

PROBLEMES TECTONIQUES DANS LA PARTIE SUD-OUEST DU MASSIF DE STAVELOT

par F. GEUKENS (★)

RESUME. - Dans la partie SW du Massif de Stavelot, le plissement calédonien développait un système de plis et failles à direction EW. Une faille qui traverse le Bois de Groûmont, possède une allure de faille de charriage. Le métamorphisme calédonien se manifeste par une schistosité de flux et un développement de grenats; il s'étend jusqu'à la région de Werbeumont. Le coticule qui se développe à partir de couches marneuses manganésifères, s'est formé dans un bassin de sédimentation dont le centre correspond à la région de Lierneux-Recht. L'influence hercynienne se marque par une schistosité du type "shear cleavage" qui joue un rôle important dans l'origine du métamorphisme hercynien. Des failles à direction SW-NE sont limitées à quelques kilomètres de la bordure méridionale du massif.

SAMENVATTING. - Tijdens de Caledonische vervorming ontwikkelde zich in het SW van het massief van Stavelot een reeks WE-plooiën, vaak gescheiden door longitudinale breuken. In de omgeving van Bois de Groûmont ontstond een overschuivingsstructuur. Het Caledonisch metamorfisme uitte zich in een slaty cleavage en een granaat-zone, die reikte tot de omgeving van Werbeumont. Granaten (cotricula) schijnen door metamorfisme uit kalk-mangaanhoudende kleien ontstaan te zijn; deze werden afgezet in een bekken waarvan het centrum zich uitstreckte tussen Lierneux en Recht. Onder Hercynische invloed ontstond in het Ordovicium een shear cleavage, met een regionaal dynamometamorfisme en tenslotte een reeks breuken met SW-NE richting in het uiterste zuiden van het massief.

Le levé géologique dans la partie SW du Massif de Stavelot nous a posé une série de problèmes tectoniques, aussi bien d'âge calédonien que hercynien. Les travaux de l'autoroute entre Malempré et Baraque Fraiture, ont montré que le Gedinien, qui constitue les crêtes morphologiques de cette région, possède une allure faiblement ondulée, déformée par des failles subverticales. La structure tectonique des formations cambro-ordoviciennes sous-jacentes est beaucoup plus compliquée : on y trouve toutes sortes de plis : plis déversés, plis isoclinaux et même des plis couchés.

Ces observations générales nous amènent à poser la question : quel est l'influence du plissement calédonien et du plissement hercynien sur les formations cambro-ordoviciennes.

La subdivision stratigraphique du Salmien (F. GEUKENS, 1966) peut être

utilisée dans cette région. A cause de l'importance qu'ont veu attribuer à l'activité volcanique pendant l'Ordovicien (U. KRAMM, 1980), nous voulons signaler les traces de roches ignées dans cette région.

La base du Gedinien, au-dessus du Sm2c visible lors des travaux de l'autoroute à l'ouest du Rocher du Diable (au NW de Fraiture), contenait des cailloux roulés d'une roche basique. Une telle roche n'y est pas connue en affleurement. Les cristaux de tourmaline qu'on trouve également dans la base du Gedinien de cette région, proviennent probablement de la même roche. Sur la crête So l'Abbaye à l'ouest de Sur Colonhan, on peut trouver des fragments d'une roche acide probablement d'origine volcanique, mais transformé par une ou deux phases de métamorphisme. Malheureusement, les fragments ont été récoltés dans un bois près du passage d'une faille mettant

(★) K. U. L., Labor. Algemene Geologie, 16 Redingenstraat, B-3000 Leuven (België)

en contact le Sm2c et le Sm2a.

Au point de vue tectonique générale, la partie sud-ouest du massif est caractérisée par des plis possédant une direction générale WE et légèrement déversés vers le nord. Il s'agit de plis calédoniens, dans lesquels on peut retrouver une schistosité axiale du type slaty cleavage.

Plusieurs failles, également à direction calédonienne (WE), ont été observées. On les constate dans les affleurements près de Dochamps et on les retrouve dans la région de Tailles-Bihain. Dans les deux régions, séparée par une zone recouverte de Gedinnien, les failles délimitent des structures semblables. C'est notamment le cas pour : la faille de Dochamps-Bihain qui a charrié le Sm1 sur le Sm2-Sm3; la faille de Fraiture délimitant au nord l'extension du Sm3, aussi bien dans la région de Dochamps qu'à l'est de la Baraque Fraiture. Puisque ces failles se prolongent en-dessous du Gedinnien, elles sont d'âge calédonien (fig. 1).

