

CARACTÈRES STRUCTURAUX DE L'ÉODÉVONIEN AUX ENVIRONS DE BASTOGNE (*)

par A. LAMBERT (**) et J. BELLIERE (***)

(11 figures dans le texte)

RÉSUMÉ

Le présent travail analyse les géométries des plis, de la schistosité et du boudinage, et précise les relations de ces structures entre elles et avec le métamorphisme. On en déduit la succession chronologique suivante des phénomènes :

- apparition d'une schistosité S_1 de cristallisation, parallèle à la stratification;
- apparition du boudinage selon une direction N 40° E et développement du métamorphisme;
- plissement, peu intense, et probablement local, selon des axes N 10° à 15° E environ;
- deuxième phase de plissement, plus intense, selon des plans axiaux N 50° E à forte pente SE; formation concomitante d'une schistosité de plan axial, développée à partir de S_1 par un processus de strain-slip, et rétro-morphose des minéraux de métamorphisme;
- déformations mineures : plissements et « kinking » de la schistosité S_2 , joints particuliers de raccord entre les plans interboudinaux et la schistosité S_2 .

ABSTRACT

The present study includes an analysis of the folds, cleavage and boudinage, and examines their interrelationships and their relationship to the metamorphism. The following chronological sequence has been deduced :

- appearance of an S_1 crystallisation cleavage parallel to the stratification;
- appearance of boudinage striking N 40° E, and onset of metamorphism;
- weak, and probably local folding with axes oriented N 10° to 15° E;
- a second, more intense folding phase with axial planes striking N 50° E and dipping steeply SE; concomitant formation of an axial plane cleavage, developed from S_1 by strain-slip, and retrograde metamorphism;
- minor deformations: crinkling and « kinking » of the S_2 cleavage, special joints connecting the interboudinal planes to the S_2 cleavage.

ROLES RESPECTIFS DES COAUTEURS

La présente note expose les résultats principaux d'un travail de fin d'études proposé par J. Klerkx et présenté par A. Lambert à l'Université de Liège pour l'obtention du grade de licencié en sciences géologiques et minéralogiques. En

(*) Communication présentée le 9 mars 1976, manuscrit déposé le 18 juin 1976.

(**) C/o Université de Liège, Lab. de Géologie appliquée, 45, av. des Tilleuls, Liège.

(***) Université de Liège, Lab. de Géologie-Pétrologie-Géochimie, Sart-Tilman, Liège.

l'absence de A. Lambert, retenu à l'étranger pour une période assez longue, la présente note a été rédigée par J. Bellière, qui avait suivi et orienté l'évolution du travail.

OBJET ET METHODES

La région de Bastogne appartient au domaine hercynien monocyclique de l'Ardenne. Elle est formée de Dévonien inférieur plissé, de facies terrigène, consistant en une alternance de phyllades, quartzo-phyllades et quartzites, ordonnés stratigraphiquement comme suit (BRÜHL, 1966).

Siegenien supérieur : S₃ : phyllades.

Siegenien moyen : S₂ : psammo-phyllades calcareux fossilifères.

Siegenien inférieur : $\left\{ \begin{array}{l} S_{1S} : \text{phyllades noirs.} \\ S_{1B} : \text{couches rubano-lenticulaires, gréseuses à quartzo-} \\ \text{phylladeuses.} \\ S_{1Q} : \text{quartzites gris-bleu, avec phyllades subordonnés.} \end{array} \right.$

Ces formations dessinent une série de plis qui s'intègrent en une large voûte anticlinale, dont la partie centrale est très plate et qui, dans son ensemble, s'ennoie légèrement vers le NE (fig. 1).

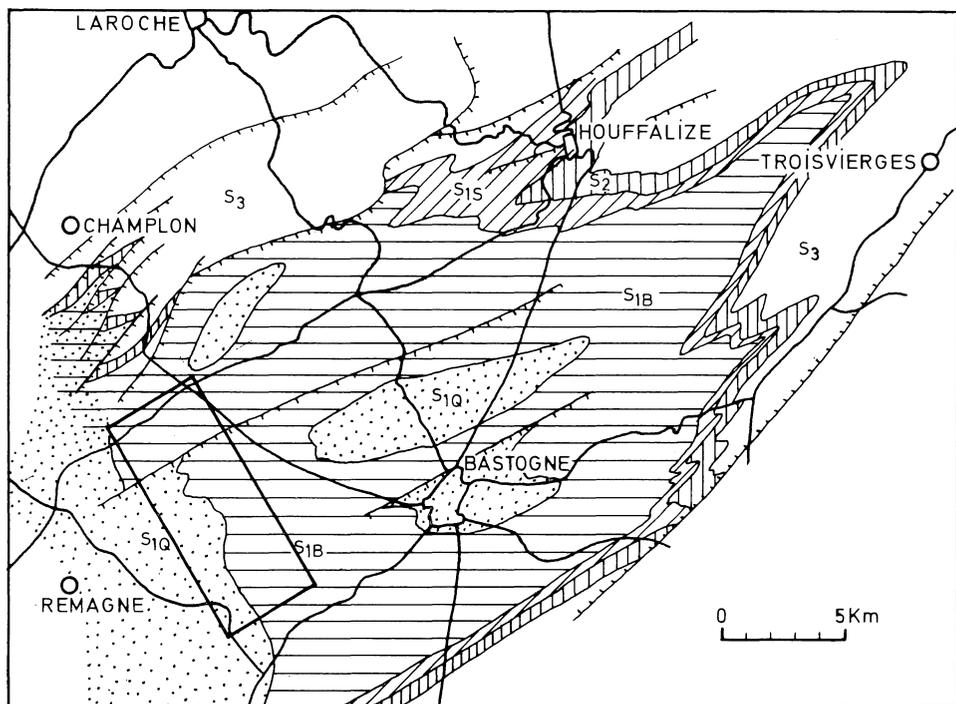


Fig. 1. — Carte géologique des environs de Bastogne (d'après BRÜHL, 1966). Le rectangle dessiné dans la partie SW représente le cadre de la fig. 2 (vallée du Laval).

