

| | | | | |
|--------------------------------|-------|---------|-------------|----------------|
| Bull. Soc. belge de Géologie | T. 89 | fasc. 1 | pp. 1 - 54 | Bruxelles 1980 |
| Bull. Belg. Ver. voor Geologie | V. 89 | deel 1 | blz. 1 - 54 | Brussel 1980 |

L'INTÉRÊT TECTOGENÉTIQUE DE LA DISCORDANCE POST-CALÉDONIENNE EN ARDENNE.

LES NOTIONS D'HÉRÉDITÉ MÉCANIQUE ET D'INDUCTION TECTONIQUE.

par Claude KLEIN (*)

RESUME. - En Ardenne, où la discordance qui sépare le Dévonien de son substratum est bien souvent tectonisée, la plupart des figures de tectonisation n'en témoignent pas moins d'une solidarité mécanique étroite entre les deux termes du dispositif structural. D'où l'idée d'imputer la transformation de la discordance stratigraphique infra-dévonienne en discordance tectonisée à un plissement en bloc de l'ensemble (*block folding*), à l'époque hercynienne.

Mais, à la différence de ses enveloppes mécaniquement vierges, le bâti calédonien était doté d'une riche hérédité mécanique : les deux séries lithologiques soumises aux serrages varisques ne pouvaient donc réagir de la même manière vis-à-vis de ces contraintes. De fait, tout se passe comme si les plis du socle avaient, en rejoignant suivant leurs anciennes charnières, imposé leurs propres orientations aux déformations de la couverture discordante. La correspondance directionnelle, si remarquable à l'échelle régionale, entre plis calédoniens et plis hercyniens trouve là son explication la plus naturelle. Le rôle actif joué par le socle calédonien dans la tectogenèse hercynienne se manifeste en outre au plan de la schistogenèse : la schistosité hercynienne est très souvent conforme, en direction comme en inclinaison, à la schistosité calédonienne parce qu'il s'agit d'une schistosité induite.

Si, pourtant, les effets du *block folding* s'expriment avec la plus grande netteté au niveau de la couverture discordante (*Oberstockwerk*), l'ampleur véritable des restructurations intervenues simultanément au sein même du socle réactivé (*Unterstockwerk*) nous échappe en partie. Tout au plus, la complexité de certaines figures du style de revêtement (nappe de la Vesdre, nappe du Hainaut) permet-elle d'en supputer les dimensions.

ABSTRACT. - The unconformity which in the Ardennes separates the Devonian from its substratum is most often *tectonised*. A great deal of the *teotonisation figures* give evidence of a narrow *mechanical* interdependence between the two terms of the structural *position*. Hence the idea to attribute the transformation of the stratigraphical infra-Devonian unconformity in *teotonised* unconformity to a *block folding* in the hercynian epoch.

But at the difference of its *mechanically virgin mantle* the Caledonian framework was endowed with a rich *mechanical* heredity : the two lithological series submitted to the *variscan screwing* could not react in the same way towards those stresses. In fact it is like if the folds of the substratum had, while reacting in accordance with their former bands, imposed their own orientation to the deformation of the unconformable coverage. The agreements of the trends between the Caledonian and Hercynian folds, which are remarkable at a regional scale, is

(*) Université de Paris-Sorbonne, 191, rue Saint-Jacques, F-75005 PARIS

explained in that way. The active role played by the Caledonian substratum in the Hercynian tectogenesis appears furthermore in the field of schistogenesis : the Hercynian schistosity is most often conformable, as well for its direction as for its inclination, to the Caledonian schistosity as we are dealing with an induced schistosity.

However if the results of block folding are expressed with the same distinctness at the level of the unconformable coverage, the real extent of the *re-structurations* intervened simultaneously within the *re-activated* basement itself, is not totally clear. Moreover the complexity of certain figures in *the style of coating* (nappe of the Vesdre, nappe of the Hainaut) permits to evaluate its dimensions.

PLAN

| | | |
|------|---|-------|
| I. | LA DISCORDANCE POST-CALEDONIENNE EN ARDENNE | pp. 3 |
| | 1° AU POURTOUR DES MASSIFS DE ROCROI ET DE SERPONT | 3 |
| | 2° AU POURTOUR DU MASSIF DE STAVELOT | 5 |
| | 3° AU POURTOUR DE LA BANDE SILURIENNE DE SAMBRE-ET-MEUSE | 17 |
| II. | LA DISCORDANCE POST-CALEDONIENNE EST UNE DISCORDANCE TECTONISEE | 20 |
| | 1° LES POUDINGUES TECTONISES DE L'EO- ET DU MESODEVONIEN | 21 |
| | 2° LES PHENOMENES DE BOUDINAGE, D'ACCORDANCE ET D'EMBOUTISSAGE | 23 |
| | 3° LES FAITS DE QUARTZIFICATION ET DE "BLAVIERITISATION" ASSOCIES A LA DISCORDANCE BASALE | 28 |
| III. | L'INTERET TECTOGENETIQUE DE LA DISCORDANCE POST-CALEDONIENNE | 30 |
| | 1° LA SOLIDARITE MECANIQUE SOCLE-COUVERTURE | 30 |
| | 2° LES DEFORMATIONS DE LA SURFACE POST-CALEDONIENNE | 31 |
| | 3° HEREDITE MECANIQUE ET INDUCTION TECTONIQUE | 39 |
| | CONCLUSION | 48 |

La définition de la part qui revient à l'orogénie calédonienne dans la genèse des structures ardennaises nécessite une lecture à deux niveaux des données de l'observation.

- En premier lieu, et très évidemment, il convient de chercher à savoir si les contraintes calédoniennes ont intéressé la totalité ou certaines parties seulement de l'Ardenne et si leur action a revêtu partout la même intensité, ou bien s'il est nécessaire d'opposer des noyaux de plus forte induration - le massif de Rocroi, par exemple - à des secteurs moins tectonisés - le massif de Stavelot, selon certains auteurs -.
- En second lieu, il importe de s'interroger sur le rôle que cette hérédité mécanique est susceptible d'avoir joué dans l'économie des contraintes hercyniennes elles-mêmes. Bien qu'il s'agisse là d'un aspect essentiel de la question, ce rôle est souvent difficile à apprécier. Il n'est donc pas singulier que l'influence médiate des plissements calédoniens soit moins volontiers reconnue et soulignée que leur influence immédiate.

I. LA DISCORDANCE POST-CALEDONNIENNE EN ARDENNE

Les contraintes calédoniennes ont intéressé la totalité de l'Ardenne et rien, dans les caractères de la discordance post-calédonienne, ne permet de faire état de différences significatives dans les manifestations régionales de l'efficacité de ces contraintes.

1°) AU POURTOUR DES MASSIFS DE ROCROI ET DE SERPONT

C'est au pourtour des massifs de Rocroi et de Serpont qu'ont été recensés et décrits les exemples les plus représentatifs de la discordance qui sépare, en Haute-Ardenne, les terrains dévoniens des terrains pré-dévoniens (GOSSELET, 1888, pp. 163-175 et pl. XV-XVII). Concernant le massif de Rocroi, le contact du socle calédonien et de ses enveloppes éodévoniennes demeure accessible à l'observation directe en une quinzaine de points situés à la périphérie de l'unité (fig. 1) :

- a) entre Renwez et Louette-Saint-Pierre : à Montcornet - tant à la sortie sud-ouest du bourg, au pied des ruines du château, qu'au Nord-Est, dans les grandes carrières de Fontaine Marin - ; à Bogny - Rocher de l'Hermitage - ; à mi-chemin de Monthermé/Laval-Dieu et de Thilay - la Roche à Corpias - ; à Naux - au long du Sentier des Rapides - ; à Linchamps - soit à l'Ouest, en $x = 778,750$ et $y = 248,950$ (1), soit au Nord-Est du village, en $x = 780,350$ et $y = 249,950$ - ; à Louette-Saint-Pierre enfin - en $x = 784,0$ et $y = 254,3$ -, encore qu'en ce point le contact Revinien-Gedinnien soit aujourd'hui masqué par des terres rapportées.
- b) entre Louette-Saint-Pierre et Haybes : soit aux Ruchons - à l'Est des Vieux Moulins de Thilay -, soit dans la cluse du Stol - à l'Ouest de Willerzie -, soit aux Roches à Fépin.
- c) entre Haybes et Mondrepuis : soit dans la cluse du Ry de Pernelle - tant dans les anciennes carrières de Lahonry, au P. K. 101,5 de la route N 5, qu'un peu plus au Sud, dans la Taille du Sapre, en $x = 756,1$ et $y = 258,2$ -, soit dans la cluse de l'Eau Noire - Forge

(1) Pour localiser nos coupes ponctuelles, nous utilisons *le moyen le plus simple et le plus précis*, en donnant leurs coordonnées kilométriques. Cette pratique n'est malheureusement pas courante, même dans les "Guides Géologiques", et il nous est bien souvent arrivé de perdre un temps précieux à retrouver sur le terrain des affleurements mal indiqués par d'autres méthodes.

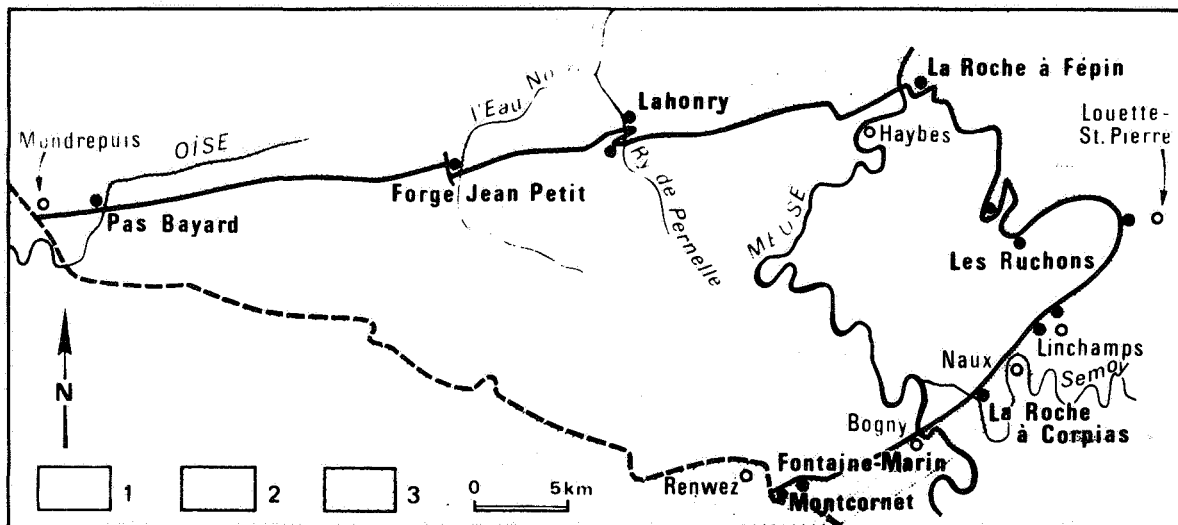


Figure 1 - Les points d'observation du contact entre le socle calédonien et ses enveloppes dévoniennes au pourtour du massif de Rocroi.
 1 - Cambrien. 2 - Dévonien. 3 - Mésozoïque.

Jean Petit -, soit dans la cluse de l'Oise - près de la ferme du Pas Bayard, en $x = 726,650$ et $y = 253,275$ (2) -.

Concernant le massif de Serpont, c'est au long des tranchées ferroviaires de la ligne Bruxelles-Luxembourg, entre les bornes 145,4 et 146,2, que la discordance post-calédonienne se présente dans les meilleures conditions. Mais on l'observe en outre en $x = 221,250$ et $y = 72,800$ (3), au pied d'un rocher de poudingue gedinnien (GAIBAR-PUERTAS et HOGE, 1951; GULINCK, HOGE et GEUKENS, 1952; GEUKENS et RICHTER, 1962, p. 207; RICHTER, 1975, pp. 164-5), ainsi qu'au long des tranchées routières de la N 28, de part et d'autre du ruisseau de la Barrière (K 35, 5 et K 36,7), où de petites poches d'arkoses altérées, pincées dans les schistes reviniens, correspondent aux racines de synclinaux de revêtement secondaires couchés vers le Nord.

Il n'est pas nécessaire d'insister davantage sur le cas des deux massifs de Rocroi et de Serpont, car la signification de la discordance sub-dévonienne n'a jamais été sérieusement mise en cause dans ces deux unités. Peut-être même la plupart des auteurs se sont-ils abusés sur le degré de rigidité mécanique que les contraintes calédoniennes avaient conféré aux terrains cambriens du socle : nous montrerons plus loin qu'il est nécessaire d'accorder à la réactivation varisque de ces deux noyaux eux-mêmes beaucoup plus d'efficacité qu'il ne lui en est généralement concédé (cf. FOURMARIER : 1922, pp. 5-6, 1935, pp. 409-410; 1954, pp. 611, 615, 653, 709).

2°) AU POURTOUR DU MASSIF DE STAVELOT

La part des actions calédoniennes dans la tectogenèse régionale a été - et demeure - beaucoup plus discutée dans le cas du massif de Stavelot. C'est que les coupes au contact du Cambro-Ordovicien et de l'Éodévonien n'y sont pas toujours aussi explicites qu'au pourtour des massifs de Rocroi et de Serpont. J. GOSSELET a même pu faire à A. DUMONT le reproche de s'en être un peu trop aisément accommodé (GOSSELET, 1888, pp. 171-4). En réalité, les considérations incriminées de l'illustre auteur du *Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan* étaient, comme en tant d'autres circonstances, inattaquables, car nulle part la discordance du Gedinnien sur le Salmien n'est cartographiquement plus sensible qu'entre les Tailles et Vielsalm (DUMONT, 1847-48, pp. 240-4).

- a) Au long des bordures méridionales du massif. Rarissimes n'en sont pas moins les coupes qui permettent de vérifier le fait, par l'observation directe du contact entre les deux formations, au long des bordures méridionales de l'unité. Cette vérification est toutefois possible à l'Est de Salmchâteau (tant au lieudit la Bossette - $x = 259,925$ et $y = 107,375$ - qu'à l'entrée d'une galerie située en $x = 260,050$ et $y = 107,425$), ainsi qu'à mi-chemin de Salmchâteau et de Burtonville (lieudit Quatre-Vents : $x = 262,475$ et $y = 108,175$) (4) et *fig. 2a*).
- b) Au long des bordures orientales du massif. C'est cependant au long des bordures orientales du massif qu'on rencontre les coupes, beaucoup plus démonstratives pour notre propos, de Born (à l'Est de Recht) (4), de Peter Berg et du Katzenhardt (entre Lammersdorf et Hürtgen (5) et *fig. 2a*).

(2) Comme les précédentes, ces coordonnées sont les coordonnées Lambert de la carte au 1/50.000 de l'I.G.N. (feuilles de Charleville-Mézières - n°69 -, Fumay - n°53 -, Renwez - n°68 -, Rocroi - n°52 - et Hirson - n°51 -).

(3) Ces coordonnées sont celles du carroyage kilométrique de la carte au 1/25.000 de l'I. G. M. B., planche 64/3-4 (Libin-Bras).

(4) Carte au 1/25.000 de l'I. G. M. B., planches 56/1-2 (Vielsalm-Recht) et 56/5-6 (Bovigny-Thommen).

(5) Carte allemande au 1/50.000, feuilles L 5302 (Aachen) et L 5304 (Zülpich).

