

PREMIÈRE PARTIE

Vue d'ensemble
sur la série métamorphique
du Canigou

CHAPITRE PREMIER

La série métamorphique du massif du Canigou et de la Carança

I. GÉNÉRALITÉS

Le massif gneissique du Canigou et de la Carança constitue une unité géographique; il forme l'axe des Pyrénées catalanes et renferme les derniers grands sommets des Pyrénées à l'Est, entre la dépression de la Cerdagne et la plaine du Roussillon. Pour la description géographique et géomorphologique de cette région, on pourra consulter l'important travail de P. Birot (1937). D'un point de vue géologique et structural, ce massif, qui appartient à la « zone axiale » pyrénéenne (Ch. Jacob, 1930), se rattache cependant à un ensemble beaucoup plus vaste comprenant, à l'Ouest, le massif granito-gneissique de Mont-Louis, et à l'Est, le massif gneissique du Roc-de-France. Sur la figure 1 les massifs gneissiques de Mont-Louis, Canigou-Carança et Roc-de-France apparaissent comme une série de dômes alignés, formés par des terrains métamorphiques ou granitiques, paléozoïques ou antépaleozoïques, émergeant au sein de terrains paléozoïques peu métamorphiques. En particulier, le Paléozoïque supérieur, avec le Dévonien et le Carbonifère, est représenté, en France, sur le versant nord des massifs de Mont-Louis et de Carança-Canigou, et en Espagne, sur le versant sud de ces mêmes massifs. Tout cet ensemble, massifs gneissiques et enveloppe paléozoïque, constitue un vaste « brachyantiforme » (1), de direction W N W-E S E, qui forme l'ossature de la

zone axiale des Pyrénées orientales : c'est ce que montre la carte des Pyrénées orientales hercyniennes par A. Autran, G. Guitard et E. Raguin (1963).

Le métamorphisme régional, qui affecte les gneiss et le Paléozoïque, est lié à l'orogénèse hercynienne. En effet : les terrains paléozoïques métamorphiques sont directement recouverts en transgression par le Permo-Trias et la série mésozoïque non métamorphique, sur le versant oriental du Canigou dans la région d'Amélie-les-Bains, en pleine « zone axiale », et sur le versant sud du massif du Roc-de-France. En Espagne, le Paléozoïque supérieur plissé est recouvert en discordance par le Stéphanien et le Permo-Trias à l'ouest de Camprodon. Les massifs granitiques synorogéniques, liés au métamorphisme régional, métamorphisent à leur contact l'Ordovicien dans la région considérée, mais leur auréole atteint le Dinantien en Andorre et le Dévonien sur la bordure nord du massif granitique de Quérigut. Le métamorphisme régional se développe progressivement dans l'enveloppe paléozoïque des gneiss. En général, le Paléozoïque supérieur est affecté d'un métamorphisme épizonal, mais localement, en Andorre, c'est un métamorphisme mésozonal (H. J. Zwart, 1962).

(1) Voir p. 248.

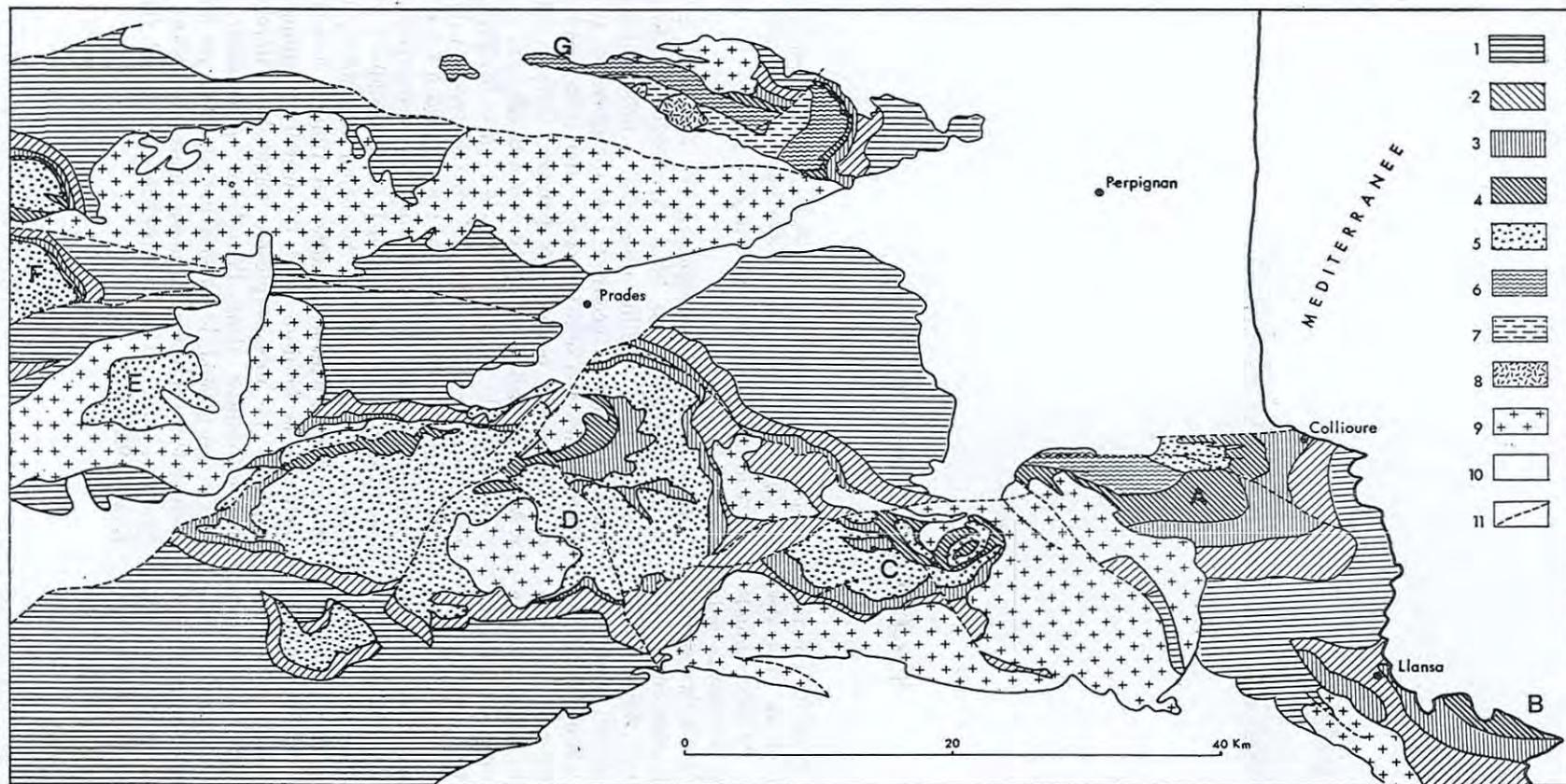


FIG. 1

Carte de situation des massifs du Canigou et de la Carança dans le domaine du métamorphisme hercynien des Pyrénées orientales (d'après les levés d'Autran, Fonteilles et Guitard)

A : Terrains de l'enveloppe paléozoïque. **1**, zone de la chlorite; **2**, zone de la biotite; **3**, zone de la cordiérite et de l'andalousite; **4**, zone de la sillimanite associée à la muscovite, passant à la zone de la sillimanite associée au feldspath potassique dans les massifs des Albères et de l'Agly. — **B** : Terrains dérivant du socle précambrien *sensu lato*. **5**, gneiss généralement ocellés (le plus souvent orthogneiss) dérivant des granites calco-alcalins précambriens (granites rapakiwi du Canigou); **6**, paragneiss à silicates alumineux de la zone sillimanite-feldspath potassique; **7**, paragneiss appartenant au faciès des granulites à orthopyroxène et grenat; **8**, massifs charnockitiques. — **C** : **9**, graniotoïdes hercyniens. — **D** : **10**, terrains post-hercyniens; **11**, failles.

N. B. — Sur le cartouche 2 (zone de la biotite) l'orientation des traits est à l'envers.

A, massif des Albères; B, zone de Llansa; C, massif du Roc de France; D, massif du Canigou et de la Carança; E, massif de Mont-Louis; F, massif de l'Aston et de l'Hospitalet; G, massif de l'Agly.

Outre les terrains paléozoïques et antépaléozoïques, on rencontre dans les massifs considérés, d'une part des petits lambeaux pincés de Permien et de Mésozoïque, par exemple dans la région d'Amélie-les-Bains, d'autre part des dépôts plio-quaternaires qui ne constituent des formations vraiment étendues qu'en quelques points de la vallée de la Têt, en Cerdagne, et dans le massif de Mont-Louis. Tous ces terrains post-hercyniens ont été l'objet d'études récentes (1) et ne sont pas considérés dans ce mémoire.

