15,76	16,86	16,63	16,20	14,37	14,30
Fe ₂ O ₃ ^t	2,96	4,08	4,93	5,75	7,88	Fe ₂ O ₃ ^t	3,79	3,96	4,71	6,65	7,99	1,60	0,94
MnO	0,05	0,05	0,08	0,09	0,13	MnO	0,05	0,07	0,08	0,11	0,14	0,02	0,01
MgO	1,02	1,16	1,49	2,02	4,74	MgO	1,24	1,31	1,72	4,32	7,00	0,47	0,29
CaO	2,67	3,37	3,92	4,89	7,57	CaO	2,85	3,15	3,78	6,00	8,09	0,81	0,61
Na ₂ O	3,47	3,25	3,22	3,19	3,07	Na ₂ O	3,28	3,16	3,20	2,79	2,68	3,48	3,35
K ₂ O	3,88	3,80	3,27	2,44	1,83	K ₂ O	3,64	3,61	3,24	2,34	1,51	5,01	5,53
TiO ₂	0,40	0,45	0,59	0,68	1,07	TiO ₂	0,52	0,46	0,60	0,88	0,88	0,25	0,12
P.F. ₂	1,29	0,84	0,55	1,18	1,22	P.F. ₂	0,18	0,12	0,10	0,15	0,17	0,21	0,16
TOTAL	99,69	100,50	99,90	99,89	99,87	TOTAL	99,87	99,12	99,91	99,32	99,38	99,72	99,40
Quartz	27,9	27,7	25,4	23,4	13,4	Quartz	28,4	27,6	25,6	20,2	14,2		
Colorés en % poids	12,1	15,5	19,1	23,4	41,5	Colorés en % poids	15,2	15,9	19,8	36,4	51,5		
Feldspaths	60,0	56,8	55,5	53,2	45,1	Feldspaths	56,4	56,5	54,6	43,4	34,3		
A = Al - (K + Na + 2Ca)	11	12	14	22	-58	A = Al - (K + Na + 2Ca)	24	18	23	-28	-88		
n	2	1	1	1	5	n							
Ba ppm	685	580	510	470	462	Ba ppm	634	659	745	414	343	339	382
Rb ppm	140	134	110	97	77	Rb ppm	143	139	121	100	58	246	215
Sr ppm	186	177	219	255	218	Sr ppm	174	169	189	224	276	83	73
						Sn						10	10
						Li						31	11
						Be						6	6

Tabl. 11 - Composition chimique et minéralogique moyenne des principales unités des plutons de Milas et de Quérigut représentées sur la feuille Prades

Pluton de Quérigut - 1 : adamellites porphyroïdes - 2 : adamellites foliées - 3 : granodiorites foliées - 4 : tonalités foliées - 5 : gabbros à diorites quartziques en masses (d'après Leterrier, 1972).

Pluton de Milas - 6 : adamellites porphyroïdes - 7 : adamellites non porphyroïdes - 8 : granodiorites (matrices d'enclaves et/ou de masses basiques *s.l.*) - 9, 10 : masses basiques *s.l.* respectivement à biotite et amphibole (9), amphibole prédominante sur la biotite (10) ; d'après Joly (1982) - 11 : granité de Rodés (γ^2) - 12 : filons de leucogranites (d'après Clavières, 1990). 1 à 10 : analyses chimiques par spectrométrie d'émission (K. Govindaraju, CRPG, Nancy), n : nb. d'analyses. 11 et 12 : analyses chimiques par fluorescence X ; ENSM, Saint-Étienne.