Une faille calédonienne affecte une grande partie du versant sud du Tier du Mont (à l'ouest de Salm-Château). Elle traverse la vallée de la Salm au sud de l'ancienne exploitation de coticule de Mr. OFFERGELD (fig. 2).

La partie la plus compliquée, à structure très aberrante, correspond à la région du Bois de Groûmont au nord de Fraiture. Dans la partie boisée affleurent principalement le Sm3 et le Sm2c.

A première vue, cette région pourrait correspondre aux noyaux à Sm3 des plis visibles dans le Sm2 de la région de Lierneux. Or, une étude plus approfondie nous montre que la tectonique n'y est pas si simple et que les plis à l'intérieur du Sm3 ne correspondent pas aux plis observés dans les couches du Sm2 et Sm1 sous-jacentes.

Nous voulons signaler quelques points importants.

Il y a d'abord le contact Sm2c-Sm2a dans la région à l'ouest de

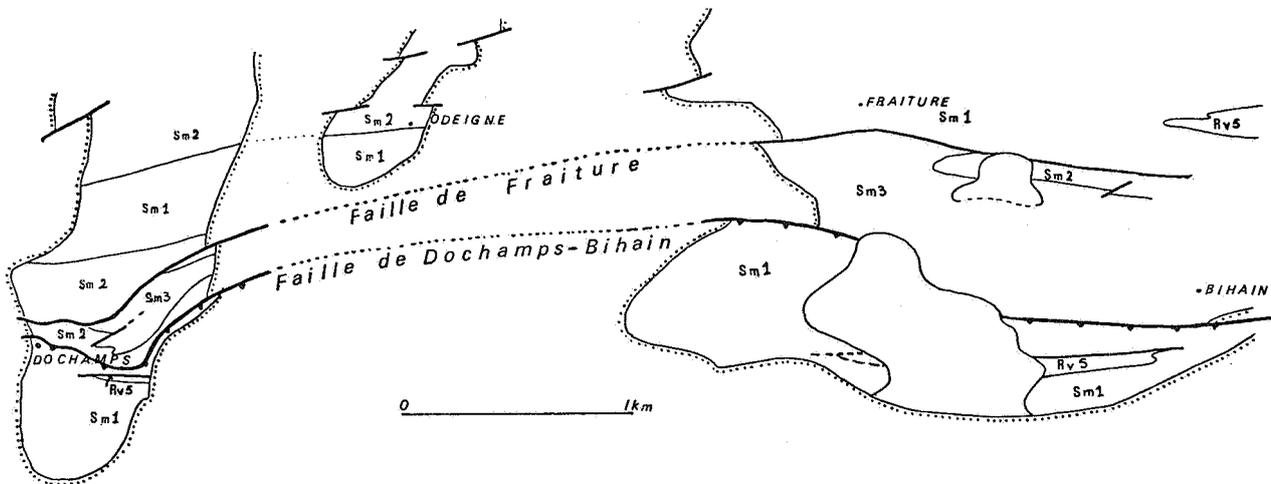


Fig. 1 - Failles calédoniennes dans la partie sud du Massif de Stavelot.