Dans la tranchée de Born ($x = 272,850$ et $y = 115,650$), le poudingue gedinnien, épais de 2 à 3 mètres et débité en lanières monoclinales par l'effet de phénomènes d'emboutissage sur lesquels nous aurons à revenir, est incliné d'une vingtaine de degrés vers le Sud-Est; il est nettement discordant sur la tranche des schistes salmiens, orientés NE-SW et inclinés de 50° vers le Sud-Est. Nous avons, certes, pu suivre la trace au sol du contact Gedinnien-Salmien entre Quatre-Vents et le Wolfsbusch :

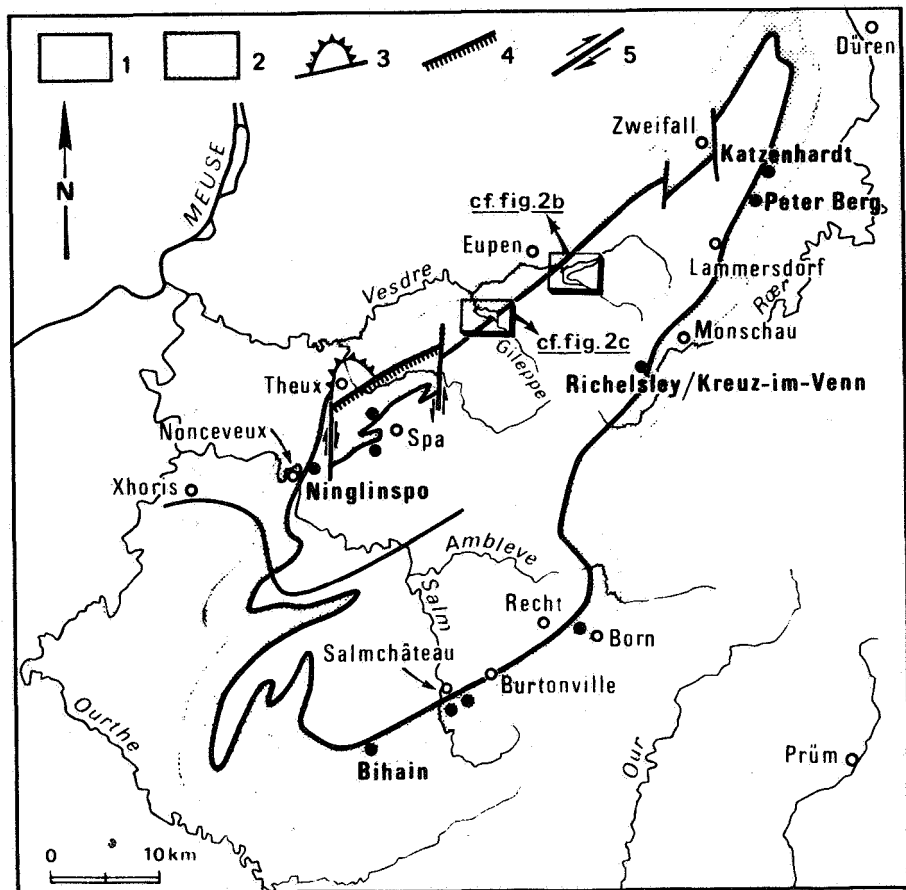


Figure 2a - Les points d'observation du contact entre le socle calédonien et ses enveloppes dévoniennes au pourtour du massif de Stavelot.
 1 - Le noyau calédonien. 2 - Son enveloppe dévonnaie.
 3 - La fenêtre de Theux. 4 - La faille Jevoumont-Jehanster.
 5 - Coulissage tardi-varisque.

nous l'avons ainsi repérée aux Mauvaises Pierres, au Sud de Poteau (arkoses); au P. K. 8,5 de la route Poteau-Rod (poudingue); à la sortie sud-est de Feckelsborn (arkoses); au point $x = 273,750$ et $y = 117,450$ (poudingue). Mais la tranchée de l'ancien vicinal - bien connue de P. FOURMARIER (1951, pp. 345-346, *fig. 2*) - présente évidemment un tout autre intérêt en tant que témoin de la discordance post-calédonienne au pourtour du massif de Stavelot.

Photo 1 - Discordance tectonisée et boudinage : le contact du Katzenhardt. voir aussi la *figure 8*.



A. K. THOME revient le privilège d'avoir signalé les deux affleurements de Peter Berg et du Katzenhardt (1955, pp. 298-299, *fig. 18 et 19*). Au sommet du mamelon de Peter Berg (à 2,750 km au Nord-Nord-Est du Kalltalsperre), le poudingue gedinnien repose en pseudo-concordance sur les schistes salmiens souplement rebroussés à son contact - nous verrons bientôt qu'il s'agit vraisemblablement d'une accordance mécanique -. La direction du poudingue est NNE-SSW et son pendage d'environ 25° ESE. La pâte du conglomérat est énergiquement schistifiée et de nombreux galets sont tronçonnés ou impressionnés. Ces faits de mylonitisation ont engagé THOME à voir là *un contact tectonique*, et non un contact stratigraphique : "es sind keine sicheren Anzeichen einer Winckeldiskordanz erkennbar" (*op. cit.*). Il n'est pas question de nier la part, incontestable en effet, des actions mécaniques en ce point; mais il nous paraît tout aussi nécessaire de reconnaître que ces actions n'ont fait que transformer une discordance stratigraphique véritable, la discordance post-calédonienne, en discordance tectonisée (voir ci-dessous, § II).

Au Katzenhardt (6) d'ailleurs, nous sommes en présence d'une autre manifestation du même phénomène, et K. THOME n'exclut plus l'hypothèse que ce contact représente "vielleicht eine tektonisch überprägte Winckeldiskordanz" (*op. cit.*). Toujours est-il que, là, les quartzites et les phyllades salmiens, orientés NNE-SSW et inclinés de 35° vers l'ESE, sont surmontés en discordance par un banc de poudingue gedinnien admirablement boudiné, dont le pendage est de 50° E.S.E. (*photo. 1*).

Nous reviendrons dans quelques instants sur le phénomène du boudinage; mais, réserve faite de cette complication tectonique surimposée, nous estimons avoir affaire à l'un des plus beaux exemples de discordance stratigraphique de toute l'Ardenne. Sans doute l'affleurement se dispose-t-il en avant de la ligne générale du contact socle-couverture, laquelle suit approximativement le tracé de l'isohypse 400 sur le versant est de la vallée du Weißer Wehebach. Mais cette circonstance ne change rien à la signification paléogéographique du témoin.

- c) Au long des bordures nord-occidentales du massif. Les coupes observées au long des bordures nord-occidentales du massif de Stavelot, de Nonceveux à Zweifall, militent dans le même sens. Nous n'insisterons pas sur le cas du contact Gedinnien-Cambrien dans la vallée du Ninglinspo, malgré les notables divergences d'interprétation qui apparaissent dans les plus récentes publications relatives à cette coupe classique (FOURMARIER, 1938; GRAULICH, 1959; GEUKENS, 1959 a). Nous ne reviendrons pas non plus sur le contact de l'Etang du Ri de Chawion ($x = 255,125$ et $y = 134,150$) que nous avons décrit ailleurs (KLEIN, 1977 a), après P. FOURMARIER (1950 a, p. 204 et 208-9). Mais nous estimons indispensable de reconsidérer le témoignage de certaines coupes dans le secteur d'Eupen au Nord-Est (RENIER, 1925, pp. 210-214 et *fig. 2*), dans le secteur du lac de la Gileppe au centre (ADERCA, 1931-1932; FOURMARIER, 1958; GEUKENS, 1955; GRAULICH, 1960) et dans le secteur de Spa au Sud-Ouest (GRAULICH, 1949; GEUKENS, 1950; FOURMARIER, 1950 a) (7).

-
- (6) Pour atteindre ce contact il faut prendre le Zweifaller Weg, à la sortie nord de Germeter (Ouest de Vossenack), puis suivre, sur environ 700 mètres, la route forestière qui conduit au Weißer Wehebach (carte au 1/50.000, L 5304, Zülpich).

Les deux affleurements du Katzenhardt et de Peter Berg étaient connus d'E. ASSELBERGHS (1946, pp. 98-99 et 530); mais leur intérêt tectonique particulier semble avoir échappé à l'auteur.

α - Dans le secteur d'Eupen, le contact du Gédinnien avec le Revinien ou le Salmien est visible en E 1 et en E 4 (fig. 2b). En E 1, sur la paroi nord de la tranchée, le poudingue gédinnien, orienté NE-SW et incliné de 80 à 85° vers le NW, repose contre la tranche des schistes et grès salmiens qui pendent de 35° vers le sud-est (fig. 3). La schistosité des terrains gédinniens surincombants est conforme à celle du Salmien (35 à 40° SE). En E 4, le contact entre le poudingue éodévoniens et le Revinien s'observe sur les deux côtés de la route haute qui conduit au barrage (RICHTER, 1975, p. 124); mais c'est en contrebas de cette route, à mi-pente du versant gauche de la vallée de la Vesdre, que la disposition *renversée* de la série gédinnienne s'exprime dans les meilleures conditions (fig. 4a). Le pou-

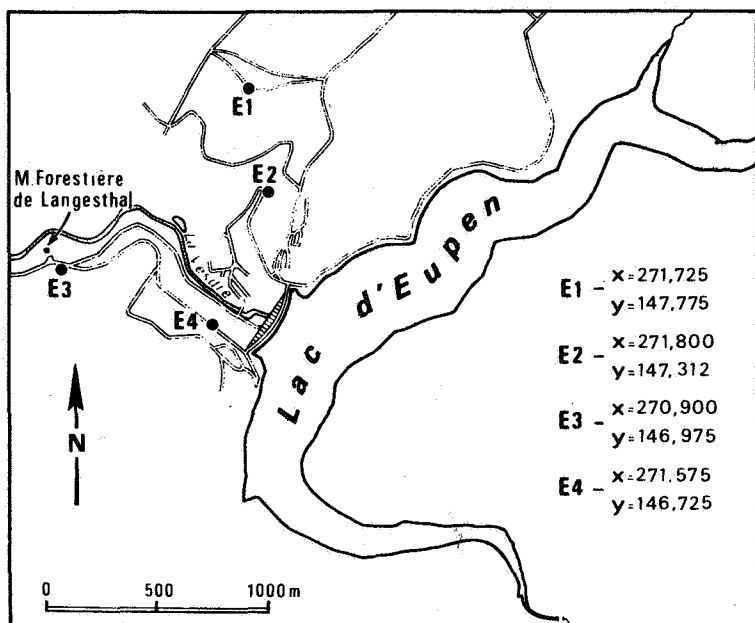


Figure 2b - Croquis de localisation des points d'observation dans le secteur du lac d'Eupen (voir aussi A. RENIER, 1925, fig. 2, p. 200).

dingue de base, axé N 60 à 70° E, y présente en effet un pendage SSE de 50°; le clivage des schistes lie-de-vin interstratifiés dans sa masse est nettement moins incliné (35 à 40° SSE seulement). Les terrains reviniens contigus ont une direction N 50° E; leur inclinaison - aussi bien celle des plans de schistosité que celle des plans de stratification - oscille entre 35 et 40° SSE. En sorte que les enseignements fournis par E 4 confirment ceux tirés de E 1 : d'une part, *les mouvements calédoniens avaient plissé les terrains cambro-ordoviciens du secteur d'Eupen assez énergiquement pour que les terrains éodévoniens reposent partout en discordance angulaire franche sur leur substratum*, d'autre part les correspondances notées entre la schistosité des terrains du socle et la schistosité des terrains de la couverture discordante sont assez étroites et assez constantes pour qu'il soit légitime de voir dans *la schistosité hercynienne une schistosité induite* (KLEIN, 1977 d, p. 162 et ci-dessous III, 3°, § c).

(7) Carte au 1/25.000 de l'I. G. M. B., planches 49/3-4 (Louveigné-Spa) et 43/5-6 (Limbourg-Eupen).

β - Dans le secteur du lac de la Gileppe, le contact des terrains dévoniens avec les terrains pré-dévoniens peut être observé en de nombreux points (fig. 2c). En G1, les phyllades salmiens sont orientés N 60-70° E et inclinés de 35° vers le SSE. Le poudingue gedinnien discordant - faciès Fépin - offre la même orientation; mais son pendage NNW varie de 80° à la base du talus à 50° au sommet (fig. 5), sans nulle trace de renversement, contrairement à ce qui a été indiqué par D. RICHTER qui voit là un effet et une preuve, parmi d'autres, d'actions de charriage - *Überschiebungstektonik* - (1961, p.593, fig. 11; 1975, p. 96, 140 et fig. 27). En G 2, le conglomérat de base gedinnien - petits éléments de quartz et de quartzite (2 à 5 cm), très mal roulés et inclus dans une pâte quartzreuse - repose en *plateure* sur le Salmien incliné de 50 à 60° vers le SE. En G 3,

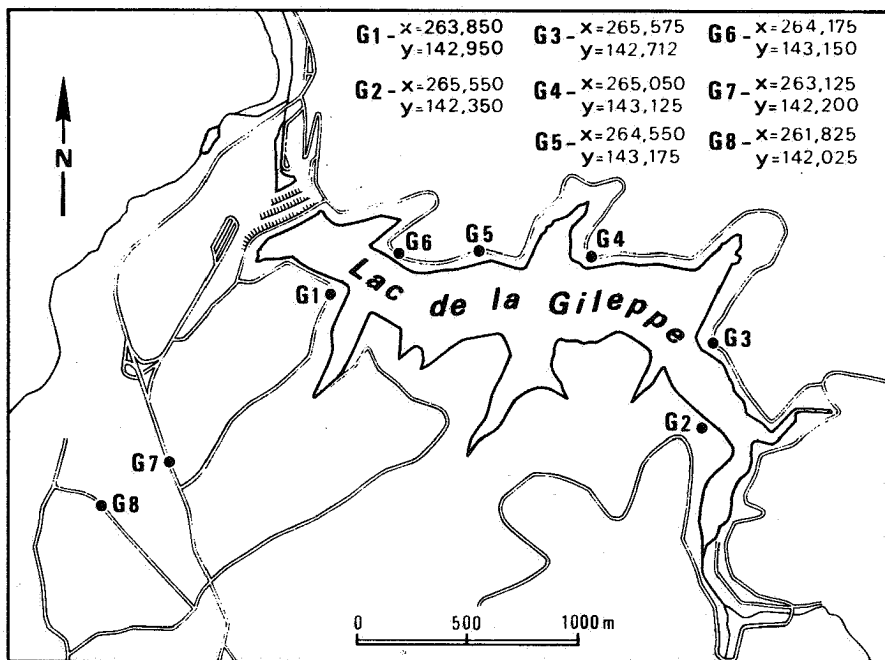


Figure 2c - Croquis de localisation des points d'observation dans le secteur du lac de la Gileppe (voir aussi J. M. GRAULICH, 1960).

c'est par une arkose pisaire que débute le Gedinnien dont les assises, fortement redressées au voisinage immédiat du contact, font un angle d'une cinquantaine de degrés avec les terrains reviniens orientés N 40° E et inclinés de 50° vers le SE. En G 4, G 5 et G 6 - comme d'ailleurs en G 7 et en G 8 -, les faciès conglomératiques font défaut à la base de l'Eodévoniens, soit qu'il s'agisse d'un fait originel, d'ordre sédimentologique, soit qu'il s'agisse d'un fait acquis, d'ordre tectonique. Mais, dans ce cas, avant de recourir à l'hypothèse de failles franches ou, à plus forte raison, à celle de véritables charriages, il convient d'envisager l'hypothèse, plus simple et plus probable, d'une transformation, lors du *block folding* varisque, de la discordance stratigraphique infra-gedinnienne en discordance tectonisée. Sans doute ne disposons-nous pas, au long des bordures nord-occidentales du massif de Stavelot, de coupes aussi démonstratives

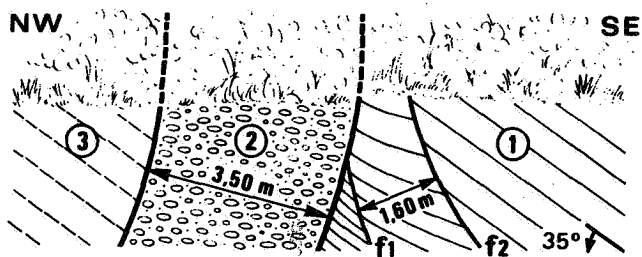


Figure 3 - Le contact Gedinnien-Salmien, au point E 1 (cf. fig. 2 b).

Légende commune aux figures 3 à 6 : 1. Cambro-ordovicien; 2. faciès de base du Gedinnien (poudingue ou arkose); 3. Schistes et grès gedinniens. En tireté : schistosité induite.

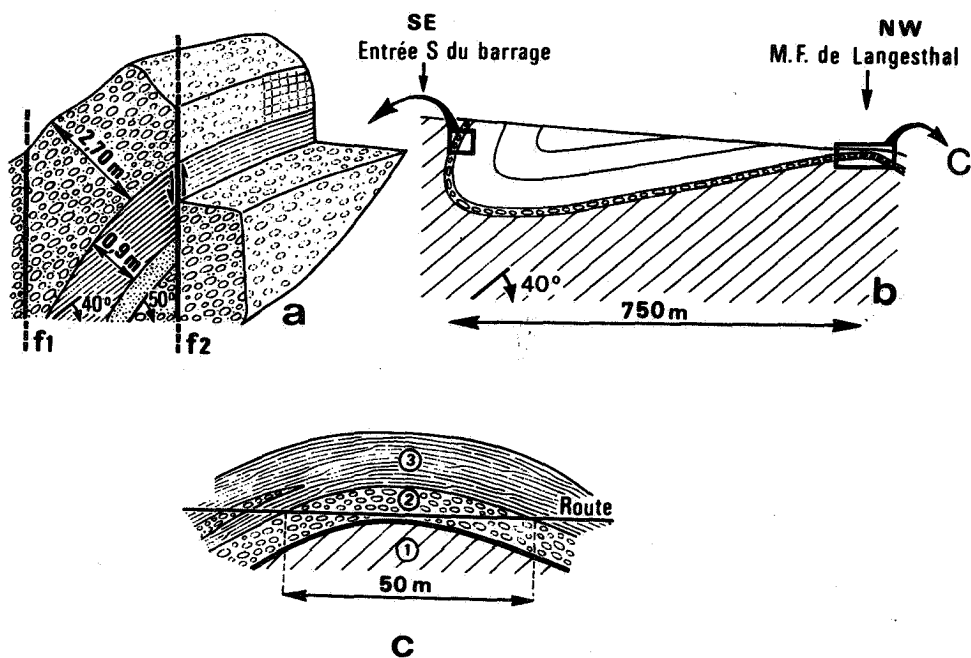


Figure 4 - Coupes entre le barrage de la Vesdre et la maison forestière de Langesthal (cf. fig. 2 b, points E 3 et E 4); a et c : deux détails de la coupe b.

