

SUR LE MÉCANISME DE LA SCHISTOSITÉ

A. AUTRAN (*), M. FONTEILLES (**),
J. GOGUEL (**) et G. GUITARD (***)

ABSTRACT

Previous theories on the mechanism of schistosity are recorded. The present authors emphasize the importance of primary strain-slip cleavage directly produced from sedimentary structures in the low-grade schists (epizone) of many "flyschoïd" series exhibiting axial plane or fan-like cleavage. They describe schistosités on a microscopic scale—non penetrative schistosity associated with microlithons—as well as the mode by which they grade into the slaty-cleavage defined as a penetrative schistosity. A local mechanism is proposed for the origin of this strain-slip cleavage. Cleavage planes are derived from aligned microfolds (crenulations) by shearing of their limbs. The crenulations developed by deformation of the initial anisotropy planes. The limbs act as planes of weakness. The shearing strength is very low along the schistosity planes as compared with its value in the microlithons. Tangential stress along these planes is very low at one time and causes the gliding to be produced. The principal maximum stress is then quasi perpendicular to the schistosity plane which is the shear plane. On the other hand the mechanism of slaty-cleavage is discussed and it is shown that in this case the strain is also heterogeneous. The interpretation is discussed in relation with the problem of rotated garnets. Correlation between the development of axial plane schistosity and the similar folding of incompetent beds permits to discuss the origin of the shearing component along the cleavage planes. The folding of the competent beds in the "flyschoïd" series partly following a concentric folding model is believed to be the driving mechanism of the shearing and also its brake. Relations between the various local mechanisms of schistosity are examined.

In a second part the evolution of schistosity with increasing metamorphic grade is reviewed, especially the cases of the schistosity in granulitic facies rocks and granitic orthogneisses. The significance of schistosity fronts and of the basement nappes with respect to schistosity is considered.

Première partie

LA SCHISTOSITÉ DANS LES SCHISTES ÉPIZONAUX

I. Introduction et historique sommaire

Le milieu le plus remarquable pour l'étude de la schistosité nous est fourni par les schistes plissés de l'épizone. La schistosité se présente comme un plan

(*) Service géologique national, B.R.G.M., 45 Orléans.

(**) Ecole Nationale Supérieure des Mines, 60, boulevard Saint-Michel, 75006 Paris.

(***) Département de Géologie structurale, Université de Paris-VI, 4, place Jussieu, 75005 Paris.

de clivage facile, souvent parallèle au plan axial des plis macroscopiques. Elle est dite dans ce cas « *schistosité de plan axial* ». Quand il existe des différences de compétence entre les bancs, qui ne sont pas nécessairement très importantes, on constate que la schistosité dans les bancs schisteux incompetents présente une disposition convergente vers l'extérieur du pli, alors que dans les bancs compétents, elle converge vers l'intérieur. C'est la disposition de la *schistosité dite « en éventail »*. La schistosité, dans ce cas, n'a l'orientation du plan axial que dans la zone des charnières, ce dernier correspondant au plan de symétrie pour les plis symétriques. Partout ailleurs, elle n'a cette direction qu'approximativement ou en moyenne. Dans le banc incompetent, cette disposition en éventail prouve, comme nous le verrons, que la schistosité n'est pas de formation tardive par rapport au pli. On observe aussi dans les flancs des bancs compétents le phénomène de la *réfraction de la schistosité*. Cette schistosité réfractée est en harmonie avec l'éventail des schistosités du même banc compétent dans la zone de la charnière et elle ne coïncide pas avec la direction du plan axial du pli.

On a décrit dans les ardoises⁽¹⁾ (cf. ci-dessous), des objets antéorogéniques (par exemple certains fossiles) englobés dans la matrice schisteuse, aplatis approximativement suivant un plan coïncidant avec la schistosité.

Cette observation et celle de la coïncidence avec le plan axial sont à la base de l'interprétation classique de la *schistosité ardoisière comme plan normal à la direction d'aplatissement fini*⁽²⁾ maximal (Sorby, 1856 ; Sharpe, 1847 ; Jannetaz, 1884). Dans le cas où la schistosité est en éventail, les études de Cloos (1947), par exemple, sur les oolithes déformées, ont montré que la même loi s'appliquait localement.

Selon Harker (1885), la *schistosité se développe perpendiculairement à la contrainte principale maximale* σ_1 . Cette opinion est aussi défendue par Goguel (1945) mais seulement si la roche est au départ mécaniquement isotrope⁽³⁾ ; les tenseurs de contrainte et de déformation sont alors coaxiaux et de même les ellipsoïdes qui les représentent. Remarquons que, dans ce cas, cet énoncé n'est équivalent au précédent que si les ellipsoïdes des contraintes n'ont pas tourné par rapport à leur orientation initiale repérée dans le solide. En d'autres termes, la schistosité étant créée perpendiculairement à σ_1 , elle reste constamment perpendiculaire à cette contrainte au cours de la déformation finie et coïncide alors avec le plan d'extension maximale. Mais il n'est pas du tout évident que, dans le cas général, les roches se comportent au départ, même approximativement, comme un matériau isotrope, ni que l'orientation des contraintes par rapport au matériau en cours de déformation ne varie pas lors du processus. Ainsi, pour le cas habituel d'une roche mécaniquement anisotrope où les tenseurs de contrainte et de déformation ne sont pas nécessairement coaxiaux, nous ne savons pas, *a priori*, si la schistosité est perpendiculaire à la contrainte principale maximale, ou dans le plan d'extension maximale, ou occupe n'importe quelle autre position intermédiaire.

(1) Les ardoises sont souvent considérées comme le cas idéal d'une roche initialement homogène et isotrope.

(2) Nous employons les termes infinitésimal et fini par rapport au temps. Par rapport à l'espace, une déformation d'un élément de matière infiniment petit sera dite locale ou élémentaire par opposition à la déformation globale ou d'ensemble.

(3) *Traité de tectonique*, 2^e édit., 1965, p. 50.

L'existence d'une schistosité qui n'est pas de plan axial, en particulier dans les bancs compétents où le phénomène est systématique, pourrait apparaître, à première vue, comme étant en contradiction avec l'hypothèse de la schistosité « normale ». En fait, Goguel a montré (1948) que la différence entre les seuils de plasticité⁽⁴⁾ des bancs compétents et incompétents toujours supposés isotropes, permettait de rendre compte du phénomène de réfraction de la schistosité qui se produit à l'interface, la schistosité dans les deux milieux adjacents étant en chaque point du type « schistosité normale ».

Si l'on considère la déformation homogène d'une masse d'argile supposée primitivement isotrope du point de vue mécanique, selon la théorie de Flinn (1962), pour un taux de déformation suffisant, tout plan matériel non principal va tendre à se rapprocher du plan principal d'aplatissement maximal fini (plan ZY de l'ellipsoïde de déformation finie). Il ne se paralléliserait strictement à ce plan que pour un taux de déformation infini. Dans le cas d'un matériau argileux très plastique, les phyllites vont tendre, par ce processus, vers une orientation statistique parallèlement au plan ZY. Une orientation statistique de ce type a été souvent décrite sous le nom de *schistosité de flux*. On ne l'observe dans l'épizone que dans les ardoises homogènes, loin des bancs compétents. Elle est aussi appelée *schistosité pénétrative* à l'échelle microscopique, en ce sens qu'il n'existe pas de domaine préservé dans la roche où cette orientation statistique ne s'observe pas. D'ailleurs, celle-ci reste souvent imparfaite, ce qui est en accord avec la théorie de Flinn puisque l'aplatissement reste fini dans les cas réels. Ainsi, dans les ardoisières du Massif Armoricaïn, l'aplatissement maximal, mesuré suivant la méthode de Breddin (1966), est tel que

$$\frac{\Delta l}{l} \leq 0,80,$$

les valeurs les plus courantes ne dépassant pas 0,50⁽⁵⁾.

La théorie de la déformation homogène finie est satisfaisante du point de vue de la simple analyse géométrique macroscopique. La théorie de l'orientation de particules plates initialement dispersées au hasard dans un milieu plastique, les particules se comportant comme des marqueurs sans propriétés mécaniques différentes de celles du milieu, sous l'effet d'une déformation affine, a été donnée par March (1932). Les expériences de Means et Paterson (1966) sur l'orientation expérimentale des phyllites montrent un accord satisfaisant entre le degré d'orientation observé pour un taux de déformation connu et celui que laisse prévoir la théorie de la déformation homogène pour le même taux de déformation. Cette théorie ne fournit pas cependant un modèle adéquat de la déformation et de son mécanisme à l'échelle des grains dans le cas des roches (cf. ci-dessous).

Cependant, la schistosité que l'on rencontre le plus couramment dans certaines séries épizonales des chaînes plissées est une schistosité non pénétrative à l'échelle microscopique, dite *schistosité de « strain-slip »*, caractérisée par l'existence de plans matériels discrets séparant des microlithons (De Sitter, 1964), c'est-à-dire des parties de matière non affectées par la schistosité. On dispose de deux interprétations classiques sur la formation des microlithons et de la schistosité de

(4) Selon Goguel, la déformation est du type plastique et une roche déterminée ne peut supporter qu'un cisaillement maximal limité, dit seuil de plasticité. Lorsque ce seuil est atteint, la roche se déforme plastiquement.

(5) Etude en cours au B.R.G.M.

strain-slip. La première, due à Sander (1911), fait apparaître les plans discrets de schistosité par dégénérescence et rupture des flancs de microflexures alignées. La seconde (Schmidt, 1932 ; Hoepfener, 1956) pose, *a priori*, l'existence de ces plans avant le microplissement, les flexures se formant secondairement dans le microlithon par glissement le long des plans, avec ou sans écrasement.

Dans les deux cas, les auteurs admettent donc que des glissements se produisent selon les plans de schistosité et ces glissements sont interprétés à l'aide de la théorie de Becker (1904).

Pour Becker, qui a donné une autre interprétation classique de la schistosité, la déformation se réduit au glissement de feuillet matériels les uns sur les autres selon le plan de schistosité, ces feuillet eux-mêmes ne subissant aucune déformation. Cette interprétation impose que l'ellipsoïde de déformation finie soit tel que la direction principale intermédiaire ne se modifie pas, les plans de glissement correspondant à l'une des sections cycliques de l'ellipsoïde. Dans ce cas, pour la déformation à volume constant, on doit avoir la relation $XZ = Y^2$. L'observation des objets antérogéniques déformés montre qu'en général cette relation n'est pas vérifiée. Comme il est naturel, les longueurs des trois axes principaux varient au cours de la déformation. En fait, l'interprétation de Becker est fautive (Goguel, 1945), mais nous la rappelons parce qu'elle met l'accent sur l'observation de feuillet qui paraissent avoir glissé les uns sur les autres : les microlithons. Le gros travers de cette interprétation est l'hypothèse que les microlithons sont indéformables.

De Sitter (1964) fait aussi jouer un rôle essentiel au glissement entre les microlithons dans la genèse de la schistosité mais il admet simultanément l'aplatissement des microlithons perpendiculaire à la contrainte principale maximale. Il ne relève pas toutefois la contradiction mécanique d'un tel modèle (Collette, 1958) et il n'explique pas le glissement dans ces conditions.

Becker a donné une interprétation dynamique de ce mode de déformation : le plan de glissement correspond au plan de cisaillement maximal à chaque instant. En effet, ces plans considérés par rapport à l'ellipsoïde de déformation instantanée (ou infinitésimal) sont, comme les sections cycliques, perpendiculaires l'un à l'autre et situés à 45° des directions principales. Cette interprétation par les contraintes se rapprochant du cas de la rupture en milieu élastique ou du glissement plastique est fondamentalement différente de l'interprétation selon laquelle le plan de schistosité est à chaque instant normal à σ_1 (hypothèse de la schistosité dite normale), comme l'interprétation de la déformation est fondamentalement différente de celle de Sorby. Mais elle ne peut pas conduire à un aplatissement des objets dans le plan de schistosité (cf. Cloos, 1947) et nous la considérons comme fautive.

Dans le modèle de Becker, la direction de la contrainte tangentielle sur chaque microlithon est toujours dans le même sens, ce qui est en contradiction avec le fait que la schistosité de strain-slip est généralement de plan axial (Gonzalez-Bonorino, 1958).

En résumé, sur la question de la schistosité pénétrative à l'échelle microscopique, de type ardoisier, nous disposons essentiellement des interprétations de Goguel et de Flinn. Le cas de la schistosité de strain-slip, qui est aussi fréquemment que la schistosité de flux une schistosité de plan axial, ne doit pas être fondamentalement différent. Les interprétations données par Becker et reprises par Sander sont abandonnées mais il subsiste un problème qui mérite un examen

plus attentif, qui est celui des glissements le long des plans de schistosité. En effet, une interprétation proposée par les tenants de la schistosité normale consiste à admettre que le glissement se produit secondairement sur des plans de schistosité préexistants. Nos propres observations nous conduisent à proposer une interprétation sensiblement différente et confirment l'observation de Sander sur le mode de développement de la schistosité de strain-slip, sans que nous soyons cependant conduits à adopter les interprétations dynamiques de cet auteur. Nous ne reviendrons sur le problème de la schistosité de flux qu'après avoir exposé cette interprétation.