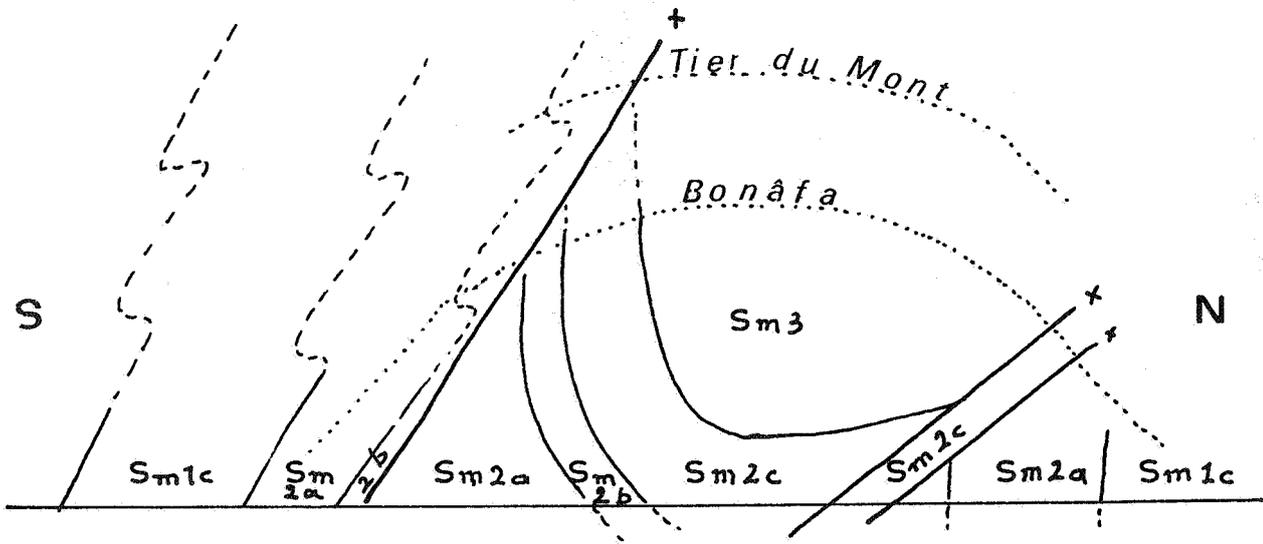


Fig. 2 - Coupe transversale le long du versant ouest de la Salm au nord de Salm-Château

Lierneux-sur-Colonhan : le Sm2b caractérisé par des bandes jaunes claires (soit du coticule, soit de schistes à chloritoides) n'existe pas en dessous du Sm2c d'une manière continue.

A cette observation, on pourrait ajouter le fait qu'à partir du versant ouest de la Lienne, le faciès du Sm2b change assez vite. Les lentilles ou les bandes à coticule, deviennent plus quartzitiques (alternance très fine de coticule et de quartzite) et à l'intérieur du coticule se développent de nombreuses structures sédimentaires. Il s'agit surtout d'une matière quartzitique qui a dérangé les bandes de coticule par des phénomènes de glissements syngénétiques. De ce fait les coticules n'y sont plus exploitables.

D'autre part à l'ouest de la Lienne les bandes claires à coticule (bandes claires à grenats) passent à des bandes violacées à grenats (aux environs de la route Lierneux-Regné) et ne sont plus faciles à reconnaître comme coticule.

Une autre observation importante existe dans l'allure de la faille mettant en contact le Sm3, affleurant du Bois de Groûmont et le Sm1-Sm2a visible dans les deux versants de la vallée du Rau de Groûmont et du Rau la Gehé au nord du village Fraiture. En suivant les points du passage de la faille aux différents niveaux topographiques, on arrive à expliquer la structure par une faille à inclinaison nord (fig. 3).

Le Sm3a affleurant dans les bois entre la route Lierneux-Regné et la vallée du Rau de Groûmont, repose directement sur la base du Sm2a et le sommet du Sm1c. Le Sm3 y est affecté de plis isoclinaux décimétriques à plan axial incliné de 10° à 20° S et d'une schistosité caldéonienne très prononcée. Le Sm3a y est incontestablement charrié vers le nord au-dessus du Sm1c et Sm2a.

Reprenons la structure plus au nord notamment à l'ouest de Lierneux, le long de la route vers le Bois de Groûmont (fig. 4). Le Sm2a, constituant le versant nord du pli WE à noyau Sm2b, visible à Lierneux, y est mis en contact par une zone dérangée et faillée avec le Sm2c. C'est à partir de ce contact tectonique que nous retrouvons des plis à direction NS visible dans le Sm2c et qui sont très spectaculaires dans le Sm3a et le Sm3b. Le fait que cette différence de direction des axes de plis correspond au passage d'une faille, nous permet de conclure que cet accident tectonique possède une grande importance.

La direction NS de l'axe b des plis n'est pas en rapport avec une phase tectonique à direction WE, mais le résultat d'un changement progressif de direction (F. GEUKENS, 1975; J. G. RAMSAY, 1980).