La région a depuis longtemps attiré l'attention en raison des deux particularités suivantes :

- a) la présence d'un boudinage qui affecte les bancs de quartzites.
- b) la présence de minéraux de métamorphisme (ilménite, biotite, amphibole, etc.) dans les roches qui offrent au demeurant un aspect macroscopique d'épizone.

De nombreux travaux ont été consacrés tant au boudinage qu'au métamorphisme. Cependant, les avis des auteurs, même récents, sont assez divergents.

Le présent travail a pour objet d'analyser la géométrie des plis, des schistosités et du boudinage, de mettre en évidence leurs relations possibles entre eux et avec le métamorphisme et d'en déduire la chronologie de ces divers événements.

L'analyse structurale a été menée simultanément à toutes les échelles d'observation, depuis celle de la carte jusqu'à celle de la coupe mince. L'usage des diagrammes stéréographiques s'est avéré très utile pour synthétiser les données géométriques recueillies sur des affleurements isolés.

La base du travail a été constituée par l'étude de la vallée du Laval, située à 10 Km au SW de Bastogne, dont les affleurements fournissent une coupe qui n'est pas trop discontinuée. Les observations ont été ensuite étendues aux autres affleurements et carrières de la région, malheureusement fort dispersés.

LES PLIS

Le long de la coupe du Laval, les mesures de la direction et de la pente de la stratification donnent des valeurs assez disparates. Les seuls plis directement observables sur les affleurements sont des ondulations d'une longueur d'onde de 4 à 5 mètres et d'amplitude métrique. La direction de leurs charnières, lorsqu'on peut la mesurer, est plus ou moins N-S. Cette disposition n'est pas en accord avec les lignes directrices générales du plissement varisque, telles qu'elles ressortent de l'examen des cartes géologiques de la région et qui sont orientées N 50° E.

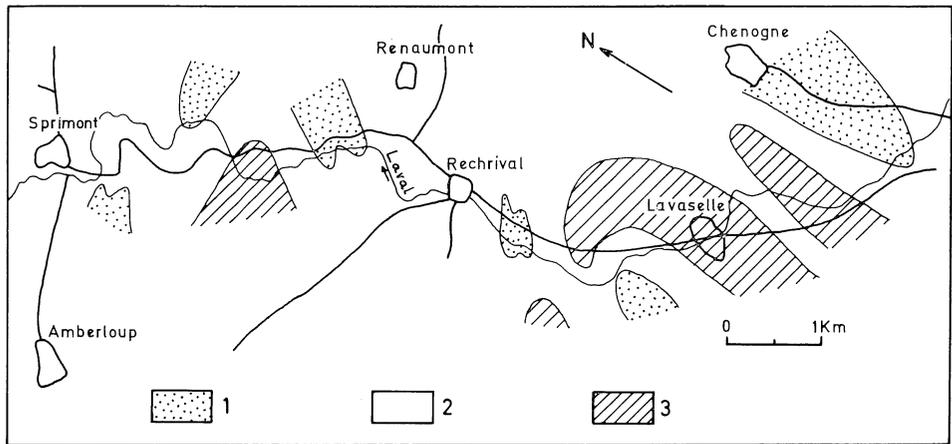


Fig. 2. — Croquis cartographique de la vallée du Laval :

- 1 : S_{1Q} — Gros bancs de quartzite bleu-gris
- 2 : S_{1B} — Phyllades noirs avec quelques rares bancs de quartzite
- 3 : S_{1B} — Roches quartzo-phylladeuses, avec bancs gréseux.

Sur la carte qui accompagne l'important travail qu'il a consacré au Siegenien de l'Ardenne, Brühl (1966) indique dans la vallée de Laval des tracés assez simples (fig. 1). En fait, le levé cartographique détaillé de cette vallée fait apparaître une distribution plus complexe des zones d'affleurement des formations du Siegenien inférieur (fig. 2). Cette distribution montre en effet :

- deux zones anticlinales, à Rechrival et à Sprimont, qui peuvent présenter la direction varisque générale;
- en plus petit, une série d'ondulations d'axes sensiblement N-S.

Une telle disposition peut être l'indice de la superposition de deux plissements. Afin de préciser quelque peu la question, les mesures de directions et pentes effectuées sur les divers affleurements (une soixantaine de mesures) ont été reportées sur deux diagrammes stéréographiques (canevas de Schmidt, hémisphère inférieur) :

- le diagramme π (fig. 3A) donne la distribution des pôles des plans de stratification;
- le diagramme β (fig. 3B) donne la distribution des points d'intersection 2 à 2 des grands cercles qui représentent les plans de stratification.

