

Linéations, schistosité et phases de plissement durant l'orogénèse hercynienne dans les terrains anciens des Pyrénées orientales, leurs relations avec le métamorphisme et la granitisation

par Gérard GUITARD*.

Sommaire — L'étude de la tectonique de détail dans les terrains métamorphiques des Pyrénées orientales met en évidence deux phases de mouvements au cours de l'orogénèse hercynienne. 1) Les mouvements précoces ou éocinématiques, généralisés à l'ensemble des terrains, ont été suivis dans le Canigou depuis le Dévonien jusqu'au tréfonds métamorphique : les plis et linéations correspondants sont NE-SW et parfois N-S. L'amplitude des plis décroît avec la profondeur en même temps que le style devient strictement tangentiel. Cette phase coïncide largement avec le métamorphisme général et la formation des grands massifs de gneiss œillés ou leptynitiques. La recristallisation métamorphique précède cependant les mouvements précoces. Dans le massif de l'Agly, ces mouvements ont été suivis depuis l'Ordovicien jusqu'au gneiss à hypersthène et grenat : les plis et linéations sont NNE-SSW. Dans tous les cas, la direction de linéation est parallèle à l'axe des plis et coïncide avec la direction de pression la plus faible (allongement) de l'ellipsoïde des déformations. 2) Les mouvements tardifs responsables du microplissement de la schistosité n'apparaissent qu'en des zones de mouvement, en particulier dans la « série de Canaveilles » autour du Canigou. Les plis et linéations correspondants sont généralement orientés WNW-ESE et parfois NE-SW. C'est avec ces mouvements que débute, dans le Canigou, les phénomènes d'ultramétamorphisme (= migmatisation) et de granitisation qui se poursuivent après la fin des plissements. Dans l'Agly, par contre, la formation des migmatites est en relation avec les mouvements précoces. Dans le massif du Canigou-Carança, les mouvements précoces sont antérieurs à la tectonique en grand dont le développement semble par contre coïncider avec les plissements tardifs.

Cette note expose quelques résultats nouveaux sur la tectonique souple des formations anciennes des Pyrénées-orientales au cours de l'orogénèse

hercynienne en excluant la tectonique cassante dont on trouvera un bref aperçu ailleurs [Fontboté et Guitard, 1958].

Introduction.

L'analyse des traces de mouvements dans les roches métamorphiques ou granitiques, suivant les méthodes développées par les géologues britanniques et autrichiens depuis plus d'un demi-siècle, permet de découvrir l'existence de plusieurs phases de plissement qui se sont succédées au cours d'une même orogénèse dont l'âge hercynien peut être clairement établi. Nous étudierons les caractères de ces phases et nous essaierons de relier les événements tectoniques aux phénomènes pétrologiques majeurs (métamorphisme général, migmatisation et granitisation) en considérant deux exemples : le massif du

Canigou et de la Carança dans la zone dite « axiale », et le massif de l'Agly dans la zone dite « nord pyrénéenne » des Pyrénées orientales. Rappelons d'abord quelques traits de la géologie de ces massifs nécessaires à la compréhension de cette note.

A) MASSIF DU CANIGOU ET DE LA CARANÇA. — A grande échelle, ce massif forme un brachyanclinal dont nous analyserons ci-dessous la struc-

* Bureau de recherches géologiques et minières (Paris). Note présentée à la séance du 5 décembre 1960.

ture. Le massif est séparé en deux unités structurales par une faille NE-SW : le massif de la Carança à l'Ouest, et le massif du Canigou à l'Est. Ce dernier est fortement relevé par rapport au massif de la Carança et, de ce fait, plus entamé par l'érosion qui y met à jour la série la plus profonde de la zone axiale dont le sommet est représenté par le Dévonien et le Culm. Nous renvoyons le lecteur à notre article [1958 b] qui contient une coupe N-S à travers le massif du Canigou [fig. 4, p. 827], où l'on peut reconnaître du haut en bas de la série les trois unités majeures suivantes en concordance : 1) l'enveloppe paléozoïque, 2) les gneiss stratiformes du Canigou et de la Carança, 3) la série de Balatg apparaissant en boutonnière anticlinale au cœur du massif. Dans le massif de Carança seules les unités 1 et 2 sont accessibles à l'observation.

1) L'enveloppe est constituée par des terrains paléozoïques dont le métamorphisme croît de haut en bas depuis le Dévonien au sommet jusqu'à la « série de Canaveilles » à la base d'âge cambrien probable [Cavet, 1951, 1957]. Le métamorphisme général affecte de façon assez erratique le Dévonien¹ et le Caradoc, puis il s'affirme dans l'Ordovicien où se développent les schistes et phyllades à chlorite et muscovite. Dans la série de Canaveilles, il se forme d'abord des phyllades et micaschistes à chlorite, biotite et muscovite, puis des micaschistes grossiers à muscovite, biotite, andalousite, staurodite, cordiérite et grenat.

2) Les gneiss du Canigou et de la Carança constituent une unité stratiforme d'au moins 2 000 m d'épaisseur comprise entre les micaschistes de l'enveloppe en haut et les micaschistes de la « série de Balatg » en bas. Ce sont surtout des gneiss œillés à muscovite et biotite dont les « yeux » feldspathiques sont des feldspaths potassiques à symétrie variable, généralement du microcline et des plagioclases acides. On rencontre également des intercalations nombreuses de gneiss leptynitiques et de leptynites ainsi que des niveaux plus rares d'amphibolite et de micaschistes. L'ensemble de cette formation correspond à la recristallisation de sédiments particuliers pour la plupart d'origine vulcano-sédimentaires, riches en alcalins, et donc facilement « feldspathisables ». Pour une partie de ces roches il s'agit de tufs rhyolitiques plus ou moins remaniés, voire de coulées [Guitard, 1958 a]. Quant au reste ce sont des *grauwackes stricto sensu* (gneiss G 3) ou des sédiments du même type mais plus acides (nature trachytique) mêlés à des grès plus ou moins feldspathiques ou schisteux. C'est dire qu'il n'est guère besoin d'invoquer de prétendues

métasomatoses à grande échelle pour expliquer la genèse de ces gneiss stratiformes.

3) La série de Balatg comprend d'abord, sous les gneiss du Canigou, des micaschistes à andalousite, staurodite et cordiérite (micaschistes de Balatg), puis une série de gneiss leptynitiques acides associés à des quartzo-leptynites (gneiss de Casemi) résultant de la recristallisation de sédiments franchement arkosiques ou de tufs remaniés. Enfin, à la base de la série de Balatg apparaissent des migmatites au sens de Sederholm (migmatites du Cadi) associées à un massif de granite profond.

Dans le Canigou, l'alternance à grande échelle de zones de micaschistes et de gneiss œillés ou non est un fait remarquable.

B) MASSIF DE L'AGLY. — Bien que nos connaissances sur la géologie de ce massif soient moins avancées que celles du Canigou, on sait [Guitard et Raguin, 1958] que le massif de l'Agly forme dans sa partie orientale une structure en dôme où l'on peut reconnaître trois unités principales superposées de haut en bas :

1) L'enveloppe paléozoïque avec le Caradoc au sommet et la série de Canaveilles à la base. L'Ordovicien est formé surtout de phyllades à muscovite et chlorite à très nombreux bancs quartzitiques, la série de Canaveilles de micaschistes à biotite, muscovite, andalousite et cordiérite principalement.

2) Les gneiss de Belesta, parfois œillés, à muscovite, biotite, microcline ou orthose, oligoclase, sillimanite et grenat.

3) Les gneiss de Caramany à biotite-grenat-cordiérite-hypersthène-orthose et plagioclases acides ou intermédiaires.

Comme pour les gneiss du Canigou, nous pensons que les phénomènes métasomatiques ont un rôle accessoire dans la genèse de ces gneiss où l'on rencontre partout des preuves évidentes de « ghost stratigraphy » et que la recristallisation de matériaux vulcano-sédimentaires acides ou basiques, accentuée par des phénomènes de « différenciation métamorphique », a joué un rôle essentiel.

A divers niveaux de cette série il existe des migmatites et des massifs de granite dont l'un, le granite d'Ansignan, est un granite à hypersthène d'affinité charnockitique [Guitard, 1960].

Sur la base de considérations pétrographiques et cartographiques, nous avons montré [Guitard,

1. Il s'agit d'une recristallisation légère de muscovite et chlorite dans certains niveaux calcschisteux, pas toujours facile à distinguer d'un dynamométamorphisme.

1955, 1958 b] que l'évolution des deux massifs passés rapidement en revue était dominée par l'existence de deux épisodes pétrogenétiques distincts :

a) un épisode précoce de métamorphisme général au cours duquel se sont formés les micaschistes et les diverses catégories de gneiss œillés, leptynitiques, etc., toutes ces roches étant invariablement déformées avec une linéation évidente. Le métamorphisme s'est opéré dans des conditions épi- et mésozonales dans le massif du Canigou et de la Carança, il a atteint des conditions catazonales dans le massif de l'Agly où il existe des gneiss appartenant au « faciès granulite » d'Eskola (gneiss de Caramany). C'est là une différence essentielle entre les terrains profonds

de la zone axiale et ceux de la zone nord-pyrénéenne.

b) Un épisode tardif de migmatitisation et granitisation ² a formé *aux dépens de toutes les roches précédentes* les divers types de gneiss migmatiques et les principaux massifs granitiques, ces derniers de forme généralement stratoïde. Les conditions de formation de ces roches sont différentes de celles de l'épisode précoce : recristallisation surtout en régime isotrope — les roches ne sont plus « linées » —, conditions « pseudo-catazonales » [Guitard, 1958 b] dans la zone axiale.

Dans nos travaux antérieurs, nous avons appelé « eosyntectonique » l'épisode précoce, « tardif et post-tectonique » l'épisode tardif. Ces notions vont être précisées dans la suite de cette note.

Massif du Canigou et de la Carança.

A) PLISSEMENTS ET LINÉATIONS PRÉCOCES OU ÉOCINÉMATIQUES. — La plus ancienne phase de déformation d'origine tectonique, décelable dans les terrains anciens des massifs du Canigou et de la Carança, est un plissement généralisé à l'ensemble des terrains paléozoïques et infrapaléozoïques quel que soit leur degré de métamorphisme. Le style et l'intensité de la déformation varie avec la profondeur et la nature des terrains.

1. *Enveloppe paléozoïque.* Nous avons surtout étudié les plis et les linéations dans les schistes ordoviciens des environs d'Olette, très développés entre les gneiss de la Carança au Sud et le Dévonien du synclinal de Villefranche au Nord (voir Cavet [1957]) et dans les phyllades et micaschistes de la « série de Canaveilles » tout autour du Canigou et du massif de Carança, à l'exclusion du massif schisteux des Aspres. Nous ne disposons que d'observations isolées dans le Gothlandien et le Dévonien.

a) *Importance des déformations d'origine syn-génétique.* Il convient, avant tout, de signaler la fréquence des déformations produites en cours de sédimentation dans les schistes ordoviciens, encore reconnaissables dans les micaschistes de Canaveilles (fig. 1). Il s'agit principalement de « slumps » d'amplitude centi- ou décimétrique dans les schistes rubanés et de laminae déformés dans les schistes gréseux. Sur de nombreux bancs gréseux de l'Ordovicien supérieur il existe des « figures de courant » ou « figures de charge » formant des surfaces capitonnées ou

fuselées. *Il faut se garder de confondre les « slumps » irréguliers et très tourmentés avec des plis précoces couchés.* De même les figures de courant peu déformées peuvent être confondues avec des « mullions » d'origine tectonique. Dans le Dévonien et la partie supérieure de l'Ordovicien, ces « pseudo-mullions » ne paraissent pas être « réorientés » par les mouvements tectoniques. Dans le synclinal de Villefranche, leur direction statistique est NW-SE. Ceci pourrait permettre de retrouver des « paléocourants ». Dans la série de Canaveilles, les plis étant plus serrés, les « slumps » et « pseudo-mullions » sont généralement réorientés par les mouvements précoces.

b) *Origine mécanique de la schistosité. Clivage schisteux et plis précoces « synschisteux ».* Les plissements les plus anciens dans les schistes ordoviciens sont des plis souvent semblables dit « plis de clivage » [de Sitter, 1958] d'amplitude métrique ou à plus grande échelle, non isoclinaux et symétriques, assez souvent couchés et qui admettent comme plan axial le clivage schisteux (plans s_1) (fig. 2 a et b). L'Ordovicien est donc le domaine de la *schistosité oblique* car l'examen des plans s_1 montre clairement la trace de l'intersection de la stratification (S) par le clivage schisteux (s_1). Cette trace définit une linéation comme nous le verrons ci-dessous (l_1) qui est évidemment parallèle à l'axe du pli. Naturellement, cette linéation disparaît chaque fois que le régime devient isoclinal car le clivage schis-

2. Cet épisode est aussi appelé par d'autres géologues ultramétamorphisme ou anatexis.

teux et la stratification sont alors confondus, sauf dans les charnières des plis. Dans ce cas, la schistosité est généralement conforme à la stratification.

L'examen de nombreux plis de ce type dans les schistes montre de façon certaine l'origine

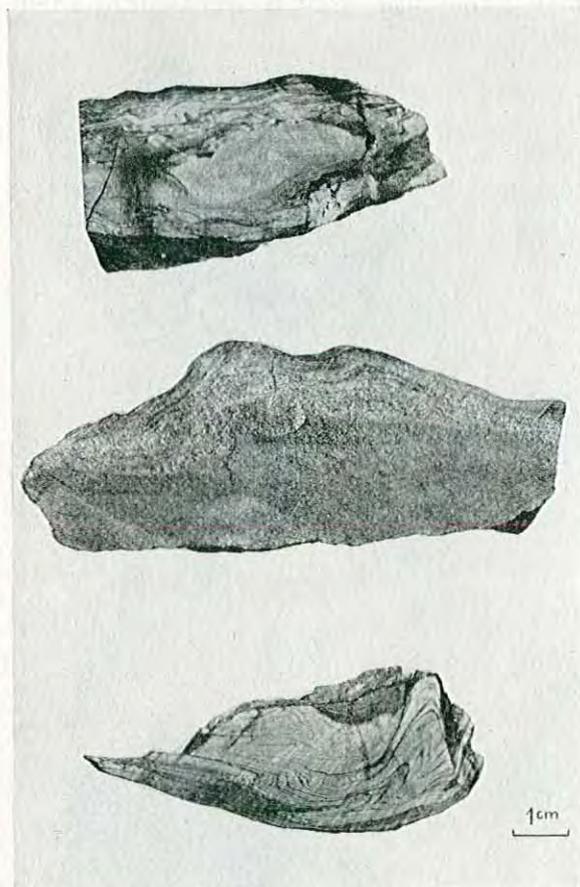


FIG. 1. — Déformations syngénétiques dans des schistes ordoviciens (région d'Olette).