Plus au nord, en direction de Banneu, on ne retrouve plus la moindre trace du Sm2b entre le Sm2a affleurant à Jevigné et le Sm2c qui constitue le sous-sol à Banneu.

Vers le sud-est, nous retrouvons encore le Sm2c toujours au-dessus du Sm2a et le contact se fait probablement par faille : l'allure du contact Sm2c-Sm2a n'y est pas conforme avec les plis aigus observés dans le Sm2a.

Toutes ces observations s'interprètent le mieux par une tectonique de charriage. D'après cette idée, le Sm3 et le Sm2c du Bois de Groûmont font partie du front d'un massif charrié (klippe). Les racines de ce massif charrié doivent être recherchées plus au sud : il n'est pas exclu qu'elles se rattachent au massif charrié le long de la faille de Dochamps-Bihain.

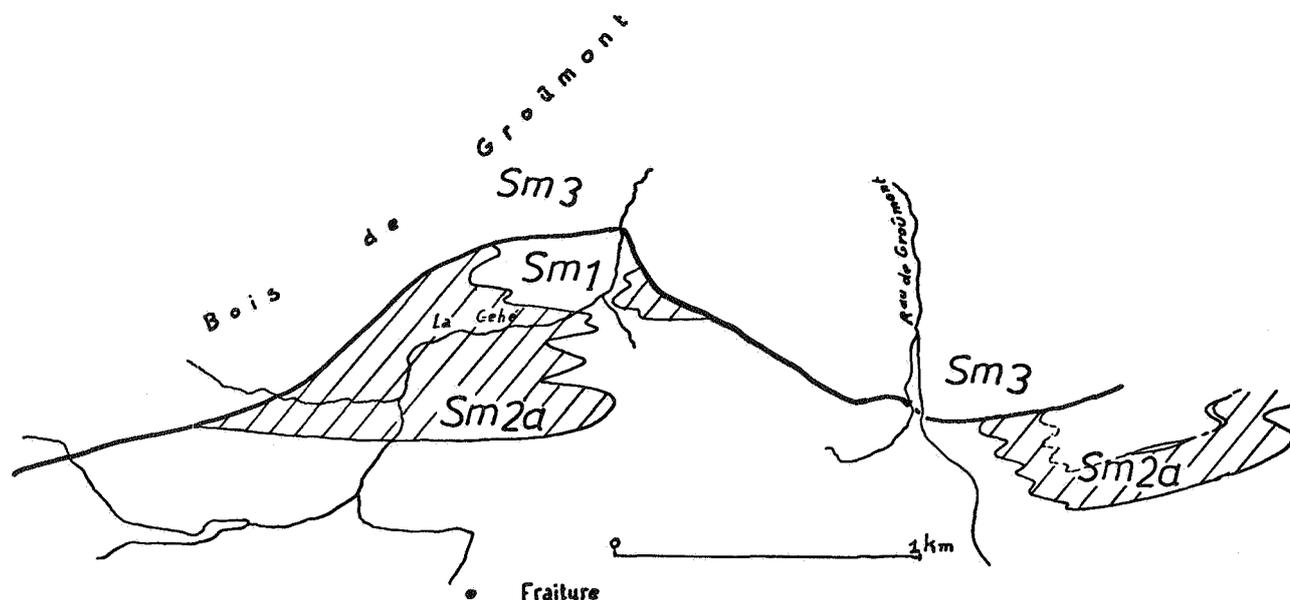


Fig. 3 - Contact par faille entre le Sm1-Sm2 et le Sm3 dans la vallée du Rau Gehé et Groûmont.