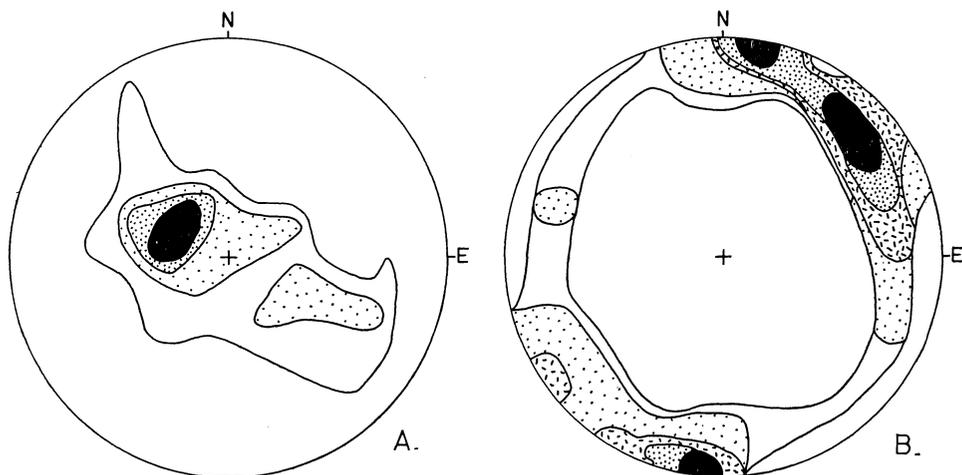


Fig. 3

A : diagramme π de la stratification dans la coupe du Laval

Contours : 15 — 10 — 5 — 2 %

B : diagramme β de la stratification dans la coupe du Laval

Contours : 6 — 5 — 4 — 3 — 2 %

Dans le cas d'un plissement cylindrique simple, comme les plans mesurés sont en zone, les pôles du diagramme π doivent se distribuer sur un grand cercle perpendiculaire à l'axe du pli et le diagramme β doit se résoudre à un point, représentant cet axe. Dans le cas présent, le diagramme π (fig. 3A) montre bien en gros une zonalité des plans de stratification autour d'un axe de direction N 50° E; mais il montre aussi une certaine dispersion des pôles de part et d'autre de cette zone. De même, le diagramme β (fig. 3B) présente une disposition en couronne à deux maxima, peu compatible avec l'hypothèse d'un seul plissement cylindrique. Par contre, les deux diagrammes s'interprètent bien dans l'hypothèse de deux plissements superposés,

qui seraient orientés respectivement N 10 à 15° E et N 50° E. Ceci est en accord avec les observations de terrain, mentionnées ci-dessus.

D'autre part, comme on le verra ci-après, le plissement à 50° E est accompagné d'une schistosité dont l'attitude est constante à travers la région.

On peut donc conclure de ces diverses observations à la présence de plis qui appartiennent à deux générations successives :

- les plus anciens (plis P_1) d'axes N 15° E environ; leur amplitude varie de quelques m à une centaine de m et leur longueur d'onde est variable;
- les plus récents (plis P_2), de plan axial N 50° E à pied SE; leur amplitude est de plusieurs centaines de m et leur longueur d'onde de plusieurs Km; ils constituent la déformation majeure.

Le plissement P_2 , comme il a été dit plus haut, représente la déformation hercynienne majeure de l'Ardenne. Les conclusions relatives à l'existence d'une phase préalable P_1 résultent d'observations faites dans la vallée du Laval, c'est-à-dire dans la partie SW de l'aire étudiée (fig. 1). La rareté des affleurements dans le reste de cette aire ne permet pas de préciser l'extension de la surface affectée par cette phase P_1 . Il pourrait donc s'agir d'un phénomène local.

LES SCHISTOSITES

L'étude des roches de la région montre l'existence dans la plupart d'entre elles de deux schistosités :

- l'une (S_1) est parallèle à la stratification; elle ne correspond que rarement à un débitage des roches et ne peut donc être décelée, en général, que par l'examen microscopique;
- l'autre (S_2), plus récente, est transverse à la stratification; elle conserve dans toute la région une position redressée à pied SE assez constante et se traduit par un débit feuilleté des roches.

Première schistosité : S_1 .

On vient de le voir, le seul abord macroscopique ne suffit pas à mettre clairement cette structure en évidence. Sous le microscope, par contre, quelle que soit la qualité du matériau considéré (pélitique, silteux ou gréseux), elle s'exprime nettement par une orientation préférentielle de la séricite, dont les paillettes sont parallèles entre elles et subparallèles à la stratification. Elle s'observe surtout aux interfaces schiste-quartzite et dans les bancs rubano-lenticulaires du Siegenien inférieur. Dans le Siegenien supérieur, plus pélitique, elle est le plus souvent oblitérée par le développement important de la schistosité transverse S_2 .

Les séricites ainsi orientées, dont le feutrage détermine S_1 , et dont la taille est petite (50 μ), se distinguent nettement des muscovites détritiques qui sont de plus grande dimension (500 μ). Les fines séricites ne sont donc pas des éléments sédimentés mais ont pris naissance au sein de la roche à partir de la matière argileuse originelle. Leur disposition parallèle constitue donc bien une schistosité de cristallisation. Celle-ci ne semble d'ailleurs pas toujours exactement parallèle à la stratification.

La genèse de cette structure S_1 est énigmatique. Il semble, selon certains auteurs,

qu'il s'agisse d'une disposition commune, encore que peu décrite (WHITTEN, 1966; DE SITTER, 1956; AUTRAN e.a., 1974). Aucun argument ne permet de lui assigner, dans le cas présent, une origine mécanique.

Seconde schistosité : S_2 .

Elle apparaît en affleurement dans les phyllades et les quartzo-phyllades, comme un plan de débitage parallèle aux plans axiaux des plis P_2 . Le diagramme π qui en donne la distribution dans la coupe de Laval (fig. 4) montre un groupement remarquable, avec une légère dispersion en éventail autour des plans axiaux P_2 (N 50° E).

Sous le microscope, la schistosité S_2 se présente de manière différente selon le matériau affecté.

Dans les *matériaux pélitiques* constitués essentiellement de micas (séricites et grandes muscovites détritiques) et ne contenant pas de grains de quartz d'une taille supérieure à 100 μ , le phénomène qui préside à la genèse de S_2 est le microplissement, ou strain-slip cleavage. En multipliant les coupes minces, on peut en observer les divers stades de développement :

a. Dans un stade de déformation peu avancé, la texture S_1 , définie par l'orientation parallèle des phyllites, décrit des ondulations symétriques (fig. 5A). De ce fait, le débitage suivant S_1 disparaît et la roche a une cassure conchoïdale.