Légende commune aux figures 3 à 6 :

1. Cambro-ordovicien;
2. Faciès de base du Gedinnien (poudingue ou arkose);
3. Schistes et grès gedinniens.

Le grisé quadrillé de la fig. 4 a représente un élément du miroir de faille associé à f2.

à cet égard que celles de Born, de Peter Berg ou du Katzenhardt; mais les raisons sont sérieuses d'estimer que la réactivation hercynienne des structures calédoniennes s'est accompagnée, ici comme là, de laminages fréquents à la base de la série éodévonienne. Aussi pensons-nous que telle pourrait être la signification de certains au moins des contacts tectoniques signalés dans la contrée par divers auteurs (ADERCA, 1931-32; FOURMARIER, 1958; RICHTER, 1961, pp.592-6; GEUKENS, 1955, 1957, 1962 a; GRAULICH, 1960).

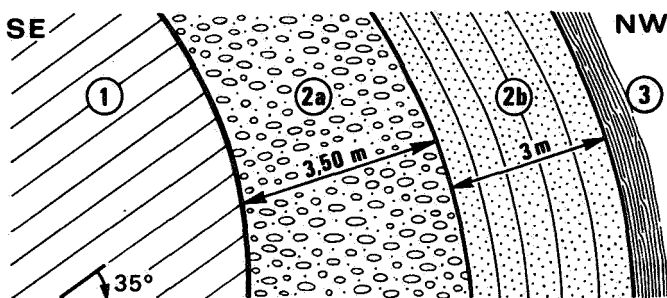


Figure 5 - Le contact Gedinnien-Salmien, au point G1 (cf. fig. 2 c).

Légende commune aux figures 3 à 6 : 1. Cambro-ordovicien;
2. faciès de base du Gedinnien (poudingue ou arkose); 3. Schistes
et grès gedinniens.

γ - Non qu'il soit dans notre intention d'exclure toute référence aux actions de charriage dans cette partie de l'Ardenne; bien au contraire (KLEIN, 1977 b, 1977 c, 1977 d, p. 175). Mais la région spadoise elle-même, où pourtant la matérialité des faits de charriage ne souffre aucune contestation, engage à la prudence dès lors qu'il s'agit d'en définir l'extension.

Nous l'avons déjà montré dans notre Note sur la limite méridionale de la fenêtre de Theux (KLEIN 1977 a). Les travaux de terrassement effectués en 1978 pour la construction de l'autoroute Verviers-Prüm nous permettent aujourd'hui de confirmer l'interprétation que nous avions alors avancée pour la faille du Bois de Râsoûster, au NE de Tiège (KLEIN, 1977 b). Située de 50 à 65 mètres à l'Ouest du pont autoroutier n° 32, cette faille traverse l'autoroute en oblique, suivant une direction N 20° W. Dans les deux talus de la tranchée, on voit les phyllades reviniens du compartiment est chevaucher les grès gedinniens lie-de-vin du compartiment ouest. A 30 mètres au Sud et en contrebas de la chaussée autoroutière, dans la bretelle de raccordement avec la dérivation vers Spa, *le poudingue de base éodévonien affleure* sous le faciès qui est le sien à Tiège en $x = 259,275$ et $y = 136,300$: il ne fait par conséquent guère de doute que le Gedinnien se termine là, en coin, contre le plan de faille, et qu'il serait vain d'espérer l'atteindre, à quelque profondeur que ce soit, à partir des sondages de reconnaissance F 5, F 17, F 18 et F 19 effectués avant l'ouverture de la tranchée, ainsi que certains auteurs l'ont pensé (CALEMBERT et al., 1977). Nous ne sommes donc pas en présence d'une faille de charriage limitant à l'Est la "fenêtre Fourmarier" comme ces auteurs l'ont admis, mais d'un cisaillement senestre au long duquel le compartiment Est s'est déplacé vers le Nord par rapport au compartiment Ouest (KLEIN, 1977 a, fig. 1; 1977 b) : c'est à la faveur de ce coulissage que les roches situées de part et d'autre de l'accident ont été mylonitisées (CALEMBERT et al., 1977).

Notre lecture de la coupe du Marteau, à l'Ouest de Spa ($x = 253,925$; $y = 131,900$), diffère de même, sur des points essentiels,

de celle proposée par P. FOURMARIER (1950 a). Là, en effet, les quartzophyllades salmiens, bien exposés de part et d'autre du Wayai, sont orientés N 50° E et inclinés de 50 à 70° vers le S.E.; les bancs quartzitiques interstratifiés dans les phyllades du versant sud de la vallée permettent d'affirmer que les plans de stratification et les plans de schistosité ont même inclinaison. *Discordants sur cette série isoclinale*, les terrains gedinniens sont ployés anticlinalement et synclinalement (fig. 6a). Au long du flanc sud-est du synclinal, *les strates salmiennes font un angle d'une trentaine de degrés avec le banc subvertical des arkoses de base de l'Eodévotionien*. En divers points du contact socle-couverture, la tête des bancs du Salmien présente un léger rebroussement qui témoigne d'un mouvement relatif suivant le plan de la surface de discordance. La disposition de deux écaillies d'arkose au flanc nord-ouest de l'anticlinal (fig. 6 b) confirme que nous sommes bien en présence, ici comme en tant d'autres points de la Haute-Ardenne, d'une discordance tectonisée. Enfin, du Sud-Est au Nord-Ouest de la coupe, partout la schistosité des terrains dévoniens est conforme à la schistosité des terrains salmiens, sauf à remarquer un net redressement des plans de clivage dans les parties axiales de l'anticlinal de revêtement (fig. 6 a; photo. 2).

P. FOURMARIER a pourtant prétendu "qu'à l'emplacement du synclinal du Marteau, *les couches dévoniennes et cambriennes sont parfaitement harmoniques, jusque dans les ondulations secondaires du flanc sud*"

(1950 a, p. 206; cf aussi pp. 201-202). En vertu de quoi l'auteur s'estimaient fondé à voir dans cette concordance une preuve de l'âge hercynien des déformations du Salmien en ce point (*op. cit.*, pp. 203 et 206). La coupe du Marteau tient par ailleurs une place de choix parmi celles qui ont permis au grand spécialiste des questions de schistogénèse en Ardenne d'affirmer que "*la schistosité du Cambrien du massif de Stavelot est vraisemblablement la conséquence des poussées hercyniennes*" (1951, pp. 341-343). C'est dire l'intérêt qu'il y avait à réexaminer la célèbre coupe. Or nos propres observations nous interdisent de souscrire à aucune des deux propositions que FOURMARIER avait cru pouvoir en tirer. A Spa, comme dans tous les autres points de la bordure nord-occidentale du massif de Stavelot que nous venons de revoir, *le Dévonien est stratigraphiquement discordant sur son substratum*: il est donc légitime d'imputer, ici comme ailleurs, le plissement et la schistification des terrains cambro-ordoviciens d'abord et avant tout à l'action des contraintes calédoniennes. Quitte à revenir bientôt sur la part, elle-même incontestable, des réactivations varisques.

Sans doute P. FOURMARIER n'avait-il pas manqué de noter que la "concordance observée dans le synclinal (du Marteau) est un fait local qu'il ne convient pas de généraliser" (1950 a, p. 204; voir aussi 1954, pp. 611, 653 et 709). Mais sa conviction n'en demeurait pas moins entière, depuis 1906 (1906-1907, pp. 114-5), d'une part que le massif de Stavelot avait été beaucoup moins énergiquement tectonisé à l'époque calédonienne que le massif de Rocroi, d'autre part qu'à l'intérieur du massif de Stavelot lui-même une distinction devait être faite entre les parties septentrionales de l'unité et ses parties méridionales: au Nord, écrit FOURMARIER, "ce sont bien les poussées d'âge hercynien qui ont donné au substratum, comme à la couverture, la forme définitive des plis et, par conséquent, celle de la schistosité"; au Sud où, par contre, "la discordance se marque de façon beaucoup plus évidente...", on peut affirmer que le Trémadocien était redressé et plissé lors de la transgression du Dévonien inférieur", mais certains arguments n'en laissent pas moins supposer que, dans ces contrées elles-mêmes, "la schistosité du soubassement date aussi des poussées hercyniennes" (FOURMARIER, 1954, p. 653).

De la même manière, G. WATERLOT a estimé qu'à la périphérie du massif de Stavelot "la discordance (post-calédonienne) n'est pas très importante" et, partant, que "les plissements qui ont affecté ce massif avant le dépôt du Dévonien n'ont pas dû déployer une grande vigueur"; en sorte que, selon lui, "l'essentiel de la structure

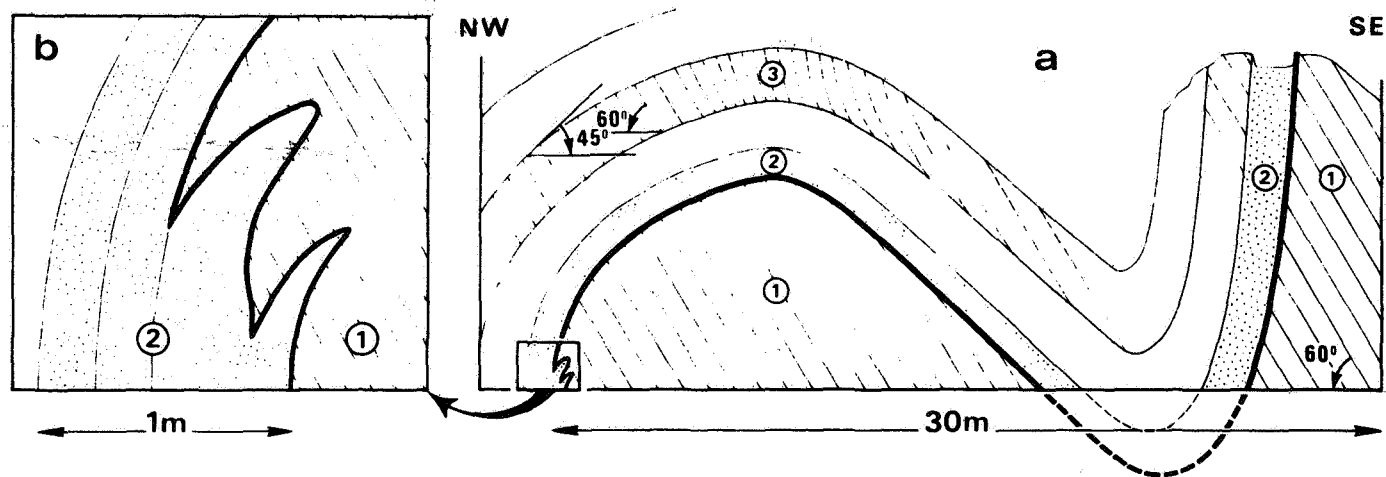
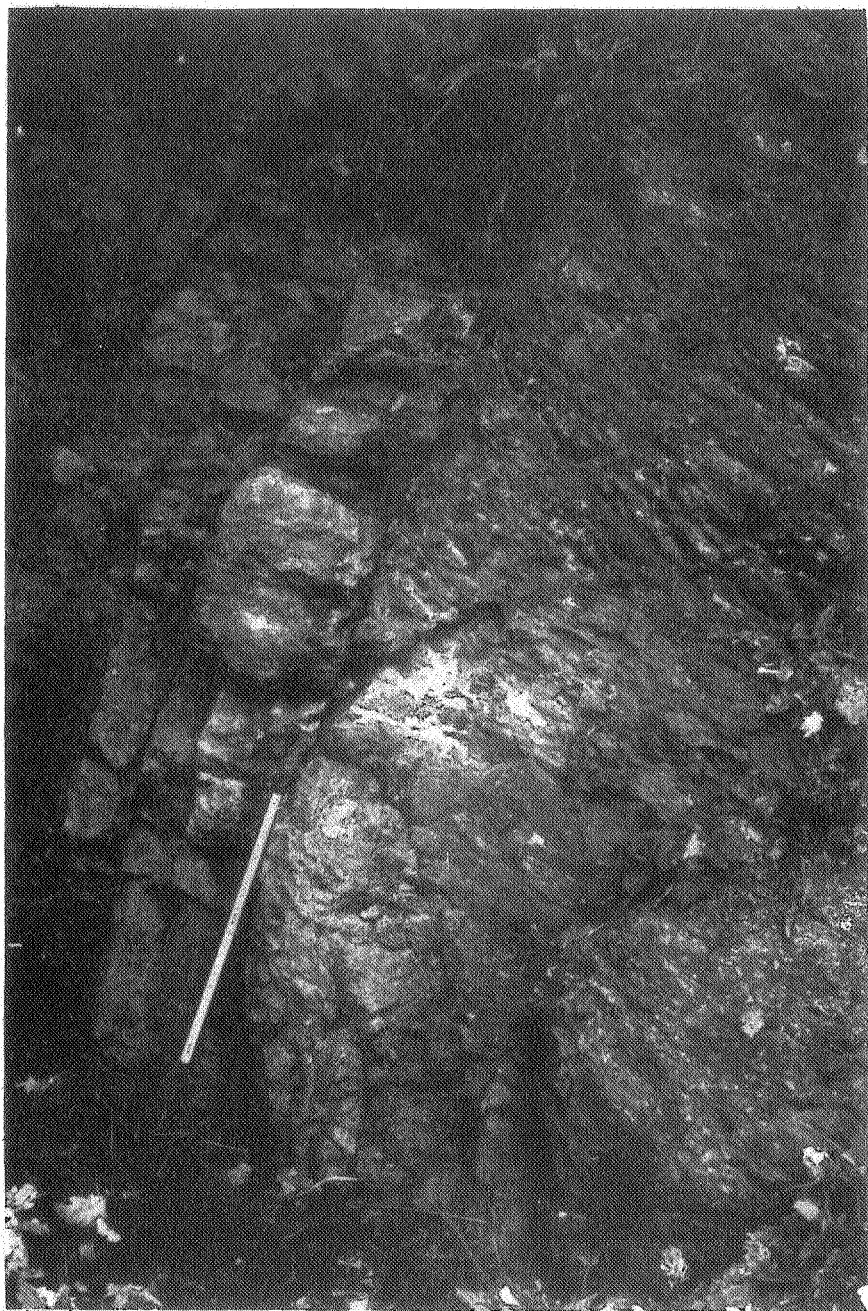


Figure 6 - a) La coupe du Marteau à Spa (à l'angle de l'avenue Reine Astrid - anciennement Allée du Marteau - et de la Promenade de Reickem).
 b) Détail de la coupe a. Voir aussi la photo. 2

Légende commune aux figures 3 à 6 : 1. Cambro-ordovicien;
 2. faciès de base du Gedinnien (poudingue ou arkose); 3. Schistes
 et grès gedinniens. En tireté : schistosité induite.



2

Photo. 2 - Partie de la coupe du Marteau correspondant à la *figure 6b*.

(serait) dû ici à la tectonique hercynienne" (1945, p. 11; voir aussi p. 43). Plus radicalement encore, A. RENIER avait déclaré quelques années plus tôt, au sujet de la région orientale du massif de Stavelot : "dans tous les points, naturellement peu nombreux, où j'ai pu observer le contact direct du Gedinnien sur le Cambrien, la *discordance d'allure* m'est apparue frappante hormis là où, comme au SE de Vielsalm, le contact se fait manifestement par faille" (1928, p. 506). Faut-il penser que les coupes de Born, de Peter Berg et du Katzenhardt avaient échappé à l'attention de l'auteur, ou bien qu'il voyait dans ces contacts d'autres exemples de contacts tectoniques ? Et que dire de sa proposition de réduire les mouvements calédoniens, dans la plus grande partie de l'Ardenne, au rang de mouvements à grand rayon de courbure, de nature épirogénique plutôt que véritablement orogénique (1928, p. 507) ? On comprend mieux, dans cette perspective, le point de vue extrême de F. KAISIN pour qui l'orogénie calédonienne "n'a pu produire en Ardenne qu'une ébauche très peu poussée du plissement et du faillage, *lesquels doivent au paroxysme hercynien tous les traits essentiels de leur style actuel*" (1935 b. p.370) (*); pour KAISIN, "l'arkose et le poudingue du Gedinnien constituent manifestement une masse résistante qui a glissé vers le Nord sur son substratum, en entraînant partiellement celui-ci" (*op. cit.*, p. 386; cf aussi p. 377 et 404).

Les géologues allemands, dans leur très grande majorité semble-t-il, sont eux-mêmes convaincus de la part éminente qui revient aux contraintes varisques dans le bilan tectogénétique global du massif de Stavelot, *et singulièrement de ses parties nord-orientales* : comparativement, la part des contraintes calédoniennes ferait piètre figure. Ainsi, pour K. THOME, "strukturelle Untersuchungen im Vennsattel und seiner Umgebung ergeben dass die Hauptfaltung, die die heute sichtbaren Strukturen sowohl des vordevonischen Sattelkerns als auch der devonisch-karbonischen Flanken prägte, varistisch ist Die kaledonische Faltung, die gewöhnlich in den vordevonischen Schichten vermutet wird, kann nur sehr schwach gewesen sein" (1955, p. 266; cf. aussi pp. 296-303). D'où les réticences de l'auteur à reconnaître dans les coupes de Peter Berg et du Katzenhardt, par lui signalées, d'authentiques cas de discordance stratigraphique (1955, pp. 298-299 et fig. 18-19).