II. La schistosité de strain-slip primaire considérée à l'échelle microscopique

Sur l'origine du strain-slip, on trouve deux opinions dans la littérature. La plus courante est que le strain-slip se développe sur des roches affectées par une schistosité pénétrative antérieure (par exemple, Willson, 1961 ; Ramsay, 1967). L'autre est que le strain-slip peut apparaître directement sur des roches sédimentaires non affectées d'une schistosité (par exemple : Woll, 1960, cité dans Whitten, 1966). Nous appellerons *strain-slip primaire* celui qui se développe directement sur une roche sédimentaire et *strain-slip secondaire* celui qui apparaît sur une roche antérieurement affectée par une schistosité, quelle que soit la nature de cette dernière.

Il semble qu'un obstacle à la reconnaissance du strain-slip primaire soit l'existence très fréquente dans les séries flyschoides de micas clastiques déposés à plat sur les surfaces de sédimentation, ce qui, en l'absence de lits repères et après glissement, donne un aspect qui peut être facilement confondu avec les schistosités pénétratives. Il existe, en plus, une autre cause d'orientation de la texture, d'origine non tectonique, dans les shales et les marnes : la compaction des sédiments (voir, par exemple, les photos de marnes de la région parisienne dans P. Urbain, 1937).

A titre d'exemple et comme terme de comparaison avec les roches décrites ci-dessous, nous donnons deux exemples de shale et de grauwacke montrant une structure « pénétrative » des micas mais d'origine purement sédimentaire, les deux exemples provenant de domaines situés au-dessus du « front supérieur de schistosité » (fig. *h* et *m*, planche I).

Au cours de nos études sur les Pyrénées orientales, nous avons étudié la schistosité de plan axial, bien développée dans tous les niveaux du Paléozoïque épizonal, en particulier dans la série des schistes de Jujols (Ordovicien *s. l.*), le Silurien, le Viséen à faciès Culm. Au cours d'une même phase de plissement, dans les matériaux pélitiques, cette schistosité est parfois pénétrative mais, généralement, c'est une schistosité non pénétrative à l'échelle microscopique, de type strain-slip primaire. Elle naît alors dans ces roches sous forme de microplissement, de microflexures alignées⁽⁶⁾ (fig. planche II). Les flexures s'accroissant, elles évoluent en microplis-failles et il se forme, par étirement des flancs et éventuellement rupture dans ces flancs étirés, de véritables plans de schistosité (S_1), séparant des micro-lithons. *Ces microflexures se sont formées dans un milieu généralement anisotrope, l'anisotropie étant provoquée par le parallélisme d'origine sédimentaire des phyllites.* En particulier, on peut repérer fréquemment des muscovites et des chlorites

(6) Bien entendu, il ne s'agit pas d'une déformation par kink-band.

LÉGENDES DES PLANCHES

PLANCHE I. — Haut (h) : lamelles de muscovite détritique orientées suivant la stratification dans un grès feldspathique sans schistosité ($\times 100$) (lame mince communiquée par M. Demange). Précambrien épizonal, série de Zgounder, Siroua, Anti-Atlas, Maroc. — Milieu (m) : lamelles de muscovite détritique orientées suivant la stratification. Noter la forme anguleuse des grains de quartz. Schiste attribué à l'Ordovicien, sans schistosité ($\times 100$). Bouldoux, près de Saint-Chinian, Montagne Noire (Hérault). — Bas (b) : lamelles de muscovite détritique orientées suivant la stratification dans un schiste affecté d'une schistosité de strain-slip primaire (voir planche III). La lame est taillée à peu près parallèlement à la schistosité dont on devine la trace grossière faisant un angle d'environ 45° avec la stratification ; l'orientation de cette dernière est donnée par celle des grosses lamelles micacées et par les deux micro-bancs gréseux. Schistes de Jujols (attribués à l'Ordovicien). Zone de la chlorite. Jujols, Pyrénées orientales. Lame C 1170-2 ($\times 100$).

PLANCHE II. — Haut (h) : schistosité de strain-slip primaire déterminée par des alignements de microflexure. Schistes siluriens (zone de la chlorite). Estagel (massif de l'Agly). Pyrénées orientales. Lame 1898 ($\times 100$). — Milieu (m) : dans la même formation, relations entre la stratification indiquée par les microliths gréseux et la schistosité de strain-slip primaire oblique sur la stratification. Même localité. Lame 1709 A₁ ($\times 15$). — Bas (b) : même lame que la précédente agrandie ($\times 100$). Dans les microlithons flexurés, on distingue les lamelles de muscovite détritique dont certaines ont conservé l'orientation sédimentaire et d'autres ont été basculées et tordues.

PLANCHE III. — Haut (h) : schistosité de strain-slip primaire à microlithons réguliers. Il s'agit du même échantillon que celui de la photo (b) de la planche I. On notera le parallélisme entre les grandes lamelles de muscovite détritique dans les microlithons et le microlith gréseux qui indique la stratification. Lame taillée perpendiculairement à la schistosité (C 1170-2) ($\times 100$). Localité indiquée planche I (b). — Milieu (m) : schistosité de strain-slip primaire à microlithons réguliers avec ébauches de biseaux. Certaines lamelles micacées sont basculées dans le plan de schistosité. Schistes de Jujols, Pyrénées orientales. Lame 1170-1 ($\times 100$). — Bas (b) : schistosité de strain-slip primaire à microlithons irréguliers. Noter les terminaisons en biseau de certains microlithons. Schistes de Jujols (zone de la chlorite), Jujols, Pyrénées orientales. Lame C 967-12 B ($\times 100$).

PLANCHE IV. — Evolution de la schistosité de strain-slip primaire. Haut (h) : schistosité de strain-slip primaire évoluée. Il apparaît des bandes (sombres) à schistosité pénétrative entre les microlithons (clairs). On notera les aspects de biseau. Schistes de Jujols (zone de la chlorite), Jujols, Pyrénées orientales ($\times 15$). — Milieu (m) : détail de la lame précédente montrant la constitution des bandes (sombres) séparant les microlithons (clairs). Dans les bandes, la schistosité est pénétrative par réorientation des lamelles micacées suivant le plan de schistosité ($\times 100$). Lame mince communiquée par B. Laumonier. — Bas (b) : schistosité pénétrative généralisée dans les schistes de Canaveilles (zone de la biotite) sous-jacents aux schistes de Jujols. Il subsiste, dans la partie centrale, une lentille claire où les micas sont discordants. Nous l'interprétons comme une relique de microlithon. Olette (Pyrénées orientales). Lame A 1087 ($\times 100$).

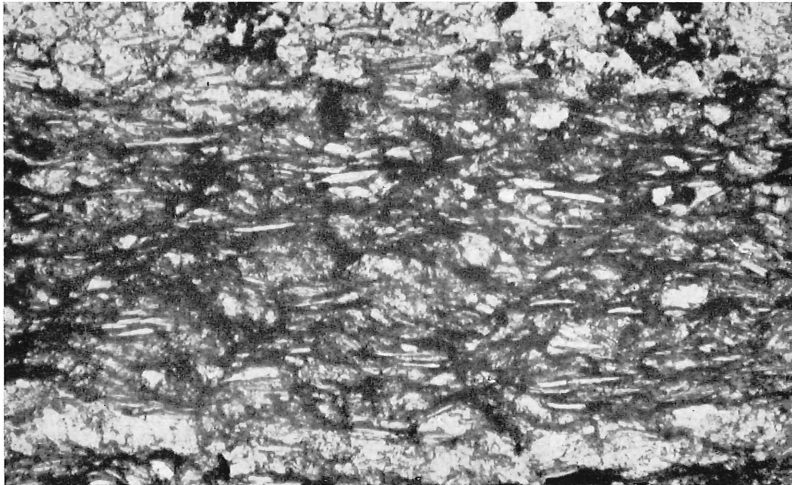
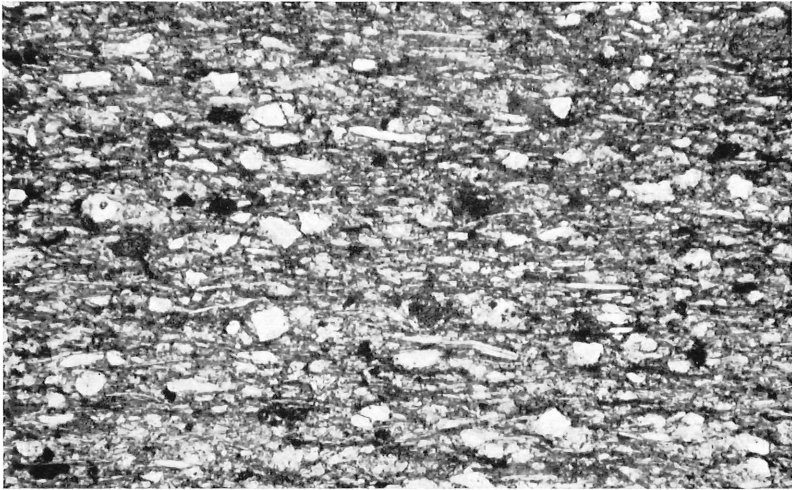