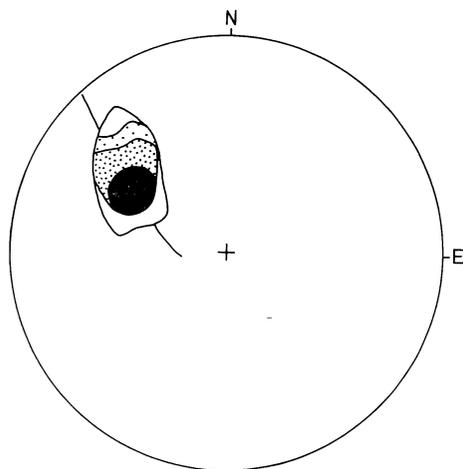


Fig. 4. — Diagramme π de la schistosité S_2 dans la coupe du Laval.
Contours : 40 — 15 — 10 — 5 %.

b. Lorsque la déformation s'amplifie, les ondulations s'accroissent et deviennent rapidement asymétriques : les microplis sont de type déjeté, puis passent, par étirement d'un des flancs, à des microplis-failles (fig. 5B et C). A ces flancs ainsi étirés ou faillés correspond une concentration de muscovites. Il semble donc que le quartz migre de ces flancs vers ceux de l'autre type. Ces flancs faillés déterminent la schistosité S_2 , selon laquelle, à ce stade, un débitage apparaît.

c. Lorsque le phénomène s'accroît encore, la forme des microplis devient invisible; il n'en subsiste que des bandes parallèles formées de grandes phyllites

orientées selon S_2 , et séparées par des bandes pauvres en grandes muscovites et où la séricite n'est pas nettement orientée (fig. 5D).

d. Dans un stade extrême, enfin, toutes les phyllites sont orientées suivant S_2 . La structure est alors analogue à une schistosité de cristallisation, mais montre une alternance de bandes parallèles alternativement riches et pauvres en grandes muscovites (fig. 5E).

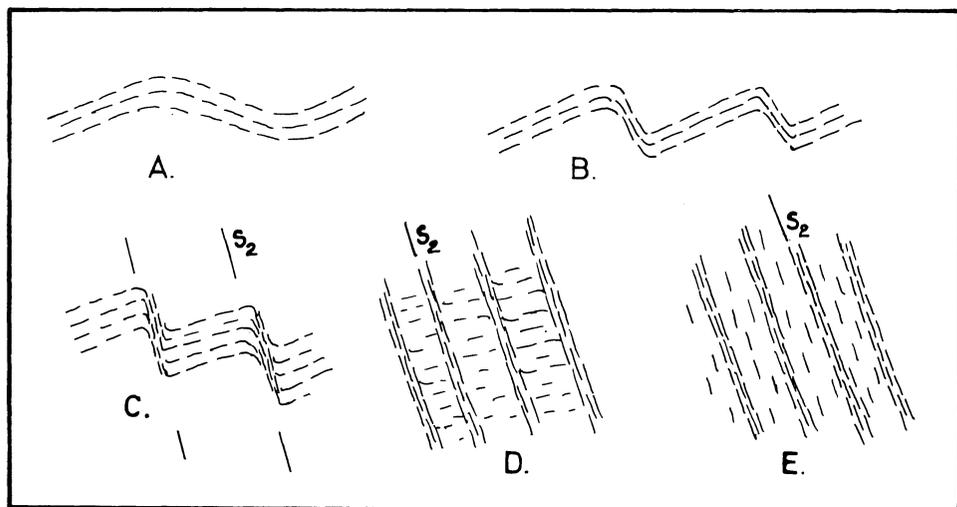


Fig. 5. — Stades successifs de développement de la schistosité S_2 .

Dans les *matériaux plus grenus*, la schistosité S_2 est définie par une réorientation parallèle des fines séricites, tandis que les grandes muscovites conservent sensiblement leur orientation sédimentaire initiale.

Compaction de la schistosité.

La compaction de la schistosité a été mise en évidence par Fourmarier e.a. (1968). Elle correspond au fait que la schistosité, bien développée à certains endroits, s'exprime très mal ailleurs, bien qu'il s'agisse de matériaux de même qualité.

Fourmarier e.a. (1968) interprètent ce phénomène par l'action post-schisteuse du métamorphisme qui aurait provoqué une recristallisation en tous sens des minéraux primitivement orientés selon la schistosité. Nos observations amènent à une interprétation différente : la compaction correspond aux premiers stades du développement de S_2 , marqués par de simples ondulations de S_1 , comme on l'a vu ci-dessus ; dans ces conditions S_1 ne donne plus de débitage, et S_2 n'en donne pas encore.

Ce faible développement de S_2 à certains endroits peut s'expliquer de la manière suivante. On sait que la schistosité subit une réfraction au passage de couches de compétences différentes. Cette réfraction s'opère de telle sorte que, dans un banc compétent, la schistosité se rapproche de la normale à la stratification.

Si on admet :

- a. que les roches ne subissent pas de modifications de volume importantes ;
- b. que la schistosité est perpendiculaire à la direction du raccourcissement maximal,

Furtak (1961) a montré que la réfraction traduit l'inaptitude du matériau compétent à se déformer et, plus précisément, à se raccourcir. Autrement dit, elle compense les aptitudes différentes au raccourcissement entre les différents bancs (fig. 6).

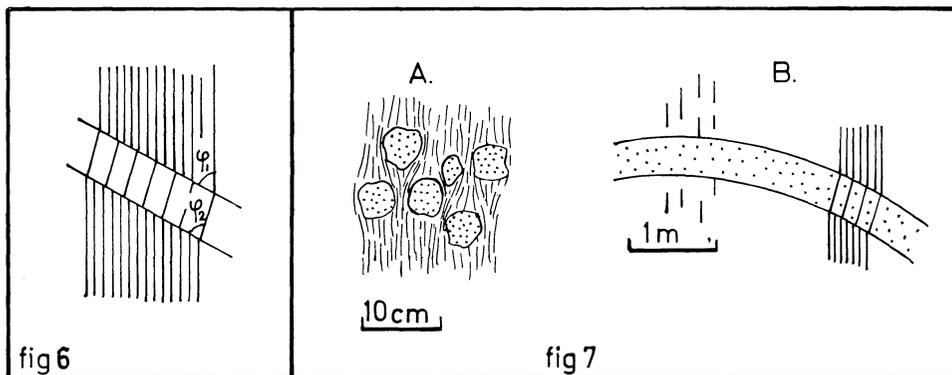


Fig. 6. — Réfraction de la schistosité

$$\frac{\sin \varphi_1}{\sin \varphi_2} = \frac{\lambda_1}{\lambda_2}$$

λ_1 et λ_2 étant les taux de raccourcissement des roches 1 et 2 dans la direction normale à la schistosité.