Telle est encore l'opinion de D. RICHTER qui insiste beaucoup sur le faible degré d'induration mécanique prévarisque des Hauts Fagnes : "in diesem Teil des Massivs von Stavelot, écrit-il, war also keine stärkere kaledonische Konsolidierung eingetreten" (1961, p. 596); d'où sa conclusion tout récemment réaffirmée : "So dürfte das Hohe Venn vor der Variszischen Faltung eine nur flache Aufwölbung mit wenigen Sätteln und Mulden gebildet haben" (1975, p. 92).

Or les coupes que nous venons d'examiner, tant au long des bordures orientales qu'au long des bordures nord-occidentales du massif de Stavelot, ne nous permettent pas de partager cette appréciation restrictive de la part des actions calédoniennes dans la tectogenèse régionale. Tout, dans les indications fournies par ces coupes, nous porte au contraire à penser que *les contraintes calédoniennes ont aussi énergiquement plissé le massif de Stavelot que le massif de Rocroi*. Nous avons même cru discerner des raisons d'estimer que les secteurs méridionaux de l'unité pourraient se caractériser par le croisement (*cross folding*) de deux directions structurales calédoniennes distinctes : la direction WSW-ENE ou direction *condrusienne* et la direction WNW-ESE ou direction *artésienne*. Etant toutefois entendu que ces deux directions furent réorientées à l'époque hercynienne - la première en direction SW-NE, la seconde en direction W-E - par l'effet de coulissements tardi-varisques, d'orientation rhénane (KLEIN, 1977 d, p. 178 et fig. 7; 1978 b). De ce croisement procéderaient alors deux particularités de la tectonique régionale qui demeurent mal élucidées en toute autre hypothèse :

- d'une part, la structure en dôme des noyaux devilliens de Grand-Halleux (CORIN, 1925-26, p. 52) et de Limeuville (RENARD, 1927; ANTHOINE, 1939-40);

(*) Des considérations d'ordre microtectonique engagent aujourd'hui H. HUGON et Cl. LE CORRE à réhabiliter le point de vue de F. KAISIN (*C. R. Acad. Sc.*, Paris, 289, D, 1979, pp. 615-618).

- d'autre part, la grande inertie mécanique apparente du socle calédonien vis-à-vis des serrages varisques à l'intérieur du triangle Dochamps-Werbomont-Vielsalm.

On voit ainsi l'intérêt qu'il y avait à reprendre par le menu l'étude des contacts entre le Cambro-ordovicien du massif de Stavelot et le Dévonien. Le bénéfice de l'opération n'est du reste pas moindre dans le cas de la "bande silurienne de Sambre-et-Meuse" qui nous reste à examiner.

3°) AU POURTOUR DE LA BANDE SILURIENNE DE SAMBRE-ET-MEUSE

Concernant l'anticlinal du Condroz, la question de la discordance post-calédonienne ne se pose pas exactement dans les mêmes termes au long des deux flancs de l'unité (fig. 7). Au long du flanc sud, la série éodévonienne est puissante (1500 mètres d'épaisseur) et débute par un poudingue (le poudingue d'Ombret) ou par une arkose (l'arkose de Dave), faciologiquement comparables au poudingue de Fépin et à l'arkose d'Haybes, mais stratigraphiquement plus récents (Gedinnien supérieur au lieu de Gedinnien inférieur). Au long du flanc nord par contre, les terrains éodévoniens font défaut, et c'est un poudingue d'âge couvinien supérieur (le poudingue de Naninne) qui forme la base de la série mésodévonienne discordante. Il y a donc là une singularité qui requiert d'être expliquée. D'autant que l'intensité des dislocations affectant les terrains dévono-carbonifères des bordures sud du bassin de Namur contigu invite à chercher dans la tectonique l'une des clés possibles de cette explication. Concrètement, le géologue se trouve ainsi confronté à deux énigmes :

- une énigme stratigraphique d'abord : l'absence d'Eodévonien au Nord de la crête du Condroz est-elle le fait d'une lacune de sédimentation, la mer dévonienne transgressive n'ayant franchi cette crête qu'au Mésodévonien seulement; ou bien le fait d'une lacune d'érosion, les terrains éodévoniens du bassin de Namur ayant été dispersés durant le long épisode régressif de l'Emsien moyen et supérieur (Burnotien) ?
- une énigme tectonique ensuite : les accidents géologiques qui séparent le bassin de Namur du bassin de Dinant se présentent-ils sous la forme d'une "Grande Faille" qu'on pourrait suivre, sans solution de continuité, de Valenciennes à Aix-la-Chapelle; ou bien convient-il de dissocier le cas du secteur médian, où la matérialité d'une telle faille a pu être contestée, de celui des secteurs extrêmes, où l'accord s'est mieux réalisé (faille du Midi à l'Ouest, faille eifélienne à l'Est) ?

C'est l'énigme tectonique qui a le plus divisé les auteurs à la fin du siècle dernier (GOSSELET, 1888, pp. 731-6; DORLODOT, 1892-93, pp. 408-412). Alors que certains ont vu dans le contact du Silurien du Condroz avec le Dévonien du bassin de Namur un contact par faille, d'autres l'ont présenté comme un contact stratigraphique. Telle était notamment l'opinion de l'adversaire le plus déterminé de la continuité de la "Grande Faille", H. de DORLODOT (1889, pp. 498-500; 1892-93, *passim*; 1894-95, pp. 89-90; 1900, p. 122, note 2). Mais, en 1905, l'identification de la fenêtre de Theux a permis à P. FOURMARIER (1905-1906) de faire prévaloir la thèse d'un gigantesque refoulement du bassin de Dinant sur le bassin de Namur, la trace au sol du plan de charriage s'inscrivant quelque part dans l'étroite bande silurienne de Sambre-et-Meuse. Nombre des publications ultérieures du savant témoignent du souci d'en parfaire la démonstration; à telle enseigne qu'on pouvait, à bon droit et nonobstant quelques avatars (GEUKENS, 1959b), tenir les vues tectoniques du parrain de la fenêtre de Theux pour définitivement acquises (FOURMARIER, 1950b; 1960).

Un fait nouveau engage pourtant à rouvrir le débat. La découverte, en deux sondages profonds effectués à l'Est de Liège, de terrains éodévoniens épais - 400 mètres ici, 1000 mètres là - et discordants sur le Silurien, vient en effet d'apporter la preuve que les secteurs orientaux du bassin de Namur furent intéressés par la mer dès le début du Dévonien (GRAULICH, 1962 b; 1975; 1977). Il convient donc de se demander si la transgression gedinnienne ne se serait pas, ailleurs

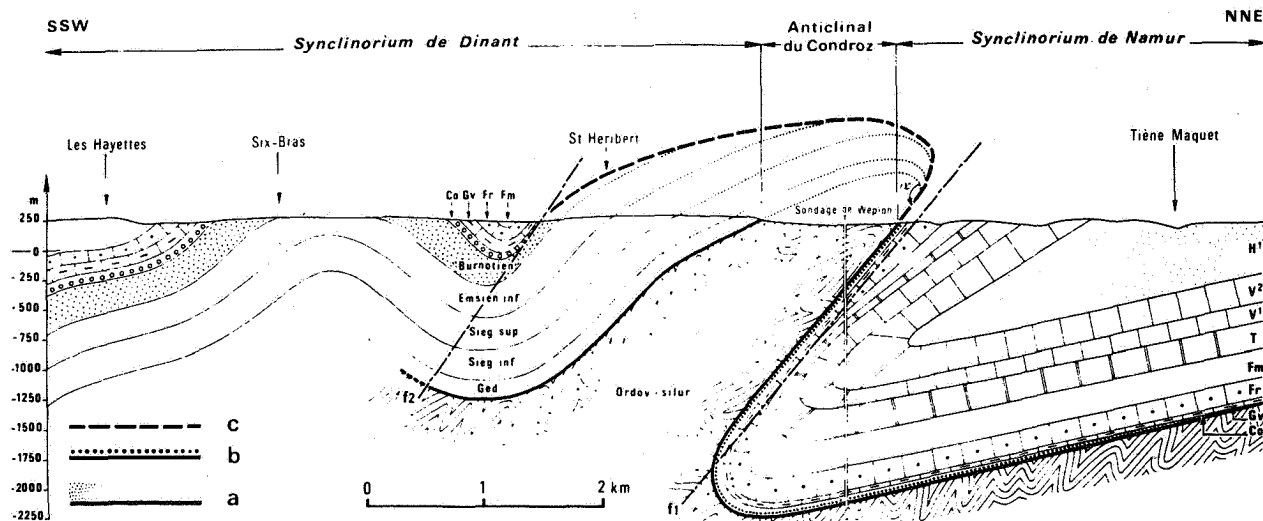


Figure 7 - L'anticlinal de revêtement du Condruz : coupe méridienne passant par le sondage de Wépion (GRAULICH, 1961).
 a. surface infra-gedinnienne;
 b. surface infra-couvinienne;
 c. surface fini-emsienne.

aussi, avancée vers le Nord très au-delà de ses lignes de rivage condrusiennes. Auquel cas l'absence d'Eodévonien dans les secteurs centraux et occidentaux du bassin serait le signe, non d'une lacune de sédimentation comme il était admis jusqu'à ces toutes dernières années (WATERLOT, 1973, pp. 13, 18, 21; 1974, pp. 48-50 et 56-58), mais d'une lacune d'érosion. Rien, dès lors, n'imposerait plus de recourir à l'hypothèse d'un charriage pour rendre compte de la dissymétrie stratigraphique constatée entre les deux flancs de l'anticlinal du Condroz (FOURMARIER, 1913, p. 196, note 1; 1954, p. 655; WATERLOT, 1973, p. 114 ...): l'hypothèse d'un pli de revêtement serait suffisante (KLEIN, 1977 d, pp. 168-172, fig. 3 et 4; 1978 a).

a) En bordure nord du bassin de Dinant. C'est dans la tranchée de Sart-Bernard ($x = 191,200$ et $y = 121,950$) (8) et dans la tranchée de Huy-Sud ($x = 211,600$ et $y = 134,025$) (9) que le contact du Gedinien de la bordure nord du bassin de Dinant avec "la bande silurienne de Sambre-et-Meuse" peut être observé dans les meilleures conditions. Sans doute la première n'offre-t-elle plus aujourd'hui la fraîcheur qui était la sienne en 1873 (MOURLON, 1876), voire en 1889 (RUTOT, 1889, pp. 474-5 et fig. 4) ou en 1899 (DORLODOT, 1900, pp. 164-7 et fig. 2); mais la discordance post-calédonienne demeure visible en divers points des deux parois de la tranchée ferroviaire. Quant au contact de Huy-Sud, son intérêt est plus grand encore, puisque nous verrons bientôt en lui un exemple de discordance tectonisée aussi remarquable que celui du Katzenhardt. Le contact Gedinien-Silurien est accessible en deux autres points, situés à l'Est de Huy : en $x = 217,075$ et $y = 135,875$, sur la lèvre ouest d'une déchirure transversale du flanc sud de l'anticlinal du Condroz d'une part, en $x = 220,075$ et $y = 136,000$, sur la retombée Est de l'anticlinal de Tour Malherbe d'autre part. De Sart-Bernard à Loverval par contre, nulle part il ne nous a été donné de voir ce contact (10); mais les mesures de pendage effectuées dans cet intervalle montrent que l'arkose de Dave et les grès gedinniens surincombants ne sont inclinés en moyenne que de 40 à 50° vers le Sud, alors que les terrains ordoviciens et siluriens de la bande Wépion-Sart-Eustache offrent, le plus souvent, des pendages beaucoup plus élevés (60 à 70° S).

b) Au long de la bordure sud du bassin de Namur, c'est de la discordance infra-couvinienne, voire, à l'Est de Coutisse, de la discordance infra-frasnienne qu'il s'agit, et non plus de la discordance infra-gedinienne. Mais, réserve faite d'attributs qui tiennent au style tectonique particulier de "l'anticlinal du Condroz" (pli chevauchant à flanc nord renversé) - fig. 7 -, les caractères du contact Mésodévonien-Silurien sont très comparables à ceux du contact Eodévonien-Silurien. Deux coupes en apportent la démonstration : celle d'une tranchée routière à Presles (à mi-chemin de Charleroi et de Fosses-la-Ville), celle d'une tranchée ferroviaire à Naninne. A Presles (en $x = 165,050$ et $y = 119,175$) (11), le poudingue couvinien, subvertical, repose contre la tranche des schistes siluriens orientés $N-70-80^\circ E$ et inclinés de 60° vers le SSE. Le rebroussement des têtes de bancs au contact du poudingue témoigne d'une transformation de la discordance stratigraphique en discordance tectonisée, lors

(8) Carte au 1/25000 de l'I. G. M. B., planche 47/7-8 (Malonne-Naninne).

(9) Carte au 1/25000 de l'I. G. M. B., planche 48/3-4 (Huy-Nandrin).

(10) La coupe décrite par H. de DORLODOT (1892-93, pp. 294-7) à la Chapelle du Rosaire, entre Sart-Eustache et Gougnies, n'est plus observable aujourd'hui.

(11) Sur cette coupe, voir H. de DORLODOT (1892-93, p. 315, notes 1 et 2) et P. FOURMARIER (1914, pp. 254-6).

du plissement de la série mésodévonienne. Au Sud-Est de la gare de Naninne (en $x = 190,250$ et $y = 122,950$), les schistes siluriens, très chiffonnés, de la partie sud-orientale de la tranchée chevauchent la série renversée des poudingues, grès et schistes rouges du Mésodévonien. A. RUTOT estimait avoir affaire à un contact par faille (1889, pp. 472-4, fig. 2 et 3), H. de DORLODOT à un contact stratigraphique (1889, pp. 523-4). En réalité, nous sommes encore en présence d'une discordance tectonisée, le *block folding* varisque responsable du renversement s'étant accompagné ici d'une accordance mécanique.

D'autres coupes ouvertes au contact du Silurien et du Couvinien ont été décrites par H. de DORLODOT (1884-85; 1889, pp. 498-500, 515-520, fig. 6, 7 et pl. XV; 1892-93, pp. 306-311; 1894-95, pp. 93-94, 99-103). Nous avons, pour notre part, pu contrôler les dires de l'auteur en maintes circonstances : à Bois Godiau ($x = 160,825$ et $y = 118,525$); à Bûzet; au Malpas / la Rue (rue Bourgmestre Fernand Colon); à Wépion (au droit des numéros 310 et 312 de la Chaussée de Dinant, où le gisement de Pairi-Bonnier avait requis l'attention de A. DUMONT - 1847-48, pp. 485-6); en divers points de l'intervalle Naninne-Haltinne (Bois Pire, près de la Ferme Moreau; château d'Arville; Faulx-les-Tombes - n°131, chemin d'Arville, n° 7, route de Jausse et n° 81, route d'Andenne -; au Sud de Stru) - KLEIN, 1977 d, pp. 165-166 - ... Partout les caractères du contact fortifient l'idée d'une *rigoureuse solidarité tectonique entre les deux flancs de l'anticlinal du Condroz*. Peut-être est-ce de Tailfer à Wépion, au long du cours de la Meuse (fig. 7), ou de Bethléem à Jausse, au long du cours du Samson, qu'on saisisit au mieux le style de cet admirable pli de revêtement : l'hypothèse d'un charriage du flanc sud de l'unité sur son flanc nord renversé doit, décidément, être abandonnée (KLEIN, 1978 a).

Et, du même coup, la singularité tectonique conférée par tant d'auteurs à ce noyau calédonien vis-à-vis des massifs de Rocroi et de Stavelot perd beaucoup de sa consistance. Certes, chacune des antifformes hercyniennes apparues à l'aplomb des trois noyaux offre des particularités qui la distinguent des deux autres. C'est ainsi que l'anticlinal varisque du Condroz nous a paru devoir sa forme étroite et allongée au fait que ce pli de revêtement s'est calé sur le tracé de la flexure continentale fini-emsienne (KLEIN, 1977 d, p. 171 et fig.3). C'est ainsi que l'antiforme varisque de Rocroi s'est superposée à un synclorium calédonien, tandis que l'antiforme varisque de Stavelot coiffe un anticlinorium calédonien. Mais, par delà ces incontestables éléments de différenciation, un fait demeure dont l'intérêt est capital pour notre propos et dont toutes les informations recueillies au pourtour des trois unités calédoniennes nous ont convaincu : c'est que les diverses parties du bâti calédonien régional ont réagi de la même manière aux serrages, lors du *block folding* varisque. On est donc en droit d'estimer que leurs propriétés mécaniques héritées étaient comparables et, par conséquent, que *les contraintes calédoniennes avaient partout revêtu sensiblement la même intensité*.

II. LA DISCORDANCE POST-CALEDONNIENNE EST UNE DISCORDANCE TECTONISEE

La description de plusieurs coupes (Peter Berg, Katzenhardt, Huy-Sud, Presles, Naninne) nous a déjà permis de nous en convaincre. De là procèdent d'ailleurs les discussions qui ont opposé partisans et adversaires d'une "Grande faille" au contact du bassin de Namur et de la "bande silurienne de Sambre-et-Meuse"; de là procède encore la méfiance de K. THOME à l'égard de certains exemples de discordance post-calédonienne dans le massif de Stavelot : "Solange eine winkeldiskordante Lagerung nur Merkmale tektonischer Beanspruchung aufweist, kann sie nicht als Beweis für eine primär entstandene Winckeldiskordanz

angesehen werden" (1955, p. 298).