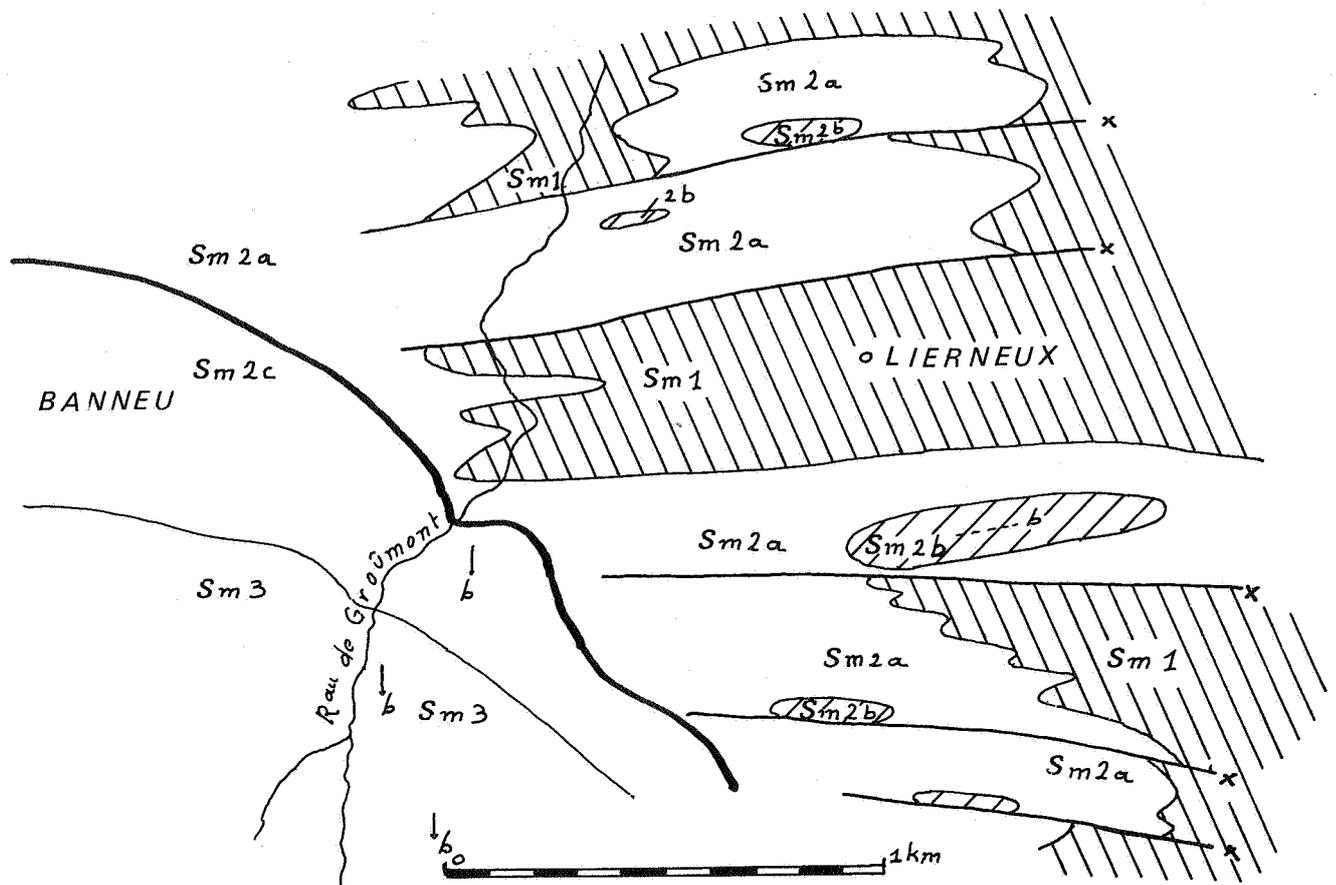


Fig. 4 - Contact Sm2a et Sm2c à l'ouest de Lierneux.

Avant d'étudier l'influence du plissement hercynien, nous voulons signaler encore quelques observations concernant l'origine du coticule.

Dans la région de Chevron, où le Salmien est le moins métamorphique, nous trouvons dans le Sm2b des petits noyaux remplis de cristaux de rhodocrosite. On peut y observer également des veines à rhodocrosite.

Dans le Sm2 de la région au sud de la faille de Xhoris, nous retrouvons dans les mêmes niveaux stratigraphiques des noyaux semblables remplis de cristaux de grenat. D'autre part de beaux grenats sont observables dans les veines qui traversent la stratification. On peut supposer que ces veines étaient primitivement des veines calcareuses. Ceci nous amène à l'hypothèse que les bandes à coticule étaient à l'origine des couches blanchâtres marneuses riches en manganèse. Dans le cas de dépôt argileux sans chaux, il va se développer des bandes claires à chloritoïdes sous l'influence du métamorphisme (partie ouest du Tier dol Preu).

