

QUATRIÈME PARTIE

Étude des structures
tectoniques hercyniennes

CHAPITRE IX

Les plissements hercyniens et le style pennique

INTRODUCTION

Nous nous proposons d'étudier dans ce chapitre les déformations de style souple liées à l'orogénèse hercynienne, c'est-à-dire les plissements, et, en particulier, les déformations en relation avec le métamorphisme régional hercynien.

Comme dans tous les terrains métamorphiques, les accidents cassants, sous forme de failles jalonnées de mylonites, sont les plus évidents. La région est hachée de failles, voire d'accidents chevauchants. Ces failles sont en général post-métamorphiques. Certaines ont été créées, ou le plus souvent ont fortement rejoué, pendant les déformations pyrénéo-alpines. Par exemple, le « chevauchement frontal » du Canigou, où l'on voit le Paléozoïque du massif des Aspres chevaucher largement la série mésozoïque du petit bassin d'Amélie-les-Bains [voir des coupes dans M. Casteras et V. Auriol (1958); A. Autran *et al.* (1958)] est évidemment un grand accident d'âge alpin. Mais cet accident était probablement préfiguré à l'époque hercynienne, car il est jalonné par des petits corps de granite que l'on ne peut pas tous considérer comme de simples écailles (voir carte géologique au 1/50.000). D'autres grandes cassures ont été créées à l'époque hercynienne et n'ont pas rejoué à l'époque alpine; par exemple, les grands filons de quartz qui accidentent les versants sud des massifs du Canigou et de la Carança, suivant un système de direction est-

ouest, sur une longueur de près de 20 kilomètres (voir carte géologique citée ci-dessus). Ces cassures ont été formées peu après la mise en place des granitoïdes hercyniens, et la filiation pegmatitique des filons de quartz est prouvée par l'existence de grands cristaux de feldspaths dans certaines parties de ces filons (par exemple aux Esquerdes de Rotja). Nous n'étudierons pas spécialement les failles et les mylonites dans cet ouvrage, quel que soit leur âge. Ces accidents sont bien explicités sur les cartes géologiques régionales (J. M. Fontboté et G. Guitard, 1958). Nous ne les mentionnerons et nous ne les décrirons que dans la mesure où il est indispensable de les connaître pour comprendre la tectonique souple hercynienne. Ainsi, nous avons déjà décrit quelques-uns de ces accidents dans la première partie, au chapitre I, faille de Mantet-Fillols par exemple).

L'étude des plissements hercyniens dans les terrains métamorphiques du Canigou est sans aucun doute ingrate. D'une manière générale, les massifs anciens des Pyrénées ne représentent jamais que de petits compartiments de socle hercynien qu'il n'est pas toujours commode de raccorder entre eux et encore moins avec les régions voisines. Les massifs du Canigou et de la Carança ont été particulièrement morcelés par les failles alpines, aux jeux desquelles ils doivent essentiellement leur physionomie actuelle. Ces failles ont parfois boule-

versé les structures les plus anciennes. D'autre part, on ne voit pour ainsi dire jamais de plissements à grande échelle, « dans le paysage », comme cela est si fréquent dans les Alpes, ou en Écosse. La tectonique souple hercynienne n'est exprimée qu'à deux échelles de grandeur : l'affleurement (échelle du mètre) ou la carte géologique (échelle du kilomètre). Un handicap considérable tient à ce que les Pyrénées orientales sont profondément érodées : on ne dispose pas, pour l'étude de détail de la tectonique hercynienne, de ce territoire privilégié que constituent les larges étendues de Paléozoïque supérieur des Pyrénées centrales, et dont nos confrères hollandais ont su tirer un grand parti (voir H. J. Zwart, 1963; J. Zandvliet, 1960; L. U. De Sitter et H. J. Zwart, 1962). Le Paléozoïque supérieur, qui affleure localement au nord du massif de la Carança, dans le synclinal de Villefranche, est représenté par des

dolomies et des calcaires massifs dépourvus le plus souvent de repères stratigraphiques, ce qui en rend difficile l'analyse tectonique.

C'est pourquoi nous ne prétendons pas présenter une étude exhaustive de la tectonique souple hercynienne de cette région, même dans ce cadre géographique restreint. Néanmoins, l'analyse méthodique des plis, de la schistosité et des linéations à l'échelle des affleurements nous a permis de retrouver et de reconstituer une évolution tectonique cohérente à travers le bâti métamorphique, mais surtout, elle nous a aiguillé vers une *interprétation nouvelle de la tectonique à grande échelle de la zone profonde du socle hercynien des Pyrénées*. Nous exposerons successivement les observations tectoniques aux deux échelles de l'affleurement et de la carte géologique.

A. SCHISTOSITÉ, LINÉATIONS ET PHASES DE PLISSEMENT DÉDUITES DES OBSERVATIONS À PETITE ÉCHELLE

La nature même du terrain oblige à ne pas négliger les déformations de style souple qui sont constamment exprimées sur les affleurements et se traduisent par l'existence de plis, de linéations et de surfaces de schistosité. On se propose de suivre à travers la série métamorphique les aspects et l'orientation de ces éléments

fondamentaux de l'« analyse structurale ». L'essentiel de ces recherches a déjà été exposé (G. Guitard, 1960 et 1962), il nous suffira d'en reprendre les résultats en y ajoutant des précisions et modifications. Le terrain le plus favorable à ce genre d'étude est assurément l'enveloppe paléozoïque.

I. LA SCHISTOSITÉ ET LES DÉFORMATIONS PRÉCOCES

1. L'enveloppe paléozoïque.

Nous avons surtout étudié les terrains ordoviciens du synclinal de Villefranche, dans la région d'Olette, situés dans la zone de la chlorite, ainsi que les micaschistes de la série de Canaveilles, autour des massifs gneissiques de la Carança et du Canigou, à l'exclusion de ceux du massif des Aspres et du versant espagnol.

a. LA SCHISTOSITÉ ET LES PLIS COUCHÉS SYNCHISTEUX LIÉS AU PAROXYSMO OROGÉNIQUE.

Dans tous les schistes et micaschistes de l'enveloppe paléozoïque suffisamment bien lités, on observe des plis d'amplitude métrique ou décamétrique, qui appartiennent à la catégorie des plis « synschisteux » c'est-à-dire des plis généralement du type « semblable » à schistosité de plan axial très apparente. Ainsi, dans les

schistes de l'Ordovicien, il existe des plis dits « plis de clivage » (L. U. de Sitter, 1958) généralement ouverts, symétriques ou déversés, le plus souvent couchés, qui admettent comme plan axial un clivage schisteux très marqué, dont l'orientation statistique est assez constante sur de grandes étendues, et que nous appellerons *schistosité* S_1 . Les plis à plan axial S_1 sont les plis synschisteux p_1 . Dans cette région, l'Ordovicien est donc le domaine très caractéristique de la *schistosité oblique* (voir fig. 94), car les plans S_1 sont en effet obliques sur les surfaces de stratification (S), matérialisées par le litage sédimentaire et les « figures » sédimentologiques bien conservées dans la zone de la chlorite.

Sur les plans de schistosité des schistes ordoviciens, la trace de l'intersection de la stratification (S) avec le clivage schisteux (S_1) est généralement bien visible et définit la *linéation d'intersection* l_1 qui est parallèle aux axes locaux des plis « synschisteux » p_1 . Naturellement, la

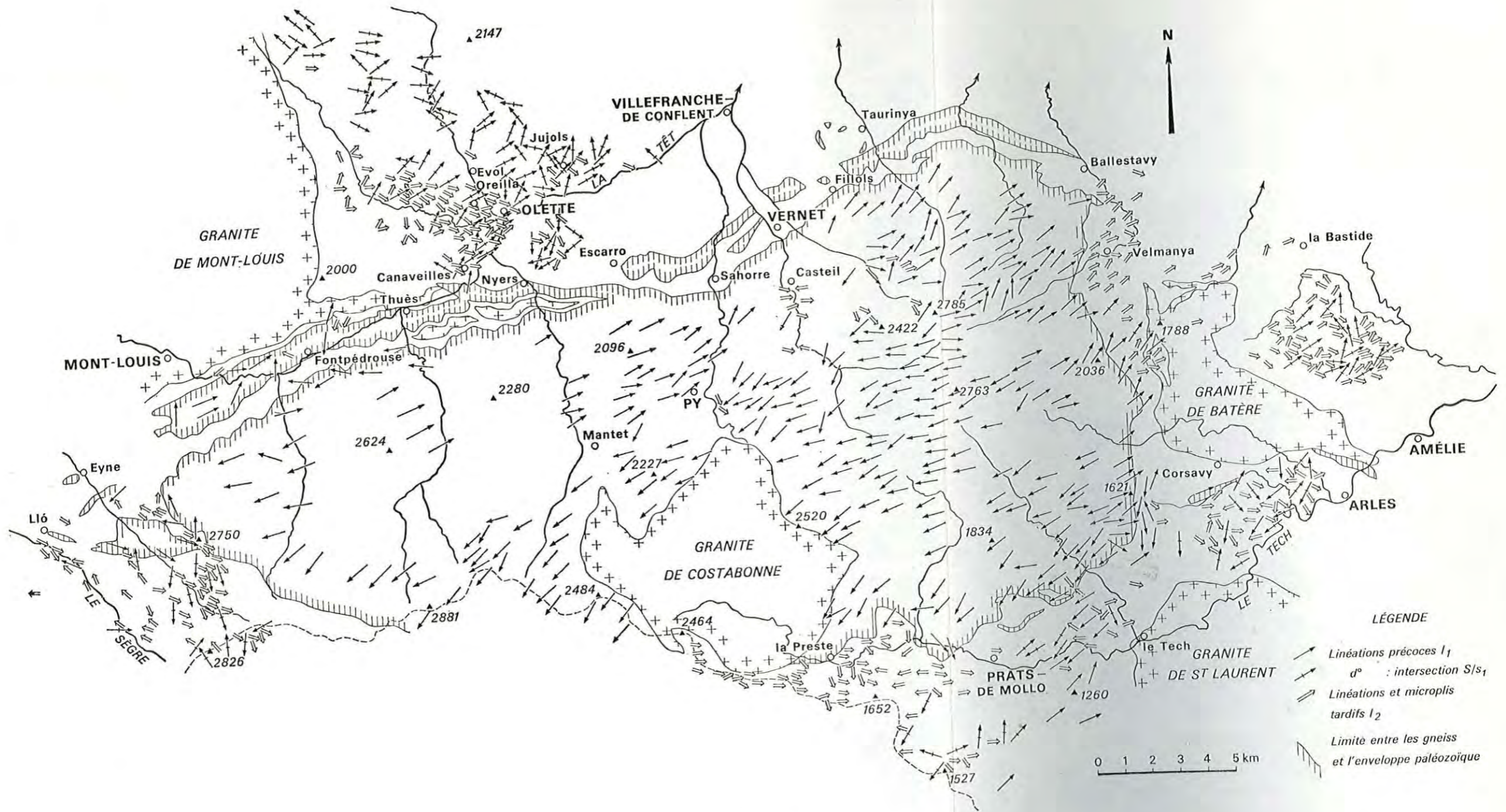


FIG. 103

Carte des linéations et des directions de petits plis dans les massifs du Canigou et de la Carança

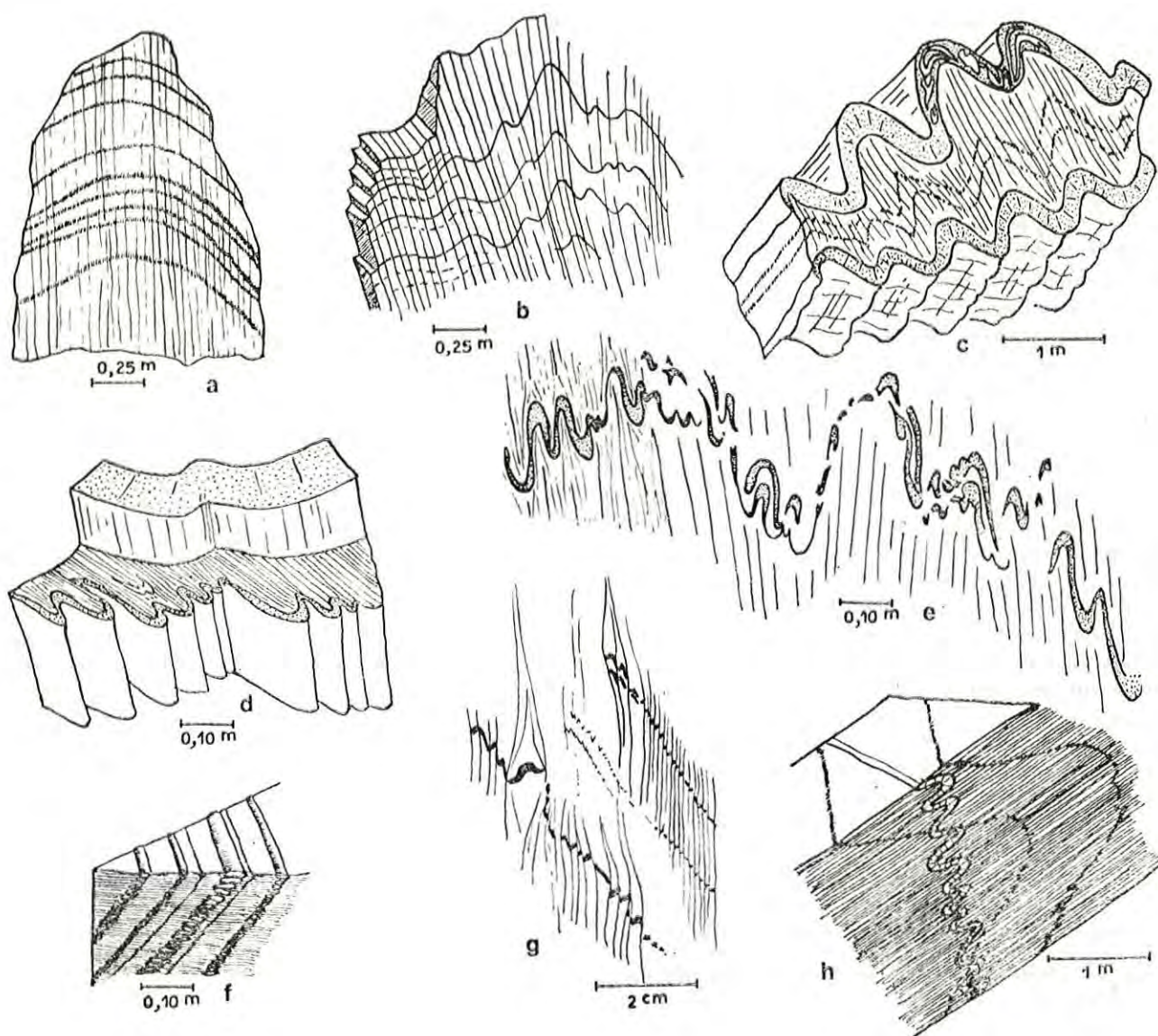


FIG. 94

Divers exemples de déformations synschisteuses dans l'Ordovicien

a, b et g, relations entre les plis, la schistosité S_1 et la stratification dans les schistes rubanés (synclinal de Villefranche, secteur de Jujols); **c**, quartzites et schistes plissés, secteur de Jujols; la schistosité S_1 n'affecte que les parties pélitiques. Dans les quartzites, il se forme un « clivage de fracture » avec réfraction de la schistosité. On a figuré dans le banc quartzitique supérieur des figures de déformations syngénétiques, antéorogéniques (slumps), très fréquentes dans l'Ordovicien du synclinal de Villefranche; **d**, influence de la dimension des bancs de quartzite sur le style de déformation. Le banc épais tend à se plisser suivant le mode « concentrique », alors que le banc mince forme des plis « semblables ». Réfraction de la schistosité sur le banc épais. Secteur de Jujols; **e**, formation de plis parasites dans un mince niveau quartzitique inclus dans les schistes (secteur de Jujols); **f**, exemple de « mullions » (meneaux), vallée d'Evol; **h**, plissement synchrone d'un filon de quartz et de la stratification par les plis synschisteux, avec formation d'axes de plis et de linéations I_1 d'intersection de directions différentes (vallée d'Evol).

linéation d'intersection l_1 peut disparaître, si les plis sont isoclinaux, car le clivage et la stratification sont confondus, sauf dans la charnière des plis. Mais cette éventualité est rare (1).

L'examen de nombreux plis synschisteux p_1 montre que la schistosité S_1 développée dans les schistes où la proportion de matériaux « compétents » reste faible, matérialise le plan axial des plis; cette observation s'accorde avec l'explication classique du clivage schisteux de Sorby et Shape reprise et défendue par J. Goguel (1945 et 1952) : le clivage schisteux se forme perpendiculairement à la direction de compression maximum. Dans les schistes à petits lits marneux ou quartziteux, les plis p_1 sont souvent compliqués de « plis parasites » (L. U. de Sitter, 1958) [fig. 94e]. Ces plis sont toujours des plis asymétriques sur les flancs d'un pli principal; leur axe et leur plan axial coïncident avec ceux du pli de clivage p_1 : leur formation, qui est une conséquence de la différence de plasticité entre le schiste et les lits plus « compétents », est évidemment synchrone de celle du pli principal. Dans des bancs compétents suffisamment épais (quartzites), on observe le phénomène de la « réfraction de la schistosité » (fig. 94d), avec parfois création d'un « clivage de fracture » sigmoïde, dû à une variation progressive de la nature lithologique du banc gréseux. Dans la zone de la chlorite du synclinal de Villefranche, les schistes renferment de nombreuses veines de quartz, qui ont été plissées par les déformations précoces en même temps que les schistes encaissants (fig. 94h). Ce sont des filons d'origine hydrothermale traduisant la percolation des zones métamorphiques supérieures par des solutions siliceuses. Il est remarquable de constater que le plan axial de ces filons plissés est parallèle aux surfaces S_1 des schistes, les axes ayant une orientation différente de ceux des plis synschisteux p_1 , les filons étant initialement discordants sur la surface de stratification.

La schistosité S_1 est de plus en plus marquée dans les schistes et les micaschistes au fur et à mesure que croît l'intensité du métamorphisme dans l'enveloppe paléozoïque, où l'on peut suivre de façon continue le développement des déformations précoces depuis le Paléozoïque supérieur peu métamorphique au sommet de l'enveloppe, jusqu'à la base de la « série de Canaveilles » très métamorphique (zone de l'andalousite). En même temps que la schistosité s'accroît par multiplication des plans S_1 de plus en plus serrés, et par cristallisation des micas dans les plans S_1 , le style même des plis précoces synschisteux tend à se modifier. La schistosité S_1 est donc la schistosité principale des schistes et des micaschistes du territoire étudié. C'est la schistosité régionale.

En effet, au sommet de l'enveloppe il n'est pas rare que les plans de stratification soient les plans de fissilité maximum dans des schistes où les plans S_1 sont très espacés. Dans la zone profonde de l'enveloppe, ces plans de fissilité sont toujours des plans S_1 . Si les plis p_1 largement « ouverts » ne sont pas rares au sommet de l'enveloppe, ces plis tendent à s'aplatir, à se serrer, au fur et à mesure que l'on se rapproche de la base plus métamorphique de l'enveloppe et des gneiss sous-jacents, on tend vers un régime isoclinal de plis couchés. Dans les micaschistes de la mésozone on a souvent l'impression, à première vue, que la schistosité et le litage sédimentaire coïncident, mais un examen plus poussé permet presque toujours de retrouver encore la trace de l'intersection du plan S_1 avec la stratification (linéation l_1), et de mettre en évidence des plis p_1 extrêmement aplatis (fig. 95a, c, d) que leur caractère de plis semblables empêche d'être idéalement isoclinaux.

Dans les micaschistes très métamorphiques de la base de l'enveloppe paléozoïque, les filons plissés de quartz sont remplacés par de très nombreuses lentilles de quartz disposées dans la schistosité. Ces lentilles sont presque toujours plissées et très aplaties, avec les plans S_1 comme plans axiaux (fig. 95b, e). Souvent des lentilles de quartz d'apparence simple résultent de l'évolution ultime d'une lentille plissée avec aplatissement normal à la schistosité et boudinage.

En somme, on suit le passage progressif du clivage schisteux S_1 des schistes ordoviciens à la schistosité S_1 des micaschistes de la série de Canaveilles. On peut affirmer que les orientations de plans mesurées dans ces deux cas s'identifient bien aux plans S_1 : dans un compartiment homogène de l'enveloppe paléozoïque, on vérifie que l'orientation statistique des plans S_1 mesurés aux divers niveaux de la série métamorphique reste constante (cf. ci-dessous, p. 235). Il n'est pas douteux que les schistes et micaschistes constituent le matériau le plus favorable aux observations et aux mesures. Les marbres montrent aussi de beaux exemples de plissement, mais leur extrême plasticité au cours des déformations précoces engendre souvent des plis dits « de flux », dont l'orientation peut être localement très variable.

b. LES LINÉATIONS l_1 .

Il faut préciser d'abord qu'il existe, en général, plusieurs directions de linéation dans les roches de l'enveloppe paléozoïque, provoquées par la superposition des déformations tardives aux déformations précoces (interférence de phases de plissement). On considère seule-

(1) Les plis semblables ne sont jamais parfaitement isoclinaux.

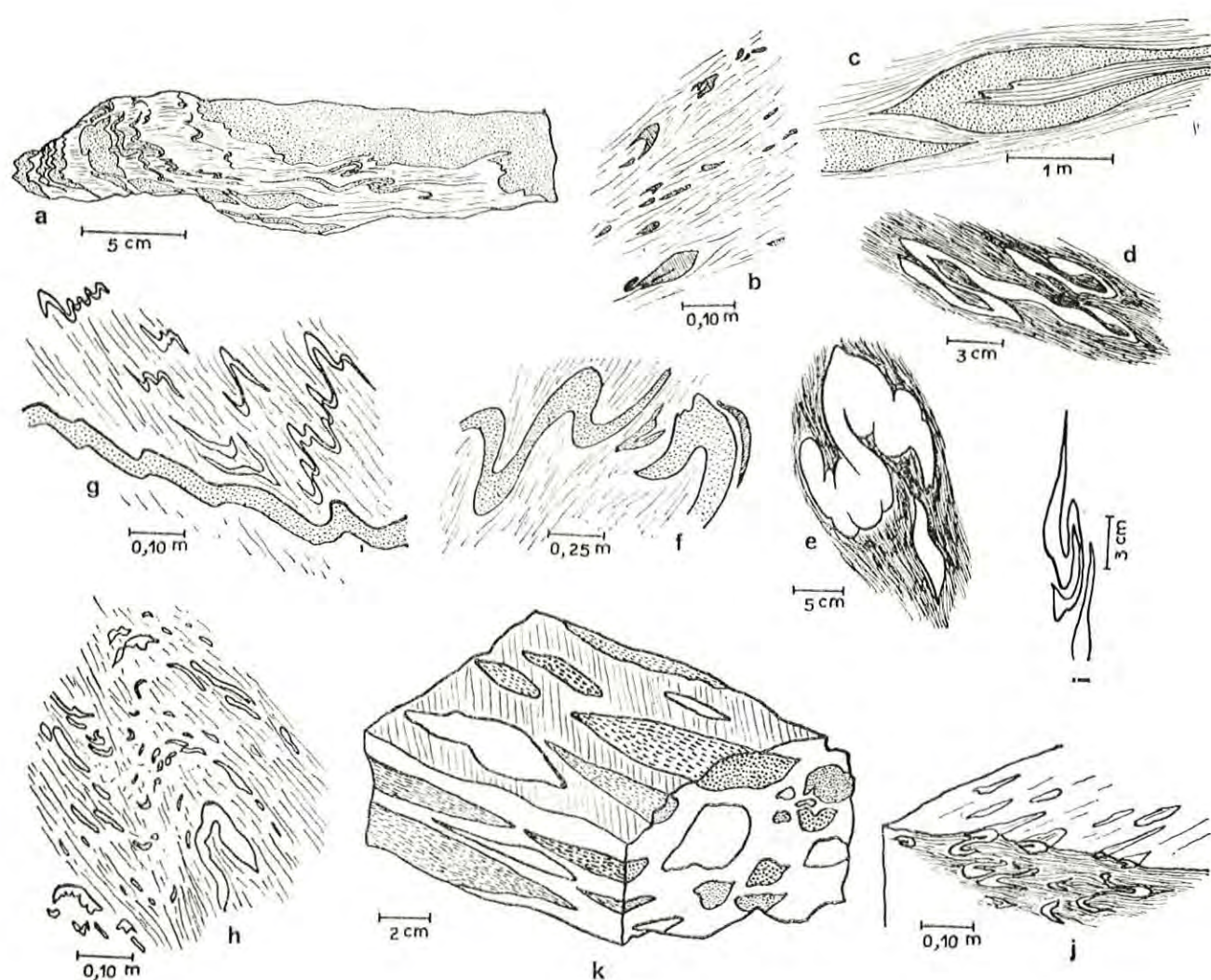


FIG. 95

Divers exemples de déformations synschisteuses dans les micaschistes de la mésozone.

a, pli isoclinal avec schistosité S_1 de plan axial dans micaschiste quartzitique (Canaveilles); **b**, lentilles de quartz plissées et boudinées dans les micaschistes (Canaveilles). Lorsque le « serrage » est extrême, certaines lentilles plissées ressemblent à des lentilles non plissées; **c**, pli isoclinalisé et boudiné dans des micaschistes à lits quartzitiques de l'enveloppe (Velmanya); **d** et **i**, veines de quartz isoclinalisées dans les micaschistes de l'enveloppe (Canaveilles); **e**, *idem* dans les micaschistes de Balatg; **f**, banc de quartzite plissé dans les micaschistes de l'enveloppe (Velmanya); **g**, lit quartzitique et veines de quartz discordantes plissés simultanément par les plis synschisteux, micaschistes de Balatg, versant ouest de la porteille de Velmanya; **h** et **j**, plis synschisteux de veines et de lentilles de quartz (rods) dans les micaschistes de Balatg; **k**, éléments du conglomérat de Saillagouse étirés dans une matrice quartzo-pélimitique. — La direction d'allongement coïncide avec l'axe des plis synschisteux, la linéation figurée sur la face supérieure est une linéation post-schisteuse.

ment ici les linéations liées aux déformations précoces. Pratiquement, les linéations l_1 synchrones des plis synschisteux p_1 et de la schistosité S_1 sont les plus caractéristiques des linéations précoces.

S'il n'est pas rare de mesurer directement l'orientation des axes de petits plis couchés, le plus souvent on mesure des linéations qui sont parallèles aux axes des plis précoces. Les principaux types de linéation l_1 des schistes et micaschistes de l'enveloppe sont :

— intersection du clivage schisteux ou de la schistosité (S_1) et de la stratification (S) : $l_1 = S/S_1$;

— axe de microplicissement des bancs compétents, par exemple axe des plis parasites;

— « mullions » : axes de bancs compétents boudinés ou axes de plis de bancs compétents en régime isoclinal faisant saillie dans les plans S_1 ;

— « rodding » : axe des lentilles de quartz plissées. Les « rods » sont parfois allongés en fuseaux, et parfois forment des lentilles plates dans les plans S_1 . Il convient de souligner la fréquence de la désorientation des « rods » par les mouvements tardifs. L'orientation des axes de « rods » coïncide avec celle des axes des plis, si les lentilles de quartz sont elles-mêmes disposées dans des plans parallèles à la surface de stratification ou voisins. Mais on voit aussi que ces lentilles ont été formées suivant des plans obliques sur la stratification, comme on s'en rend compte en déplissant les « rods » de la figure 95g. Dans ce cas, l'orientation des axes de rods et celle des axes de plis est différente. En fait, si les plis sont suffisamment aplatis et étirés, conformément à la théorie de D. Flinn (1962), les diverses directions de linéation l_1 tendent à être parallélisées avec le grand axe principal de l'ellipsoïde des déformations.

— Cannelures ou « ribs » des plans S_1 . Ce type de linéation est fréquent dans les bancs compétents de la série de Canaveilles. On les observe aussi dans certains micaschistes à andalousite assez quartzitiques. Ces cannelures sont analogues à celles des gneiss et ont même signification (cf. ci-dessous). La déformation et la recristallisation sous contrainte jouent un rôle important dans leur genèse : elles sont en effet soulignées par l'allongement des lamelles de mica et éventuellement d'autres minéraux. Elles matérialisent une véritable « linearstreckung » dans des roches aplaties et étirées suivant la linéation l_1 .

— Alignement des minéraux : par exemple, lamelles micacées, aiguilles d'amphibole, prismes d'andalousite.

— Étirements corpusculaires. Ce terme, que nous a suggéré M. Raguin, désigne de petites auréoles d'étirement autour de grains durs dans un matériau plus

plastique (cristaux de pyrite, par exemple). Rares dans le Canigou, les étirements corpusculaires sont fréquents dans les phyllades du massif de l'Agly.

— Étirement de structures sédimentaires. Il s'agit de l'étirement des nodules dans les schistes noduleux, fréquent dans l'Ordovicien, et surtout de celui des éléments des poudingues et conglomérats. L'étirement de ces derniers est fonction de la nature du ciment, de la dimension des galets, et de l'importance des efforts au moment de la déformation. Ainsi, les gros galets de quartzite dans les conglomérats très silicifiés du Caradoc sont généralement peu déformés, et peu propices à des études structurales. Par contre, il existe en Cerdagne, à l'ouest de Saillagouse, un banc de conglomérat important dans la série de Canaveilles dont les galets, quelle que soit leur dimension (1 à 30 cm de diamètre), sont étirés en fuseau (fig. 95k) suivant la linéation l_1 .

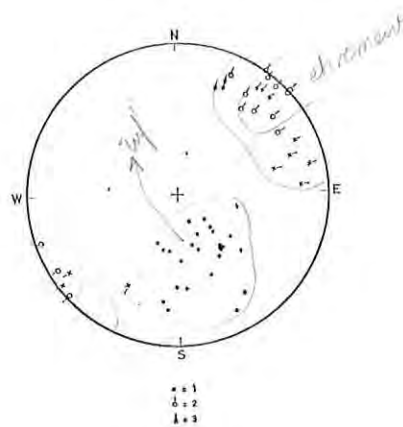


FIG. 96

Orientation des divers éléments tectoniques du conglomérat de Saillagouse

1, projection des pôles des plans S_1 ; 2, projection de l'axe d'allongement des éléments étirés du conglomérat; 3, projection de la direction déterminée par l'intersection de la schistosité S_1 et de la stratification (direction parallèle à l'axe des plis synschisteux). Toutes les projections stéréographiques de ce travail sont une projection de l'hémisphère supérieur.

Tous les types de linéation que l'on vient d'examiner sont des linéations l_1 . Lorsqu'on a soin de mesurer l'orientation de ces divers types et de la reporter sur un canevas de Schmidt on constate qu'ils sont souvent parallèles entre eux dans un affleurement donné (1). Ainsi la figure 96 représente l'orientation des galets étirés et l'intersection de la schistosité et de la stratification, dans le conglomérat de Saillagouse. Il est évident, d'après ce qui précède, que leur orientation est parallèle aux axes des plis S_1 .

(1) Cf. remarque, p. 230.

c. LES PLIS ANTÉSCHISTEUX.

Dans la région étudiée la phase de plissement précoce la plus importante et la plus apparente, est celle qui a provoqué la formation de la schistosité S_1 et des plis synschisteux. *Cependant, il existe des traces d'une phase de plissement plus ancienne dans les micaschistes de la base de l'enveloppe*, où l'on observe quelquefois des petits plis, couchés ou non, repris par les plis synschisteux et recoupés d'une façon quelconque par la schistosité S_1 (fig. 97). Dans les quelques cas observés, ces plis anté-schisteux — par rapport à S_1 — ne montrent pas de schistosité de plan axial. Les plis anté-schisteux peuvent être mis indirectement en évidence par leur influence sur l'orientation des plis synschisteux (Guillard, 1962).

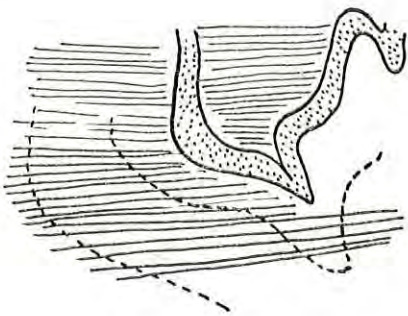


FIG. 97

Pli anté-schisteux dans les micaschistes de l'enveloppe, route de Vinça à Ballestary

La schistosité s_1 recoupe le pli de façon quelconque.

2. Les gneiss du Canigou et de la Carança.

D'une façon générale, les déformations précoces sont surtout exprimées dans les gneiss par la schistosité S_1 et les linéations l_1 . Les plis synschisteux p_1 sont plutôt rares et doivent être soigneusement recherchés : ceci s'explique bien par la nature généralement orthogneissique des gneiss du Canigou, qui ne sont pas des gneiss lités mais des roches généralement homogènes. Par contre les plis sont bien apparents dans les gneiss rubanés.

a. STRUCTURE DES GNEISS (fig. 98). Un échantillon de gneiss du Canigou (roche essentiellement quartzo-feldspathique et peu micacée) convenablement taillé, montre une anisotropie particulièrement marquée. On reconnaît, en effet, trois faces qui ne sont pas équivalentes entre elles :

— la face S_1 . La schistosité est matérialisée par la disposition planaire des lamelles de micas. Ce plan porte l'empreinte d'une forte

linéation l_1 . Celle-ci est provoquée surtout par l'alignement des lamelles micacées suivant une direction privilégiée, mais aussi par l'existence de cannelures, suivant cette même direction, qui correspondent à l'allongement en fuseaux très allongés de la matière quartzo-feldspathique : l'examen des faces perpendiculaires à la schistosité montre, en effet, que la structure est généralement micro-lenticulaire, les lamelles micacées moulant les lentilles quartzo-feldspathiques. A un moindre degré, la linéation est également marquée par l'alignement des yeux feldspathiques, ce qui se voit mieux à l'affleurement, plutôt que sur un échantillon, étant donné la dimension couramment centimétrique des yeux ;

— la face perpendiculaire à S_1 et parallèle à l_1 , montre l'allongement des yeux feldspathiques et des microlentilles couchés dans le plan de schistosité. Dans certains cas, les yeux feldspathiques ont des formes sigmoïdes. Signalons aussi la fréquence dans les yeux feldspathiques des fissures normales, ou légèrement obliques, sur le plan S_1 ;

— la face perpendiculaire à S_1 et l_1 montre toujours un degré d'orientation plus faible que la face précédente. Il arrive même que les yeux feldspathiques ne soient plus couchés sur le plan S_1 et prennent des positions quelconques par rapport à ce plan ; le gneiss peut alors ressembler à un véritable granite porphyroïde renfermant des phénocristaux idiomorphes (cf. fig. 3, pl. 8). La figure 98 résume les trois types de texture que l'on rencontre en général parmi les gneiss du Canigou. Les types a et b correspondent à des tectonites à structure apparemment orthorhombique et le type c montre une structure macroscopique typiquement monoclinique. Dans les textures a et c la schistosité S_1 est très marquée (gneiss à structure planaire dominante), dans la texture b la schistosité est moins évidente et la structure linéaire est la plus apparente.