En fait, il s'agit là de réserves très excessives. Preuves à l'appui, nous allons montrer que, lors du *block folding* varisque, le plan de la discordance sub-dévonienne est devenu le lieu privilégié de mouvements relatifs du socle calédonien et de sa couverture : de discordance stratigraphique simple qu'elle était avant les serrages hercyniens, la surface post-calédonienne s'est transformée en discordance tectonisée.

Dans certains cas, pourtant, nul indice franc de tectonisation ne peut être identifié au contact des noyaux calédoniens et de leurs enveloppes. Ainsi en est-il à la Roche à Corpis ($x = 775,900$ et $y = 244,900$) ou dans la "grotte" de Linchamps ($x = 778,750$ et $y = 248,950$), en bordure sud-orientale du massif de Rocroi (GOSSELET, 1888, pl. XV et XVII); ainsi encore près du lac de la Gileppe en G 1 ou en G 2 (*fig.* 2 c), en bordure nord-occidentale du massif de Stavelot; ainsi enfin dans la tranchée de Sart-Bernard, en bordure sud de l'anticlinal du Condroz ... Mais beaucoup plus fréquents au total sont les cas où de tels indices existent : ici, les faciès de base de la série discordante (poudingue ou arkose) ont été tectonisés; là, les terrains disposés de part et d'autre du plan de la discordance ont été affectés par des phénomènes de boudinage, d'accordance ou d'emboutissage; ailleurs, des phénomènes de minéralisation ont accompagné la transformation de la discordance stratigraphique en discordance tectonisée.

1°) LES POUDINGUES TECTONISÉES DE L'EO- ET DU MESODEVONIEN

C'est dans la carrière du bourg de Montcornet et dans celle de la Fontaine-Marin ($x = 765,8$ et $y = 239,7$) que ces "faciès tectoniques" sont le mieux représentés (KLEIN, 1976 a; 1977 d, pp. 162-5). Là, en effet, les galets du poudingue gedinnien, extraordinairement déformés, sont en outre disposés de telle sorte que leur grand axe est conforme au pendage de l'assise (45° SE); la pâte qui les agrège est schistifiée; les niveaux d'arkose ou de schistes interstratifiés sont laminés; la tranche des terrains reviniens, biseauté par la surface post-calédonienne, offre un aspect lustré et une allure gaufrée. Tout indique qu'en ces points de la bordure sud-est du massif de Rocroi les actions mécaniques responsables durent présenter une vigueur exceptionnelle (*photo.* 3a et 3b).

Or l'étude des contacts entre les divers noyaux calédoniens et leurs enveloppes dévoniennes met bien souvent l'observateur en présence de faits analogues. Nombreux sont les auteurs qui ont fait état de roches broyées, de "mylonites", à ce niveau (KAISIN, 1935 a, p. 199; THOME, 1955, p. 298, *fig.* 18). Qu'il nous suffise d'en mentionner deux autres exemples choisis parmi les plus démonstratifs. Le premier est celui du chicot de Richelsley/Kreuz-im-Venn, au Sud-Ouest de Monschau, au long de la bordure nord-orientale du massif de de Stavelot (12), dans lequel les galets du poudingue gedinnien et les lentilles schisto-gréseuses interstratifiées dans sa masse ont été aussi énergiquement déformés et laminés qu'à la Fontaine-Marin. Le second est celui du poudingue de Naninne, dans la section Arville-Haltinne du flanc nord de l'anticlinal du Condroz, où nous avons noté un déhitage intense de l'assise par des failles, avec stries de friction, ainsi que l'abondance de galets aplatis ou tronçonnés. Il nous a même paru que l'absence du poudingue de base frasien (?) dans la tranchée ouverte au Nord-Ouest de la station de Huy-Saint-Hilaire pourrait résulter d'un laminage de l'énigmatique conglomérat cartographié sous ce signe au coeur du Vieux Huy (rue de la Cloche et arrière-cour du Couvent des Frères Mineurs) - KLEIN, 1977 d, pp. 165-6-

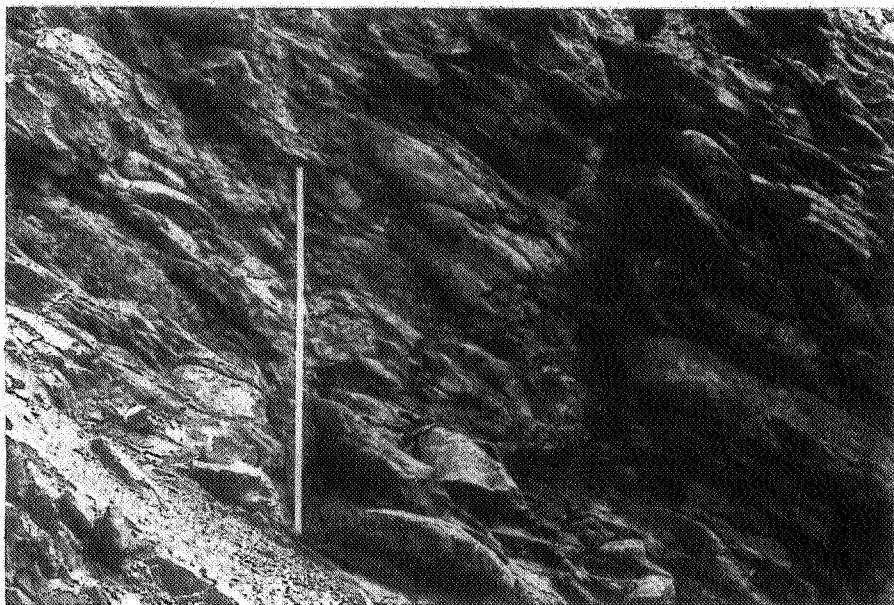
(12) Carte au 1/25000 de l'I.G.M.B., planche 50/3-4 (Elsenborn-Langert).
Coordonnées : $x = 279,2$; $y = 137,7$.



3a

a) Vue générale du contact.

3b



b) Un faciès tectonisé du poudingue gedinnien.

Photo. 3 - Le contact Cambrien-Dévonien à la Fontaine Marin.

Il est clair que l'assise conglomératique discordante sur les terrains cambro-siluriens a été soumise à d'énergiques actions de broyage, lors du plissement varisque de la série dévono-carbonifère.

2°) LES PHENOMENES DE BOUDINAGE, D'ACCORDANCE ET D'EMBOUITISSAGE

a) Les phénomènes de boudinage

L'exemple le plus spectaculaire de boudinage que nous connaissons en Ardenne, au contact du Cambrien et du Dévonien, est celui du Katzenhardt (6). Non que le boudinage du poudingue gedinnien ait été poussé jusqu'à son terme, avec séparation complète des tronçons : il s'agit bien plutôt d'une succession de renflements (60 cm) et d'amincissements (30 cm) dans le banc déformé, chaque élément mesurant de 120 à 130 cm de longueur (fig. 8). De gros amas de quartz (*q*) ont cristallisé dans les "noeuds" du banc

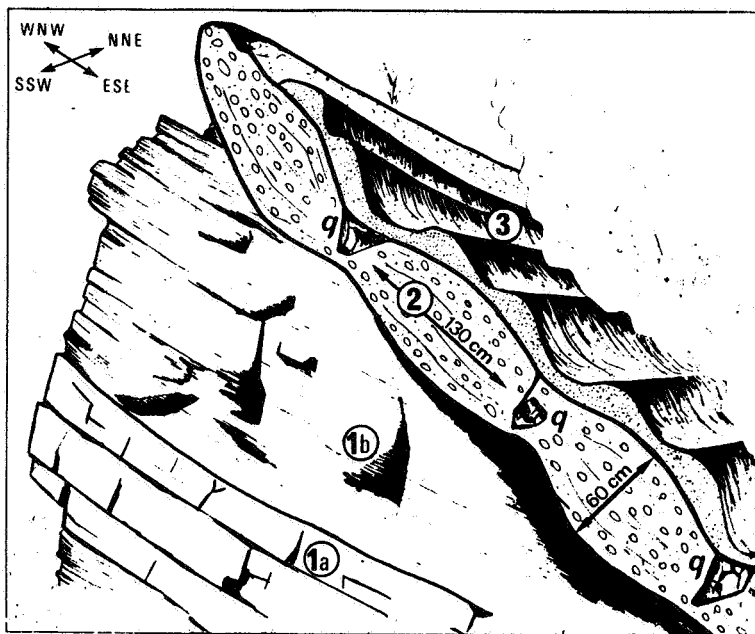


Figure 8 - Le contact du Katzenhardt. Voir aussi la photo. 1.

1. Salmien : (a) quartzites; (b) phyllades.
2. Poudingue gedinnien.
3. Grès gedinnien.

boudiné. Le plan stratigraphique inférieur, ondulé, de ce banc offre en divers points du contact avec les terrains salmiens un aspect lustré, avec ou sans stries de friction. Le dos de l'assise de grès fins plaquée contre le plan stratigraphique supérieur du poudingue présente lui-même des ondulations dont l'allure et la taille, sinon le dessin en plan, évoquent ceux de certains *ripple marks*. Sans doute le phénomène de boudinage ne se manifeste-t-il pas dans les deux affleurements de Gedinnien qui encadrent le témoin principal. Mais, dans celui de ces affleurements qui se trouve au bas du versant sud du vallon, les niveaux conglomératiques et arkosiques présentent une texture schistotée et sont hachés par des failles verticales dont certaines sont minéralisées en quartz; quant au poudingue formant chicot, à quelques dizaines de mètres au Nord et en contre-haut du contact boudiné, il est lui-même richement fissuré et quartzifié. On ne saurait donc douter de l'intervention de puissantes actions mécaniques en ce point de la bordure est du massif de Stavelot. Le développement du boudinage apparaît ainsi comme une conséquence, localement nécessaire, du jeu d'une discordance tectonisée.

Au long de la bordure méridionale du massif, F. CORIN a reconnu pour sa part d'autres exemples de boudinage. Il a remarqué "qu'au voisinage de leur contact les roches salmiennes et gedinniennes sont, les unes et les autres, clivées et laminées suivant l'orientation du contact". Et il en avait conclu, comme nous venons de le faire, "que des glissements ont eu lieu aux environs de la surface de discordance" (CORIN, 1932, p. 106 et pl. VI). L'exemple fourni par la tranchée de Huy-Sud est plus complexe. Plus riche d'enseignements aussi. Plaqués, sans discordance angulaire appréciable, contre les schistes siluriens de la bande de Sambre-et-Meuse dont la largeur se réduit ici à quelques dizaines de mètres seulement, les deux bancs d'arkose à galets par lesquels débute la série éodévoniennne se résolvent chacun en un chapelet de grosses lentilles. La difficulté est d'isoler la part qui, dans cette disposition, revient à la sédimentologie de celle qui revient à la tectonique. Il est probable, en effet, que nous nous trouvons en présence du sommet de l'assise conglo-mératique de base du Gedinnien supérieur, et il se peut que l'allure lenticulaire des bancs d'arkose soit un reflet direct du mode de sédimentation qui prévalut alors. Mais il est non moins assuré que les contraintes tectoniques subies, lors du plissement qui a donné au flanc sud de l'anticlinal du Condroz son pendage en ce point (60 à 65° SSE), ont considérablement accentué les pré-dispositions originelles : non seulement les faces - les faces inférieures notamment - des lentilles portent des stries ou des polis de friction, mais les lits de schistes lilas qui alternent avec les arkoses ont été étirés et laminés. C'est vraisemblablement à ces actions de laminage qu'il convient d'attribuer, au moins pour une part, le boudinage des bancs d'arkose. On peut du reste aller plus loin et imputer l'absence des termes de base de la série éodévoniennne à ces mêmes actions, car enfin le poudingue d'Ombret parfaitement caractérisé affleure, en contre-haut de la tranchée ferroviaire, à mi-pente du versant. Dans cette perspective tectogénétique enfin, la pseudo-concordance observée entre le Silurien et le Gedinnien apparaît comme l'effet d'une accordance mécanique. On le voit, notre interprétation de la coupe de Huy-Sud n'a plus guère de points communs avec celle des partisans d'un charriage du Condroz (FOURMARIER, 1954, pp. 645-6, 655-6; KLEIN 1977 d, p. 166).

b) Les phénomènes d'accordance

Rares sans doute sont les cas où le jeu d'une discordance tectonisée s'est accompagné d'un tel cortège de conséquences. Du moins le phénomène d'accordance qui en constitue l'un des signes les plus tangibles s'observe-t-il fréquemment au long du flanc nord, renversé, de l'anticlinal du Condroz. En tirant parti d'une remarque de J. GOSSELET (1878-79, p. 69; 1882-83 a, pp. 674-5; 1889, p. 466), H. de DORLODOT en a proposé une explication dont le principe nous paraît devoir être conservé. Non tant, cependant, pour rendre compte du phénomène d'accordance que pour éclairer le phénomène d'emboutissage dont il sera question plus loin (DORLODOT, 1884-85, pp. 235-9; 1889, pp. 489, 498-500; 1892-93, pp. 410-11; 1894-95, p. 103). L'accordance n'est d'ailleurs pas un privilège des seuls pourtours de la bande silurienne de Sambre-et-Meuse. L'exemple du Peter Berg, sur la bordure est du massif de Stavelot, le prouve : malgré les réserves de K. THOME, nous avons estimé avoir affaire là à une discordance tectonisée des mieux venues. Et les faits ne sont pas moins éloquentes sur la retombée orientale du massif de Rocroi, tant à Linchamps ($x = 778,850$ et $y = 249,025$; $x = 780,350$ et $y = 249,950$) qu'aux Ruchons ($x = 777,725$ et $y = 253,125$). L'exemple de la cluse du Ruisseau de l'Ours, à l'Ouest de Linchamps, offre de surcroît l'intérêt de montrer que *les caractères du contact socle-couverture sont susceptibles de se modifier très rapidement d'un point à l'autre d'une bordure* : en quelques dizaines de mètres, on passe de

la coupe du fond de la vallée où le poudingue éodévonien, subhorizontal, repose sur la tranche des phyllades cambriens, subverticaux, à la coupe du versant nord où le Revinien et le Gedinnien ont même pendage apparent (45 à 50° SSE), et où le phénomène d'accordance mécanique s'est accompagné d'un laminage partiel de l'assise conglomératique et d'une quartzification intense de la fraction épargnée (KLEIN, 1976 a). On mesure par là le danger qu'il y aurait à s'appuyer sur le témoignage de coupes telles que celle de la "grotte" de Linchamps pour estimer que les contraintes varisques n'ont pas - ou n'ont que faiblement - réactivé les structures calédoniennes haut-ardennaises (FOURMARIER, 1954, pp. 615 et 709).

c) Les phénomènes d'emboutissage

Les phénomènes d'accordance et les phénomènes de boudinage dont il vient d'être fait état témoignent de la souplesse avec laquelle les terrains cambro-ordoviciens et les terrains dévoniens discordants ont réagi solidairement aux serrages hercyniens. Le phénomène d'emboutissage correspond à un autre mode de réponse du bâti calédonien à ces sollicitations. C'est à l'Est de Recht, dans l'angle sud-oriental du massif de Stavelot, que ce phénomène s'exprime sous sa forme la plus schématique. Dans la tranchée de Born, en effet, l'assise du poudingue gedinnien a été débitée en une série de lanières monoclinales, larges de quelques mètres, qui ont joué les unes par rapport aux autres dans le sens vertical. Or tout, dans la disposition de ces lanières, engage à voir en elles le résultat d'un emboutissage de l'assise discordante par des faisceaux de strates du substratum (fig. 9). De fait, les plans

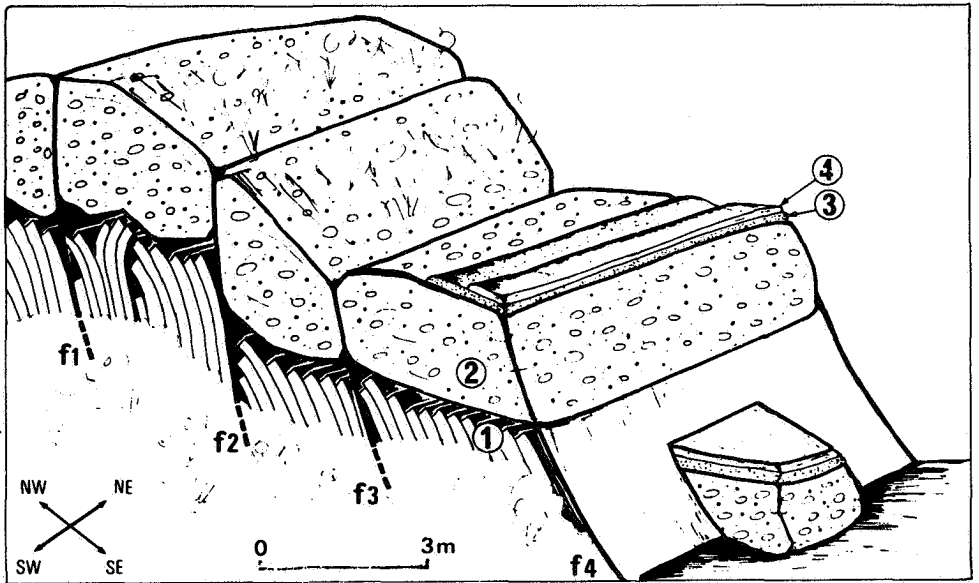


Figure 9 - La tranchée de Born : bloc-diagramme interprétatif.