PLANCHE I

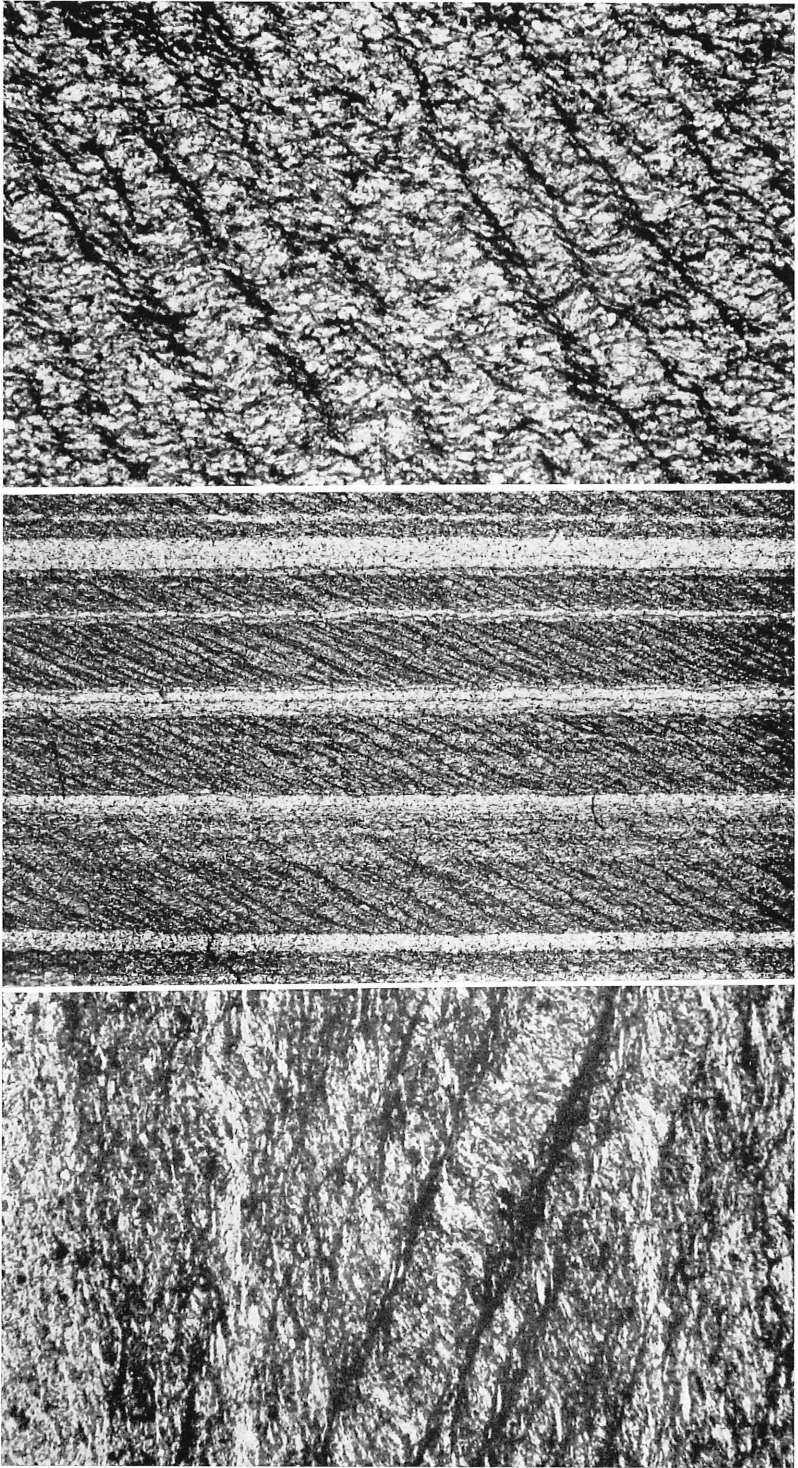


PLANCHE II

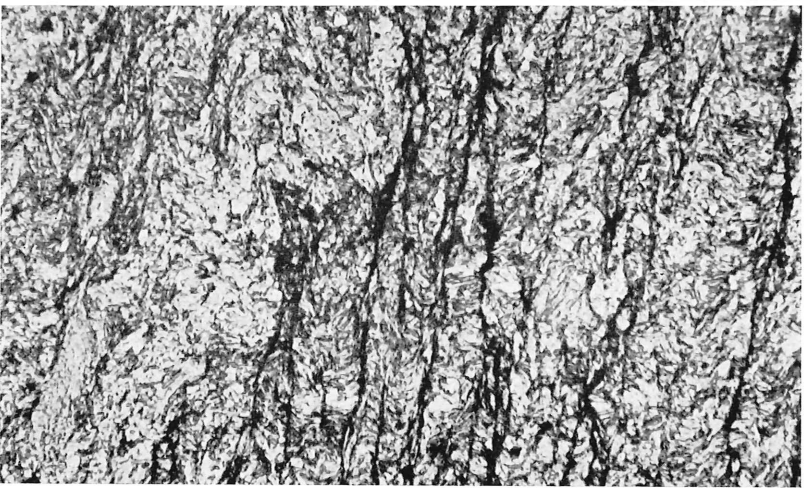
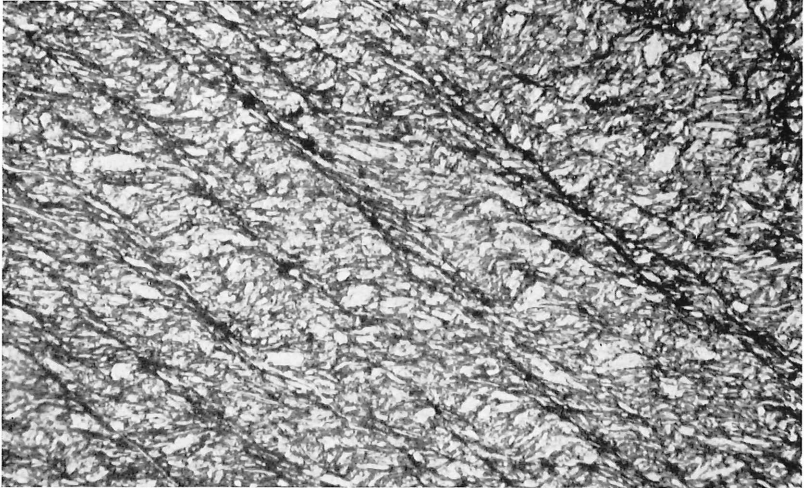
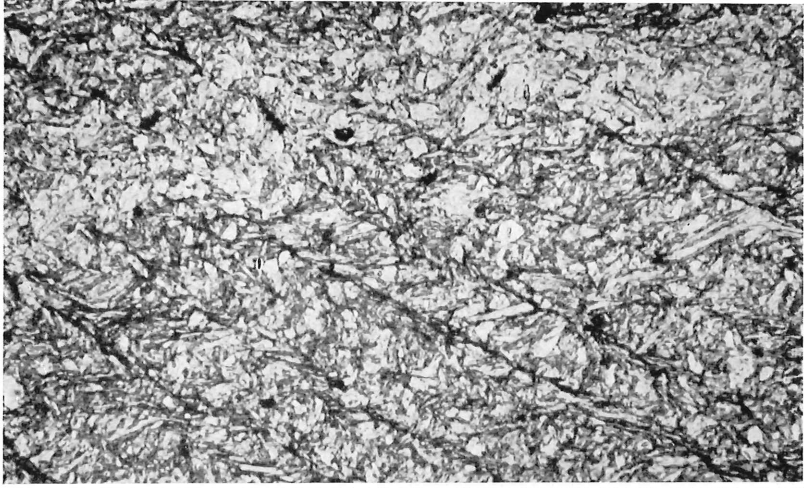


PLANCHE III

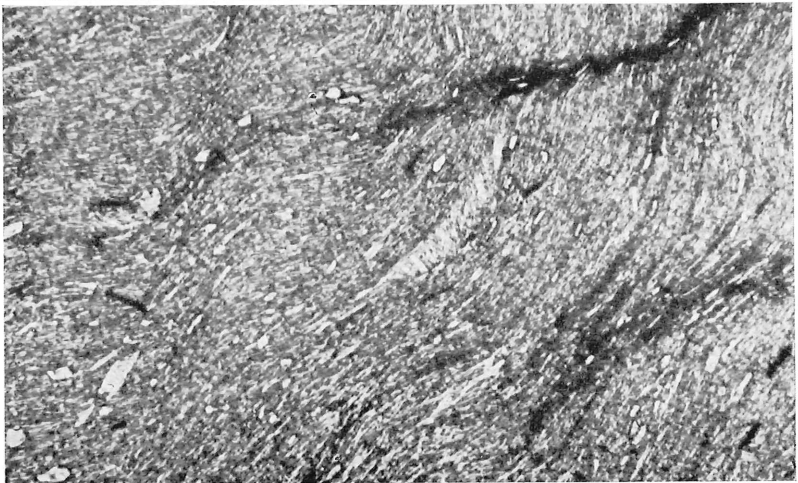
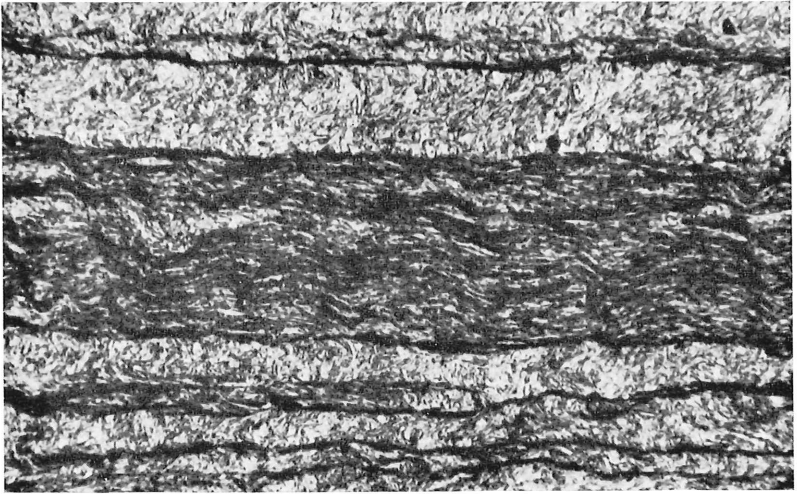
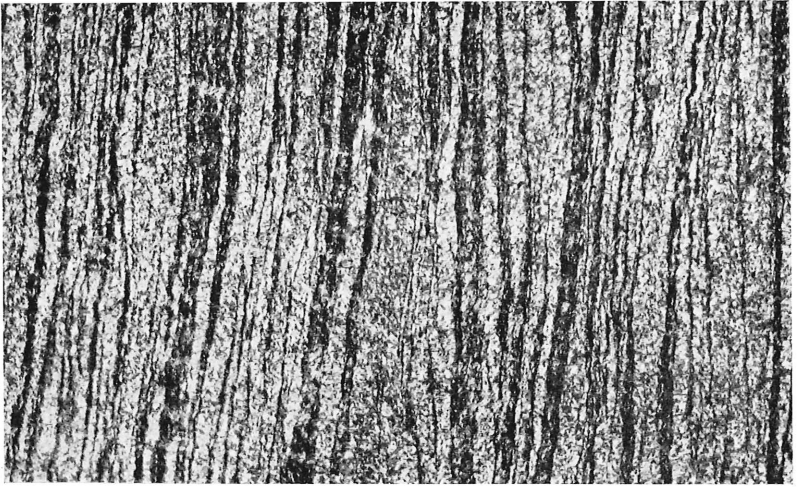


PLANCHE IV

clastiques de plus grande dimension dont les lamelles dispersées sont disposées parallèlement au litage sédimentaire et forment souvent des alignements parallèles à ce litage, éventuellement tronçonnés par la schistosité de strain-slip ; cette dernière disposition ne s'observe pas et n'aurait aucune raison d'être dans la schistosité de flux oblique (fig. *b*, pl. I ; *b*, pl. II ; *h*, pl. III). Notons que l'alignement des phyllites ne peut être utilisé que dans le cas où l'on peut individualiser des petits lits discrets, formés de lamelles de plus grande taille ; dans le cas contraire, on risque de définir des alignements arbitraires car il n'est pas certain que les micas alignés appartiennent au même lit sédimentaire : aspects de pseudo-obliquité (fig. 1).

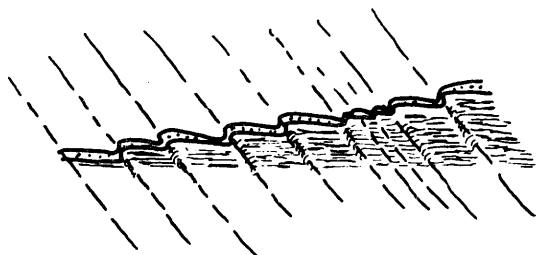


FIG. 1. — Pseudo-obliquité déterminée par le choix d'un alignement arbitraire de phyllites parallèles à la stratification après formation d'un strain-slip primaire.

En outre, dans les microlithons de ces schistes flyschoides, les quartz clastiques se présentent en grains anguleux et non pas en amandes étirées comme il est fréquent dans les schistes affectés par la schistosité dite de flux.

III. Passage entre la schistosité de strain-slip primaire et la schistosité de flux

D'une manière générale, au fur et à mesure que la schistosité se développe, les microlithons s'amincissent et l'on passe, progressivement, par coalescence des plans S_1 , à une schistosité pénétrative dite « schistosité de flux », caractérisée par l'orientation statistique des phyllites, qui apparaît comme le terme d'une évolution de la schistosité non pénétrative, représentée par le strain-slip.

Deux états intermédiaires de cette évolution sont illustrés par les figures de la planche IV. Dans le premier cas, les microlithons sont séparés par des bandes de matière où la schistosité est pénétrative, ces bandes étant parallèles à S_1 (fig. *h* et *m*). Dans le second, les microlithons ont disparu mais il en subsiste des résidus sous forme d'îlots lenticulaires où les micas n'ont pas l'orientation S_1 (fig. *b*).

En conclusion, les observations micrographiques dans les schistes épizonaux des Pyrénées orientales montrent que la schistosité primaire apparaît comme la dégénérescence d'un microplissement de type semblable, ayant pris naissance dans un matériau sédimentaire très anisotrope, du fait de la présence initiale de lamelles de phyllites à plat. Cette dégénérescence se traduit par la formation de microlithons séparés par des plans discrets de schistosité. La schistosité non pénétrative ainsi formée évolue à travers des états intermédiaires vers une schistosité pénétrative par coalescence des bandes de schistosité pénétrative qui se développent à partir des plans discrets S_1 de la schistosité non pénétrative.

L'acquisition de la schistosité pénétrative ne se fait pas à un niveau déterminé. Dans les Pyrénées orientales, elle se produit dans l'épizone au voisinage de la zone de la biotite mais de façon irrégulière, variable d'un banc à l'autre selon la nature du matériau pélitique, de telle sorte que certains niveaux supérieurs peuvent être atteints par le développement de la schistosité pénétrative bien avant les autres.

Nous venons de considérer le cas des Pyrénées orientales dans lequel le développement d'une schistosité de flux est précédé d'une zone puissante où la schistosité dominante est un strain-slip primaire.

Il existe cependant des cas où la schistosité est réputée apparaître d'emblée sous forme de schistosité de flux dans les matériaux incompétents. Tel serait, en particulier, le cas des célèbres ardoises d'Angers, dans le Massif Armoricaïn. En fait, l'observation détaillée montre que cette schistosité naît sous forme de microflexures alignées, mais que l'on passe très rapidement de cet état de déformation à celui correspondant à la schistosité de flux.

L'état embryonnaire des deux types de schistosité envisagés jusqu'ici apparaît comme identique (microflexures). Nous pouvons en conclure de nouveau que le mécanisme de déformation de ces deux types de schistosité est fondamentalement le même.

IV. Interprétation mécanique locale de la schistosité de strain-slip primaire

Il est évident, d'après ce qui précède, qu'à l'échelle du microlithon, la déformation engendrant la schistosité n'est pas homogène puisqu'il se forme des flexures localisées avec une certaine périodicité.

La création d'un microplissement dans le matériau pélitique de départ est due à son anisotropie. On peut considérer un modèle formé de lamelles de phyllites parallèles entre elles mais pouvant glisser les unes sur les autres le long des plans (001). Soumis à l'action d'une compression latérale, ce modèle va d'abord se comporter comme celui qu'a proposé Goguel (1965, p. 211) où une masse stratifiée formée de bancs séparés par des joints de stratification de faible résistance mécanique est soumise à une compression horizontale et se plisse en plis concentriques.

Goguel écrit : « On démontre que, si la résistance mécanique des joints est très différente de celle des bancs, le plissement, qui implique un glissement le long des joints et une simple torsion des bancs, sans changement d'épaisseur, absorbe moins d'énergie que l'écrasement homogène. »

Mais ceci ne représente que l'amorce du microplissement. L'alignement des flexures et la superposition des surfaces plissées montrent que le microplissement est essentiellement de *type semblable*. Dans ces conditions, on peut admettre l'existence d'une composante de déformation homogène superposée⁽⁷⁾ à la déformation hétérogène qui est à l'origine du microplissement selon l'idée de Flinn (1962). Mais, contrairement au point de vue de cet auteur, ce qui va suivre va montrer que la composante de déformation hétérogène continue de jouer au-delà

(7) Il s'agit évidemment d'une superposition d'opérations mathématiques et non pas d'une succession dans le temps.

de ce stade, donnant naissance à la schistosité et au glissement le long du plan de schistosité.