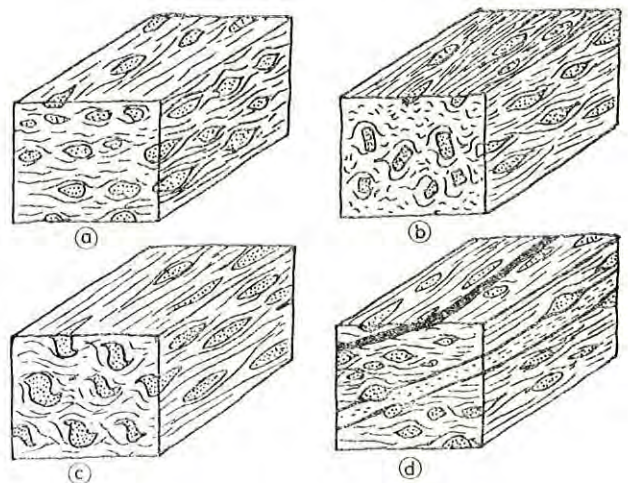


FIG. 98

Texture macroscopique des gneiss œillés (explication dans le texte)

On peut considérer maintenant un échantillon de gneiss œillé rubané. Il peut s'agir de rubans d'ortholeptynites dans un orthogneiss G_2 (fig. 100) ; le rubanement représente alors d'anciens filons aplitiques qui recoupaient l'ancien granite porphyroïde. Il peut s'agir aussi d'un rubanement d'origine sédimentaire dans un paragneiss G_1 : par exemple des interlits quartzitopélitiques

(fig. 1 et 2, pl. 5). Si l'échantillon est taillé de la même manière que dans le cas précédent, la schistosité S_1 déterminée par l'orientation des micas est parallèle au plan des rubans dans deux des faces du parallélépipède, mais elle est oblique sur le rubanement dans la face perpendiculaire à la linéation l_1 (fig. 98d). L'angle suivant lequel la schistosité S_1 et le plan du rubanement se recoupent est généralement faible. On remarquera le parallélisme des rubans et de la linéation l_1 dans le plan de la schistosité.

L'obliquité de la schistosité S_1 des gneiss par rapport aux bancs de leptynites et d'amphibolites des ortho-

gneiss, ou par rapport aux rubanements des paragneiss est une disposition absolument générale dans les gneiss du Canigou, mais qui doit être souvent recherchée attentivement, puisque cette obliquité est généralement faible, et qu'elle n'est bien apparente que pour une orientation bien déterminée de l'affleurement. A titre d'exemple les figures 99a et 99b montrent l'orientation de la schistosité S_1 et de niveaux d'ortholeptynites et d'orthoamphibolites dans les orthogneiss G_2 , à l'ouest de Py.

A l'inverse des micaschistes, la schistosité S_1 est la seule schistosité des gneiss.

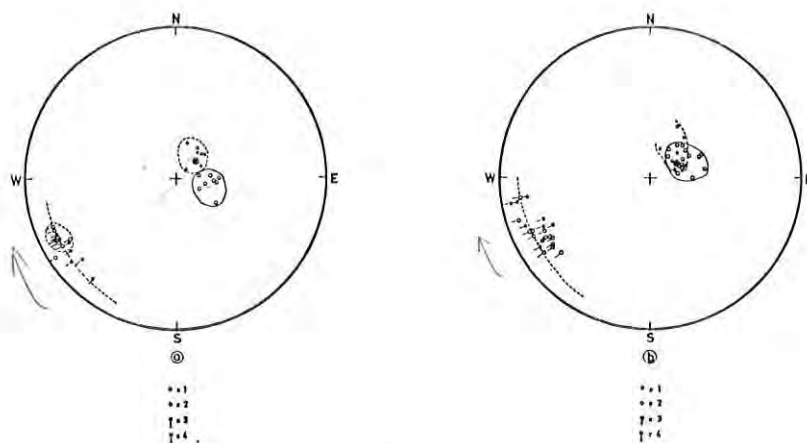


FIG. 99

*Exemples de discordances
entre la schistosité S_1 et des bancs de nature non gneissique
dans les orthogneiss G_2 du Canigou*

- a**, discordance entre S_1 et un banc d'ortholeptynite; 1, projection des pôles des plans S_1 dans les gneiss G_2 ; 2, projection des pôles des surfaces S planes limitant le banc d'ortholeptynite; 3, projection des linéations l_1 mesurées dans les gneiss; 4, *idem* mesuré dans les bancs de leptynite; **b**, discordance faible entre S_1 et un banc d'ortho-amphibolite; 1, *idem a*; 2, projection des pôles de surfaces S planes limitant le banc d'amphibolite; 3, *idem a*; 4, projections des linéations l_1 mesurées dans le banc de leptynite. Mesures effectuées dans les gneiss G_2 au N-W de Py.

b. LA LINÉATION DES GNEISS. On n'observe en général qu'une seule direction de linéation dans les gneiss du Canigou, à l'inverse de l'enveloppe où plusieurs linéations se superposent dans les plans S_1 . Ceci signifie évidemment que les petits plis tardifs ont généralement épargné cette formation gneissique et que l'on y voit, à l'état pur, les traces des déformations précoces.

Les types de linéations sont, par ordre de fréquence :

- alignement des micas et des feldspaths, *cannelures*;
- alignement des aiguilles d'amphiboles dans les amphibolites;

— *étirement des objets anté-orogéniques.* Ce sont :

- des quartz dihexaédriques étirés dans les orthogneiss de La Preste;
- des enclaves allongées en fuseau dans les orthogneiss G_2 et surtout G_3 ;
- de petites lentilles étirées de tourmalinites dans les ortholeptynites recoupant les orthogneiss G_2 et G_1 .

Tous ces types de linéations sont généralement parallèles entre eux, sur un affleurement donné.

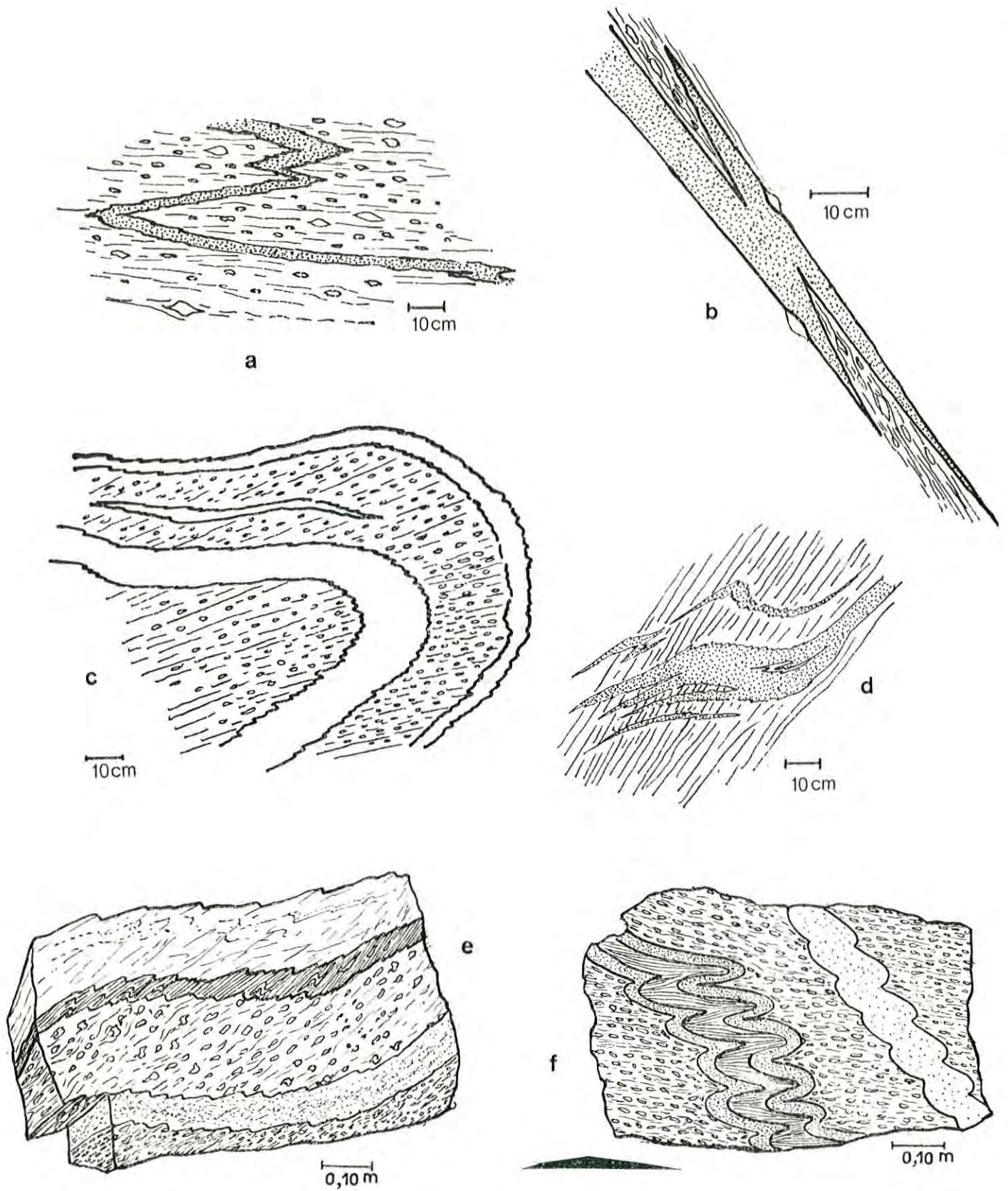


FIG. 100

Exemples de plis précoces dans les gneiss des massifs du Canigou et de la Carança

a, plissement synschisteux d'un banc d'ortholeptynite (ancien filon d'aplite) dans les orthogneiss G_2 , route du Refuge, à Prats-de-Balaguer; **b**, *idem* (pli en zigzag), dans les gneiss G_1 , versant sud du massif de Carança; **c**, pli synschisteux « ouvert » dans les gneiss rubanés G_1 , chemin du balcon, vallon de Velmanya; **d**, plis antéschisteux dans les gneiss rubanés G_1 , Puig Sec; **e**, discordance de la schistosité S_1 et de la stratification dans un gneiss rubané G_1 , Puig Sec. — Les yeux feldspathiques présentent des formes sygmoïdes et ont été probablement réorientés par le développement de S_1 ; **f**, *idem*, vallon de Velmanya.

c. LES PLIS SYNCHISTEUX p_1 DANS LES GNEISS.

Les plis synschisteux p_1 sont assez difficiles à déceler dans les orthogneiss où ils ne sont matérialisés que par le plissement des anciens filons recoupant les anciens granites dont dérivent les orthogneiss. La figure 100 montre quelques aspects de ces plis. Il s'agit toujours de plis couchés, dont le plan axial est matérialisé par la schistosité S_1 . Ces plis sont en général extrêmement aplatis et étirés, asymétriques (1), d'où leur aspect en « zigzag » très caractéristique. Des plis analogues ont été décrits par J. Bellière (1958) dans les gneiss du massif des Aiguilles Rouges; ils sont également très fréquents dans les gneiss de la zone simplio-tessinoise des Alpes suisses.

Dans les gneiss rubanés G_1 qui affleurent à la base des gneiss stratoïdes du Canigou, au contact des micaschistes de Balatg, par exemple dans le vallon de Velmanyà, on observe des grands plis assez ouverts, d'amplitude décimétrique, dont les flancs sont accidentés de nombreux « plis parasites ». La discordance de la schistosité S_1 sur le rubanement γ est particulièrement bien exposée et l'on peut vérifier que le plan S_1 est le plan axial des plis (fig. 100c et e) Il s'agit aussi de plis couchés mais « ouverts ». Il existe aussi des plis serrés (cf. fig. 2, pl. 5 et fig. 5, pl 4).

Si on considère l'allure des plis couchés synschisteux p_1 à travers la masse des gneiss stratiformes du Canigou on remarque l'aplatissement et le « serrage » des plis très marqués au sommet de la formation (voir par exemple la figure 5 de la planche 4 qui représente des plis synschisteux p_1 , dans les gneiss G_1 du sommet des gneiss de la Carança). A la base des gneiss stratiformes du Canigou, les plis sont au contraire moins aplatis et ouverts, au moins localement. *L'orientation de l'axe des plis synschisteux p_1 coïncide invariablement avec l'orientation de la linéation l_1 .*

d. LES PLIS ANTÉSCHISTEUX DANS LES GNEISS DU CANIGOU.

Il existe rarement des plis antérieurs au développement de la schistosité S_1 dans les gneiss G_1 rubanés de la base de la formation des gneiss du Canigou (par exemple au Puig Sec). On reconnaît ces plis, en général très aplatis, à ce que les plans S_1 les recoupent sous un angle quelconque et ne sont pas leurs plans axiaux, comme le montrent les figures 101 et 100 d.

On n'observe pas de schistosité synchrone des plis antéschisteux. L'existence de plis antéschisteux dans ces gneiss les transforme en tectonites de symétrie triclivi-

nique, comme résultat de la superposition de plis successifs. Les plis antéschisteux sont évidemment repris et replissés par les plis synschisteux p_1 (fig. 101).

Il est important de noter l'absence de plis antéschisteux dans la masse principale des gneiss coëllés du Canigou (gneiss G_2).

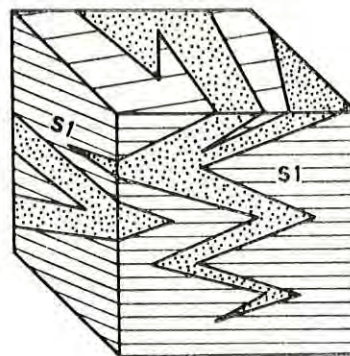


FIG. 101

Schéma d'un pli antéschisteux repris par un pli synschisteux dans un gneiss

La schistosité S_1 , plan axial des plis synschisteux, recoupe de façon quelconque (face supérieure du cube) les surfaces plissées antérieurement. On suppose que le pli antéschisteux, de plus grande amplitude que les plis synschisteux, n'était pas affecté par une schistosité synchrone.

3. Les aspects des déformations précoces dans les micaschistes de Balatg et les gneiss de Casemi.

Les déformations précoces se reconnaissent facilement dans toute la partie de la série relativement épargnée par les phénomènes de migmatitisation et de granitisation, c'est-à-dire dans la partie supérieure des micaschistes de Balatg et des gneiss de Casemi.

Dans les micaschistes, on observe surtout des déformations « synschisteuses ». Les amygdales de quartz sont extrêmement nombreuses et sont toujours très plissotées, de telle sorte que leur axe détermine, dans le plan de schistosité, la formation de « rods » tout à fait typiques (fig. 95 j). Les plis, très nombreux, souvent serrés, ont une ampleur de l'ordre du décimètre et s'observent bien sur les plans perpendiculaires à leur axe. Ce sont généralement des plis semblables, souvent asymétriques, parfois compliqués de boudinage (fig. 95 h). On constate habituellement que la schistosité S_1 , particulièrement grossière dans ces

(1) Leur asymétrie s'explique bien s'il s'agit de plis d'entraînement liés au pli principal de la nappe des gneiss du Canigou.

roches, est le plan axial de ces plis, qui sont les plus apparents. En quelques endroits, où les micaschistes renferment des bancs de quartzo-leptynite, on peut observer la discordance de la schistosité S_1 sur la stratification S (fig. 95 g).

Les linéations l_1 sont surtout représentées par les « rods ». Ceux-ci sont tantôt franchement fusiformes, tantôt aplatis : la présence fréquente de cannelures sur le quartz peut indiquer la linéation dans les cas ambigus où l'allongement de la lentille n'est pas évident. Parfois il s'y ajoute l'alignement des cristaux d'andalousite, des plis anté-schisteux ne s'observent que très rarement.

Comme les gneiss du Canigou, les micaschistes de Balatg sont peu affectés par les micro-déformations tardives.

Dans les gneiss de Casemi, la série des leptynites grises avec laquelle débute la formation, montre souvent des plis couchés isoclinaux de l'ordre du décimètre ou du mètre. Ces roches, comme les gneiss leptynitiques leucocrates qui forment l'essentiel des gneiss de Casemi, portent la trace d'une forte linéation l_1 du type cannelures et alignements des lamelles micacées, dans le plan de schistosité S_1 . Mais, on ne voit qu'assez rarement la trace de plissements précoces dans les gneiss leptynitiques. La structure de ces roches est exactement comparable à celle des gneiss du Canigou, décrite ci-dessus. Les linéations l_1 y sont assez particulières car, les micas étant rares, il ne se forme pas une linéation continue sur les surfaces S_1 , mais une linéation discontinue formée par l'allongement de lamelles micacées isolées. On a pu observer des plis anté-schisteux dans les gneiss de Casemi.

4. Signification de la schistosité S_1 dans les micaschistes et dans les gneiss.

Rappelons que la schistosité S_1 , formant le plan axial des plis synschisteux p_1 , a pris naissance perpendiculairement à la direction de compression maximum (1). L'analyse précédente montre que son développement est absolument général dans l'ensemble des terrains métamorphiques des massifs du Canigou et de la Carança, puissamment marqués par l'empreinte des déformations de la phase du plissement synschisteux, qui a transformé les roches en « tectonites » classe I (G. Guitard, 1955).

Les plis synschisteux p_1 sont généralement des plis couchés dans la zone métamorphique. Il est important de souligner la possibilité qu'offre la région, de pouvoir suivre de façon continue le développement des plis synschisteux p_1 et de la schistosité S_1 à travers tous les étages de la série métamorphique.

Dans les terrains peu métamorphiques de l'enveloppe paléozoïque (Ordovicien par exemple), la schistosité S_1 apparaît avant tout comme un plan de clivage (clivage schisteux), qui n'est pas souligné par des recrystallisations de micas. En lame mince, les phyllites métamorphiques (muscovite et chlorite) sont déformées par le clivage S_1 . Le développement de la schistosité est un phénomène purement mécanique dans cette partie de l'édifice.

Au fur et à mesure que croît le métamorphisme dans les terrains de l'enveloppe, l'aplatissement et l'étirement des plis synschisteux et le développement de la schistosité s'accroissent. Les plans S_1 , toujours distincts de la stratification, sont rendus particulièrement apparents, parce qu'ils sont soulignés par la cristallisation des micas métamorphiques, en particulier de la biotite. Il est évident qu'ici, la formation des plans S_1 résulte principalement d'un effet cristalloblastique : les lamelles de micas, qui croissent pendant le métamorphisme, tendent à être orientées dans le champ des contraintes, de telle sorte que les lamelles dont l'orientation correspond au minimum d'énergie libre ont leur croissance favorisée; cette condition est réalisée si l'axe de compressibilité maximum du cristal est orienté perpendiculairement à la schistosité (Sonder, 1948, in H. Ramberg, 1952; J. Goguel, 1965). Mais on voit aussi que l'orientation des lamelles de micas est influencée par l'existence des plans S_1 préexistants (croissance mimétique).

Les déformations synschisteuses affectent de la même manière les micaschistes de la base de l'enveloppe paléozoïque et les gneiss du Canigou; il y a passage continu de la schistosité S_1 de l'enveloppe à la schistosité S_1 des gneiss.

Dans les gneiss il est évident que la schistosité S_1 , marquée surtout par l'orientation des micas — biotite principalement — et, accessoirement, des yeux feldspathiques, a une double origine. Si l'on considère par exemple le cas des orthogneiss G_2 qui dérivent de la

(1) Le synchronisme entre le développement de la schistosité de plan axial et les plissements est un fait bien connu. A ce propos, il convient de rappeler que les plis ne prennent effectivement naissance que si le « milieu » qui se déforme renferme des bancs de « compétence » différente (voir, par exemple, J. Goguel, 1952; D. Flinn, 1962). Dans un premier stade ce sont les bancs compétents, sollicités par les contraintes latérales, qui se plissent suivant le mode des plis « concentriques », par glissement des bancs les uns par rapport aux autres; puis le pli se poursuit suivant le mode dit « semblable ». C'est à ce stade que se forme la schistosité dans les bancs incompétents, suffisamment plastiques, un flux de matière prenant naissance parallèlement au plan de schistosité. Les plis « parasites » se développent à ce stade dans les bancs compétents. Pour une plasticité très élevée, la schistosité affecte à la fois les bancs incompétents et les bancs compétents.

gneissification et du métamorphisme d'un granite porphyroïde, deux processus superposent leurs effets dans la genèse de la schistosité de ces gneiss. Un phénomène purement mécanique *apparente nos gneiss œillés aux mylonites* : les anciens phénocristaux de feldspaths et les anciennes biotites, disposées d'une manière isotrope à l'origine, sont réorientés de telle sorte qu'ils tendent à se placer dans un plan perpendiculaire à la compression maximum, c'est-à-dire dans le plan de schistosité S_1 . Une telle réorientation mécanique est possible expérimentalement, mais elle est surtout parfaitement connue dans le cas des mylonites et blastomylonites granitiques. A. Lacroix (1922) en a décrit un très bon exemple à Madagascar. Dans notre région, on peut voir la transformation du granite porphyroïde de Querigut en une roche mylonitique de structure analogue à celle d'un gneiss œillé G_2 , sur la bordure sud de ce massif, au nord-est de Prades. Cette transformation se fait sans recristallisation importante dans des zones écrasées. Revenant au cas des orthogneiss G_2 , les lamelles micacées ainsi que les feldspaths sont mécaniquement réorientés, mais également effrités et granulés. Les débris vont recristalliser, et c'est alors que *l'orientation des lamelles micacées régénérées et blastiques se poursuivra par un phénomène purement cristalloblastique*, pour la même raison que celle invoquée ci-dessus à propos des micaschistes de la base de l'enveloppe. Cette évolution se reflète parfaitement dans la dualité de l'aspect micrographique des gneiss G_2 , où l'on observe une mésostase fondamentale déformée et une mésostase secondaire granoblastique isotrope (cf. p. 149).

5. Le problème des fronts de schistosité.

Dans la région étudiée, ce que l'on peut appeler la schistosité principale des roches est en général la schistosité macroscopique S_1 . La transposition des plans S_1 par des plans de schistosité liés à des phases de déformation plus tardives est plutôt un phénomène exceptionnel. P. Fourmarier (1953) a distingué plusieurs zones tectoniques, dans les séries plissées à métamorphisme croissant avec la profondeur : zone supérieure sans schistosité, zone à schistosité de fracture limitée en haut par un front supérieur de schistosité généralement situé à 5 ou 6.000 mètres de profondeur pendant le plissement, zone à schistosité de flux limitée en bas par un front inférieur de schistosité, qui se situerait à la base de l'épizone, zone de microplissement de la schistosité, enfin, zone de la foliation dans les gneiss.

La notion d'un front supérieur de schistosité est d'une grande importance bien que les profondeurs avancées pour en situer la limite soient difficiles à estimer et, probablement, variables d'un type de chaîne à

un autre. Le fait remarquable est que, *dans cette région, on n'observe pas de front supérieur de schistosité dans les terrains plissés hercyniens* : tout le Paléozoïque est schisteux y compris les schistes du Culm du synclinal de Villefranche, qui constituent le sommet de la série plissée hercynienne actuellement affleurante, et qui sont affectés par la schistosité S_1 au même titre que les terrains plus anciens. *Cette disposition ne signifie pas qu'il faille mettre en doute la notion même de front supérieur de schistosité, mais que le front supérieur de schistosité est partout atteint*. L'érosion de la chaîne hercynienne dans les Pyrénées orientales a été suffisamment importante, pour que l'on ne retrouve nulle part les terrains paléozoïques de la zone supérieure sans schistosité, qui ont été enlevés. Quant au front inférieur de schistosité, il n'est pas non plus atteint dans les terrains métamorphiques affleurants, puisque l'obliquité de la schistosité S_1 sur l'ancienne stratification ou sur un rubanement préexistant, est encore bien visible dans les micaschistes de Balatg de la zone profonde du Canigou. En fait, il n'y a pas de raison de situer le front inférieur de schistosité dans l'épizone, comme le propose P. Fourmarier. Il faut également remarquer que la zone de microplissement de la schistosité, bien développée à la base de l'enveloppe paléozoïque dans la région, est liée à une phase de plissement tardive, indépendante de la phase précoce S_1 et des plis synschisteux, dont on analysera ci-dessous les caractères.

6. Relations entre la direction axiale des plis synschisteux p_1 , les linéations l_1 et les directions principales de l'ellipsoïde des déformations.

Dans la zone métamorphique de la région, les objets antéorogéniques ont été généralement déformés en fuseaux allongés. On a vu que les galets du conglomérat de Saillagouse (fig. 95, 96, 102 b) ont été très étirés dans le plan S_1 , suivant une direction qui correspond à la direction de dilatation maximum de l'ellipsoïde des déformations. Cette direction est parallèle à la linéation l_1 et à l'intersection de la schistosité avec la stratification, c'est-à-dire avec la direction des axes locaux de plis synschisteux p_1 . Ces observations, valables pour la base de l'enveloppe paléozoïque (série de Canaveilles), le sont aussi pour les gneiss sous-jacents. La figure 102 montre l'orientation :

— des axes de plis synschisteux p_1 dans les gneiss G_1 à la base de la formation des gneiss du Canigou, dans le vallon de Velmanya;

— des directions de linéation l_1 (intersection de la schistosité et de la stratification) dans des paragneiss rubanés, ou des linéations d'étirement banales des gneiss G_1 et G_3 ;

La figure 103 montre la nette orientation préférentielle des linéations l_1 et des axes p_1 suivant une direction NE-SW. Cette orientation est particulièrement bien marquée dans le massif du Canigou (fig. 104 A et A'). Dans le massif de la Carança (fig. 104 B et B'), on remarque aussi des orientations de direction est-ouest et nord-sud qui pourraient être liées à des déformations plus tardives superposées aux déformations p_1 - l_1 , et qui auraient complètement réorienté les gneiss : de ce fait, ces directions seraient très difficiles à distinguer des linéations l_1 qui seraient détruites. On verra ci-dessous que les projections des linéations l_1 de ce massif sont maintenant disposées dans un plan à peu près vertical, d'orientation NE-SW, comme conséquence de la déformation en grand de la nappe des gneiss du Canigou, dans un stade tardif. Les figures 104 A et A' représentent l'orientation de 467 mesures d'éléments l_1 - p_1 des gneiss dans le massif du Canigou (contours correspondants à 2-4-6 et 10 % du nombre total des points

pour 1 % de la surface de projection). Il existe un maximum bien marqué, qui traduit le plongement générale-ment sud-ouest des linéations l_1 et des plis p_1 dans ce massif, sous un angle d'environ 25° en moyenne. Les figures 104 B et B' donnent l'orientation de 310 linéations l_1 et axes p_1 dans les gneiss du massif de la Carança. (contours 2-4-6-8 % pour 1 % de la surface de projection). On observe un net maximum qui traduit une orientation générale ENE avec un plongement moyen d'environ 20° vers le Nord-Est. Mais on remarque aussi l'existence d'une orientation préférentielle de direction à peu près nord-sud à côté de la direction principale ENE-WNW. La figure 105 est un diagramme collectif pour l'ensemble de la formation des gneiss du Canigou et de la Carança représentant 777 orientations l_1 - p_1 (contours : 2-4-6-8 % pour 1 % de la surface de projection) qui montre clairement la prépondérance de la direction NE-SW parmi les linéations et les plis synschisteux p_1 .

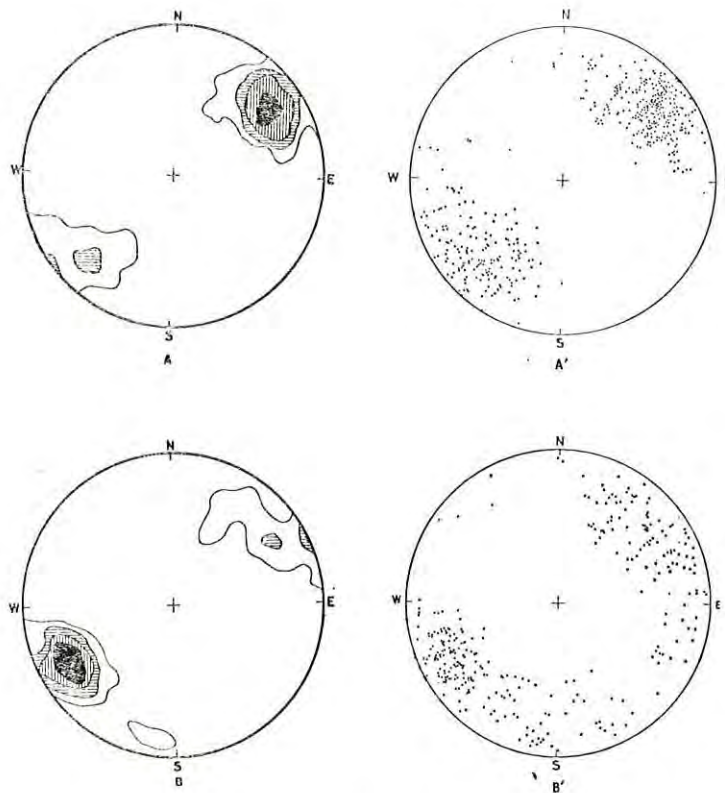


FIG. 104

Diagrammes montrant les orientations l_1 - p_1 mesurées dans les gneiss

A, diagramme de contour pour 467 mesures dans les gneiss du Canigou; A', *idem*, répartition des points; B, diagramme de contours pour 310 mesures dans les gneiss du massif de la Carança; B', *idem* répartition des points.

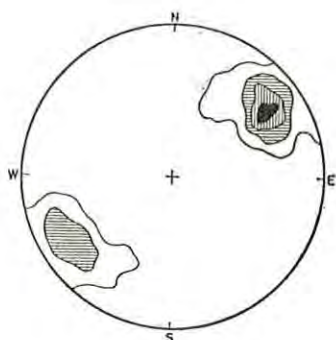


FIG. 105

Diagramme de contours montrant l'orientation de l'ensemble des linéations l_1 et des axes de plis p_1 mesurés dans les gneiss des massifs du Canigou et de la Carança. 777 mesures (contours 2.4-6.8 %).

b. DANS L'ENVELOPPE PALÉOZOÏQUE. L'orientation des plis synschisteux p_1 et des linéations l_1 correspondantes obéit à une répartition beaucoup plus complexe, qui est certainement provoquée par l'existence de plusieurs phases de plissement qui interfèrent dans certaines conditions. Ainsi la figure 106 représente l'orientation de 560 directions l_1-p_1 dans l'enveloppe paléozoïque du massif de la Carança (contours : 1-2-3 % pour 1 % de la surface de projection). Ces orientations, par opposition avec celles des gneiss, sont largement dispersées dans une ceinture correspondant à un plan d'orientation $WNW-ESE$. Cependant, on observe encore un faible maximum pour une direction $NW-SE$. Dans l'enveloppe du massif de la Carança, l'orientation des plis synschisteux p_1 a été largement exploré dans la base métamorphique de la série de Canaveilles, mais aussi dans l'Ordovicien peu métamorphique du synclinal de Villefranche. La figure 107 montre l'orientation des directions l_1-p_1 de l'enveloppe paléozoïque du massif du Canigou, dans le Vallespir (150 mesures). L'orientation préférentielle des directions l_1-p_1 , par rapport à celles du diagramme précédent, est particulièrement frappante. Cette orientation, comme celle des gneiss sous-jacents, correspond à une direction $NW-SE$. Dans l'enveloppe du Canigou les mesures sont beaucoup moins nombreuses que dans l'enveloppe du massif de la Carança, cependant, leur répartition obéit à une orientation beaucoup plus sélective : en effet, dans l'enveloppe paléozoïque du Canigou, on a pratiquement travaillé dans la série de Canaveilles, surtout dans les micaschistes de la base de cette formation, reposant directement sur les gneiss sous-jacents. On peut donc supposer que la dispersion importante de l'orientation des linéations l_1 et des plis p_1 par rapport à celle des gneiss et des micaschistes sus-jacents, dans l'enveloppe du massif de la Carança, provient de ce que le plus

grand nombre des mesures a été fait dans la partie supérieure de l'enveloppe paléozoïque, c'est-à-dire dans l'Ordovicien peu métamorphique.

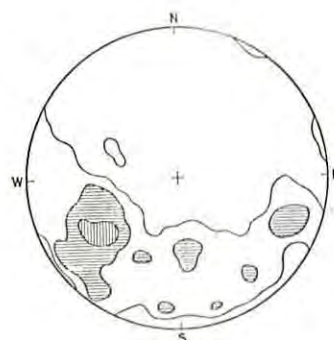


FIG. 106

Diagramme de contours montrant l'orientation des plis p_1 et des linéations l_1 dans l'enveloppe paléozoïque du massif de la Carança. 560 mesures. Contours 1-2-3 %.

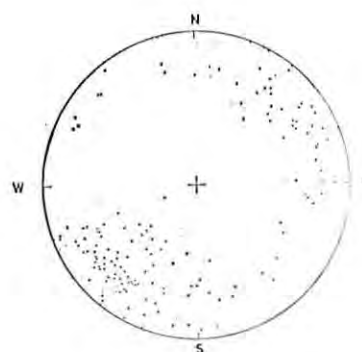


FIG. 107

Orientation des axes de plis p_1 et des directions de linéations l_1 dans les micaschistes du synclinal du Vallespir, dans le secteur de Prats de Mollo. — 150 mesures.