1. Salmien

2, 3, 4. Gedinnien (2. poudingue; 3. grès; 4. schistes).

de faille f_1 à f_4 ont une direction NE-SW et une inclinaison de 50° SE, l'une et l'autre conformes à la direction et à l'inclinaison des schistes salmiens, sauf à remarquer que ces plans se redressent au voisinage et au sein du conglomérat de base éodévonien. En divers points du contact, les strates salmiennes

présentent un rebroussement sensible; il advient même qu'elles s'écartent en éventail de part et d'autre d'un élément du poudingue embouti (ainsi entre f_1 et f_2). Il semble que ce soit là qu'on puisse le plus opportunément faire intervenir le mécanisme invoqué par J. GOSSELET, lorsque le savant écrivait : "quant aux schistes cambriens qui avaient été *les agents intermédiaires de la poussée*, ils ont conservé leur position normale comme s'ils avaient agi en masse, mais ils durent suivre les mouvements *qu'ils imprimaient au poudingue*; il a donc fallu que *les feuillets des schistes glissent les uns sur les autres, de manière à rester toujours parallèles à eux-mêmes*". (1882-83, pp. 674-5; voir par contre *infra* note 15). Non qu'à Born il s'agisse d'un glissement feuillet par feuillet, mais, bien plutôt, faisceau de strates par faisceau de strates. Et on ne voit pas de meilleure justification à un mouvement différentiel de ce genre que de l'imputer à une réactivation varisque des plis calédoniens tronqués par la surface post-calédonienne (fig. 10).

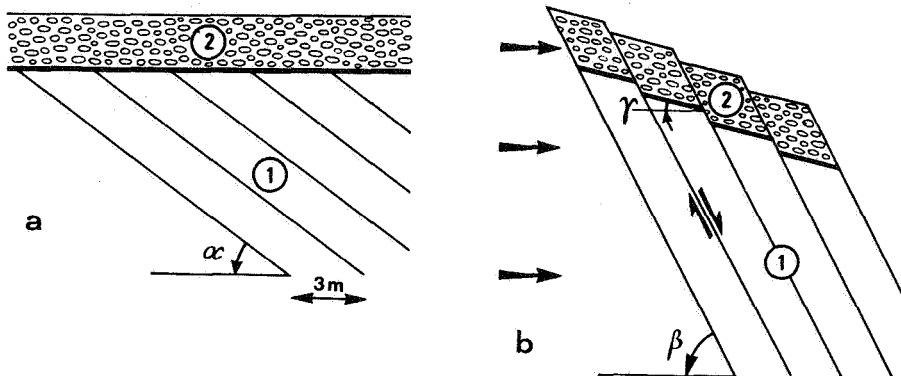
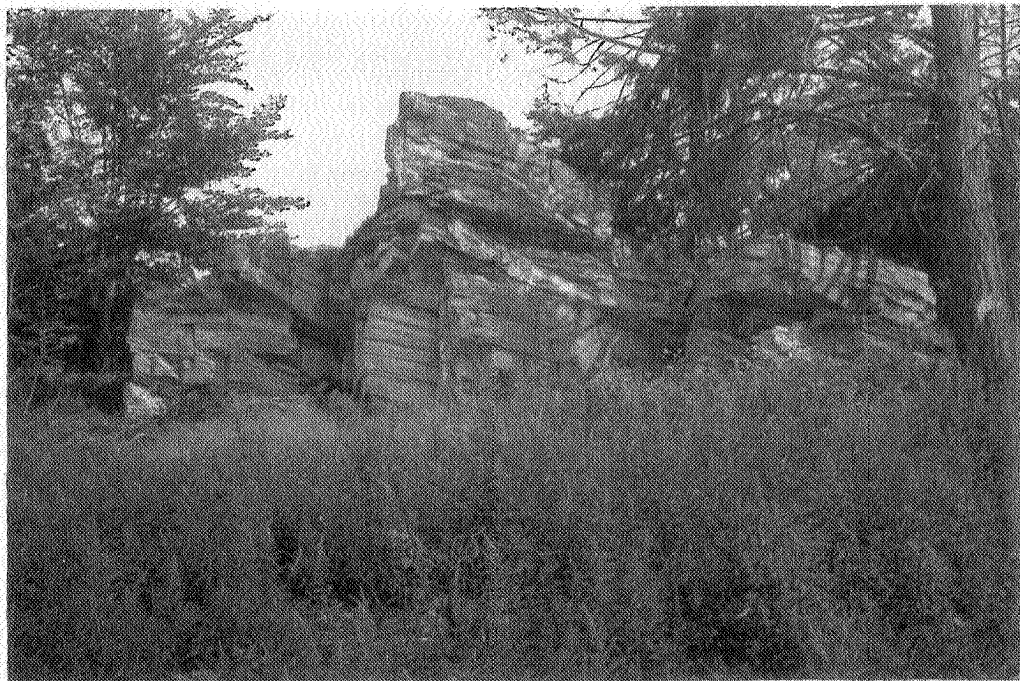


Figure 10 - a. Le flanc d'un pli tronqué du socle calédonien (1) et sa couverture éodévonienne discordante (2).
 b. Les serrages varisques ont déterminé, au sein d'un pli réactivé, un jeu relatif des faisceaux de strates salmiennes : c'est ce jeu qui serait responsable du débitage de l'assise discordante en lamères monoclinales.

Nous avons retrouvé les manifestations du même phénomène aux Roches à Fépin dont l'exemple avait précisément inspiré à GOSSELET la remarque que nous venons de rapporter; point n'est besoin pour expliquer telle ou telle particularité de la géologie locale, de faire intervenir des actions de charriage comme le proposait F. KAISIN (1935 a, p. 199; 1935 b, pp. 377 et 386; voir aussi ANTHOINE, 1940, pp. 14-20 et fig. 1) : le jeu d'une discordance tectonique est, tout à la fois, mécaniquement plus économique et tectoniquement plus crédible (KLEIN, 1976 a, fig. 1).
 Il serait aisé, mais superflu, d'allonger la liste des observations relatives aux faits d'emboutissage, d'accordance et de boudinage. Ce qu'il nous importait de faire apparaître, c'est que ces faits portent témoignage, comme les poudingues tectonisés de l'Eo- et du Mésodévonien, d'une transformation de la discordance stratigraphique infra-dévonienne en discordance tectonisée.



a



b

Photo. 4 - Les phénomènes de quartzification associés au jeu d'une discordance tectonisée, à Bihain :
a) La Roche d'E Faliche;
b) Un bloc d'arkose gedinnienne lardée de quartz.

3°) LES FAITS DE QUARTZIFICATION ET DE "BLAVIERITISATION" ASSOCIES A LA DISCORDANCE BASALE

Nous voulons parler, d'une part des amas et filons de quartz fréquemment représentés à ce niveau, d'autre part de "l'arkose métamorphique du Franc Bois de Willerzie" et de la "silexite de Naux".

a) Les faits de quartzification

Trois sites se prêtent mieux que tous autres à l'observation des amas ou des filons de quartz, plus ou moins anastomosés, qui lardent souvent les poudingues et arkoses de base éodévoniens : une ancienne carrière ouverte à l'orée du Bois de Louette-Saint-Pierre ($x = 784,0$ et $y = 254,3$), à l'Est du massif de Rocroi; la Roche d'E Faliche, près de Bihain ($x = 253,500$ et $y = 103,850$), au Sud du massif de Stavelot; le chicot de Richelsley/Kreuz-im-Venn, en bordure orientale de cette même unité (*photo.4a* et *4b*).

En décrivant les aspects et les stades de la quartzification du poudingue gedinnien à Louette-Saint-Pierre, nous avons suggéré qu'il paraissait s'agir d'une quartzification syntectonique (KLEIN, 1976 a). Le phénomène n'est pas moins remarquable à l'Est de Bihain et à Richelsley où le très dense réseau des filons de quartz constitue, à l'évidence, l'armature résistante sans laquelle l'existence même de ces deux chicots résiduels ne s'expliquerait pas. Dans la partie nord-occidentale du chicot de Richelsley, des failles inverses, d'orientation méridienne et inclinées de 60° vers l'Est, débitent la formation en écaillés chevauchantes : certains plans de faille présentent des stries de friction, d'autres sont recouverts d'un enduit quartzeux dont la présence, jointe à celle des faciès tectonisés du poudingue gedinnien en ce lieu, tend à confirmer les conclusions tirées de l'étude du gisement de Louette. Sous des formes plus discrètes, le phénomène se manifeste d'ailleurs en bien d'autres points du pourtour des noyaux calédoniens : ainsi à l'Ouest de Linchamps, aux Ruchons, au Nord de la ferme du Pas Bayard ($x = 726,650$ et $y = 253,275$) ...

En tirant argument de leur localisation à l'extrême base de la série dévonienne, nous avons estimé pouvoir faire état d'un lien génétique probable entre ces faits de quartzification et le jeu de la discordance tectonisée (KLEIN, 1976 a).

b) L'arkose du Franc Bois de Willerzie

L'arkose du Franc Bois de Willerzie est plus énigmatique. Mais nombreux, parmi les spécialistes qui l'ont étudiée, sont ceux qui ont mis l'accent sur la part des actions mécaniques dans sa genèse. Partisan d'une origine sédimentaire, J. GOSSELET attribuait ainsi les modifications subies par l'arkose d'Haybes aux effets d'un "métamorphisme par friction" : c'est le chevauchement du Dévonien du synclinal de Willerzie par le compartiment cambrien de la Cense Jacob qui serait responsable de la transformation de l'arkose sédimentaire en "arkose métamorphique" (GOSSELET, 1882-83 b, pp. 202-3; 1888, pp. 189-190). Partisans, l'un et l'autre, d'une origine éruptive, A. von LASAULX voyait dans la fréquence des quartz brisés et dans la texture schistoïde de la roche du Franc Bois autant de signes des pressions subies (LASAULX, 1884; FORIR, 1884-85; voir aussi BARROIS, 1882-83), tandis que F. CORIN (1936; 1965, pp. 103-4) considérait cette roche comme une mylonite dérivant d'un microgranite ou d'une microdiorite, par écrasement au long d'une zone de glissement. Les plus récentes études sur le sujet concilient les vues adverses de GOSSELET et de CORIN en concluant à une dualité d'origine pour les roches de Willerzie : selon P. DUMONT et M. HANON, en effet, nous serions en présence de coulées rhyolitiques "au sein d'un complexe conglomératique volcano-sédimentaire raviné par la formation fossilifère gedinnienne de Mondreputits" (1975; BEUGNIES,

DUMONT et al., 1976, p. 270). De fait, certains faciès du Franc Bois évoquent ceux des blaviérites normandes et mancelles, ces roches que nous savons dériver de l'écrasement des rhyolites cambriennes et tournaisiennes en Armorique (KLEIN, 1975, pp. 70 et 99-100). Or nous avons montré que cette transformation s'est opérée dans le plan de deux surfaces de discordance - la discordance infra-paléozoïque en Normandie, la discordance infra-dinantienne dans le Maine -, lors du *block folding* varisque (KLEIN, 1968; 1975, pp. 192-3, pl. XVIII). Aussi pensons-nous que les roches de Willerzie elles-mêmes pourraient devoir leur texture schistoïde et leur structure cataclastique à la transformation, sous l'effet des contraintes hercyniennes, de la discordance stratigraphique infra-gedinnienne en discordance tectonisée.

c) La silexite de Naux

Quant aux prétendues "silexites de Naux" - carte géologique au 1/50000, feuille de Fumay -, si A. BEUGNIES les a, un moment, considérées comme "un pipe de quartzophyre intrusif dans les assises gedinniennes" (1958; voir aussi 1963, pp. 50-53 et pl. III), il a reconnu, depuis, s'être fourvoyé (BEUGNIES, 1968). E. ASSELBERGHS y avait vu, pour sa part, le produit d'un enrichissement du conglomérat gedinnien par une coulée synsédimentaire de porphyre quartzifère à phénocristaux de quartz (1946, pp. 41-43, fig. 2 et p. 299). C'était préconiser, trente ans plus tôt, une solution très voisine de celle à laquelle P. DUMONT et M. HANON (1975) viennent d'aboutir à Willerzie. Comme les porphyroïdes de Willerzie, les porphyroïdes de Naux comportent d'ailleurs des faciès "blaviériteux". Faut-il être surpris de ce que le socle calédonien et sa couverture dévonienne discordante aient réagi de la même manière aux serrages varisques sur les deux flancs de l'anticlinal hercynien de Louette-St-Pierre ?

Il s'en faut cependant beaucoup que tous les problèmes posés par les "porphyroïdes" du massif de Rocroi soient résolus. Du moins la fréquence et, dans certains cas, l'intensité des faits de quartzification et de blaviéritisation intervenus au long du plan même de la surface post-calédonienne, ou à son voisinage immédiat, confirment-ils *le rôle particulier joué par ce plan lors du plissement varisque de l'ensemble socle-couverture.*

Sans doute la nécessité d'admettre des mouvements relatifs du substratum calédonien et de ses enveloppes suivant le plan de la discordance infra-dévonienne est-elle depuis longtemps reconnue. F. CORIN, nous l'avons rappelé, a fait état de tels mouvements dans son étude sur le phénomène de boudinage en Ardenne (1932, p. 106). P. FOURMARIER a expliqué par cette exigence mécanique des actions de laminage sur lesquelles F. KAISIN s'appuyait pour légitimer son hypothèse d'un contact tectonique à Lahonry (KAISIN, 1935 b, p. 377). Il n'en reste pas moins que ni les dimensions ni les implications tectogénétiques du phénomène n'ont été clairement perçues et soulignées jusqu'ici : c'est une chose que d'expliquer telle particularité de la géologie locale pour elle-même, et c'en est une autre, toute différente, que de voir dans cette particularité l'expression locale d'un phénomène d'extension régionale, en la circonstance *l'effet d'une réactivation varisque généralisée du bâti calédonien.* Car, pour nous, la transformation de la discordance stratigraphique infra-dévonienne en discordance tectonisée ne correspond pas à une manifestation épiphénoménale de la tectogenèse varisque : elle en exprime l'essence même.

III. L'INTERET TECTOGENETIQUE DE LA DISCORDANCE POST-CALEDONIENNE

Il est, en effet, de tout premier ordre. Encore convient-il de ne pas se méprendre sur la nature et sur l'amplitude des déplacements qui ont accompagné le jeu d'une discordance tectonisée (KLEIN, 1976 b; 1977 c). Le phénomène n'a rien de commun, ni dans son principe, ni dans son expression tectonique, avec le phénomène du décollement basal associé ailleurs au plissement d'une couverture sédimentaire reposant sur un socle rigide par l'intermédiaire d'assises à haute plasticité - tectonique dite de couverture - (KLEIN, 1957 a; 1957 b). Après avoir insisté sur la solidarité mécanique qui, tout au contraire, unit ici entre eux les deux termes du dispositif intéressé par les serrages hercyniens, nous montrerons que le style même des déformations de la surface post-calédonienne plaide en faveur de réactions varisques souples du bâti calédonien. Nous serons alors en mesure d'exposer nos vues sur le rôle que les anisotropies mécaniques héritées ont joué dans la tectogenèse et dans la schistogenèse hercyniennes en Ardenne.

1°) LA SOLIDARITE MECANIQUE SOCLE-COUCVURE

Les diverses figures de tectonisation observées de part et d'autre de la surface post-calédonienne illustrent, chacune à sa manière, cette solidarité. La conclusion s'impose dans le cas des figures d'emboutissage, puisque le jeu des faisceaux de strates du socle s'accompagne *d'un véritable ancrage de la couverture dans son substratum*.

La genèse des figures de boudinage apparues à l'extrême base de la série discordante ne devient elle-même pleinement intelligible que dans la perspective d'une telle solidarité. Sans doute les stries et polis de friction observés sur le plan stratigraphique inférieur des bancs boudinés portent-ils témoignage d'un mouvement relatif suivant le plan de la surface infra-gedinnienne. Le rebroussement fréquent des strates du socle au contact de l'assise discordante confirme la matérialité de tels mouvements. Aussi bien n'est-il pas question de remettre en cause la signification des multiples indices qui nous ont permis de faire état d'une transformation de la discordance post-calédonienne en discordance tectonisée. Mais les phénomènes de boudinage nous renseignent sur les circonstances dans lesquelles cette transformation s'est opérée : or, au Katzenhardt comme à Huy-Sud, il est patent que *la couverture dévonienne et son substratum ont réagi en bloc aux serrages varisques*.