Faciès	Pluton de Mont-Louis					Granites alumineux du Canigou						
	Granites à biotite	Granodiorites à biotite		Granodiorites, tonalites à biotite et hornblende	Granites alumineux leuco., à biotite et muscovite	en stock massif			en filons et sillons			
		situés dans les gneiss				bord externe	Un échantillon par analyse					
Unité	U1a	U1b	U1	U2	U4	8	9	10	11	12	13	14
n	6	12	8	28	14	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	70,50	65,40	65,90	61,94	71,85	72,20	73,37	72,01	71,82	73,34	73,40	73,20
Al ₂ O ₃	14,70	16,98	16,12	16,40	14,38	14,81	13,89	14,75	13,70	15,88	13,40	13,80
Fe ₂ O ₃ ^t	2,68	4,22	4,46	6,13	1,92	2,14	1,57	2,31	2,00	1,12	2,14	2,08
MnO	0,03	0,06	0,07	0,10	0,05	0,03	0,03	0,09	0,02	0,05	0,02	0,05
MgO	0,79	1,28	1,56	2,25	0,50	0,40	0,25	0,21	0,60	0,05	0,25	0,36
CaO	2,54	3,77	3,66	4,15	1,28	1,86	0,95	1,09	1,70	1,05	1,20	1,15
Na ₂ O	2,92	3,82	3,11	3,11	3,16	3,36	3,12	3,40	2,92	3,20	3,40	3,80
K ₂ O	4,08	2,53	3,10	3,16	5,24	4,07	5,05	5,30	4,85	3,80	5,00	4,10
TiO ₂	0,40	0,58	0,55	0,76	0,23	0,38	0,23	0,16	0,20	0,12	0,30	0,25
P ₂ O ₅	0,14	0,17	0,16	0,15	0,14	0,23	0,33	0,22	0,30	0,28	0,30	0,25
P.F.	0,70	0,93	0,80	1,15	0,80	0,95	1,10	0,65	1,45	0,80	0,55	0,55
TOTAL	99,48	99,74	99,49	99,30	99,55	100,43	99,89	100,19	99,56	99,69	99,96	99,58
Quartz	32,5	30,8	28,3	23,0	30,8	33	34	29,5	32,5	38	32	33
Colorés en % poids	10,5	16,6	18,4	25,6	7,0	8	5	6,5	7,5	3	7	7
Feldspaths	57,0	52,6	53,3	51,4	62,2	59	61	64	60	59	61	60
A = Al - (K + Na + 2Ca)	17	22	20	7	23	29	30	28	11	90	4	20
Mg/Fe + Mg	0,37	0,38	0,41	0,42	0,33	0,27	0,24	0,15	0,37	0,08	0,19	0,25

Tableau 12 - Pluton de Mont-Louis : compositions chimiques moyennes (n : nb. d'analyses) pour les faciès des unités magmatiques représentées sur la feuille Prades (cf. fig. 15a) (analyses BRGM sur échantillons A. Autran). **Granite profond du Canigou** : analyses BRGM des majeurs sur des échantillons de G. Guizard (8-9 : ravin de Saint-Vincent ; 10-11 et CAN 1 : gorges du Cady ; 12-13-14 : Casteil). PY 137 et 138 et CAN 2 : Py, analyses des éléments-traces par fluorescence X (PY 137-138 : Salemink et De Jong, 1988) ou par activation neutronique (Fourcade, 1981).

N° échantillon	PY 137	PY 138	CAN 1	CAN 2
Ba ppm	807	718	700	1500
Hf ppm	-	-	2,1	5,6
Rb ppm	197	198	165	150
Sr ppm	108	61	95	130
Ta ppm	-	-	1,85	0,24
Th ppm	-	-	10,2	22,7
U ppm	4	1	2,3	7,7



Fig. 1
Schéma structural
de la feuille Prades et environs
(Laumonier et Autran)