Fig. 7

A : Fragmentation d'un banc compétent mince dans une zone de charnière.

B : Compaction de la schistosité dans une zone de charnière au voisinage d'un banc compétent épais.

Or, dans la partie proche d'une charnière de pli, la schistosité est normale à la stratification. La réfraction y devient donc impossible. Dans ces conditions :

— si les bancs compétents sont minces et peu nombreux, ils réagissent au raccourcissement en se déboitant selon une série de petites failles parallèles à la schistosité (fig. 7A).

— s'ils sont plus épais, ils bloquent le raccourcissement et empêchent ainsi un développement marqué de la schistosité dans les roches pélitiques (fig. 7B).

Effectivement, la compaction de la schistosité s'observe au voisinage des charnières de plis et — plus généralement — caractérise la région où les plis sont larges et peu serrés.

Les déformations mineures de S_2 .

Elles affectent surtout le flanc sud de l'aire anticlinale de Bastogne. Elles consistent d'une part en « kink-bands » et ondulations d'axes subhorizontaux, d'autre part en plissotements d'axes subverticaux. Ces phénomènes n'ont qu'une extension tout à fait locale et une distribution assez disparate. Leur origine n'est pas claire.

LE BOUDINAGE

Généralités.

Le boudinage, tel qu'il est observé dans la région étudiée, est la partition, répétée selon une fréquence à peu près constante, d'une couche ou d'un paquet de

couches. Cette partition s'exprime par une striction de la couche, ou par une fracture, ou par une combinaison des deux. Elle découpe la couche en éléments cylindriques (boudins) parallèles. Les fractures ne comportent jamais de rejet.

On rencontre dans la région deux types de boudins :

a. Des boudins dont la section droite a la forme d'un baril (« boudins en baril », fig. 10). Dans ce type, la stratification s'incurve de plus en plus lorsqu'on s'éloigne de la laie médiane; il en résulte que les laies sont de plus en plus longues vers la périphérie du boudin. La cassure interboudinale est toujours perpendiculaire à la stratification et est occupée par une ségrégation de quartz. Ce type de boudin se présente dans des roches à structure quartzitique, sensu P. Michot (1958).

b. Des boudins « rhomboïdaux », dont la section a la forme d'un parallélogramme à côtés nets. L'étranglement y est absent ou très limité. Les cassures interboudinales sont colmatées par du quartz. Elles font un angle variable avec la stratification. Les boudins sont eux-mêmes débités, parallèlement à ces fractures, d'une série de joints, garnis soit de quartz, soit de phyllites. Ce type de boudin se présente dans des roches à structure réticulée, sensu P. Michot (1958). Pour cette raison, ils sont, de loin, les plus fréquents.

Si on tient compte du fait que le boudinage est lié aux seuls bancs compétents, on peut considérer qu'il existe partout dans la région étudiée et présente donc un caractère régional.

Conformément à l'opinion de la plupart des auteurs, nous considérons le boudinage comme le résultat d'une élongation du banc parallèlement à la stratification. Cette interprétation est d'ailleurs appuyée par d'importantes études théoriques et par des expériences sur modèles diverses (RAMBERG, 1955; STROMGARD, 1973). Nous nous écartons donc sur ce point de l'hypothèse avancée par Brühl (1967) et reprise par Muckopadhyay (1972).

En ce qui concerne les boudins rhomboïdaux, on vient de voir que l'angle entre les fractures interboudinales et la stratification n'est pas constant. Des mesures systématiques effectuées dans la coupe du Laval montrent que les angles les plus fréquents sont voisins de 90° d'une part et de 45° d'autre part. Ces mesures concernent presque uniquement des boudins rhomboïdaux. De plus, les cassures à 45° présentent dans la plus grande partie de la région étudiée une disposition systématique à pente SE. Ceci peut s'interpréter de la manière suivante. Les fractures interboudinales dont les lèvres sont écartées et qui ne présentent jamais de rejet peuvent être considérées comme des fractures d'extension, perpendiculaires à la direction de l'élongation maximale. Celle-ci était donc statistiquement orientée :

— soit parallèlement à la stratification,

— soit à 45° de la stratification; cette dernière disposition peut s'expliquer par l'action d'un glissement simple, sans doute accompagné d'un glissement des bancs les uns sur les autres, et se superposant à l'élongation générale parallèle à la stratification. On peut concevoir qu'un tel glissement simple, représentant une déformation interne du banc, ait été possible dans les roches à structure réticulée et impossible dans les quartzites francs, relativement plus compétents.

Relation des boudins avec les plissements P_1 et P_2 .

Dans la voûte anticlinale de Bastogne, où les couches ont une position assez plate, les boudins ont une direction constante de N 40° E. Ils sont donc obliques par rapport à la direction du plissement.

Dans la coupe du Laval, on a vu que les couches présentent des attitudes diverses, résultant de la superposition des plis P_1 et P_2 . Les mesures de la position des boudins y donnent également des résultats relativement dispersés (fig. 8). En particulier cette position est indépendante des éléments géométriques des plis P_1 et P_2 et elle change d'un flanc à l'autre du même pli. On en déduit que le boudinage est antérieur aux plissements.