Haut et bas : « slumps » ; milieu : « flute-cast ».

mécanique de la schistosité, développée comme plan axial des plis, et le bien-fondé de la théorie de Sorby et Shape, reprise et défendue par J. Goguel [1945] : le clivage schisteux se forme perpendiculairement à la direction de compression maximale. L'une des caractéristiques des plis de clivage dans les schistes ordoviciens est la fréquence des « plis parasites » [de Sitter, 1958] affectant les petits lits compétents (fig. 2 e). L'axe et le plan axial des plis parasites coïncident avec ceux des plis de clivage et leur formation,

qui obéit au même mécanisme, est synchrone. Souvent, les plis parasites sont systématiquement décrochés suivant le clivage schisteux (fig. 2 g). C'est un phénomène tardif que l'on peut expliquer par aplatissement des « microlithons » délimités par les plans s_1 [Gonzalez-Bonorino, 1958] ou par glissement le long de ces plans, la direction des contraintes ayant varié au fur et à mesure que progresse la déformation et que l'aptitude à la recristallisation a diminué.

Le plissement des bancs compétents d'épaisseur suffisante conduit à des plis concentriques. Dans les alternances de quartzites et de schistes on observe, suivant la nature des bancs, des transitions entre plis semblables et plis concentriques, comme le montre l'étude du clivage réfracté dans les bancs compétents (fig. 2 d).

L'une des manifestations du métamorphisme général dans les schistes ordoviciens est l'apparition de petits filons de quartz (1 à 10 cm de puissance). Ces filons sont toujours fortement plissés (fig. 2 h) et les plis ont comme plan axial le clivage schisteux (s_1). Ceci est évidemment une autre démonstration de la théorie de la « schistosité normale ». Naturellement les axes des plis de quartz n'ont aucune raison de se paralléliser avec ceux des plis des couches, les filons étant d'ordinaire discordants sur la stratification.

Le clivage schisteux se manifeste avec une intensité variable du haut en bas de la série paléozoïque. Il forme des plans espacés et parfois sporadiques dans le Dévonien et le Caradoc. Il s'accroît quand on descend dans les schistes ordoviciens : les plans s_1 deviennent de plus en plus serrés *i. e.* l'épaisseur des « microlithons » [de Sitter, 1956] de plus en plus réduite. Par contre, dans l'Ordovicien supérieur, la stratification peut jouer localement le rôle de plan de fissilité maximale. Il en est ainsi lorsque des bancs gréseux alternent avec des schistes de telle sorte que l'épaisseur des alternances soit sensiblement la même (1 à 0,1 m). La roche se délite à l'affleurement, suivant le plan de stratification des quartzites (fig. 2 c). Il arrive aussi que les schistes se délitent avec une égale facilité suivant les plans S et s_1 et que l'espacement des plans s_1 soit du même ordre de grandeur que les alternances sédimentaires (fig. 2 b) : ceci explique l'aspect des « schistes en bâton de craie » signalés par P. Cavet [1957].

La schistosité oblique est encore très fréquente dans la série de Canaveilles mais le développement de plus en plus important du régime isoclinal peut la masquer complètement. A la partie inférieure de cette série, dans les micaschistes

très métamorphiques de la mésozone, on ne voit guère qu'une schistosité presque toujours conforme à la stratification. Ceci peut laisser supposer que la schistosité des micaschistes est une « foliation » d'origine sédimentaire, mais il n'en est rien, la coïncidence est fortuite et la schistosité est bien une schistosité mécanique, plan axial de petits plis isoclinaux (fig. 3 a).

La preuve la plus évidente de l'origine mécanique de la schistosité dans les micaschistes de la série de Canaveilles est le plissement des lentilles d'exsudation de quartz qui sont particulièrement abondantes à la base de la formation ; l'examen de ces lentilles (fig. 3 b, h, g) montre la fréquence des plis couchés et isoclinaux admettant comme plan axial la schistosité s_1 . Nous

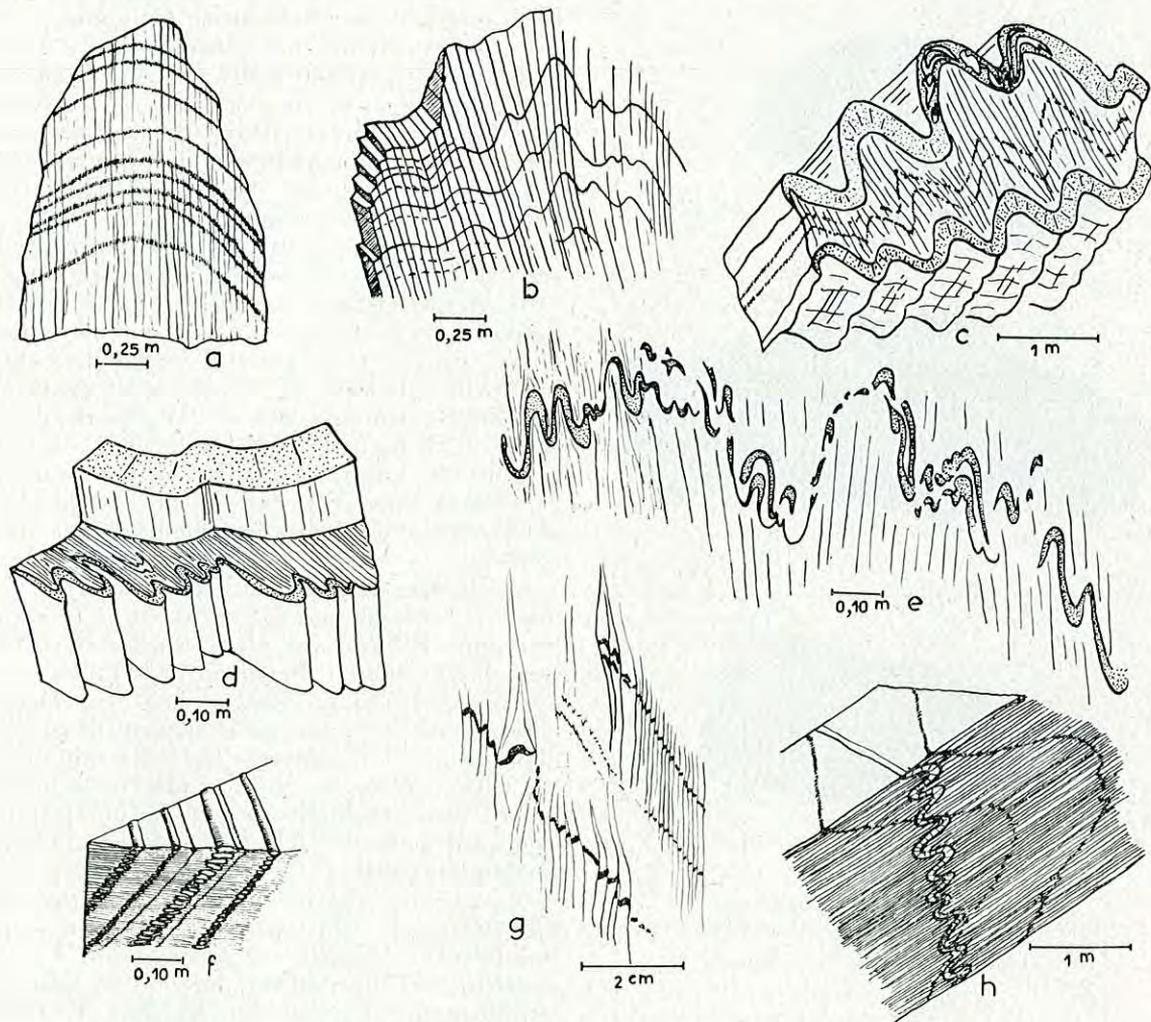


FIG. 2. — Plis précoces dans les schistes et phyllades.

attirons l'attention sur les lentilles de quartz d'apparence tranquille qui résultent de l'évolution poussée d'une lentille plissée avec aplatissement normal à la schistosité et boudinage (fig. 3 b).

On peut donc suivre le passage progressif du clivage schisteux dans les schistes à la schistosité des micaschistes et affirmer que ce que nous mesu-

rons comme schistosité dans les roches d'origine pélitique s'identifie dans tous les cas aux plans s_1 . Il n'en est pas forcément de même pour les roches plus compétentes telles que bancs de quartzites, de métavolcanites ou de cornéennes rubanées que l'on rencontre au sein des micaschistes. Quant aux calcaires, les phénomènes de flux y sont généralement très intenses dans la série de

Canaveilles, ce qui enlève de l'intérêt à l'étude des plis.

Les plis s_1 se retrouvent dans toute la série de Canaveilles et dans la partie supérieure de cette série, spécialement en Vallespir, ils ne diffèrent pas des plis de l'Ordovicien. Cependant

avec la profondeur leur amplitude diminue. Aussi dans les micaschistes à andalousite, les plis métriques sont rares et les plis décimétriques ou centimétriques couchés très fréquents. De même, le régime isoclinal ou subisoclinal, qui se manifeste quelquefois dans les schistes ordoviciens, tend

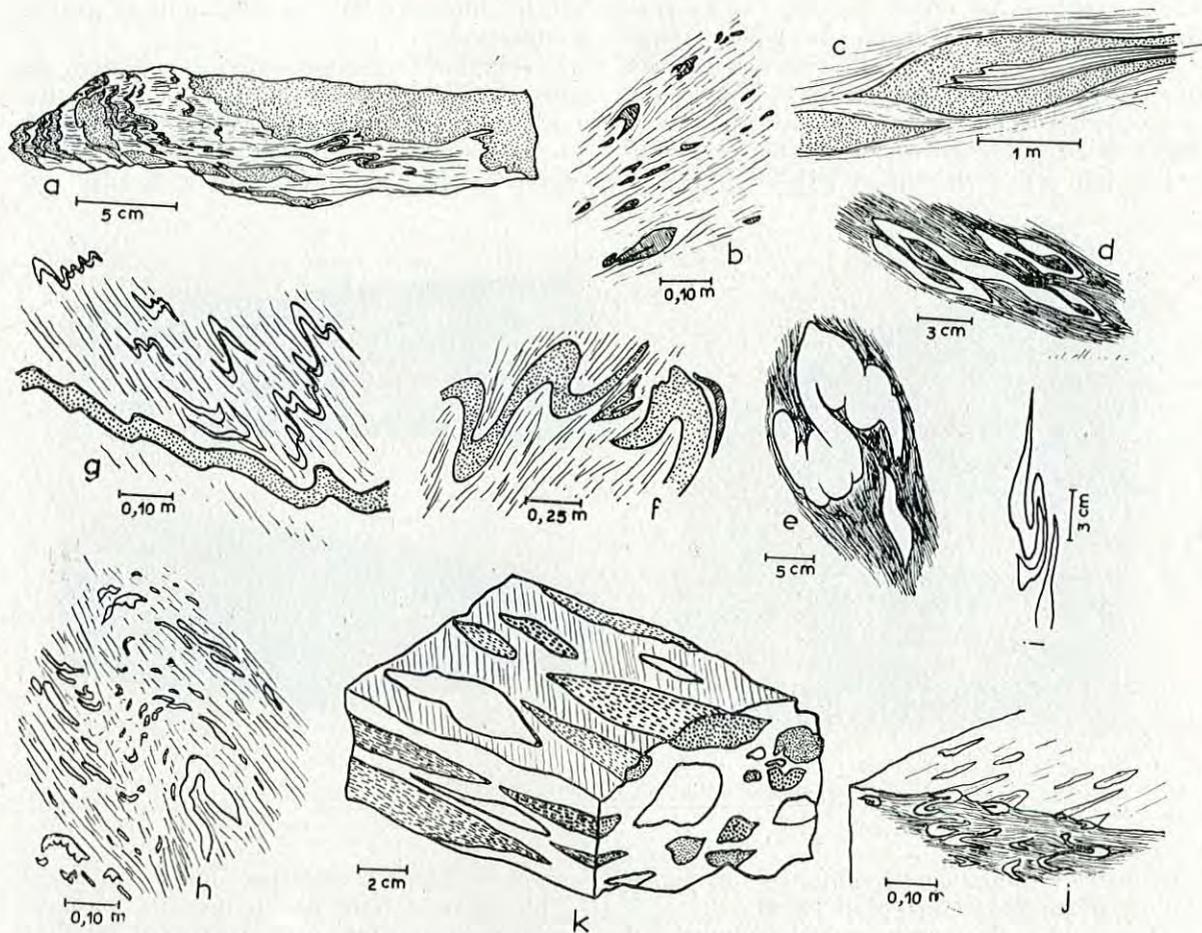


FIG. 3. — Plis précoces dans les micaschistes.

à devenir plus fréquent dans la série de Canaveilles, il est pratiquement de règle dans les micaschistes à andalousite.

c) *Les linéations l_1* . 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 des schistes et micaschistes de l'enveloppe sont :

— intersection du clivage schisteux et de la stratification (S/s_1),

— axe de microplissement 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 ou « cleavage mullion » (fig. 2 f).

— « rodding » : axe des lentilles plissées des quartz d'exsudation. Les roddings sont allongés en fuseaux ou forment des corps oblongs dans les plans s_1 (fig. 3 j). Il convient de souligner ceci : l'orientation des axes de « roddings » coïncide avec celle des axes des plis lorsque les len-

tilles de quartz ont pris naissance dans des plans parallèles à la stratification, ce qui est souvent le cas. Mais parfois ces lentilles se sont formées suivant des plans obliques sur la stratification, comme on peut s'en rendre compte en « dépliant » les « roddings » (cas de la fig. 3 g). Dans ce cas, les axes mesures ne sont pas utilisables.