La figure 1 montre en outre, que les trois dômes gneissiques de Mont-Louis, de Carança-Canigou et du Roc-de-France sont séparés par des zones d'ensellement, formées de Paléozoïque inférieur métamorphique renfermant des granitoïdes, plus ou moins modifiés par des failles de direction NE-SW. L'une de ces zones s'étend à l'ouest de la vallée de la Têt, entre la Cerdagne et le Conflent; elle sépare le massif gneissique de Mont-Louis du massif gneissique de la

Carança; l'autre suit approximativement le cours du Tech, depuis la région de Prats-de-Mollo jusqu'à la région d'Amélie-les-Bains, et sépare le massif gneissique du Canigou du massif gneissique du Roc-de-France. Cette zone sera désignée dans ce mémoire sous le nom de « synclinal du Vallespir ».

Ce travail étant limité au massif du Canigou et de la Carança, il convient de préciser les limites géographiques et structurales de ce massif (cf. fig. 2). Néanmoins, on se référera, à titre de comparaison ou de complément, au massif gneissique du Roc-de-France, qui n'est autre que la continuation vers l'Est de la nappe des gneiss du Canigou, comme cela sera précisé par la suite.

Dans l'ensemble, la région considérée est comprise entre la vallée de la Têt au Nord et la vallée du Tech au Sud (voir fig. 2 et carte au 1/50.000); ce sont les deux vallées principales du département des Pyrénées-Orientales, dont l'orientation ENE-WSW corres-



FIG. 2

• *Nomenclature des régions naturelles et principales unités géologiques des massifs du Canigou et de la Carança*

1, enveloppe paléozoïque; 2, gneiss du Canigou; 3, micaschistes de Balatg et septa des gneiss; 4, gneiss de Casemi; 5, gneiss du Cadi et granit profond du Canigou; 6, granitoïdes en massifs circonscrits; 7, failles principales.

(1) Nous renvoyons le lecteur aux publications suivantes : Autran, Gottis, Guitard et Ricour (1958, *C.R. Somm. S.G.F.*, p. 198). — Guitard et Ricour (1958, *B.S.G.F.*, 6^e sér., t. VIII, p. 868). — Castéras et Auriol (1958, *idem*, p. 871). — Oele, Sluiter et Pannekoek (1963 *Leids Geol. Med.*, D 28, p. 297-320).

pond à celle d'un important système de failles (J. M. Fontboté et G. Guitard, 1958). Entre ces deux vallées, la région est limitée au Nord-Est par une dépression formée par les vallées de l'Ample et de la Lentilla, dont l'orientation N W-S E suit le « chevauchement nord-oriental du Canigou », continuation vers l'Est de l'importante zone de dislocation que constitue la « faille de Merens » (E. Raguin, 1933). Cette dépression sépare au Sud le massif du Canigou proprement dit du massif des Aspres au Nord; ce dernier, entièrement formé par le Paléozoïque, se rattache à l'enveloppe des gneiss du Canigou. Au Sud-Ouest, enfin, la région étudiée est limitée par la frontière franco-espagnole, entre le Haut-Vallespir et la vallée du Sègre en Cerdagne, qui suit les hauts sommets des versants sud du massif du Canigou et du massif de la Carança. A l'inverse des précédentes, cette limite ne correspond pas à une zone de faille, mais épouse *grosso modo* le contact entre les gneiss et leur enveloppe. Dans l'ensemble, la région étudiée est inscrite dans un quadrilatère de 650 kilomètres carrés. Dans le détail, on notera que les gneiss de la Carança et leur enveloppe débordent largement la Têt

au Nord-Ouest. Une partie importante de l'enveloppe paléozoïque du massif de la Carança forme la base du « synclinal de Villefranche » (P. Cavet, 1957), d'orientation générale W N W-E S E qui est aussi l'enveloppe du massif de Mont-Louis. La nécessité de connaître la tectonique de détail dans l'enveloppe du massif de la Carança nous a obligé à pousser les investigations au-delà de la Têt, dans la base du « synclinal de Villefranche ». Une partie importante de l'angle oriental de ce quadrilatère est occupée par le massif de granite circonscrit de Batère et son auréole de contact. Ces terrains ont été entièrement cartographiés, bien qu'une grande partie d'entre eux ne rentrent pas dans le cadre de ce travail. Au nord du chevauchement nord-oriental du Canigou, les terrains métamorphiques du massif des Aspres (région de Ballestavy, La Bastide, Taulis) ont été étudiés, car ils se rattachent à l'enveloppe métamorphique du Canigou. Enfin, au Sud-Est, le « synclinal du Vallespir », limité à l'Est par le massif granitique de Saint-Laurent et par le massif gneissique du Roc-de-France, a été inclus dans ce travail.

II. LES PRINCIPALES UNITÉS STRATIGRAPHIQUES, LITHOLOGIQUES ET TECTONIQUES DE LA SÉRIE MÉTAMORPHIQUE DES MASSIFS DU CANIGOU ET DE LA CARANÇA.

Comme en beaucoup d'autres régions des Pyrénées hercyniennes (E. Raguin, 1938), dans le massif du Canigou et de la Carança, on retrouve deux unités lithostratigraphiques fondamentales : les gneiss à la base, et leur enveloppe paléozoïque au sommet. Ce schéma simple est cependant compliqué, dans le massif du Canigou, par l'existence d'une tectonique hercynienne en nappe, de style pennique (G. Guitard, 1964).

Avant d'en pousser l'analyse, il importe de faire une distinction entre ce que l'on peut appeler le massif du Canigou et le massif de la Carança proprement dit. La figure 2 et la carte au 1/50.000 montrent clairement que ces deux massifs constituent une même unité structurale, car tous les deux ont en commun la même enveloppe paléozoïque et renferment les mêmes gneiss. Cependant une importante faille de direction N E-S W, nommée faille de Mantet-Fillols (G. Guitard, 1953), sépare en deux parties le massif de Canigou-Carança : à l'Ouest le massif de la Carança, et à l'Est le massif du Canigou. Sur le versant français, cette faille, dont le plan plonge de 70 à 80° vers le Nord-Ouest, fonctionne comme une faille normale dont le rejet, fort au Nord-Est dans la région centrale du Canigou, s'atténue consi-

dérablement au Sud-Ouest vers la frontière espagnole (Porteille de Mantet). En fait, il s'agit vraisemblablement d'une « faille à bascule » dont le jeu est d'élever la lèvre orientale en France, dans le centre du Canigou, et la lèvre occidentale en Espagne, dans la région de Nuria. Il en résulte la mise à jour, dans le Canigou, de terrains infra-gneissiques apparaissant en fenêtre dans le centre de ce massif (fenêtre de Balatg), inconnus dans le massif de la Carança. Nous avons d'abord considéré ces terrains comme formant une série stratigraphique autonome, sous-jacente aux gneiss, appelée « série de Balatg » (G. Guitard, 1953). Cette opinion est erronée, car la série de Balatg représente une partie de l'enveloppe paléozoïque engouffrée sous les gneiss, apparaissant en « fenêtre ». En Espagne, le jeu de la faille entraîne simplement la réapparition des gneiss du massif de la Carança au milieu des terrains paléozoïques de l'enveloppe dans la région de Nuria (gneiss du Freser; J.M. Fontboté, 1949). En outre, la faille de Fillols-Mantet décroche vers le Nord le bloc Canigou par rapport au bloc Carança, ce qui se traduit par le contact anormal entre le Paléozoïque supérieur de l'extrémité orientale du synclinal de Villefranche et les gneiss du Canigou (fig. 2). En somme, la faille du Mantet-Fillols, partage