Les phénomènes d'accordance paraissent exprimer, sous une autre forme, le même type de comportement. Il convient, assurément, de tenir compte du cas particulier de ceux des secteurs de la surface post-calédonienne où les terrains du socle, faiblement inclinés, furent recouverts sans discordance angulaire appréciable par les dépôts dévoniens. On doit alors convenir que ce sont les plissements hercyniens qui ont donné aux terrains anté-dévoniens eux-mêmes leurs pendages actuels aux points considérés : c'est, nous le savons, le parti que P. FOURMARIER a adopté dans le secteur de Spa. Mais s'il est exact, comme nous l'avons dit, que les mouvements calédoniens ont aussi énergiquement plissé le massif de Stavelot que le massif de Rocroi, il faut bien admettre que la très grande majorité des faits de pseudo-concordance observés au long des contacts socle-couverture requièrent une autre explication. Or l'hypothèse d'un plissement en bloc du socle calédonien et du Dévonien discordant apporte une réponse à l'énigme : lorsque les parties schisteuses du socle réactivées par les contraintes varisques ont pu se ployer simplement contre l'assise rigide des poudingues éo- et mésodévoniens, *la discordance angulaire originelle s'est transformée en accordance mécanique*. Tantôt l'opération a été poussée jusqu'à son terme (aux Ruchons, à Huy-Sud, à Naninne ...), tantôt elle n'a été que partiellement réussie (Peter Berg), tantôt même elle n'a été qu'esquissée.

En tout cas, il n'y a nulle contradiction entre la notion de discordance tectonisée et la notion de plissement en bloc, bien que la première implique une certaine indépendance mécanique du socle et de sa couverture, tandis que la seconde suppose une solidarité mécanique assez étroite entre celle-ci et celui-là. En effet, le "socle" calédonien était déjà doté d'une riche hérédité mécanique lorsque les contraintes hercyniennes l'ont intéressé. Il n'a donc pas réagi vis-à-vis d'elles de la même manière que sa couverture dévono-carbonifère mécaniquement vierge. Il en est nécessairement résulté, au niveau du plan de la surface post-calédonienne, des tensions qui se sont exprimées, ici par des faits de laminage ou de quartzification, là par des faits de boudinage ou d'accordance, ailleurs par des faits d'emboutissage. Mais les mouvements différentiels, d'amplitude limitée, dont ces faits portent témoignage sont génétiquement inséparables des déformations souples qui, dans le même temps, accompagnaient le plissement en bloc du bâti calédonien et de sa couverture discordante (plis de revêtement). C'est assez clairement indiquer que nous ne partageons pas le scepticisme de ceux pour qui un tel bâti ne saurait être qualifié de "socle" et pour qui, de ce fait, l'expression "tectonique de revêtement" serait elle-même à bannir (MATTAUER, 1973, pp. 428-430). L'ardennotype tire, très évidemment, les principaux éléments de sa personnalité tectonique des propriétés mécaniques originales du "socle" calédonien (KLEIN, 1976 b; 1977 c).

2°) LES DEFORMATIONS DE LA SURFACE POST-CALEDONNIENNE

Bien que les coupes dans lesquelles la surface post-calédonienne est accessible à l'observation directe soient toujours d'extension limitée, certaines n'en sont pas moins très explicites à cet égard. La plus remarquable de toutes est, sans conteste, celle des tranchées ferroviaires de la ligne Bruxelles-Luxembourg, dans la traversée du massif de Serpont, entre les points kilométriques 145,4 et 146,2. Son intérêt est d'autant plus grand que ce massif appartient à "l'aire anticlinoriale de l'Ardenne", domaine dans l'étendue duquel "la couverture de Dévonien et de Carboniférien étant affectée seulement d'ondulations à grand rayon de courbure ou de plis peu accusés", on estimait pouvoir admettre "que l'allure originelle des plis du soubassement a été peu modifiée (par les efforts hercyniens) et qu'elle reflète approximativement l'aspect de la tectonique calédonienne" (FOURMARIER, 1954, p. 615). Or, dans ces tranchées, il est de la plus claire évidence que *la surface post-calédonienne a été déformée doucement lors du plissement varisque de la série éodévotienne discordante (fig. 11 et 12; photo. 5a et 5b).*

La portion de coupe comprise entre les points 145, 410 et 145, 420 apporte à cette interprétation la plus éloquente des illustrations (fig. 11). Là, en effet, un petit synclinal dissymétrique d'arkose gedinnienne se trouve conservé au-dessus des phyllades reviniennes - dont la direction est voisine de Ouest-Est et le pendage moyen de 65° S - présentent, à l'aplomb de l'axe du synclinal, une disposition en éventail très significative : nettement rebrous-sées au voisinage du flanc sud redressé du pli de revêtement, ces strates prennent au contraire un pendage plus faible (50° S) sous son flanc nord modérément incliné. Il est donc logique de mettre l'apparition de la structure en éventail dans les terrains reviniens et la genèse du pli de revêtement dans les terrains gedinniens discordants au compte d'une seule et même cause tectonique, le *block folding* varisque : *le rôle actif joué par le socle calédonien dans le plissement de sa couverture s'affirme par là même.*

Les faits notés au long de la N 28, de part et d'autre du ruisseau de la Barrière, conduisent à la même conclusion. En divers points des tranchées routières creusées dans les terrains reviniens, s'individualisent de petites poches dont la section présente la for-

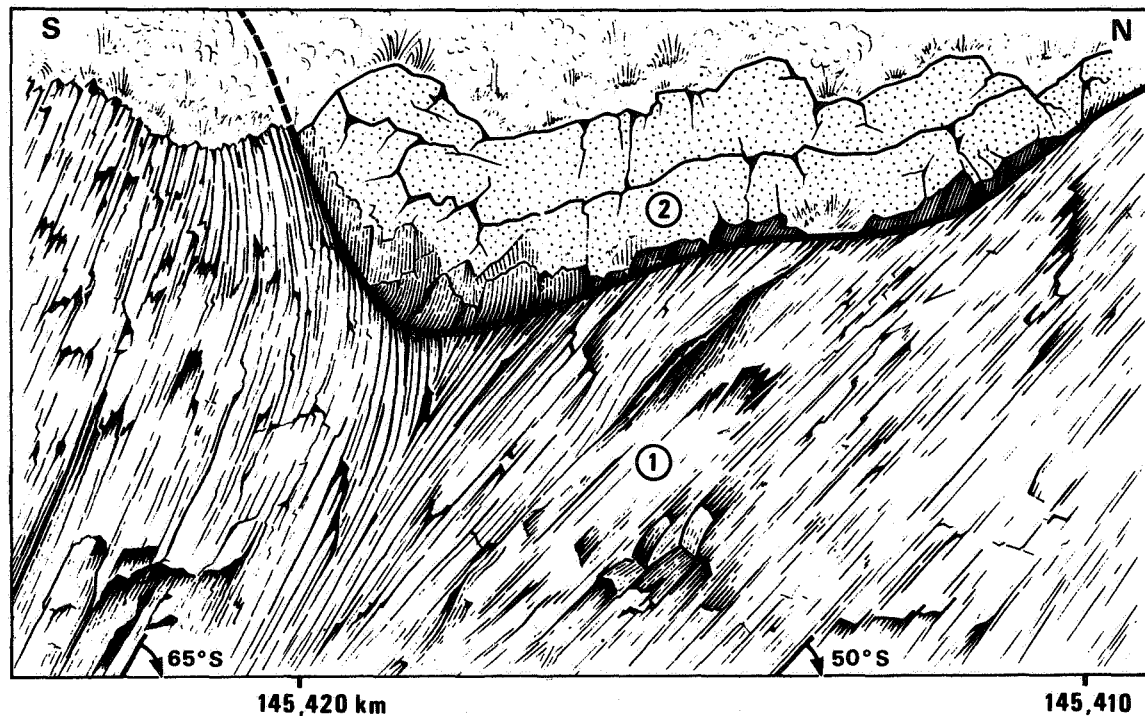
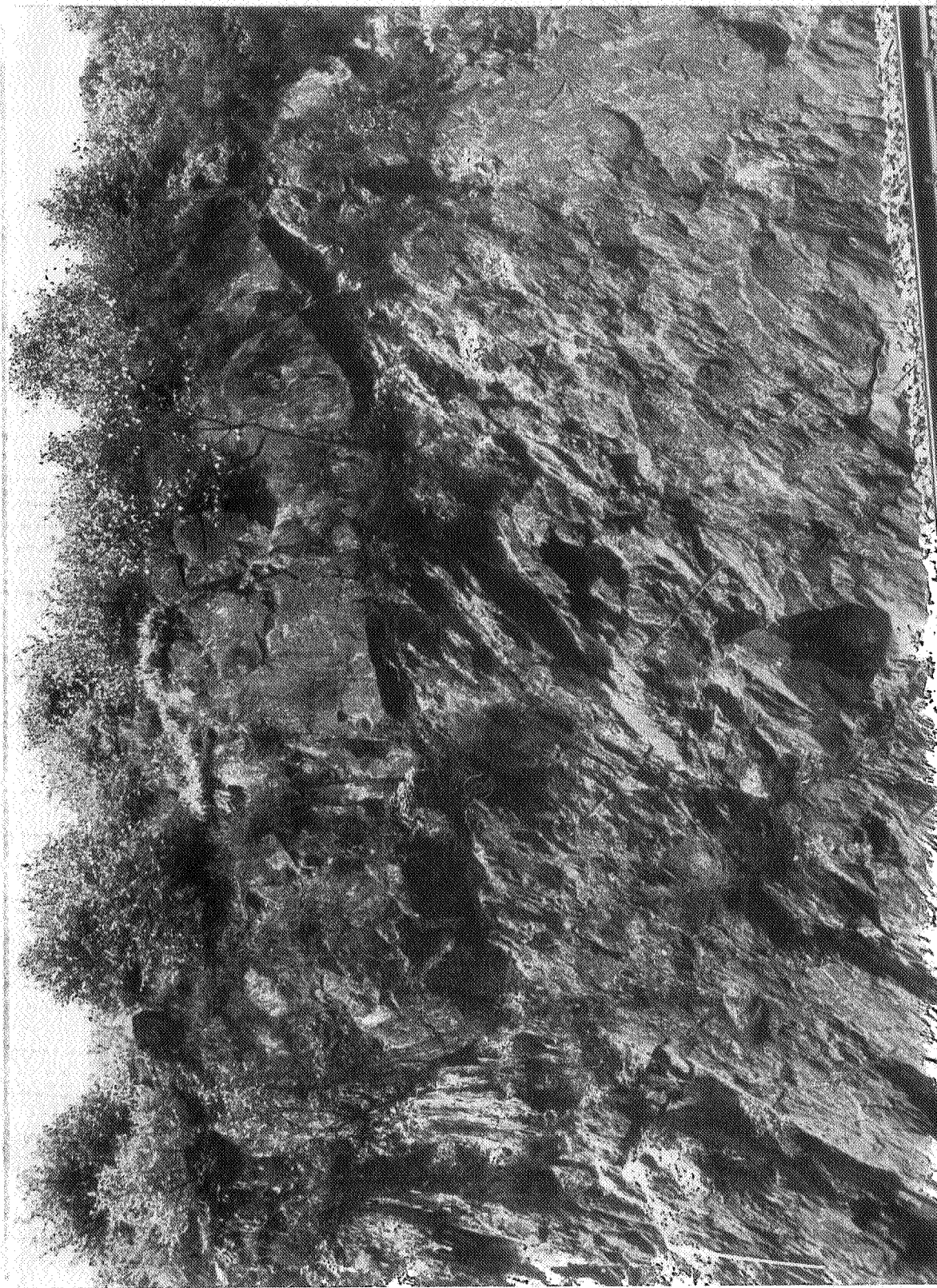


Figure 11 - Paroi occidentale d'une tranchée ferroviaire de la ligne Bruxelles-Luxembourg entre les points kilométriques 145,410 et 145,420. Voir la photo. 5a ci-dessous.
1. phyllades reviniens; 2. arkoses gedinniennes discordantes.

Photo. 5a - Vue de la section de tranchée représentée par la figure 11 ci-dessus.



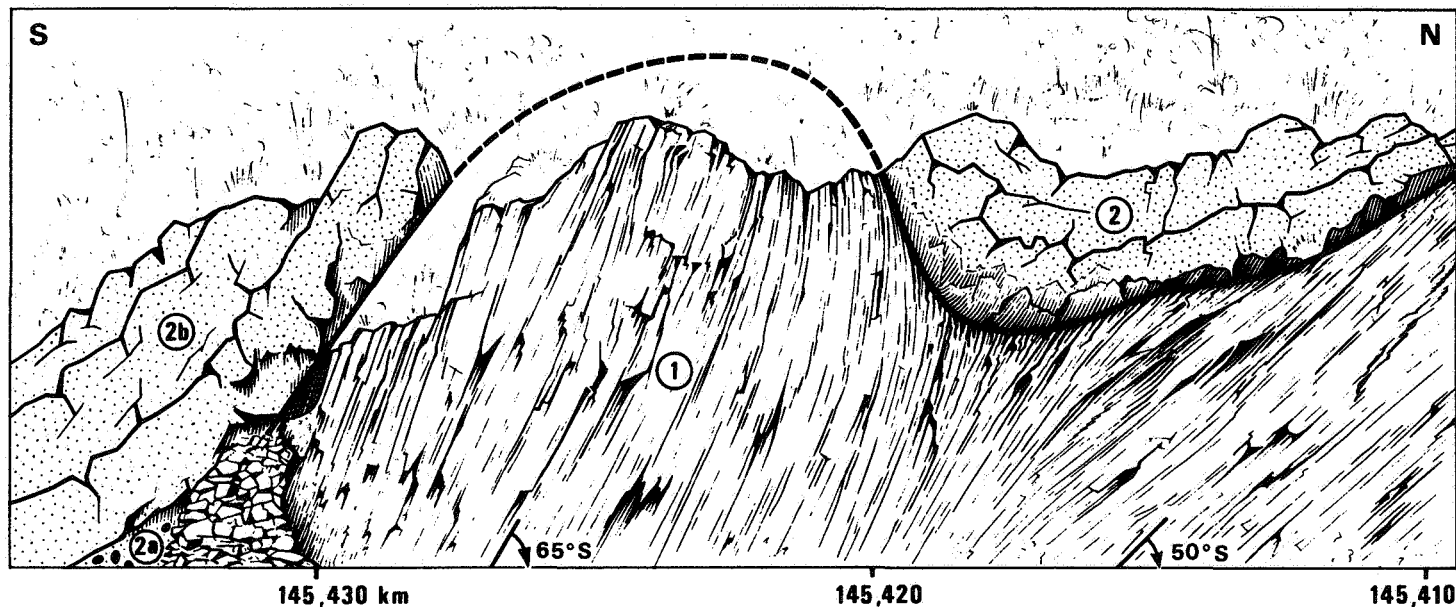


Figure 12 - Paroi occidentale d'une tranchée ferroviaire de la ligne Bruxelles-Luxembourg, entre les points kilométriques 145,410 et 145,430.

1. phyllades reviniens; 2a. arkoses à faciès microconglomératique (en partie masquées par le tas de pierres qui occupe une anfractuosité de la tranchée);
2b. arkoses banales. Voir la *photo* 5b ci-dessous.

Photo. 5b. - Vue de la section de tranchée représentée par la *figure* 12 ci-dessus.



5b

145,430 km

145,420

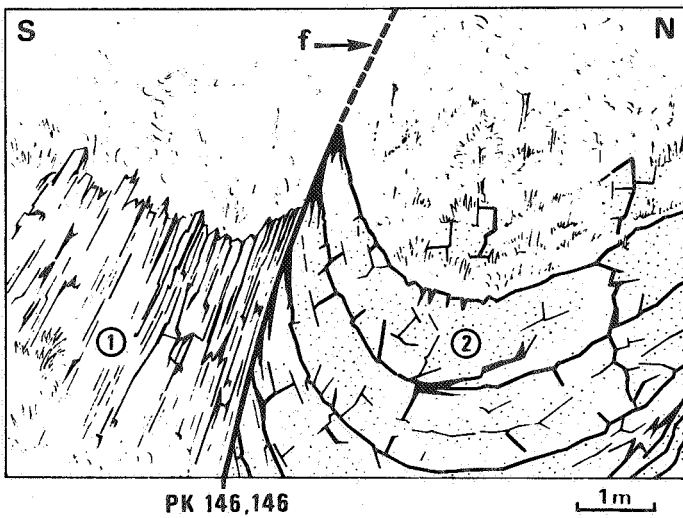


Figure 13 - Détail du contact Revinien-Gedinnien au point kilométrique 146,146 de la ligne Bruxelles-Luxembourg. Cf. *photo 5c* ci-dessous.
 1. Revinien
 2. Gedinnien.



Photo. 5c - Vue de la paroi de tranchée représentée par la *figure 13* ci-dessus.

me d'un V couché vers le Nord. Les arkoses gedinniennes, très altérées, qui occupent ces poches sont de teinte blanche ou ocre, parfois lie-de-vin; elles comportent des niveaux argileux interstratifiés. Les schistes reviniens du socle sont eux-mêmes pourris sur plusieurs mètres. Au flanc nord des poches du K 35,5 on observe de très nombreux blocs de quartz blanc issus du démantèlement d'un filon. Nous nous trouvons, là encore, en présence des racines de plis de revêtement secondaires pincés dans leur substratum. En sorte que les faits de réactivation tectonique et les figures du style de revêtement associées sont aussi parfaitement caractérisés dans l'axe même de l'aire anticlinoriale de l'Ardenne qu'au pourtour des massifs de Rocroi, de Stavelot ou du Condroz.