Afin de se rendre compte du bien fondé de cette hypothèse, on a exploré en détail les orientations des plis et linéations synschisteux p_1 et l_1 à différents niveaux de la série métamorphique, dans une partie bien définie de l'enveloppe paléozoïque, le flanc sud du synclinal de Villefranche dans la région d'Olette, en Conflent, qui recouvre le versant nord du massif de la Carança. La figure 108 a représente l'orientation globale de 500 directions l_1-p_1 dans les micaschistes et schistes de la région d'Olette. Ces directions sont dispersées dans une ceinture correspondant à un plan de même orien-

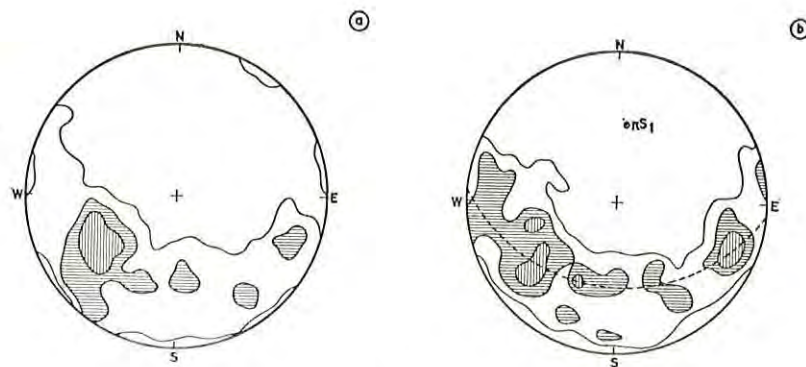


FIG. 108

- a**, diagramme de contours montrant la dispersion des orientations de linéation l_1 dans le paléozoïque inférieur du synclinal de Villefranche (versant Carança), avec apparition d'un faible maximum NE-SW. 500 mesures. — Contours 1-2-3 %.
- b**, diagramme de contours montrant la dispersion des orientations de linéation l_1 mesurées dans la partie supérieure (Ordovicien) du synclinal de Villefranche. Les concentrations (maxima) de l_1 sont en gros dispersées dans une « ceinture » symbolisée par le grand cercle correspondant au plan dont le pôle est projeté en πS_1 . 228 mesures de linéations l_1 . — Contours 1-2-3 %.

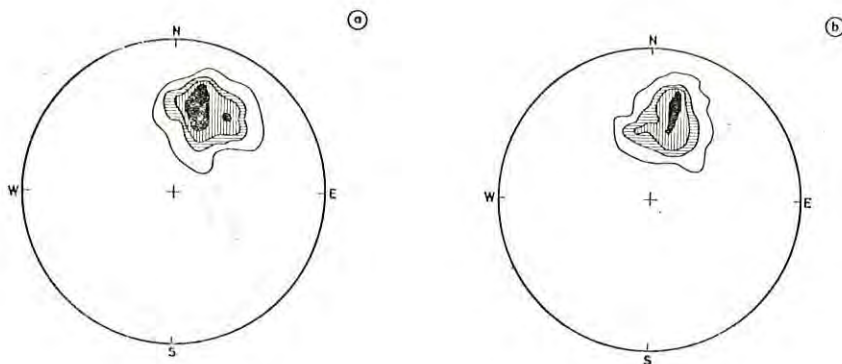


FIG. 109

- a**, diagramme de contours montrant l'orientation des plans de schistosité S_1 dans le paléozoïque inférieur du synclinal de Villefranche. 492 mesures. — Contours 3-4-6-7 %; **b**, *idem*, mais seule est représentée l'orientation des plans S_1 dans les schistes de la partie supérieure de l'enveloppe (Ordovicien du secteur Jujols-Olette). — 186 mesures. — Contours 3-6-8-10 %.

tation que celui de la figure 106. On peut comparer à ce diagramme collectif, deux autres diagrammes :

— la figure 108b montre l'orientation des directions l_1-p_1 dans l'Ordovicien, c'est-à-dire dans la partie supérieure peu métamorphique affleurante de la série (228 mesures; contours 1-2-3 % pour 1 % de la surface de projection). Les directions l_1-p_1 sont parfaitement dispersées dans une ceinture qui correspond à un plan, dont le pôle moyen a une orientation nord 100° est, nord 42° . Cette orientation est aussi l'orientation moyenne du plan de schistosité S_1 déduit des mesures de S_1 dans la région considérée. C'est ce que montre la figure 109b (186 pôles S_1 , contours pour 3-6-8-10 % pour 1 % de la surface de projection). Donc, dans la partie supérieure de l'enveloppe paléozoïque, l'orientation des plis synschisteux p_1 est telle que les axes p_1 et les linéations correspondantes d'intersection de la

stratification S avec la schistosité S_1 ($l_1 = S/S_1$), sont fortement dispersés dans le plan axial de ces plis, représenté par la schistosité S_1 , dont l'orientation est par contre, relativement constante (1).

La figure 110 montre maintenant l'orientation des directions l_1-p_1 dans la partie inférieure plus métamorphique de l'enveloppe de la région d'Olette (163 directions, contours pour 1-2-3-5 % pour 1 % de la surface de projection). On est alors frappé par l'orientation préférentielle de ces directions suivant une orientation NE-SW, qui est celle que montre déjà la figure 105 pour les gneiss du Canigou, et la figure 107 pour les micaschistes de la base de l'enveloppe, dans le Vallespir. En précisant la répartition des points de mesure sur la figure 110 on remarquera : une nette concentration de points dans le cadran sud-ouest de la surface de projection (orientation nord-est), mais une tendance à la dispersion des directions l_1-p_1 dans une ceinture nord 40° est, sud-est 56° . Cette dispersion est

(1) Voir fig. 109a qui montre l'orientation générale de S_1 dans l'enveloppe paléozoïque du synclinal de Villefranche.

provoquée par les plissements post-schisteux (cf. ci-dessous p. 238), bien développés à la base de l'enveloppe paléozoïque, mais de plus faible amplitude que les plis synschisteux, qui ne sont pas détruits. On note enfin une ébauche de ceinture suivant une orientation analogue à celle du diagramme n° 108b. Donc, dans la partie inférieure de l'enveloppe paléozoïque, la plus métamorphique et la plus proche des gneiss du Canigou, l'orientation des directions l_1-p_1 est, dans l'ensemble, voisine des directions correspondantes des gneiss.

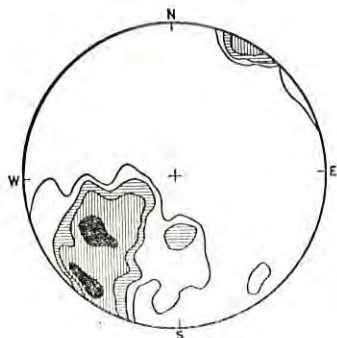


FIG. 110

Diagramme de contours montrant l'orientation des linéations l_1 de la base de l'enveloppe paléozoïque dans le secteur d'Olette. — Canaveilles. — 163 mesures. — Contours 1-2-3-5 %.

On peut essayer d'expliquer la raison des différences d'orientation des directions l_1-p_1 entre les gneiss et la base de l'enveloppe paléozoïque d'une part, et la partie supérieure de l'enveloppe peu métamorphique d'autre part. Pour cela il faut d'abord comprendre la raison de la dispersion des directions l_1-p_1 dans une « ceinture » de la projection, dans le cas des mesures effectuées dans l'Ordovicien de la région d'Olette. Cette dispersion est très remarquable, car, comme on l'a noté, elle se produit statistiquement dans un plan dont le pôle coïncide avec la direction moyenne des plans de schistosité S_1 de la région. Les diagrammes n° 109 a et b donnent en effet respectivement les orientations de 492 pôles de plans S_1 (3-4-6 et 7 % pour 1 % de la surface de projection) pour l'ensemble de la région d'Olette étudiée (secteur compris entre le village de Sansa à l'Ouest et le hameau de Jujols à l'Est), et de 186 pôles de plans S_1 pour la partie supérieure de l'enveloppe de cette même région (cf. ci-dessus). Ces deux diagrammes montrent un maximum de concentration fort net des pôles S_1 , qui coïncide avec le pôle πS_1 du diagramme de la figure 108 b. Ceci signifie évidemment que cette partie de l'enveloppe paléozoïque peu être considérée, grosso modo, comme un compartiment monoclinale relativement aux plans de schistosité S_1 (constance statistique des orientations de plans S_1). D'autre part, il faut se rappeler que les plis synschisteux p_1 sont définis par deux coordonnées : l'orientation du plan axial S_1 et l'orientation de l'axe p_1 ou, ce qui revient au même, de la direction $l_1 = S/S_1$ (cf. ci-dessous,

p. 220). Dans ces conditions, la dispersion des orientations l_1-p_1 dans une « ceinture » de la projection peut être expliquée au moyen de deux hypothèses :

— dans la partie supérieure de l'enveloppe paléozoïque, les plis synschisteux p_1 ne sont pas cylindriques : les axes des petits plis qui leurs sont liés sont localement variables, ainsi que les linéations d'intersection de la schistosité S_1 avec la stratification. Par contre, les plans axiaux S_1 ont une orientation relativement constante. La désorientation des directions l_1-p_1 entraînée par la perte du cylindricisme est illustrée sur les figures 111a et b. Dans ces conditions, les projections des directions l_1-p_1 sont situées dans la « ceinture » correspondant au plan S_1 ;

— les plis synschisteux p_1 sont superposés à une phase antérieure de plissement, qui rend variable en chaque point l'orientation de la stratification S , et donc celle de son intersection avec les plans de schistosité S_1 . Or, on a vu ci-dessus (p. 225 et 228) que des plis précoces « anté-schisteux » existent effectivement dans l'enveloppe paléozoïque. En projection, l'influence de ces plis précoces anté-schisteux, peut parfaitement expliquer l'allure du diagramme 108b.

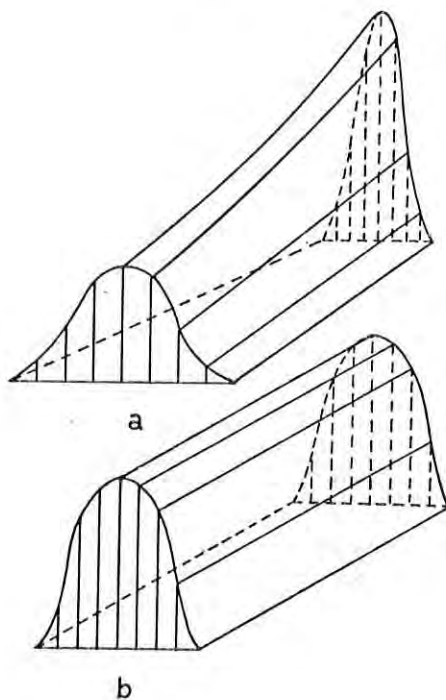


FIG. 111

Représentation d'un pli non cylindrique (a) et d'un pli cylindrique (b)

Les plans de schistosité verticaux et leurs intersections avec la surface plissée ne conservent une orientation constante que dans le cas du cylindricisme.

En l'absence d'investigations plus poussées, on peut toujours admettre que les deux processus envisagés combinent effectivement leurs effets pour provoquer la dispersion des directions l_1-p_1 dans la partie supérieure peu métamorphique de l'enveloppe paléozoïque. A titre

d'indication, nous signalons que la dispersion de l'orientation des directions l_1-p_1 peut être observée très localement dans le secteur d'Olette : c'est ce que montre par exemple la figure 112 où sont projetées les mesures de plans S_1 et de directions l_1-p_1 recueillies lors d'un court itinéraire dans l'Ordovicien, au nord d'Olette.

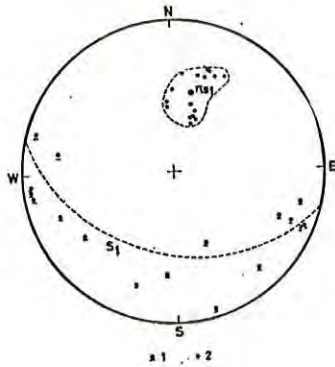


FIG. 112

Dispersion des linéations l_1 dans une « ceinture » de la projection, alors que l'orientation des plans de schistosité S_1 est peu variable (mesures recueillies dans un secteur très limité au NW d'Olette).

Les points représentent la projection des pôles de plans S_1 ; πS_1 indique leur orientation moyenne et c'est aussi la projection du pôle du plan projeté suivant le grand cercle S_1 symbolisant la « ceinture ». Les points soulignés représentent les projections de linéations l_1 mesurées.

Pour quelle raison les orientations si variables des directions l_1-p_1 dans la partie supérieure de l'enveloppe, tendent-elles à devenir constantes à la base du Paléozoïque et dans les gneiss ? En d'autres termes, comment passe-t-on sur la projection d'une répartition statistique des points l_1-p_1 dans une « ceinture », à une concentration dans un « maximum » ? Il faut faire intervenir l'influence du style des plissements synschisteux. Certes, dans tous les cas, les plis synschisteux sont des plis couchés à schistosité de plan axial S_1 , mais ces plis sont plus ou moins « ouverts » ou « fermés » suivant leur position dans la série métamorphique. Dans l'Ordovicien de l'épizone, on observe généralement des plis ouverts non isoclinaux; dans la mésozone au contraire prédominent des plis serrés, à tendance isoclinal; l'aplatissement et l'étirement γ sont donc plus marqués que dans l'épizone sus-jacente. Cette déformation intense est d'ailleurs la même dans les gneiss cœillés du Canigou et dans les micaschistes de la base de l'enveloppe. Ainsi, à la base de l'enveloppe, les plis synschisteux sont fermés, et de même les plis anté-schisteux.

L'influence de l'aplatissement et de l'étirement concomitant sur l'orientation des linéations définies par l'intersection de la schistosité S_1 et de la stratification

S ($l_1 = S/S_1$), est illustrée par les figures 113a et 113b. Sur la figure 113 on a représenté les diverses positions de la surface de stratification S mesurées sur les flancs d'un pli anté-schisteux « ouvert » L , ainsi que les diffé-

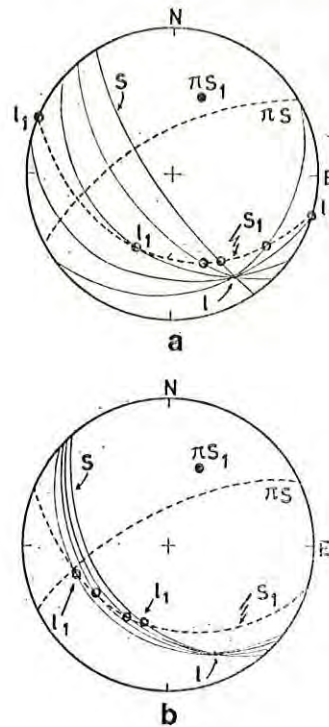


FIG. 113

Influence des plis anté-schisteux sur l'orientation des axes des plis synschisteux et des linéations l_1 correspondant à l'intersection de la schistosité S_1 et de la stratification S , dans les micaschistes et les schistes du synclinal de Villefranche (d'après Guitard, 1962).

a, dans la partie supérieure de l'enveloppe les plis sont « ouverts ». Les grands cercles S de la figure représentent la projection d'une famille de plans S appartenant à la zone d'axe l . Ces plans sont matérialisés par diverses positions de la surface de stratification S plissée par un pli anté-schisteux ouvert supposé cylindrique. Chaque plan S correspond à une mesure de pendage sur les flancs des plis en des points tels que le pendage varie d'une quantité constante d'un point à l'autre. Les grands cercles S se recoupent suivant un axe de zone, projeté en l sur la figure, qui est l'axe du pli anté-schisteux. Cet axe est aussi le pôle du plan renfermant les pôles des plans S , dont la projection est représentée par le grand cercle πS . Les plans de schistosité S_1 de plis synschisteux supposés de plus faible amplitude que le pli anté-schisteux, ont une orientation moyenne symbolisée par un plan S_1 projetée suivant le grand cercle S_1 dont le pôle se projette en πS_1 . Ce grand cercle recoupe les grands cercles S en divers points l_1 qui représentent la projection des linéations d'intersection schistosité-stratification correspondante. Les points l_1 sont largement dispersés dans le grand cercle S_1 et leur orientation est très variable (disposition dans une ceinture). b, la figure montre l'influence du « serrage » et de la fermeture des plis sur l'orientation des linéations l_1 . Les points l_1 correspondants de la figure a, se concentrent dans une portion limitée du grand cercle S_1 , où ils tendent à former un « maximum ».

rentes intersections $S/S_1 = l_1$ déterminées par la superposition des plis synschisteux à plan axial S_1 qui sont aussi des plis ouverts. Dans ce cas, les projections des intersections l_1 sont largement dispersées dans une « ceinture » dont le pôle du plan correspondant est précisément le pôle du plan de schistosité S_1 .

La figure 113b représente l'orientation des mêmes éléments tectoniques en supposant un aplatissement et un étirement important qui affecte à la fois les plis anté-schisteux l et les plis synschisteux l_1 . On voit que cette déformation très poussée entraîne la sélection et la concentration des directions de linéations l_1 (S/S_1) dans un maximum.

Cette explication purement géométrique est fondée sur deux réalités; d'une part l'interférence de plis anté-schisteux et de plis synschisteux au cours des déformations précoces, d'autre part l'existence d'un aplatissement et d'un serrage de plus en plus marqué des plis précoces avec la profondeur; elle explique de façon satisfaisante l'allure des diagrammes et les résultats des mesures. La théorie de D. Flinn (1962) sur la déformation homogène finie, peut rendre compte de la simplification de l'orientation des directions l_1-p_1 dans les parties très déformées de l'orogène, dans la mesure où une orientation préférentielle de plus en plus marquée des directions ou des plans préexistants accompagne les progrès de la déformation. On sait que durant ce processus les lignes droites et les plans pivotent de telle sorte qu'ils tendent à se paralléliser avec l'axe Z d'allongement maximum de l'ellipsoïde des déformations. L'intensité de la déformation est liée à l'augmentation de la plasticité des matériaux avec l'enfouissement et la montée des isogéothermes dans la série (cf. ci-dessous).

c. DANS LA FENÊTRE DE BALATG.

Nous avons surtout mesuré les orientations des plis synschisteux p_1 et des linéations l_1 correspondantes dans les micaschistes de Balatg. Ces micaschistes étant peu lités, nous avons utilisé des axes de « rods » (cf. ci-dessus, p. 224). La figure 114 montre que, dans l'ensemble, les 150 mesures de directions l_1 sont situées dans les cadrans nord-est et sud-ouest de la projection, sans qu'il se

dégage cependant une nette concentration des points. Ceci peut être dû au fait que l'on a surtout mesuré l'orientation des « rods » (cf. remarque p. 224), et aussi que les directions l_1 , dans une des régions où affleurent le plus largement les micaschistes de Balatg, la haute vallée du Cadi, sont très perturbées par les grands systèmes de failles est-ouest qui l'accidentent. Il est certain qu'une étude plus approfondie et plus étendue des directions l_1 dans les micaschistes de Balatg serait nécessaire; néanmoins on remarque sur la figure 114 la tendance vers une orientation préférentielle NE-SW.

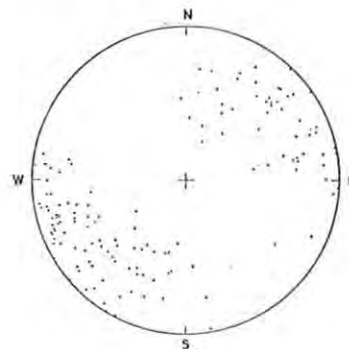


FIG. 114

Orientation des linéations l_1
dans les micaschistes de Balatg. — 140 mesures

L'étude de l'orientation statistique des plans S_1 renseigne finalement sur la structure en grand de la région, édifiée postérieurement à la formation de la schistosité principale S_1 , en la déformant. C'est donc avec l'étude des mégastructures tardives que l'on abordera ce problème. Il suffit de remarquer que l'on peut facilement replacer les plans S_1 dans leur position originelle, au moins en ce qui concerne le brachy-anticlinal de gneiss des massifs du Canigou et de la Carança, qui forme une mégastructure à faible rayon de courbure. On constate alors que les plans S_1 étaient quasi horizontaux dans les gneiss et dans l'ensemble de la mésozone, et éventuellement faiblement pentés dans l'enveloppe peu métamorphique (voir fig. 137), lors de leur plissement tardif.

II. LES PLISSEMENTS TARDIFS OU POST-SCHISTEUX ET LE CLIVAGE DE FRACTURE

Les plis tardifs affectent des roches qui ont été très fortement plissées et rendues schisteuses lors des déformations précoces correspondant au « paroxysme » orogénique. Comme ils plissent les surfaces S_1 on peut les appeler plis « post-schisteux ». Dans la région étudiée ces plissements sont bien développés dans l'enveloppe paléozoïque.

1. Les déformations tardives dans l'enveloppe paléozoïque.

La manifestation la plus évidente en est le plissement de la schistosité S_1 sous forme de plis « post-schisteux » p_2 , que favorise la nature essentiellement pélitique des matériaux de l'enveloppe. Cependant, *il existe un étage privilégié où les plissements post-schisteux se marquent avec le maximum d'intensité : c'est la base de l'enveloppe paléozoïque*, représentée par la « série de Canaveilles ». Entre la masse des schistes de l'Ordovicien au sommet, et celle des gneiss de la Carança et du Canigou à la base, les micaschistes de la base de l'enveloppe avec leur plissement constant des surfaces S_1 , constituent véritablement la « zone de microplissement de la schistosité » reconnue par P. Fourmarier (voir fig. 103).

On est tenté d'interpréter cette zone comme une zone où se sont développés des plis « d'entraînement », au contact de la masse des gneiss et de l'enveloppe paléozoïque, lors du plissement en grand de ces terrains, quand ont été formées les mégastructures tardives (cf. ci-dessous, p. 254).

Les plis post-schisteux p_2 de la base de l'enveloppe, plissant les surfaces S_1 , apparaissent tantôt comme des plis de type semblable, avec épaissement marqué aux charnières, généralement asymétriques avec un flanc court et un flanc long, tantôt ils ont un aspect de plis en chevron, généralement asymétriques (fig. 115a, b, c, i et j). Leur amplitude est souvent de l'ordre du décimètre mais parfois aussi de l'ordre du mètre, voire du décimètre (région des gorges du Sègre, en Cerdagne, près de Llo). On y remarque d'anciens plis synschisteux p_1 complètement repleyés par les plis post-schisteux p_2 (fig. 115 f et g). Quelquefois, ce sont des plis concentriques (fig. 115 h).

Le plan axial des plis post-schisteux est bien matérialisé sous forme d'un « clivage de fracture ». Ces plans

généralement redressés, qu'on appellera S_2 , recourent d'ordinaire les surfaces S_1 sous un grand angle, et comme les plans S_2 sont beaucoup moins serrés que les plans S_1 , la schistosité S_1 n'est pas détruite, et constitue toujours la schistosité principale des mica-schistes. Dans les zones de la muscovite et de la chlorite, le clivage de fracture est effectivement un plan de clivage, alors que dans la partie inférieure de la zone de la biotite, et *a fortiori* dans les zones de la cordiérite et de l'andalousite, les plans S_2 sont marqués par des cristallisations orientées de phyllites, en particulier de biotite. La signification du clivage de fracture et des plans S_2 est donc analogue à celle des plans S_1 (voir ci-dessus, p. 229). Dans les zones les moins métamorphiques il s'agit d'une surface d'origine purement mécanique, mais au fur et à mesure que le métamorphisme s'accroît, des cristallisations orientées de minéraux matérialisent les plans S_2 . Comme les plans S_1 , il semble que les plans S_2 , plans axiaux des plis post-schisteux p_2 , ont été formés perpendiculairement à la direction de compression maximum. Il s'agit en somme d'une seconde schistosité, généralement moins développée, que la schistosité principale S_1 . Dans certains cas cependant, quand les plis tardifs ont été très serrés lors de déformations intenses, les plans S_2 se sont multipliés et se sont rapprochés jusqu'à ce que l'épaisseur des « microlithons » (1) soit devenue comparable à celle qui sépare les plans S_1 . Il se crée alors une véritable schistosité S_2 avec « transposition » complète de la schistosité S_1 .

Alors que les plans S_1 , liés à l'évolution de plis couchés, sont souvent des surfaces plates, les plans S_2 , au contraire, sont généralement redressés, et nous verrons ci-dessous leur déversement remarquable. Mais il arrive aussi que les plans S_2 aient tendance à être couchés dans certains plis « polyclinaux » ou dans certaines zones « transposées » : un pli p_2 normal à un plan axial S_2 redressé, évolue alors de telle sorte que le plan S_2 pivote autour de l'axe du pli, et s'incline pour former un pli tardif couché p_2 , superposé à un pli précoce p_1 (fig. 116).

La description précédente des plis p_2 montre bien leur liaison à des phases de plissement indépendantes des plis précoces et qui leur sont postérieures. En particulier, la zone de microplissement de cette région n'est pas génétiquement liée à la déformation qui a créé la schistosité régionale S_1 .

(1) Voir L.U. de Sitter (1956).

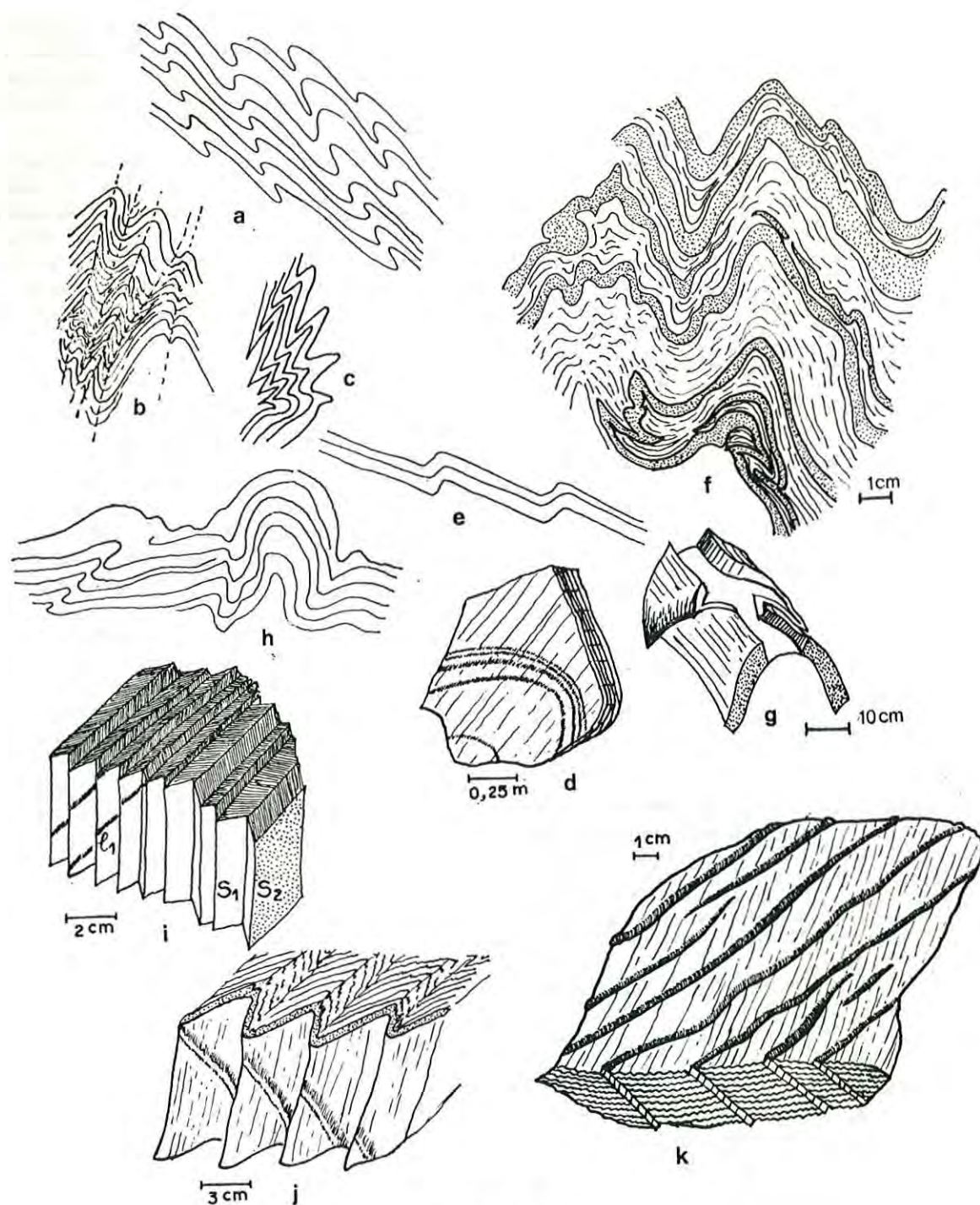


FIG. 115

Divers exemples de plis postschisteux dans les micaschistes de l'enveloppe paléozoïque

a, b, plis asymétriques et clivage de fracture S_2 dans les micaschistes d'Olette; **c**, pli « polyclinal » *idem*; **d**, torsion d'une ancienne linéation l_1 (intersection schistosité-stratification) dans le plan de schistosité S_1 non déformé, avec formation d'une linéation l_2 (pic de Fénéstrelle, Cerdagne); **e**, plis asymétriques dans des bancs de quartzites (vallée du Sègre à Llo); **f**, plis postschisteux reprenant un pli synschisteux (vallée du Sègre à Llo); **g**, *idem* à Canaveilles; **h**, plis postschisteux dans des niveaux quartzitiques avec formation d'un pli de type concentrique, vallon de Calvell, ouest de Taulis; **i**, plis en chevrons, avec clivage de fracture S_2 très marqué, plissant à la fois S_1 et l_1 , secteur d'Olette; **j**, *idem* dans des micaschistes de Canaveilles; **k**, microflectures dans un schiste du synclinal de Villefranche (Oreilla).

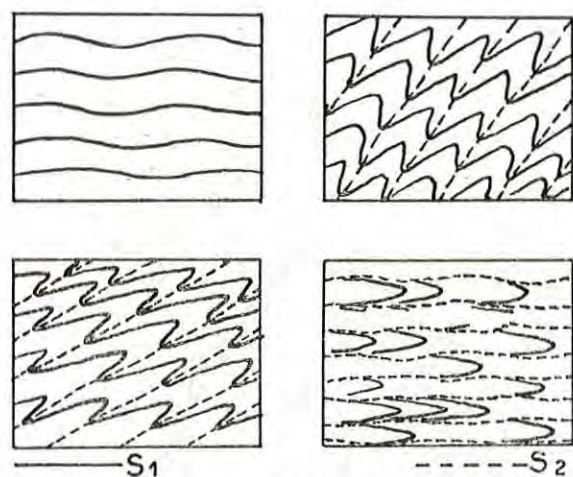


FIG. 116

Transposition de la schistosité S_1 en schistosité S_2

On peut rapprocher des plis p_2 les flexures (knick faltung), que l'on observe à tous les étages de la série métamorphique de l'enveloppe, mais qui sont localement très développées à la base des micaschistes ordoviciens dans le synclinal de Villefranche. Ces flexures paraissent s'être développées encore plus tardivement que les plis post-schisteux p_2 , et font déjà la transition avec la tectonique de style cassant (fig. 115 k).

Quant aux linéations tardives l_2 , elles se réduisent essentiellement à deux types qui sont largement représentés dans l'ensemble de l'enveloppe paléozoïque :

— microplissement de la schistosité S_1 , d'amplitude centimétrique ou millimétrique. Ces linéations sont constantes sur les flancs des plis p_2 et leur direction est parallèle à celle de l'axe des plis post-schisteux;

— intersection de la schistosité S_1 par le clivage de fracture S_2 .

L'existence de plissements précoces et de plissements tardifs dans l'enveloppe paléozoïque se traduit par une interférence de plis de plusieurs générations. C'est pourquoi on observe généralement plusieurs directions de linéation dans les micaschistes : par exemple, sur le plan de schistosité S_1 , on pourra retrouver une linéation l_1 marquée par l'intersection de la surface de la stratification S avec le plan S_1 et deux ou trois systèmes de linéations l_2 , souvent sous forme de microplissements de la schistosité, liés aux déformations tardives.

La formation des linéations l_2 s'accompagne parfois de distorsion : ainsi deux systèmes de linéations l_2 peuvent présenter un écart notable de leurs directions à de faibles distances, et il n'est pas exceptionnel de

voir une déviation importante de la direction d'un même système dans deux plans S_1 parallèles et très voisins. Il n'en reste pas moins que, dans l'ensemble, les directions l_2 sont assez régulières (cf. ci-dessous, p. 242).

On voit parfois dans les micaschistes la torsion des anciennes linéations l_1 dans les plans de schistosité, eux-mêmes non plissés, avec formation d'une linéation l_2 qui « bissecte » le « pli » ainsi formé (fig. 115 d). Des observations analogues ont été faites par J. Sutton et J. Watson (1959) ainsi que par J. G. Ramsay (1960), qui a donné une explication géométrique de ce curieux phénomène.

2. Les plissements tardifs dans les gneiss et dans la zone profonde du Canigou.

Des plis post-schisteux, à charnière aiguë, comparables à ceux de la base de l'enveloppe paléozoïque, sont exceptionnels dans les gneiss cœillés du Canigou. On en observe dans les « gneiss de la Coume » à l'ouest de Ballestavy (fig. 118 a, b, c, d), au Cambras d'Azé, au Puig Sec, au plancher des gneiss stratoïdes. En général, les déformations posts-chisteuses se traduisent dans les gneiss cœillés par un gauchissement des plans S_1 sous forme d'ondulations, de plis à peine ébauchés, à grand rayon de courbure (ordre de grandeur : 10 à 20 mètres), dont on peut reconstituer approximativement, dans certains cas favorables, la direction de l'axe, à l'aide d'une étude statistique de l'orientation des plans S_1 . La figure 117 en donne un exemple sur le

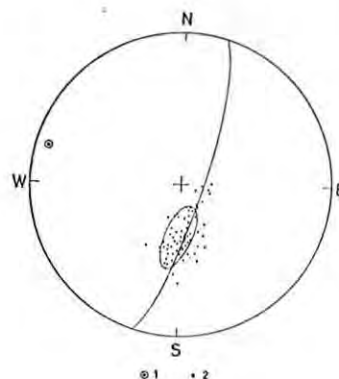


FIG. 117

Reconstitution de l'axe d'un pli postschisteux très ouvert dans les gneiss G_2 du Canigou (vallée de la Parcigoule, la Mouline)

Les points noirs sont la projection des pôles des plans S_1 mesurés sur les flancs des plis. Le point cerclé est la projection de l'axe du pli, en admettant que les pôles de plans S_1 sont distribués statistiquement dans le plan projeté selon le grand cercle correspondant.