Au voisinage des plans d'alignement des microflexures, la déformation apparaît comme un micropli-faille et elle a une *composante de glissement*. Nous en concluons que des *contraintes tangentielles (t) non nulles existaient le long des plans de schistosité*. En outre, la dégénérescence des flexures en plans de schistosité traduit, pour une même valeur de la composante t , une déformation beaucoup plus marquée le long des flancs flexurés qu'à l'intérieur des microlithons. Ces deux observations nous conduisent à proposer une interprétation mécanique du phénomène.

Lorsque des zones d'alignement de flexures sont créées, elles se traduisent au point de vue mécanique par une *résistance au cisaillement beaucoup plus faible le long des plans S_1 qu'à l'intérieur du microlithon*. Nous réconcilions ainsi deux observations de base car :

1° les plans de schistosité sont des plans selon lesquels le glissement joue un rôle prépondérant ;

2° la contrainte de cisaillement t le long de ces plans, qui est à l'origine du glissement, est à chaque instant très faible, ce qui entraîne que la *contrainte principale σ_1 est quasi perpendiculaire au plan de glissement* (fig. 2) ;

3° l'intégration de ces mouvements élémentaires sur les plans S_1 pendant un temps suffisant peut conduire à des déformations extrêmement poussées telles qu'on les observe dans les terrains métamorphiques, au niveau des flancs des plis.

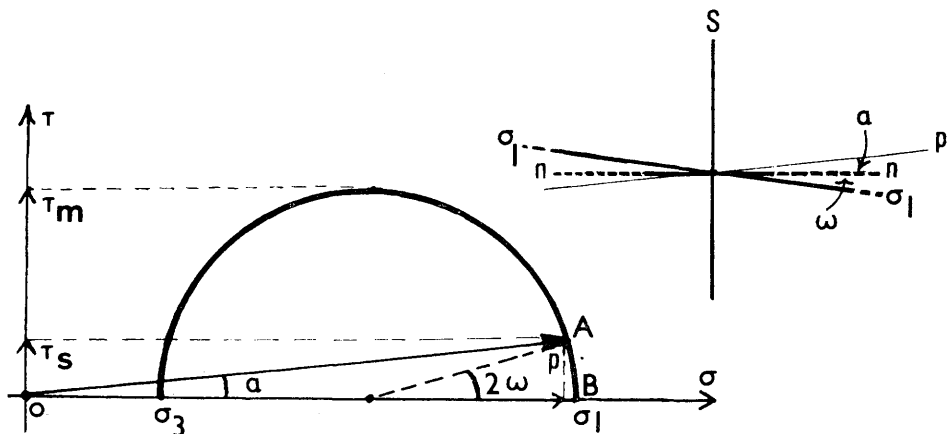


FIG. 2. — Représentation, à l'aide du cercle de Mohr, des valeurs de la contrainte que peut supporter le plan de schistosité et le microlithon. α = angle de la contrainte P sur le plan de schistosité S avec la normale au plan S (n). ω = angle de la contrainte principale σ_1 avec la normale au plan S. ($\omega > \alpha$). L'arc \widehat{AB} indique les seules valeurs de la contrainte que peut supporter le plan de schistosité S. τ_s = résistance au cisaillement sur le plan de schistosité S. τ_m = résistance au cisaillement à l'intérieur du microlithon. Une fois l'anisotropie de schistosité acquise, la résistance au cisaillement τ_s sur le plan de schistosité peut être très basse et donc σ_1 est proche de la normale à ce plan (n). On remarquera que la contrainte effective P en est encore plus proche.

Ainsi, les glissements ne se produisent pas secondairement sur des plans préexistants. Bien au contraire, le plan de schistosité résultant de l'accentuation d'une flexure, la déformation, équivalente au glissement, précède l'individualisation du plan.

Toute l'interprétation mécanique locale proposée repose donc sur l'existence d'une anisotropie de la roche due à l'orientation statistique initiale des phyllites. Si, dans le cas du Paléozoïque des Pyrénées orientales considéré ici, cette orientation commune est un caractère d'origine sédimentaire, dans d'autres cas, elle peut être d'origine mécanique : ainsi, le mécanisme de formation d'un strain-slip secondaire à partir d'une schistosité pénétrative est le même que celui de la formation d'un strain-slip primaire à partir d'une anisotropie sédimentaire.

Le raisonnement précédent est simplifié car les microlithons sont assimilés à des lamelles à faces parallèles. En fait, le microscope montre que le parallélisme est souvent imparfait et que certains microlithons se terminent en biseaux très aigus (fig. b, planche III). Il en résulte que certains plans limites de microlithons diversement orientés font un angle plus grand que d'autres avec la direction des contraintes principales et les composantes tangentielles le long de ces plans seront d'autant plus importantes que l'angle sera fort. Ces formes en biseaux de certains microlithons peuvent entraîner des déplacements relatifs dans des sens variables pour des microlithons adjacents (fig. 3-2). Ce phénomène pourrait aussi avoir pour effet une extension globale supérieure à celle que produirait le simple aplatissement de microlithons à faces parallèles, car, dans ce processus, chaque microlithon, qui possède une résistance à la traction notable, subirait une extension relative beaucoup plus faible que la masse considérée dans son ensemble (fig. 3-3). Il est difficile d'évaluer l'importance de cet effet. Par contre, l'examen au microscope des déplacements dans un sens ou dans un autre tend à montrer que leur rôle n'est pas prépondérant en dehors des domaines de charnières où on peut les

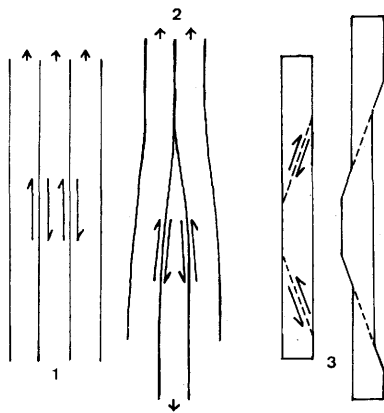


FIG. 3. — Influences possibles des phénomènes de biseaux sur les mouvements des microlithons. 1 = microlithons idéaux à faces parallèles. Les déplacements sont dans le même sens. 2 = déplacement des microlithons dans un sens et dans l'autre par effet de biseau. 3 = exagération de l'extension du microlithon ajoutée par la présence de certains plans de cisaillement obliques (biseaux) entraînant un décalage qui, dans le cas considéré, joue en sens inverse (l'effet de la composante de déformation homogène n'est pas représenté).

observer mais avec une amplitude limitée ; dans les flancs des plis, s'ils existent, ils sont masqués par le déplacement systématique des microlithons dans le même sens (déplacement cohérent) dû au glissement suivant le premier mécanisme indiqué. Nous reviendrons sur ce point à propos de l'éventail de schistosité, ci-dessous. Notons, en outre, que le phénomène de biseautage des microlithons peut se traduire macroscopiquement par un débit plus irrégulier de la schistosité qui n'est que statistiquement parallèle. Il faut se garder de confondre cette disposition irrégulière avec une superposition de schistosités.

On observe aussi des roches dans lesquelles la schistosité de strain-slip primaire apparaît sous forme de deux familles de plans faisant entre elles un angle très faible (par exemple 10°) et dont les microlithons sont de même épaisseur dans les deux cas. Il s'agit ici d'une variation mineure dans le temps de la direction du plan de schistosité aboutissant à une superposition sans qu'il faille considérer comme obligatoirement distinctes les phases correspondantes : sous l'effet de circonstances locales, l'orientation des contraintes a été modifiée.

V. Mécanisme local de la schistosité de flux

Nous avons mentionné dans l'historique une interprétation classique de la schistosité ardoisière, aussi appelée schistosité de flux, selon laquelle l'orientation des phyllites caractérisant ce type de schistosité pénétrative résulte d'une déformation homogène finie. La théorie géométrique de la schistosité de flux selon le modèle développé par Flinn (1962) présente plusieurs difficultés que nous allons examiner.

a) La théorie de Flinn sur la déformation homogène finie n'envisage pas de façon concrète la déformation à l'échelle du cristal. Une roche où apparaît la schistosité n'est pas assimilable à une argile plastique mais à un matériau déjà induré par le métamorphisme (anchimétamorphisme ou épimétamorphisme). Dans ces conditions, une paillette de mica ne peut pas être assimilée à une simple direction de plan matériel car les paillettes de phyllites sont des lamelles rigides enchevêtrées et il s'exerce entre elles des forces de cohésion (ces dernières pourraient être négligées si on ne considérait pas des micas ou des chlorites mais du talc ou du graphite). Dans la théorie de Flinn, les lamelles de phyllites sont assimilées à des petits segments qui non seulement modifient leur orientation au cours de la déformation mais s'allongent ou se raccourcissent suivant leur position initiale (fig. 4).

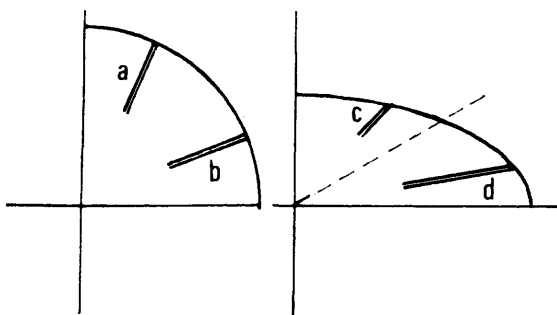


FIG. 4. — Déformation de lamelles de phyllites assimilées à des plans matériels lors d'une déformation homogène. Dans l'état initial, les lamelles a et b sont d'égale longueur. Dans l'état final, c a été raccourcie, d a été allongée. En trait interrompu, on a indiqué la position de la ligne de nulle déformation finie.

Pour un mica ou une chlorite réels, lamelles rigides, ces dilatations posent des problèmes. Dans le cas d'un raccourcissement, la lamelle ne peut pas s'adapter sans se casser ou se tordre. Les dimensions des phyllites présentant certaines orientations seront ainsi forcément réduites et les orientations résultantes seront différentes de celles qui sont prévues par la théorie de la déformation homogène. Outre les dilatations, les cristaux subissent des cisaillements qui peuvent provoquer des déformations.

Ainsi, le comportement des cristaux de phyllites dans les schistes est très compliqué et différent de celui obtenu lors de certaines expériences classiques où l'on considère la déformation de paillettes de mica isolées dans un matériau amorphe, ce qui contraste fortement avec le cas réel des schistes où l'essentiel de la roche est formé de phyllites juxtaposées et jointives.

En fait, les cristaux des schistes ne sont pas des paillettes rigides isolées et immergées dans un milieu différent : ils sont en contact et constituent toute la roche. Au niveau des grains cristallins, les processus ne sont pas simples. Tantôt c'est le glissement des joints qui absorbera le moins d'énergie, tantôt certaines déformations privilégiées des cristaux. La déformation n'est homogène que globalement, à une échelle pour laquelle la distribution des grains est statistiquement homogène. A l'échelle des grains, les choses sont plus complexes. Pour peu qu'il existe un certain parallélisme initial des micas, la déformation se produira par glissement des grains, donc par microplissement, qui engendreront les microlithons.

Le processus envisagé par la théorie de Flinn, qui peut apparaître à première vue comme un processus naturel simple du fait de l'expérience intuitive que l'on a de la déformation de matériaux amorphes très plastiques, conduit en fait à la nécessité d'une véritable trituration des cristaux et des limites de cristaux, car, à l'échelle du cristal, le comportement de la matière est élastique pour un certain taux de déformation, puis le cristal se déforme de manière essentiellement discontinue. Dans les cristaux, les atomes occupent des positions définies qui ne peuvent être modifiées que de façon très limitée sans produire des phénomènes de rupture, de macles mécaniques ou de « kink », sauf dans le cas de glissements intracristallins qui ne sont guère connus que pour les métaux.

Il n'est donc pas évident que le processus de la déformation homogène soit, sur le plan énergétique, aussi économique que d'autres processus apparemment plus complexes, comme nous le verrons ci-dessous.

b) Nous avons supposé comme matériau initial une argile isotrope (cf. p. 91). En fait, existe-t-il une seule roche, sédimentaire ou non, où les phyllites, détritiques ou non, aient des orientations statistiquement distribuées d'une manière isotrope ? En admettant que l'on puisse raisonner selon la théorie de la déformation homogène, si la roche possède au départ une orientation statistique planaire plus ou moins marquée selon une direction oblique sur celle des plans principaux de l'ellipsoïde de déformation, pour un taux de déformation fini, la position de ce plan ne coïncidera pas avec le plan d'aplatissement maximal des objets antérogéniques. Or, les observations rapportées indiquent toutes une quasi-coïncidence entre le plan d'aplatissement et la schistosité. Dans ce cas, on doit rejeter l'explication de la schistosité de flux par la théorie de la déformation homogène.

Dans les roches sédimentaires où l'orientation des phyllites est suivant la stratification, la théorie de la déformation homogène, pour un taux de déformation fini, conduirait à une schistosité pénétrative systématiquement confondue avec la

stratification, puisque deux plans initialement parallèles le restent après déformation. Dans ce cas, cette schistosité pénétrative n'est pas reconnaissable en tant que telle. En effet, une accentuation par les phénomènes mécaniques de l'orientation de phyllites originellement parallèles à la stratification ne mérite pas d'être traitée comme une schistosité car elle n'en possède pas fondamentalement les attributs :

1° l'orientation des phyllites, si elle est accentuée par le phénomène mécanique, n'est pas déterminée par celui-ci. Cette orientation, contrairement à la schistosité ordinaire des roches⁽⁸⁾, n'est ni de plan axial, ni en éventail, mais est confondue avec la stratification ;

2° l'orientation ne présente aucune relation définie ni avec les directions principales de la déformation ni avec celles des contraintes. Elle n'a, par conséquent, aucun intérêt du point de vue de l'analyse mécanique.