— 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 recristallisation sous

contrainte joue 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,

— 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 incompetent (cristaux de pyrite, par exemple). Rares dans le Canigou, les

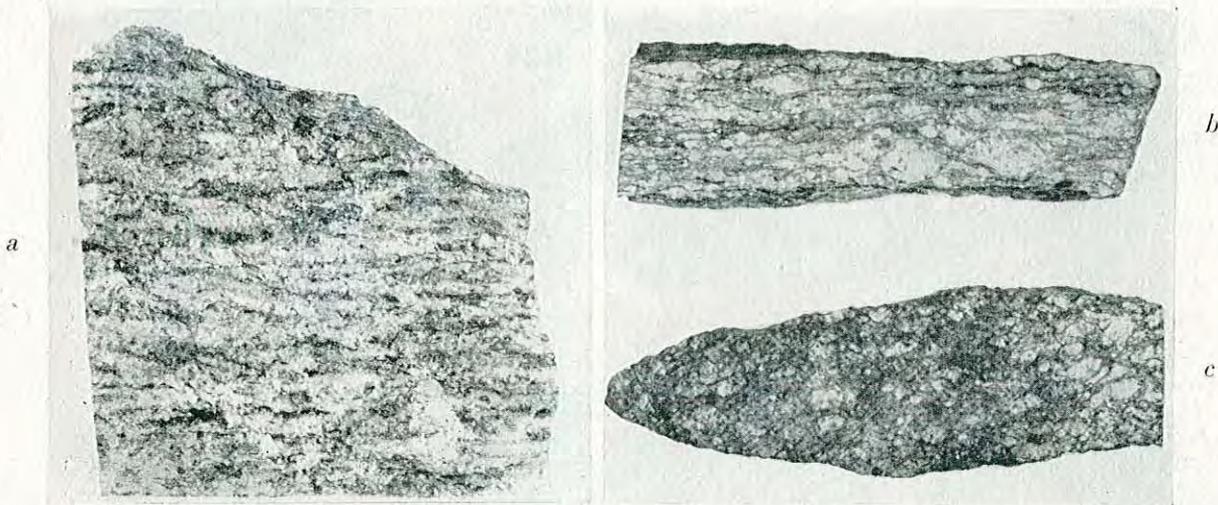


FIG. 4. — Structure d'un échantillon de gneiss cillé (explication dans le texte).

étirements corpusculaires sont très 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 de la charge 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. 3 k) suivant la linéation.

Tous ces types de linéation sont des linéations l_1 . Lorsqu'on a soin de mesurer leur orientation et de la reporter sur un canevas de Schmidt, on constate qu'ils sont parallèles entre eux dans un affleurement donné. Ainsi la figure 7 a représente³ l'orientation des galets étirés et de l'intersection schistosité/stratification dans le conglomérat de Saillagouse. Leurs orientations sont parallèles entre elles et aux axes des plis s_1 .

2. Les gneiss stratiformes du Canigou et de la Carança.

a) *Structure des gneiss stratiformes.* Un échantillon de gneiss du Canigou (roche essentiellement quartzo-feldspathique et peu micacée) con-

3. Tous les diagrammes représentent une projection de l'hémisphère supérieur.

venablement taillé montre une anisotropie particulièrement marquée [Guitard, 1955]. On reconnaît en effet trois faces qui ne sont pas équivalentes entre elles (fig. 4) :

— La face s_1 (fig. 4 a). La schistosité s_1 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 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 de la matière quartzo-feldspathique : l'examen des faces perpendiculaires à la schistosité montre en effet que la structure est généralement microlentillaire, 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 sur un 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 (fig. 4 b) montre le fort 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 des fissures normales ou légèrement obliques au plan s_1 dans les yeux feldspathiques.

— La face perpendiculaire à s_1 et à l_1 (fig. 4 c) montre toujours un degré d'orientation plus faible que la face précédente. Les yeux feldspathiques peuvent y prendre des positions quelconques par rapport à la schistosité.

b) *Origine de la schistosité.* La question est maintenant de savoir si la schistosité des gneiss est une surface de recristallisation d'origine purement mécanique, analogue au plan s_1 des schistes et micaschistes, ou si c'est une surface de recristallisation mimétique de la stratification S (schistosité de stratification).

Rappelons d'abord que le contact entre les gneiss stratiformes et les micaschistes de l'enveloppe est net et tranché. Cette limite correspond *grosso modo* à une ancienne surface stratigraphique : en Vallespir notamment, il est tout à fait clair qu'elle sépare une série originellement tufforhyolitique (gneiss) d'une série pélitique (micaschiste). De plus, elle coïncide généralement avec la schistosité s_1 des micaschistes, ce qui est naturel puisque ces derniers sont plissés isoclinalement à petite échelle à la base de l'enveloppe. Si dans l'ensemble les gneiss stratiformes sont homogènes, ils n'en présentent pas moins, à

toutes les échelles, des variations pétrographiques qui traduisent de légères différences dans la nature du sédiment générateur. En effet, nous avons trouvé quelques plis couchés dans les gneiss composites qui forment la base de la série gneissique (gneiss G_4 , cf. Guitard [1958 b]). Ces plis ne sont pas isoclinaux (fig. 5 a) et les limites qui séparent les diverses variétés de gneiss œillés sont parallèles à la stratification S indiquée par les bancs quartzitiques ou micaschisteux et non pas aux plans s_1 développés dans les micaschistes et le gneiss lui-même⁴. De plus, des bancs d'origine indiscutablement sédimentaire, tels que quartzo-leptynites, amphibolites, métaconglomérats et micaschistes sont fréquents. Or, les limites de séparation de ces intercalations et des diverses variétés de gneiss sont concordantes entre elles et généralement concordantes avec la schistosité.

a) *Gneiss sans plissements apparents.* En général, les gneiss ne montrent pas, à l'affleurement, de plis précoces «synschisteux». Ceci se retrouve également dans les gneiss de la zone axiale des Pyrénées centrales [Zwart, 1960]. Dans ce cas, les faits précédents ne s'expliquent qu'au moyen de deux hypothèses.

— La schistosité est une vraie schistosité de stratification par recristallisation du litage. Cependant, les gneiss œillés du Canigou ne sont pas lités, *i. e.* ils ne présentent pas à l'échelle de l'échantillon une alternance régulière de lits de composition minéralogique différente. La schistosité est seulement déterminée par la disposition planaire des micas. De plus l'existence d'une linéation très marquée et d'une anisotropie tridimensionnelle dans tous les échantillons de gneiss prouvent l'origine mécanique de la schistosité. Cette hypothèse doit donc être abandonnée. La conformité générale de la schistosité et de la stratification s'explique alors par la seconde hypothèse.

— La schistosité est d'origine purement mécanique, comme dans les micaschistes, et correspond au plan s_1 de ces derniers. Elle résulte d'un *cas extrême de plissement isoclinal en régime tangentiel*, l'étirement étant suffisamment intense pour avoir généralement détruit les charnières des plis, ce que l'on ne conçoit guère que pour des plis de faible amplitude. Dans le Canigou, la possibilité d'une déformation de la sorte dans les gneiss repose sur de solides arguments :

— les gneiss du massif de l'Agly, analogues à

4. Cette observation démontre clairement que les gneiss œillés du Canigou sont limités par d'anciennes surfaces stratigraphiques et résultent de la recristallisation métamorphique de niveaux de composition appropriée.

ceux du Canigou sont manifestement plissés en plis couchés isoclinaux (cf. ci-dessous);

— quand on examine attentivement les contacts entre les gneiss œillés du Canigou et les bancs leptynitiques, dans des zones sans plissement apparent, on observe non rarement des aspects comme celui de la fig. 5 *d* qui peuvent être interprétés comme des plis complètement aplatis et étirés, comparables à ceux décrits par J. Bellière [1957-1958] dans les gneiss des Aiguilles rouges;

— enfin, les gneiss du Canigou sont manifestement plissés en quelques endroits et l'origine mécanique de la schistosité est alors évidente dans la plupart des cas.

β) *Gneiss manifestement plissés.* Il convient d'examiner différents types de plis :

— à la base des gneiss stratiformes, les gneiss œillés sont généralement plissés (fig. 5 *a* et *b*). Les plis ne sont pas isoclinaux. La schistosité est oblique sur la stratification et parallèle au plan axial des plis. C'est un cas typique de schistosité d'origine mécanique. Comme la schistosité des gneiss plissés ne se distingue en rien de celle des gneiss sans plissement apparent, on peut étendre cette interprétation à la totalité des gneiss œillés stratiformes.

— dans des leptynites et gneiss leptynitiques, on peut observer des plis précoces métriques ou décimétriques (fig. 5 *c* et *e*) non isoclinaux avec la

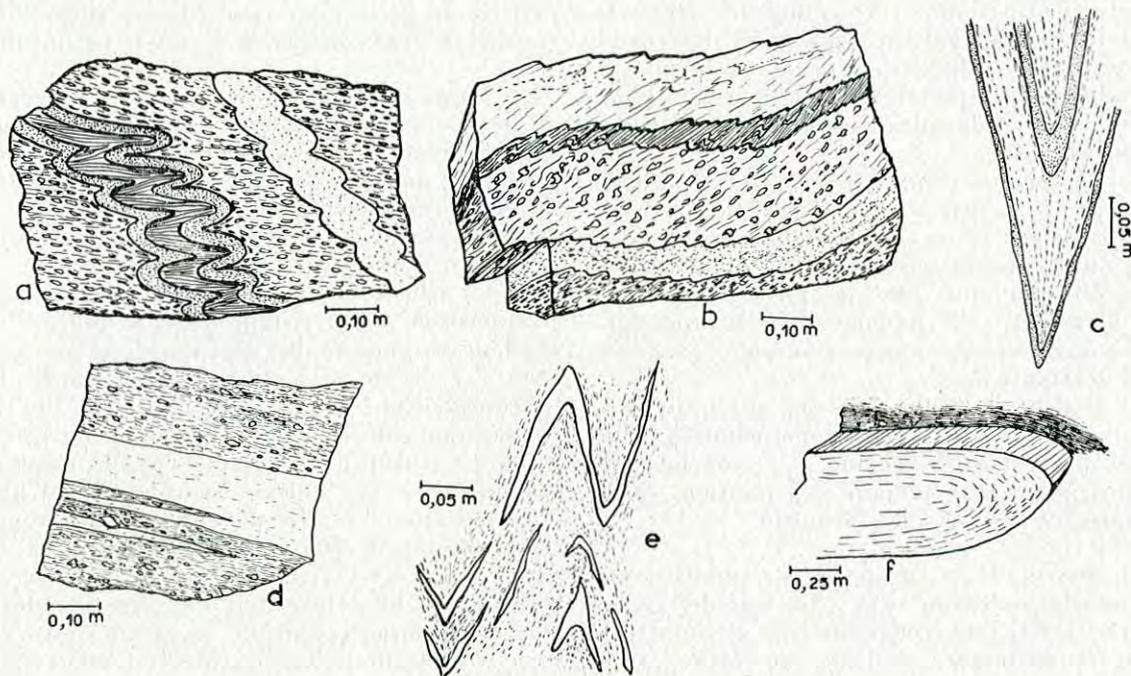


FIG. 5. — Plis précoces dans les gneiss.

disposition suivante : la schistosité est confondue avec la stratification près des flancs, mais en se rapprochant du plan axial elle tend à lui être parallèle pour finalement s'y confondre. Ces plis ont une schistosité de caractère mixte : le clivage schisteux s_1 et la stratification ont joué simultanément et de façon concurrente pour déterminer la schistosité. Ce cas est intermédiaire entre celui des gneiss œillés et le suivant.

— dans un banc de gneiss leptynitique de 2 à 3 m de puissance intercalé dans des micaschistes, la « schistosité » du gneiss suit exactement le

litage de la roche à la charnière du pli (fig. 5 *f*). Ce banc se comporte donc exactement comme un banc de quartzite à fines intercalations pélitiques dans un pli de clivage de la couverture. Cette éventualité paraît être peu fréquente.

En conclusion : dans les gneiss stratiformes du Canigou où dominent des gneiss œillés, la schistosité est généralement d'origine mécanique, déterminée par un plissement à petite échelle mais très intense, avec isoclinalisation et étirement extrême des plis, d'où conformité habituelle de la schistosité et de la stratification.

Cette règle peut être en défaut dans certains niveaux de compétence particulière.

c) *La linéation l_1* . On n'observe jamais qu'une seule direction de linéation dans les gneiss stratiformes, à l'inverse de l'enveloppe où plusieurs linéations d'âge différent se superposent dans les plans s_1 . Ceci signifie que les mouvements tardifs ont généralement épargné cette formation gneissique et que l'on y voit, à l'état pur, les traces des mouvements 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 :

- quartz rhyolitiques étirés dans les gneiss d'origine rhyolitique (cf. Guitard [1958a]),
- éléments bréchiqes dans les métaconglomérats, fortement allongés en fuseau,
- petites ségrégations lenticulaires riches en tourmaline dans les leptynites et gneiss leptynitiques acides, toujours fortement étirés.

Tous ces types de linéations sont invariablement parallèles entre eux.

3. *La série de Balatg*. Les déformations précoces se reconnaissent facilement dans toute la partie de la série relativement épargnée par les phénomènes ultérieurs de migmatisation et granitisation, c'est-à-dire dans les micaschistes de Balatg et dans les gneiss de Casemi. Dans la zone profonde migmatisée on rencontre encore des plis précoces synschisteux généralement isoclinaux.

Dans les micaschistes, les amygdales de quartz d'exsudation sont extrêmement nombreuses. Ces amygdales sont toujours très plissotées de telle sorte que leur axe détermine, dans le plan de schistosité, la formation de « roddings » tout à fait typiques. 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. 3 f). La schistosité, particulièrement grossière dans ces roches, est plan axial de ces plis qui sont les plus anciens. C'est donc une schistosité s_1 . 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. 3 g) mais généralement le plissement est isoclinal.

Les linéations l_1 sont évidemment surtout représentées par les « rodding ». Ceux-ci sont tantôt franchement fusiformes, tantôt moins allongés : 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. Dans certains cas il s'y ajoute l'alignement des cristaux d'andalousite.