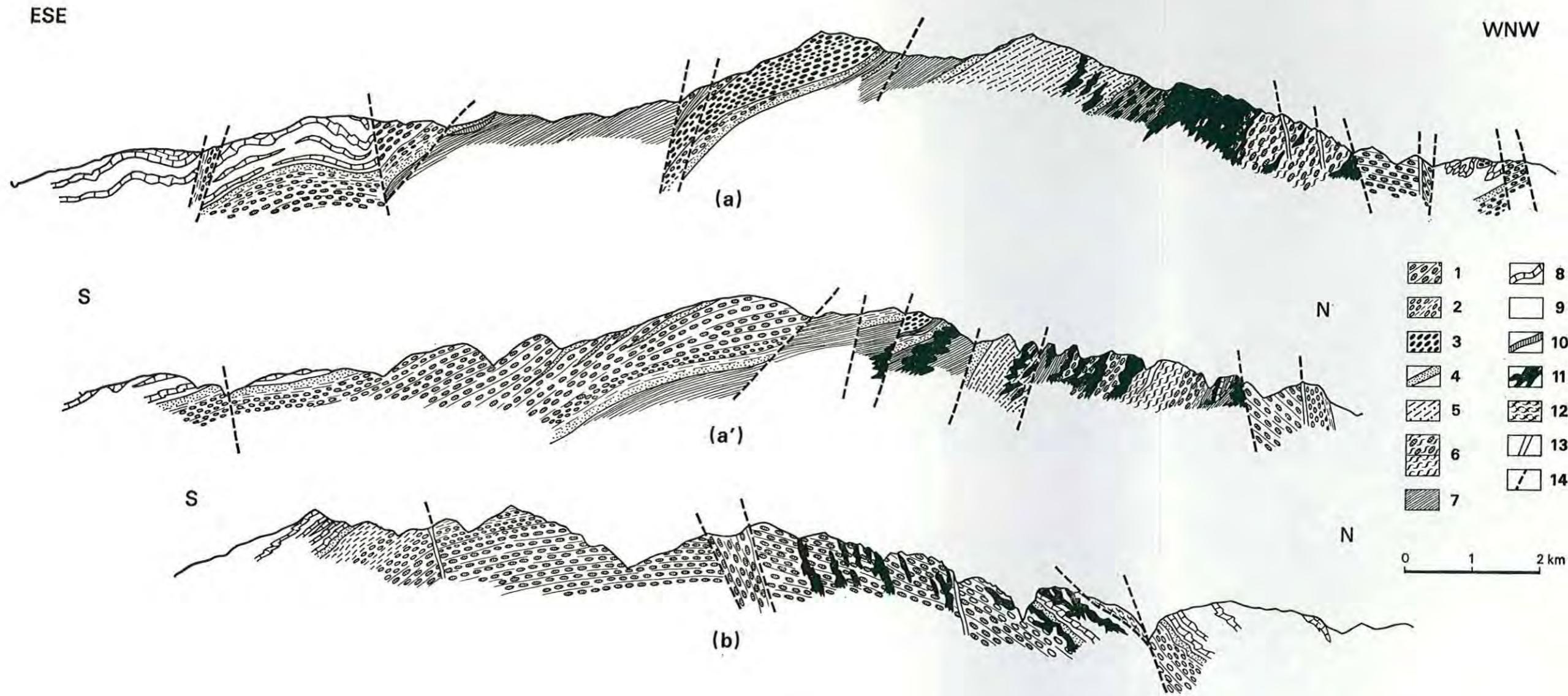


FIG. 3

Coupes à travers les massifs du Canigou et de la Carança

a et a' : Coupes à travers le massif du Canigou. — La coupe a : coupe de direction N 123° E, entre Vernet-les-Bains au NW et la vallée du Tech au Sud-Est (Vallespir) par les hauts sommets du Canigou. Cette coupe montre les principales formations lithologiques de la région centrale du Canigou. Dans le Vallespir, les rapports entre les gneiss du Canigou et l'enveloppe paléozoïque ne sont pas exposés sur cette coupe mais ils le sont sur la coupe a'.

La coupe a' : coupe de direction N 162° E entre Vernet-les-Bains au N et Saint-Sauveur au Sud (Vallespir) par le Pla Guillem. — Dans les coupes a et a', les marbres n'affleurent pas dans les micaschistes de Balatg, au contact des gneiss du Canigou ou des gneiss du Cadi. Les seuls marbres figurés sont ceux du synclinal de Saint-Martin du Canigou. Les coupes montrant les principaux affleurements de marbre des micaschistes de Balatg sont données dans la figure n° 147 au chapitre IX.

b : coupe à travers le massif de la Carança. — De direction N 13° E, entre la vallée du Cabril à l'W d'Olette au Nord et la région des lacs de Carança au Sud.

Légende : 1, gneiss G₂; 2, gneiss G₁; 3, gneiss G₃; 1, 2, et 3 = gneiss du Canigou; 4, leptynites et gneiss leptynitiques; 5, gneiss de Casemi; 6, gneiss du Cadi, variétés ocellées et non ocellées; 7, micaschistes de Balatg; 8, marbres; 9, micaschistes de l'enveloppe paléozoïque; 10, amphibolites; 11, granites dits « post-tectoniques »; 12, mylonite granitique; 13, filons de quartz; 14, failles.

en deux parties le massif du Canigou et de la Carança : à l'ouest de la faille, le massif de la Carança proprement dit, le moins érodé, est constitué simplement par l'enveloppe paléozoïque au sommet et les gneiss à la base. A l'Est, le massif du Canigou sensu stricto, plus relevé et plus érodé, a une constitution complexe, car en plus des deux ensembles précédents on y rencontre d'autres unités lithologiques. Si l'on remarque que la structure simple du massif de la Carança est aussi celle du massif de Mont-Louis, qui lui fait suite à l'Ouest, et que la structure complexe du massif du Canigou se retrouve, et se développe, dans le massif gneissique du Roc-de-France qui le prolonge à l'Est, on en conclut que la faille de Mantet-Fillols est un élément structural beaucoup plus important qu'il n'apparaît au premier abord. Il est cependant probable qu'il n'explique pas à lui seul les différences structurales entre les massifs gneissiques qu'il sépare; la faille de Mantet-Fillols est située au voisinage de la charnière d'un grand synclinal couché, qui intéresse à la fois les massifs du Canigou et du Roc-de-France (cf. chap. IX).

Deux coupes générales à travers le massif de la Carança et le massif du Canigou permettent d'établir, de haut en bas, la succession lithologique suivante dans la série métamorphique (cf. fig. 3 a et b).

Massif de la Carança :

- enveloppe paléozoïque au sommet;
- gneiss de la Carança à la base.

Massif du Canigou :

- enveloppe paléozoïque au sommet;
- gneiss du Canigou;
- formation des « micaschistes de Balatg » renfermant en lentille les gneiss de Casemi;
- gneiss du Cadi à la base.

1. L'enveloppe paléozoïque est commune aux deux massifs gneissiques et ces caractères stratigraphiques, sédimentaires et lithologiques sont analogues.

2. Les gneiss de la Carança sont identiques aux gneiss du Canigou avec lesquels ils forment un seul et même ensemble lithologique que nous appellerons *gneiss du Canigou et de la Carança* (ou plus simplement gneiss du Canigou). Cette formation, qui comprend essentiellement des gneiss ceillés, a une *disposition stratoïde dans le massif du Canigou*, comme en témoigne l'existence de la fenêtre de Balatg.

3. Les micaschistes de Balatg, les gneiss de Casemi et les gneiss du Cadi ne s'observent que dans le massif du Canigou, dans la fenêtre de Balatg.

Passons maintenant en revue les principaux caractères de ces formations, qui seront étudiés en détail dans les différentes parties de ce mémoire, afin de bien saisir leurs relations mutuelles.

1. L'enveloppe paléozoïque.

a. LES CARACTÈRES STRATIGRAPHIQUES GÉNÉRAUX.

Dans les terrains hercyniens des Pyrénées-Orientales, on peut rattacher par continuité les « zones profondes » très métamorphiques, généralement azoïques, aux formations peu métamorphiques du Paléozoïque supérieur, formations fossilifères dont la stratigraphie est connue. Ce rattachement se fait sans difficultés dans les massifs du Canigou et de la Carança, où l'on observe, en outre, la coupe continue la plus complète et la plus profonde de la zone axiale pyrénéenne.

La stratigraphie de l'enveloppe paléozoïque est maintenant bien établie pour l'ensemble des Pyrénées-orientales franco-espagnoles. D'abord connue par les travaux anciens de Roussel (1) et par ceux, plus récents, de Dalloni, elle a surtout bénéficié de l'apport des travaux de J. M. Fontboté (1949) sur le versant espagnol et de P. Cavet (1951, 1957, 1958) sur le versant français. Dans son travail, P. Cavet (1957) distingue dans l'enveloppe, au sommet le Paléozoïque supérieur fossilifère, et à la base le Paléozoïque inférieur azoïque.