Inversement, la présence d'une schistosité oblique sur la stratification dans de telles roches ne peut pas s'expliquer par la théorie de la déformation homogène.

Aussi sommes-nous amenés à chercher la solution dans un mécanisme de déformation hétérogène, comparable à celui qui donne naissance au strain-slip primaire. Cette déformation est hétérogène car elle résulte de glissements relatifs discontinus, d'unités de matières élémentaires, comparables aux microlithons précédents mais qui, dans ce cas, sont à l'échelle des grains cristallins. Ainsi, selon les cas et selon les divers endroits d'un échantillon, on aura ou non définition de plans de glissements matérialisés, évoquant l'ébauche de microlithons extrêmement ténus. L'hétérogénéité de la déformation est ici en gros à l'échelle du grain cristallin.

Notons que la solution proposée exagère artificiellement une opposition entre les deux mécanismes, puisque nous avons vu que la déformation homogène pure ne peut être appliquée au cas d'une roche réelle constituée de cristaux de phyllites de taille finie qui ne peuvent pas subir individuellement une telle déformation. Des phénomènes de rupture et de « kink » sont alors impliqués dans tous les cas à l'échelle des cristaux dans la déformation d'une roche réelle. Le mécanisme de strain-slip apparaît comme une localisation particulière de ces phénomènes de microrupture le long de plans discrets définis. Si on essaie de se représenter la déformation d'un matériau plastique homogène très chargé en phyllites rigides plus ou moins orientées, il est donc possible qu'il y ait une certaine convergence avec le mécanisme de genèse des strain-slips primaires par microplissements.

L'observation suggère que l'apparition de microlithons ou celle d'une schistosité de flux dans les niveaux incompétents peut être mise en relation avec la taille des phyllites dans le matériau soumis à la déformation. *La distance qui sépare les surfaces de glissement discontinu paraît d'un ordre de grandeur comparable à celui de la longueur des lamelles de phyllites.* Ainsi, une sédimentation grossière, telle celle de certaines séries flyschoides, favorise le développement du strain-slip primaire. Au contraire, dans des boues argileuses très fines, pauvres en micas détritiques, le développement de la schistosité de flux sera le cas normal.

(8) Comme nous le verrons ci-dessous (page 113), il peut exister un cas particulier de schistosité locale à l'extrados des plis de matériaux compétents, où cette dernière est confondue avec le plan de stratification. Dans ce cas, l'orientation des contraintes σ_1 est perpendiculaire au banc compétent et le plan d'aplatissement maximal est contenu dans le plan de stratification (le plan d'anisotropie est confondu avec un plan principal).

VI. Rotation de certains objets isométriques dans la schistosité

a) CAS DES GRENATS GLOBULEUX HÉLICITIQUES

On peut considérer l'existence des grenats à structure hélicitique impliquant une rotation supérieure à 90° comme preuve de glissements discontinus soit entre les microlithons, dans le cas de la schistosité de strain-slip primaire, soit entre les grains, dans le cas de la schistosité de flux.

Supposons que la déformation subie par un certain volume de roche soit homogène, les contraintes principales restant fixes en direction par rapport à la schistosité, cette dernière coïncidant approximativement avec le plan principal normal à σ_1 . La roche étant anisotrope, les deux ellipsoïdes des contraintes et de la déformation ne sont pas coaxiaux. L'ellipsoïde de déformation est généralement incliné sur le plan de schistosité, ce qui correspond à l'existence d'une composante de glissement sur ce plan.

Considérons dans ce volume un grenat, corps dur globuleux, non déformable du point de vue plastique, ayant englobé la schistosité lors de sa croissance. Au cours de la déformation plastique, l'ellipsoïde de déformation va tourner par rapport au plan de schistosité d'un angle qui croît avec le taux de déformation. Cette rotation de l'ellipsoïde de déformation entraîne celle de corps globuleux comme les grenats, et partant celle de la schistosité englobée (fig. 5).

En effet, on peut formellement décomposer la déformation en se référant au plan de schistosité — supposé invariable par rapport à la contrainte — en un glissement simple et un écrasement homogène, parallèlement à ce plan. On démontre

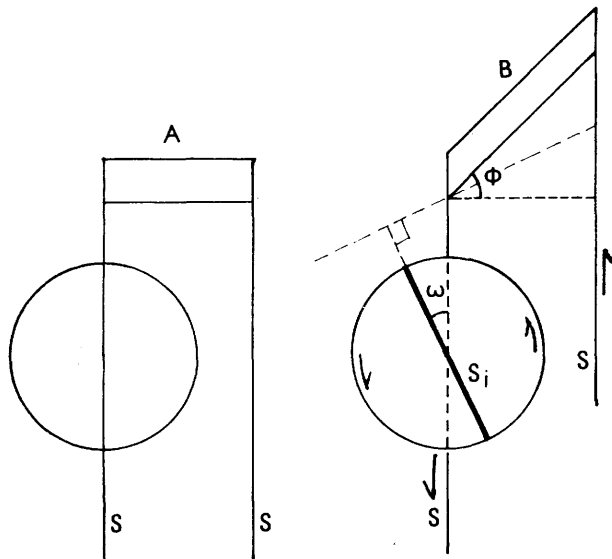


FIG. 5. — Représentation très schématique de la rotation de la schistosité englobée (S_i) dans un grenat supposé sphérique par rapport à la schistosité de la matrice (S) au cours d'une déformation homogène par glissement simple. Le plan de glissement est le plan de schistosité. Pour la définition des angles ϕ et ω , voir Nadai (1950); la relation entre les deux angles est mentionnée dans le texte. A = état initial ; B = état final.

(cf. Nadaï, 1950, vol. 1, p. 146) que le glissement simple lui-même peut être décomposé en une distorsion suivie d'une rotation. Le grenat n'enregistre que la composante de rotation (angle ω) qui est, au maximum, de 90° pour un angle de glissement ϕ de 90° ($\text{tg } \omega = 1/2 \text{ tg } \phi$). Dans les faits, cet angle de rotation est parfois largement supérieur à 90° (Spry, 1969, p. 256) et, dans ce cas, l'interprétation que nous venons de donner est insuffisante. Si l'on reste dans l'hypothèse d'une déformation homogène, on est obligé de supposer que les contraintes ont tourné par rapport aux positions successives du plan de schistosité, ce qui revient à dire que, le plan de schistosité ayant lui-même tourné, le grenat enregistrerait alors les positions successives de ce plan.

Cette explication n'a de sens que pour les grenats de la catazone car, dans ce domaine, la déformation reste toujours homogène comme nous le verrons. En fait, les grenats catazonaux sont généralement dépourvus de structures hélicitiques.

Dans l'épizone et dans la mésozone, une modification de la direction des contraintes provoquerait l'apparition d'une nouvelle schistosité par strain-slip secondaire. Les grenats devraient donc enregistrer successivement deux directions de schistosité différentes formant des angles définis dans les diverses zones successives d'accroissement du grenat, texture qui ne correspondrait pas à la structure hélicitique couramment observée. Or, les grenats hélicitiques s'observent essentiellement dans l'épizone et dans la mésozone.

L'explication par la déformation homogène ne peut rendre compte des observations dans l'épizone et dans la mésozone ; nous ne la retiendrons pas.

L'existence de la structure hélicitique des grenats nous paraît une preuve du rôle des glissements hétérogènes discontinus le long du plan de schistosité. Le grenat subit effectivement une rotation qui, lorsqu'elle dépasse 90° , indique que le glissement le long du plan de schistosité avait une ampleur considérable, par exemple au voisinage des flancs de plis très isoclinalisés comme nous le verrons ci-dessous.

La possibilité de glissements dans un sens ou dans l'autre peut expliquer la rotation incohérente de certains grenats.

b) CAS DES CRISTAUX AVEC « PRESSURES SHADOWS » SIGMOÏDES

L'examen des magnétites et de leur « pressure-shadows » dans les Ardennes par Choukhroune (1972) montre que tous les cristaux ont tourné de façon cohérente à l'intérieur d'un même flanc de pli semblable avec une schistosité de flux. Nous y voyons une preuve supplémentaire du rôle de la composante de glissement selon le plan de schistosité. Dans ce cas particulier, on ne peut pas conclure quant au caractère hétérogène ou homogène de la déformation à l'échelle des grains cristallins de la matrice, la dimension des oxydes ou des sulfures générateurs des « pressures-shadows » étant d'un ordre de grandeur nettement plus élevé.

VII. Passage à l'échelle des plis macroscopiques :

Relations dynamiques entre la schistosité et le plissement des bancs incompétents

Replaçons maintenant le mécanisme local de la schistosité dans des observations à l'échelle du pli macroscopique. Très généralement, l'apparition d'une

schistosité de plan axial et le développement de plis de type semblable ou approximativement semblable, sont des phénomènes liés. Il faut expliquer pourquoi, alors que la schistosité se forme parallèlement au plan axial des plis macroscopiques, donc perpendiculairement à la contrainte maximale σ_1 extérieure, il se développe des contraintes de cisaillement suivant les plans S_1 . Imaginons un modèle constitué d'un ensemble lité, formé d'une alternance de bancs compétents et incompetents. Pour simplifier, nous supposerons des bancs compétents formés de feuilles de métal de très faible épaisseur, ce qui est compatible avec l'existence de surfaces plissées superposables à l'extrados et à l'intrados des bancs incompetents. Soumis à l'action d'une contrainte horizontale, l'ensemble se plisse avec formation de plis de type semblable dans les bancs incompetents. Ceci impose que la schistosité développée dans ces derniers soit une schistosité de plan axial de direction constante. Si l'on admet que la schistosité a toujours été perpendiculaire aux contraintes locales σ_1 dans les bancs incompetents, l'équilibre mécanique implique l'uniformité des contraintes, et par suite, le plissement des bancs incompetents à partir de bancs primitivement plans ne se comprend pas, car la déformation est nécessairement affine. Puisqu'il y a eu plissement, les contraintes σ_1 ont été nécessairement obliques sur le plan de schistosité, au moins dans certaines parties des bancs, et, dans la masse considérée, *l'état de contrainte n'était pas homogène*.

En d'autres termes, il existe une contradiction entre l'idée que la schistosité, dont l'apparition est relativement précoce dans le plissement et qui conserve une direction régionale assez constante sur de vastes domaines, peut se développer normalement à la contrainte principale σ_1 , ce qui impose une déformation homogène, et le fait que ces mêmes terrains sont largement plissés, ce qui suppose un état de contrainte et de déformation hétérogène.

VIII. Origine de la composante de glissement le long des plans de schistosité

Le raisonnement précédent montre que l'explication ne peut pas être trouvée à l'échelle locale. Il faut admettre que *les contraintes tangentielles sur les plans S_1 responsables du glissement sont imposées de l'extérieur* et nous devons replacer le phénomène local dans une déformation à une échelle supérieure.

Ce qui frappe, à l'examen des séries paléozoïques des Pyrénées orientales (prises comme exemple) où se développe une remarquable schistosité de plan axial, c'est qu'il s'agit de séries flyschoides, avec de nombreuses alternances de bancs de grès et de schistes qui se différencient dans la déformation comme bancs compétents et incompetents. On ne peut pas, dans de telles séries, envisager séparément l'analyse mécanique des bancs incompetents et des bancs compétents car *le plissement de deux bancs compétents successifs n'est pas généralement indépendant mais harmonique*.

Si nous simplifions le raisonnement en supposant que la résistance au cisaillement à la limite des microlithons est nulle, l'existence d'une schistosité de plan axial avec des microlithons impose l'existence d'un champ de contraintes uniformes dans toutes les parties incompetentes de la roche, égal aux contraintes extérieures. Dans ces conditions, le champ de contrainte auquel est soumis un banc compétent est décomposable en deux parties : d'une part un champ de contrainte uniforme et d'autre part un champ de contrainte comparable à celui qui se développe dans une poutre soumise à une flexion à l'air libre, avec contraintes nulles sur les flancs

de la poutre. Il résulte de cela qu'au cours d'une seule et même déformation de ce type, *il se développe d'emblée dans les bancs compétents un mode de plissement intermédiaire entre le mode semblable et le mode concentrique* dont le résultat est identique à celui de la superposition à un plissement concentrique d'une déformation homogène. Ceci explique que, généralement, les plis des bancs compétents ne sont pas purement concentriques (De Sitter, 1964 ; Flinn, 1962 ; Ramsay, 1967).

Le déplacement relatif des microlithons par glissement le long des plans de schistosité est fondamentalement lié au fait que les bancs compétents se plissent en partie suivant le modèle des plis concentriques avec déviation des directions principales de la contrainte au voisinage des bancs et changement du sens de cisaillement à la traversée des plans axiaux. Ce plissement constitue, en quelque sorte, *le moteur des glissements et d'un autre point de vue, le frein*. Le plissement des bancs incompétents est ainsi entièrement contrôlé par celui des bancs compétents.