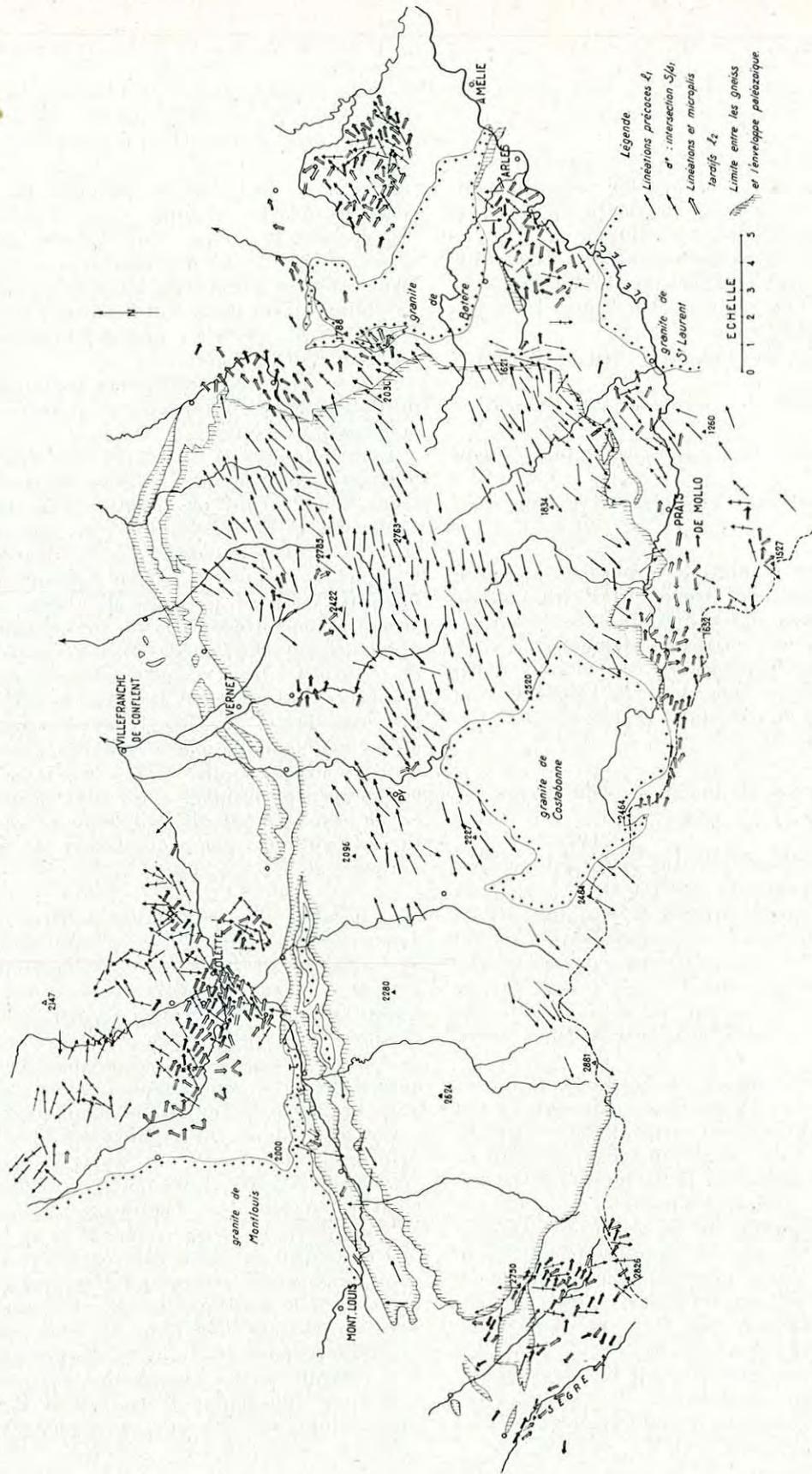
Comme les gneiss stratiformes, les micaschistes de Balatg sont habituellement épargnés par les déformations tardives.

Dans les gneiss de Casemi, la série de quartzo-leptynites, avec la quelle débute la formation, montre souvent des plis isoclinaux de l'ordre du décimètre où la schistosité est du type quartzitique, c'est-à-dire guidée par la stratification. Ces roches, comme les gneiss leptynitiques 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. Dans les gneiss leptynitiques, on n'observe que rarement la trace de plissements précoces (fig. 5 f). La structure de ces roches est exactement comparable à celle des gneiss stratiformes décrite ci-dessus. Les linéations l_1 dans les gneiss leptynitiques sont assez particulières car, les micas étant rares, il se forme une linéation discontinue par allongement de lamelles micacées isolées.

4. *Résultats des mesures*. La position d'un pli dans l'espace est définie par l'orientation de l'axe et du plan axial. Nous avons systématiquement mesuré ces deux éléments. Comme leur orientation varie généralement peu sur d'assez larges étendues, il est essentiel de répartir les mesures de façon homogène et assez espacée. Les plans de schistosité s_1 sont les plans axiaux des plis et les linéations l_1 sont parallèles aux axes (fig. 6).

L'examen de la distribution des linéations l_1 montre que les plis précoces ont une orientation statistique NE-SW. Dans quelques régions on a trouvé également des directions franchement N-S à NNW-SSE. Les diagrammes B, C et D de la fig. 7 donnent la répartition de 1270 pôles l_1 dans l'enveloppe paléozoïque, les gneiss stratiformes et la série de Balatg : le parallélisme remarquable des linéations l_1 dans ces trois unités superposées est un bon argument pour le synchronisme des plissements précoces.

2) Dans l'enveloppe, le diagramme B montre un maximum net à N 45° E avec plongement de



20° vers le Nord-Est. Ce plongement s'explique par la plus grande fréquence des mesures sur les flancs nord des structures. Un autre maximum est franchement N-S. Il n'en reste pas moins que la dispersion des pôles est forte. Cette dispersion se retrouve également sur les diagrammes partiels,

correspondant aux divers itinéraires : elle est donc locale et ne peut guère s'expliquer par les culminations et les ennoyages d'axes qui se manifestent parfois sur de grandes distances (voir par exemple Zandvliet [1960]). Pour en rendre compte on peut invoquer deux causes :

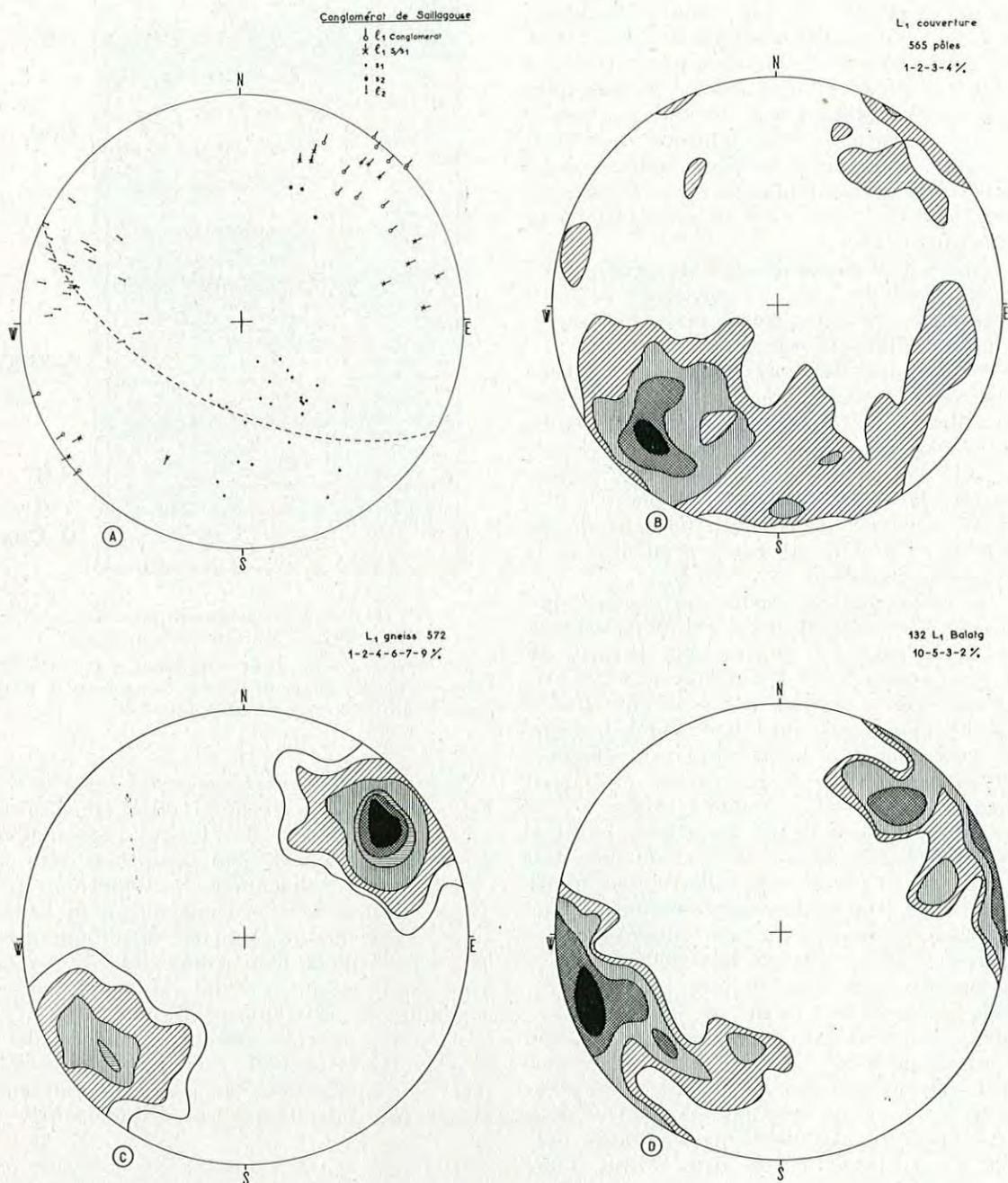


FIG. 7. — Diagrammes structurologiques des linéations et des plis précoces dans le massif du Canigou-Carança.

— lors de phases de plissement superposées, ce qui est le cas des Pyrénées, l'orientation des plis les plus anciens est influencée par celle des plis les plus récents. Or, dans toute la « série de Canaveilles » nous verrons qu'il existe des plissements tardifs très marqués qui provoquent une désorientation des linéations l_1 . Celle-ci influera pratiquement sur les mesures pour une certaine amplitude des plis tardifs. Toutefois, si ce facteur était seul responsable de la dispersion des pôles l_1 , ceux-ci dessineraient une « ceinture » sur les diagrammes pour autant que les directions l_1 aient été suffisamment régulières. Théoriquement, la forme de ces « ceintures » est différente suivant que le plissement tardif est assimilable à un pli concentrique ou à un pli semblable [Ramsay, 1960]. Ce n'est pas évident pour le diagramme B.

— il est donc probable qu'à un certain degré de désorientation par les mouvements tardifs se superpose une irrégularité primaire dans la direction des plis précoces.

C'est bien le cas dans une partie de l'Ordovicien où les mouvements tardifs sont peu marqués et où les directions l_1 varient vite et assez largement. Dans la partie supérieure de l'enveloppe, il semble donc que la matière se plisse plus librement alors que le serrage, de plus en plus marqué, provoque une orientation beaucoup plus stricte des plis dans les zones profondes de la série métamorphique.

3) En effet, dans les gneiss stratiformes (diagramme C) la régularité de l'orientation des linéations l_1 est tout à fait remarquable. Il existe un fort maximum à N 50° E à plongement 25° SW, ce plongement s'expliquant par la plus grande fréquence des mesures sur le flanc sud de la structure gneissique. La faible dispersion observée peut s'expliquer par l'influence du plissement anticlinal du massif à grande échelle.

4) Dans la série de Balatg, les pôles l_1 , bien que localisés dans les cadrants nord-est et sud-ouest du diagramme D, ont une distribution moins régulière que celle du diagramme précédent. Ceci est probablement provoqué par l'insuffisance des mesures et par le fait que beaucoup des linéations mesurées sont des « roddings » (cf. ci-dessus).

La répartition dans l'espace des plans de schistosité s_1 nous renseigne sur la structure en grand du massif qui s'est édifié tardivement, comme nous le verrons ci-dessous. Pour replacer les plans s_1 dans leur position originelle, il convient donc de « déplisser » l'anticlinal Canigou-Carança, opération relativement simple dans le cas d'une structure à faible rayon de courbure (voir ci-dessous). Après restitution, on constate que les

plans de schistosité étaient quasi horizontaux dans les gneiss stratiformes et *peu pentés* dans l'ensemble de l'enveloppe lors de la phase éocinématique (fig. 8). Le plissement s'est effectué dans la majeure partie de la zone métamorphique en régime tangentiel.

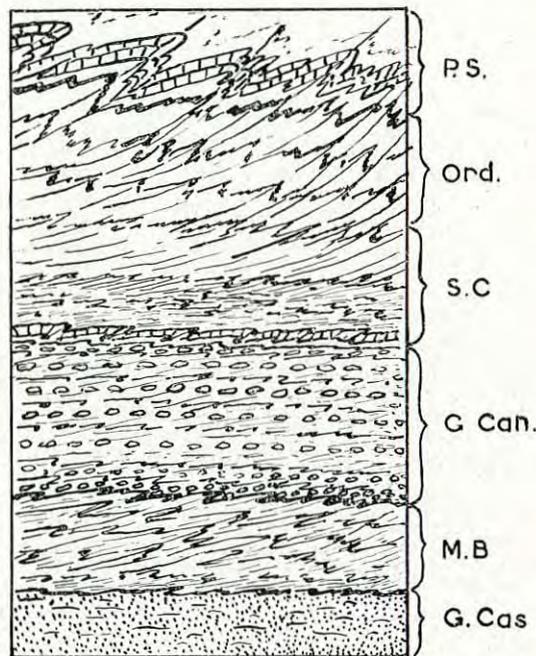


FIG. 8. — Les plissements précoces dans les diverses unités du Canigou (schéma).

P. S. : Paléozoïque sup. ; Ord. : Ordovicien ; S. C. : sér. de Canaveilles ; G. Can. : gneiss stratiformes du Canigou ; M. B. : micaschistes de Balatg ; G. Cas : gneiss de Casemí.

5. *Signification cinématique des linéations l_1 .* Les objets antéorogéniques étirés en fuseaux sont toujours couchés dans le plan s_1 et leur allongement est invariablement parallèle à celui des autres types de linéations l_1 . Rappelons qu'il s'agit de galets dans les conglomérats de l'enveloppe, de brèches ou de quartz rhyolitiques dans les gneiss. Comme nous avons établi le parallélisme des linéations l_1 et des axes de plis correspondants, on peut en conclure que la linéation l_1 et les axes des plis précoces sont parallèles à la plus faible pression principale P_p de l'ellipsoïde de déformation, les plans s_1 étant eux-mêmes perpendiculaires à la compression P_g .

B) *PLISSEMENTS ET LINÉATIONS TARDIFS OU TARDICINÉMATIQUES.* — Les mouvements précoces ont été suivis d'une ou plusieurs phases

de mouvements tardifs qui, à l'inverse des premiers, se sont manifestés dans des zones privilégiées que nous appellerons *zones de microplissement de la schistosité*. Ces zones, dans le massif du Canigou et de la Carança, sont très développées dans la série de Canaveilles et se retrouvent dans la partie profonde, migmatisée, de la série de Balatg (fig. 6).