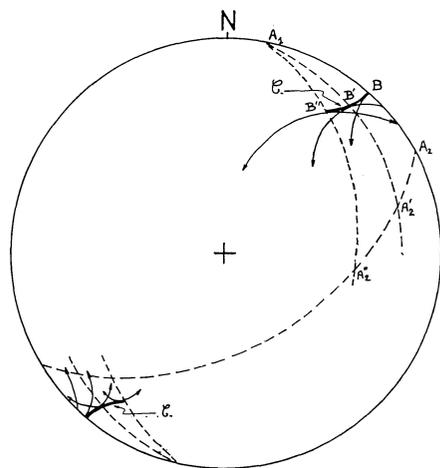
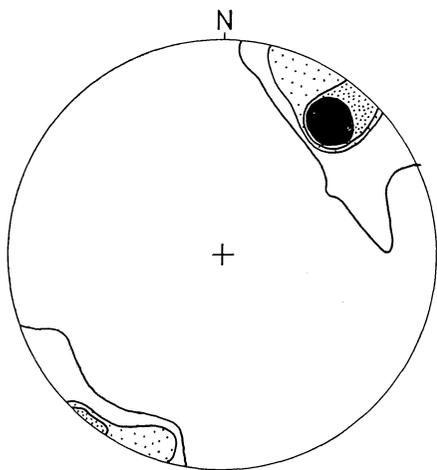


Fig. 8. — Distribution de la direction des boudins dans la coupe du Laval.
Contours : 25 — 20 — 15 — 10 %.

Fig. 9. — Dispersion, par l'action successive de P_1 puis de P_2 , des boudins supposés orientés au départ $N 40^\circ E$.

Il est possible de contrôler cette conclusion par la construction simple suivante (WEISS, 1959), sur un diagramme stéréographique (fig. 9). On porte le pôle B des boudins dans leur position originale, supposée $N 40^\circ E$. On transforme ce pôle par le plissement P_1 en le faisant tourner autour de l'axe A_1 ($N 10^\circ E$) d'angles divers compris entre 0 et 40° , ce qui donne une distribution (B, B', B'') selon la courbe C. On opère ensuite une transformation par le plissement P_2 en faisant tourner chaque point de la courbe C autour des axes correspondants (B autour de A_2 , B' autour de A_2' , etc.). On obtient de la sorte une aire de dispersion des pôles qui correspond sensiblement au maximum. Cette correspondance n'est évidemment pas parfaite. Il faut tenir compte cependant du fait que la construction effectuée implique des hypothèses simplificatrices quant à la forme des plis et quant à la distribution des déformations au sein d'un banc plissé : on suppose, par exemple, que l'angle entre les boudins et l'axe du pli reste constant, ce qui n'est pas prouvé (HOBBS, e.a. 1976). On notera néanmoins que la reconstitution théorique n'est pas en contradiction flagrante avec l'interprétation donnée plus haut, à savoir l'antériorité du boudinage par rapport aux plissements.

Relation des boudins avec les schistosités S_1 et S_2 .

La texture S_1 , parallèle à la stratification, est nettement développée dans les roches pélitiques au contact des boudins : elle épouse la forme extérieure de ceux-ci et s'incurve donc dans les zones de striction.

La roche des boudins rhomboïdaux, dont on a vu que la structure est réticulée (sensu MICHOT, 1958), peut présenter elle-même la schistosité S_1 .

Aucun critère décisif ne peut être invoqué pour démontrer l'antécédance d'une des deux structures (S_1 et boudinage) par rapport à l'autre. Si on admet pour la schistosité S_1 une origine mécanique et une position perpendiculaire au raccourcissement maximal, elle traduit une déformation finie de même nature que le boudinage. Les deux structures pourraient dans ce cas être plus ou moins contemporaines.

La schistosité S_2 se présente dans des positions variables par rapport à l'allongement des boudins. Ceci peut s'observer directement sur les affleurements qui montrent la surface d'un banc de schiste, dégagé des boudins sus-jacents : une telle surface montre une série de crêtes parallèles correspondant aux joints interboudinaux ; ces crêtes sont coupées en oblique par la trace de la schistosité (fig. 10), selon un angle α qui varie selon les cas de 0 à 50°. Ces observations confirment ce qui a été dit plus haut. On a vu en effet que la schistosité S_2 conserve dans toute la région une attitude très constante qui représente les plans axiaux des plis P_2 , tandis que les boudins ont des attitudes variables, résultant de leur transposition par les plis P_1 et P_2 .

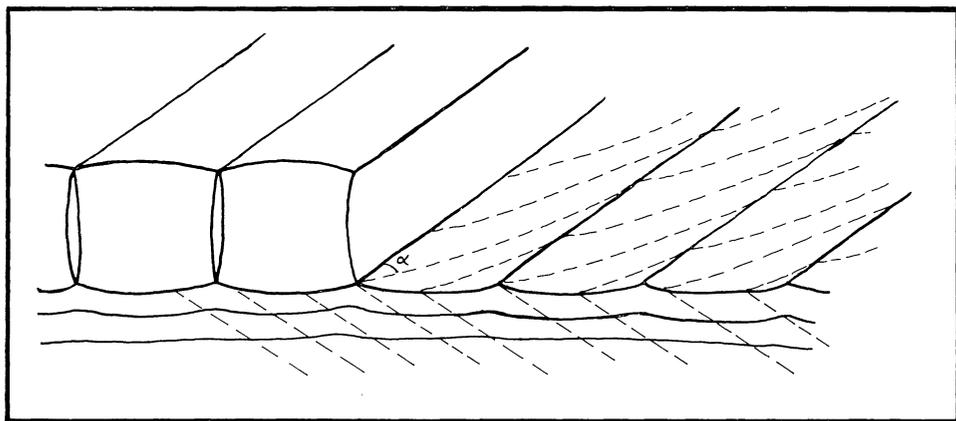


Fig. 10. — Dans le plan de stratification, la trace de la schistosité (en traits interrompus) fait un angle α avec la direction des boudins.

On conclut :

- qu'il n'y a pas d'identité géométrique entre S_2 et les boudins ;
- que S_2 est postérieure au boudinage.

Interférence entre le boudinage et la schistosité S_2 .