Dans le banc incompétent, la déformation se traduit donc idéalement par :

— d'une part, *un glissement des microlithons les uns sur les autres, le long des plans de schistosité*, les longueurs des microlithons compris entre deux bancs compétents successifs restant approximativement égales entre elles du fait du caractère harmonique du plissement. Ces glissements résultent de l'effet de la composante de déformation hétérogène, ici le cisaillement le long des plans de schistosité, transmise au microlithon par la déformation du banc compétent ; cette composante, supposée nulle ci-dessus, est, comme nous l'avons vu, en réalité non nulle, mais faible, *les contraintes tangentielles étant égales aux forces de frottement le long des plans S_1* ;

— d'autre part, *un aplatissement et un allongement* de chaque microlithon dans les mêmes proportions, sous l'effet de la composante homogène du champ de contrainte. Le résultat de la déformation du banc incompétent sera un pli de type approximativement semblable.

Il faut remarquer que toute recristallisation, même brève, survenant dans des conditions statiques, pourra détruire la capacité différentielle de glissement le long des plans de schistosité. Cette hypothèse est nécessaire pour tenir compte de l'existence fréquente des superpositions de schistosité.

Nous avons considéré jusqu'ici le problème du moteur dans le cas où les bancs compétents conservent leur continuité. L'observation montre que l'équivalent de la schistosité dans ce banc est représenté par une série de fractures espacées obéissant aux lois de la réfraction de la schistosité et découpant le banc en une série d'éléments décalés en échelon⁽⁹⁾. Ces éléments tendent à s'ovaliser par injection de matériel incompétent (fig. 6), ce qui a pour effet de lubrifier les contacts entre les éléments. Ces surfaces de contact ont au départ une orientation franchement oblique sur les plans de schistosité et sur la contrainte principale. Cette disposition, comme dans le cas des biseaux sur les microlithons observés ci-dessus, constitue un nouveau moteur pour le glissement suivant les plans de schistosité dans la mesure où les contraintes de cisaillement se trouvent localement exagérées et jouent dans le même sens tout au long du même flanc d'un pli.

⁽⁹⁾ Ceci exige que l'angle de réfraction ne soit pas trop fort au départ, c'est-à-dire que la différence de compétence ne soit pas trop grande.

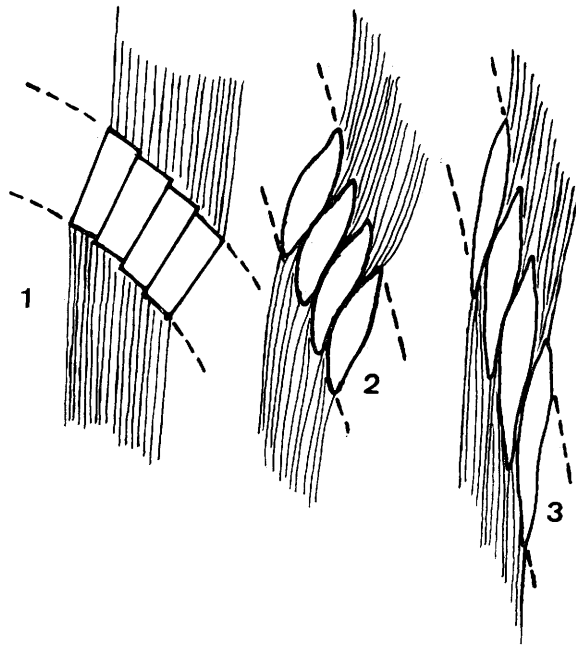


FIG. 6. — Phénomène d'ovalisation des éléments découpés par la schistosité dans un banc compétent au contact d'un banc moins compétent.

En conclusion, la notion de pli semblable dans les schistes épizonaux est strictement liée à la notion de matériel incompétent, laquelle ne peut être définie que de façon relative. Il n'y a donc de plis semblables que dans des séries à bancs compétents et incompétents alternants. En simplifiant, on peut dire que la formation des plis semblables résulte de l'adaptation du niveau incompétent au flambement harmonique du banc compétent.

IX. Comparaison de l'interprétation proposée avec le modèle géométrique de Ramsay

Un mode de génération des plis synschisteux analogue à celui que nous venons de décrire a déjà été proposé par Ramsay (1967, p. 482) qui note : « Many folds structures are probably initiated by buckling instability within the competent layers and the shape of the initial buckles becomes modified by the process of flattening and shear parallel to the axial surface. » En effet il est habituel, en géologie, de considérer un modèle géométrique de pli semblable qui fait appel à une *déformation de type glissement simple* (simple shear, cf. Nádai, 1950, vol. I, p. 146) isolé ou combiné à l'écrasement homogène. Le glissement simple est un cas de déformation continue, homogène, rotationnelle, plane et, comme tel, il ne peut intervenir dans un pli qu'à l'échelle locale. La déformation d'ensemble pour un pli semblable étant hétérogène, l'angle de glissement ϕ ($\gamma_s = \text{tg } \phi$) varie de

façon continue le long du banc plissé. Dans ce modèle, le plan fixe de glissement nécessité par le glissement correspond à la direction du plan axial (cf. Ramsay, 1967). *Mais ce modèle est purement géométrique et ne fait pas appel à la notion de plan de schistosité en tant que plan matériel.* C'est en cela qu'il diffère essentiellement de celui que nous proposons.

Dans le cas des schistes à microlithons, il existe des plans matériels de schistosité et la déformation globale résulte d'un déplacement relatif des microlithons correspondant à un *glissement discontinu* de ces derniers les uns sur les autres selon le modèle du paquet de cartes où la notion de glissement correspond effectivement à un déplacement, c'est-à-dire à une déformation discontinue et non pas à une déformation des cartes considérées individuellement. Il existe néanmoins une analogie entre la déformation globale du paquet de cartes et une déformation par glissement simple. Si le déplacement des cartes est proportionnel à leur épaisseur et si celle-ci pour chaque carte tend vers zéro, la déformation du paquet de cartes tend vers le glissement simple.

Cependant, l'analogie avec le modèle du paquet de cartes n'est pas très satisfaisante du point de vue dynamique car elle comporte trop de contraste entre les cartes et les joints et un parallélisme trop parfait. Ce n'est qu'une image géométrique.

X. Relations entre les mécanismes de déformation locale et le plissement

Dans le cas des plis semblables avec schistosité de plan axial, on est conduit à considérer trois modèles différents de la déformation selon l'échelle à laquelle on se situe. Chaque échelle inférieure peut être considérée comme déformation élémentaire finie par rapport à l'échelle immédiatement supérieure dans laquelle elle se trouve intégrée. Ainsi, le microlithon représente l'échelle élémentaire par rapport à la déformation de glissement simple, elle-même échelle élémentaire par rapport à la déformation du pli semblable. Cette triple échelle se retrouve lorsqu'on aborde le mécanisme. En particulier, le glissement simple correspond à une déformation plastique dont le mécanisme élémentaire est fourni par le frottement le long des plans de schistosité. *Le seuil de plasticité est alors la résistance au frottement le long de ces plans.*

Malgré le caractère hétérogène de la déformation globale, tant des bancs compétents que des bancs incompétents, nous pouvons considérer les ellipsoïdes de déformation finie résultants, à condition que leur dimension soit infiniment petite (ellipsoïdes de la déformation locale). Les bancs compétents se comportent comme moins anisotropes et, en simplifiant, on peut admettre qu'il n'existe pas de direction privilégiée du point de vue des déformations. *Il en résulte, dans cette approximation, que l'ellipsoïde des déformations y a même direction principale que l'ellipsoïde des contraintes* et le plan d'extension maximale est le plan de schistosité, l'hétérogénéité de la déformation se traduisant dans ce cas par l'apparition d'une schistosité en éventail convergent vers l'intérieur du pli.

Il n'en est pas de même dans le banc incompétent supposé plissé suivant le mode semblable du modèle adopté ci-dessus, où les plans de schistosité fonctionnent comme une direction de glissement privilégiée. Dans ce cas, l'anisotropie mécanique du milieu qui en résulte entraîne que les orientations *des ellipsoïdes des contraintes peuvent être très différentes de celles des ellipsoïdes locaux de la*

déformation finie. La contrainte principale maximale est, comme nous l'avons vu, quasi perpendiculaire au plan de schistosité à chaque instant. Mais, en ce qui concerne la déformation, il est nécessaire de la décomposer. *La composante de déformation homogène* présente un ellipsoïde dont le plan principal d'extension maximale est exactement confondu avec le plan de schistosité supposé représenté par un plan de direction définie, coïncidant avec le plan axial du pli. L'hétérogénéité de la déformation est liée à la *composante de glissement simple* selon le plan de schistosité. L'ellipsoïde local de déformation finie correspondant à cette dernière fait un angle variable avec le plan de schistosité selon la position du plan de glissement dans le pli (cf. fig. 7-89 in Ramsay, 1967). Dans le cas des plis semblables, l'interprétation du plan de schistosité selon Sorby et Sharpe n'est pas valable.

XI. Plissement et schistosité en éventail

Dans les plis naturels de séries épizonales, avec des différences de compétence selon les bancs, le schéma du pli semblable idéal tel qu'il est développé précédemment ne s'applique pas parfaitement car les surfaces plissées limitées à l'intrados et à l'extrados du banc compétent ne sont pas superposables. La déformation du banc incompetent doit s'adapter à cette condition.

Le cas idéal que nous avons imaginé comme modèle du pli semblable suppose en effet des bancs compétents d'épaisseur quasi nulle (cf. ci-dessus, p. 108). L'un des plis semblables naturels figurés dans le livre de Ramsay (fig. 7-101, 1967) se rapproche assez bien du modèle imaginé car les niveaux compétents très minces de gneiss à silicates calciques sont séparés par des bancs incompetents épais de marbre très plastiques. Si les plis de type semblable correspondant au modèle idéal sont rares, ce n'est pas nécessairement parce que leur mécanisme de déformation est exceptionnel, mais simplement parce que, dans la nature, les matériaux correspondant au modèle adéquat de ce type de pli sont plutôt rares. Plus généralement, les plis de caractère approximativement semblables se formeront dans une série de matériaux compétents et incompetents alternants, si les bancs compétents sont suffisamment espacés par rapport à leur propre épaisseur, mais pas trop, car alors le plissement s'amortit rapidement avec la distance à l'intérieur du niveau compétent.

Ceci doit se traduire, d'après ce qui précède, par le non-parallélisme des surfaces limites des microlithons — sinon le pli serait semblable — dans la zone de charnière du pli.

Ce phénomène a été souvent décrit comme éventail de schistosité, celle-ci étant convergente vers l'intérieur du pli. L'apparition de cette disposition de la schistosité dans le banc incompetent peut se concevoir de deux façons différentes :

1° la convergence résulte de l'évolution de la schistosité de plan axial préexistante lorsque le plissement qui l'a créée tend à s'accentuer sous l'influence du mode de déformation propre aux bancs compétents ;

2° la convergence s'établit d'emblée lors de la naissance de la schistosité au cours du plissement.

Les observations à l'échelle du microlithon permettent de choisir entre ces deux hypothèses.

La première permet d'expliquer la convergence de la schistosité dans le banc incompetent à l'intrados du banc compétent par exagération locale de l'écrasement des microlithons sous l'effet d'un serrage de la matière par le banc compétent, maximal à la charnière. Mais cette hypothèse est impuissante à rendre compte de la disposition de la schistosité à l'extrados du banc compétent (voir Ramberg, 1963 et fig. 7-82 in Ramsay, 1967). En effet, dans cette région du pli, la matière est étirée et on s'attendrait à avoir des fractures de tension dans le banc incompetent parallèlement à la direction de faiblesse que constitue la schistosité. Ceci ne s'observe jamais.

En fait, les plans de schistosité et les microflexures associées dans le cas de la schistosité de strain-slip s'estompent et disparaissent dans le banc incompetent à l'extrados du banc compétent, si la différence de compétence est très contrastée. De plus, la schistosité se trouve déviée au point de venir tangenter symétriquement l'extrados du banc compétent. Cette disposition s'explique parce que les matériaux incompetents à l'extrados de la zone de la charnière sont localement soumis, par la flexion du banc compétent, à une compression suivant une direction perpendiculaire à celle de la compression d'ensemble ayant déterminé l'apparition du plissement. Il y a donc localement aplatissement parallèlement à la stratification et la schistosité ne peut naître dans la mesure où les phyllites sont orientées avant déformation suivant la stratification (cf. ci-dessus, p. 93).

Si les phyllites ne sont pas orientées au départ, une véritable schistosité parallèle à la stratification peut apparaître localement dans le banc incompetent au voisinage de l'extrados du banc compétent, dans la zone de la charnière (cf. Ramberg, 1963 et remarque infrapaginale p. 105). Au fur et à mesure que le pli évolue et que les différences de compétence des bancs tendent à diminuer, le domaine où les contraintes principales et la schistosité sont déterminées par la stratification, va se réduire progressivement, alors que celui de la schistosité ordinaire de plan axial ou en éventail va progressivement se superposer à celui de la schistosité locale envisagée, sauf exactement à la charnière. Dans ce cas, on pourra observer localement deux schistosités superposées qui sont liées à un seul et même épisode de déformation progressive.