Les mouvements tardifs sont généralement orientés de telle sorte que leurs directions recoupent les directions plus anciennes, d'où le nom de « cross folding » utilisé par les tectoniciens de langue anglaise.

1. *Les mouvements tardifs dans l'enveloppe paléozoïque*. Ils apparaissent souvent dans les schistes ordoviciens sous forme d'une « microcorrugation » des plans s_1 et plus rarement sous forme de plis. Mais c'est surtout dans la série de Canaveilles, souvent jusqu'à la base de la formation où les mouvements s'amortissent au voisinage des gneiss, que l'on voit les plis et linéations tardifs prendre le pas sur les mouvements précoces et souvent les effacer presque entièrement.

a) *Plissement de la schistosité et formation du clivage de fracture (s_2)*. Même quand le plissement est de faible amplitude, l'examen des plans s_1 montre toujours une ou plusieurs directions de plissement affectant le clivage schisteux. C'est donc que ces déformations sont postérieures aux plis précoces. La meilleure preuve en est donnée par la présence du clivage de fracture (s_2) bien visible sur les surfaces perpendiculaires à la schistosité. Les plans s_2 matérialisent les plans axiaux des plissements tardifs comme on peut facilement le constater (fig. 9 a). Le clivage de fracture est d'ordinaire beaucoup moins serré que le clivage schisteux, duquel il est toujours bien distinct, et qui reste généralement le plan de fissilité le plus facile de la roche. Néanmoins, dans certains cas où le serrage lors des déformations tardives a été très intense, les plans s_2 deviennent suffisamment rapprochés pour jouer le rôle de « microlithons » et deviennent ainsi le plan de clivage principal de la roche. Il se produit alors une *transposition de schistosité*.

Un cas particulier de transposition amène le plan s_2 à coïncider avec le plan s_1 , ce que l'on peut constater au microscope. Ce type de transposition, observé sur le versant sud du Canigou (pic de Costabonne) résulte de l'évolution d'un pli tardif normal, *i. e.* à plan axial redressé, le plan s_2 faisant une rotation autour de l_2 pour

former un pli tardif couché et souvent isoclinalisé (fig. 9 f).

b) *Les plis tardifs « postschisteux »*. Ils existent en quelques endroits de la partie supérieure de l'enveloppe sous forme de plis symétriques, concentriques, assez étalés, d'amplitude décimétrique. C'est cependant dans l'Ordovicien inférieur et surtout dans la « série de Canaveilles » que l'on étudie le mieux les plis tardifs. D'ordinaire ce sont des plis décimétriques ou centimétriques dont les flancs sont striés de microplis parallèles à l'axe. Dans les schistes et les mica-schistes il s'agit de plis semblables avec étirement marqué des flancs et épaississement des charnières. Tantôt ils sont assez réguliers, tantôt au contraire très asymétriques. Dans les cornéennes rubanées, les calcaires et certains quartzites, il peut se former des plis concentriques. Mais les plis véritablement caractéristiques des mouvements tardifs dans l'enveloppe sont les *plis en chevron* (fig. 9 b) dont l'amplitude peut atteindre le mètre (vallée du Sègre au Sud de Llo) et dont certains sont remarquables par leur asymétrie; ils s'apparentent parfois aux flexures (knickfaltung). Les plis en chevron sont très fréquents dans les micaschistes à andalousite en Cerdagne et sur le versant est du Canigou (Velmanya). Ils sont très marqués dans les zones à alternances de quartzites et de mica-schistes. Le clivage de fracture y est particulièrement net et régulier.

On voit parfois des plis précoces couchés, remplissés par les plis tardifs (fig. 9 g), ce qui est évidemment une bonne preuve de la succession chronologique.

c) *Les linéations l_2* . Elles se réduisent toujours à deux types :

— petits plis et microplis de la schistosité, d'amplitude centi- ou millimétrique de beaucoup la plus fréquente.

— intersection de la schistosité (s_1) par le clivage de fracture (s_2) type bien développé sur le versant est du Canigou.

Un autre type de linéation, l_3 , est provoqué par le développement de flexures et de microflexures (fig. 9 e). Ces dernières se distinguent des précédentes par leur rareté, leur manque de régularité et leur mode de formation qui les rapprochent de celui des diaclases. Ce sont toujours les linéations les plus tardives et on sait que les diaclases sont aussi postérieures à la formation du clivage de fracture. Signalons cependant que l'on peut voir le passage latéral de flexures à des plis.

Il existe souvent plusieurs directions de linéa-

tions l_2 sur le même affleurement, différence importante d'avec les linéations précoces dont il n'existe qu'une seule direction sur les roches. Ainsi dans un micaschiste de la série de Canaveilles il n'est pas rare d'observer sur le plan s_1 : l'intersection de la schistosité et de la stratification l_1 , une ou deux directions de microplis l_2 , une microflexure l_3 . Nous n'avons jamais observé plus de deux systèmes l_2 .

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.

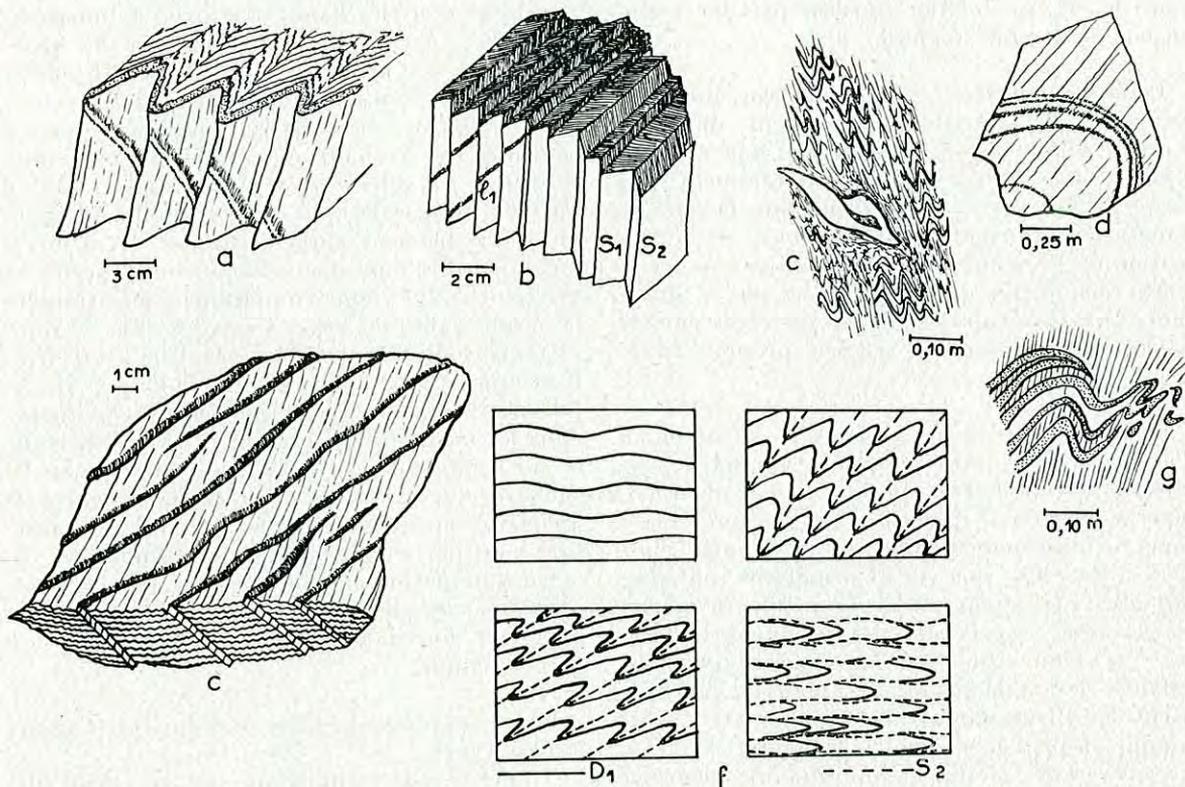


FIG. 9. — Plis tardifs.

En bas, à gauche, lire e au lieu de c ; fig. f , lire S_1 au lieu de D_1 .

On voit parfois dans les micaschistes la torsion des anciennes linéations l_1 dans les plans de schistosité non plissés avec formation d'une linéation l_2 (fig. 9 h). Des observations analogues ont été faites par J. Sutton et J. Watson [1959] ainsi que par J. G. Ramsay [1960]. Rappelons aussi la possibilité de réorientation ou d'oblitération des linéations anciennes par les plis tardifs. Dans les micaschistes de la Cerdagne, beaucoup de « roddings » paraissent être réorientés

2. *Les mouvements tardifs dans les gneiss stratiformes.* Les gneiss stratiformes sont presque entièrement épargnés par les déformations tardives. Cependant des plis tardifs d'amplitude décimétrique se rencontrent dans la partie supérieure des gneiss en quelques endroits (par exemple au Cambras d'Aze dans le massif de Carança), quelques plis déformant les gneiss en grandes ondulations (10 à 20 m) sont probablement provoqués par les mouvements tardifs. En effet, leur axe, construit à partir des mesures de plans

s_1 , donne la direction E-W ou ESE-WNW de la phase tardive principale.

3. *Les mouvements tardifs dans la série de Balatg.* Les micaschistes de Balatg, comme les gneiss qui les surmontent, ont pratiquement échappé à l'influence des plissements tardifs. Par contre, ceux-ci deviennent importants dans toute la zone située sous les micaschistes et leur importance s'affirme dans les migmatites du Cadi.

A la partie supérieure des gneiss de Casemi, dans les formations quartzito-leptynitiques, il existe des zones de mouvement avec production de plis décimétriques, de type généralement concentrique étant donné la nature particulière de ces roches. Ces plis sont responsables du délitage « en tuile » des leptynites. Quand ils sont plus petits et plus serrés, le clivage de fracture s_2 apparaît nettement.

Les plissements tardifs ont provoqué la for-

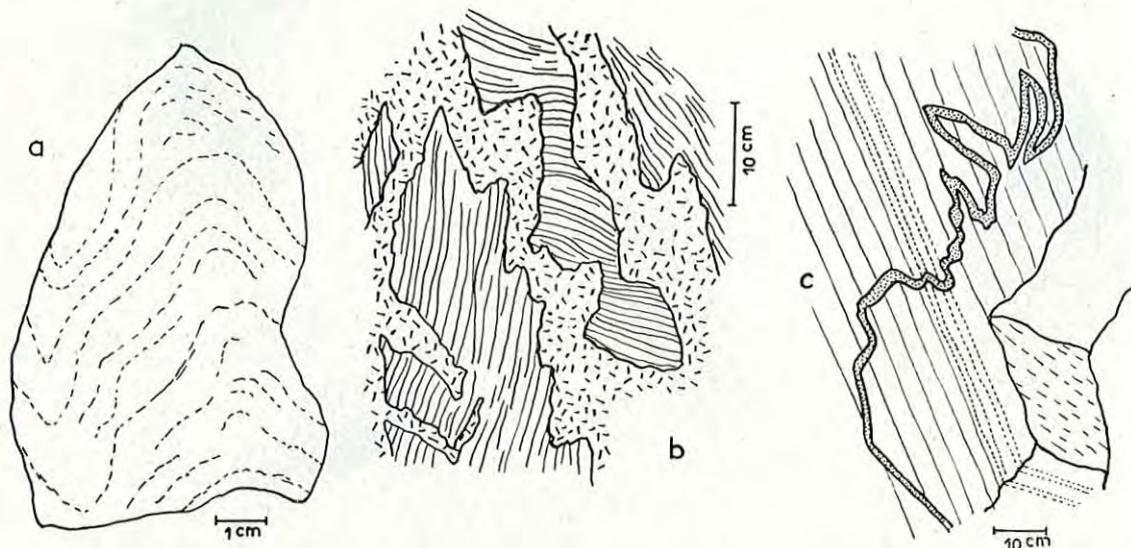


FIG. 10. — Déformations et plis tardifs dans les migmatites.

mation des migmatites plissotées (anatexites) dans les migmatites du Cadi. Comme nous l'avons déjà signalé [Guitard, 1958 b], on observe dans ces roches plusieurs sortes de déformations en rapport avec les mouvements tardifs :

a) Des plis réguliers, analogues aux plis semblables de la série de Canaveilles. D'amplitude décimétrique, ils sont souvent asymétriques et se voient aussi bien dans les migmatites de micaschistes (fig. 10 a) que de gneiss œillés. Ce sont évidemment les plus intéressants pour l'analyse tectonique. On y reconnaît parfois un clivage de fracture qui a localisé des veines granitiques.

b) Ces plis se compliquent souvent de plis dits « d'écoulement » (flow folds) qui, bien qu'ayant conservé l'allure de déformations liées à la tectonique régionale, sont nettement irréguliers, dys-harmoniques avec variations rapides de leur orientation axiale.

c) 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 que de tels aspects, groupés sous le nom de « schistosité discordante » par MM. Perrin et Roubault [1955], peuvent 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 localisée au voisinage immédiat de veines granito-pegmatitiques (fig. 10 b). Ils ont pu prendre naissance sous l'action de contraintes locales liées à la granitisation. C'est également le cas pour les quelques plis ptygmatisques que nous avons observés. Ces « plis » ne sont nullement tectoniques : ainsi on remarquera sur la fig. 10 c les changements rapides de l'orientation des plans axiaux de plis plutôt réguliers dans l'ensemble. On notera ensuite l'absence de toutes traces de déformations tardives dans la roche hôte — un gneiss de Casemi — qui ne montre qu'une schistosité peu marquée avec la linéation l_1 correspondant aux mouvements précoces. Enfin l'orientation générale des plis ptygmatisques

est incohérente et entièrement indépendante de celle des plissements tardifs dans les migmatites. Ces arguments s'ajoutent à ceux donnés par MM. Perrin et Roubault [1955] ainsi que par R. V. Dietrich [1959].