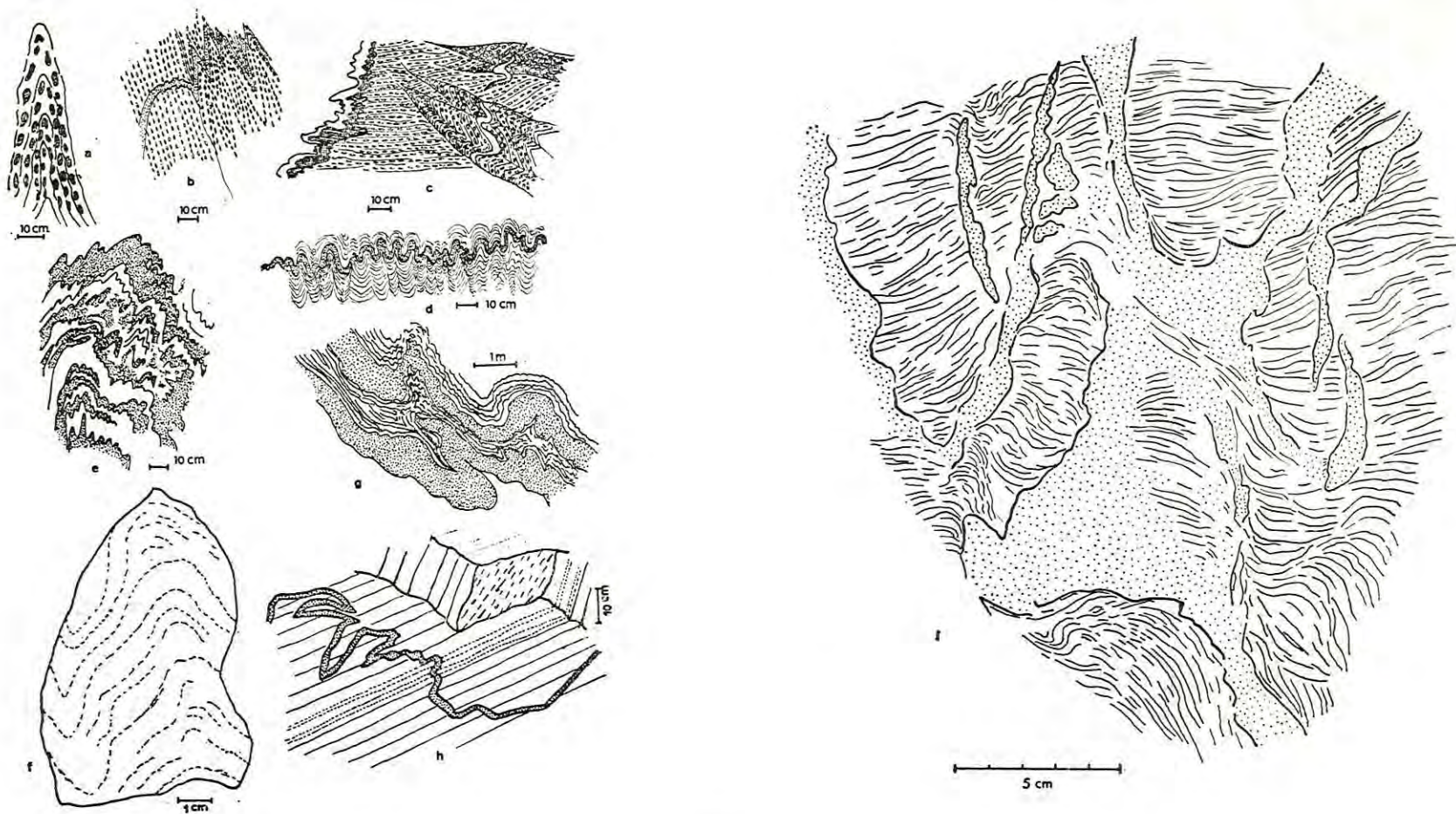


FIG. 118

Divers exemples de plis postschisteux dans les gneiss et les migmatites du Canigou

a, pli couché dans les gneiss de la Coume, à Ballestavy, dans une zone blastomylonitique; b, c, plis dans les gneiss G₁ au Puig Sec; d, pli dans les gneiss G₂ souligné par une veine de granite, route du refuge, vallée de Prats de Balaguer; e, f, migmatites granitiques plissées dans les gorges du Cadi; g, plis soulignés par des filons granitiques, gorges de la Carança; h, pli pygmatique dans les gneiss de Casemi; i, déformation de la schistosité S₁ d'un gneiss de Casemi dans une zone injectée par le granite profond du Canigou. — Les parties en pointillé représentent le granite.

versant sud du Canigou (La Mouline, vallée de la Percigoule). C'est dire qu'on ne voit généralement pas de clivage de fracture.

Au sommet des micaschistes de Balatg, les déformations post-schisteuses sont exprimées de la même manière que dans les gneiss immédiatement sus-jacents : plis généralement peu marqués à grand rayon de courbure. Au voisinage du domaine migmatique et du granite profond du Canigou, on observe à nouveau un développement important de plis tardifs décimétriques ou métriques avec plans axiaux S_2 redressés : ainsi les leptynites grises, formant le sommet des gneiss de Casemi (cf. chap. VIII) sont plissotés par des plis p_2 d'amplitude décimétrique, à charnières très arrondies, responsables du délitage en « tuile » des leptynites. Mais c'est surtout dans le tréfonds du Canigou, dans les migmatites du Cadi, que l'on observe un grand développement de plis posts-chisteux (fig. 118 e). Dans cette partie la plus métamorphique du massif, on remarque plusieurs types de plissements en rapport avec les déformations tardives :

— des plis réguliers, analogues aux plis semblables p_2 de la série de Canaveilles. D'amplitude décimétrique, ils sont souvent asymétriques et affectent aussi bien les migmatites de micaschistes (fig. 118 e et g) que celles de gneiss ocellés (fig. 118 f). Ce sont évidemment les plus intéressants pour l'analyse tectonique. On y reconnaît parfois un clivage de fracture qui a servi à localiser des veines granitiques;

— ces plis se compliquent souvent de plis dits « de flux » (flow folds) qui, bien que liés aux précédents, sont nettement irréguliers, dysharmoniques avec variations rapides de leur orientation axiale;

— enfin, on observe également des « contournements » irréguliers dans les gneiss très granitiques dont on peut se demander s'ils sont ou non d'origine tectonique. On sait en effet que de tels aspects, groupés sous le nom de « schistosité discordante » par R. Perrin et M. Roubault (1955), pourraient prendre naissance dans une roche restée tectoniquement passive. Dans les gneiss de Casemi on voit des aspects de schistosité discordante, ou suggérant une déformation plastique, strictement localisés au voisinage immédiat de veines granito-pegmatitiques (fig. 118 i). Ils ont pu prendre naissance sous l'action de contraintes locales liées à la mise en place des veines granitiques. C'est aussi le cas pour les quelques plis ptygmiques que nous avons observés. Ces « plis » ne sont nullement d'origine tectonique : ainsi sur la figure 118 h on remarquera d'abord les changements rapides de l'orientation des plans axiaux. On notera ensuite l'absence de toutes traces de déformations tardives dans la roche hôte — un gneiss de Casemi — qui n'est affecté que par

une schistosité S_1 et une linéation l_1 , correspondant aux déformations précoces. Enfin, on constate que l'orientation générale des plis ptygmiques est incohérente et entièrement indépendante de celle des plissements tardifs dans les migmatites. Ces arguments s'ajoutent à ceux donnés par R. Perrin et M. Roubault ainsi que par R.V. Dietrich (1959).

Un caractère structural important des migmatites est l'absence ou la rareté des linéations l_2 dans ces roches. Ceci, de même que la tendance à la résorption des plans de schistosité S_1 , est une conséquence du caractère isotrope et tardif de la recristallisation dans le domaine des migmatites de la région.

3. Résultat des mesures.

Dans l'enveloppe paléozoïque nous avons effectué 1 330 mesures d'axes de plis p_2 , de linéations l_2 et de plans S_2 , principalement sur le versant nord du massif de la Carança, dans le synclinal de Villefranche, mais aussi en Cerdagne sur le versant sud du massif de la Carança (vallées d'Eyne et du Sègre), et dans le Vallespir. Ces mesures d'orientation mettent en évidence l'existence de plusieurs systèmes de plissements post-schisteux, qui sont généralement associés sur le terrain et qui interfèrent.

a. DANS L'ENVELOPPE PALÉOZOÏQUE DU MASSIF DE LA CARANÇA, le système $WNW-ESE$ est le plus développé. La figure 119 rassemble 554 mesures d'orientations de plis p_2 et de linéations l_2 dans cette région. Le diagramme met bien en valeur l'existence d'une orientation préférentielle des plis post-schisteux, qui se traduit par l'existence d'un maximum dont l'orientation caractérise le système des plis $WNW-ESE$ de cette région : soit Nord 120° Est, Sud-Est 12° .

On notera le léger plongement vers l'Est des linéations et des plis considérés dans leur ensemble. La figure 120 montre la distribution de 212 pôles de plans axiaux S_2 correspondants. On peut définir sur le diagramme une orientation moyenne des plans S_2 : Nord 118° Est, Sud 80° . La différence essentielle entre les plans S_1 et les plans S_2 est que ces derniers sont souvent redressés. Sur le versant nord du massif de la Carança, leur pendage est légèrement Sud, et comme le nombre des mesures est le plus grand dans ce secteur, c'est aussi vers le Sud qu'est orienté le plan S_2 moyen défini à l'aide de la figure 120. Sur le versant sud du massif de la Carança, le pendage des plans S_2 tend au contraire à être orienté vers le Nord. C'est ce que montre la figure 121 où l'on a distingué les pôles des plans S_2 du versant nord et du versant

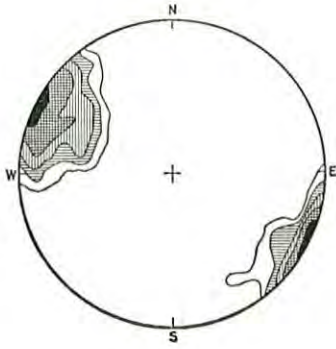


FIG. 119

Orientation des plis postschisteux du système NW-SE et des linéations l_2 correspondantes dans l'enveloppe paléozoïque du massif de la Carança. — 554 mesures. — Diagramme de contours (2-3-4-6-10 %).

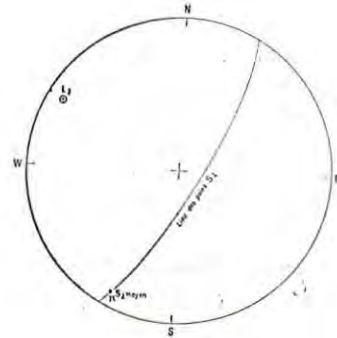


FIG. 122

Diagramme synthétique construit à partir des résultats des mesures reportés sur les fig. 119, 120 et 121, donnant l'orientation statistique des plis postschisteux NW-SE et des linéations correspondantes, dans l'enveloppe paléozoïque de la base du synclinal de Villefranche.

L_2 , projection de l'axe « moyen » des plis NW-SE; πS_2 , projection du pôle du plan axial « moyen » correspondant.

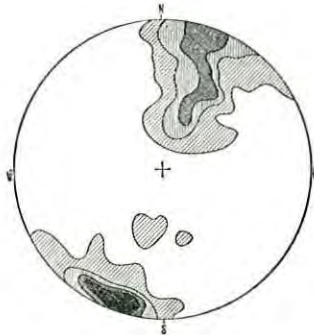


FIG. 120

Diagramme de contours de la figure 121. 212 mesures. — Contours 1-3-5-7-%

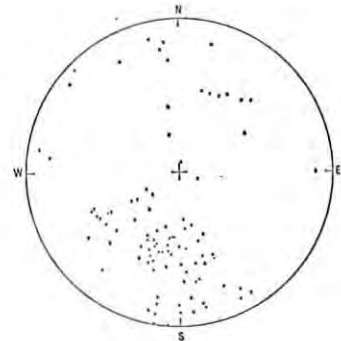


FIG. 123

Orientation des axes de plis postschisteux du système SW-NE et des linéations l_2 correspondantes dans l'enveloppe paléozoïque de la base du synclinal de Villefranche (versant nord du massif de Carança). — 94 mesures.

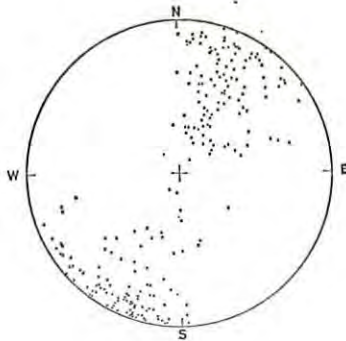


FIG. 121

Orientation des plans axiaux des plis postschisteux NW-SE dans l'enveloppe paléozoïque du massif de la Carança

Les points noirs représentent la projection des pôles des plans axiaux du versant sud, les points blancs ceux du versant nord. — 212 mesures.

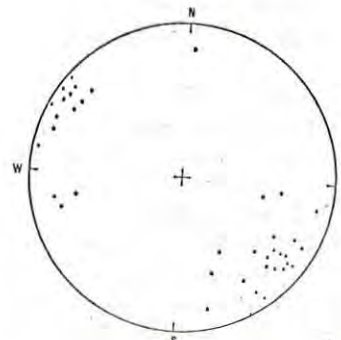


FIG. 124

Orientation des plans axiaux de plis postschisteux SW-NE de l'enveloppe paléozoïque du massif de la Carança, dans la base du synclinal de Villefranche. — 38 mesures.

sud du massif de la Carança. La comparaison des figures 119 et 120 fait ressortir la bonne harmonie des deux diagrammes complémentaires dont les résultats essentiels sont réunis dans la figure 122 : l'orientation moyenne des axes de plis p_2 coïncide bien avec l'orientation moyenne du pôle de la « ceinture » renfermant les pôles des plans S_2 (lieu des pôles S_2).

Dans l'enveloppe paléozoïque du massif de la Carança, on peut mettre en évidence l'existence d'un second système de plissements post-schisteux, assez nettement séparé, sur les diagrammes d'orientation, du système précédent; ce second système est dirigé S W-N E à Nord-Sud. 95 mesures de l'orientation des axes des plis et des linéations correspondantes sont reportées sur la figure 123, qui montre le plongement de ces directions vers le Nord-Est ou vers le Nord, dont le plus grand nombre a été mesuré sur le versant nord du massif de la Carança, dans le synclinal de Villefranche. Comme le premier système, le second est aussi caractérisé par des plans axiaux très redressés en moyenne. C'est ce que montre la figure 124.

b. DANS L'ENVELOPPE PALÉOZOÏQUE DU VALLESPİR, les plis post-schisteux sont très développés. Bien que l'interférence de plusieurs directions de plissement se voit bien sur les affleurements, il est plus difficile de dégager des systèmes de plissement distincts sur les diagrammes statistiques. Ainsi, la figure 125 rassemble 450 mesures de l'orientation des plis p_2 et des linéations l_2 , effectuées sur les versants est et sud du Canigou (région de Batère-Corsavy et synclinal du Vallespir). Les directions oscillent largement entre N W-S E et S W-N E en passant par des directions est-ouest. Un faible maximum se dégage sur la figure 126 pour des orientations est-ouest. Les plis est-ouest sont en effet plus fréquents dans le Vallespir que dans le synclinal de Villefranche. Dans tous les cas, les axes des plis plongent généralement vers l'Est, comme dans l'enveloppe du massif de la Carança, mais sous un angle plus fort, qui varie entre 20 et 50°.

Sur le diagramme collectif de la figure 125 les maxima correspondant à deux systèmes de plis n'apparaissent pas. Cependant, sur le versant est, dans la région de Batère-Corsavy, prédominent des directions axiales S W-N E avec plongement vers le Nord-Est variant entre 20 et 40°. C'est ce que montrent les figures 127, 128. Dans ce secteur, les plissements post-schisteux ont une direction dominante dont l'orientation générale coïncide avec celle des plissements synschisteux : cependant, l'orientation des plans S_2 correspondants est complètement indépendante de celle des plans S_1 . La superposition des directions de plis et de linéations tardives aux directions de plis et de

linéations précoces a été parfois signalée, par exemple en Autriche (F. Karl, 1954).

En somme, dans l'enveloppe paléozoïque du massif de la Carança, on peut identifier avec certitude au moins deux systèmes de plissements : le premier, le plus développé, est un système de directions N W-S E à W N W-E S E. Le second, beaucoup moins important dans l'ensemble, mais pouvant être le plus marqué localement, est un système de directions S W-N E à nord-sud. Dans le Vallespir, on peut estimer que la direction S W-N E est franchement dominante sur le versant est du Canigou, dans le secteur de Batère et de Velmanya. Dans le synclinal du Vallespir, les plissements tardifs obéissent à des directions principalement est-ouest.

Les relations chronologiques entre les systèmes principaux de plis post-schisteux n'ont pu être établies de manière précise dans la région étudiée. Dans les Pyrénées centrales les auteurs hollandais (voir H.J. Zwart, 1963) pensent que les systèmes N W-S E et S W-N E, sont formés simultanément comme un système de plis conjugués. Cette idée est acceptable pour un pli local, mais reste difficilement transposable à l'échelle régionale. De plus, dans les massifs du Canigou et de la Carança, les deux systèmes de plis homologues n'ont pas un développement équivalent. A grande échelle, les synclinaux SW-NE paraissent être postérieurs aux anticlinaux de gneiss NW-SE (voir zone synclinale de Thués-Fontpédrouse p. 262). La grande analogie du style de plissement pour les deux systèmes de plis post-schisteux, les cristallisations de biotite orientée parallèlement aux plans S_2 , dans le clivage de fracture, que l'on retrouve souvent, sont des arguments qui laissent à penser que les plis p_2 considérés sont tout de même à peu près contemporains bien que probablement successifs.

c. L'ORIENTATION DES PLISSEMENTS POST-SCHISTEUX DANS LES GNEISS ET LES MIGMATITES.

Sur le versant est et dans la zone centrale du Canigou, on observe à la base des gneiss œillés stratoïdes des plis post-schisteux à clivage de fracture S_2 redressé, dont les axes coïncident remarquablement avec les directions p_1-l_1 des plis précoces synschisteux, c'est-à-dire S W-N E. Ces plis sont illustrés sur la figure 118 b, c. Leur formation doit être de peu postérieure à celle des plis synschisteux. Ces plis sont plutôt exceptionnels.

Dans la zone profonde du Canigou (gneiss de Casemi et migmatites du Cadi), les plis postschisteux p_2 sont plus ou moins contemporains de la formation des migmatites et de la mise en place du granite profond du Canigou (G. Guitard, 1960). En effet, les veines

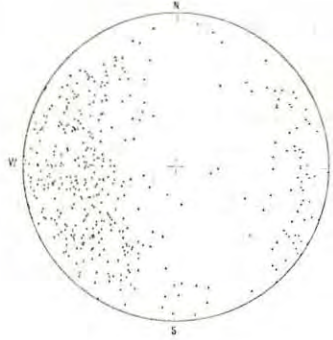


FIG. 125

Orientation des axes de plis postschisteux et des linéations correspondantes dans l'enveloppe paléozoïque du Vallespir (secteur de Batère-Corsavy et synclinal du Vallespir). — 450 mesures.

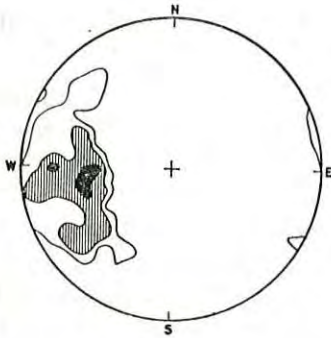


FIG. 126

Diagramme de contours de la figure 125. 450 mesures. — Contours 2-3-4 %

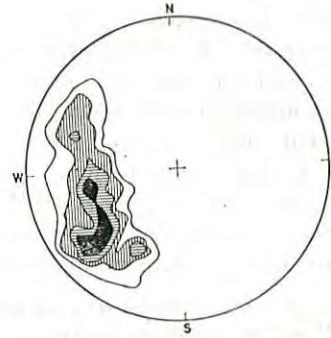


FIG. 128

Diagramme de contours de la figure 127. 266 mesures. — Contours 2-3-4-5 %

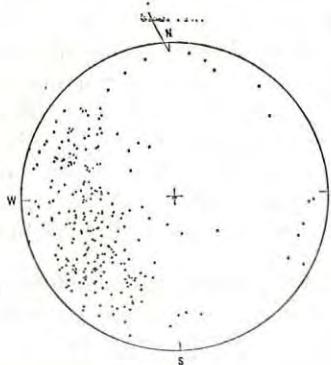


FIG. 127

Orientation des axes des plis postschisteux et des linéations l_2 correspondantes dans l'enveloppe paléozoïque du secteur de Batère-Velmana-Corsavy. — 266 mesures

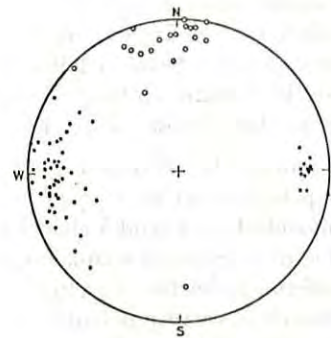


FIG. 129

Plis postschisteux dans les migmatites d'injection de la zone profonde du Canigou et du synclinal de Thuès-Fontpédrouse

Les points noirs montrent l'orientation des axes des plis p_2 , les points blancs celle des plans axiaux S_2 correspondants.

granitiques épousent le contour de ces plis et parfois suivent le plan axial, soit (cf. fig. 118 *d* et *e*) qu'elles aient été effectivement plissées après leur mise en place, soit que leur apparition ait été syn- ou post-tectonique, ce que semble démontrer leur structure généralement isotrope. Des plis post-schisteux, soulignés par des veines de granite, existent aussi sur le versant nord-ouest du massif de la Carança, dans la zone synclinale de Thues-Fontpédrouse (cf. fig. 118 *g*), très injectée de granite. La grande ressemblance de ces plis, sur les affleurements des deux secteurs considérés, est encore renforcée par la grande analogie de leur orientation générale. On n'a pu recueillir qu'un petit nombre de mesures, car dans les roches granitoides et dans les

migmatites, on ne dispose souvent que d'affleurements à deux dimensions.

Une centaine de mesures d'orientation de plans axiaux et d'axes de plis reportées sur la figure 129 montrent une nette orientation préférentielle pour une direction est-ouest. Cette orientation s'accorde bien avec celle des plis post-schisteux dans l'enveloppe paléozoïque du Vallespir. Quant à l'allure redressée des plans S_2 correspondants, elle est en accord avec celle des plans axiaux des plis post-schisteux dans l'enveloppe. Une telle similitude constitue un bon argument pour le synchronisme des déformations à deux niveaux bien différents du bâti métamorphique.

III. RELATIONS ENTRE LE MÉTAMORPHISME ET LES PHASES DE PLISSEMENT

On peut préciser, au microscope, les relations entre les épisodes successifs de déformation des roches, marqués dans la microtectonique, et les phases de cristallisation des minéraux. Une étude détaillée de ces relations a été faite par H.J. Zwart (1962) dans les micaschistes des Pyrénées centrales, sur des matériaux particulièrement propices à un tel travail. Il nous suffit de signaler quelques observations permettant d'établir de telles relations dans les roches de la région étudiée.

Dans les zones peu métamorphiques, on peut montrer que *la recristallisation a débuté avant que ne soient constitués la schistosité principale S_1 et les plis synschisteux*. En effet, de nombreuses lames minces taillées en travers de l'intersection du clivage schisteux et de la stratification dans les schistes de l'épizone, montrent qu'une recristallisation des lamelles de mica et de chlorite s'est produite avant la formation du clivage S_1 , car les néophyllites sont déformées par le clivage et les microplis parasites. Cette recristallisation est souvent orientée dans les schistes épizonaux selon l'orientation sédimentaire des lamelles de micas ou de chlorite (S).

Avec la profondeur, la recristallisation suivant la schistosité principale S_1 devient de plus en plus marquée dans les micaschistes, et tend à effacer les épisodes précoces. Néanmoins il existe des andalousites alignées suivant l_1 qui renferment des files d'inclusions d'ilménite dessinant des sinuosités correspondant à des microplis anté-schisteux, peut-être à des « micro-slumps ». Comme ces andalousites n'englobent pas les plans S_1 , leur croissance peut être anté-schisteuse, et elles ont pu être réorientées suivant l_1 .

Il faut rappeler enfin la fréquence des veines et des lentilles de quartz qui sont plissées par les plis synschisteux, dans les schistes et dans les micaschistes.

Ces lentilles ont été formées au début du métamorphisme, avant la phase synschisteuse.

Dans les Alpes de la Vanoise, F. Ellenberger (1958) a bien mis en évidence l'antériorité locale de la recristallisation métamorphique suivant les surfaces sédimentaires par rapport à la schistosité.

On peut conclure de ce qui précède que le degré de métamorphisme qui régnait peu avant le paroxysme orogénique de la phase synschisteuse avait déjà probablement atteint le degré correspondant à la zone de l'andalousite des micaschistes, dans la zone profonde de la série métamorphique considérée.

Pendant le paroxysme orogénique les recristallisations ont été particulièrement actives. Il suffit de rappeler la liaison directe, sur le terrain, entre le clivage schisteux des schistes peu métamorphiques qui est un plan de clivage généralement non souligné par des cristallisations de minéraux, et la schistosité des micaschistes déterminée par la cristallisation orientée des lamelles de micas dans tout le domaine mésozonal. Ceci prouve le synchronisme entre le développement de la schistosité principale S_1 et le métamorphisme. Des minéraux comme les porphyroblastes d'andalousite ou les prismes d'amphibole ont été orientés suivant les directions l_1 , de même les lamelles de biotite.

Cependant, *les recristallisations métamorphiques ont largement continué à se produire pendant les phases de plissement post-schisteuses*. Ainsi des porphyroblastes d'andalousite ou de cordiérite ont poussé en englobant la schistosité S_1 . Dans les micaschistes de Balatg, et à la base de l'enveloppe paléozoïque, les grands porphyroblastes d'andalousite ou de cordiérite ont une orientation quelconque dans les plans S_1 .

De même, dans certaines amphibolites, les prismes d'amphibole ne sont plus orientés parallèlement à l_1 mais ont poussé en fibres rayonnées. Il a été noté au chapitre IV que certains skarns de réactions de la mésozone n'étaient ni déformés, ni schisteux.

Au microscope on peut constater l'orientation préférentielle de la biotite à la fois suivant les plans S_1 , mais aussi suivant certains plans S_2 correspondant au clivage de fracture. Dans la vallée du Sègre, sur le flanc sud de l'enveloppe paléozoïque du massif de la Carança, les porphyroblastes de cordiérite ont poussé en englobant des biotites orientées dans les plans S_2 du système des plis postschisteux N W-S E.

D'une manière générale, les minéraux qui ont cristallisé dans la zone profonde du Canigou ne sont pas déformés après leur croissance : les micas se présentent toujours en « arcs polygonaux ». La sillimanite se développe tardivement par rapport aux déformations synschisteuses (A. Autran et G. Guitard, 1957), caractère que l'on retrouve dans une grande partie de la zone axiale des Pyrénées orientales. La muscovite II ou muscovite deutérique, liée à la périphérie du granite profond du Canigou, forme de grands porphyroblastes non déformés, orientés en tous sens, qui se sont développés dans un état de contraintes quasi isotropes.

On peut donc opposer la partie supérieure de la mésozone où les micas déformés par les microplis S_2 sont largement dominants et la partie profonde de la mésozone, en particulier la zone de la sillimanite, où les micas déformés sont l'exception et les micas non déformés la règle. Dans cette partie plus profonde, la cristalloblastèse s'est opérée dans une période de

relaxation des contraintes, et les minéraux n'y sont presque jamais déformés par des plis tardifs. Les minéraux de métamorphisme épousent mimétiquement les structures tectoniques antérieures, et tendent même à les effacer, quand ils poussent d'une manière quelconque (cas de la muscovite II).

Ce rapide aperçu des relations entre les phases de plissement et la croissance des minéraux montre que si le métamorphisme a débuté avant le paroxysme orogénique et la formation de la schistosité principale S_1 , il s'est largement poursuivi après, dans un régime de contraintes à peu près isotrope. A ce moment-là, le métamorphisme est encore progressif, car, dans cette région, le degré de métamorphisme correspondant à la zone de la sillimanite n'a été probablement atteint qu'au cours des plissements postschisteux, et même après : la sillimanite se développe à partir de mica (voir chap. II), qui souligne à la fois les plans S_1 et les plans S_2 . La culmination du métamorphisme s'est donc produite après le paroxysme orogénique et le développement des plis synschisteux.

On peut déduire de ces observations que l'ascension des isogéothermes dans le bâti métamorphique a continué après le paroxysme orogénique, pendant la période de relaxation des contraintes. Nous avons déjà conclu dans le chapitre II à l'ascension progressive des isogéothermes dans la série métamorphique, en constatant la fréquence des reliques blindées de staurotide dans les micaschistes du Canigou. On verra que ceci est encore confirmé par les relations entre la mégastructure engendrée par le paroxysme orogénique (nappe des gneiss du Canigou), et les isogrades qui recoupent ces structures (cf. fig. 166).

IV. CONCLUSIONS GÉNÉRALES SUR LES RÉSULTATS DE L'ÉTUDE DE LA TECTONIQUE À PETITE ÉCHELLE

La nature même des terrains de la région étudiée oblige à explorer en détail la tectonique à petite échelle à l'aide des méthodes de l'« analyse structurale ». Le morcellement considérable de ces terrains par les failles rend indispensable une investigation statistique des éléments structuraux observés sur les affleurements.

L'étude des plis à l'échelle de l'affleurement met en évidence une succession de phases de plissements que l'on retrouve à la fois dans l'enveloppe paléozoïque et dans les gneiss, et dont on peut suivre l'évolution et les aspects à travers l'ensemble de la série métamorphique de façon continue. L'analyse de ces défor-

mations plastiques qui interfèrent, permet de reconnaître des plis précoces et des plis tardifs relativement au développement de la schistosité principale S_1 qui affecte toutes les roches. La création de la schistosité S_1 correspond au plissement le plus important et le plus intense qu'aient subi les terrains de la région considérée; il se manifeste sous forme de plis « synschisteux » p_1 dont le plan axial est précisément la schistosité principale S_1 . En général, dans les terrains très métamorphiques et les gneiss, ce sont des plis couchés, très aplatis et étirés, qui peuvent passer localement à des plis plus ouverts. La tendance à l'allure couchée des plis persiste jusque dans le Paléozoïque supérieur

du synclinal de Villefranche, mais là, les plis sont généralement ouverts. Nous considérons que le développement des plis synschisteux p_1 correspond au *paroxysme orogénique* dans cette région. Les mesures de l'orientation de 1 650 directions de plis p_1 et de linéation l_1 montrent que dans les terrains très métamorphiques et dans les gneiss du Canigou, y compris la base de l'enveloppe paléozoïque, *les plis synschisteux et les linéations qui leur sont liées, sont orientés en moyenne suivant une direction qui oscille entre NE — SW et ENE — WSW*. Cette direction, très générale dans les terrains métamorphiques de la région, paraît être l'homologue de la direction est-ouest de plis synschisteux dans les Pyrénées centrales (H.J. Zwart, 1963). Néanmoins, d'après l'étude de Martignoles (1964) sur l'extrémité orientale du massif de gneiss de l'Aston, dans l'Ariège, la direction principale des linéations et des plis synschisteux de cette région est orientée comme dans les gneiss du Canigou. Dans les terrains peu métamorphiques de l'enveloppe paléozoïque, c'est-à-dire dans les schistes de l'Ordovicien où les plis synschisteux sont particulièrement bien développés, on observe *une grande variabilité de l'orientation des axes de plis p_1 et des linéations l_1* . Mais la dispersion de ces directions n'est pas quelconque : les directions l_1-p_1 sont distribuées statistiquement dans un plan, dont l'orientation correspond à celle du plan statistique moyen de la schistosité principale S_1 . Cette distribution remarquable prouve bien qu'en dépit d'une orientation variable, les plis synschisteux de la partie supérieure de la série métamorphique sont bien liés au paroxysme orogénique et au développement de la schistosité principale S_1 . Mais dans cette partie de l'enveloppe,

les plis synschisteux perdent peut-être leur tendance au cylindrisme et l'existence des plis « antéschisteux » ouverts, perturbe fortement l'orientation des plis « synschisteux » (G. Guitard, 1962).

En effet, on peut observer aux divers niveaux de la série métamorphique des plis plus anciens que les plis synschisteux, ce sont les plis antéschisteux. Très développés dans le Paléozoïque supérieur et l'épizone, on ne les observe que rarement dans les micaschistes mésozonaux, et exceptionnellement dans les paragneiss G_1 . Ils n'ont jamais été observés dans les orthogneiss du Canigou (gneiss G_2 et G_3 principalement).

En somme, *les déformations précoces comportent deux phases de plissement identifiables dans la région : la phase des plis « antéschisteux » et la phase des plis « synschisteux »*. Cette dernière est cependant la plus importante et correspond au paroxysme orogénique qui a marqué toutes les roches de l'empreinte d'une schistosité principale S_1 . D'une manière générale dans la mésozone, les plis synschisteux sont des plis couchés et la schistosité S_1 apparaît à la fin du paroxysme orogénique comme une schistosité voisine de l'horizontale (schistosité plate).

Après le paroxysme orogénique, plusieurs phases de plissement se sont succédées et ont plissé la schistosité S_1 créée lors des déformations antérieures. Les plis tardifs correspondants sont appelés « post-schisteux », et sont essentiellement caractérisés par leur plan axial généralement redressé, matérialisé sur les affleurements par le clivage de fracture. *Dans la région, le système de plis post-schisteux le plus important est orienté NW-SE ou est-ouest.*

B. LES PLISSEMENTS À GRANDE ÉCHELLE (MÉGASTRUCTURE)

Il s'agit maintenant d'examiner les structures à l'échelle de la carte géologique, c'est-à-dire de définir la structure d'ensemble du massif gneissique et des terrains qui l'environnent.

Les anciens auteurs de la carte géologique au 1/80 000 couvrant la région étudiée (feuille de Prades par L. Bertrand et O. Mengel, 1925), avaient reconnu deux directions principales de « faisceaux synclinaux » dans l'enveloppe paléozoïque des massifs du Canigou et de la Carança : une direction WN W-ESE et une direction WSW-ENE. Ces faisceaux se moulaient autour de la « grande aire brachyantyclinale » constituant les massifs de gneiss. On retrouve très bien ces directions principales à l'échelle régionale, sur la carte au 1/200 000

des Pyrénées orientales hercyniennes (A. Autran, G. Guitard et E. Raguin, 1963). Les massifs gneissiques de la zone axiale sont alignés sur une distance de 120 kilomètres selon une direction principale WN W-ESE (Nord 110 - 115° Est), sous forme de dômes ou de brachyantiformes. Le Paléozoïque est moulé sur ces noyaux gneissiques, mais on y reconnaît effectivement deux directions dominantes de plissements WN W-ESE et WSW-ENE, souvent jalonnées et modifiées par des failles qui empruntent ces mêmes directions; ces directions principales de plissement se raccordent parfois par l'intermédiaire de directions franchement est-ouest qui deviennent dominantes dans les Pyrénées centrales. Toutes ces structures, très apparentes sur les cartes, qui affectent à la fois les

gneiss et leur enveloppe, sont évidemment des *mégastructures édifiées tardivement*, puisqu'elles reprennent et plissent en grand la schistosité S_1 des gneiss et des micaschistes, alors que cette schistosité était à peu près horizontale (G. Guitard 1960).