Le Paléozoïque supérieur débute par l'étage fossilifère le plus ancien de la région, représenté par les schistes à *Orthis actoniæ* du Caradoc (Ch. Depéret, 1905) dont P. Cavet a pu préciser l'âge ashgillien. Il comprend de bas en haut :

- l'Ashgillien;
- le Gothlandien;
- le Dévonien probablement complet;
- le Carbonifère représenté par le Dinantien.

Ces formations sont étudiées en détail dans la thèse de P. Cavet (1957). Le lecteur pourra se reporter à ce travail essentiel, non seulement pour la région, mais aussi pour l'ensemble des Pyrénées.

On s'étendra plus longuement sur le Paléozoïque inférieur, puisque les terrains métamorphiques de l'enveloppe étudiés dans ce travail sont entièrement inclus dans cette formation. Il a été subdivisé par P. Cavet en deux séries superposées de puissance comparable : à la base, la série de Canaveilles, qui repose directement sur la formation des gneiss du Canigou et de la Carança;

(1) Pour une bibliographie détaillée nous renvoyons le lecteur à la thèse de P. Cavet (1957).

au sommet, la série de Jujols. Ces séries ont été définies dans le Conflent, sur le versant nord du massif de la Carança.

La série de Jujols surmontée en concordance par l'Ashgillien fossilifère, correspondant à l'Ordovicien *sensu lato*; la série de Canaveilles a été attribuée par P. Cavet au Cambrien, conclusion à laquelle était parvenu Ch. Depéret pour l'âge des calcaires inférieurs de l'enveloppe du massif de l'Albère.

Selon P. Cavet, les caractères lithostratigraphiques de la série de Jujols sont les suivants :

Série essentiellement schisteuse, monotone, formée de schistes gréseux finement lités largement dominants, avec des schistes argileux jaunâtres. On y rencontre des intercalations peu puissantes de grès ou de quartzite, fréquentes dans le haut de la série.

Au nord d'Olette, nous avons repéré dans cette série,

un niveau de schistes à grands nodules (20 à 30 cm) aplatis, d'origine vraisemblablement marneuse.

Également au nord d'Olette, on rencontre une intercalation calcaire peu puissante (5 à 10 m), que l'on suit de façon discontinue jusqu'au nord de Thuir d'Évol, et qui pourrait être, en Conflent, l'équivalent stratigraphique des « Calcaires de Reyroux » décrits par P. Cavet dans l'Ordovicien du massif des Aspres.

Les caractères lithostratigraphiques de la série de Canaveilles ont été donnés par P. Cavet (1957) et précisés par nos recherches sur les terrains métamorphiques.

Les micaschistes, de composition pélitique ou semi-pélitique, en forment la masse principale. De nombreuses analyses chimiques de ces roches sont données au chapitre II. Au sein des micaschistes, on rencontre diverses intercalations.

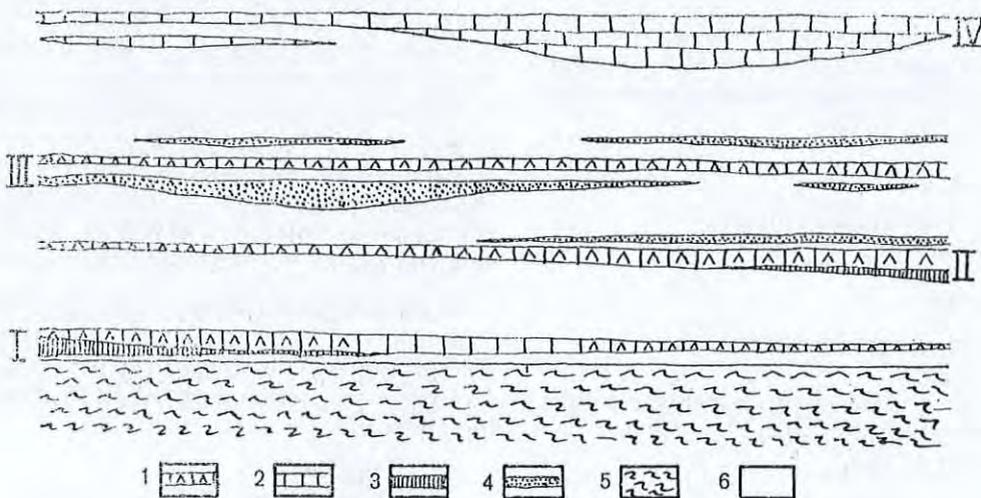


FIG. 4

Essai de reconstitution stratigraphique de la série de Canaveilles dans le synclinal du Vallespir et le secteur de Batère

- 1, marbres dolomitiques; 2, marbres calcaires; 3, gneiss calco-magnésiens dérivant du métamorphisme de sédiments marneux (cornéennes rubanées); 4, gneiss granulés dérivant du métamorphisme de roches volcano-sédimentaires et de tufs; 5, gneiss du Canigou; 6, mica-schistes dérivant de sédiments pélitiques. — I, horizon dit « du marbre de base »; II, horizon du col de Siern; III, horizon de Can Pubill; IV, horizon de Sainte-Marguerite - Can Pey.

Les plus importantes sont les *marbres calcaréo-dolomitiques*, renfermant parfois des « passées » graphiteuses (Olette, Llo), qui forment divers niveaux de puissance variable (de quelques mètres à quelques dizaines de mètres). En dépit des répétitions tectoniques nombreuses (plis couchés ou isoclinaux), il est possible de distinguer dans le Vallespir et en Conflent (fig. 4 et 5 et carte au 1/50.000) plusieurs niveaux de marbres; les niveaux inférieurs sont souvent formés de dolomies massives qui passent localement à des calcaires massifs (La Preste) et les niveaux supérieurs sont plus souvent calcaires. Un niveau remarquable est situé à la base de la série de Canaveilles

(marbre de base) et repose, soit directement au contact des gneiss, soit à une faible distance de ces derniers (à quelques mètres ou dizaines de mètres) « ceinturant » entièrement le massif gneissique. Ces marbres sont généralement azoïques. Néanmoins, nous avons trouvé dans les dolomies de la mine de la Droguera, à Batère, des stromatolithes à colonne assez bien conservés (fig. 1, pl. I). Aux marbres sont associés des calcschistes et des cornéennes rubanées (ou gneiss à silicates calco-magnésiens), qui représentent d'anciens schistes marneux. Ces roches ont localement un grand développement (pic de Costabonne, mine de Batère). Enfin, des chloritoschistes d'origine

sédimentaire (cf. chap. II) s'intercalent souvent au voisinage des marbres. On notera que les marbres de la série de Canaveilles renferment les amas métasomatiques de sidérite du Canigou et bon nombre de gisements métallifères de cette région. Les variations de puissance, au sein d'un même niveau principal, sont considérables. D'une manière générale, il faut cependant remarquer que la puissance des niveaux de marbre augmente nettement de l'Ouest vers l'Est; c'est dans le Vallespir que ces marbres ont une épaisseur qui ont pu atteindre quelques centaines de mètres (gorges de la Fou, entre Corsavy et Arles-sur-Tech). Les marbres sont étudiés en détail au chap. IV.

Viennent ensuite les intercalations de « gneiss granulés » (G. Guitard et P. Laffite, 1956), correspondant à des *niveaux d'origine volcano-sédimentaire* (tufs plus ou moins remaniés ou grauweekes) métamorphisés. Ces roches sont décrites en détail au chapitre V. Elles renferment de nombreux petits cristaux (0,5 cm) de plagioclase acide (albite), généralement arrondis, dans une matrice quartzo-pélitique ou même calcaire (Escarro, vallée du Sègre). À la base de l'Ordovicien — ou au sommet du Cambrien? — du synclinal de Villefranche (Tuevol, maison cantonnière de Toussols), des roches fort voisines porphyroïdes sont caractérisées par l'existence de grands cristaux œillés de plagioclases acides et de quartz dihexaédriques (cf. chap. V). Les « gneiss granulés » et les roches connexes se rencontrent à tous les niveaux de la série de Canaveilles, mais se localisent cependant, de préférence, entre le deuxième et le troisième niveau principal des marbres. Comme pour le cas des marbres, les gneiss granulés atteignent en Vallespir leur plus grande épaisseur (quelques centaines de mètres entre Prats de Mollo et le Tech) [fig. 4].

Des intercalations de « schistes carburés » plus ou moins graphiteux se rencontrent sporadiquement au sein des micaschistes. Elles ont été longtemps confondues avec le Gothlandien, et c'est à P. Cavet que revient le mérite d'avoir montré leur véritable appartenance.