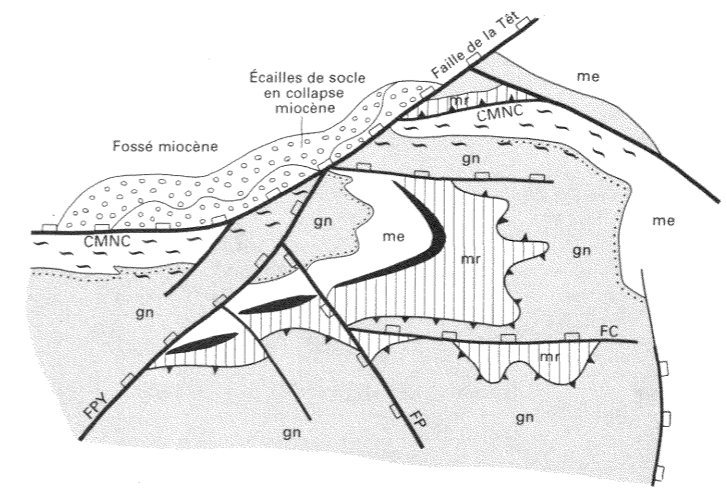
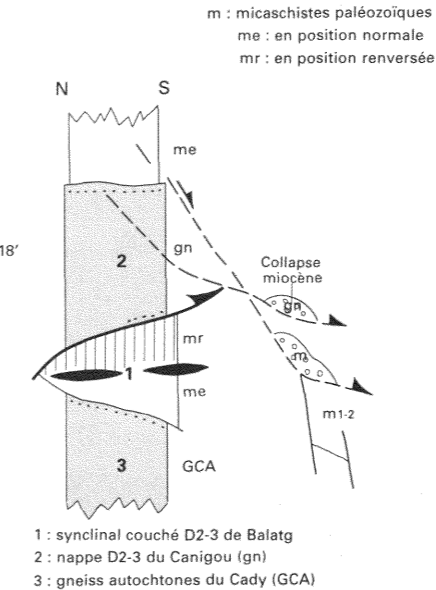


Schéma Canigou central



- Néogène
mp : Mio-Pliocène indifférencié du Roussillon
m4-5 : Vallésien - Turollien fluvialite de Cerdagne (12-7 Ma)
m1- : Aquitaien - Burdigalien fluvialite de Cerdagne (23-18 Ma)
- Méso- et Cénozoïque d'Amélie-les-Bains (SAB)
- Paléozoïque sup. U2 : unités alloctones; U1 : unités autochtones
CV : chevauchement de Villefranche
- Cambro-ordovicien inf. (NP : nappe précoce du Puigmal)
G : orthogneiss cadomiens et/ou paléozoïque inférieur
γ : plutons granitiques westphaliens
- Klippes et collapses miocènes
- Failles normales néogènes
- Failles normales
- Chevauchements éocènes
- Failles, chevauchements, mylonites tardi-hercyniens avec rejeu alpin
- Chevauchements hercynien précoce (D2-3)
- Plis tardifs hercyniens D7
- Plis tardifs hercyniens D6-5
- Plis couchés précoces (D1-2) anté- S3
- Plongement interne ou externe de la bordure des plutons
- Trajectoire de la schistosité des orthogneiss et de la foliation magmatique des plutons
- Direction: 1 : étirement magmatique
2 : cisaillement (avec sens) dans les orthogneiss

GNEISS=GLB : de la Bouillouse; GF : de Fontpédrouse; GG : des Graus de Canaveilles; GC : de Quazemi; GCA : du Cady;

PLUTONS GRANITIQUE=γQU : de Quérigut; γMI : de Millas; γML : de Mont-Louis; γC : du Canigou; γCO : de Costabonne; γBA : de Batère; γSL : de Saint-Laurent de Cerdans

Liste des abréviations CHEVAUCHEMENTS, FAILLES=FJM : faille col de Jau - Molitg; FM : faille de Mérens; CV : chevauchement de Villefranche-de-Conflent; FT : faille de la Têt; FPY : faille de Py - Fillols; FC : faille de la Coumelade; FP : faille de la Parcigoule; FN : faille de Nuria; CMNC : chevauchement mylonitique nord-Canigou; CVA : chevauchements du Vallespir, chevauchement du Canigou et chevauchement du Roc del Tabel (RT); CSM : chevauchement de la Serre de Montner; SLL : synforme magmatique de La Llagonne (D7); SAB : synclinal d'Amélie-les-Bains; SV : synclinal de nappe D6 de Villefranche-de-Conflent; NP : nappe précoce du Puigmal