Un caractère tectonique important des migmatites est l'absence ou la rareté des linéations l_2 ce que nous avons toujours souligné comme différence essentielle entre les gneiss « syntectoniques » précoces et les gneiss tardi- ou post-tec-

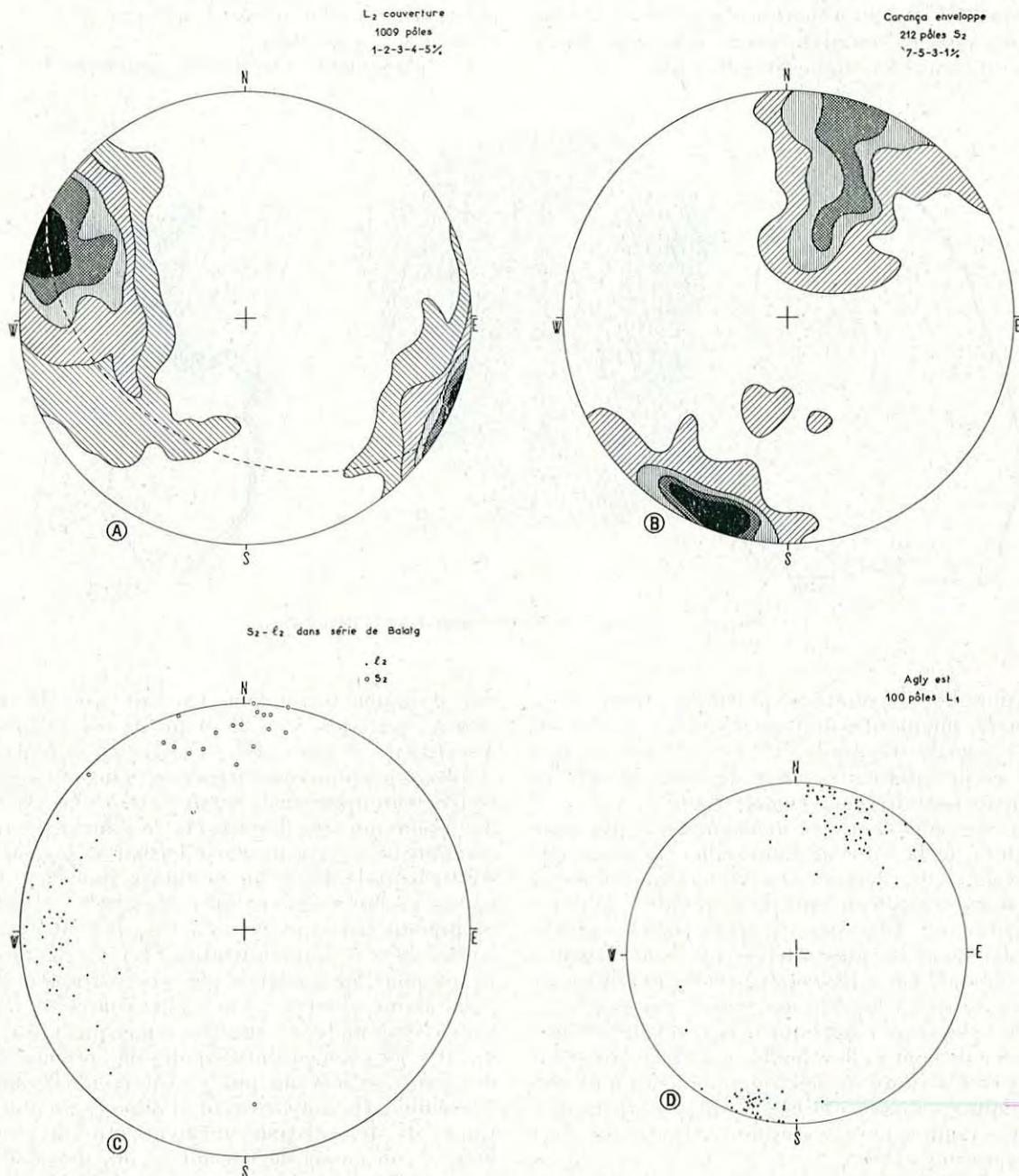


FIG. 11. — Diagrammes structurologiques des linéations et plissements tardifs dans le Canigou (A, B, C).
Linéations et plissements précoces dans l'Agly (D).

toniques [Guitard, 1955]. Ceci, comme la tendance à la résorption des plans de schistosité, est une conséquence du caractère isotrope des recrystallisations.

4. *Résultats des mesures.* a) Nous avons reporté sur le diagramme de la fig. 11 A 1 009 pôles de linéation l_2 de schistes et micaschistes de l'enveloppe paléozoïque. Ce diagramme montre un fort maximum à N 110° E avec plongement de 15° vers l'Est. C'est en effet la direction la plus fréquente des plis tardifs dont les orientations axiales oscillent en gros entre E-W et NW-SE. On peut placer l'ensemble des pôles sur un grand cercle correspondant à un plan N 110° E penté de 40° vers le Nord-Est. Il peut être considéré, en principe, comme le plan axial moyen des plis l_2 dans les secteurs étudiés. La réalité est plus complexe. Quelques mesures de plans s_2 sur les deux versants du massif de Carança montrent (fig. 11 B) une orientation des plans en accord avec celle que laisse prévoir le diagramme précédent. Cependant le plongement est différent : d'une manière générale les plans s_2 sont fortement pentés ce qui est une différence essentielle d'avec les plans s_1 . Il existe un maximum pour des plongements 80° SW. Le nombre des mesures (212 pôles) est toutefois insuffisant pour être directement comparé au plan axial construit de la fig. 11 A.

On voit souvent sur un même affleurement deux directions l_2 qui font entre elles un angle variable. Généralement cet angle est faible, 20° en moyenne. Ces linéations représentent probablement deux phases de déformation successives et très rapprochées dans le temps que le nombre trop faible des mesures ne fait pas apparaître comme maximales sur le diagramme. Parfois il existe deux directions de linéations tardives (microplissement) correspondant à des orientations franchement différentes.

— Ainsi sur le versant est du Canigou et dans la région d'Olette, de ux systèmes coexistent : l_2 , ayant l'orientation générale des linéations tar-

dives (ESE-WNW) et l'_2 de direction NE-SW. Cette dernière, souvent dominante, possède l'orientation des linéations précoces. Son individualité est bien confirmée par l'existence d'un clivage de fracture s'_2 , distinct à la fois de s_1 et s_2 . La coïncidence entre les deux directions l_1 et l'_2 prouve l'insuffisance de mesures isolées de linéation pour débrouiller l'histoire tectonique d'un secteur où des linéations plus récentes reprennent des directions de linéations plus tardives. D'autres exemples d'une telle superposition sont connus ailleurs, par exemple en Autriche [Karl, 1954]. Il semble que les linéations l'_2 soient plus anciennes que les linéations l_2 .

— Un autre système de linéations tardives l''_2 d'orientation franchement N-S à NNW-SSE se rencontre en Vallespir et en Cerdagne associé aux linéations l_2 qui sont dominantes.

Quant aux flexures (l_3), rappelons qu'elles sont les plus tardives dans la chronologie des déformations mais nous ne les avons pas systématiquement étudiées.

b) Les mesures de plissements tardifs dans les migmatites de la série de Balatg sont très laborieuses et nous ne pouvons guère rassembler qu'une cinquantaine de pôles d'axe de plis et quelques plans axiaux correspondants. En effet, la résorption des plans s_1 dans les zones migmatisées et donc la schistosité peu marquée de ces roches fait que l'on ne dispose souvent que d'affleurements à deux dimensions. A cela s'ajoute l'absence des linéations l_2 . Néanmoins, ces quelques mesures (fig. 11 C) nous donnent des renseignements précieux. L'orientation des axes de plis, E-W dans l'ensemble, s'accorde bien avec celle des linéations l_2 dans la couverture. Quant aux plans s_2 correspondants, leur fort pendage est en accord avec celui des plans s_2 dans la couverture. Il est évident qu'une telle similitude retrouvée dans les zones superficielles et profondes de la série métamorphique constitue un argument de poids pour le synchronisme des déformations dans deux étages tectoniques bien différents.

Massif de l'Agly.

L'étude tectonique du massif de l'Agly est moins avancée que celle du Canigou et du massif de Carança. La partie orientale du massif, la seule préservée d'une migmatisation intense, permet d'étudier les déformations des gneiss et de l'enveloppe.

1. *Mouvements précoces.* — Un résultat essentiel est acquis : on retrouve partout les plissements précoces. On peut les suivre progressivement depuis l'Ordovicien jusque dans les gneiss à hypersthène et grenats.

— Dans l'enveloppe, ce sont essentiellement

des plis couchés, de type plis semblables d'amplitude métrique, admettant la schistosité comme plan axial (s_1). Le régime est généralement isoclinal dans la région située entre Caladroy et Força Real. Les axes de plis sont parallèles à la linéation l_1 essentiellement représentée par des cannelures (ribs) et des étirements corpusculaires dans les schistes et les micaschistes, par des « mullions » dans les banes gréseux. Quand les plis ne sont pas isoclinaux, la linéation l_1 correspond à l'intersection de la schistosité avec la stratification.

— Dans les gneiss, les plis couchés métriques ou décimétriques sont nombreux, différence importante d'avec les gneiss homologues du Canigou. Les linéations l_1 , déterminées par l'alignement des micas et les cannelures parallèles, sont toujours présentes sur les plans s_1 .

Les plis sont souvent du type à schistosité mixte (cf. ci-dessus). La schistosité suit à la fois la stratification et le plan axial suivant sa position dans le pli. Les grenats soulignent la schistosité dans l'un et l'autre cas ce qui prouve le synchronisme

entre recristallisation métamorphique et déformation.

Dans les gneiss, une mobilisation à petite échelle provoque en divers endroits la formation de migmatites. Ces dernières sont plissées par les mouvements précoces. En effet, les plis ont même style tangentiel et mêmes directions axiales que dans les gneiss ordinaires. Les parties granitiques suivent étroitement, souvent sans la moindre discordance, la forme des plis.

La régularité des directions de plis précoces et des linéations correspondantes, à la fois dans l'enveloppe et dans les gneiss, est tout à fait remarquable. La direction moyenne est NNE-SSW (N 20° E) comme le montre la fig. 11 D.

2. MOUVEMENTS TARDIFS. — Dans la partie inférieure de l'enveloppe paléozoïque (série de Canaveilles et Ordovicien inférieur) il convient de noter l'absence d'une zone de microplissement régulière, différence importante avec le Canigou. Les mouvements tardifs sont rares voire inexistants dans les gneiss.

Rapport entre la tectonique de détail et la grande tectonique.

Nous avons jusqu'ici considéré des plis de faible amplitude. Dans les parties supérieures de l'enveloppe, les plis sont métriques ou décimétriques. En descendant dans la série métamorphique, les plis précoces ou tardifs sont généralement déci- ou centimétriques.

Quels sont les rapports, dans l'espace et dans le temps, entre les plissements observés à l'échelle de l'affleurement et les structures en grand déduites de l'examen des cartes géologiques ?

a) *Les mégastructures* : Les directions « hercyennes » dans la zone axiale des Pyrénées varient généralement entre WNW-ESE et E-W comme cela ressort des travaux classiques de Carez, Bresson, L. Bertrand et E. Raguin. Dans les massifs du Canigou et de la Carança, les gneiss forment dans l'ensemble un *brachy-anticlinal*, de direction franchement WNW-ESE dans le massif de Carança, mais d'orientation moins nettement définie dans le massif du Canigou où la mégastructure est celle d'un *grand bombement* sans direction préférentielle bien marquée. La comparaison de quelques diagrammes statistiques groupant des mesures systématiques de plan s_1 permet de s'en rendre compte :

α) dans le massif de Carança les diagrammes de la fig. 12 (A et B), montrent une direction WNW-

ESE (N 115° E) bien définie à la fois dans les gneiss stratiformes et dans l'enveloppe. Les pendages sont faibles dans les gneiss, 25° environ, mais atteignent 45° en moyenne dans l'enveloppe paléozoïque.

β) Dans le massif du Canigou on peut considérer que seuls les versants sud et oriental du dôme sont restés sensiblement dans leur position initiale. Le versant nord est trop affecté par la tectonique cassante pour être pris en considération, sauf dans les zones profondes comme dans la série de Balatg.

Dans la série de Balatg les directions sont E-W avec un léger plongement axial vers l'Est (20°) (fig. 12 C), ce plongement s'accroissant d'ailleurs dans les zones les plus profondes. Les pendages moyens sont d'environ 40° et s'accroissent en profondeur.

Les gneiss stratiformes ont une orientation statistique E-W sur le versant sud du Canigou, mais la série s'ennoie périclinalement à l'Est, probablement avec un léger plongement axial vers l'Est. La valeur moyenne des pendages est de 40° (fig. 12 D).

Cette même orientation se retrouve dans l'enveloppe avec toutefois une valeur plus forte des pendages s_1 : 45°.

Le pendage moyen des gneiss est d'environ 25° dans les gneiss de Carança, 40° dans les gneiss du Canigou. Comme la tectonique cassante a davantage affecté ce dernier massif, il est préférable de considérer le pendage de 25° comme représentatif de celui de la mégastucture hercynienne,

ce qui s'accorde avec ce que l'on sait des massifs de gneiss plus occidentaux. Dans l'enveloppe, le pendage moyen, *i. e.* le pendage des plans s_1 , est d'environ 45° .