Des niveaux de *quartzites micacés*, généralement peu épais (1 m) ne sont pas exceptionnels à la base de la série. J.P. Destombes en a relevé de nombreux bancs dans la coupe de la galerie d'Olette (1949). Ces formations semblent acquies un plus grand développement dans le massif du Roc de France (quartzites de base au col de Perillous). On peut rapprocher de ces quartzites les niveaux de micropoudingues, à la partie supérieure de la série. Un niveau bien caractérisé a été repéré par Nicolini (1949) au Pla de l'Euga, au nord de Ballestavy. On trouve un autre affleurement en Vallespir, au sud de la Tour de Mir, près de Prats-de-Mollo qui pourrait correspondre au même niveau. Enfin, un remarquable niveau de *poudingue* à grands éléments d'origine gréseuse ou psammitique dans une matrice schisteuse, existe en Cerdagne, à un kilomètre environ à l'ouest de Saillagouse, dans une carrière en bordure de la route d'Estavar. Signalé par O. Mengel (1908), qui l'attribua au Carbonifère, puis au Caradoc, il a fait l'objet d'une étude tectonique (G. Guitard, 1960) [cf. chap. IX].

Enfin, on rencontre quelquefois des intercalations de « schistes verts » ou d'amphibolites, correspondant à des tufs ou à des *roches basiques*, dont une étude détaillée est donnée au chapitre III. Les affleurements les plus remarquables sont situés au sommet de la série de Canaveilles (col de la Croix-de-Fer au nord-ouest d'Amélie) et à la base, au contact des gneiss du Canigou (gorges de Balatg à Taurinya).

Quant aux intercalations *franchement gneissiques* (gneiss acides) que l'on rencontre parfois au sein des micaschistes de la série de Canaveilles, elles ont une origine multiple. Il peut s'agir d'écaillés tectoniques de gneiss du Canigou, introduites par faille (cas des « écaillés » de gneiss du Vallespir ou de la région de Llo en Cerdagne, P. Cavet, 1948), ou de longs plis couchés et étirés de ces gneiss qui s'effilent en pointe dans les terrains de l'enveloppe (gneiss de la Coume à Ballestavy). Parfois, cependant, il s'agit de formations autochtones interstratifiées, à la base de la série de

Canaveilles, rappelant beaucoup certains gneiss dits G₁ du Canigou (cf. chap. VI). C'est le cas pour les petits bancs gneissiques de l'enveloppe du Cambras d'Azé en Cerdagne, ou pour les affleurements de gneiss leucocrate découverts avec M. Pellissonnier au voisinage immédiat d'Escarro et de Fillols (cf. carte au 1/50.000).

Il faut remarquer l'impossibilité pratique de figurer, sur les cartes, une limite précise entre la série de Jujols et la série de Canaveilles, car le passage entre ces deux séries est continu sur le terrain et sans grand changement du faciès sédimentaire en ce qui concerne les schistes. L'utilisation des niveaux calcaréo-dolomitiques n'est pas très utile pour fixer la limite supérieure de la série de Canaveilles car des bancs calcaires sont également connus à la base de la série de Jujols (calcaire au nord d'Olette dans le synclinal de Villefranche, calcaire de Reyroux dans les Aspres). La séparation de ces deux séries, qui est parfaitement fondée, n'est que globalement valable : sur des cartes à l'échelle du 1/20.000 ou du 1/50.000, il est préférable de les réunir sous l'appellation générale de cambro-ordovicien.

b. ÉPAISSEUR DE L'ENVELOPPE PALÉOZOÏQUE.

Il est impossible de connaître l'épaisseur de l'enveloppe paléozoïque au moment de la sédimentation, et donc, l'épaisseur des sédiments déposés sur le socle antécambrien, représenté actuellement par la majeure partie des gneiss du Canigou. En effet, l'enveloppe est affectée par une importante tectonique en plis couchés, qui entraîne de nombreuses répétitions. L'épaisseur de l'enveloppe après plissement, compte tenu des affleurements actuels dans le synclinal de Villefranche, jusqu'au contact des gneiss, est de l'ordre de 6.000 mètres. Ce chiffre ne tient pas compte des parties enlevées par l'érosion. Ainsi, le Dinantien à faciès de Culm n'est connu dans la région que sous forme de petits synclinaux pincés dans le Dévonien du synclinal de Villefranche. Il est probable que le Culm y avait à l'origine un plus grand développement, comparable à celui des régions voisines, où il atteint plusieurs milliers de mètres d'épaisseur. D'autre part, comme le style en plis couchés affecte la totalité de l'enveloppe, y compris le Paléozoïque supérieur, on peut supposer qu'une épaisseur très importante en a été érodée au-dessus des affleurements actuels. Cette remarque peut expliquer l'absence de « front supérieur de schistosité » dans le Paléozoïque des Pyrénées hercyniennes (cf. chap. IX).

2. Les gneiss du Canigou et de la Carança.

Les gneiss du Canigou et de la Carança, principalement formés de gneiss œillés, renferment accessoirement des gneiss non œillés, des leptynites et des septa de micaschistes. D'apparence très monotone sur le ter-

rain, on peut y faire cependant des distinctions pétrographiques et chimiques et y mettre en évidence des entités susceptibles d'être représentées sur les cartes. La coupe la plus complète de cette formation peut être faite dans les gneiss stratoïdes du Canigou, qui offrent de haut en bas la succession suivante :

1. Gneiss du groupe G_1 au sommet, qui renferment beaucoup de gneiss leptynitiques et de gneiss non œillés grossiers;
2. Gneiss du groupe G_2 formant la masse principale des gneiss du Canigou, sous forme de gneiss œillés grossiers;
3. Gneiss du groupe G_3 qui ont un développement beaucoup plus limité que les précédents;
4. A nouveau gneiss du groupe G_1 à la base. Ces derniers ont été d'abord considérés comme un groupe indépendant, distinct des gneiss G_1 du sommet, et désignés comme « gneiss du groupe G_4 » (G. Guitard, 1958a). Cette distinction se basait sur l'absence dans les gneiss G_4 , d'un type pétrographique particulier, propre au gneiss G_1 du sommet, appelé « gneiss de La Preste » (G. Guitard, 1958b). Cependant, nous avons noté à l'époque la ressemblance entre les gneiss G_1 du sommet et les gneiss G_4 de la base. Depuis, l'étude chimique comparée de ces gneiss a montré leur complète analogie comme cela sera exposé au chapitre VI. D'autre part, les « gneiss de La Preste » ont été retrouvés à la base de la formation des gneiss stratoïdes du massif du Roc de France, qui sont la continuation vers l'Est des gneiss stratoïdes du Canigou. Dans ce massif, les « gneiss de La Preste » apparaissent en effet au sommet et à la base des gneiss stratoïdes. L'identité de nature entre les gneiss du groupe G_1 et les gneiss du groupe G_4 ne fait donc aucun doute.

L'étude et la description des gneiss G_1 , G_2 et G_3 faisant l'objet de la troisième partie de ce travail, il n'est pas nécessaire de s'y étendre ici. On notera cependant qu'en divers endroits de la région centrale du Canigou, ce ne sont pas les gneiss G_1 qui sont normalement à la base de la formation des gneiss du Canigou, mais les gneiss G_3 qui s'intercalent entre les gneiss G_2 et les micaschistes de Balatg. Pour la disposition relative des divers groupes de gneiss au sein de la formation des gneiss du Canigou, on comparera les coupes des figures 3 et 5.

La formation des gneiss du Canigou et de la Carança représente la majeure partie des affleurements de roches métamorphiques dans ces massifs. Comme on le verra en détail dans la troisième partie, ces gneiss dérivent de la transformation d'un ancien socle granitique précambrien et d'une série essentiellement arkosienne et volcanique qui le recouvrait, repris dans l'orogénèse et le métamorphisme hercynien.