Ainsi, l'éventail de schistosité ne résulte pas d'une évolution mais traduit un état mécanique local. Cette disposition implique le caractère hétérogène des contraintes et des déformations dans les matériaux considérés (cf. Ramberg, 1963). Si, comme nous le pensons, la résistance au glissement est très faible le long du plan de schistosité, *la forme de l'éventail enregistre approximativement l'orientation des contraintes principales dans le banc incompetent*. Celles-ci se modèlent sur le pli, notamment à l'extrados du banc compétent.

Nous avons mentionné que l'on pouvait observer des déplacements incohérents des microlithons, avec glissement dans un sens ou dans l'autre, dans la zone de charnière des plis, et montré que ces mouvements pouvaient être liés à l'existence des microlithons en biseaux. Dans ces conditions, la localisation de ces mouvements incohérents dans la zone de la charnière doit probablement être liée à la disposition en éventail de la schistosité dans ces mêmes zones.

Deuxième partie

ÉVOLUTION DE LA SCHISTOSITÉ À MÉTAMORPHISME CROISSANT

I. Schistosité dans la mésozone et dans la catazone

Comme nous l'avons vu, l'évolution de la schistosité de strain-slip primaire à métamorphisme croissant est caractérisée par une tendance à l'effacement des microlithons avec passage à une schistosité pénétrative. Cependant, cette évolution est plus ou moins rapide suivant la nature lithologique des matériaux. En particulier, dans les schistes très hétérogènes à alternances gréso-micacées, les lits gréseux tendent à conserver la structure en microlithons. Le quartz tend à se rassembler dans les microlithons où il constitue des charnières emboîtées successives qui armaturent ces derniers et semblent accroître la résistance différentielle à l'écrasement. Ainsi, ces microlithons résiduels apparaissent-ils comme des domaines protégés, susceptibles de se conserver jusqu'à des degrés de métamorphisme intenses (zone de la sillimanite).

Dans la mésozone, en général, le taux de déformation atteint rapidement une valeur telle que l'on a un style de plissement complètement isoclinal à l'échelle millimétrique, voire centimétrique, de telle sorte que le parallélisme des microliths compétents et incompétents avec le plan de schistosité a pour conséquence qu'il n'existe plus de moteur, à cette échelle, pour engendrer un glissement relatif des microlithons. Cependant, si les bancs compétents ne sont pas isoclinalisés, alors que les microliths le sont (cf. fig. 4-12, in Turner et Weiss, 1963), des contraintes de cisaillement continueront de s'exercer suivant les plans de schistosité du milieu incompétent, ce qui nous ramène au cas précédent. Ce n'est que par isoclinalisation des bancs compétents eux-mêmes que l'on assiste à la déformation des niveaux incompétents par écrasement hétérogène (boudinage) ou homogène (aplatissement). On passe donc à une schistosité pénétrative lorsque le taux de déformation devient très grand.

Il n'en reste pas moins qu'à ce stade l'orientation des micas est anisotrope et que des différences notables de compétence demeurent entre les bancs. Si l'orientation des contraintes se modifie, il apparaît une nouvelle schistosité sous forme de strain-slip secondaire (quel qu'ait été le type de la schistosité primaire, étant donné qu'à ce stade les micas ont déjà atteint une dimension importante) qui pourra, à son tour, dégénérer pour un taux de déformation suffisant, en une nouvelle schistosité pénétrative (transposition).

Dans ces conditions, et pour le cas de l'épizone et de la mésozone, un épisode de développement d'une schistosité définie correspond à la constance de l'orientation des contraintes (sinon, on observerait de nouvelles schistosités). Cette persistance d'une orientation définie des contraintes peut servir à définir ce que l'on appelle en tectonique une phase de déformation. Au cours d'une telle phase, la contrainte principale maximale reste pratiquement normale à la schistosité. Mais rappelons que, dans l'épizone, le plan d'extension maximale de l'ellipsoïde de déformation finie à l'échelle locale dans les bancs incompétents, ne coïncide

pas avec le plan de schistosité, sauf dans les plans axiaux des plis. Cette coïncidence est possible dans les bancs compétents.

Ce n'est qu'à la plus grande profondeur, dans la catazone, que l'on assiste à une réduction progressive de la différence de plasticité entre les bancs grésopélitiques, comme en témoigne la morphologie des plis, *phénomène qui réduit ou annule toute cause de glissement* et ramène, une fois de plus, au schéma de la déformation homogène qui peut modifier l'orientation des micas et donc de la schistosité. Mais il ne peut plus y avoir développement de strain-slip secondaire, si ce n'est dans un stade de métamorphisme rétrograde.

Certains auteurs pensent que dans les terrains métamorphiques l'orientation des micas suivant les plans de schistosité correspond à un phénomène essentiellement différent qui n'est pas le résultat, direct ou indirect, d'une déformation (prétendue foliation). Le processus habituellement envisagé pour expliquer l'orientation des micas est un processus d'orientation thermodynamique tendant à diminuer l'énergie libre de minéraux anisotropes (micas) placés dans un champ de contrainte (Sander, cité par Ramberg, 1952; Goguel, 1967). Les données actuelles entraînent, comme l'a montré Goguel (1967), que l'orientation des micas dans ce cas serait perpendiculaire à la plus petite des contraintes (σ_3)⁽¹⁰⁾, ce qui est incohérent avec l'observation de l'orientation prise par les micas dans les plans axiaux des plis, les plans (001) de ces derniers étant alors perpendiculaires à la plus grande des contraintes (σ_1). Goguel montre, en plus, que par un tel processus, l'orientation des micas doit être très stricte, ce qui n'est généralement pas réalisé, comme le montre l'exemple bien connu des micas « en arcs polygonaux », très souvent rencontrés. Ce sont précisément ces dernières structures qui donnent la clé de l'interprétation véritable du phénomène dans le cas général. Il s'agit essentiellement d'une *recristallisation mimétique* des micas sur des structures héritées de phénomènes de déformation antérieurs, au premier rang desquels les schistosités de flux ou de strain-slip antérieures.

Cependant, si, dans quelques cas, on peut observer l'orientation préférentielle de lamelles de micas statiques suivant une direction définie non liée apparemment à une déformation importante de la roche, on doit invoquer une cristallisation orientée sous la seule influence des contraintes.

Ainsi, dans le bâti orogénique, quant à l'aspect microscopique sous lequel les schistosités apparaissent, on peut distinguer :

- une zone relativement superficielle où les aspects de déformation des lamelles micacées sont dominants (épizone) ;
- un domaine profond où la recristallisation mimétique est le processus général (mésozone inférieure et catazone) ;
- entre les deux, une zone de transition où les micas déformés persistent côte à côte avec des micas recristallisés et non déformés (mésozone supérieure).

II. Cas particulier des terrains du faciès des granulites

La schistosité s'exprime suivant deux modalités dans les roches : c'est approximativement un plan d'aplatissement matérialisé sur le plan axial des plis et la

⁽¹⁰⁾ Une expérience de Means et Paterson (1966, p. 116) paraît confirmer la réalité physique de ce résultat.

déformation des objets antéorogéniques ; c'est aussi une orientation des minéraux, phyllites principalement, éventuellement amphiboles, suivant ce même plan, ceci au cours de la même phase de déformation. Il arrive que seule l'une de ces deux modalités soit nettement exprimée.

Ainsi, dans le cas particulier des roches du faciès des granulites où les micas tendent à disparaître, la schistosité par cristallisation mimétique de résidus micacés orientés n'intervient pratiquement plus. Dans les roches basiques des granulites de haute pression, l'amphibole peut encore indiquer la schistosité. Mais, dans les autres catégories de gneiss, les structures planaires observées, habituellement appelées foliation, souvent rubanées, sont fondamentalement des hétérogénéités chimiques dont l'origine peut être variée : sédimentaire, tectonique (schistosité résiduelle avec transposition, schistosité avec différenciation métamorphique), anatectique ou magmatique.

Cependant, lorsque l'on observe dans les gneiss catazonaux une telle foliation, elle coïncide statistiquement avec le plan axial de plis isoclinaux et donc avec le plan d'aplatissement maximal. Dans ces conditions, la foliation apparaît bien généralement comme l'une des expressions de la schistosité.

Dans le cas où un ancien bâti granulitique est repris dans une nouvelle orogénèse avec un degré de métamorphisme analogue (« regranulitisation »), si le taux de déformation n'est pas très fort, les anciennes foliations persisteront comme telles car il n'y aura pas de matérialisation du nouveau plan de schistosité par absence ou pénurie de micas. A ce point de vue, les phénomènes observés dans la mésozone peuvent être très différents à cause de la néoformation des micas. Ainsi, le plan axial des plis peut s'exprimer dans la mésozone, mais dans la catazone granulitique, il ne se manifeste que pour une déformation intense à caractère blastomylonitique assez généralisé.

III. Cas particuliers de la schistosité de flux dans les orthogneiss granitiques

Un certain volume de granite peut être considéré, au départ, dans bien des cas, comme un matériau isotrope et homogène. Il est banal d'observer la transformation de ces roches en orthogneiss ou en mylonites possédant une schistosité pénétrative de flux très marquée.

Comment peut-on concevoir cette déformation ?

Dans les mylonites, les déformations microscopiques sont concentrées presque exclusivement sur le quartz et sur les micas, les feldspaths jouant le rôle de corps durs, même si les dimensions initiales de tous ces minéraux sont les mêmes. Le quartz se granule ou flue, les micas sont effrités. Au même stade de la déformation, dans un premier temps, les feldspaths sont seulement fracturés, sans gros déplacement relatif des fragments⁽¹¹⁾. Dans ces conditions, le processus de déformation à l'échelle des grains ne peut être assimilé à la déformation homogène selon la théorie de Flinn, car le processus réel est l'écrasement des minéraux les moins résistants entre des grains durs constitués des minéraux les plus résistants. Ce processus ramène, avec un degré de déformation plus poussé, au cas de la schistosité de flux dans les schistes, dont on a montré ci-dessus qu'elle supposait une trituration des phyllites, la différence essentielle étant que dans les mylonites

(11) Voir par exemple Bellière (1971).

granitiques, on ne peut pas considérer la schistosité comme résultant de l'évolution d'une structure planaire initiale.

La structure de certains orthogneiss ne diffère guère de celle des mylonites si ce n'est qu'une recristallisation importante entraîne un grossissement des grains et que les micas montrent une orientation statistique comme dans la schistosité pénétrative des schistes. Les différentes espèces de minéraux ont une distribution comparable à celle observée dans les mylonites. Elle se marque par une morphologie du quartz en lentilles et par l'alignement des biotites. Dans des cas extrêmes, on aboutit à des bandes monominérales alternantes. L'orientation des micas dans les orthogneiss peut simplement résulter de la recristallisation mimétique des paquets phylliteux du stade mylonitique. Cependant, on observe aussi dans les gneiss de gros micas représentant des reliques recristallisées d'anciens micas en grandes lamelles ayant seulement subi une granulation périphérique. Dans ce cas, le stade mylonitique n'a probablement pas été atteint, mais l'orientation actuelle des micas est avant tout d'origine mécanique.

Un échantillon macroscopique d'orthogneiss montre une schistosité que l'on pourrait être tenté d'interpréter par la théorie de la déformation homogène, mais cette interprétation n'a pas de sens à l'échelle microscopique, comme nous venons de le voir. En particulier, la déformation autour d'un grain de feldspath plus résistant et de plus grande dimension que l'ensemble des grains (cas des orthogneiss œillés dérivant des granitoïdes à phénocristaux) se réduira essentiellement à des glissements liés au fait que le plan de schistosité se moule localement sur le corps dur, ces glissements s'effectuant d'ailleurs dans des directions opposées. D'une manière générale, la distribution des contraintes peut n'être que légèrement modifiée par l'existence d'un « os » dur dans le voisinage — dans le sens d'une concentration — et ceci se traduira par des glissements à ses limites dans des directions opposées.

Curieusement, la théorie de la déformation homogène n'est pas davantage acceptable à une échelle supérieure dans la mesure où il est courant de rencontrer dans les orthogneiss des plis à schistosité de plan axial dès qu'il existe des marqueurs différenciés, ces derniers étant souvent d'anciens filons de roches acides recoupant l'ancien granitoïde. De tels filons ne paraissent pas devoir introduire une différence sensible de compétence au moment de la déformation et leur plissement par flambement est peu probable (on connaît cependant le cas des plis *ptygmaticques*). On peut alors considérer qu'ils n'ont aucun rôle moteur dans la genèse des plis. S'il en est bien ainsi, la cause de la déformation hétérogène doit être recherchée dans les conditions aux limites du domaine granitique homogène considéré. Il peut s'agir de la non uniformité des contraintes extérieures dans un encaissant supposé lui-même homogène. Cette non uniformité des contraintes peut être aussi due à la forme complexe de la limite de séparation entre le milieu homogène granitique de compétence différente de celle de son encaissant, et ce dernier ; ceci se comprend bien dans le cas d'un ancien massif granitoïde limité par des apophyses irrégulières. Il peut s'agir encore de l'influence sur la distribution des contraintes d'inégalités de compétence dans le milieu encaissant lui-même.