Le passage de la zone à faible pendage dans les gneiss à la zone plus fortement pentée de l'en-

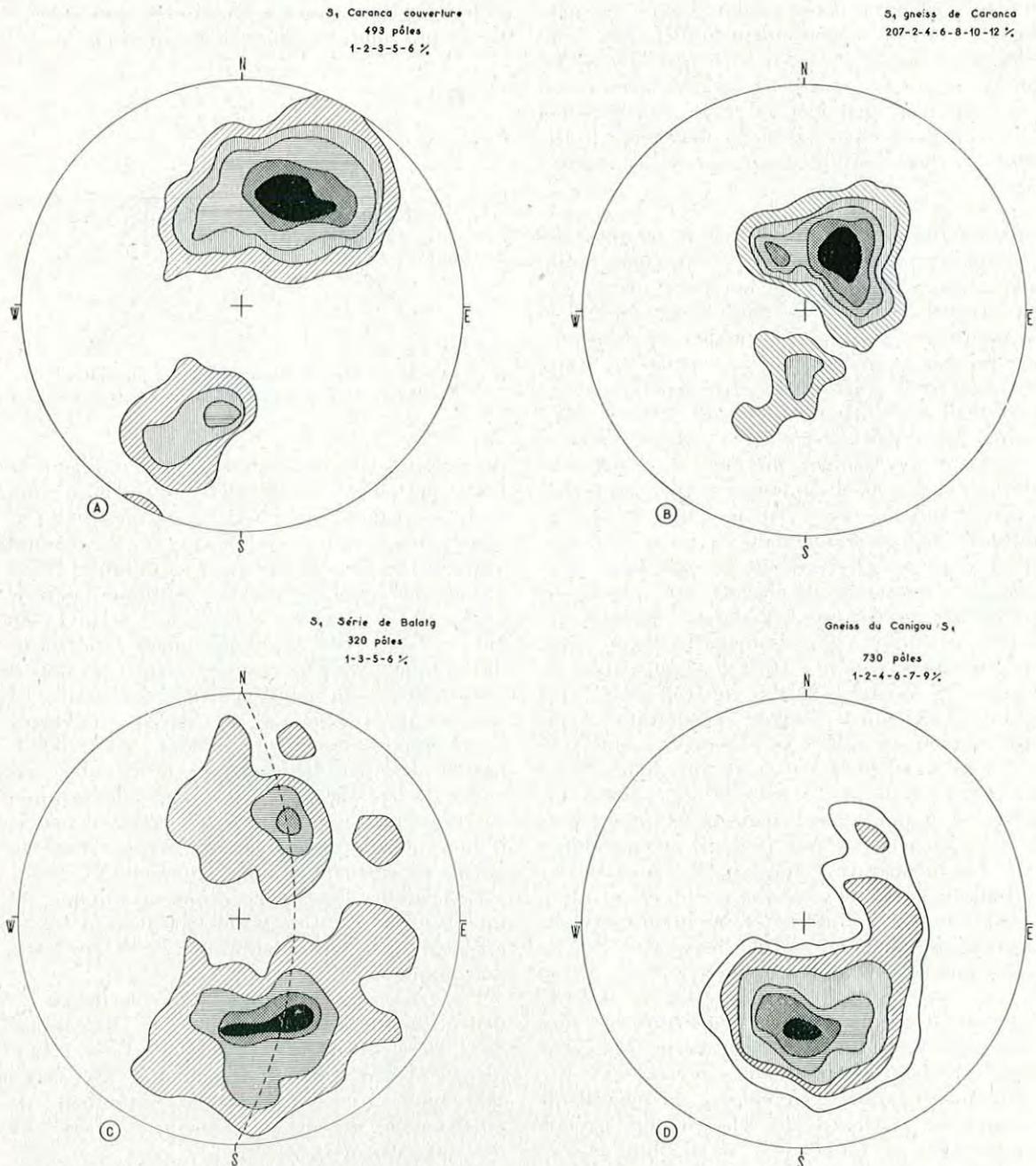


FIG. 12. — Diagrammes strurollogiques des plans de schistosité (s_1) dans le massif de Canigou-Carança.

veloppe est progressif. Dans l'ensemble la couverture se moule bien sur la structure des gneiss et l'absence d'une forte dysharmonie entre ces deux unités, comme cela est le cas dans la zone axiale des Pyrénées centrales, mérite d'être soulignée.

Dans le massif de l'Agly il est plus difficile de définir les directions de la tectonique en grand. Dans sa partie orientale les gneiss forment une structure en dôme avec prédominance des pendages est et sud, généralement faibles, 25°. L'enveloppe se moule sur cette structure. D'une façon générale, les massifs nord pyrénéens sont beaucoup trop morcelés et leurs affleurements sont trop exigus pour pouvoir définir avec certitude les directions dominantes de la mégastructure.

b) *Relations entre la tectonique en grand et les mouvements précoces.* Si nous examinons maintenant les relations entre les directions l_1 des plis précoces et les directions d'ensemble de la tectonique en grand telle qu'elles apparaissent sur des cartes géologiques à échelle suffisante (cf. carte de la zone axiale entre la Cerdagne et le Roussillon [Fontboté et Guitard, 1958, p. 884]) ces directions sont complètement indépendantes.

On peut en déduire un peu sommairement qu'il n'existe pas d'homologie entre grande et petite tectonique. Ce serait un point de vue insuffisant. Indépendants dans l'espace, la mégastructure et les plis précoces le sont aussi dans le temps. La grande tectonique s'est exercée sur des roches antérieurement plissées puisque les plans s_1 sont repris dans la mégastructure : dans une structure comme celle de l'anticlinal du Canigou (cf. Guitard [1958 b, fig. 4, p. 827]) il est difficile d'expliquer l'origine mécanique de la schistosité si on admet la formation simultanée des plans s_1 et de la structure anticlinale. Mais une preuve de la postériorité de la grande tectonique est donnée par la considération du sens de déversement des plis précoces asymétriques dans l'anticlinal du Canigou. Les micaschistes de Balatg, pratiquement épargnés par les mouvements tardifs, montrent de très nombreux plis asymétriques dans les lentilles de quartz. Sur les flancs nord et sud de la structure anticlinale, on observe la disposition figurée ci-dessous (fig. 13). Une telle disposition, où la schistosité est toujours plan axial des plis, n'est concevable qu'en admettant l'antériorité des plis précoces.

Cependant, dans l'enveloppe du massif de Carança, on rencontre des plis couchés asymétriques avec s_1 comme plan axial, dont le sens de déversement sur les flancs nord et sud de l'anticlinal est celui de plis accompagnant la forma-

tion d'une structure en dôme. Ces plis, ont généralement des directions WNW-ESE. On peut penser à d'anciens plis précoces réorientés lors de la formation du bombement anticlinal, ou plus vraisemblablement à des plis tardifs dont le plan axial coïncide avec s_1 (cf. ci-dessus).

Une tectonique en grand a-t-elle accompagné les mouvements précoces ? L'étude de la tectonique de détail montre une diminution générale de l'amplitude des plissements précoces avec la

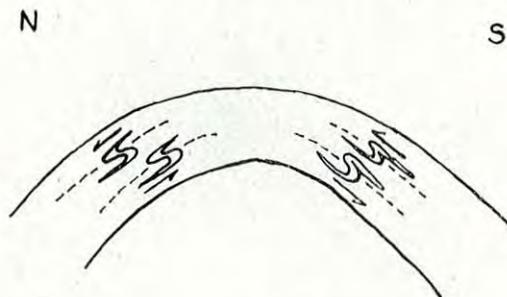


FIG. 13. — Sens de déversement des plis précoces dans les micaschistes de Balatg (Canigou).

profondeur en même temps que s'affirme un style nettement tangentiel. Néanmoins, dans d'autres régions, ces mouvements peuvent s'accompagner de plis à grande échelle (par exemple voir Sutton et collaborateurs [Clifford... 1957] ; grands plis couchés de style « pennique » dans les gneiss de la catazone norvégienne selon P. Michot [1958]). Dans le cas des gneiss stratiformes du Canigou, compris entre un toit et un mur de micaschistes, on peut également penser à de grands plis couchés, à des nappes profondes. Cette hypothèse doit cependant être rejetée : l'étude détaillée des diverses variétés de gneiss ceillés ou leptynitiques, ainsi que celle des intercalations non gneissiques, montrent l'existence d'une polarité lithologique, les critères étant différents au mur et au toit de la formation.

Cependant, l'existence d'une tectonique primorogénique d'assez grande ampleur n'est pas exclue dans la zone superficielle de la série métamorphique.

C'est ainsi que nous avons pu mettre en évidence la structure synclinale du Paléozoïque dans la région de Prats de Mollo. Ce synclinal, dirigé NE-SW plonge faiblement de 25° vers le Sud-Ouest et les linéations l_1 s'ordonnent statistiquement suivant cette direction qui est celle des mouvements précoces.

De même, on observe dans les calcaires dévonien du synclinal de Villefranche de grands

plis couchés dont les directions sont celles des plis précoces et non celles de la structure d'ensemble du synclinal. Leur disposition (fig. 14) évoque les structures d'écoulement par gravité qui ont été signalées en divers endroits du Dévonien des Pyrénées (voir H. J. Zwart [1954], Kleinsmeide [1960]).

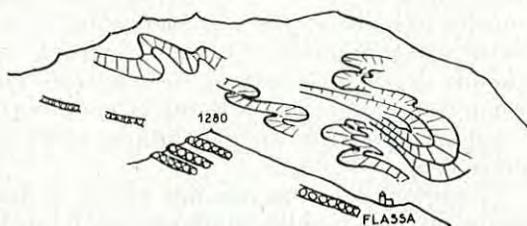


FIG. 14. — Plis précoces dans les calcaires dévoniens du synclinal de Villefranche.

c) *Relations entre les plissements tardifs et la mégatectonique.* Rappelons l'orientation de la structure en grand dans le massif du Canigou et de la Carança : elle varie entre E-W (N 90° E) et WNW-ESE (N 115° E). Or, ce sont aussi les directions de la majeure partie des plissements tardifs. Il y a donc homologie entre les directions tectoniques majeures et les phases tardives de plissement. En plus, les petits plis tardifs asymétriques ont un sens de déversement et des plans axiaux redressés en accord avec l'édification de bombements anticlinaux à grande échelle. Bon nombre de plis qui accidentent certains niveaux calcaréo-dolomitiques dans la série de Canaveilles ont des directions qui coïncident avec celles des plissements tardifs. Il semble donc que, dans cette région, la tectonique en grand, édifiée tardivement, soit à peu près contemporaine de la phase de plissements tardifs.

d) *Le problème des fronts de schistosité.* Diverses considérations ont amené P. Fourmarier [1953 par ex.] à distinguer dans les séries plissées à métamorphisme croissant avec la profondeur plusieurs zones tectoniques : zone supérieure sans schistosité, zone à schistosité de fracture limitée en haut par un front supérieur de schistosité, généralement situé à 5-6 000 m 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 à microplissement, enfin zone à foliation dans les gneiss.

L'étude des séries anciennes des Pyrénées, fort complètes et bien entamées par l'érosion, est d'un grand intérêt pour préciser ces notions.

— La schistosité *i. e.* le clivage schisteux apparaît déjà dans les schistes du Culm. Elle est moins développée dans le Dévonien étant donné le caractère essentiellement calcaire de cet étage. La schistosité prend donc naissance sous une très faible charge et il n'existe pratiquement pas de « front supérieur » de schistosité. Cette anomalie ne peut être expliquée par la position élevée d'un prétendu « front de migmatitisation », puisque ce front n'existe pas dans le cas du Canigou (les migmatites n'apparaissent qu'en profondeur). De plus, la migmatitisation ne se produit qu'après la phase tectonique responsable de l'apparition du clivage schisteux. C'est à une constatation analogue que parviennent nos confrères hollandais dans les Pyrénées centrales [Zandvliet, 1960]. Dans d'autres séries anciennes, comme la Thuringe [von Gaertner, 1953], la schistosité se suit sans interruption du Culm à l'Ordovicien : l'exemple des Pyrénées n'est pas isolé.

Dans le massif du Canigou, il n'existe pas non plus de front inférieur de schistosité dans l'épizone. La discordance de la schistosité et de la stratification s'observe encore en pleine mésozone dans les micaschistes de Balatg et les gneiss ceillés. Dans les gneiss catazonaux du massif de l'Agly, la schistosité est souvent de type mixte.

— La zone à microplissement très développée dans l'épizone et la mésozone du massif du Canigou fait souvent défaut dans la couverture paléozoïque du massif de l'Agly. Rappelons que son développement éventuel est lié à un événement tectonique indépendant de celui qui a provoqué la formation de la schistosité.

— L'emploi du terme foliation n'est pas nécessaire dans les zones profondes de la série métamorphique : ou la foliation est une surface de recristallisation mimétique de la stratification, elle s'identifie alors au litage, ou c'est une surface de recristallisation mécanique donc une schistosité. Litage et schistosité peuvent être accentués par des phénomènes de « différenciation métamorphique ».

Relations chronologiques entre les phases de plissement et les événements pétrologiques majeurs.

Au début de cet article nous avons rappelé comment, dans les vieux terrains des Pyrénées, on peut distinguer deux épisodes pétrogénétiques successifs : le métamorphisme général qui a produit la majeure partie des gneiss à linéation, les micaschistes, etc. et la granitisation régionale ou ultramétamorphisme responsable de la formation des gneiss type migmatite et des massifs granitiques. Or, par une méthode entièrement différente, l'analyse tectonique, on aboutit à des conclusions assez voisines. En plus, on peut apporter des précisions. Le mépris de la tectonique de détail dans l'étude des terrains profonds, qu'affichent avec obstination une grande partie des pétrographes de chez nous, est donc une attitude injustifiée.

La chronologie du métamorphisme et de la granitisation par l'étude des phases de plissements et des linéations se déduit d'observations sur le terrain mais aussi de l'étude microtectonique des roches [Demay, 1942] qui cherche à établir des correspondances entre la cristallisation des minéraux et les traces de mouvements visibles au microscope. Ceci suppose naturellement la connaissance préalable de la tectonique de détail et la constatation d'une bonne homologie entre les observations sur le terrain et au microscope. Nous donnerons ici quelques résultats essentiels et nous renvoyons le lecteur, pour les détails et en particulier pour les microphotographies, à notre thèse à paraître.

1. PLISSEMENTS PRÉCOCES ET MÉTAMORPHISME GÉNÉRAL.

a) *L'antériorité de la recristallisation métamorphique sur les plissements précoces est certaine.* Les faits suivants le prouvent :

— de nombreuses lames minces taillées au travers de l'intersection clivage schisteux — stratification dans les schistes de l'épizone montrent qu'une recristallisation des lamelles de mica ou de chlorite s'est produite avant la formation du clivage schisteux. On distingue parfaitement les néophyllites déformées par le clivage et les microplis parasites de celles qui poussent guidées par le clivage.

— en descendant dans la série métamorphique, la recristallisation suivant les plans s_1 devient de plus en plus marquée dans les micaschistes et tend à effacer les épisodes précédents. Néan-

moins, on trouve dans les andalousites et les cordiérites alignées suivant l_1 des files d'inclusions d'ilménite ou de graphite dessinant des sinuosités irrégulières par *recristallisation mimétique de microslumping*. Il faut se garder de les confondre avec la persistance de microplis tardifs dans certains porphyroblastes (cf. ci-dessous). Il y a donc eu recristallisation statique avant les mouvements précoces ;

— rappelons la fréquence des veines et lentilles de quartz d'exsudation plissées par les mouvements précoces dans les schistes et les mica-schistes. Leur formation, étroitement liée à la recristallisation métamorphique, précède le plissement, probablement de peu, sinon elles seraient disposées suivant les plans s_1 mais ne seraient pas plissées.

Dans les Alpes de la Vanoise, F. Ellenberger [1959] a bien mis en évidence l'antériorité de la recristallisation métamorphique (phyllitisation) sur le plissement.

b) *Les mouvements précoces coïncident avec une intense recristallisation métamorphique.* Il suffit de se rappeler la liaison directe entre le développement du clivage schisteux et de la schistosité et les plissements précoces. Cela suffit à prouver le synchronisme entre ces mouvements et le métamorphisme général. La modification du style tectonique au fur et à mesure qu'augmente le métamorphisme parle dans le même sens.