Le contact entre les gneiss et l'enveloppe paléozoïque au sommet, entre les gneiss et les micaschistes de Balatg à la base, est toujours extrêmement net et tranché (cf. carte au 1/50.000), car il représente une ancienne limite stratigraphique i. e., la transgression du socle et

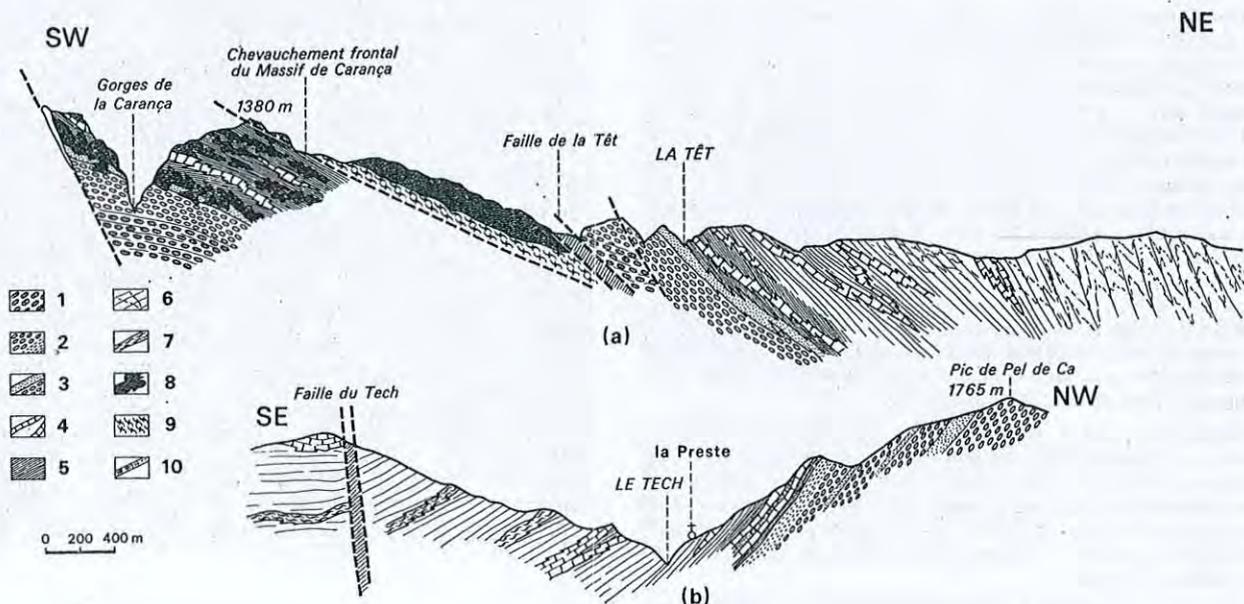


FIG. 5

Coupes montrant les relations entre les gneiss du Canigou et l'enveloppe paléozoïque (série de Canaveilles)

- a, vallée de la Têt, au sud d'Olette, sur le versant nord du massif de Carança; b, vallée du Tech, dans le secteur de la Preste, sur le versant sud du massif du Canigou; 1, gneiss G_2 ; 2, gneiss G_1 ; 3, leptynites; 4, marbres; 5, micaschistes des zones de la cordiérite et de l'andalousite; 6, micaschistes des zones de la biotite et de la chlorite; 7, gneiss « granulés »; 8, granite; 9, mylonite; 10, gneiss calco-magnésiens (cornéennes rubanées).

de ces produits de remaniements par la série marine du Cambrien.

L'épaisseur des gneiss du Canigou et de la Carança diminue certainement de l'Ouest vers l'Est. Dans le massif de la Carança, la puissance des gneiss affleurants atteint 2 à 3.000 mètres. Dans le Canigou, où ces gneiss sont stratoïdes, la puissance tombe à 1.200 mètres dans la partie orientale du massif. Enfin, à l'est du Canigou, dans le massif du Roc de France, cette même formation s'amenuise progressivement pour disparaître enfin au sein des micaschistes à l'est de ce massif, dans la région de Las Illas.

3. Les micaschistes de Balatg.

Cette formation apparaît en fenêtre dans le Canigou, sous les gneiss précédents. La fenêtre de Balatg (voir carte au 1/50.000) qui laisse voir outre les micaschistes de Balatg, les gneiss de Casemi, les gneiss du Cadi, et le granite profond du Canigou, mesure 18 kilomètres suivant sa plus grande longueur est-ouest, et 10 kilomètres suivant sa plus grande largeur nord-sud. Cette fenêtre occupe la partie centrale du Canigou qui est particulièrement entaillée par l'érosion. Le long de son bord occidental limité par la faille de Mantet-Fillols, les terrains sous-jacents aux gneiss du Canigou sont mis à jour sur une hauteur de 2.000 mètres (région de Vernet-les-Bains). La bordure nord est accidentée par une importante faille est-ouest qui rend moins évidente les relations entre les micaschistes de Balatg et les gneiss sous-jacents. Aux bordures sud et orientale, ces relations sont au contraire parfaitement interprétables car les contacts sont très bien exposés.

Au sommet, les micaschistes de Balatg sont tout à fait comparables aux micaschistes les plus métamorphiques de l'enveloppe paléozoïque dont ils ont d'ailleurs la même composition chimique (cf. chap. II), mais ils sont encore plus métamorphiques vers la base, au fur et à mesure que l'on se rapproche du granite profond du Canigou; à la base de la formation, les micaschistes du ravin de Moura, par exemple, sont plutôt des gneiss pélitiques migmatiques que de véritables micaschistes.

Les micaschistes de Balatg renferment des intercalations diverses dont les plus importantes sont :

— *les marbres*, sous forme de gros bancs, surtout localisés à l'ouest et au nord de la fenêtre de Balatg. Leurs relations avec les terrains encaissants sont tout à fait remarquables. En effet, ces marbres sont généralement situés au contact des gneiss du Canigou ou des gneiss du Cadi, ou bien dans le voisinage immédiat de ce contact. Leur localisation est donc analogue à celle du « marbre de base », dans la série de Canaveilles de

l'enveloppe. Comme ces derniers, les marbres sont surtout formés de dolomies massives, alternant avec des calcaires, qui peuvent prendre d'ailleurs un grand développement local (nord-est de Py). Ils sont aussi associés à des cornéennes rubanées (gneiss à silicates calciques), qui représentent d'anciens niveaux marneux, et à des chloritoschistes.

Leur puissance, qui varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, est en gros comparable à celle des marbres de l'enveloppe. Localement, au nord-est de Py, l'épaisseur des marbres peut atteindre 200 mètres, mais avec de telles roches, des accumulations tectoniques sont possibles.

— *les gneiss leptynitiques* forment des niveaux remarquablement continus dans les micaschistes de Balatg du « synclinal de Py », et se retrouvent également au Nord, dans le vallon de Balatg. Ces formations, dont la puissance est en général partout comparable (10 à 20 m), sont très voisines des gneiss de Casemi au point de vue pétrographique et chimique, mais leur position structurale est différente. Les leptynites considérées forment un niveau situé dans les micaschistes de Balatg, à faible distance des marbres et, comme eux, au voisinage immédiat des gneiss du Canigou ou des gneiss du Cadi; ce niveau, ainsi que les marbres, est tectoniquement répété comme cela sera indiqué au chapitre IX. On rencontre plus rarement *des gneiss fins très micacés* (par exemple au sud de Py);

— des bancs de *quartzites micacés* affleurent dans les micaschistes de Balatg et surtout le long de la haute vallée du Cadi, entre le sommet du Canigou et les gorges du Cadi. Leur épaisseur n'excède généralement pas quelques mètres. Ils sont surtout développés au voisinage des gneiss de Casemi;

— *des orthoamphibolites* existent parfois au contact des gneiss du Canigou et des micaschistes de Balatg. L'affleurement le plus remarquable est situé dans la haute vallée du Riuferrer, en Vallespir, à l'ouest de Leca. C'est une lentille dont l'épaisseur maximale est d'une dizaine de mètres et dont la localisation est très analogue à celle de l'amphibolite des gorges de Balatg, à Taurinya, située entre les micaschistes d'un septum de l'enveloppe et les gneiss;

— enfin, *les gneiss de Casemi*, représentent certainement la formation la plus remarquable incluse dans les micaschistes de Balatg. Ils affleurent au centre de la fenêtre de Balatg, dans la partie la plus haute du Canigou dont ils constituent le sommet, sous la forme d'une vaste lentille déformée en dôme de 5 kilomètres de long (d'Est en Ouest) et 4 kilomètres de large (du Nord au Sud), accidentée par des failles est-ouest (cf. carte au 1/50.000). Ces gneiss sont généralement de grain plus fin que les gneiss du Canigou. Ce sont des gneiss leptynitiques qui

ressemblent à ceux qui sont intercalés dans les gneiss G₁ et dans la base de l'enveloppe paléozoïque.