DATATIONS ISOTOPIQUES (âge en millions d'années)= U/Pb Pb/Pb (évaporation) Rb/Sr

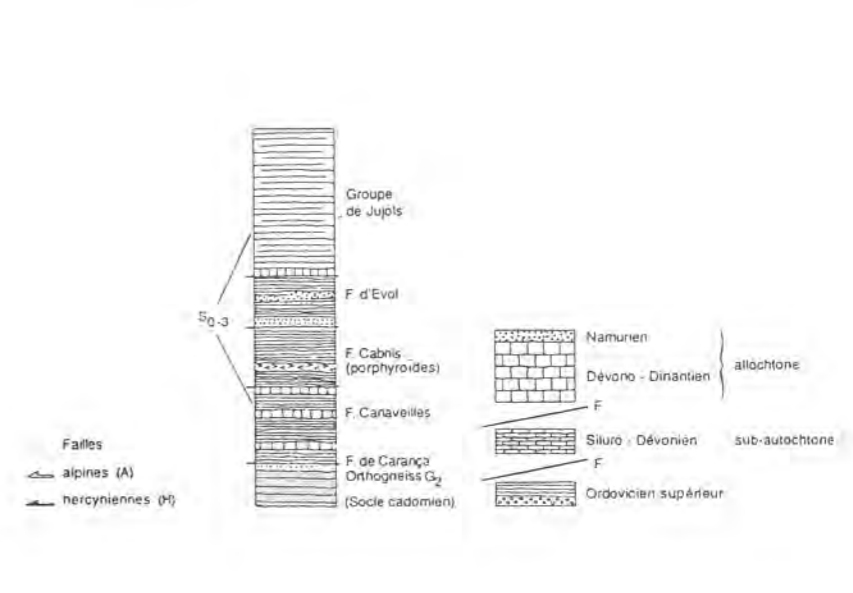
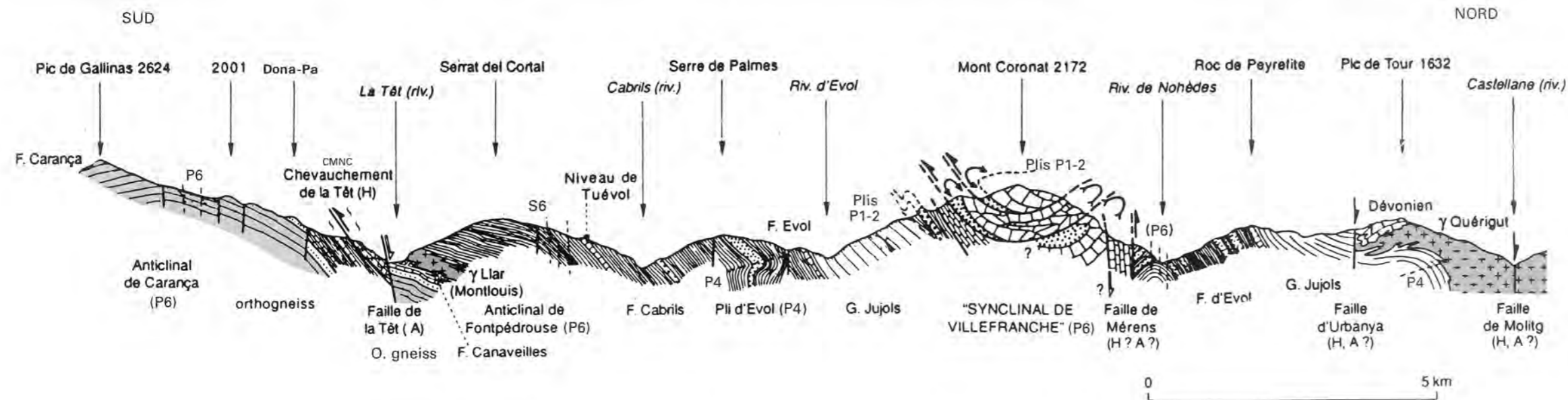


Fig. 2a - Coupe N-S entre le flanc nord du massif de Carança et le pluton de Quérigut (Laumonier, 1996)