Il s'agit généralement de structures plissées à grand rayon de courbure, compliquées de failles et de mylonites (E. Raguin, 1962; J.M. Fontboté, 1949-1952). Si les mégastructures tardives sont les plus apparentes ce ne sont pas cependant les plus importantes. Nous avons reconnu dans le Canigou l'existence d'une mégastructure édifiée au moment du paroxysme orogénique, suivant un style comparable à celui des nappes pen-

niques (G. Guitard, 1964). Cette mégastructure précoce est difficile à mettre en évidence, c'est pourquoi nous exposerons d'abord la mégastructure tardive qui a édifié la « grande aire brachyantidinale » des gneiss du Canigou et de la Carança. On peut considérer que l'allure en brachyantiforme ou en dôme des massifs de gneiss étudiés, bien que manifestement remaniée à l'époque pyrénéo-alpine, était déjà largement constituée par l'orogénèse hercynienne : en effet, certains des synclinaux périphériques tardifs, qui bordent les massifs de gneiss, ont été modifiés et affectés par la mise en place des massifs de granitoïdes hercyniens, c'est le cas du synclinal du Vallespir, au contact du granite de Saint-Laurent.

I. MÉGASTRUCTURE DU MASSIF GNEISSIQUE DE LA CARANÇA ET DE L'ENVELOPPE PALÉOZOÏQUE ATTENANTE, LIÉE AUX PLISSEMENTS HERCINIENS TARDIFS

Mise à part la zone synclinale de Thues Fontpédrouse, elle-même compliquée de failles et de chevauchements, qui sépare au Nord les gneiss de Fontpédrouse (cf. fig. 137) de ceux de la Carança au Sud, la mégastructure tardive du massif de la Carança est relativement simple à interpréter.

Les figures 130 et 131 montrent respectivement l'orientation des pôles de plans de schistosité S_1 dans les gneiss et dans l'enveloppe paléozoïque. Ces deux figures confrontées à la répartition des plans de schistosité sur la carte de la figure 137 montrent que l'on est en présence d'une *structure brachyantiforme* (1) *cylindroïde* dont les axes B_1 et B_2 peuvent être construits

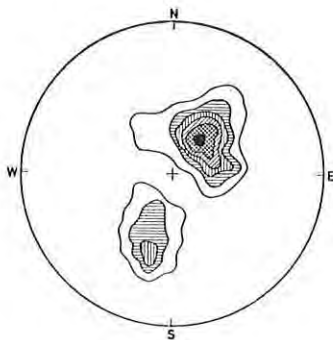


FIG. 130

Diagramme de contours des plans S_1 mesurés dans les gneiss du massif de la Carança. 350 mesures. — Contours 2-4-6-8-10-14 %

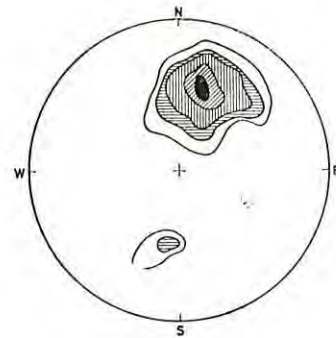


FIG. 131

Diagramme de contours des plans s_1 mesurés dans l'enveloppe paléozoïque du massif de la Carança. 667 mesures. — Contours 2-3-4-6-7 %

pour les gneiss et pour l'enveloppe. En effet, on peut aligner de façon satisfaisante les deux maxima des figures 130 et 131 sur un grand cercle de la projection et en déduire l'orientation des axes B_1 et B_2 de la structure cylindroïde résultante. Ces deux axes sont presque en coïncidence : $B_1 = \text{Nord } 113^\circ \text{ Est, Est } 6^\circ$ (fig. 132) et $B_2 = \text{Nord } 112^\circ \text{ Est, Est } 3^\circ$ (fig. 133). La figure 134 est un diagramme collectif où sont réunis 1 020 pôles de plans S_1 mesurés dans l'enveloppe et les gneiss du massif de la Carança. Afin de rendre homogènes les orientations reportées sur la figure 134, on a pondéré les mesures correspondant au flanc sud de la structure cylindroïde en doublant le nombre.

(1) Voir définition in G. Wilson (1961, p. 443). Les structures qui ont la forme géométrique d'antiformes ou de synclinaux mais dont on ignore l'âge relatif des roches peuvent être appelées antiformes ou synformes (terminologie proposée par Bailey et Mac Callien, 1937, p. 81).

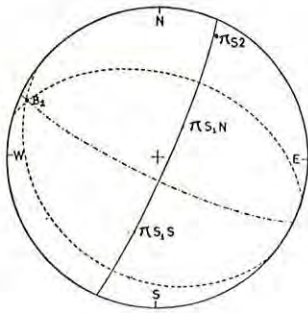


FIG. 132

Construction du plan axial et de l'axe du brachyanticlinal de Carança, à partir des mesures de plans S_1 dans les gneiss

$\pi S_1 S$, projection du pôle du plan S_1 « moyen » pour le versant sud du massif; $\pi S_1 N$, *idem* pour le versant nord; πS_2 , projection du pôle du plan axial. — Les trois pôles sont disposés sur un grand cercle de la projection, dont le pôle B_1 représente la projection de l'axe de la structure.

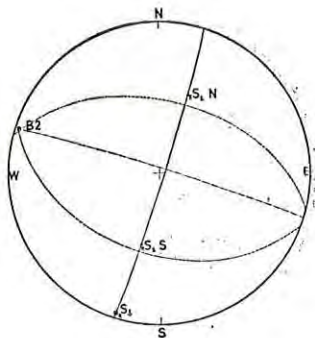


FIG. 133

Construction du plan axial et de l'axe du brachyanticlinal de Carança, à partir des mesures de plan S_1 de l'enveloppe paléozoïque

Même légende que la figure 132. — B_2 , projection de l'axe du brachyanticlinal.

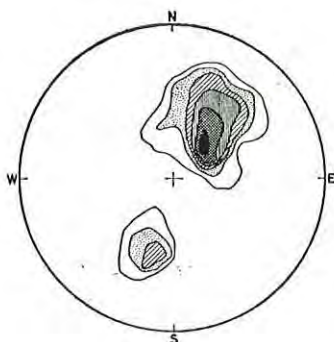


FIG. 134

Diagramme de contour des plans S_1 mesurés dans le massif de la Carança (gneiss et enveloppe paléozoïque). — 1 017 mesures. — Contours 2-3-4-5-6-7 %.

On aboutit alors au diagramme collectif de la figure 135. Les caractéristiques géométriques de la mégastucture cylindroïde considérée, déduites de la figure 135 et représentées sur la figure 136 sont alors les suivantes : axe de la mégastucture, B_{car} = Nord 114° Est, Est 7°; plan axial, $Scar$ = Nord 126° Est, Nord-Est 84°; orientation moyenne des plans de schistosité S_1 sur le flanc nord de la structure antiforme, $S_1 N$ = Nord 126° Est, Nord-Est 30°; orientation moyenne des plans S_1 sur le flanc sud de la structure, $S_1 S$ = Nord 106° Est, Sud 42°. Il existe une légère asymétrie de la structure antiforme dont le flanc sud est le plus penté. Le point le plus important est la faible valeur du plongement axial vers l'Est de la mégastucture, dont l'axe s'écarte

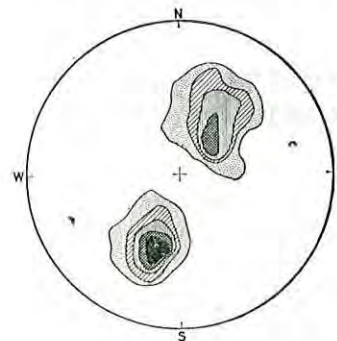


FIG. 135

Même diagramme de contours que la figure 134 après pondération du nombre de plans S_1 mesurés sur le flanc sud du massif de Carança. 1282 pôles S_1 . — Contours 2-3-4-5-6 %.

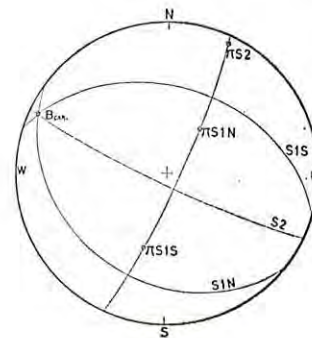


FIG. 136

Construction du plan axial et de l'axe du brachyanticlinal de Carança, à partir de l'ensemble des mesures de plans S_1

$S_1 N$, projection du plan S_1 « moyen » pour le versant nord dont le pôle est projeté en $\pi S_1 N$; $S_1 S$, *idem* pour le versant sud avec pôle $\pi S_1 S$ correspondant; S_2 , projection du plan axial dont le pôle est projeté en πS_2 . — $\pi S_1 S$, $\pi S_1 N$ et πS_2 sont disposés sur un grand cercle de la projection dont le pôle projeté en B_{car} , situé sur le grand cercle S_2 , représente la projection de l'axe du brachyanticlinal.

peu de l'horizontale. Cette disposition générale de l'axe de la mégastructure tardive explique que les directions de linéations l_1 et de plis synschisteux p_1 , dans les gneiss et la base de l'enveloppe, aient une direction statistique relativement constante (cf. ci-dessus fig. 104b et 110), car, pour une valeur plus forte du plongement de l'axe B_{car} , les directions l_1-p_1 seraient dispersées sur un grand cercle ou un petit cercle de la projection. Réciproquement, la constante des directions l_1-p_1 après la formation du méga-antiforme du massif de la Carança, signifie que l'axe de la structure est très peu incliné.

Dans le détail, les pendages de plans S_1 sont en moyenne plus faibles dans les gneiss, que dans l'enveloppe paléozoïque. Sur le flanc nord du massif de la Carança, qui se prolonge dans le flanc sud du synclinal de Villefranche, les pendages S_1 de l'enveloppe sont en moyenne de 45° vers le Nord (fig. 110). Cette différence entre les gneiss et l'enveloppe est surtout

due à la moindre érosion du noyau gneissique par rapport à l'enveloppe, les pendages recueillis dans les gneiss étant de ce fait plus proches de la zone de la charnière, qui est à faible rayon de courbure (voir coupe, fig. 3b).

Dans l'ensemble, l'enveloppe paléozoïque mésozonale se moule bien sur la mégastructure du massif gneissique et il n'existe pas de forte dysharmonie au contact des deux unités (1), comme cela est souvent le cas dans les Pyrénées centrales. Ceci se traduit évidemment par la quasi-coïncidence des axes B_1 et B_2 des figures 132 et 133. Dans la partie occidentale du massif de la Carança, les gneiss présentent une belle fermeture périclinale vers l'Ouest, bien repérable dans la région du pic de Cambras d'Azé comme le montre la figure 137, mais celle-ci n'est pas exprimée sur les diagrammes structurologiques car les mesures des plans S_1 correspondants y sont en nombre relativement restreint.

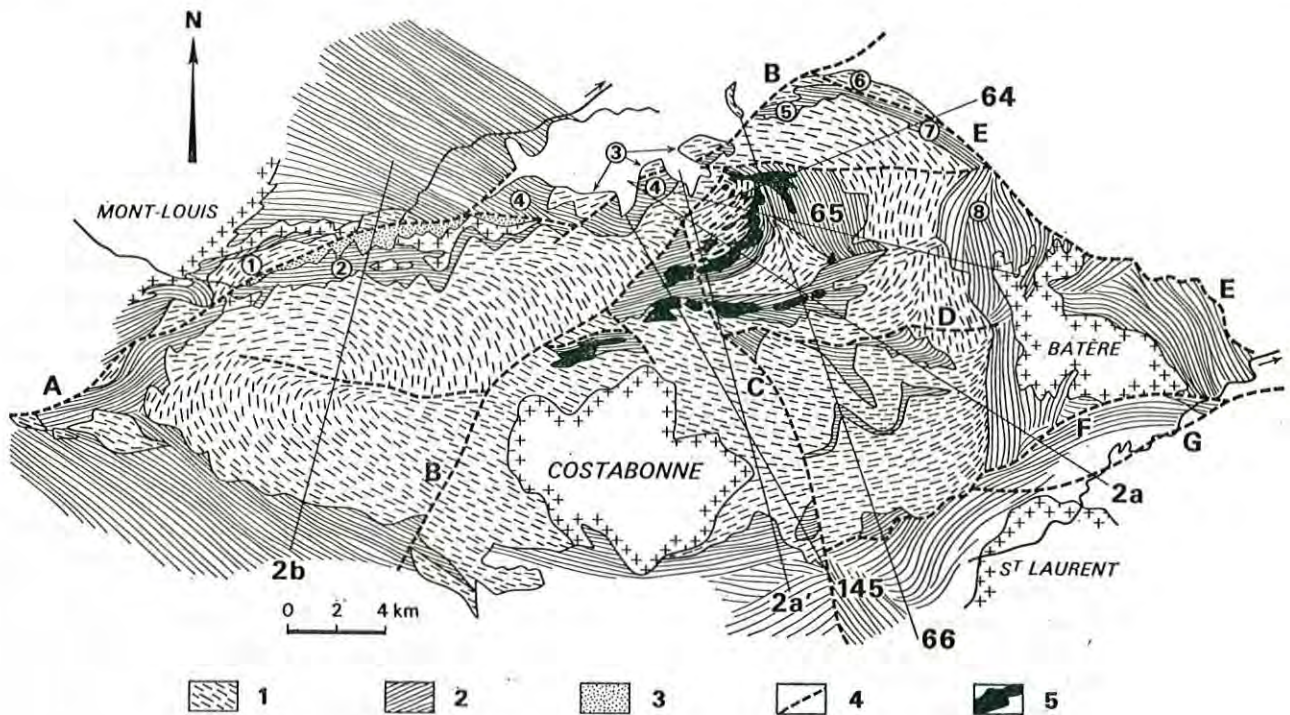


FIG. 137

Orientations des schistosités S_1 dans les massifs du Canigou et de la Carança

1, schistosité dans les gneiss; 2, schistosité dans les micaschistes; 3, zones mylonitiques; 4, failles principales; 5, granite profond du Canigou. — Chiffres encadrés : 1, gneiss de Fontpédrouse; 2, zone synclinale de Thuès-Fontpédrouse; 3, gneiss d'Escarro; 4, bassin ferrifère d'Escarro-Fillols; 5, synclinal de Serrabonne; 6, gneiss de la Coume; 7, synclinal de la Coume; 8, zone synclinale de Ballestavy-Velmana. A, faille de la Têt; B, faille de Mantet-Fillols; C, failles de Marillalles; D, faille Nord-Vallespir; E, chevauchement frontal du Canigou; F, faille Sud-Vallespir; G, faille du Tech. — La position des diverses coupes générales des massifs du Canigou et de la Carança est indiquée avec le numéro correspondant aux figures.

(1) Voir remarque, p. 270.

II. MÉGASTRUCTURE DU MASSIF GNEISSIQUE DU CANIGOU LIÉE À LA TECTONIQUE TARDIVE

La mégastructure de ce massif, comprenant les terrains gneissiques situés à l'est de la faille de Mantet-Fillols, reconstituée à partir de l'orientation des plans S_1 , est assez différente de celle du massif de la Carança. Les figures 138 et 139 montrent en effet que les pôles des plans S_1 sont distribués de telle sorte qu'il n'est pas possible de définir une « ceinture » sur la projection, donc, qu'ils ne se placent pas sur un grand cercle : *la structure d'ensemble du Canigou n'est pas cylindrique*. Il est évidemment difficile de savoir si cette disposition est primitive ou si elle a été acquise au cours d'une évolution tectonique plus complexe dans le Canigou proprement dit, que dans le massif contigu de la Carança. De toute manière, nous nous proposons d'analyser objectivement la mégastructure.

La figure 138 a été construite à partir de 782 pôles de plans S_1 mesurés dans les gneiss. Elle montre une forte dissymétrie dans la répartition des pôles en faveur du versant sud du Canigou, qui correspond à la plus grande surface d'affleurement. Afin de rendre ces résultats homogènes on a pondéré sur la figure 139 les mesures correspondant aux versants est et nord. Un autre moyen de mieux faire apparaître la structure d'ensemble a été de combiner, sur un même diagramme, les orientations de plans S_1 des gneiss et de l'enveloppe attenante, pour le versant oriental du Canigou (fig. 140), qui est alors représenté par 465 pôles de plans S_1 , ce qui réduit l'influence prépondérante du versant sud sur la distribution des pôles. Toutefois, la combinaison de mesures dans les gneiss et dans l'enveloppe paléozoïque introduit sur la projection un déplacement des contours vers les zones de plus fort pendage (comparer les fig. 138 et 140).

La figure 139 permet de dégager trois maxima qu'il n'est pas possible d'aligner sur un grand cercle de la projection. Par contre, *l'ensemble du diagramme, y compris les trois maxima, peut être disposé sur un petit cercle* (fig. 141) dont le centre est la projection de l'axe de la structure, orienté Nord 45° Est, Nord-Est 84° ; c'est un axe à peu près vertical. Cette configuration géométrique traduit *la forme en hémidôme* de la mégastructure des gneiss du Canigou. Cette structure s'ennoie régulièrement à l'Est, alors qu'elle se raccorde par faille à l'Ouest au brachyantiforme cylindroïde que constitue le massif de la Carança. Cette disposition d'ensemble des deux massifs est clairement exprimée sur la figure 137 qui montre la configuration générale des plans S_1 dans les gneiss du Canigou et de la Carança. En somme, *la structure des gneiss du Canigou peut être représentée par une*

moitié de calotte sphérique largement érodée. Le pendage général des plans S_1 défini à l'aide des maxima de la figure 139 pour chacun des principaux versants du Canigou est de 45° pour le versant sud, de 30° pour le versant est, de 40° pour les versants nord et nord-est.

La présence des maxima sur la figure 139 peut suggérer une mégastructure plus complexe que celle proposée ci-dessus, avec superposition (ou interférence) de mégaplis cylindriques engendrant un ensemble non cylindrique. Ainsi, on peut imaginer que les versants sud et est du Canigou, caractérisés séparément par une structure que l'on peut considérer comme à peu près monoclinale relativement à l'orientation des plans S_1 , représentent les deux flancs d'un grand pli d'axe N W-S E à fort plongement est. Cette orientation pourrait résulter d'une forte bascule à l'Est d'un grand pli cylindroïde, dont l'orientation primitive serait analogue à celle du brachyantiforme de la Carança. Cependant, il ne semble pas que ce soit le cas : sur la projection on ne parvient pas à distinguer une « ceinture » en alignant deux à deux les maxima de la figure 139 sur un grand cercle, en particulier, les maxima correspondant à l'orientation générale des plans S_1 pour les versants sud et est. En somme, on ne parvient pas à décomposer la mégastructure non cylindrique du Canigou en domaines cylindriques comme le préconise L.E. Weiss (1959).

D'autres arguments s'ajoutent :

— *la structure en hémidôme des gneiss stratoïdes du Canigou se retrouve également pour la structure des terrains de la fenêtre de Balatg, sous-jacents aux gneiss stratoïdes*. C'est ce que montre la figure 142 représentant l'orientation de 350 pôles de plans S_1 . Ces pôles sont distribués comme la projection d'une portion de zone sphérique. Les maxima et l'ensemble de la projection se placent sur un petit cercle centré par rapport au grand cercle de la projection (axe vertical) dont le diamètre est un peu supérieur à celui du petit cercle symbolisant la structure des gneiss stratoïdes (fig. 141). Un caractère remarquable de la figure 142 est l'étalement des points sur la projection, qui s'explique par l'accentuation progressive des pendages dans la zone profonde de la fenêtre de Balatg. Ainsi, la figure 143 représente la configuration de la zone profonde de la fenêtre de Balatg : les mesures de l'orientation des plans S_1 ont été effectuées systématiquement au cours d'un itinéraire à peu près nord-sud, recoupant

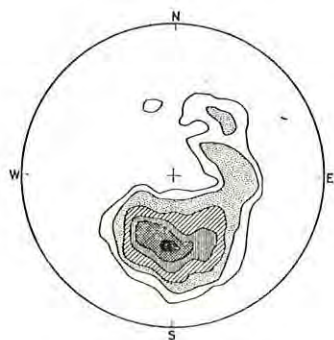


FIG. 138

Diagramme de contours des plans S_1 mesurés dans les gneiss du massif du Canigou 782 mesures. — Contours 2-3-4-5-6-8 %

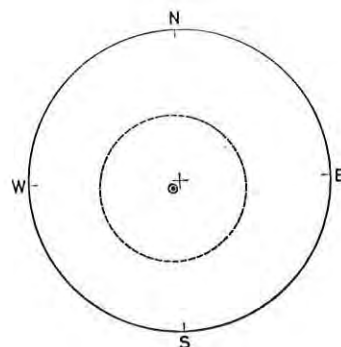


FIG. 141

Représentation géométrique de la mégastructure des gneiss du Canigou, déduite des diagrammes de contours de plans S_1

Le point cerclé est le centre du petit cercle de la projection et correspond à la projection d'un axe N 45° E, N E 84°.

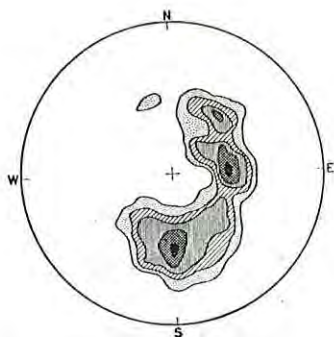


FIG. 139

Diagramme de contours des plans S_1 mesurés dans les gneiss du Canigou (même figure que 138, après pondération des mesures correspondant aux versants nord et est du Canigou. — 1 164 projections de pôles S_1 . — Contours 2-3-4-5-6 %.

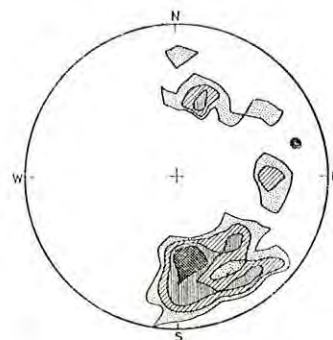


FIG. 142

Diagramme de contours des plans S_1 mesurés dans les terrains de la fenêtre de Balatg. 350 pôles S_1 . — Contours 2-4-6-7 %

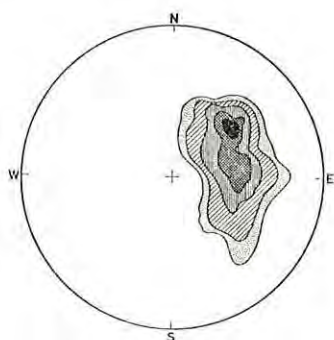


FIG. 140

Diagramme de contours des plans S_1 mesurés dans les gneiss du versant oriental du Canigou et dans l'enveloppe attenante. — 465 mesures. — Contours 2-3-5-7-8 %.

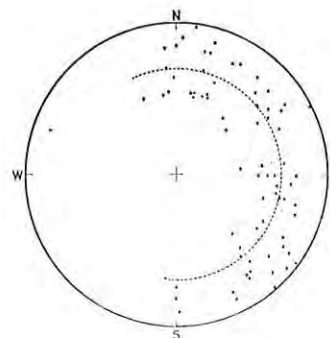


FIG. 143

Projection des plans S_1 mesurés dans la fenêtre de Balatg à la cote 1 500 m. — 70 mesures

Ces mesures s'ordonnent sur un petit cercle de la projection (cf. fig. 141 et 142) dont le centre coïncide avec celui du grand cercle de la projection.

les diverses formations de la zone profonde du Canigou à l'altitude de 1 500 mètres (chemin de Balatg au Saint-Vincent par Bonaigue, près Vernet-les-Bains). Par comparaison avec la figure 142, les pendages de plans S_1 sont généralement plus redressés sur la figure 143. L'accentuation du pendage des plans S_1 au fur et à mesure que l'on se rapproche du cœur de la mégastucture pourrait être expliquée par la déformation dysharmonique des gneiss et des terrains métamorphiques déjà indurés, suivant un mode comparable à celui des plis concentriques (voir fig. 66 in J. Goguel, 1965). Ainsi, les gneiss du Cadi sont accidentés de replis synclinaux très redressés de micaschistes de Balatg (cf. fig. 144).

La structure en dôme des gneiss du Canigou n'est pas comparable à la tectonique de certains dômes gneissiques des Appalaches, édifiés suivant un processus qui a été assimilé à celui de la formation des dômes salifères. En particulier, beaucoup des petits plis tardifs post-schisteux de l'enveloppe paléozoïque au voisinage des gneiss, apparaissent comme des plis d'entraînement ordinaires (cf. ci-dessous), et non pas comme des « plis d'entraînement inversés », si particuliers à la tectonique des dômes salifères et des dômes accompagnant l'intrusion de corps magmatiques ou de masses rhéomorphiques. De plus, les plis post-schisteux n'épousent pas le contour des massifs de gneiss.

La structure en dôme du Canigou et la structure brachyantiforme du massif de la Carança apparaissent plutôt comme des parties d'une structure générale du type « dômes et bassins », qui résulte de l'interférence de plissement à grande échelle ayant sensiblement la même amplitude et la même longueur d'onde. Ces plissements sont exprimés par les deux directions principales de plis tardifs signalées au début de l'étude des mégastuctures, bien apparentes sur la carte au 1/200 000 des Pyrénées orientales hercyniennes.

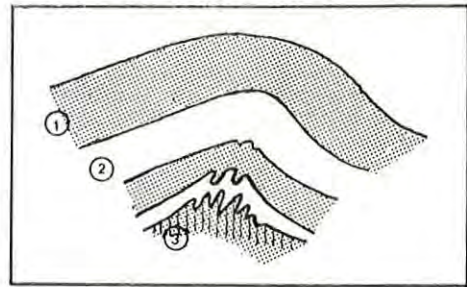


FIG. 144

Mode de formation possible des septa subverticaux de micaschistes dans les gneiss du Cadi

1, gneiss; 2, micaschistes; 3, gneiss du Cadi.

III. RELATIONS CHRONOLOGIQUES POSSIBLES ENTRE LES PLIS TARDIFS À GRANDE ET À PETITE ÉCHELLE

Dans le massif de la Carança il existe une analogie remarquable entre l'orientation statistique moyenne des plis post-schisteux à petite échelle liés au système $WNW-ESE$ (cf. p. 242), et l'orientation de l'axe de la mégastucture tardive reconstituée à partir des mesures de l'orientation des plans S_1 (brachyantiforme). C'est ce que montre la comparaison des figures 122 et 136 : l'axe L_2 et l'axe $Bcar$ occupent une position très voisine sur la projection; il en est de même de la surface axiale du brachyantiforme et du plan axial S_2 moyen des plis post-schisteux $WNW-ESE$. Cette grande analogie des orientations peut évidemment être provoquée par une coïncidence. Cependant, on ne peut manquer d'être frappé par deux autres particularités :

— les plis post-schisteux à petite échelle sont particulièrement développés à la base de l'enveloppe paléozoïque, dans la « série de Canaveilles »;

— les plans axiaux S_2 des plis post-schisteux $WNW-ESE$ possèdent une disposition remarquable, indiquée sur la figure 121 : les plans sont en général redressés

vers le Sud sur le flanc nord du brachyantiforme et redressés vers le Nord sur son flanc sud (cf. fig. 145).

Ces observations suggèrent donc une liaison chronologique entre le développement du système des petits plis $WNW-ESE$ et la déformation en grand tardive des gneiss de la Carança.

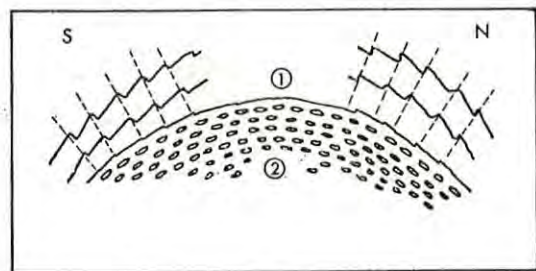


FIG. 145

Sens de déversement des plis p_2 liés à la phase principale de plissements post-schisteux ($WNW-ESE$) dans l'enveloppe paléozoïque, sur les flancs nord et sud du massif de Carança.

1, enveloppe; 2, gneiss ocellés.

IV. MÉGASTRUCTURES EN LIAISON AVEC LE PAROXYSMO OROGÉNIQUE (PLISSEMENTS PRÉCOCS) : LA NAPPE DES GNEISS DU CANIGOUE ET LE « STYLE PENNIQUE ».

Les mégastructures tardives qui ont édifié des brachy-antiformes ou des dômes gneissiques sous forme de grandes structures ouvertes, à plans axiaux redressés, sont évidemment postérieures aux plissements précoces anté et synschisteux, puisque ces mégastructures déforment largement la schistosité principale S_1 acquise par les roches lors du paroxysme orogénique : *la structure en dôme du Canigou reflète fondamentalement la déformation des surfaces S_1 des gneiss.*

L'étude des structures à petite échelle montre clairement l'importance, la généralité, et l'intensité des plissements synschisteux qui s'expriment, dans toutes les catégories de roches, par le développement de la schistosité principale S_1 et des plis couchés p_1 , généralement serrés et étirés dans la mésozone. La question se pose de savoir si une tectonique en grand accompagne la formation des plis synschisteux p_1 . Nous avons cru d'abord pouvoir répondre négativement à cette question (G. Guitard, 1960), mais avec le progrès des recherches sur le terrain, la structure en nappe des gneiss du Canigou est apparue comme essentielle (G. Guitard, 1964). Ce sont ces résultats que nous allons exposer et discuter. Comme il est rappelé au début de ce mémoire, les rapports de position entre les micaschistes et les gneiss sont apparemment très simples dans beaucoup de massifs pyrénéens : les micaschistes sont au sommet, et les gneiss sont à la base. Mais ce n'est pas le cas du massif du Canigou, où s'exprime (1) de la façon la plus évidente, aussi bien sur les cartes, que sur les coupes, une structure complexe à alternances de gneiss et de micaschistes (cf. chap. I) : le problème à résoudre est la signification structurale de la fenêtre de Balatg et des gneiss stratoïdes.

1. Signification structurale des gneiss stratoïdes du Canigou et de la fenêtre de Balatg.

Dans le massif du Canigou, la fenêtre de Balatg apparaît comme une large boutonnière d'érosion au centre du dôme gneissique, et montre clairement la disposition stratoïde des gneiss ocellés du Canigou, sous forme d'une lame gneissique de 3 000 à 1 200 mètres d'épaisseur, reposant directement sur les micaschistes de Balatg. Ces derniers, renfermant les gneiss de Casemi

sous forme d'une vaste lentille, reposent eux-mêmes sur les gneiss du Cadi (cf. fig. 3a et a', 65 et 66). Cette disposition (voir carte au 1/50 000) peut être interprétée au moyen de deux hypothèses entièrement différentes :

— l'alternance des gneiss et des micaschistes traduit simplement une succession stratigraphique normale, continue, où l'âge des terrains s'accroît régulièrement avec la profondeur depuis le sommet du Paléozoïque jusqu'aux gneiss du Cadi. Dans cette immense série « compréhensive », la base du Paléozoïque, représentée par la « série de Canaveilles », passerait probablement plus bas à un « Infracambrien » au sens de P. Pruvost (1951). C'est cette interprétation que nous avons adoptée au début de nos études dans le Canigou (G. Guitard, 1953 b et 1958 b), car elle est la plus simple ;

— les micaschistes de Balatg sont une répétition tectonique des micaschistes de l'enveloppe qui réapparaissent effectivement dans une fenêtre tectonique sous les gneiss stratoïdes du Canigou. Cette hypothèse est la seule qui soit compatible avec les données actuelles, comme nous allons le montrer.

Bien qu'il ne soit pas possible de fournir une preuve paléontologique de l'identité de nature stratigraphique entre les micaschistes de la série de Canaveilles et les micaschistes de Balatg, rien ne s'oppose non plus à ce qu'il en soit ainsi. Nous avons déjà noté l'identité des compositions chimiques, relativement aux éléments majeurs, entre les micaschistes de la base de l'enveloppe paléozoïque et les micaschistes de Balatg (cf. chap. II, fig. 9b). Dans les deux cas, les micaschistes sont largement dominants et sont accompagnés de marbres à prédominance dolomitique et de gneiss à silicates calciques présentant de grandes analogies de gisement, ainsi que de bancs de quartzites micacés et de leptynites leucocrates, plus rarement d'orthoamphibolites. Si les « gneiss granulés » n'ont pas été retrouvés dans les micaschistes de Balatg, il faut remarquer qu'il s'agit de formations plus discontinues que les marbres qui, dans des terrains généralement plus transformés que ceux de l'enveloppe, peuvent échapper facilement à l'observation s'il s'agit de bancs minces. A noter la présence de « passées » graphiteuses dans les marbres de Balatg.

(1) Voir fig. 3, 65, 66 et 146.