Les gneiss de Casemi débutent au sommet par une formation assez hétérogène où dominent des leptynites grises, renfermant des gneiss et leptynites amphiboliques à ferrohastingsite, des amphibolites, des gneiss à silicates calciques. La masse principale des gneiss de Casemi, qui lui fait suite vers le bas, est surtout composée de gneiss homogènes fins ou granitoïdes très leucocrates, renfermant parfois des niveaux de gneiss plus grossiers, amygdalo-céillés, analogues à certains gneiss G₁ de la formation des gneiss du Canigou. A la base, on rencontre à nouveau des leptynites, parfois mêlées de niveaux un peu pélitiques. La base des gneiss de Casemi, comme celle des micaschistes de Balatg, est très migmatique.

4. Les gneiss du Cadi et le granite profond du Canigou.

Les formations sous-jacentes aux micaschistes de Balatg n'occupent qu'une surface très restreinte dans la partie occidentale de la fenêtre de Balatg (environ 10 km²). Deux circonstances rendent difficile l'interprétation structurale de ces formations, l'importance des failles qui les affectent et l'intensité des phénomènes de granitisation (1).

Non seulement les gneiss du Cadi sont directement adossés à la faille de Mantet-Fillols, qui les limite à l'Ouest, mais encore ils sont morcelés en divers compartiments qui ont joué les uns par rapport aux autres, par une série de failles N W-S E et de failles est-ouest (cf. carte au 1/50.000 et fig. 2). Parmi ces failles, la faille de Marillalles, de direction N W-S E, divise plus spécialement la fenêtre de Balatg et les gneiss du Cadi en deux compartiments : à l'Ouest le « synclinal de Py » constitue la pointe occidentale de la fenêtre de Balatg qui disparaît dans les environs immédiats de Mantet à l'Ouest; à l'Est, la partie centrale de la fenêtre de Balatg, avec les hauts sommets du Canigou et les gneiss de Casemi, est fortement relevée par rapport au « synclinal de Py ». Les gneiss du Cadi affleurent plus largement dans la partie est, plus érodée, mais les relations des gneiss du Cadi avec les micaschistes de Balatg sus-jacents sont beaucoup plus explicites à l'Ouest, dans le

synclinal de Py, car cette partie de la fenêtre de Balatg est beaucoup moins granitisée que ne l'est la partie centrale. Les relations entre les micaschistes de Balatg et les gneiss du Cadi sont indiquées pour chaque cas sur les figures 6a et 6b.

La granitisation (1) de la zone profonde du Canigou est déjà exprimée à la base des gneiss de Casemi, où se développent des aspects variés de migmatites, en particulier des « agmatites ». A ce niveau, ainsi qu'à la base des micaschistes de Balatg (migmatites pélitiques du ravin de Moura), la nature primitive des roches et leurs relations structurales sont faciles à mettre en évidence, en dépit des phénomènes de granitisation.

A l'est de la faille de Marillalles, la zone la plus profonde de la fenêtre de Balatg est intensément granitisée en dessous des micaschistes de Balatg (cf. fig. 6a). Le granite profond du Canigou, qui est un granite à biotite et muscovite intrusif, se développe largement aux dépens des gneiss du Cadi. Le domaine granitisé comporte deux parties :

— le sommet est occupé par une masse de granite relativement homogène, où subsistent seulement quelques enclaves ou septa isolés. Cette partie supérieure constitue le corps proprement dit du granite profond du Canigou; on remarquera le caractère assez tranché de son contact supérieur, bien exposé en particulier dans le ravin de Moura, à la base des micaschistes de Balatg. On notera qu'au-dessus de ce contact supérieur du granite, on rencontre surtout des filons et des corps granitiques individualisés qui sont injectés dans les micaschistes de Balatg et pénètrent même les gneiss du Canigou, ainsi que de nombreux filons de pegmatite. C'est le « chevelu » filonien du granite profond du Canigou;

— à la base, qui correspond au tréfonds du Canigou, la granitisation, toujours importante, reste cependant très incomplète. Dans cette partie se forment des migmatites typiques (2), où l'on peut généralement distinguer une trame plus ou moins modifiée qui nous renseigne sur la nature du matériau granitisé. L'importance relative de la trame et du matériau granitique est extrêmement variable. Dans le tréfonds migmatique du Canigou, la roche-trame est non seulement conservée à l'état d'enclaves à l'échelle de l'affleurement, mais elle constitue aussi de véritables « septa » que l'on peut cartographier. Cette heureuse circonstance permet donc de restituer jusque dans le tréfonds du Canigou, l'allure et la structure des gneiss du Cadi, indépendamment des phénomènes de granitisation qui y sont superposés. C'est ce que montre très bien la coupe fondamentale des gorges du Cadi (fig. 6a).

A l'ouest de la faille de Marillalles, dans le synclinal de Py, le contact entre les gneiss du Cadi et les micaschistes de Balatg, entièrement absorbé par le granite dans le compartiment adjacent, est au contraire très bien

(1) Nous employons « granitisation » au sens le plus général défini par E. Raguin (1957, p. 7). Ce terme « désigne l'évolution d'un espace qui est devenu à partir d'une certaine époque, un massif de granite, quel que soit le processus réalisé, sur place ou avec certains déplacements d'une partie plus ou moins importante de la matière ». D.S. Korjinskii utilise « granitisation » dans le même sens. Du point de vue génétique nous pensons que la granitisation implique toujours l'intervention d'un magma et qu'il ne peut s'agir d'un phénomène de métasomatose dans la roche solide (cf. les travaux de D.S. Korjinskii).

(2) Nous considérons comme migmatites des roches hétérogènes à l'échelle de l'affleurement et formées de deux parties plus ou moins distinctes : des éléments d'un matériau préexistant plus ou moins transformé (trame) et un matériau d'aspect granitoïde (ichor). Cette définition, seulement descriptive, est proche de celle donnée par J.J. Sederholm (1907).

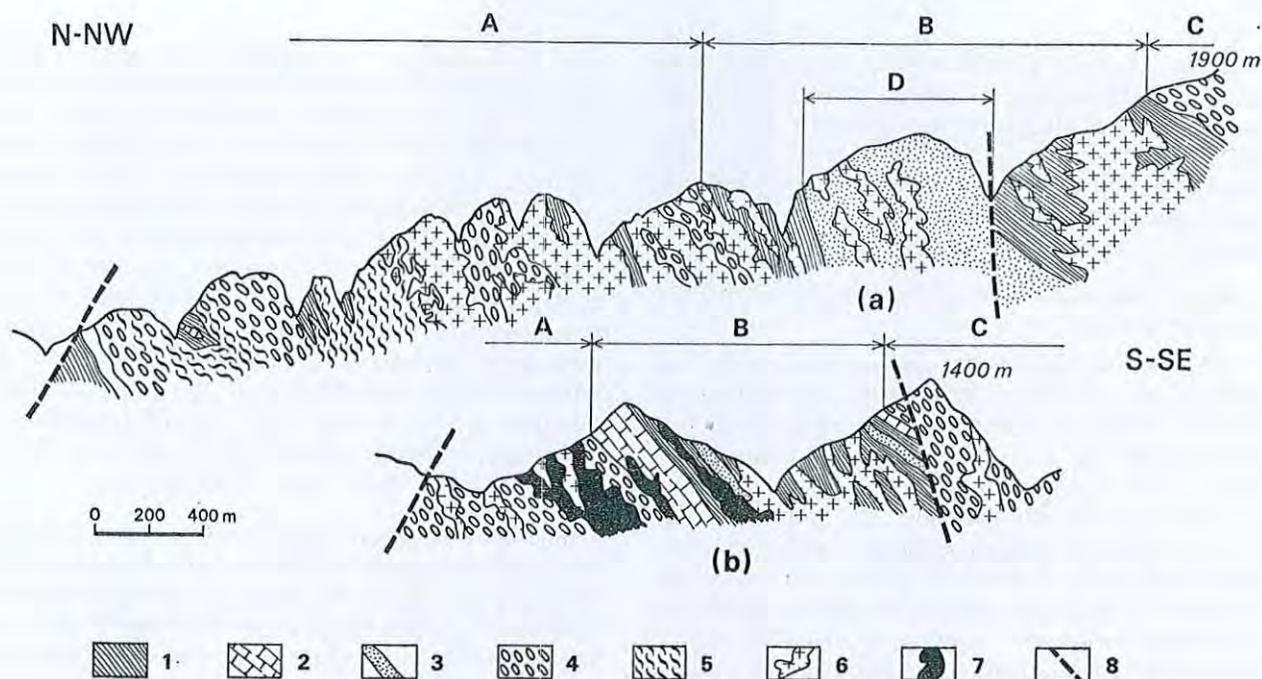


FIG. 6

Coupes dans la zone profonde du Canigou

a, coupe dans les gorges du Cadi, au sud de Casteil; *b*, coupe par le ravin de Marquirols, entre Sahorre et Py.