Le fait que le Gedinnien de la région de Werbeumont n'est pas métamorphique, tandis que le Salmien sous-jacent contient des cristaux de grenat et de fines lentilles de coticule, parle en faveur d'un métamorphisme calédonien. C'est pourquoi nous ne pouvons pas accepter l'interprétation que "so begann die Metamorphose zwischen zwei varistische Deformationphasen" (U. KRAMM, 1982).

L'allure et le nombre de plis décimétriques, si caractéristiques dans les bandes de coticule, posent un autre problème : s'agit-il d'un phénomène tectonique ou sédimentaire ?

Lors de la sédimentation de bandes à matière très fines imbibée d'eau (les futures bandes à coticule) on a eu des glissements syngénétiques et formation de plis centimétriques et parfois décimétriques. Ceci explique l'allure plissée des bancs de coticule, interstratifiés entre des schistes rubannés non déformés. Ce glissement se faisait probablement vers le centre du bassin qui se développait à cette époque et qui correspond actuellement à la région entre Lierneux et Recht.

Par conséquent, dans un affleurement isolé, il n'est pas facile de distinguer des plis formés par glissement et des plis formés par la tectonique, calédonienne ou hercynienne.

Un problème stratigraphique et tectonique, non encore résolu, existe dans le complexe quartzitique observé en plusieurs endroits (à l'ouest de Règné, dans la région de Petites Tailles et dans les bois à l'est de Bihain). Les couches gréseuses qu'on trouve dans une position stratigraphique semblable dans la région de Rurbusch au nord d'Elsborn, sont probablement du même âge. Il s'agit de formations blanchâtres généralement gréseuses, plissées, reposant en discordance sur l'Ordovicien-Cambrien. Ils disparaissent

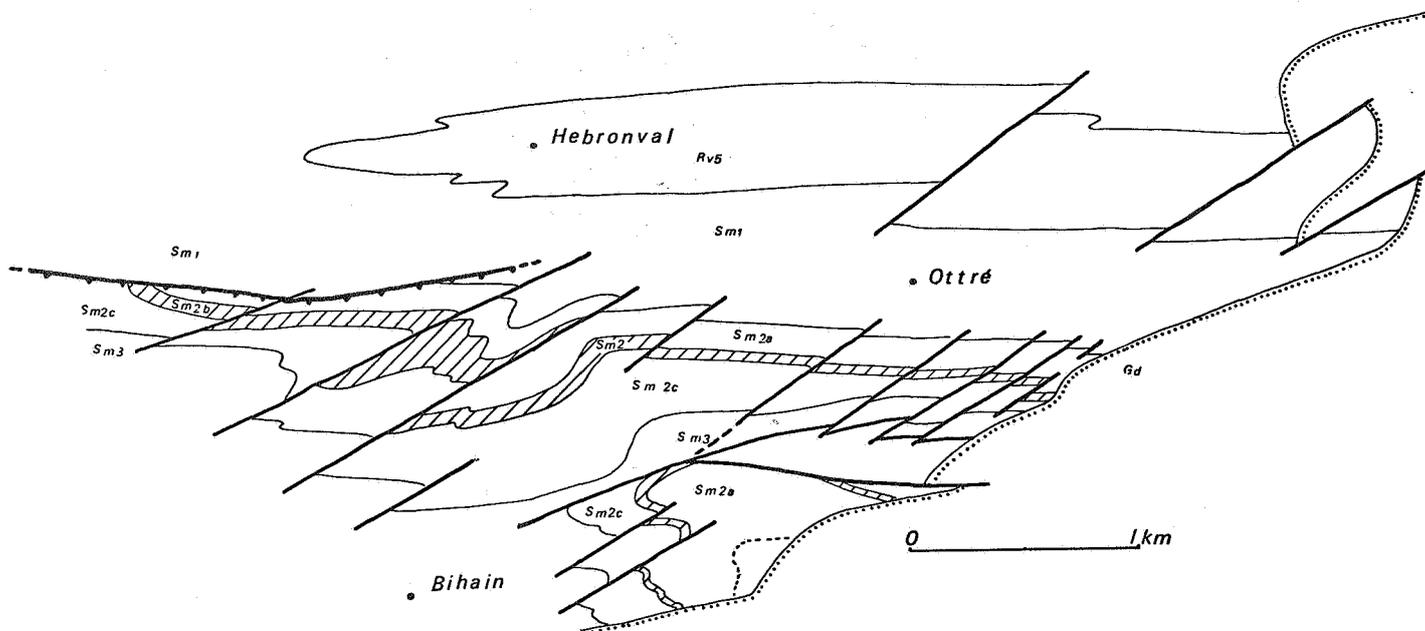


Fig. 5 - Failles hercyniennes près de la bordure méridionale du massif.

en-dessous du Gedinnien, dont la base contient beaucoup de cailloux roulés de la même roche.