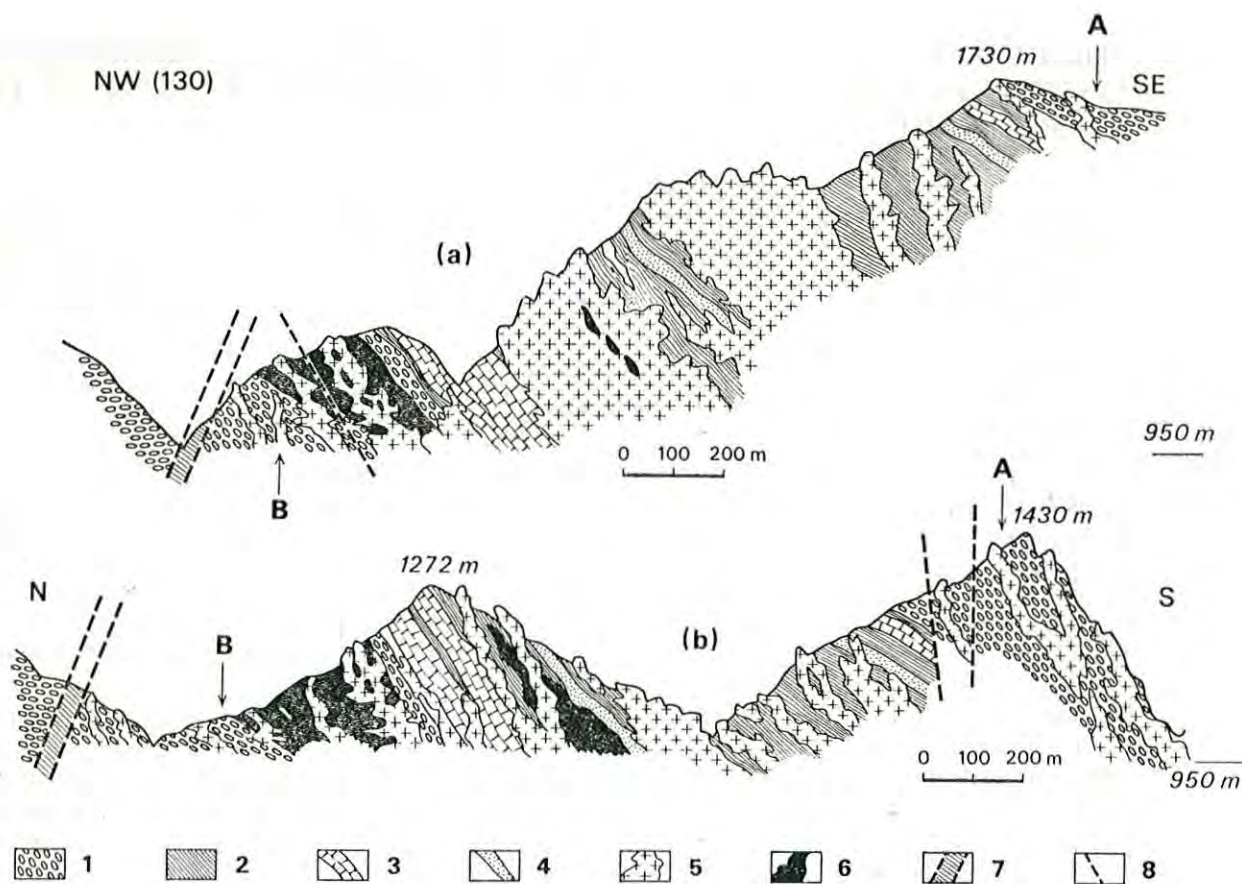


FIG. 146

Coupes dans le « synclinal de Py »

a, dans le ravin de Marquirol, au sud de Sahorre, et par la crête de Mattes Rouges; **b**, à l'est de Py, à travers les vallons de Bareu, de Tounet et de Marquirol; **1**, gneiss œillés; **2**, micaschistes de Balatg; **3**, marbres; **4**, leptynites; **5**, granites à deux micas; **6**, diories et hornblendites; **7**, faille de Mantet-Fillols; **8**, autres failles; **A**, gneiss du Canigou; **B**, gneiss du Cadi.

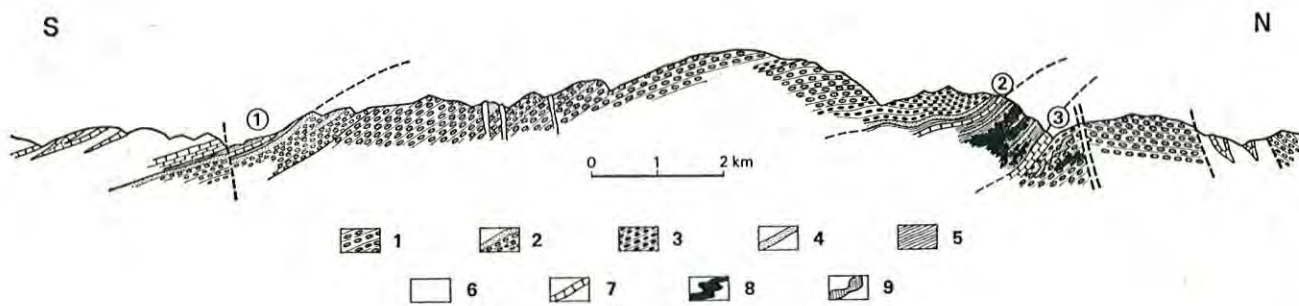


FIG. 147

Coupe du massif du Canigou entre Sahorre au Nord et Saint-Sauveur au Sud, par le Pla Guillem (N 153° E)

1, gneiss G₂; **2**, gneiss G₁; **3**, gneiss G₃; **4**, leptynites; **5**, micaschistes à andalousite et cordiérite; **6**, micaschistes à biotite; **7**, marbres; **8**, granite; **9**, diorie.

Les chiffres entourés 1, 2 et 3 indiquent la triple répétition tectonique du marbre de base.

Cependant ce sont surtout la nature et la comparaison des contacts entre les gneiss et les micaschistes qui apportent des arguments décisifs en faveur de la seconde hypothèse, en montrant *la triple répétition tectonique du banc de marbre situé à la base de la série de Canaveilles*, au contact des gneiss ou dans son voisinage (fig. 147).

On sait, en effet, que le contact entre le sommet des gneiss stratoïdes du Canigou et la « série de Canaveilles » est marqué par la présence d'un niveau de marbre généralement dolomitique et quasi continu (cf. chap. IV), qui représente un faciès transgressif d'origine marine (cf. chap. X). Ce même niveau existe également dans les mêmes conditions dans le massif de la Carança. Les figures 70, 71 et 72 montrent les contacts entre la base de l'enveloppe paléozoïque et les gneiss dans le Canigou et dans le massif de la Carança, en particulier le niveau du marbre de base, qui repose soit directement sur les gneiss, soit à une faible distance. Or le même niveau se retrouve au plancher des gneiss stratoïdes du Canigou, à leur contact avec les micaschistes de Balatg, *en position inverse de celle qu'il occupe au toit* : c'est le cas dans la région du « synclinal de Py », dans le vallon de Balatg, et au pic Barbet, à la périphérie nord de la fenêtre de Balatg. C'est ce que montre la figure 73, dont la comparaison avec les figures 70, 71 et 72 permet de conclure à la *disposition symétrique des contacts au toit et au plancher des gneiss stratoïdes*. Mais, dans la région de Py, la partie de la fenêtre de Balatg située à l'ouest de la faille de Marillales (cf. chap. I) montre avec une grande évidence que le même niveau de marbre est *encore une fois répété* et se retrouve en position normale au contact des micaschistes de Balatg et des gneiss œillés du Cadi, peu granitisés dans cette région. Cette disposition très remarquable s'observe le mieux dans la coupe fondamentale du ravin de Marquirols, entre Sahorre et Py, illustrée par la figure 146, *a* et *b*. L'emplacement régulier, au contact des gneiss, de ce banc de marbre, ne peut être raisonnablement interprété que comme une *triple répétition tectonique du marbre de base*. On verra que le même rôle peut être joué par un niveau d'orthoamphibolite. Cette répétition tectonique du « marbre de base », bien exprimée sur la figure 147 prouve que *les micaschistes de Balatg sont un repli synclinal de la « série de Canaveilles » de l'enveloppe*, couché entre les gneiss œillés du Canigou au sommet et les gneiss œillés du Cadi à la base. Si cette interprétation des micaschistes de Balatg est la bonne, on peut s'attendre à trouver une disposition symétrique des terrains compris entre les gneiss du Canigou et les gneiss du Cadi. C'est effectivement ce que l'on observe dans le « synclinal de Py », constituant la partie occidentale de la fenêtre de Balatg, à l'ouest de la faille de Marillales. Sur la figure 146 on peut constater non seulement la répétition du banc de marbre au contact des

gneiss, mais aussi celle d'un niveau de leptynite acide (décrit au chap. VIII), situé à l'intérieur de la masse des micaschistes de Balatg.

Si les micaschistes de Balatg représentent effectivement un repli synclinal des micaschistes de l'enveloppe couché sous les gneiss stratoïdes du Canigou, il est évident que ces derniers prennent alors la signification *d'une nappe par l'ampleur du chevauchement* qui est au moins de l'ordre de 20 kilomètres. *Les gneiss stratoïdes constituent la nappe des gneiss œillés du Canigou*, qui se poursuit vers l'Est, dans le massif du Roc de France (nappe des gneiss du Canigou et du Roc de France).

Comme on le verra dans le dernier chapitre, les gneiss stratoïdes du Canigou représentent une *nappe de socle*. Cette nappe gneissique peut s'être formée par deux processus :

— La nappe de gneiss résulte d'un *clivage tangentiel du socle par cisaillement* séparant une lame gneissique, qui est introduite mécaniquement dans l'enveloppe surmontant le socle. Ce sont les nappes du second genre de P. Termier (1906) auxquelles F. Ellenberger (1965) fait jouer un grand rôle dans la genèse du style pennique. En ce qui concerne les nappes profondes, ce mécanisme a pu être démontré pour certains noyaux de gneiss lewisien au sein de la série du Moine, en Écosse (voir par exemple J. Sutton et J. Watson, 1962). Lorsque le chevauchement cisailant atteint une certaine ampleur, la lame gneissique poussée dans l'enveloppe n'est plus encapuchonnée par les sédiments de la base de l'enveloppe, mais elle les perce, et finit par faire « intrusion » dans la partie supérieure de l'enveloppe. Dans cette éventualité, le noyau gneissique perd toute connexion avec la série sédimentaire qui surmonte normalement le socle. Il y a discordance tectonique.

— La nappe de gneiss résulte de l'*évolution d'un pli* et se présente comme un pli couché à grande échelle. Ce sont les nappes du premier genre de P. Termier (1906), dont l'exemple le plus connu, dans le cas des nappes profondes, est le célèbre pli d'Antigorio de la zone simplio-tessinoise des Alpes, montrant un noyau de gneiss enveloppé par les marbres du Trias (coupe classique de Schmidt et Preiswerk, 1907).

Ce sont là deux modèles de nappes du premier et du second genre. On peut concevoir des cas intermédiaires, tel un pli couché avec laminage du flanc inverse, ou un pli-faille; dans ces cas, la distinction entre nappes du premier et du second genre devient évidemment assez illusoire.

Qu'il s'agisse d'une nappe du premier ou du second genre on distingue généralement le noyau gneissique de son enveloppe. Dans la nappe des gneiss œillés du

Canigou, le noyau gneissique est entièrement constitué par l'ensemble de la formation des gneiss stratoïdes du Canigou. Dans les chapitres VI et VII, nous nous sommes livrés à une analyse pétrographique et chimique détaillée de ces gneiss, qui nous a conduit à y distinguer plusieurs groupes; ceci permet de connaître la constitution précise du noyau gneissique de la nappe du Canigou, et fournit un élément capital pour la discussion du processus de formation de la nappe des gneiss du Canigou, en montrant l'existence d'un *flanc inverse bien conservé*.

Le point essentiel est le suivant : le noyau gneissique (gneiss stratoïdes) de la nappe du Canigou comprend :

— une zone centrale, formée surtout par des orthogneiss G_2 et accessoirement par des orthogneiss G_1 et G_3 qui représentent effectivement l'ancien socle granitique antéhercynien, comme on le verra dans le dernier chapitre de ce mémoire;

— une zone périphérique enveloppe la zone centrale et est surtout représentée par des gneiss G_1 et accessoirement des gneiss G_3 . Elle comprend à la fois des paragneiss, résultant du métamorphisme des produits de remaniement du socle au contact du Paléozoïque, et des orthogneiss dérivant du métamorphisme de porphyres acides.

Ainsi, il existe au sommet et à la base des gneiss stratoïdes des gneiss G_1 ayant une même origine et des compositions chimiques identiques (cf. fig. 88, chap. VII). La répétition de ces gneiss au toit et au plancher du noyau gneissique de la nappe du Canigou, prouve que *la masse même des gneiss est engagée dans un vaste pli anticlinal et ployée sur elle-même*. En somme, à partir de la zone centrale du noyau gneissique, *la disposition des contacts entre le noyau et l'enveloppe de la nappe est absolument symétrique*. On rencontre d'abord la zone périphérique du noyau gneissique, comprenant des paragneiss, puis la base du Paléozoïque marquée généralement par le banc de marbre de base, et parfois par une orthoamphibolite (cas du contact des gneiss G_1 et des micaschistes de Balatg dans le septum de Leca, cf. chap. VI et carte au 1/50.000). En conclusion, la nappe du Canigou, comprenant un noyau gneissique représenté par la *formation des gneiss stratoïdes du Canigou, résulte de l'évolution d'un pli anticlinal à noyau de socle et correspond à une nappe du premier genre*. Le banc de marbre de base de la série de Canaveilles joue, dans la nappe du Canigou, le même rôle que les bancs de marbres triasiques dans les nappes de la zone simplio-tessinoise des Alpes (par exemple nappe d'Antigorio selon la coupe de Schmidt et Preiswerk, 1907).

On notera de plus les deux points suivants :

— la partie centrale du noyau gneissique est formée d'orthogneiss G_2 moins déformés que les gneiss périphériques. En beaucoup de points, ces orthogneiss ont presque gardé la configuration du granite porphyroïde initial (voir fig. 5, pl. 5). L'intensité de la déformation s'accroît progressivement quand on se rapproche des flancs de la nappe gneissique;

— les gneiss G_1 appartenant au flanc normal de la nappe du Canigou ont été aplatis et étirés à l'extrême. Par contre, on observe des plis « ouverts » dans les gneiss G_1 rubanés au flanc inverse de la nappe (haute vallée de Velmanya par exemple : cf. fig. 100c).

Ayant élucidé la signification structurale des gneiss stratoïdes du Canigou et des micaschistes de Balatg, on peut comprendre celle des gneiss œillés du Cadi. Ces gneiss, indépendamment des phénomènes de granitisation et de migmatisation qui les ont modifiés dans la majeure partie de leur zone affleurante, sont absolument analogues au gneiss œillés du Canigou. On a vu (p. 188) que leur composition chimique était identique. Mais la coupe du ravin de Marquirols (cf. fig. 146) apporte un élément capital en montrant les relations entre les gneiss du Cadi et les micaschistes de Balatg, sur d'excellents affleurements. Ces relations sont exactement symétriques de celles que l'on connaît au plancher des gneiss œillés du Canigou (cf. triple répétition tectonique du marbre de base p. 257). *Les gneiss du Cadi constituent donc le flanc normal d'une nouvelle unité gneissique*, sur laquelle s'appuie le synclinal couché des micaschistes de Balatg, et l'anticlinal des gneiss du Canigou. Comme les gneiss du Cadi affleurent dans un domaine très limité du tréfonds du Canigou, il est difficile de préciser davantage leur structure. Néanmoins, la carte au 1/50.000 de la fenêtre de Balatg, montre que leur structure est assez complexe, car il existe au sein de ces gneiss des septa de nature péritique, accompagnés de marbres et d'amphibolites. Le plus remarquable d'entre eux est un septum de direction est-ouest à N E-S W, qui affleure à Saint-Martin-du-Canigou, et qui divise en deux masses principales les gneiss du Cadi; une masse au Nord affleure principalement dans les gorges du Saint-Vincent, une masse au Sud affleure surtout dans les gorges du Cadi. Le septum de Saint-Martin-du-Canigou renferme des niveaux de marbres assez puissants (10 m), probablement répétés tectoniquement, et il s'appuie au Sud sur les gneiss œillés du Cadi par l'intermédiaire de gneiss leptyniques migmatiques, analogues à certains des gneiss du groupe G_1 . On peut donc penser que le septum de Saint-Martin-du-Canigou représente probablement une zone synclinale au sein des gneiss du Cadi (1). Il est

(1) Ces synclinaux de micaschistes, fréquents dans les gneiss du Cadi (cf. fig. 6) sont généralement redressés. Ils se sont probablement formés lors de la phase des plis post-schisteux, dans la zone la plus profonde du Canigou, conformément au mécanisme proposé à la page 254

impossible de préciser davantage la signification structurale des gneiss du Cadi. On peut y voir soit le socle autochtone, soit une nouvelle nappe gneissique sous-jacente à la nappe du Canigou, compliquée de replis, soit encore l'équivalent de la « zone des racines » si l'on dessine la nappe du Canigou à la manière des nappes simplio-tessinoises selon le schéma de E. Argand. De toute manière, si les gneiss du Cadi ne représentent pas exactement le socle autochtone, ils en sont plus proches, par leur position structurale, que les gneiss coëllés du Canigou situés dans l'unité supérieure.

En somme, le paroxysme orogénique se traduit dans le massif du Canigou par un système de grands plis couchés à noyaux gneissiques assimilables à des nappes du premier genre, c'est-à-dire à des nappes résultant de l'évolution d'un pli. *La nappe du Canigou représente véritablement la tectonique hercynienne fondamentale, difficile à mettre en évidence*, et qui, pour peu que l'érosion ne soit pas suffisamment intense, pourra passer inaperçue. Dans le Canigou, on peut distinguer une unité supérieure formée par la nappe du Canigou dont le noyau est constitué par les gneiss stratoïdes du Canigou, et une unité inférieure représentée par les gneiss du Cadi. Entre ces deux unités les micaschistes de Balatg forment un syndinal couché formé par les terrains de la « série de Canaveilles ».

Quant aux gneiss de Casemi, il peut s'agir, comme on l'a vu au chapitre VIII, d'une formation interstratifiée dans les micaschistes de Balatg, et probablement ployée sur elle-même, ou d'une écaïlle. L'analyse détaillée de cette formation d'accès difficile est à faire, ce qui ne permet pas de choisir absolument entre ces deux possibilités. L'ensemble est entièrement repris dans la mégastructure tardive.

2. Relations entre les plis couchés à grande et petite échelle.

L'analyse des plissements à petite échelle oblige à distinguer une phase de plissements synschisteux p_1 comme étant la plus importante par l'intensité de la déformation et par sa généralité : cette phase correspond véritablement au paroxysme orogénique. L'étude des mégastructures nous a révélé dans le Canigou l'existence d'une tectonique en grands plis couchés intéressants les gneiss et leur enveloppe. A petite échelle, les plis synschisteux p_1 sont généralement des plis couchés; on

a vu que l'on peut suivre, suivant la verticale, la continuité du style tectonique des plis synschisteux et de leur direction générale dans la base de l'enveloppe paléozoïque, dans les gneiss stratoïdes, et dans les micaschistes de Balatg. Dans les gneiss stratoïdes, les plis synschisteux p_1 , admettant la schistosité S_1 comme plan axial, ne s'observent que dans les deux circonstances suivantes :

— plissement très serré des leptynites ou des amphibolites dans les orthogneiss, correspondant au plissement des filons acides (aplite-pegmatites) ou basiques;

— plissement des rubanements d'origine sédimentaire dans les paragneiss rubanés, ces derniers éventuellement sous forme de plis ouverts. En dehors de ces plis, la trace des déformations synschisteuses dans la masse des orthogneiss se traduit simplement par l'existence de la schistosité S_1 et des linéations l_1 . *Le parallélisme général des directions de plis p_1 dans les gneiss et dans la base de l'enveloppe, traduit l'aplatissement et l'étirement considérable des plis couchés.* Dans ces conditions, conformément à la théorie de D. Flinn (1962), les directions des plis, qui pouvaient être variables au début de la déformation — et elles l'étaient nécessairement puisque les surfaces plissées étaient la stratification et des surfaces de filons (aprites ou roches basiques) d'orientation différente de la stratification — tendent à se placer parallèlement à la direction du plus grand axe principal de l'ellipsoïde des déformations. *Il est satisfaisant d'assimiler les plis synschisteux p_1 observés à petite échelle, le développement de la schistosité de plan axial S_1 , et l'existence des grands plis couchés formant la nappe du Canigou, à la même phase de déformation, c'est-à-dire au paroxysme orogénique.* En tout cas, rien ne s'y oppose. Dans cette hypothèse, il faut admettre que la schistosité S_1 des gneiss est aussi une schistosité de plan axial pour la nappe du Canigou formant un anticlinal couché — au moins pour la partie centrale de cet anticlinal si la schistosité est disposée à grande échelle en éventail —, et que les plis synschisteux p_1 des gneiss, généralement asymétriques, sont bien des plis « d'entraînements », liés au développement de la nappe du Canigou (drags-folds ou plis parasites) (1). Ainsi, la tectonique en nappe liée à la phase synschisteuse et au paroxysme orogénique explique-t-elle d'une manière cohérente les particularités structurales des gneiss du Canigou.

On remarquera cependant que, si l'existence d'une schistosité régionale se conçoit très bien dans un « segment orogénique » où dominent des plis couchés à

(1) Il serait indispensable de préciser la polarité tectonique de ces plis dans la nappe des gneiss du Canigou. Mais ce travail est complexe, si l'on tient compte de l'existence de replis et de digitations.

toutes les échelles d'observation, le plissement n'est pas une condition indispensable à la formation de la schistosité dans une masse gneissique. Ainsi, le noyau gneissique (socle ancien) des Tauern qui n'est pas plissé, est affecté par la schistosité régionale sur une assez grande épaisseur à son contact avec la « Schieffer-hulle » (Ch. Exner, 1960). Dans les séries métamorphiques d'Écosse, où la tectonique aux diverses échelles d'observation a été particulièrement étudiée, l'homologie entre les structures à grande et petite échelle a été souvent mise en évidence et soulignée (voir par exemple N. Rast, 1963; J. G. Ramsay, 1963). S'il en était ainsi dans le Canigou, les directions assez uniformes des linéations l_1 et des plis synschisteux p_1 des gneiss, parallèles entre elles, pourraient indiquer la direction générale du grand pli couché qui constitue la nappe du Canigou. Cette direction serait S W-N E. Quand au « déversement », son sens n'a pas pu être déterminé. Cette hypothèse ne saurait être acceptée sans réserves. Dans le Canigou, la reconstitution directe de l'axe des grands plis couchés est évidemment impossible, car le « front » de la nappe du Canigou n'est pas érodé et s'ennoie en tête plongeante sous l'enveloppe paléozoïque. On verra cependant que ce « front » apparaît à l'est du Canigou. Selon J. Goguel (1965), la forme des grands plis penniques doit varier rapidement suivant leur direction, étant donné la différence de comportement mécanique entre les noyaux des nappes et les sédiments stratifiés de l'enveloppe, dans la mesure où, du point de vue mécanique, le plissement est la conséquence des hétérogénéités de la stratification. Il faut remarquer néanmoins que le style du plissement dans les gneiss et dans l'enveloppe, comme nous y reviendrons plus loin, n'apparaît pas comme essentiellement différent durant la phase synschisteuse : *la plasticité était à peu près la même dans les gneiss et dans les micaschistes*. D'autre part, les gneiss sont loin de constituer un matériau homogène du point de vue mécanique, même s'ils dérivent d'anciens massifs granitiques, car ces derniers peuvent être injectés de nombreux filons, apparaissant sous forme de leptynites et d'amphibolites plissées dans les gneiss. Quant aux paragneiss, ils sont stratifiés comme les roches de l'enveloppe et très souvent plissés.

3. Remarques sur le « style pennique » dans la mésozone du Canigou.

Des descriptions précédentes, on peut tirer la conclusion qu'un « style pennique » typique (E. Argand, 1934) est effectivement réalisé dans le Canigou, durant le paroxysme de l'orogénèse hercynienne. La nappe du Canigou est une nappe du premier genre, où le socle et sa proche enveloppe ont été simultanément engagés dans

un grand pli couché, dont le flanc inverse est remarquablement bien conservé. Dans le noyau gneissique de la nappe du Canigou et dans son enveloppe, le style des plis à petite échelle est semblable à celui que l'on observe dans les nappes de la zone simplio-tessinoise, comme nous avons pu le constater au cours d'une excursion dirigée dans cette partie des Alpes par le professeur E. Wenk en 1962, et comme cela nous a été confirmé par la visite de plusieurs tectoniciens alpins (MM. P. Bearth, Ch. Exner, P. Niggli, E. Wenk) dans le Canigou en 1963 (excursions de l'Association pour l'Étude des zones profondes : AZOPRO). Selon P. Michot (1963), la structure fondamentale des « segments orogéniques profonds » (mésocatazonaux) est caractérisée par un empilement de plis couchés. Il semble donc que le caractère spécifique du style pennique ne soit pas à rechercher dans un processus particulier de la formation des nappes qui, dans tous les cas, s'accomplit dans des conditions de grande plasticité (voir J. Goguel, 1965), car les nappes et les plis couchés sont probablement d'une assez grande banalité dans les orogènes profonds et jusque dans la catazone de haut degré (cf. P. Michot, 1956). C'est en fait l'alternance de noyaux anticlinaux gneissiques et de synclinaux couchés de micaschistes qui caractérise fondamentalement le style pennique. Cette circonstance est due à ce que la mise en place des nappes s'est principalement produite dans un métamorphisme mésozonal où l'anatexie ne s'est pas encore suffisamment développée pour transformer les micaschistes en gneiss essentiellement feldspathiques (migmatites).

J. Goguel (1965, p. 204 et 334) a bien insisté sur la grande plasticité des terrains qu'implique le formidable étirement des nappes penniques. Dans la région étudiée et ailleurs la réalité de ces étirements énormes est bien démontrée par la déformation des objets antéorogéniques dans les gneiss et dans les micaschistes (cf. p. 224-226), en particulier par celle des éléments de poudingues. Il faut bien noter qu'un degré de plasticité considérable est atteint lors du métamorphisme régional dès la zone de la biotite. Dans la mésozone du Canigou la généralité des plis de mode « semblable », à schistosité de plan axial bien développée, traduit la haute plasticité des terrains au cours des déformations lentes du métamorphisme. Elle montre aussi que cette plasticité était comparable pour les micaschistes et pour les gneiss, également affectés par la schistosité S_1 et les plis p_1 . D'ailleurs, à partir de la zone de la biotite, les différences de « compétence » entre les bancs tendent à s'estomper : les lits de quartzite « fluent » comme les bancs adjacents de micaschistes. La grande plasticité nécessaire à la réalisation du style pennique n'est donc pas *directement* liée à la proximité d'une zone de migmatite ou d'un socle anatectique. Dans le Canigou, le socle qui est lui-même engagé dans un grand pli couché, n'est ni migmatique ni anatectique sur la majeure partie de son étendue

affleurante (1) : la tectonique qui l'affecte ne peut pas être mise en parallèle avec celle décrite par J. Haller (1965) au Groenland. Il semble donc que la réalisation d'un style pennique, si elle implique l'existence de nappes de socle, ne s'accompagne pas obligatoirement d'un état « rhéomorphique » (2) particulier du socle, mais simplement elle suppose des conditions de haute plasticité qui règnent d'une façon générale dans les terrains mésozonaux.

4. Extension de la structure en nappe du massif du Canigou aux massifs de la Carança et du Roc de France.

Il serait surprenant que la structure si remarquable examinée dans les paragraphes précédents, dont la découverte et l'analyse sont possibles grâce à une exposition exceptionnelle, ne soit limitée qu'au seul massif du Canigou. En effet, dans le massif du Roc de France, situé à l'est du Canigou, on retrouve une structure analogue à celle de la nappe du Canigou. D'autre part, dans le massif de la Carança, à l'Ouest, si l'érosion n'a pu entamer complètement le noyau gneissique de la nappe du Canigou et y mettre à jour les micaschistes sous-jacents, ces derniers y existent probablement.

a. MASSIF DU ROC DE FRANCE.

L'étude du massif du Roc de France ne fait pas partie de ce travail. Néanmoins, nous ne pouvons passer sous silence certains points de sa structure, qui confirment et étendent l'interprétation proposée dans le Canigou.

Le massif du Roc de France n'est séparé du Canigou que par une étroite zone d'effondrement, correspondant à la vallée du Tech. Cette zone est constituée par un lambeau du « synclinal du Vallespir », pincé entre les failles du Tech au Nord et au Sud (voir 2^e éd. de la carte géologique au 1/80 000 Prades 257). On retrouve dans le Roc de France les gneiss stratoïdes du Canigou, sous forme d'une lame gneissique (gneiss du Roc de France) déformée par la tectonique tardive post-schisteuse. Ces gneiss supportent au sommet l'enveloppe paléozoïque, avec un large développement du marbre de base au contact des gneiss (par exemple Serre de Montner à l'est d'Arles); ils reposent eux-mêmes sur un plancher de micaschistes (micaschistes de Montalba)

analogues aux micaschistes de Balatg du Canigou. Cette disposition est montrée par la figure 148. Comme dans le Canigou, le métamorphisme augmente avec la profondeur; on passe successivement de la zone de la biotite, représentée dans l'enveloppe, à la zone de l'andalousite qui intéresse la base de l'enveloppe et le sommet des micaschistes de Montalba, et à la zone de la sillimanite représentée seulement dans les micaschistes de Montalba. Dans le tréfonds du Roc de France, il apparaît une nouvelle unité gneissique, mal exposée, les gneiss du Mondony (fig. 148). En somme, la structure fondamentale du Roc de France reproduit très exactement celle du Canigou, mais elle apporte aussi d'intéressantes précisions.

Les gneiss stratoïdes du Roc de France sont constitués par un noyau de gneiss œillés grossiers analogues aux gneiss G_2 du Canigou, enveloppé par des gneiss œillés G_1 type La Preste que l'on retrouve au toit et au plancher de la formation gneissique. Ceci confirme bien l'identité de nature établie dans le Canigou, entre les gneiss G_1 au sommet et au plancher des gneiss G_2 . Les micaschistes de Montalba, homologues des micaschistes de Balatg, sont particulièrement riches en niveaux de marbre parfois associés à des bancs graphiteux. De ce point de vue, la symétrie litho-stratigraphique entre les micaschistes de l'enveloppe paléozoïque et les micaschistes profonds est beaucoup plus nette que dans le Canigou, et l'association marbre-niveaux graphiteux est analogue à celle qui est bien connue dans la série de Canaveilles. La répétition du marbre de base au plancher des gneiss du Roc de France se retrouve ici, mais souvent, le marbre y est remplacé par un niveau d'orthoamphibolite situé directement sous les gneiss G_1 type La Preste : c'est l'équivalent de l'orthoamphibolite de Leca et de Serrabonne dans le Canigou. Il ne fait aucun doute que les gneiss du Roc de France sont un noyau anticlinal de nappe, à constitution symétrique, et donc avec conservation du flanc inverse.

Cependant, le trait le plus original de la structure des gneiss du Roc de France, qui résulte des levés cartographiques entrepris avec la collaboration d'A. Autran, est l'amincissement progressif vers l'Est des gneiss stratoïdes dont l'épaisseur qui atteint deux mille mètres à l'Ouest du massif n'est plus que de quelques centaines de mètres dans la région de Las Illas à l'Est (cf. fig. 148). Au fur et à mesure que s'amincissent les gneiss du Roc de France, ils sont de plus en plus affectés par la tectonique tardive post-schisteuse dont le jeu,

(1) La nappe des gneiss du Canigou peut être rapprochée, à ce point de vue, de la nappe du Mont-Rose, dans les Alpes (P. Beart h 1952).

(2) Rhéomorphisme est un terme créé par Backlund pour désigner « tous les effets de fluidification thermique, partielle ou totale, d'une roche préexistante, sous l'afflux de quantités plus ou moins grandes de matière nouvelle amenée par diffusion » (E. Raguin, 1957, p. 5). Certains auteurs utilisent « rhéomorphe » au sens de hautement plastique (F. Ellenberger, 1965).

combiné à celui de l'érosion, complique singulièrement à l'Est les relations structurales entre les trois formations : micaschistes de l'enveloppe paléozoïque, gneiss stratoïdes, micaschistes de Montalba. Néanmoins, les relations respectives sont conservées et on peut affirmer que dans la région de Las Illas *on est au voisinage du front de la nappe du Roc de France.*

On peut considérer que les nappes du Canigou et du Roc de France sont à l'origine une seule et même unité tectonique, étant donné l'identité de leur constitution pétrographique. Les levés en cours ont permis de cartographier la terminaison du front de la nappe et de prouver l'identité de nature stratigraphique entre les micaschistes de Canaveilles et les micaschistes de Balatg-Montalba, en montrant que *ces micaschistes encapuchonnent la charnière du noyau anticlinal gneissique*, et passent de l'un à l'autre. Ainsi, la terminaison de la nappe du Canigou-Roc de France, à l'Est du massif du Roc de France, appuierait-elle l'hypothèse adoptée dans le Canigou, de l'identité stratigraphique entre les micaschistes de Balatg et les micaschistes de la série de Canaveilles.

b. LA ZONE SYNCLINALE DE THUÉS-FONTPÉDROUSE DANS LE MASSIF DE LA CARANÇA ET SA SIGNIFICATION.

L'assimilation des gneiss œillés de la Carança au noyau anticlinal gneissique (gneiss œillés stratoïdes) de la nappe du Canigou se déduit évidemment de la continuité structurale entre les gneiss du Canigou et les gneiss de la Carança, sur le versant sud du grand massif de Canigou-Carança (voir carte au 1/50 000 et fig. 2 et 67). Il faut donc admettre que dans le massif de la Carança les micaschistes de Balatg n'apparaissent pas, par suite d'une érosion insuffisante, qui n'a pas atteint le plancher des gneiss. Néanmoins, une importante zone de micaschistes renfermant des marbres affleure dans les gneiss, tout au long des bordures ouest et nord du massif gneissique de la Carança : cette zone a été désignée au chapitre VI comme « Septum de Thues-Fontpédrouse » (voir p. 143). Il faut en donner maintenant une interprétation tectonique. Comme il est l'indiqué à la page 143 cette longue bande de micaschiste s'ouvre largement à l'Ouest dans l'enveloppe paléozoïque (cf. carte au 1/50 000) : il s'agit donc *d'un repli synclinal de l'enveloppe paléozoïque*

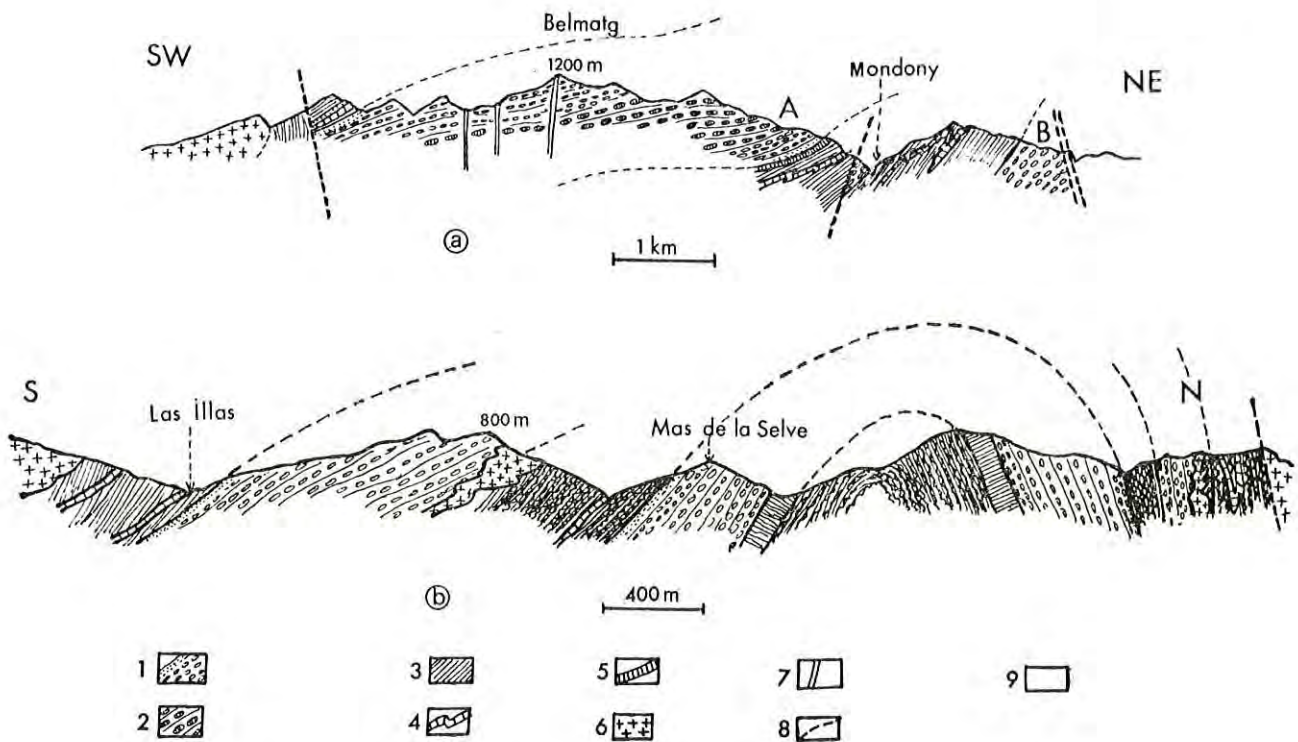


FIG. 148

Coupes schématiques à travers les gneiss du Roc de France, d'après AUTRAN et GUITARD

a, à l'Est d'Amélie-les-Bains; **b**, dans le secteur de las Illas; 1, gneiss G_1 type la Preste; 2, gneiss œillés G_2 ; 3, micaschistes; 4, marbres de la série de Canaveilles; 5, orthoamphibolites; 6, granite; 7, filon de quartz; 8, failles; 9, zones anatectiques pélitiques.