Dans les affleurements qui exposent des bancs boudinés, il existe un débitage particulier représenté à la fig. 11A. Ce débitage s'opère par une série de joints dans les bancs qui encaissent le banc boudiné. La surface d'un tel joint prend naissance en $M M'$ le long du plan interboudinal ; elle prolonge ce plan sur quelques cm, puis s'incurve en N et se gauchit pour se raccorder tangentiellement en $P P'$ à la schistosité S_2 . La distance $M Q$ nécessaire au raccord varie, selon les cas, entre 10 cm et 1 m. Les joints de ce type sont d'ordinaire groupés en faisceaux disposés comme

l'indique la fig. 11B. Lorsque deux bancs boudinés sont proches l'un de l'autre, il y a interférence entre les surfaces de débit issues de l'un et de l'autre, et le raccord est cylindrique (fig. 11C). Les joints de ce type ne correspondent dans la roche à aucune texture pénétrative. Ce caractère et leur géométrie les distinguent donc nettement d'une schistosité, même réfractée. Ils sont légèrement ouverts et garnis d'un mince enduit d'hydroxyde de fer.

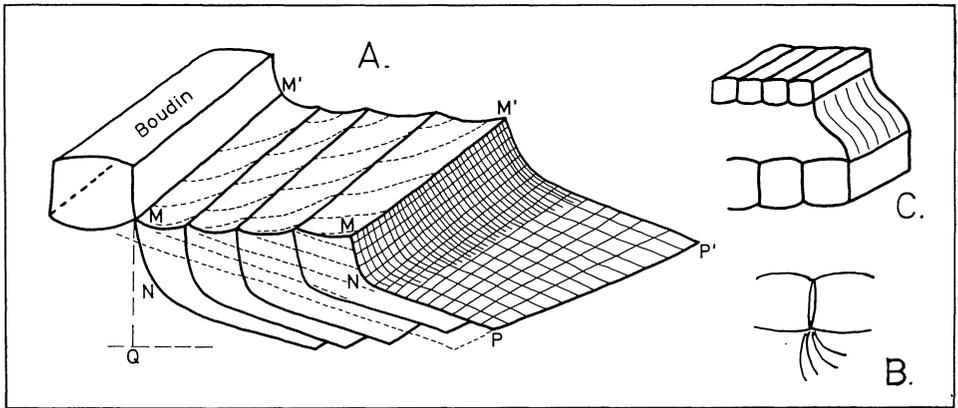


Fig. 11

A — Débitage particulier formant le raccord entre les joints interboudinaux et la schistosité.

B et C — voir le texte.

Ils représentent un phénomène local et relativement mineur dans l'ensemble. Ils sont néanmoins importants à signaler, car l'observation inattentive des affleurements où ils sont visibles pourrait amener à la conclusion erronée d'une relation génétique entre la schistosité S_2 et le boudinage ou encore à une confusion entre la schistosité S_2 et les surfaces de débitages en question (BRÜHL, 1966).

On peut suggérer, comme origine de ces fractures, la détente des roches lors de la remontée post-orogénique du bâti, détente orientée simultanément par les anisotropies dues aux joints interboudinaux et à la schistosité S_2 .

LE MÉTAMORPHISME

L'objet du présent travail n'est pas de préciser la nature et les conditions de genèse des divers minéraux de métamorphisme de la région de Bastogne. Ces questions ont fait l'objet d'études détaillées dont une synthèse est donnée par Fourmarier (1968).

Notre but est de décrire les relations entre les principaux minéraux de métamorphisme d'une part et les structures que nous venons de décrire, d'autre part.

L'ilménite.

Elle a la forme de petits bâtonnets et se rencontre dans tous les matériaux, avec, semble-t-il, une préférence pour les roches pélitiques.

Dans les roches qui ne montrent que la schistosité S_1 , elle ne présente aucune

orientation privilégiée. Elle ne s'accompagne d'aucun halo d'étirement et est implantée sur la schistosité sans la déformer. Elle est donc postérieure à S_1 .

Dès que le microplissement se manifeste, les ilménites sont basculées par lui au même titre que les muscovites. Lorsque se développe la schistosité S_2 , les ilménites sont contournées par cette structure et s'accompagnent de halos d'étirement. Il semble de plus qu'une leucoxénisation soit associée à ce stade, d'autant plus intense que la schistosité S_2 est plus développée.

On en conclut que l'ilménite est antérieure au plissement P_2 .

La biotite.

Elle se rencontre presque exclusivement dans les matériaux quartziques. Elle est toujours xénomorphe et montre des formes amiboïdes, une partie centrale se prolongeant par des « pseudopodes » qui s'insèrent entre les quartz détritiques voisins. Elle ne montre aucune orientation privilégiée et est surimposée à la structure S_1 à laquelle elle est donc postérieure.

Lorsque la schistosité S_2 commence à se manifester, on remarque que les biotites s'arrondissent, leurs pseudopodes disparaissent. De plus, elles sont contournées par S_2 . Lorsque S_2 est très développée, la biotite se rétomorphose en un agrégat chloriteux, noirâtre entre nicols croisés.

D'autre part, la biotite est présente dans les veines de quartz interboudinales.

Par conséquent, la biotite est postérieure à la schistosité S_1 , plus ou moins contemporaine du boudinage et antérieure au plissement P_2 .

La chlorite « bleue » (pennine).

Il s'agit d'une chlorite biaxe négative, dont la teinte d'interférence est anormalement bleue (CORIN, 1965). Elle est très abondante dans tous les types de roches. On la trouve également dans les veines de quartz interboudinales. Elle apparaît en sandwich dans la biotite et ne semble pas résulter d'une altération de celle-ci.

Cette chlorite se dispose parallèlement à la stratification en monocristaux qui peuvent atteindre 2 à 3 mm. Elle est déformée par le microplissement et la schistosité S_2 ; en même temps, elle se rétomorphose en interstratifiés divers et sa teinte d'interférence s'assombrit. La même rétomorphose s'observe dans les veines interboudinales.

On en conclut que cette chlorite est contemporaine du boudinage et antérieure au plissement P_2 .

La pyrite.