A, gneiss et migmatites granitiques du Cadi avec septa de gneiss œillés et de micaschistes. Les gneiss œillés constituent l'essentiel de la trame non granitique de cet ensemble; **B**, micaschistes de Balatg, renfermant la formation des gneiss de Casemi (D); **C**, gneiss œillés du Canigou; **1**, micaschistes; **2**, marbres; **3**, leptynites; **4**, gneiss œillés; **5**, migmatites; **6**, granite à muscovite et biotite; **7**, diorites et hornblendites altérées; **8**, failles.

exposé, et les caractères propres des gneiss du Cadi, épargnés par la granitisation, peuvent y être reconnus et étudiés. C'est ce que montre la coupe fondamentale du ravin de Marquirols (fig. 6*b*). Les gneiss du Cadi de ce secteur sont essentiellement formés de gneiss œillés *absolument analogues aux gneiss G₂ ou G₃ de la formation des gneiss du Canigou*. Les descriptions micrographiques détaillées de ces derniers qui sont données dans la troisième partie de ce mémoire, illustrent exactement les caractères des gneiss œillés du Cadi. Dans le « synclinal de Py », les gneiss du Cadi sont injectés de filons de granite qui ne modifient pas les caractères originaux de ces gneiss.

A l'est de la faille de Marillalles, on retrouve les gneiss œillés du Cadi, non seulement dans le tréfonds migmatique, mais aussi dans le granite profond du Canigou, soit sous forme de septa et d'enclaves relativement épargnées, soit sous l'aspect d'une sorte de granite porphyroïde à yeux feldspathiques (par exemple, à l'est de Castell), où les grands feldspaths ne sont pas autre chose que les yeux feldspathiques reliques du gneiss maintenant granitisé. Les enclaves de gneiss œillés du granite profond du Canigou affleurent en par-

ticulier dans les gorges du Cadi (fig. 6*a*). Outre les gneiss œillés, qui forment la masse principale des gneiss du Cadi, on trouve également dans la région des gorges du Cadi et du Saint-Vincent des « septa » de micaschistes granitisés, qui renferment des lentilles de marbre et des gneiss leptynitiques analogues à ceux des formations sus-jacentes, mais franchement migmatiques. La zone la plus remarquable à cet égard est certainement la bande de terrains qui affleurent sur le chemin de Saint-Martin-du-Canigou. Il s'agit vraisemblablement d'un repli synclinal verticalisé, qui sépare une première masse de gneiss œillés apparaissant au Sud, dans les gorges du Cadi, et le synclinal de Py d'une seconde masse visible au Nord dans les gorges du Saint-Vincent (cf. chap. IX et carte au 1/50.000).

En conclusion, le métamorphisme hercynien intéresse une série complexe dans le massif du Canigou. Il devient important à la base de l'enveloppe paléozoïque, dans la série de Canaveilles, où la zone de la biotite souligne le début de la mésozone; puis il croît progressivement vers la profondeur, comme on le verra dans la seconde partie de ce mémoire, où il atteint localement un degré catazonal. En effet, à la base de la série métamorphique

l'isograde régional d'anatexie n'est pas atteint mais une granitisation plus ou moins intense, compliquée de phénomènes d'injection, se développe aux dépens des micaschistes et des gneiss. Il est néanmoins possible de restituer la structure de ces derniers, et de débrouiller leurs relations mutuelles, à travers le granite et les migmatites du tréfonds du Canigou.

Deux points importants se dégagent de la brève analyse précédente :

1. La série métamorphique dans son ensemble, indépendamment des phénomènes de granitisation qui en affectent la base, est formée de l'empilement de diverses unités lithologiques, apparemment concordantes entre elles, que l'on peut assimiler, d'une part à des micaschistes ou gneiss pélitiques, et d'autre part à des formations de gneiss très feldspathiques, d'origine non pélitique comme nous l'établirons dans la troisième partie. Ces unités à lithologie contrastée, toujours séparées par des limites très nettes, alternent plusieurs fois dans la série métamorphique considérée. Ainsi, dans le Canigou, une coupe synthétique complète à travers la série métamorphique montre, de haut en bas, la succession suivante (fig. 7) :

- a. Micaschistes de l'enveloppe paléozoïque (unité pélitique);
- b. Gneiss du Canigou et de la Carança (unité non pélitique) renfermant des niveaux subordonnés de micaschistes;
- c. Micaschistes de Balatg (unité pélitique);
- d. Gneiss de Casemi (unité non pélitique);
- e. Gneiss pélitiques (ou micaschistes *s.l.*) du ravin de Moura (unité pélitique);
- f. Gneiss du Cadi (unité non pélitique) renfermant des « niveaux » subordonnés de micaschistes.

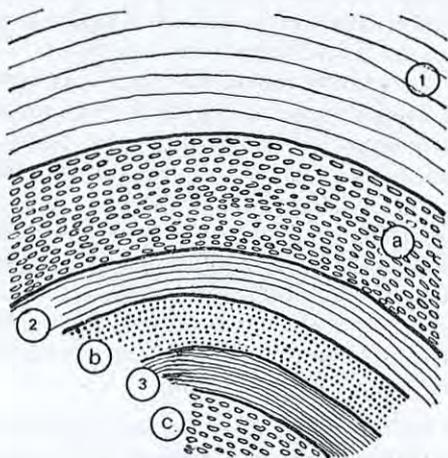


FIG. 7

*Alternances des formations
de nature pélitique et non pélitique
dans le massif du Canigou*

- 1, micaschistes de l'enveloppe paléozoïque; 2, micaschistes de Balatg;
- 3, micaschistes de Moura, rattachés aux micaschistes de Balatg;
- a, gneiss du Canigou; b, gneiss de Casemi; c, gneiss du Cadi,

2. Si l'on néglige les modifications propres au métamorphisme, les diverses unités lithologiques qui alternent et que l'on peut ramener grosso modo à deux types, micaschistes et gneiss, présentent entre elles de grandes analogies. La série des micaschistes de Balatg évoque singulièrement la série des micaschistes de Canaveilles, au point que, dans notre premier travail sur le Canigou, nous avons assimilé les premiers aux seconds (G. Guitard, 1953 a). Il convient en effet de noter la constance des bancs ou des lentilles de marbre au contact, ou près du contact, des gneiss et des micaschistes. De même, l'analogie complète entre les gneiss ocellés du Canigou et ceux du Cadi est frappante. Les gneiss de Casemi apparaissent, à première vue, comme une singularité propre aux micaschistes de Balatg.

Un des problèmes essentiels posés par la conformation même de la série métamorphique du Canigou se présente sous la forme d'une alternative. Le premier terme est d'admettre que les alternances des unités de gneiss et de micaschistes représentent une série stratigraphique complexe mais continue, où l'âge des terrains augmenterait depuis le sommet, représenté par le Cambrien de l'enveloppe, jusqu'à la base, qui pourrait appartenir à des terrains infracambriens au sens de P. Pruvost (1951). Le second terme est de penser que ces alternances traduisent des répétitions tectoniques à grande échelle dans la série métamorphique qui, du point de vue stratigraphique, se réduit simplement au sommet à l'enveloppe paléozoïque et à la base aux gneiss du Canigou qui représentent le socle antécambrien.

Ce travail montrera que la seconde hypothèse est la bonne. En anticipant sur des résultats qui seront établis par la suite, il est dès maintenant nécessaire de préciser que le trait fondamental de la structure du Canigou est l'existence d'un grand pli couché anticlinal, dont le noyau est formé par les gneiss du Canigou, sous lesquels se sont engouffrés, pour former un synclinal couché, les micaschistes de l'enveloppe paléozoïque devenus, après métamorphisme, les micaschistes de Balatg. Quant aux gneiss du Cadi, ils forment le flanc normal du synclinal couché. L'ensemble constitue, comme on le verra, une *nappe du premier genre* suivant la terminologie de P. Termier. Des replis accessoires viennent compliquer localement ce dispositif général; ils seront étudiés dans la quatrième partie de ce mémoire.

En définitive, on peut décrire, d'un point de vue tectonique, deux unités fondamentales dans le Canigou : une unité supérieure forme une nappe dont le noyau est constitué par les gneiss du Canigou et de la Carança prolongés vers l'Est par les gneiss du Roc de France : c'est la nappe des gneiss du Canigou; une unité inférieure est constituée par les gneiss du Cadi, mais on est peu renseigné sur sa structure car elle affleure trop peu.