à l'intérieur des gneiss (1). Sur la figure 149 on peut distinguer localement trois formations principales dans le « septum » étudié : à la base les gneiss de la Carança, au milieu la zone synclinale de Thues-Fontpédrouse qui peut être très complexe dans le détail (cf. fig. 149 b), au sommet les gneiss de Fontpédrouse supportant eux-mêmes l'enveloppe paléozoïque. La zone synclinale de Thues-Fontpédrouse débute en Cerdagne au sud du village d'Eyne, sur le versant nord du Cambras d'Azé et se poursuit suivant une direction générale nord 80° est et un pendage moyen de 40° vers le Nord (fig. 137 et 150) jusqu'à l'est du village d'Escarro, soit suivant une longueur ouest-est de 20 kilomètres environ. A l'ouest de Thues, le synclinal de direction franchement est-ouest à l'est de cette localité, possède une direction franchement N W-S W entre Planés et Eyne. A partir du village de Planés et jusqu'à sa terminaison orientale, le synclinal de Thues-Fontpédrouse est injecté de corps et de filons de granites à biotite et de diorites qui contribuent évidemment à compliquer et à obscurcir la structure. Néanmoins, ce sont surtout les accidents cassants pyrénéo-alpins qui ont fait rejouer cette ancienne zone de faiblesse, et ont contribué à lui donner la grande complication structurale actuelle. Ces accidents se résument à trois (voir carte au 1/50 000 et fig. 149) :

— la faille de la Têt — et ses répliques — qui prend en écharpe le synclinal de Thues-Fontpédrouse sur toute sa longueur, longeant à peu près exactement le contact entre les gneiss de Fontpédrouse et le flanc nord du synclinal;

— le chevauchement du massif de la Carança est une large zone mylonitique située immédiatement au sud de la faille de la Têt; de faible pendage vers le Nord, elle fait chevaucher les gneiss de Fontpédrouse sur le synclinal de Thues-Fontpédrouse en écrasant les corps de granite injectés dans le synclinal au sud de Thues et de Nyers. Cette zone de chevauchement a une moindre extension est-ouest que celle de la faille de la Têt; elle est surtout développée entre Nyers et Fontpédrouse;

— les décrochements transversaux, produits par des failles nord-sud, affectent principalement les gneiss de Fontpédrouse, et jouent un rôle accessoire en comparaison des accidents précédents.

La faille de la Têt, fortement silicifiée, de pendage plus fort que la surface du chevauchement mylonitique, est postérieure à celle-ci, de toute évidence, ces deux accidents sont étroitement liés. Les relations entre la faille de la Têt, le chevauchement du massif de la Carança et la zone synclinale de Thues-Fontpédrouse

sont exprimées sur les figures 5a et 149 et la carte au 1/50 000. La superposition de ces accidents à la bordure nord de la zone synclinale de Thues-Fontpédrouse lui donne une structure asymétrique sur la majeure partie de son étendue, une allure de synclinal couché.

Il est impossible d'établir la symétrie de la structure du septum de micaschistes dont l'existence peut être simplement interprétée par le jeu complexe de la faille de la Têt fonctionnant comme faille normale, et du chevauchement fonctionnant comme faille inverse.

Cependant, sur la carte au 1/50 000 jointe à ce travail, on remarquera l'existence des deux niveaux de marbre nord et sud en quelques points, spécialement à l'ouest de la zone synclinale de Thues-Fontpédrouse, sur le versant nord-ouest du Cambras d'Azé; des leviers plus précis ont montré depuis la généralité de ces deux bandes de marbre tout au long du synclinal (voir carte de Prades au 1/50 000). La présence systématique de ces deux niveaux n'est probablement pas fortuite et suggère une répétition tectonique par plissement.

Dans la partie occidentale (région de Fontpédrouse, Thues) la zone synclinale comprend (fig. 149 b, c et d) :

1° Une bordure Nord qui s'appuie au Nord sur les gneiss de Fontpédrouse. Cette bordure est essentiellement constituée par la surface de chevauchement mylonitique, doublée au Nord par la faille de la Têt.

La zone de chevauchement dont l'épaisseur atteint 150 mètres a une orientation moyenne Nord 78° Est, Nord-Ouest 40° (cf. fig. 152); elle chevauche largement vers le Sud la zone synclinale. Sa constitution pétrographique est complexe; il existe plusieurs types de blastomylonites et de mylonites souvent rubanées, qui peuvent simuler sur les affleurements les « gneiss granulés » étudiés au chapitre V et sont formés aux dépens de matériaux variés appartenant au flanc nord de la zone synclinale : ce sont surtout des granitoïdes apparentés au massif granitique de Mont-Louis (granite à biotite, granodiorite à hornblende, diorite et quartz-diorite à hornblende riches en sphène et allanite, ces derniers bien représentés à l'entrée des gorges de la Carança et dans les gorges de Nyers). Accessoirement ce sont des micaschistes à sillimanite avec lentilles de granite à muscovite et niveaux de marbres. Suivant les cas, les minéraux primaires, fortement déformés, n'ont pas été détruits ou, au contraire, ils sont remplacés par une paragenèse appartenant au faciès des schistes verts avec quartz, calcite, épidote, séricite, chlorite, biotite néoformée. Souvent les roches renferment des

(1) A l'Est, la zone synclinale se pince en partie dans les gneiss, mais une étroite bande paraît bien déboucher dans l'enveloppe paléozoïque, au sud-est d'Escarro : les failles est-ouest qui accidentent le secteur empêchent de suivre ce passage avec une bonne continuité.

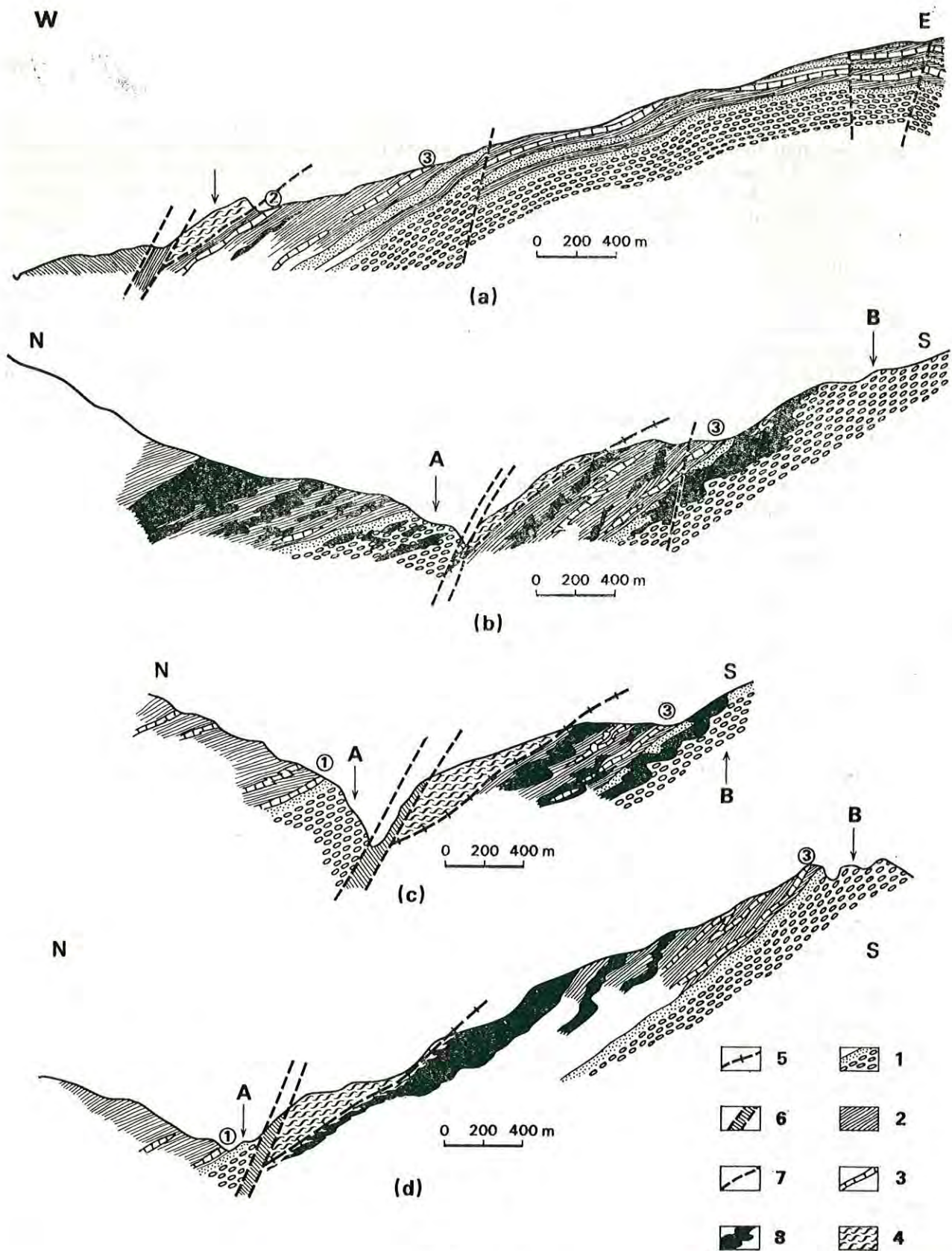


FIG. 149

Coupes à travers la zone synclinale de Thuès-Fontpédrouse

a, coupe sur le flanc nord du Cambras d'Aze, en Cerdagne; b, coupe dans la vallée de la Têt, entre Fontpédrouse et Thuès (Pla del Baret); c, coupe à Thuès, à l'Est des gorges de la Carança; d, coupe dans la région de Nyers, par le pic de Cimsbells. — 1, gneiss leptynitiques et ceillés; 2, micaschistes; 3, marbres de la série de Canaveilles; 4, zone mylonitique soulignant le chevauchement; 5, surface de chevauchement; 6, faille de la Têt; 7, autres failles; 8, corps de granite; A, gneiss de Fontpédrouse; B, gneiss de la Carança; 1 et 3 à l'intérieur d'un cercle indiquent la position du « marbre de base ».

lentilles de quartz en mosaïque en rapport avec une silicification secondaire de ces roches. La surface de chevauchement a fonctionné comme une faille inverse.

La faille de la Têt (A. Autran et G. Guitard, 1957) est superposée à la surface de chevauchement, qu'elle sépare des gneiss de Fontpédrouse, suivant un plan à peu près de même direction que cette dernière, mais de pendage plus fort : environ 50° vers le Nord. Cette faille, qui a fonctionné comme une faille normale (fig. 149), provoque une mylonitisation très locale des roches encaissantes (mylonite à mortier souvent entièrement silicifiée). Entre Thués et Fontpédrouse il semble bien qu'une écaïlle gneissique et sa couverture de micaschistes soit interposée entre la surface de chevauchement au Sud et les gneiss de Fontpédrouse au Nord (cf. fig. 149 b).

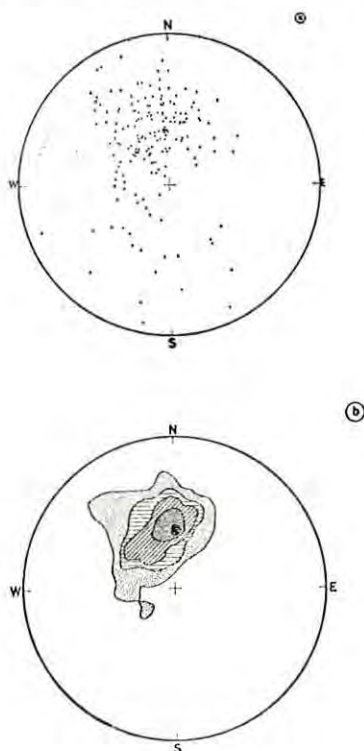


FIG. 150

Orientation des plans de schistosité S_1 dans la zone non mylonitique du synclinal de Thués-Fontpédrouse, incluant des mesures dans les micaschistes et dans les gneiss du flanc oriental du synclinal.

a, projection de 182 pôles de plans S_1 ; b, diagrammes de contours correspondant (2-5-7-10-12 %).

2° Une bordure Sud qui, par opposition avec la précédente, n'est pas mylonitique, sauf à l'est d'Escarro. Elle forme l'enveloppe des gneiss de la Carança avec lesquels elle est en contact normal. Au contact, les gneiss de la Carança sont représentés par des gneiss G_1 lep-

tynitiques et ils supportent un niveau de marbre dolomitique très continu, auquel se mêlent des quartzites micacés et des amphibolites. En somme, la bordure sud de la partie orientale de la zone synclinale présente la même structure et les mêmes relations avec les gneiss de la Carança que dans la partie occidentale, dont elle constitue simplement la suite vers l'Est.

Quant à l'âge de la faille de la Têt et du chevauchement mylonitique, il est en partie lié à la tectonique pyrénéo-alpine. Une seule certitude : ces accidents sont postérieurs à la mise en place des granitoïdes hercyniens qu'ils affectent. Cependant, la surface de chevauchement mylonitique de la vallée de la Têt présente une certaine analogie avec celle du chevauchement nord-oriental du Canigou, qui prolonge vers l'Est la grande zone de dislocation de Merens (voir E. Raguin, 1933), et dont l'âge pyrénéo-alpin est certain, puisque le Mésozoïque du bassin d'Amélie-les-Bains est largement chevauché. Mais le chevauchement peut être plus ancien, tardi-hercynien, et peut avoir rejoué à l'époque alpine. C'est très vraisemblable pour les blastomylonites.

La zone synclinale de Thués-Fontpédrouse a été profondément remaniée, à l'échelle de la tectonique de détail, par les phases de plissement post-schisteux.

Les données structurales recueillies dans la zone synclinale sont de deux sortes : l'orientation des surfaces de plans de schistosité et l'orientation des axes des petits plis et des linéations mesurés sur les affleurements.

Orientation des surfaces S_1 .

Dans la zone qui intéresse la surface de chevauchement et les mylonites, la schistosité est en principe différente de la schistosité S_1 des micaschistes non mylonitiques, car elle lui est postérieure : nous l'appellerons S_μ . Les figures 152 a et b montrent que les pôles S_μ ont une répartition assez nettement groupée avec un fort maximum correspondant à l'orientation nord 78° est, nord-ouest 40° qui représente une orientation moyenne des plans S_μ (la fig. 152 b donne l'orientation de 100 pôles S_μ , contours 2-5-10-15-20 % pour 1 % de la surface de projection).

L'orientation des plans S_1 des micaschistes non mylonitiques de la zone synclinale et de sa bordure gneissique méridionale montre, sur les figures 150 a et b, un groupement moins accentué des pôles S_1 . Néanmoins il existe un net maximum correspondant à l'orientation nord 90° est, nord 30° sur la figure 150 b (182 pôles S_1 , contours 2-5-7-10-12 % pour 1 % de la

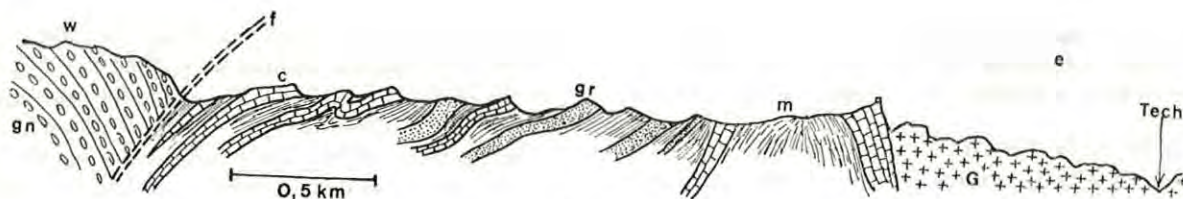


FIG. 151

Coupe dans le synclinal du Vallespir par la Tour de Cos, entre Arles et Prats-de-Mollo

gn, gneiss du Canigou; c, marbres de la série de Canaveilles; gr, « gneiss granulés »; G, granites de Saint-Laurent; m, micaschistes; f, faille nord-Vallespir.

surface de projection). Mais sur les figures 150 a et b l'étalement des pôles dans les secteurs nord-ouest et ouest traduit l'ennoyage péridclinal du massif de la Carança à l'Ouest. La comparaison des figures 150 et 152 montre la « réorientation » des plans S_1 de la zone synclinale par les mylonites. À noter que sur la figure 150, la présence d'un maximum de direction Nord 90 Est est en partie provoquée par le plus grand nombre des mesures dans la partie orientale de la zone synclinale.

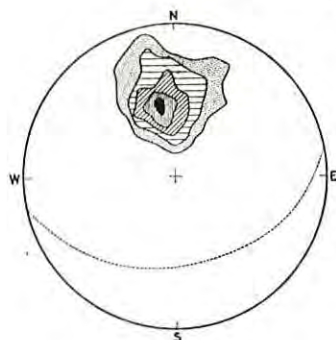
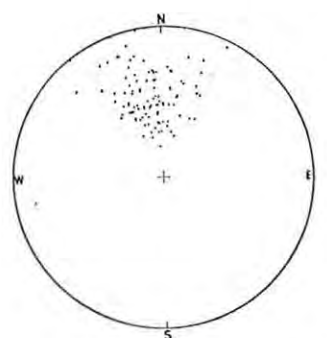


FIG. 152

Orientation des plans de schistosité S_1 dans la zone mylonitique du synclinal de Thuès-Fontpédrouse

a, projection de 100 pôles de plans S_1 ; b, diagramme de contours correspondant (2.5-10-15-20 %).

Orientation des linéations et des axes de petits plis.

La figure 153 reproduit un diagramme d'orientation de l'ensemble des linéations mesurées dans la zone synclinale de Thuès-Fontpédrouse (153 mesures, contours 2-4-6-8-10 % pour 1 % de la surface de projection). On y remarque l'étalement des directions de linéation dans une ceinture partielle correspondant à un plan d'orientation nord 70° est, nord-ouest 30°. Cette orientation coïncide à peu près avec celle du maximum S_1 sur la figure 152, ce qui montre l'influence de la zone de chevauchement mylonitique sur la distribution des linéations dans la zone synclinale. Cependant deux maxima se dégagent de la figure 153 : l'un, le plus important, à Nord 116° Est, Nord-Ouest 25° et l'autre à Nord 165° Est, Nord 40°. Pour mieux comprendre la signification de la figure 153, il faut analyser la figure 154, où sont reportées toutes les orientations de linéations mesurées (153) dans la zone de chevauchement mylonitique d'une part, et dans les micaschistes non mylonitiques de la zone synclinale et les gneiss de sa bordure sud d'autre part.

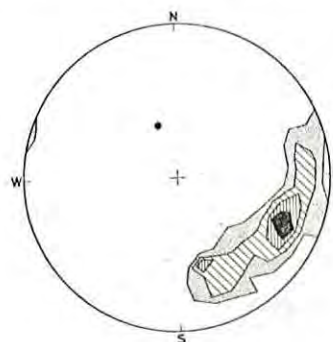


FIG. 153

Orientation des linéations dans la zone synclinale 153 mesures. — Contours 2-4-6-8-10 %

Le point cerclé est le pôle du plan « moyen » correspondant à la ceinture partielle.

Zone de chevauchement mylonitique.

On mesure sur les surfaces S_1 deux sortes d'orientations de linéations et d'axes de plis :

— une orientation NE-SW probablement la plus récente car elle est relativement constante;

— une orientation variant entre nord-sud et WNW-ESE qui doit être la plus ancienne car les directions y sont plus dispersées. C'est cependant ce dernier groupe qui détermine sur le diagramme collectif de la figure 153 l'apparition du maximum à nord 165° est, nord 40°. Cette dernière orientation est bien particulière à la zone de chevauchement mylonitique, car on ne retrouve pas de maximum comparable dans aucun des diagrammes d'orientation de linéations du massif de la Carança. On ne peut manquer de rapprocher les directions de linéation à tendance nord-sud de la zone mylonitique de la Têt, de celles trouvées par H. J. Zwart (1958) dans la zone mylonitique de Merens, qui est également caractérisée par des directions de linéations d'origine mylonitique à tendance nord-sud.

Ces deux orientations dominantes reconnues sur le diagramme collectif de la figure 154 se retrouvent également, nettement distinctes, sur certains diagrammes correspondant à un itinéraire défini : c'est ce que montre par exemple la figure 155, construite à partir de mesures effectuées dans les gorges de la Carança.

Zone synclinale non mylonitique et gneiss de sa bordure sud.

La figure 154 montre clairement que l'orientation préférentielle des directions de linéations suivant le maximum nord 116° est, nord-ouest 25° de la figure 153 caractérise la zone synclinale de Thuès-Fontpédrouse par rapport à la zone précédente. Cette direction moyenne correspond très bien à celle de l'orientation moyenne des linéations L_2 liées aux plis post-schisteux dans le synclinal de Villefranche, et dans l'enveloppe paléozoïque du massif de la Carança. Elle est bien distincte des orientations relevées dans la zone mylonitique. En fait, la plupart des linéations mesurées dans les micaschistes du synclinal de Thuès-Fontpédrouse correspondent à des microplissements et à des petits plis des surfaces S_1 ; ces plis tardifs affectent aussi les surfaces S_1 des gneiss de la Carança immédiatement en bordure de la zone synclinale. Dans les micaschistes et dans les gneiss ces plis et microplis post-schisteux sont généralement caractérisés par des plans axiaux redressés, dont nous n'avons pas mesuré systématiquement l'orientation. Quant aux linéations d'orientation NE-SW que l'on remarque sur la figure 154, il s'agit de linéations L_2 post-schisteuses.

En conclusion, la zone synclinale de Thuès-Fontpédrouse, en dépit du jeu complexe des accidents pyrénéo-alpin, apparaît comme une structure fondamentale liée à la tectonique hercynienne; elle représente un repli de l'enveloppe à l'échelle de la mégastucture.

Une première interprétation de la zone synclinale de Thuès-Fontpédrouse est d'y voir un repli synclinal de l'enveloppe lié à la tectonique précoce synschisteuse. Les gneiss de Fontpédrouse sont alors une digitation anticlinale de la nappe des gneiss du Canigou chevauchant un synclinal couché de l'enveloppe. L'ensemble a été repris par une tectonique cassante plus tardive, qui a accidenté le flanc ouest du synclinal en accentuant le chevauchement. Cependant, la bande synclinale n'épouse

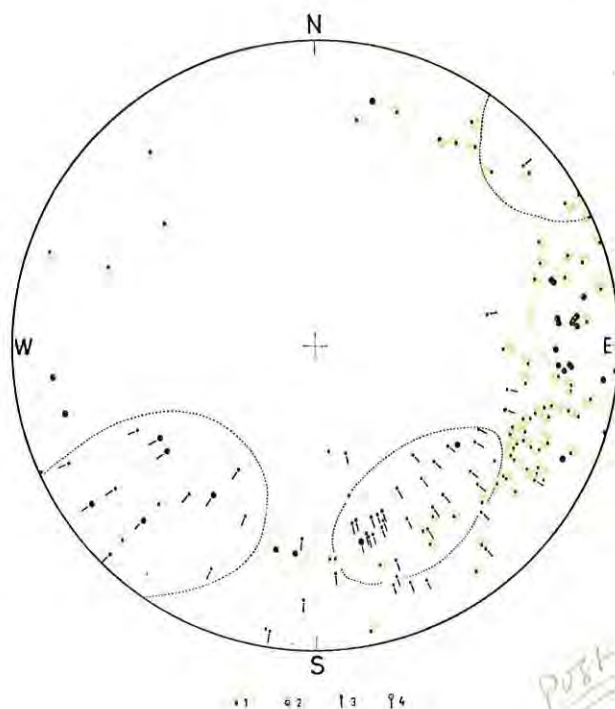


FIG. 154

Orientation des linéations et axes de plis dans la zone synclinale de Thuès-Fontpédrouse (153 mesures)

- 1, linéations dans la zone non mylonitique; 2, axes de plis *idem*; 3, linéations dans la zone mylonitique; 4, axes de plis *idem*.

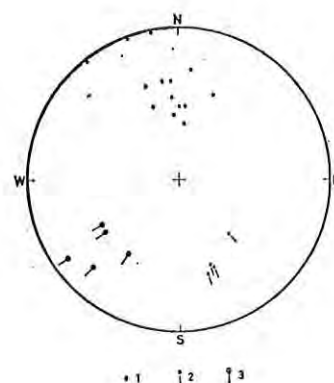


FIG. 155

Linéations dans la zone mylonitique de Thuès-Fontpédrouse

- 1, surface de schistosité blastomylonitique; 2 et 3, linéations associées.

pas l'allure générale du brachyantiforme de la Carança, qu'elle prend au contraire en écharpe. Ainsi, à l'est de Thuès, le synclinal est discordant sur les directions des gneiss de la Carança et des gneiss de Fontpédrouse. De même, en Cerdagne, dans le secteur du Cambras d'Azé, les directions des gneiss de la Carança, à l'est, buttent sur celles du synclinal. On pourrait être tenté d'interpréter la zone qui nous intéresse comme le résultat du simple jeu d'une faille inverse très chevauchante (zone de chevauchement mylonitique) affrontant les gneiss de Fontpédrouse sur la bordure des gneiss de la Carança, d'autant plus que l'on ne peut pas prouver la symétrie stratigraphique de la zone synclinale. Mais cette interprétation est trop simple, car elle n'explique pas le brusque changement des directions des gneiss, dans le massif de la Carança, le long du flanc Est de la zone synclinale, sans formation de mylonites sur ce flanc. Il s'agit donc d'une distorsion liée à un véritable plissement. Il est alors préférable d'interpréter la zone synclinale de Thuès - Fontpédrouse, comme un *repli synclinal tardif*, lié à la tectonique post-schisteuse, surimposé au brachyantiforme de la Carança, de direction NE-SW, comme le synclinal du Vallespir et probablement de même âge. Il s'agit d'un pli-faille dont le flanc ouest a fonctionné comme une faille inverse avec formation de blastomylonites et chevauchement des gneiss de Fontpédrouse sur la zone synclinale. A l'échelle de l'affleurement, cette tectonique s'est accompagnée de la formation d'un système de plis post-schisteux NE-SW superposés à des plis post-schisteux plus anciens, de direction N 120° E - E - W, qui sont dominants dans la structure actuelle. La figure 151 donne, par comparaison, la structure du synclinal du Vallespir à l'est de Prats-de-Mollo.

c. AUTRES REPLIS SYNCLINAUX LIÉS A LA NAPPE DU CANIGOU.

Une zone synclinale, tout à fait comparable à celle de Thuès-Fontpédrouse, existe dans le Canigou, au nord du Roc Mousquit. Il s'agit du *synclinal de Serrabonne*, à l'est de Taurinya, encaissé au milieu des gneiss du versant nord du Canigou. Orienté est-ouest, avec un pendage nord d'environ 45°, il affleure sur une courte distance de 3 kilomètres, car il butte à l'Ouest sur la faille de Mantet-Fillols au sud de Taurinya, et à l'Est sur le chevauchement nord-oriental du Canigou, au sud de Villerach (voir carte au 1/50 000 et fig. 137). Dans le détail, la structure du synclinal de Serrabonne est assez complexe, car il est situé au voisinage du croisement des deux grandes failles qui en limitent l'extension. Il est surtout constitué par des micaschistes à sillimanite et andalousite associés à des bancs de marbres, de leptynites acides et d'ortho-amphibolites. Comme le synclinal de Thuès-Fontpédrouse, le synclinal de Serrabonne

est injecté de petits corps de granite leucocrate très localisés dans cet étroit sillon. Une coupe cruciale pour l'interprétation tectonique du synclinal de Serrabonne est celle de l'entrée des gorges de Balatg au sud de Taurinya, qui montre la constitution du flanc nord du synclinal (fig. 156) : celui-ci, formé par des micaschistes,

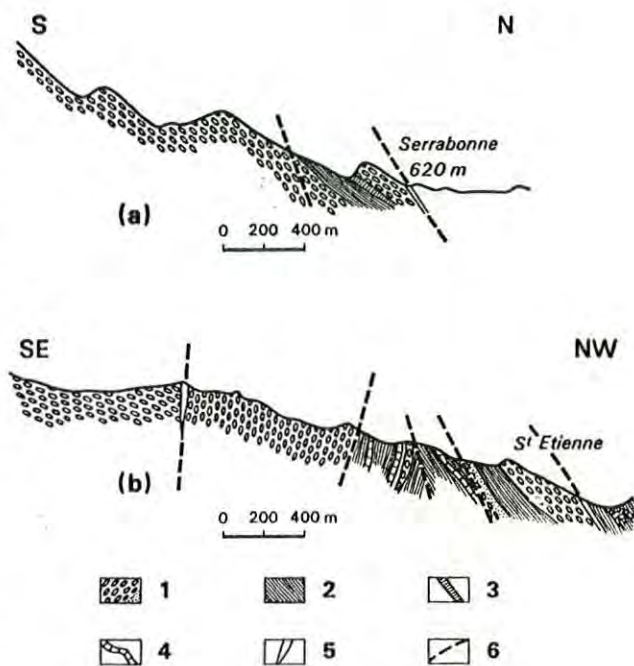


FIG. 156

Coupes dans la zone synclinale de Serrabonne

a, coupe au Sud de Taurinya; **b**, coupe à l'Est de Clara, par l'ermitage de Saint-Étienne et le pic de Pradells; **1**, gneiss oeilés et leptynites; **2**, micaschistes; **3**, amphibolite de Serrabonne; **4**, marbres de la série de Canaveilles; **5**, filon de quartz; **6**, failles.

s'enfonce à pendage nord, sous les gneiss G₁, un peu mylonitiques, situés au nord du synclinal. Le contact entre les gneiss et les micaschistes est marqué par une ortho-amphibolite concordante dont la puissance maximum est de 15 mètres — ortho-amphibolite de Serrabonne voir chapitre III — qui occupe une position analogue à celle de l'amphibolite de Leca au contact des gneiss G₁ et des micaschistes de Balatg, ou à celle des ortho-amphibolites qui soulignent le contact entre les micaschistes de Montalba et les gneiss du Roc de France. Cette ortho-amphibolite a la même signification stratigraphique que le « marbre de base » dans les autres grands synclinaux couchés. Dans ces conditions, le synclinal de Serrabonne pourrait être, à l'origine, un repli synclinal de la nappe du Canigou.

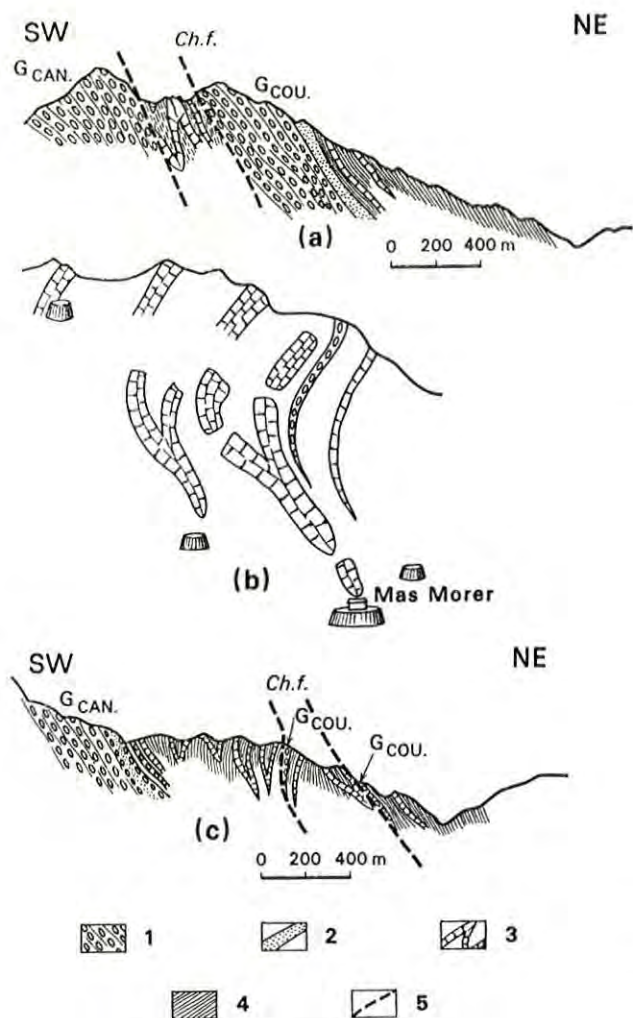


FIG. 157

Trois coupes dans le synclinal de la Coume

a, coupe au col de la Gallina, à l'Ouest de Ballestavy; **b**, détail des synclinaux de marbre au Sud de Ballestavy, au gîte de sidérite de Mas Morer; **c**, coupe par Ballestavy. **1**, gneiss ocellés; **G can.**, gneiss du Canigou; **G cou.**, gneiss de la Coume; **2**, leptynites; **3**, marbres de la série de Canaveilles; **4**, micaschistes des zones de la cordiérite et de l'andalousite; **5**, failles; **ch. f.**, chevauchement frontal du Canigou.