De façon générale, les déformations précoces sont paracristallines. Ainsi, dans les micaschistes mésozonaux, la muscovite et la biotite recristallisent suivant les plans s_1 fonctionnant comme plans de recristallisation actifs. Dans les mica-schistes quartziteux, les petites lamelles de mica, moulant les grains de quartz, sont souvent allongées suivant l_1 , ce qui prouve l'influence directe des contraintes sur la recristallisation. Dans ces mêmes micaschistes, les porphyroblastes de silicates alumineux se comportent souvent comme des corps passifs, couchés dans la schistosité et moulés par les lamelles micacées. Parfois ils ont englobé la schistosité durant leur croissance et ont roté d'un angle variable autour de l_1 avec ou sans inclusions sigmoïdes, suivant que la rotation s'est produite après ou en cours de croissance. De telles rotations, rappelons-le, ne signifient pas forcément glissement suivant s_1 , mais

peuvent être interprétées par aplatissement perpendiculairement à s_1 [Gonzalez-Bonorino, 1958]. Outre les andalousites systématiquement allongées suivant l_1 , d'autres ont une disposition quelconque dans le plan de schistosité, ce qui indique une croissance postcinématique. C'est le cas en particulier des micaschistes de Balatg, épargnés par les plissements tardifs. Ainsi le caractère statique de la recristallisation finit par être prépondérant en profondeur où l'activité cristallogénique persiste après les mouvements précoces, comme nous le verrons. L'importance de ces recristallisations postcinématiques paraît souligner l'influence des périodes de relaxation des contraintes pour la cristallisation des minéraux. Enfin, dans les zones de micaschistes affectées par les plissements tardifs, on voit souvent des porphyroblastes engagés passivement dans ces mouvements.

Quant à la disposition couchée, suivant la schistosité, des yeux feldspathiques des gneiss et souvent leur alignement suivant l_1 , ce sont là des faits prouvant l'influence prépondérante des déformations précoces dans l'acquisition de la structure gneissique.

c) *Migmatites en relation avec les mouvements précoces.* Dans le massif de l'Agly, les migmatites, en de nombreux endroits, se sont formées pendant ou immédiatement après les mouvements précoces. En effet, dans ces roches, les parties granitisées épousent fidèlement les plis précoces montrant parfois une faible tendance à la résorption des plis. Toutefois cette éventualité paraît être spéciale à la zone nord-pyrénéenne.

2. PLISSEMENTS TARDIFS, MÉTAMORPHISME ET GRANITISATION. — Dans la partie supérieure de la série métamorphique, les plissements tardifs s'accompagnent essentiellement de dynamométamorphisme : ils ne provoquent pas beaucoup de recristallisation ni de rétro-morphose importante. Ces plissements surviennent dans des terrains qui ont cessé d'être actifs du point de vue du métamorphisme.

Cependant dans les zones plus profondes les plissements tardifs s'accompagnent de recristallisation importante.

a) *Dans certaines parties non granitisées et non migmatisées* de la mésozone, la biotite, la chlorite poussent souvent dans le clivage de fracture ; la cordiérite, l'andalousite peuvent croître en englobant des microplis tardifs typiques. Dans ces roches on doit penser à une continuation de la cristallogénèse dans un milieu non

refroidi et encore susceptible de recristalliser quand interviennent les mouvements tardifs. Zwart [1960] a également montré l'importance de ce phénomène dans les Pyrénées centrales. Soulignons qu'il peut être entièrement indépendant dans l'espace des phénomènes de granitisation et de migmatisation. C'est ainsi que de telles recristallisations tardives existent dans les micaschistes du versant sud du massif de Carança dépourvus de granites ou de migmatites.

b) *Dans les zones granitisées et migmatisées.* Dans la zone axiale (Canigou, Albères), les phénomènes de migmatisation et de granitisation sont en général séparés dans le temps du métamorphisme général. En effet, les plissements précoces qui jouent un grand rôle lors du métamorphisme ne s'accompagnent jamais de migmatisation. L'indépendance entre les deux phénomènes est prouvée par :

— l'indépendance des directions de plissements précoces et de plissements synmigmatitiques,

— le caractère relique des plissements précoces quand ils sont préservés dans les migmatites.

On peut penser par contre qu'il existe une relation chronologique entre les phénomènes de granitisation et d'ultramétamorphisme et les mouvements tardifs. En effet, ces phénomènes s'accompagnent de mouvements plissant la schistosité, souvent localisés au voisinage des massifs de granite ou de migmatite. Dans le Canigou les plissements des migmatites, lorsqu'ils sont d'origine tectonique, présentent une analogie certaine de style avec les plis tardifs aux divers étages de la série métamorphique. En outre, les directions des plis ont assez voisines de celles des plissements tardifs. Le fait que des veines granitiques soulignent les plans axiaux de ces plis, et matérialisent ainsi un clivage de fracture grossier, prouve le synchronisme entre la migmatisation et les plissements.

Cependant, si la migmatisation débute avec les plissements tardifs, cette coïncidence n'est que temporaire. Migmatisation et granitisation se poursuivent après qu'ont cessé les mouvements tardifs. Dans le Canigou, la majorité des granites et des migmatites sont franchement post-tectoniques. La recristallisation étant essentiellement isotrope et mimétique, elle tend à homogénéiser et à effacer toutes les structures antérieures y compris les plis tardifs. En divers points (région de Py) les veines granitiques discordantes se sont mises en place dans des micaschistes où l'on ne trouve trace que des seuls mouvements

précoces. Il en est de même en plusieurs endroits du granite de Mont-Louis.

Dans certaines régions, comme le massif de l'Albère une bonne partie des migmatites est syntectonique ou tarditectonique relativement aux mouvements tardifs et les zones discordantes de recristallisation statique, bien que partout présente, sont d'ordinaire à petite échelle.

3. LES PHASES DE PLISSEMENT ET LA DATATION DES PHÉNOMÈNES DE MÉTAMORPHISME ET DE GRANITISATION.

a) *Zone axiale.* Le développement du clivage schisteux au cours des mouvements précoces à la fois dans les terrains anté- et postgothlandiens permet d'affirmer l'âge hercynien du métamorphisme général dans la zone axiale. Ceci est particulièrement net dans le synclinal de Villefranche où le passage du Caradoc au Dévonien se fait par un faciès « gothlando-dévonien » [Cavet, 1957] très calcareux, ne jouant nullement le rôle de « couche-savon » susceptible de modifier le style tectonique, comme cela est fréquent en d'autres endroits des Pyrénées où le Gothlandien est surtout représenté par des « schistes ampé-liteux ». Comme les phénomènes d'ultramétamorphisme et de granitisation sont toujours postérieurs aux mouvements précoces, ils sont évidemment liés à l'orogénèse hercynienne. P. Hupé [1947] a donné d'autres arguments.

b) *Zone nord-pyrénéenne.* Dans la zone nord-pyrénéenne, l'existence de gneiss catazonaux à faciès « granulite » peut laisser croire à la présence d'un ancien bâti précambrien repris dans l'orogénèse hercynienne. Mais il ne semble pas que ce soit le cas. Ainsi dans l'Agly :

— l'étude microtectonique montre le caractère paracrystallin de la déformation provoquée par les mouvements précoces dans les gneiss, celle-ci tendant à se poursuivre après la formation des principaux minéraux constituants. On ne peut donc pas dissocier ces mouvements et le métamorphisme général de haut degré.

— comme ces déformations sont les plus anciennes traces de mouvements tectoniques décelables dans la série métamorphique et qu'elles se retrouvent avec même style et même directions axiales à tous les niveaux de la série, Ordovicien compris, force est de reconnaître l'âge paléozoïque du métamorphisme général dans ce massif. L'argument tectonique s'ajoute à ceux déjà avancés à l'appui de cette thèse [Guitard et Raguin, 1958]. L'âge hercynien des mouvements précoces dans l'Agly est très probable. L'étude des plis et des linéations dans le Caradoc, représenté sur la feuille de Perpignan et dans le Dévonien, devrait permettre de transformer cette probabilité en certitude.

L'auteur remercie MM. R. Byranjee et H. J. Zwart, ainsi que M. P. Hupé, dont les discussions sur le terrain lui ont été utiles pour comprendre les problèmes de tectonique dans le Canigou.

Bibliographie.

- BELLIÈRE J. (1957-1958). — Contribution à l'étude pétro-génétique des schistes cristallins du massif des Aiguilles Rouges (Haute-Savoie). *Ann. Soc. géol. Belgique*, t. LXXXI, p. M 1-M 198, 1 pl.
- CAVET P. (1957). — Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre. *Bull. Serv. Carte géol. France*, t. LV, n° 254.
- CLIFFORD F., FLEURY M. J., RAMSAY J. G., SUTTON J. et WATSON J. (1957). — The development of lineations in complex fold systems. *Geol. Mag.*, vol. XCIV, p. 1-23.
- DEMAY A. (1942). — Microtectonique et tectonique profonde. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*.
- DIETRICH R. V. (1959). — Development of ptygmatic features within a passive host during partial anatexis. *Beitr. Min. u. Petr.*, Bd 6, p. 357-366.
- ELLENBERGER F. (1959). — Étude géologique du pays de Vanoise. *Mém. Expl. Carte géol. dét. France*.
- FONTBOTÉ J. M. et GUITARD G. (1958). — Aperçus sur la tectonique cassante de la zone axiale des Pyrénées orientales entre les bassins de Cerdagne et de l'Ampurdan-Roussillon. *B. S. G. F.*, (6), VIII, p. 884-890.
- FOURMARIER P. (1953). — Schistosité et phénomènes connexes dans les séries plissées. *C. R. 19^e Congr. géol. intern Alger*, 1952, sect. III, fasc III, p. 117.
- GAERTNER H. R. VON (1953). — Grossräumige Deformation durch Schieferung. *Ibid.*, sect. III, fasc. III, p. 213.
- GOGUEL J. (1945). — Sur l'origine mécanique de la schistosité. *B. S. G. F.*, (5), XV, p. 509-522.
- (1950). — Traité de tectonique. Masson et C^{ie}, Paris.
- GONZALEZ-BONORINO F. (1958). — El origen mecanico de la esquistosidad. *Fac. Cienc. Esc. nat. Univ. Buenos-Ayres*, t. II, 2, p. 29-94.
- GUITARD G. (1955). — Sur l'évolution des gneiss des Pyrénées. *B. S. G. F.*, (6), V, p. 441-469.
- (1958 a). — Gneiss acides d'origine rhyolitique dans le massif du Canigou (Pyrénées-Orientales) *C. R. somm. S. G. F.*, p. 23-26.

- (1958 b). — Aperçus et réflexions sur les schistes cristallins et les granites de la zone axiale pyrénéenne entre l'Ariège et la Méditerranée. *B. S. G. F.*, (6), VIII, p. 825-852.
- (1960). — Sur la présence et l'âge d'un granite à hypersthène d'affinité charnockitique dans le massif de l'Agly (Pyrénées-Orientales). *C. R. Ac. Sc.*, t. 251, p. 2554-2555.
- GUIARD G. et RAGUIN E. (1958). — Sur la présence de gneiss à grenat et hypersthène dans le massif de l'Agly (Pyrénées-Orientales). *Ibid.*, t. 247, p. 2385-2388.
- HUPÉ P. (1947). — Sur l'âge des migmatites dans les Pyrénées. *C. R. somm. S. G. F.*, p. 85-86.
- KARL F. (1954). — Der derzeitige Stand bachsialer Gefügeanalysen in den Ostalpen. *Jahrb. geol. Bundesanst.*, Bd XCVII, p. 113-152.
- KLEINSMIDE W. F. J. (1960). — Geology of the Valle de Aran (Central Pyrénées). *Leidse geol. Med.*, D. 25, p. 129-246.
- MICHOT P. (1958). — Structures tectoniques dans la catézone norvégienne. *Bull. Ac. r. Belgique*, 5^e sér., t. 2, p. 209.
- PERRIN R. et ROUBAULT M. (1955). — Granites à enclaves dites déplacées et naissance *in situ* de schistosités discordantes ou contournées. In Les échanges de matières au cours de la genèse des roches grenues acides et basique, 48^e Coll. intern. C. N. R. S. Sciences Terre, Nancy, n^o h. sér., p. 105-115.
- RAGUIN E. (1938). — Contribution à l'étude des gneiss des Pyrénées. *B. S. G. F.*, (5), VIII, p. 11-35.
- RAMSAY J. G. (1960). — The deformation of early linear structures in areas of repeated folding. *Journ. Geol.*, vol. 68, p. 75.
- SITTER L. U. DE (1956). — Structural geology. London, MacGraw Hill.
- (1958). — Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. *Geol. Mijnb.*, D. 20, p. 277-286.
- SUTTON J. et WATSON J. (1959). — Structures in the Caledonides between loch Duich and Grenely, NW Highlands. *Quart. Journ. geol. Soc. London*, vol. CXIV, p. 231-257.
- ZANDVLIET (1960). — The geology of the Upper Salat and Pallaresa Valleys, Central Pyrénées. *Leidse geol. Meded.*, D. 25, p. 1-127.
- ZWART H. J. (1953). — La géologie du massif de Saint-Barthélemy, Pyrénées ariégeoises. *Ibid.*, D. 18, p. 1-228.
- (1960). — Relations between folding and metamorphism in the Central Pyrénées and their chronological succession. *Geol. Mijnb.*, D. 22, p. 163-180.

Observations.

M. F. ELLENBERGER félicite M. Guitard pour sa très importante communication appelée à faire date dans l'évolution des idées sur le métamorphisme hercynien en France ; il est remarquable que dans les Pyrénées, comme dans les Alpes, le clivage schisteux et la linéation datent de la phase principale de métamorphisme général. M. F. Ellenberger demande si, dans ces conditions, le fait que les surfaces d'isométamorphisme s'ordonnent souvent parallèlement aux étages du Primaire ne se relie pas en réalité à l'influence du socle anté-paléozoïque en état de palingénèse.

M. GUITARD précise que parmi les surfaces « métamorphiques » il faut bien distinguer deux choses :

1) les surfaces d'isométamorphiques *i. e.* les isogrades qui n'ont pas de rapports précis avec les étages du Primaire dans le Canigou et ailleurs ;

2) certaines surfaces métamorphiques, comme celles qui limitent les massifs de gneiss œillés stratiformes, correspondent à d'anciennes surfaces stratigraphiques, à la tectonique près. Ces gneiss ont été formés par la recristallisation de sédiments ayant une composition appropriée.