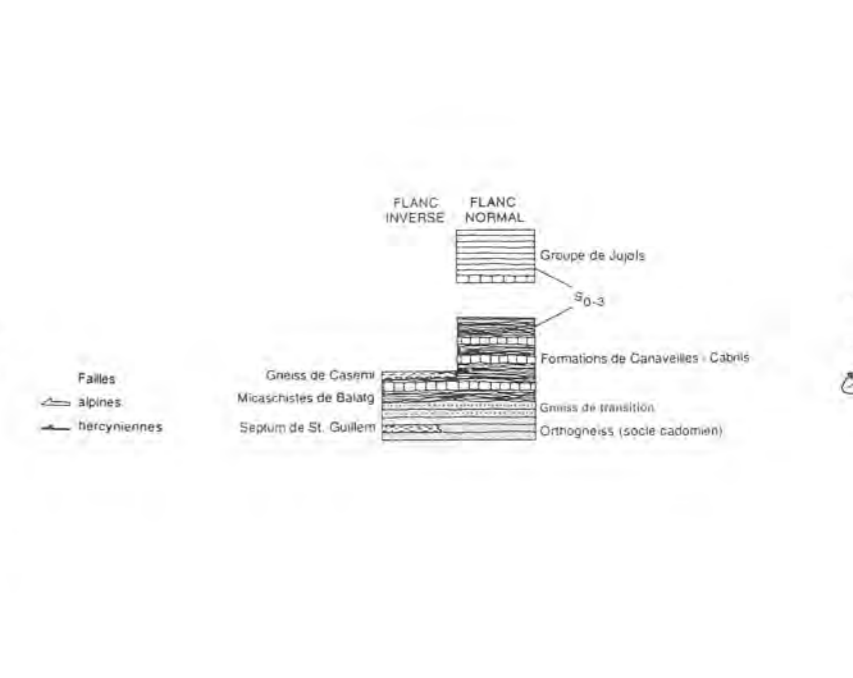
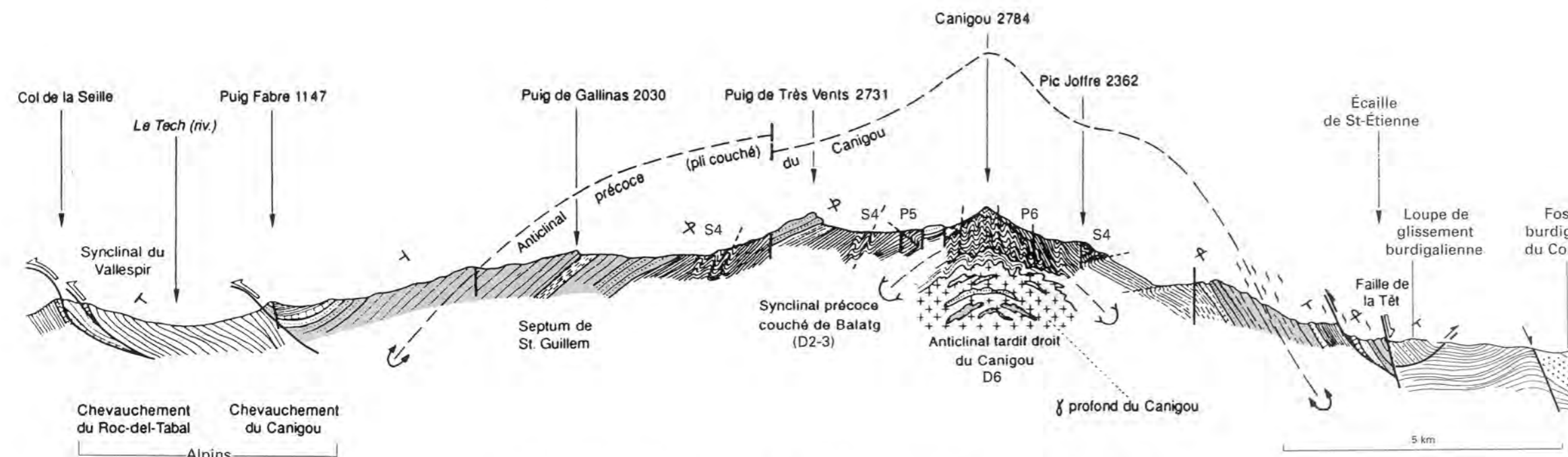


Fig. 2b - Coupe N-S du Vallespir au fossé néogène de Prades, par le Canigou (Laumonier et Autran, 1996)