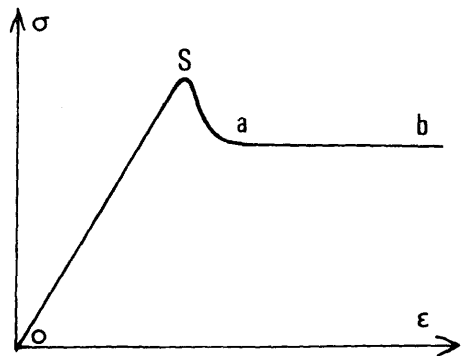
Troisième partie

AUTRES ASPECTS DU PROBLÈME DE LA SCHISTOSITÉ

I. Signification du front de schistosité

Flinn (1962) a tenté d'appliquer du point de vue de l'analyse géométrique la théorie de la déformation homogène, qu'il a particulièrement développée, aux problèmes du plissement et de la schistosité. Mais les roches constituent ordinairement des matériaux hétérogènes et anisotropes dans lesquels *les déformations hétérogènes représentent les processus dominants* dès que la limite de déformation élastique est atteinte, au moins jusqu'à la limite de la catazone. Comme nous l'avons vu ci-dessus, les deux modes essentiels de déformation hétérogène sont le flambement des bancs compétents et le développement de la schistosité de strain-slip primaire dans les bancs incompétents. Ces deux processus ont, comme caractère commun, que les contraintes nécessaires à leur amorçage sont plus fortes que celles qui assurent leur développement et leur entretien. Ceci est bien connu dans les cas du flambement et dans celui de la schistosité de strain-slip primaire ; ce phénomène de barrière d'énergie correspond, d'une part à la création du microplissement, et, d'autre part, à la dégénérescence en micropli-faille et à la création des micro-lithons. Une fois ceux-ci créés, la contrainte tangentielle nécessaire pour produire un cisaillement donné atteint une valeur minimale le long du plan de schistosité. Nous voyons donc que les états de déformation homogène apparaissent instables ou parfois métastables sous le même régime de contraintes par rapport aux états de déformation hétérogène. Cependant, on ne passe des uns aux autres qu'en franchissant *un seuil impliquant l'existence d'une barrière d'énergie* (métastabilité mécanique) (fig. 7). A cet égard, le phénomène apparaît similaire à celui de la création des bandes de Luder-Hartmann dans la déformation plastique de l'acier (cf. Nadaï, 1950) étant entendu que les phénomènes sont différents par l'orientation des plans de déformation par rapport aux contraintes et par la nature du mécanisme intime de la déformation. Une fois franchie la barrière d'énergie, le développement de la schistosité devient très facile et se généralise rapidement. Sur le terrain, ce phénomène de fragilisation a sa traduction dans la notion d'un *front de*

FIG. 7. — Allure de la courbe contrainte (σ)-déformation (ϵ) dans un phénomène mécanique impliquant une barrière d'énergie. Le seuil S traduisant la plus forte valeur de la contrainte correspond à l'énergie nécessaire pour créer les micro-lithons et traduit la barrière d'énergie. Le segment a - b de la courbe montre que la déformation par glissement le long des plans de schistosité s'opère avec une valeur constante de la contrainte, ici le cisaillement, inférieure à la précédente.



schistosité (Fourmarier, 1953), si généralement constaté dans les chaînes plissées. Des phénomènes de fragilisation apparaissent dans certaines expériences de déformation de roches sédimentaires, lorsque celles-ci sont soumises à des pressions d'eau de plus en plus élevées (Robinson cité dans Jaeger et Cook, 1971). Les courbes expérimentales montrent très clairement l'apparition d'une barrière d'énergie analogue à celle que nous supposons dans le cas du développement de la schistosité. La *pression du fluide* est un facteur possible dans le développement de la schistosité dont l'importance n'est pas connue actuellement.

Il peut exister un *front de schistosité pénétrative* (de flux) plus ou moins nettement défini à partir duquel toutes les roches essentiellement pélitiques seront très généralement affectées par une schistosité pénétrative. Néanmoins, nous avons signalé dans ces conditions l'existence de reliques lenticulaires de microlithons. On peut interpréter ceci comme un effet de boudinage des microlithons. Le boudinage est l'un des modes essentiels de déformation qui comporte, lui aussi, une barrière d'énergie. Une fois amorcé, le phénomène va se traduire par une fragmentation des microlithons qui vont en même temps glisser les uns par rapport aux autres du fait de leur faible différence de compétence ; ils vont s'écraser et fluer et seuls quelques fragments se trouveront conservés comme reliques. Cette transformation est brutale du fait de l'accumulation d'énergie qui est libérée à ce moment. Le résultat de ce processus va être un *aplatissement considérable, par rapport à la même schistosité, à partir du front*, cette dernière passant ainsi en continuité d'un type strain-slip à un type pénétratif. Ce phénomène s'accompagne de l'isoclinalisation poussée des petits plis qui apparaîtront éventuellement comme des plis couchés isoclinalisés. L'existence de plis de ce type à cette échelle n'implique donc nullement l'existence de plis couchés majeurs, ce qui ne veut pas dire que ces derniers n'existent pas.

Ainsi, dans les Pyrénées orientales hercyniennes, on observe un front de schistosité de flux, généralisé vers la base de la zone de la biotite, défini à quelques centaines de mètres près. Ce front est situé dans la couverture paléozoïque à une distance assez régulière au-dessus des gneiss du socle précambrien repris à l'hercynien. Dans certains massifs, le socle et sa couverture sont engagés dans de grands plis couchés (nappes de socle de style pennique, cf. Guitard, 1970), alors que dans d'autres, dans l'état actuel des connaissances, il semble qu'ils ne le sont pas (Fonteilles et Guitard, 1972).

II. Imbrication des phénomènes de déformation aux différentes échelles.

Cas des nappes de socle

Les notions d'homogénéité et d'hétérogénéité mécanique dépendent de l'échelle.

Si dans une série flyschöide à alternances assez régulières de bancs compétents et incompétents, on passe de l'échelle macroscopique des bancs décimétriques à métriques et des plis métriques à décamétriques à l'échelle mégascopique, par exemple le kilomètre, et si, à cette échelle, le volume de terrain considéré et son voisinage peuvent être considérés comme mécaniquement homogènes, mais anisotropes, c'est-à-dire si la série est dépourvue de puissantes formations compétentes, la déformation globale à cette échelle peut être considérée comme homogène, bien qu'elle soit manifestement hétérogène aux échelles macroscopique et

microscopique. Il n'y aura pas alors de plissements en grand, la périodicité du plissement étant liée à l'épaisseur des niveaux compétents (Ramberg, 1963).

Avec la même hypothèse d'homogénéité globale, l'existence d'une schistosité régionale d'orientation uniforme traduit l'uniformité de la contrainte principale maximale à l'échelle mégascopique.

Les terrains de ce type où la contrainte régionale est uniforme lorsque le taux de déformation homogène mégascopique y est suffisant, présentent souvent une structure en plis couchés de petite amplitude, et ces plis couchés ne s'intègrent pas nécessairement dans une structure d'ensemble en nappe. L'apparition des nappes correspond à la formation de plis à l'échelle mégascopique, ce qui suppose l'existence de contrastes de compétence entre des masses rocheuses à la même échelle. Les nappes de style pennique sont un exemple de tels plis couchés mégascopiques, la cause de leur formation étant le plus souvent la différence de compétence majeure entre des matériaux granitoïdes de socle qui en constituent les noyaux et les schistes de couverture qui en forment l'enveloppe, d'où *le rôle tectogénétique majeur, dans ce cas, de la limite socle sensu lato-couverture*.

Remarquons que dans le cas envisagé, nous nous trouvons placés, mais à une autre échelle, dans le cas classique où un banc compétent est isolé dans une masse incompétente. Les plis développés dans le banc compétent ne se propagent dans la masse incompétente qu'à une distance limitée et s'amortissent rapidement au-delà. Ainsi, on peut comprendre qu'une structure en nappe pennique à un certain niveau d'un orogène n'entraîne pas nécessairement une structure en plis couchés de grande amplitude dans des terrains flyschoides homogènes à l'échelle mégascopique, à un niveau sensiblement plus élevé de l'orogène.

Bibliographie

- AUTRAN, A., FONTEILLES, M., GOGUEL, J. et GUITARD, G. (1972). — Sur l'origine de la schistosité. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 274, p. 1889-1891.
- BECKER, G. F. (1904). — Experiments on schistosity and slaty cleavage. *Bull. U. S. Geol. Surv.*, 241, p. 1-34.
- BELLIÈRE, J. (1971). — Mylonites, blastomylonites et domaines polymétamorphiques. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 94, p. 249-263.
- BREDDIN, H. (1966). — *Quantitative Tektonik*, 2. Teil, III. Faltung. *Geolog. Mitteilungen*, 7, 4, p. 333-436.
- CHOUKHROUNE, P. (1971). — Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les « zones abritées ». *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 13, p. 257-271.
- CLOOS, E. (1947). — Oolite deformation in the South Mountain fold, Maryland. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 58, p. 834-918.
- COLLETTE, B. J. (1958). — On the origin of schistosity, I. *Koninkl. Nederl. Akad. van Wetenschappen, Amsterdam, Proc.*, sér. B, 61, p. 121-130.
- DE SITTER, L. U. (1964). — *Structural Geology*. McGraw-Hill Co., New York, 2nd ed., 552 p.
- FLINN, D. (1962). — On folding during three-dimensional progressive deformation. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, 118, p. 385-433.
- FONTEILLES, M. et GUITARD, G. (1972). — Nappe de socle et socle autochtone dans les Pyrénées lors de l'orogénèse hercynienne. *C. R. Ac. Sc. Paris*, 274, p. 3504-3507.
- FOURMARIER, P. (1953). — Schistosité et grande tectonique. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 76, p. 275-301.
- GOGUEL, J. (1945). — Sur l'origine mécanique de la schistosité. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 15, p. 509-522.

- GOGUEL, J. (1948). — Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. *Mém. Carte Géol. Fr.*, 2^e éd., 530 p.
- GOGUEL J. (1965). — *Traité de Tectonique*, 2^e éd. Masson et C^{ie}, Paris, 457 p.
- GOGUEL, J. (1967). — L'orientation des minéraux des roches sous l'influence de la contrainte. II : Minéraux monocliniques et micas. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, 9, p. 481-489.
- GONZALEZ-BONORINO, F. (1958). — El origen mecanico de la esquistosidad. *Fac. Cienc. Esc. nat. Univer. Buenos Aires*, II, 2, p. 29-94.
- GUIARD, G. (1970). — *Le métamorphisme hercynien mésozonal et les gneiss axillés du Canigou (Pyr.-Or.)*. Mém. 63 B.R.G.M., 316 p.
- HARKER, A. (1885). — The cause of slaty cleavage : compression v. shearing. *Geol. Mag.*, 2, p. 15-17 and 266-268.
- HOEPPENER, T. (1956). — Zur Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. *Geol. Rundschau*, 45, p. 247-283.
- JAEGER, J. C. and COOK, N. G. W. (1971). — *Fundamentals of Rock Mechanics*. Science Paperbacks, 515 p.
- JANNETAZ, M. E. (1884). — Mémoire sur le clivage des roches (schistosité, longrain) et sur leur reproduction. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 12, 3^e sér., p. 216-236.
- MARCH, A. (1932). — Mathematische Theorie der Regelung nach der Korngestalt bei offener Deformation. *Zeitschr. Kristallog.*, 81, p. 285-298.
- MEANS, W. D. and PATERSON, M. S. (1966). — Experiments on preferred orientation of platy minerals. *Contr. Miner. Petrol.*, 13, p. 108-133.
- NADAI, A. (1950). — *Theory of Flow and Fracture of Solids*, Vol. 1, 2nd ed. McGraw-Hill Book Co., New York.
- RAMBERG, H. (1952). — *The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks*. Univ. Chic. Press, 317 p.
- RAMBERG, H. (1963). — Strain distribution and geometry of folds. *Bull. Geol. Inst. Univer. Uppsala*, 17, 4, p. 1-20.
- RAMSAY, J. G. (1967). — *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill Book Co., New York, 568 p.
- ROBINSON, L. H. (1959). — Effect of pore and confining pressure on the failure process in sedimentary rocks. *Colorad. Sch. Mines Q.*, 54, p. 177-199.
- SANDER, B. (1911). — Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. *Tscherm. Min. Petro. Mitt.*, 33, p. 305-307.
- SANDER, B. (1934). — Typisierung von deformierten Tonschiefern, mit optischen und röntgenoptischen Mitteln. *Zeitschr. Kristallog. A.*, 89, p. 97-124.
- SCHMIDT, W. (1932). — *Tektonik und Verformungslehre*. Berlin.
- SHARPE, D. (1847). — On slaty cleavage. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, 3, p. 74-104.
- SORBY, H. C. (1856). — On the theory of the origin of slaty cleavage. *Phil. Mag.*, 12, p. 127-129.
- SPRY, A. (1969). — *Metamorphic Textures*. Oxford, Pergamon Press, 350 p.
- TURNER, F. J. and WEISS, L. E. (1963). — *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. McGraw-Hill Book Co., New York.
- URBAIN, P. (1937). — Texture microscopique des roches argileuses. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5, 7, p. 341-346.
- VOLL, G. (1960). — New work on petrofabrics. *Lpool. Manchr. Geol. J.*, 2, p. 503-567.
- WILLSON, G. (1961). — The tectonic significance of small scale structures. *Ann. Soc. Geol. Belg. Bull.*, 84, p. 423-548.
- WHITTEN, E. H. T. (1966). — *Structural Geology of Folded Rocks*. Rand McNally Co., Chicago, 663 p.