Mais en réalité le synclinal de Serrabonne paraît bien continuer vers l'Est et se poursuivre par le *synclinal de la Coume*, dans la région de Ballestavy (voir carte au 1/50 000), qui s'ouvre lui-même dans l'enveloppe paléozoïque à l'est de cette localité. La zone de raccordement entre les deux synclinaux est marquée, au droit des gorges du Llech, par une forte inflexion des couches qui donne une direction NW-SE au synclinal de la Coume, correspondant à celle du chevauchement nord-

oriental du Canigou (voir fig. 137). En effet, celui-ci prend en écharpe tout le synclinal de la Coume et longe son flanc nord, qu'il sépare des gneiss de la Coume (voir fig. 137), de la même manière que le chevauchement de la vallée de la Têt sépare les gneiss de Fontpédrouse des micaschistes de la zone synclinale située au Sud. Là encore, il y a superposition des accidents cassants et chevauchants pyrénéo-alpins et des structures tectoniques en relation avec les plissements précoces hercyniens.

Mieux qu'un long développement, la figure 157 montre les synclinaux synschisteux que soulignent les bancs de marbre dans le synclinal de la Coume, ainsi que le chevauchement de son flanc nord par les gneiss de la Coume. Ces derniers ont une constitution symétrique à l'ouest des gorges du Llech, en ce sens qu'un noyau de gneiss G_2 se trouve enveloppé au Nord et au Sud par des gneiss G_1 leptynitiques et que les mêmes niveaux de marbre s'observent de part et d'autre, au contact des gneiss. Les gneiss de la Coume pourraient bien représenter un noyau anticlinal lié à une digitation de la nappe du Canigou. Il est évident que la structure synschisteuse originelle a été largement remaniée par les plis post-schisteux et par le chevauchement nord-oriental du Canigou, d'âge pyrénéo-alpin. A première vue, le synclinal de Serrabonne-La Coume, prolongé par la zone synclinale de Ballestavy-Velmana, peut être simplement interprété comme issu d'un écaillage pyrénéo-alpin, car la zonéographie métamorphique est répétée, comme le montre la figure 158 et la carte au 1/50 000, où les micaschistes à cordiérite et à andalousite situés au nord du ravin de Riufred chevauchent le flanc nord du synclinal de Ballestavy-Velmana, moins métamorphique. En réalité ces accidents sont tardifs et sont établis sur une structure favorable plus ancienne qui a rejoué. Ceci est justifié par l'étude des plis de détail et par l'analogie certaine de la structure avec la zone synclinale de la Coume

5. Mégastructures liées à la tectonique précoce dans l'enveloppe paléozoïque : la zone synclinale de Ballestavy-Velmana. Le problème de la disharmonie entre la tectonique des gneiss (socle) et de l'enveloppe (couverture) durant les plissements précoces.

Comme on l'a noté ci-dessus, le synclinal de La Coume s'ouvre dans l'enveloppe paléozoïque : les couches passent en direction à la zone synclinale Ballestavy-Velmana (voir carte au 1/50 000). En effet, le large compartiment d'enveloppe paléozoïque compris entre les gneiss du Canigou à l'Ouest, et le chevauchement nord-oriental du Canigou à l'Est, dans la région de Velmana, sur le versant est du Canigou, est carac-

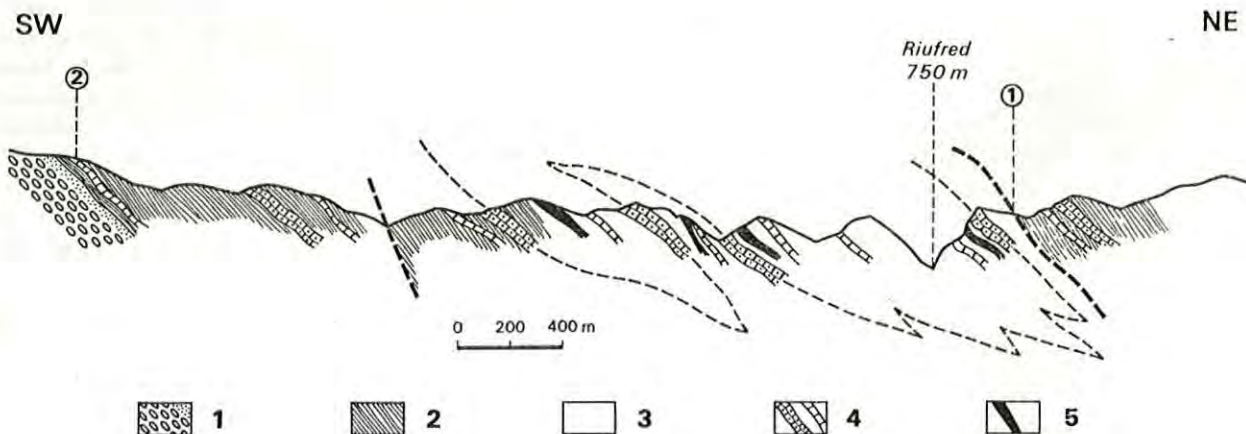


FIG. 158

Coupe dans le synclinal de Ballestavy-Velmana, immédiatement à l'est de Velmana

1, gneiss du Canigou; 2, micaschistes de la zone de la cordiérite et de l'andalousite; 3, micaschistes de la zone de la biotite; 4, marbres de la série de Canaveilles; 5, gneiss « granulés »; 1 cerclé, chevauchement frontal du Canigou; 2 cerclé, marbre de base.

térisé par une véritable accumulation de niveaux de marbres à plissement sub-isoclinal; ceci ne peut traduire que la répétition tectonique des niveaux calcaréodolomitiques de la série de Canaveilles. En outre, il existe probablement une symétrie à grande échelle pour des niveaux de marbres qui sont situés à une certaine distance de la base de l'enveloppe paléozoïque : c'est ce que montre la figure 158, où l'on peut considérer que les niveaux de marbres associés à des gneiss granulés, situés immédiatement de part et d'autre du ravin de Riufred sont répétés, l'ensemble étant plissé en plis serrés subisoclinaux. Il semble bien que ces plissements appartiennent à la phase synschisteuse des plis précoces.

Si l'interprétation proposée pour la structure de l'enveloppe paléozoïque dans la région de Velmana est la bonne, on peut en déduire qu'il existe une *dysharmonie* entre le plissement des gneiss du Canigou et celui de l'enveloppe, lors du paroxysme orogénique et de la formation des plis synschisteux; cette dysharmonie ne se traduit pas par une modification du style tectonique, mais seulement par une différence de l'amplitude des plis secondaires entre la base de l'enveloppe et la partie de l'enveloppe immédiatement sus-jacente.

C'est ce que montre schématiquement la figure 159. Ce type de dysharmonie entre les gneiss et l'enveloppe paléozoïque, est aussi suggéré par la coupe du contact gneiss-enveloppe à Canaveilles, dans la vallée de la Têt (cf. fig. 5). On remarquera le comportement tectonique particulier du « marbre de base » qui, au point de vue du plissement, est entièrement solidaire de la tectonique des gneiss du Canigou. Enveloppant la nappe du Cani-

gou, il n'est affecté, semble-t-il, que par des plis synschisteux de faible amplitude. A partir de ce niveau, les autres niveaux de marbre de l'enveloppe manifestent une certaine indépendance en se plissant d'une façon plus complexe, bien que le style du plissement soit fondamentalement le même.

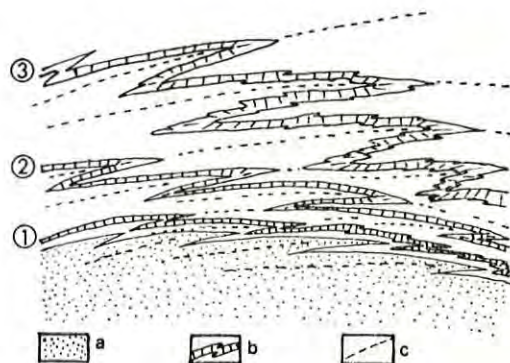


FIG. 159

Dysharmonie de plissement entre le socle gneissique et l'enveloppe paléozoïque, se traduisant par une plus grande amplitude des plis dans l'enveloppe et un serrage moins fort que dans les gneiss.

Les plis des gneiss sont les « plis d'entraînement » du flanc normal de la nappe des gneiss du Canigou. — a, gneiss du socle; b, marbres de la série de Canaveilles; c, surfaces axiales (schistosité S_1).

Le problème des relations respectives entre le socle et sa couverture, ou si l'on préfère entre les gneiss et leur enveloppe de micaschistes, au cours d'une phase de

plissement affectant l'ensemble, est posé par J. Goguel (1952) sous forme de l'alternative suivante : les gneiss et leur enveloppe sont également plastiques au moment de la déformation, ce qui est évidemment le cas si les terrains sont en cours de métamorphisme et de recristallisation (cf. ci-dessous, p. 260); ils se plisseront alors simultanément d'une façon « harmonique », « si sa résistance moyenne (il s'agit du socle) était du même ordre que celle de la couverture, il serait vraisemblablement entraîné dans les mouvements de celle-ci » (J. Goguel, 1952, p. 284). Si, au contraire, les gneiss manifestent une certaine rigidité par rapport à une enveloppe plastique, le plissement de l'ensemble sera dysharmonique, la couverture pouvant se plisser suivant des modalités qui lui sont propres : c'est typiquement le cas des « massifs cristallins externes » des Alpes occidentales à couverture peu métamorphique. La différence essentielle entre les deux modalités « est à rechercher du côté du socle ».

Dans la région étudiée, la résistance moyenne des gneiss et de l'enveloppe mésozonale aux déformations du paroxysme orogénique est à peu près du même ordre de grandeur, et le socle gneissique a été largement engagé dans le plissement de l'enveloppe. Cependant il existe une certaine dysharmonie : une faible différence dans le comportement mécanique des gneiss et de l'enveloppe peut être liée, comme l'explique J. Goguel, à la nature essentiellement stratifiée de celle-ci par opposition à la relative homogénéité des orthogneiss (voir p. 260) et entraîne cette dysharmonie, difficile à mettre en évidence, car elle se traduit simplement par une relative indépendance dans le plissement de la partie de l'enveloppe située au-dessus du marbre de base.

6. Remarques sur les relations entre les gneiss et l'enveloppe paléozoïque dans la région du bassin ferrifère d'Escarro-Fillols.

L'étude de la tectonique du bassin ferrifère d'Escarro-Fillols (voir fig. 137 et carte au 1/50 000), situé sur le versant nord du massif gneissique de la Carança, ne rentre pas dans le cadre de ce travail. Cependant, à première vue, la structure de ce bassin, qui s'échelonne sur une longueur de 12 kilomètres, peut paraître analogue à celle des synclinaux de l'enveloppe dans les gneiss du Canigou interprétés comme des replis de la nappe du Canigou. En effet, le bassin ferrifère d'Escarro-Fillols est formé par un compartiment de l'enveloppe appartenant à la « série de Canaveilles », qui a grosso modo une extension est-ouest, et qui est encadré, au Nord et au Sud, par des gneiss ceillés : les gneiss du massif de la Carança au Sud, et les gneiss d'Escarro au Nord. Les marbres de la « série de Canaveilles » ont servi de magasin aux gisements de sidérite métagénétiques. Dans cette région, les contacts entre le Paléozoïque de l'enveloppe

et les gneiss du Nord et du Sud sont toujours soulignés par des failles et des contacts anormaux. C'est une première différence importante avec les synclinaux secondaires des nappes. On sait depuis R. Furon (1940) que les gneiss du Nord (gneiss d'Escarro) chevauchent largement le Paléozoïque du bassin. Cette disposition est particulièrement évidente à la mine de Sahorre comme le montre la figure 160b tirée d'un rapport inédit

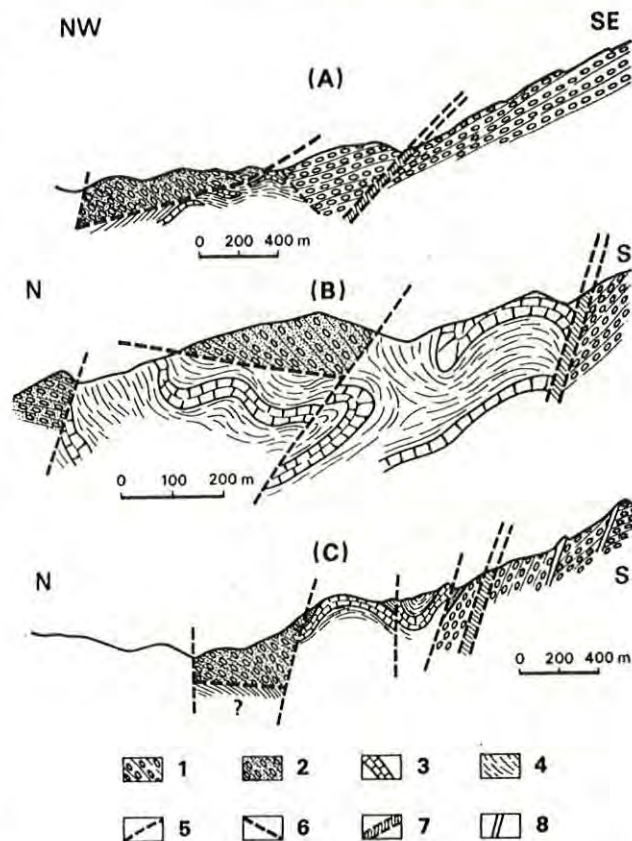


FIG. 160

Trois coupes dans le bassin ferrifère d'Escarro-Fillols

A, entre Fillols et Vernet; B, entre Vernet et Sahorre (d'après H. Pellissonnier); C, entre Torrent et Escarro; 1, gneiss du Canigou et de la Carança; 2, gneiss d'Escarro; 3, marbres de la série de Canaveilles; 4, micaschistes; 5, failles; 6, surface de chevauchement des gneiss d'Escarro; 7, faille de Mantet-Fillols ou faille de la Têt; 8, filons de quartz.

dit de M. Pellissonnier. En étudiant avec M. Pellissonnier les rapports structuraux entre les gneiss d'Escarro et le Paléozoïque du bassin ferrifère, nous nous sommes rendus compte que les directions structurales des gneiss (plans de schistosité S_1 , linéations l_1) et celles des micaschistes sont entièrement différentes, non seulement dans la région de Sahorre mais également tout au long du

bassin ferrifère. Or, on peut montrer que les directions structurales les plus apparentes dans l'enveloppe sont celles qui sont liées aux déformations post-schisteuses. Dans l'ensemble, les plis synschisteux sont généralement repris par des déformations tardives.

Le chevauchement des gneiss d'Escarro sur l'enveloppe paléozoïque est donc lui-même tout à fait tardif, peut-être en relation avec la tectonique pyrénéo-alpine. La dysharmonie complète des structures entre les gneiss chevauchants, la surface de chevauchement et l'enveloppe paléozoïque, montre qu'il s'agit d'un *chevauchement cisailant du type à « troncature basale »* (cf. F. Ellenberger, 1963). Ce type de tectonique peut être rapproché du « chevauchement » d'Amélie-les-Bains, plus à l'Est (voir M. Casteras et V. Auriol, 1958; Autran, Gottis, Guitard et Ricour, 1958), d'âge alpin. Ces remarques suffisent donc à montrer qu'en dépit d'une analogie apparente, le bassin ferrifère d'Escarro-Fillols ne saurait être assimilé à un repli synclinal de la nappe du Canigou, et que le chevauchement de l'enveloppe par les gneiss d'Escarro est d'une autre nature que le chevauchement des micaschistes par la nappe du Canigou et ses digitations.

7. Comparaisons entre la tectonique profonde du massif du Canigou et de la Carança et quelques schémas généraux proposés.

Nous considérons seulement la tectonique précoce, correspondant au paroxysme orogénique, qui est véritablement la tectonique majeure à l'époque hercynienne. Cette tectonique s'exprime essentiellement par un style pennique générateur de grandes nappes à noyau gneissique. Dans cette région, ce sont des nappes de socle dont nous avons démontré qu'elles appartiennent aux nappes du « premier genre ».

Notre propos n'est pas de comparer la structure profonde du Canigou à celle des autres massifs de gneiss des Pyrénées. On se bornera à rappeler que le massif voisin du Roc de France n'est qu'une dépendance du massif du Canigou, et que les gneiss du Roc de France représentent probablement la terminaison orientale de la nappe du Canigou (nappe du Canigou-Roc de France). Signalons aussi qu'un autre grand massif gneissique de la zone axiale, le massif de l'Aston, présente une disposition stratoïde (voir E. Raguin, 1960 et 1964). Là aussi, les gneiss pourraient représenter un noyau anticlinal de nappe, remanié par des déformations tardives. En

particulier, la discussion sur la position relative des gneiss de Peyregrand (analogues au gneiss G₁ du Canigou) et des gneiss de Riete (équivalent aux gneiss G₂ [voir E. Raguin, 1964; H. J. Zwart, 1960]) pourrait être éclaircie en admettant que les gneiss de Peyregrand coiffent et encapuchonnent le noyau anticlinal des gneiss œillés de Riete, déversé vers le Sud.

Le schéma de C. E. Wegmann (1935), qui oppose une tectonique d'infrastructure à une tectonique de superstructure, n'est pas valable pour la structure des terrains métamorphiques de cette région, où le style des déformations, lors du paroxysme orogénique, est remarquablement uniforme dans l'épizone et toute la mésozone. L'idée de C. E. Wegmann d'une dysharmonie tectonique importante entre deux domaines séparés par un « front de migmatite » indépendant de la limite socle-couverture (1) n'est pas confirmée par l'étude des terrains profonds des Pyrénées (voir carte au 1/200.000 de A. Autran, G. Guitard et E. Raguin), et particulièrement par celle des massifs du Canigou et de la Carança. On peut évidemment estimer que tous ces terrains sont restés dans le domaine de la superstructure, domaine des plis souples et des nappes. Mais ceci conduirait à admettre que la catazone profonde de haut degré (faciès des granulites), bien représentée dans les massifs nord-pyrénéens, est également située dans la superstructure !

En fait les résultats de nos recherches s'accordent mieux avec les idées de A. Demay (1942) sur le style de la « tectonique profonde », qui serait caractérisée par la prédominance des plis couchés, des nappes, et toute une tectonique tangentielle, c'est-à-dire résultant de mouvements qui se produisent suivant des surfaces peu inclinées sur l'horizontale. On retrouve une conception voisine dans des idées de P. Michot (1956, 1963), pour qui les « segments orogéniques profonds » méso-catazonaux, sont caractérisés par une tectonique majeure consistant en un empilement de plis couchés. Cette même tectonique peut être retrouvée dans certains « segments orogéniques fondamentaux ».

Si les plis couchés et les nappes sont largement développés dans certains domaines métamorphiques, et si l'on admet d'autre part le caractère largement syntectonique du métamorphisme, qui a débuté avant la tectonique majeure et le paroxysme orogénique et s'est poursuivi après (cf. p. 247), il faut maintenant *essayer de comprendre la genèse de ces structures*. L'existence de grands plis couchés et l'allure plate de la schistosité principale S₁ qui leur est liée posent le problème de la disposition originelle de ces plis et de la schistosité

(1) La notion de socle et d'enveloppe, et celle de « l'effet de socle » (cf. chap. X), serre de plus près la réalité géologique que la notion du « front des migmatites ». Le front des migmatites, en liaison directe avec l'anatexie, est en effet subordonnée à la présence du socle dans l'écorce de type sialique (cf. ci-dessous « l'effet de socle »).

principale. Pour J. Goguel (1965) « il n'y a aucun doute que la formation des nappes penniques ne résulte, dans l'ensemble, d'une compression latérale » (p. 281). D'autre part, le même auteur note à propos de la schistosité des roches métamorphiques « par analogie avec les roches non métamorphiques, dont la schistosité est liée à une déformation, il est vraisemblable que le plan de schistosité a dû se placer perpendiculairement à la plus forte pression » (p. 344). On se rappellera que l'on observe un passage tout à fait continu, dans les Pyrénées, entre la zone du clivage schisteux et la zone de la schistosité métamorphique (G. Guitard, 1960; H. J. Zwart, 1960), la schistosité étant liée dans les deux cas au développement des plis synschisteux. Dans ces conditions, les plis couchés n'ont pas pu être formés dans leur position actuelle, qui représente un stade tardif de l'évolution d'un « segment orogénique ».

L'évolution de la tectonique majeure synschisteuse, en liaison avec celle du métamorphisme, ne peut être comprise que si elle est replacée dans l'un des schémas généraux de la déformation de l'écorce sialique.

On sait que les orogènes ont été édifiés sur des « zones mobiles » de l'écorce, fosse de subsidence (P. Pruvost, 1930) ou sillons géosynclinaux (voir J. Aubouin, 1961; A. Knopf, 1948). Cependant il est peu probable que les « segments orogéniques profonds » et le métamorphisme de haut degré (mésozonal et catazonal) aient pu prendre naissance durant la phase dite « géosynclinale » de l'évolution des zones mobiles. On sait en effet que d'épaisses séries géosynclinales ne sont ni métamorphiques, ni affectées par de grands plissements. *Le métamorphisme et la tectonique de style pennique n'ont pu se produire qu'à une profondeur beaucoup plus grande, au sein de l'écorce sialique, que celle atteinte lors de la période de comblement du géosynclinal.* La descente à grande profondeur des sédiments et de leur substratum sialique (socle) n'a pu s'opérer que par un mécanisme analogue à la constitution d'une « boucle » sialique au sens de F. A. Vening-Meinesz (1955). C'est en effet *durant la phase du « buckling » que commence véritablement l'évolution métamorphique et tectonique des segments orogéniques profonds.* M. Fonteilles (1962) en a donné un élégant schéma. Cette phase de l'évolution est caractérisée par l'accélération du mouvement d'enfoncement dans une fosse de plus en plus étroite, ce qui conduit aux plissements intenses du paroxysme orogénique. C'est évidemment à ce stade de l'évolution qu'ont pu prendre naissance le style pennique et les nappes du Canigou, dans un milieu hautement plastique et capable de recrystalliser, sous l'effet de compressions latérales dans la boucle. La disposition plate de la schistosité et des plis

couchés est le résultat du réajustement isostatique. Comme le suggère J. Goguel (1965, p. 377) on peut d'ailleurs modifier le schéma de F. A. Vening-Meinesz en supposant une déformation dissymétrique de l'écorce, écrasant la masse sialique superficielle dans la boucle. La grande plasticité du milieu peut entraîner des étirements considérables, et l'on peut concevoir que des grands plis ayant une flèche de 20 à 30 kilomètres aient pu se former dans ces conditions (cf. fig. 161). Au fur et

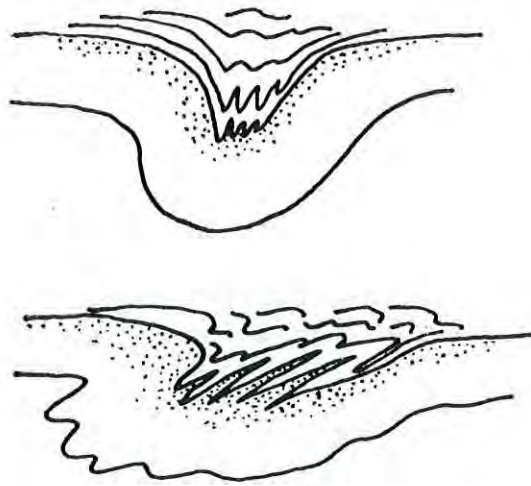


FIG. 161

Schéma du « buckling » dans le cas d'une déformation dissymétrique avec formation de nappes de socle dans la boucle

à mesure que progressait la recrystallisation métamorphique, l'orientation des contraintes a varié; après le paroxysme orogénique une schistosité accessoire (clivage de fracture), soulignée par des cristallisations métamorphiques mésozonales a pris naissance au cours des plissements post-schisteux. Il est évident que les mêmes minéraux matérialisant souvent la schistosité principale du paroxysme orogénique et les schistosités secondaires (clivage de fracture S_2), la formation de ces dernières a suivi de très près le paroxysme orogénique. Cette modification de l'orientation des contraintes est peut-être liée à la diminution de la perméabilité des roches, accompagnant le progrès de la recrystallisation métamorphique.

Un argument qui appuie l'interprétation proposée de la genèse des nappes profondes est la constatation d'une *obliquité des surfaces isobares*, dont la position suit la limite séparant les domaines appartenant à des « types de métamorphisme » (1) différents (voir chap. II, p. 67), sur les structures tectoniques du paroxysme orogénique

(1) Au sens de A. Miyashiro.

(nappes). La position des surfaces isobares, et donc des limites séparant les domaines à types de métamorphisme différents, ne dépend que de la pression lithostatique (2) et donc de la profondeur d'enfouissement de la boucle sialique au moment du paroxysme orogénique et du métamorphisme; elle est donc indépendante de l'évolution des structures tectoniques et des grands plis *qui doivent pouvoir être recoupés par ces surfaces* — ou ces limites — dans l'hypothèse où les plis couchés et les nappes profondes ne se sont pas formés à plat. Or l'indépendance entre les nappes et les surfaces iso-

bares est particulièrement bien illustrée par la nappe du Canigou où l'on a montré la variation du type de métamorphisme en relation avec des variations de la pression. Un autre exemple d'une telle discordance entre les structures tectoniques majeures et les isobares exprimés par les types de métamorphisme, est fourni par la structure du Dalradien du Nord-Est de l'Écosse (M. R. Johnson, 1963), où les nappes sont recoupées par la limite qui sépare le domaine du métamorphisme dalradien à disthène de celui du métamorphisme de type Buchan à andalousite et staurotide.

C. CONCLUSION : PHASES DE PLISSEMENTS SUPERPOSÉS DURANT L'OROGENÈSE HERCYNIENNE DANS LES TERRAINS MÉTAMORPHIQUES DU CANIGOU

Pendant l'orogénèse hercynienne, les terrains paléozoïques et précambriens des Pyrénées ont été déformés avec interférence de plusieurs phases de plissement. Dans les massifs du Canigou et de la Carança nous avons décrit cette « tectonique superposée ». Donnons une vue synthétique de l'évolution tectonique des terrains métamorphiques des massifs considérés, lors des déformations souples de l'orogénèse hercynienne. Cette dernière s'est exercée sur un bâti comportant, avant tout plissement, deux étages aux propriétés mécaniques très différentes. Au sommet, une couverture de Paléozoïque était surtout formée de sédiments pélitiques ou grésopélitiques, renfermant des niveaux de calcaires. A la base, le socle précambrien était constitué par un massif de granite porphyroïde à structures « rapakivi ». Entre le granite et la couverture pélitique étaient intercalés des produits de remaniement du socle (arènes, arkoses), auxquels se mêlaient des porphyres ou des tufs acides. Le métamorphisme et l'orogénèse hercynienne ont transformé la couverture en micaschistes et marbres, le socle granitique en orthogneiss ceillés (gneiss G₂ et G₃), les produits de remaniement et les porphyres, en gneiss très feldspathiques et en leptynites (gneiss G₁ *pro parte*). Du point de vue tectonique, on a pu recon-

naître trois grandes phases successives de plissements, au sein d'une évolution pratiquement continue.

1. Phase des plis « antéschisteux ».

Ces plis sont les plus anciens et sont surtout développés dans l'épizone de la couverture paléozoïque. Ils y ont été mis indirectement en évidence, par la grande dispersion de l'orientation des axes des plis « synschisteux » qu'ils provoquent, effet très apparent sur les diagrammes structurologiques (fig. 108b), d'où l'on déduit que, dans ce domaine, les plis « antéschisteux » ont une plus grande amplitude que les plis « synschisteux » et que leurs directions font probablement un grand angle avec celle de ces derniers. Les plis antéschisteux s'observent aussi dans les micaschistes de la mésozone, sous forme de petits plis couchés. Ils existent aussi dans les gneiss rubanés G₁. *Nous n'avons pas observé de plis « antéschisteux » dans les gneiss G₂*. Il semble que le socle granitique, surtout rigide à ce stade, n'a pas participé — ou peu — à la phase des plis « antéschisteux ». Au début de l'orogénèse hercynienne, cette phase apparaît donc comme affectant sélectivement la couverture,

(2) Il ne semble pas que les surpressions tectoniques ($P_0 = P_s - P_l$ avec P_s = pression solide moyenne et P_l = pression lithostatique) puissent jouer un rôle important à partir d'une certaine profondeur d'enfouissement. Il existe une antinomie entre le comportement plastique des roches à grande profondeur qui cèdent à des valeurs faibles des contraintes (cf. J. Goguel, 1952, p. 244 et 290) et leur aptitude à supporter des surpressions. Pour une valeur du seuil de plasticité S de l'ordre de 300 kilogrammes par centimètre carré, correspondant à la valeur moyenne de S pour l'ensemble de l'écorce sialique d'après J. Goguel (1948), la surpression tectonique serait inférieure à 400 bars selon M. Fonteilles (1965).

et l'amplitude des plis correspondants décroît du sommet à la base du Paléozoïque. On peut penser qu'elle représente une tectonique de couverture.

2. Phase des plis « synschisteux » ou paroxysme orogénique.

Cette phase est fondamentalement caractérisée par la participation du socle granitique à la tectonique souple. Celui-ci a été alors engagé avec la partie attenante de la couverture dans des plissements très intenses et gneissifiés, formant le noyau anticlinal de *la nappe des gneiss du Canigou*, qui se présente comme un grand pli couché complexe. A petite échelle, il se forme des plis « synschisteux » aussi bien dans le Paléozoïque que dans les gneiss du socle. Ce sont des plis couchés, de type « semblable », à tendance isoclinale, affectant toutes les catégories de roches. Ils sont, en général, plus marqués sur les flancs de la nappe du Canigou qu'au cœur du noyau gneissique, relativement moins déformé. Ils sont très serrés, aplatis et étirés sur le flanc normal de la nappe, mais sont localement plus ouverts dans les gneiss G_1 du flanc inverse. La formation des plis « synschisteux » est accompagnée par le développement d'une schistosité macroscopique de plan axial (s_1) : c'est la *schistosité régionale principale* qui affecte pratiquement toutes les roches de la série métamorphique. Cette schistosité peut être localement transposée par les phases de plissement suivantes. On suit de façon continue le développement de la schistosité s_1 à travers l'ensemble de la série métamorphique et l'on constate que sa disposition est la même dans les gneiss et dans les micaschistes. A la fin de la phase considérée, cette schistosité était partout dans une position voisine de l'horizontale ou peu inclinée, comme les plis couchés synchrones. Dans les schistes de l'épizone (zone des micas clastiques), la schistosité s_1 apparaît comme un « clivage schisteux ». Mais dans les micaschistes, et d'une manière générale dans la mésozone, la schistosité s_1 est soulignée par la recristallisation métamorphique des micas. La généralité du développement des plis synschisteux à toutes les échelles, et de la schistosité s_1 synchrone, montre que des roches aux propriétés mécaniques originellement contrastées sont alors devenues suffisamment plastiques pour pouvoir être semblablement déformées. Cette période d'intenses plissements, avec mise en place des nappes gneissiques et apparition d'un « style pennique », correspond au serrage maximal du bâti en voie de métamorphisme, et traduit le paroxysme orogénique. L'amplitude des plis, à ce stade de l'évolution, paraît bien s'accroître avec la profondeur.

Les plis « synschisteux » ont une direction générale N 50° à N 80° E (fig. 110 et 105) dans les gneiss et dans

les micaschistes mésozonaux. Ces directions sont beaucoup plus constantes dans ces terrains que dans le Paléozoïque peu métamorphique (fig. 118b), ce que nous avons interprété par l'influence de l'intensité de la déformation, cette dernière beaucoup plus marquée dans la mésozone. Dans l'épizone, les plis sont en général ouverts et la présence de plis antéschisteux de grande amplitude provoque l'irrégularité des directions des plis « synschisteux » interférents (fig. 118b). Dans la mésozone, la déformation est souvent extrême et toutes les directions structurales tendent à se paralléliser avec la direction de l'axe d'allongement maximal de l'ellipsoïde des déformations. De plus, dans la mésozone, les plis antéschisteux sont petits ou même n'existent pas (cas des orthogneiss), ce qui entraîne aussi la régularité de l'orientation des plis synschisteux.

3. Phase des plis « post-schisteux ».

Les deux phases précédentes sont des phases précoces de l'orogénèse. Par la suite, plusieurs phases de déformations replissent à grande et à petite échelle la schistosité s_1 et les plis antérieurs. A grande échelle, les structures précédentes sont plissées suivant deux directions principales Ouest, Nord-Ouest - Est, Sud-Est et Nord-Est - Sud-Ouest, qui donnent leur physionomie actuelle aux structures hercyniennes des Pyrénées. La première est de plus grande amplitude, et explique l'alignement général des massifs gneissiques de la zone axiale des Pyrénées orientales. L'interférence de ces deux phases provoque la formation des brachyanticlinaux ou dômes des massifs de gneiss. A petite échelle, il se forme des plis « post-schisteux » avec développement d'un « clivage de fracture » (s_2), généralement redressé, qui peut être souligné par des recristallisations métamorphiques; dans la région considérée, les plis post-schisteux ont surtout une direction N 120° à 90° E (fig. 119). Une autre direction N 50° E, moins importante, interfère avec la première (fig. 128).

Par rapport à ces trois phases principales de plissement, il convient de souligner que la « culmination » du métamorphisme régional hercynien se produit après le paroxysme orogénique, la croissance des porphyroblastes des micaschistes étant surtout postérieure au développement de la schistosité s_1 , et même à celui du clivage de fracture, en liaison avec les plis post-schisteux les plus anciens, dans la mésozone profonde. Les roches affectées par le métamorphisme régional ont donc une texture de tectonite acquise principalement lors du paroxysme orogénique, et la déformation y est typiquement « précristalline ». De même, la mise en place des

intrusions granitiques se produit après le paroxysme orogénique; pour le granite profond du Canigou elle débute avec la phase de plissement « post-schisteux » N 120°-90°, et se poursuit après elles.

4. Enfin, on rencontre des zones localisées de *blastomylonites* plissées, où l'on observe l'apparition d'une

schistosité nouvelle, suivant des directions variant entre N 60° E et N 130° E. Les minéraux du métamorphisme régional y sont souvent rétomorphosés; ces roches sont aussi des tectonites à déformation « précristalline ». L'âge de ces phases ultimes, qui affectent même les massifs granitiques hercyniens, est probablement tardihercynien.