Un sondage effectué au nord de la route Baraque-Houffalize, près de la cumulée 82.500, nous a montré que la base est formée par un grès conglomératique à éléments de quartz. Nous avons observé également un conglomérat intraformationnel, à 8 m de la base. Ces formations constituent probablement des témoins d'une transgression silurienne.

Etudions maintenant quelques effets du plissement hercynien sur la partie sud-ouest du Massif de Stavelot.

La déformation hercynienne a développé une schistosité du type "shear cleavage" à direction générale N 30° à 50° E (inclinaison moyenne 40° S). L'intensité de ce mouvement de "shear" est régionalement très variable. Ce glissement interne est surtout prononcé dans les niveaux schisteux du Sm2b, du Sm2c et du Sm3.

Il est logique de supposer que la région méridionale du Massif de Stavelot, caractérisée par un "shear cleavage" très prononcé, a subi un "shear heating process", phénomène qui a influencé le métamorphisme hercynien.

Ce métamorphisme est donc indirectement favorisé par la poussée hercynienne contre les noyaux de résistance formés par les massifs calédoniens. C'est pourquoi nous retrouvons des phénomènes semblables à la bordure méridionale de tous les massifs calédoniens de l'Ardenne. Le métamorphisme calédonien (formation d'un slaty cleavage et petits cristaux de grenats) était plus étendu, tandis que le métamorphisme hercynien a probablement connu une température plus élevée (K. THEUNISSEN, 1971; U. KRAMM, 1982; M. FIEREMANS, 1982).

L'influence de la poussée hercynienne se marque également par la présence de plusieurs failles à direction parallèle à la schistosité hercynienne. Dans la région de Bihain et la crête de Tier-du-Mont, nous constatons que ces failles se développent dans une zone d'environ 2 à 3 km de la bordure du Gedinnien (fig. 5). Ces failles sont également responsables pour les grosses veines de quartz minéralisés en hématite, andalousite, pyrophyllite, etc..., qui coupent la stratification sous un angle de 20 à 30°.

BIBLIOGRAPHIE.

- M. FIEREMANS (1982) - Sedimentologie, tektoniek en metamorfose van het Gediniaan langs de zuidrand van het Massief van Stavelot. *Doctoraal profefschrift*, K. U. Leuven.
- F. GEUKENS (1966) - Problème stratigraphique relatif aux planchettes Odeigne-Bihain. *Bull. Soc. belge de Géol.*, T. 74, p. 213-219. Bruxelles.
- F. GEUKENS (1975) - La faille de Bra et le Graben de Malmédy. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, T. 98, 331-339. Liège.
- U. KRAMM (1980) - Herkunft und Ablagerungsmilieu der manganreichen Ordovizischen Gesteine der Venn-Stavelot Massivs, Ardennen. *Z. dtsh. Geol. Ges.*, 131, 867-888, Hannover.
- U. KRAMM (1982) - Die Metamorphose des Venn-Stavelots Massivs, nordwestliches Rheinisches Schiefergebirge: Grad, Alter und Ursache. *Decheniana*, 135, 121-178, Bonn.
- J. G. RAMSAY (1980) - Shear zone geometry: a review. *Journ. of Struct. Geol.*, vol. 2, 83-99.
- K. THEUNISSEN (1971) - Verband tussen de tektonische vervorming en de metamorfe rekristallisatie in het doorbraakdal van de Salm te Salm-Château. *Doctoraal profefschrift*, K. U. Leuven.

N. V. SMET D. B.

**VERKENNINGSBORINGEN
WATERWINNINGSPUTTEN
POMPENINBOUW
WATERBEHANDELING
AFVALWATERSTATIONS
BETONBORINGEN**

**Stenehei 30
2480 DESSEL
Tel. 014/37 76 56
Telex 33189**