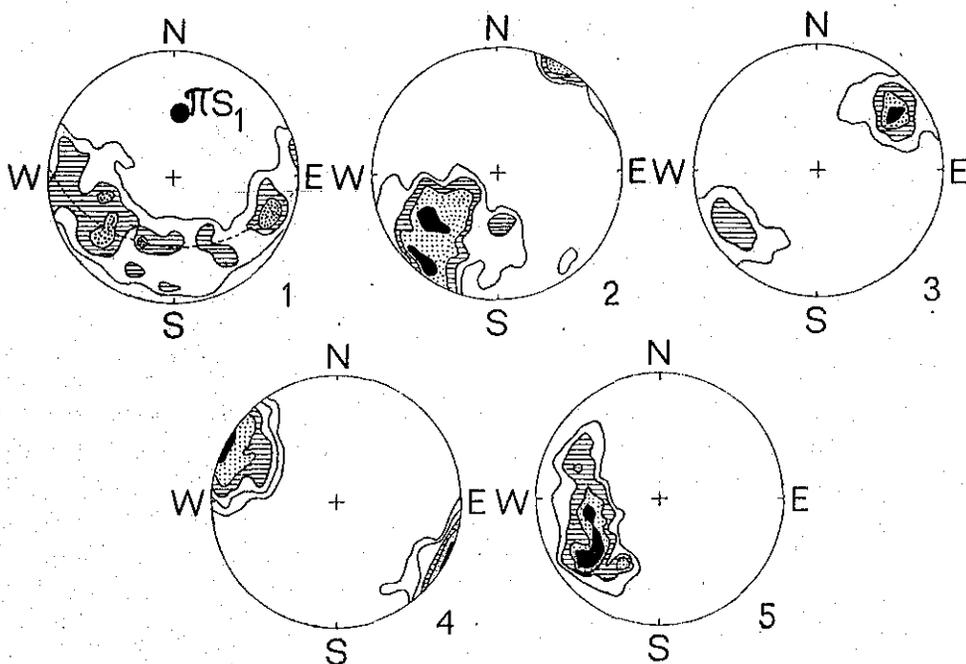


TECTONIQUE. — *Phases de plissement dans les terrains métamorphiques de la zone axiale pyrénéenne du Canigou, durant l'orogénèse hercynienne.*  
Note (\*) de M. GÉRARD GUITARD, présentée par M. Jean Orcel.

Pendant l'orogénèse hercynienne, les terrains paléozoïques et précambriens des Pyrénées ont été déformés avec interférence de plusieurs phases de plissement [(<sup>1</sup>), (<sup>2</sup>)]. Dans les massifs du Canigou et de la Carança nous avons décrit cette « tectonique superposée » dans plusieurs publications, ainsi que dans un Mémoire en cours d'impression (\*); cette Note donne 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 (<sup>3</sup>) était constitué par un massif de granite porphyroïde à structure « rapakivi » (<sup>4</sup>). 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 (<sup>5</sup>). Le métamorphisme et l'orogénèse hercynienne ont transformé la couverture en micaschistes et marbres, le socle granitique en orthogneiss coëllés (gneiss G<sub>2</sub> et G<sub>3</sub>), les produits de remaniement et les porphyres, en gneiss très feldspathiques et en leptynites (gneiss G<sub>1</sub> *pro parte*). Du point de vue tectonique, on a pu reconnaître 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 (<sup>6</sup>), effet très apparent sur les diagrammes structurologiques (fig. 1), 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 (<sup>6</sup>). 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 G<sub>1</sub> (<sup>6</sup>). Nous n'avons pas observé de plis « antéschisteux » dans les gneiss G<sub>2</sub>. 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, 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 « SYNCHISTEUX » OU PAROXYSMES OROGÉNIQUES. — 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 gneissifié, formant le noyau anticlinal de la *nappe des gneiss du Canigou* [(<sup>a</sup>), (<sup>b</sup>)], qui se présente comme un grand pli couché complexe, paraissant déversé vers le Sud-Est. A petite échelle, il se forme des plis « synschisteux » aussi bien dans le Paléozoïque que dans les gneiss du



Les diagrammes donnent l'orientation des axes de plis et des linéations synchrones (projection de l'hémisphère supérieur). 1 : 228 pôles de directions synschisteuses (contours 1, 2 et 3 %), schistes ordoviciens épizonaux du synclinal de Villefranche; 2 : 163 pôles de directions synschisteuses (contours 1, 2, 3 et 5 %) micaschistes mésozonaux cambro-ordoviciens du synclinal de Villefranche; 3 : 777 pôles de linéations synschisteuses (contours 2, 4, 6 et 8 %), gneiss œillés du Canigou; 4 : 554 pôles de directions post-schisteuses (contours 2, 3, 4, 6 et 10 %) micaschistes cambro-ordoviciens du synclinal de Villefranche; 5 : 128 directions post-schisteuses (contours 2, 3, 4 et 5 %) micaschistes cambro-ordoviciens du versant oriental du Canigou.

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<sub>1</sub> 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 (<sup>1</sup>). 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 » [(<sup>1</sup>), (<sup>2</sup>)]. 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. 2 et 3) dans les gneiss et dans les micaschistes mésozonaux. Ces directions sont beaucoup plus constantes dans ces terrains que dans le Paléozoïque peu métamorphique (fig. 1), ce que nous avons interprété par l'influence de l'intensité de la déformation (<sup>3</sup>), 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. 1). 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 (<sup>4</sup>). 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 « POSTSCHISTEUX ». — 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 (<sup>1</sup>). 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 « postschisteux » 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 postschisteux ont surtout une direction N 120° à 90° E (fig. 4). Une autre direction N 50° E, moins importante, interfère avec la première (fig. 5).

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 postschisteux 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 « postschisteux » 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 tardi-hercynien.

(\*) Séance du 23 octobre 1967.

(1) G. GUITARD, *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, 1960, p. 862-887.

(2) H. J. ZWART, *Geol. Mijnb*, D. 22, 1960, p. 163-180.

(3) G. GUITARD, *Thèse*, Paris, 1965 (à paraître in *Mémoire expl. Carte géol. de la France*).

(4) G. GUITARD, *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 4, 1963, p. 104.

(5) G. GUITARD, *Comptes rendus*, 258, 1964, p. 4597.

(6) G. GUITARD, *C. R. somm. Soc. géol. Fr.*, 10, 1962, p. 297.

(7) L. H. DE SITTER, *Structural geology*, 2<sup>e</sup> éd., 1964.

(8) D. FLINN, *Quart. J. Geol. Soc.*, London, 128, 1962, p. 385-433.

(9) J. GOGUEL, *Traité de Tectonique*, 2<sup>e</sup> éd., 1965.

(Laboratoire de Géologie, École Normale Supérieure,  
24, Rue Lhomond, Paris, 5<sup>e</sup>.)