Les cubes de pyrite sont très abondants dans les assises pélitiques (jusqu'à 1 cm de côté). Dans les premiers stades de S_2 , ces cubes sont accompagnés d'un petit halo d'étirement de l'ordre du mm. Lorsque S_2 est plus développée, la pyrite se broie. Ce minéral est donc antérieur au plissement P_2 .

Conclusion.

Toutes ces observations amènent à la même conclusion : les minéraux de métamorphisme sont postérieurs à la schistosité S_1 , plus ou moins contemporains du boudinage, et antérieurs à la déformation P_2 au cours de laquelle ils sont d'ailleurs rétomorphosés.

CONCLUSIONS

1. — Dans la région de Bastogne, on peut mettre en évidence deux phases de plissement :

- une première phase (P₁) d'axes N 10° à 15° E, consistant en ondulations d'amplitudes variables. Cette phase est probablement d'importance locale;
- une deuxième phase (P₂), plus importante, qui correspond à la phase majeure du plissement hercynien de l'Ardenne, orientée N 50° E.

2. — Il existe une schistosité de cristallisation (S₁) subparallèle à la stratification. Le plissement P₁ n'est accompagné d'aucune schistosité. Le plissement P₂ est accompagné d'une schistosité (S₂), plan-axiale, qui s'est développée par un processus de strain-slip à partir de S₁.

3. — Le boudinage a pris naissance avant les plissements P₁ et P₂, avec une direction d'environ N 40° E. Il pourrait être contemporain de la schistosité S₁, ces deux structures traduisant un allongement selon la stratification. Cet allongement serait la conséquence d'un bombement dû à des mouvements verticaux sans raccourcissement du bâti dans le sens horizontal.

4. — Le métamorphisme est associé au boudinage. Il est donc antérieur à la phase principale de déformation P₂, laquelle s'accompagne d'ailleurs d'une rétro-morphose.

5. — La succession des phénomènes a donc été la suivante :

schistosité S₁ → $\left\{ \begin{array}{l} \text{métamorphisme} \\ \text{boudinage} \end{array} \right\}$ → plissement P₁ (au moins localement) → $\left\{ \begin{array}{l} \text{schistosité S}_2 \\ \text{plissement P}_2 \end{array} \right\}$ → déformations mineures.

Il n'est toutefois pas possible de situer ces divers événements dans l'échelle du temps, entre la sédimentation emsienne et la tectogenèse hercynienne majeure.

BIBLIOGRAPHIE

- ANTUN, P., 1971. — Le prolongement de la zone métamorphique de Bastogne au Grand-Duché de Luxembourg. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, T. 45, pp. 101-111.
- AUTRAN, A., FONTEILLES, M., GOGUEL, J. et GUITARD, G., 1974. — Sur le mécanisme de la schistosité. In : *Géologie des domaines cristallins* (Eds. J. Bellière et J. C. Duchesne). Centenaire de la Société Géologique de Belgique, Liège, 1974, p. 89.
- ASSELBERGHS, E., 1946. — L'éodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, T. 14.
- BRÜHL, H. K., 1966. — Ein Beitrag zur Geologie der Siegener Schichten im Gebiet von Laroche-Bastogne-Houffalize. *Geol. Mitteil.*, B 5, 4 S, 301-376.
- BRÜHL, H. K., 1967. — Boudinage als Ergebnis der inneren Deformation. *Geol. Mitteil.*, 8.
- CLOOS, E., 1947. — Boudinage. *Transact. Amer. Geoph. Union*, 28, 4, p. 626.
- CORIN, F., 1932. — A propos du boudinage en Ardennes. *Bull. Soc. Belg. Geol.*, XIII, 101-118.
- CORIN, F., 1965. — Atlas des roches éruptives de Belgique. (Mém. pour servir à l'explication des cartes géologiques et minières de Belgique, Mém., n° 4).

- DE SITTER, L. U., 1956. — *Structural geology*. Mc Graw Hill Book Co.
- FOURMARIER, P., BINTZ, J., LAMBRECHT, L. et HEYART, H., 1968. — Anomalies de la schistosité dans le Paléozoïque de la Haute-Ardenne. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **85**, 171-269.
- FURTAK, H., 1961. — Die « Brechung » der Schieferigkeit. *Geol. Mitteil.*, 2 S, 177-196.
- HOBBS, B. E., MEANS, W. D. et WILLIAMS, P. F., 1976. — *An outline of structural geology* (Ed. Wiley International), 571 pp.
- MICHOT, P., 1958. — Classification et terminologie des roches lapidifiées de la série psammito-pélitique. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, LXXXI, 311-342.
- MUKHOPADHYAY, 1972. — A note on the Mullion structures from the Ardennes and the Northern Eifel. *Geol. Rdsch.*, **3**, 61.
- RAMBERG, H., 1955. — Natural and experimental boudinage and pinch-and-swell structure. *Journal of Geology*, **63**, 512.
- STROMGARD, K. E., 1973. — Stress distribution during formation of boudinage and pressure shadow. *Tectonophysics*, **16**, 215-248.
- WEISS, L. E., 1959. — Geometry of superposed folding. *Bull. Geol. Soc. America*, **70**, 91-106.
- WHITTEN, T., 1966. — Structural geology of folded rocks. *Rand Mc Nally Geology series*.

1. The first part of the document discusses the importance of maintaining accurate records of all transactions and activities. It emphasizes that this is crucial for ensuring transparency and accountability in the organization's operations.

2. The second part of the document outlines the various methods and tools used to collect and analyze data. It highlights the need for consistent and reliable data collection processes to support informed decision-making.

3. The third part of the document focuses on the role of technology in data management and analysis. It discusses how modern software solutions can streamline data collection, storage, and reporting, thereby improving efficiency and accuracy.

4. The fourth part of the document addresses the challenges associated with data management, such as data quality, security, and privacy. It provides strategies to mitigate these risks and ensure that data is used responsibly and ethically.

5. The fifth part of the document concludes by summarizing the key findings and recommendations. It stresses the importance of ongoing monitoring and evaluation to ensure that data management practices remain effective and aligned with the organization's goals.