Car il ne s'agit pas seulement de formes mineures. Une coupe de P. FOURMARIER (1922, p. 33, fig. 14) le montre excellemment en ce qui concerne les deux synclinaux que la tranchée ferroviaire a recoupés entre les bornes 145,4 et 146,2. Du plus septentrional de ces deux plis de revêtement, on ne voit que la terminaison nord (en 145,430). La série schisto-arkosique dévonienne, faiblement inclinée (de 25 à 30° S), se redresse brusquement (50 à 60° S) au contact des terrains reviniens (fig. 12). Ce ploiement s'est accompagné d'un laminage partiel des arkoses gedinniennes: si les arkoses au contact du Cambrien sont nettement conglomératiques au niveau de la voie ferrée, les faciès occupant la même position dans la partie haute du talus le sont beaucoup moins; le morcellement des bancs de base de la série discordante confirme par ailleurs que la discordance stratigraphique a bien été tectonisée en ce secteur (photo 5b).

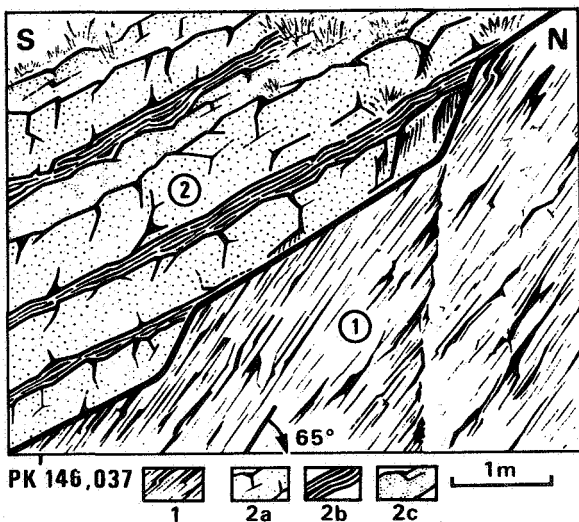


Figure 14 - Détail du contact Revinien-Gedinnien au point kilométrique 146,037 de la ligne Bruxelles-Luxembourg.
 1. phyllades reviniens;
 2a. arkoses gedinniennes saines;
 2b. schistes interstratifiés dans les arkoses;
 2c. arkoses gedinniennes altérées (à texture schistoïde).

Il en va de même dans le cas du synclinal compris entre les points 146,146 et 146,037. Le flanc sud, renversé, de ce pli a été laminé lors du *block folding* (fig. 13), et si la faille qui met en contact le Revinien et le Dévonien "ne montre aucune trace de mylonitisation" (GEUKENS, 1962 b, p. 200), c'est parce que la constitution pétrographique des niveaux intéressés ne s'y prêtait pas. Le flanc nord, normal, du pli (40 à 45° S) est lui-même haché de petites failles inverses, à inclinaison Sud (en 146,129; 146,113; 146,088 ...) qui pourraient résulter d'un emboutissage de ce flanc par des faisceaux de

strates du substratum calédonien réactivé. Enfin, des actions de laminage sont intervenues en 146,037, tant suivant le plan de la discordance basale qu'au sein des termes inférieurs de l'Eodévonien : ici ce sont les traces d'écrasement observées dans les assises schisteuses interstratifiées parmi les arkoses gedinniennes qui en témoignent, là c'est la terminaison en échelon des bancs de base du Gedinnien discordant qui en apporte la preuve (*fig. 14*). On ne saurait donc souhaiter confirmation plus nette des conclusions tirées de l'analyse des figures mineures du style de revêtement local.

Nombreux sont les auteurs qui ont décrit les talus des célèbres tranchées ferroviaires et qui en ont proposé des coupes : outre le nom déjà cité de P. FOURMARIER, il convient de rappeler celui de J. GOSSELET (1888, pp. 170-171, 205-206, 767-768 et dépliant h.-t. VII, section Hatrival-Libramont) et celui d'E. ASSELBERGHS (1946, pp. 432-434, *fig. 59*, 60, 61 et pl. VII). Il a néanmoins fallu attendre les recherches effectuées en commun, et beaucoup plus tard, par D. RICHTER et F. GEUKENS, pour que l'intérêt tectogénétique de ces coupes soit enfin clairement souligné (13) (RICHTER, 1961, pp. 583-589, *fig. 4 à 7*; 1962; GEUKENS, 1962 b). Les deux auteurs sont alors parvenus, en matière de tectogenèse ardennaise, à des conclusions très voisines de celles auxquelles nous avons nous-mêmes abouti, quelques années plus tôt, en matière de tectogenèse armoricaine (KLEIN, 1957 a; 1957 b). La convergence de résultats obtenus en toute indépendance, et en deux segments distincts du domaine hercynien, vaut d'être soulignée. Encore, s'agissant des mécanismes mêmes du *block folding*, le massif armoricain ne possède-t-il pas l'équivalent des coupes du massif de Serpont pour en illustrer le jeu. Au vrai, nulle part ailleurs, en Ardenne non plus, les effets des serrages varisques ne s'expriment sous une forme aussi démonstrative, tant au niveau du bâti calédonien qu'au niveau de sa couverture dévonienne; nulle part ailleurs, la liaison n'est aussi intime et aussi tangible entre les structures réactivées et les plis de revêtement issus de leur réactivation.

A l'Ouest de Spa cependant, dans la coupe décrite plus haut, les ondulations secondaires du flanc sud du synclinal de revêtement du Marteau montrent que la surface post-calédonienne a été ployée *aussi soûplement en ce lieu qu'au Nord de Serpont*. Les bancs d'arkose gedinnienne matérialisent le phénomène avec beaucoup de schématisme, et singulièrement au voisinage de la charnière du pli anticlinal représenté sur notre figure 6 a. Le rebroussement des têtes de bancs du Salmien au contact des arkoses, l'existence de stries de friction en divers points du plan de la discordance, la présence d'esquilles d'arkoses dans les phyllades au flanc nord-ouest de ce pli mineur (*fig. 6 b*) constituent autant de sûrs indices d'un serrage en bloc du socle et de sa couverture et, partant, d'une réactivation varisque des structures calédoniennes. Notre interprétation de la coupe du Marteau est donc bien différente de celle que P. FOURMARIER (1950 a) en avait retenue : aussi serons-nous bientôt conduit à en tirer de tout autres implications au plan de la schistogenèse régionale.

Dans le massif de Rocroi, la coupe des Roches à Fépin ne le cède en rien en intérêt aux coupes de Serpont et du Marteau dont elle confirme le témoignage. Le flanc sud redressé, voire renversé, du berceau synclinal que décrit ici l'assise du poudingue gedinnien (ANTHOINE, 1940, *fig. 1*), ne permet guère de douter de *la part active que le socle a prise dans le plissement de sa couverture*. On se souvient, du reste, du parti tectogénétique que J. GOSSELET sut en tirer, voici un siècle (1878-79).

(13) En 1945 encore, G. WATERLOT n'estimait-il pas pouvoir "laisser de côté les petits massifs cambriens de Givonne et de Serpont dont l'étude n'apporte guère d'éléments nouveaux" (G. WATERLOT, 1945, p. 6).

Concernant le noyau calédonien de Sambre-et-Meuse par contre, nous ne possédons pas, pour illustrer le style des déformations de la surface post-calédonienne en ce secteur de l'Ardenne, de coupes aussi explicites que les précédentes. Mais notre figure 7 montre comment la surface infra-gedinnienne au long du flanc sud de l'anticlinal du Condroz, la surface infra-couvinienne au long de son flanc nord, ont été ployées *souplement et solidairement* lors du *block folding* varisque, et comment la surface d'érosion fini-emsienne qui recouvrait en biseau les terrains éodévoniens de la voûte de ce pli de revêtement en souligne le profil coffré. La localisation du pli, à l'aplomb de la flexure continentale qui a séparé le dôme brabançon de la fosse ardennaise et qui a contrôlé la marche des transgressions et des régressions éo- et mésodévonniennes, n'a rien de singulier. Non plus que l'effet de bourrage qui se trouve être dévolu aux terrains siluriens dans l'amorce du phénomène de coffrage dont nous venons de faire état (KLEIN, 1977 c, pp. 169-171 et *fig. 3*). Certes, sa position par rapport au front varisque confère à l'anticlinal du Condroz une indiscutable originalité; mais, à notre avis, cette originalité ne doit absolument rien à des actions de charriage ...

Toujours est-il que les informations recueillies dans le cadre des massifs de Rocroi, de Serpont, de Stavelot et du Condroz, *témoignent toutes des réactions souples du bâti calédonien vis-à-vis des contraintes hercyniennes*. Aussi pensons-nous que la nature véritable et l'ampleur effective des réactivations varisques ont échappé à beaucoup (15). Non que le phénomène ait été contesté par personne dans son principe - pouvait-il l'être? -, mais ses effets réels n'ont, bien souvent, été que soupçonnés. C'est ainsi que, si P. FOURMARIER a placé les divers noyaux cambro-siluriens de l'Ardenne dans celles des parties du domaine calédonien qui furent "remaniées" par les efforts hercyniens, il a, tout aussitôt, institué une distinction entre la frange nord de ce domaine (bande silurienne de Sambre-et-Meuse et région de Spa) qui aurait été "profondément" remaniée - charriage du Condroz - et son extension principale (Stavelot, Serpont, Rocroi, Givonne) qui ne l'aurait été que fort peu (FOURMARIER, 1954, pp. 609-613 et *fig. 1*, pp. 615, 653, 709 ...). Nous l'avons montré, cette opposition n'est pas justifiée: d'Hirson à Düren, comme de Givonne à Namur, partout le *block folding* varisque s'est accompagné d'une restructuration complète du bâti calédonien (KLEIN, 1977 c; 1977 d, p. 168). Il nous incombe, dès lors, de préciser certains aspects du phénomène et d'en faire apparaître les incidences au niveau de la couverture dévono-carbonifère.

3°) HEREDITE MECANIQUE ET INDUCTION TECTONIQUE

Le "socle" calédonien possédait, en Ardenne, deux attributs mécaniques majeurs qui éclairaient son rôle dans la dynamique du *block folding* varisque : il s'agissait d'un socle mou, mécaniquement anisotrope. Très incomplètement induré au terme de la tectogenèse calédonienne, il demeurerait en effet apte à répondre souplement aux contraintes hercyniennes. Les anisotropies mécaniques héritées étaient cependant trop accusées pour que les contraintes nouvelles puissent imprimer leurs propres orientations structurales sans résistance : le plus souvent, ces contraintes furent décomposées et les orientations calédoniennes s'en trouvèrent réaffirmées (*fig. 15*). Non seulement les plis tronqués du substratum parvinrent, en rejoignant, à imposer leur direction aux plis apparus dans la couverture dévono-carbonifère (*plis de revêtement*), mais le clivage schisteux calédonien lui-même fut en mesure de contrôler la marche des schistifications varisques (*schistosité induite*).

a) Les relations directionnelles socle-couverture

Trois de nos publications antérieures traitent de cet aspect du sujet et nous dispensent d'insister (KLEIN, 1976 b; 1977 c; 1977 d, pp. 166-167). Elles nous ont conduit à la constatation d'un accord

remarquable, à l'échelle régionale, entre la direction générale des plis qui affectent les terrains anté-dévonien et celle des plis qui affectent les terrains dévono-carbonifères.

Il y a, au demeurant, près d'un siècle et demi que cette correspondance directionnelle a été signalée par L. ELIE de BEAUMONT (1833, p. 632; 1846-47, p. 944). Elle a, depuis lors, été soulevée à maintes reprises (14), et notamment par P. FOURMARIER qui voyait en elle une "preuve que la tectonique ancienne a orienté, dans une certaine mesure, les déformations plus récentes" (1954, p. 17; voir aussi pp. 636 et 638). Il ne faut cependant pas s'abuser sur la portée de la remarque : sans jouer sur les mots, on peut bien prétendre que l'auteur s'est davantage préoccupé de "l'influence des déformations hercyniennes sur la tectonique calédonienne" (1954, p. 708) que de l'influence des déformations calédoniennes sur la tectonique hercynienne. Encore, réserve faite du cas particulier du charriage du Condroz, FOURMARIER n'a-t-il accordé qu'une portée limitée aux "remaniements" que les contraintes varisques ont introduit dans le substratum pré-varisque : ce n'est que dans celles des parties de ce substratum qui avaient été le moins tectonisées par les contraintes calédoniennes - telle la région de Spa, selon l'auteur - que les terrains prédévonien eux-mêmes auraient été plissés et schistifiés par les contraintes varisques. Partout ailleurs, l'influence de ces contraintes aurait été, non pas nulle certes, mais très discrète (1954, p. 709; voir aussi pp. 611, 615 et 653). Quant au rôle susceptible de revenir aux anisotropies mécaniques héritées de l'orogénie calédonienne dans la marche de la tectogenèse varisque, FOURMARIER ne s'en est pas véritablement soucié, et il en a donné la raison dans la troisième et dernière édition de ses *Principes de Géologie* (1950 c, p. 535) : "à moins de discordance angulaire peu marquée entre les deux séries de couches, *les plis de la couverture sont indépendants des plis du substratum*. Lorsque ceux-ci étaient très accusés au moment du dépôt des couches discordantes, il semble bien que *le nouvel effort tectonique modifie peu leur allure propre* même s'il provoque dans la couverture des plis extrêmement marqués; *le substratum déjà plissé paraît avoir acquis une grande rigidité relative* ... ; ses déformations consistent plutôt en *un glissement des feuilletés les uns sur les autres* avec, peut-être, une modification de l'inclinaison moyenne des plans axiaux des plis *pour suivre le style tectonique imprimé aux couches plus récentes*" (15).

Nos conceptions tectogénétiques se situent à l'opposé de ce point de vue. Car nous ne pensons pas comme P. FOURMARIER, victime de la même illusion que H. de DORLODOT (1884-1885, pp. 236-7), que le

- (14) Certains auteurs ont néanmoins cru discerner un écart angulaire, faible mais franc, entre plis calédonien et plis hercynien (G. WATERLOT, 1937, p. 50; 1945, pp. 10-11 et 42-43; A. BEUGNIES, 1963, pp. 123-124 et 127-128).
- (15) En 1889, J. GOSSELET faisait observer que, lors des mouvements hercynien, les couches pré-dévonien du Condroz "ne pouvaient plus être plissées à nouveau, mais qu'elles glissaient l'une sur l'autre en restant toujours parallèles à leur position primitive, de manière que, sans cesser d'être inclinées vers le Sud, elles suivaient le mouvement des couches dévonien et s'appliquaient toujours contre elles" (J. GOSSELET, 1889, p. M. 466) : c'est bien ce que pensait encore P. FOURMARIER lui-même, soixante ans plus tard (1950 a, p. 208; 1954, p. 709). De claire évidence, lorsque l'auteur faisait état des "remaniements" imposés au bâti calédonien par les mouvements hercynien, il donnait au mot un contenu bien différent de celui auquel nous songeons lorsque nous évoquons les phénomènes de réactivation tectonique associés au *block folding* varisque.

socle s'est déformé "pour suivre le style tectonique imprimé aux couches plus récentes", mais, tout au contraire, que *le style tectonique des couches plus récentes - plis de revêtement - leur a été imprimé par le raccourcissement du socle réactivé*. Nous avons apporté plus haut suffisamment de preuves des réactions souples du bâti calédonien pour être en droit de douter de la "rigidité" prétendue du substratum. Pour nous, *c'est au niveau du socle calédonien qu'il convient de placer le siège principal des contraintes varisques*, et non au niveau de ses enveloppes dévono-carbonifères (KLEIN, 1976 b, p.422). Certes, nous l'avons dit (KLEIN, 1976 b; 1977 c, p. 1264; 1977 d, p. 168), les deux termes du dispositif intéressé par le *block folding* ont réagi solidairement à ces contraintes, et il n'est pas question d'ignorer le rôle propre de la couverture dans ce comportement, mais il n'en reste pas moins que *c'est le socle qui a joué le rôle actif principal dans la dynamique du plissement en bloc*. Par là se trouverait expliquée la transformation si commune de la discordance stratigraphique infra-dévonienne en discordance tectonisée. Par là s'expliquerait d'autre part "le parallélisme remarquable entre l'orientation des plis calédoniens et celle des plis hercyniens" (FOURMARIER, 1954, p. 17) : cette disposition serait une conséquence tectonique nécessaire "de l'accentuation des plis du substratum", c'est-à-dire du mécanisme même que P. FOURMARIER avait cru pouvoir exclure (1950 c, p. 535) ...

La genèse des plis de revêtement est assurément beaucoup plus complexe en réalité, et nous avons toujours pris soin de mettre en garde contre le danger des simplifications en la matière. En Ardenne comme en Armorique, cependant, il semble bien que ce soit le *block folding* qui apporte la meilleure réponse au problème posé par l'existence de correspondances directionnelles aussi étroites entre les plis nés de la tectogenèse varisque et les plis hérités des tectogenèses prévarisques (KLEIN, 1957 a; 1957 b; 1975; 1977 d, pp. 155 et 166).

Nous rejoignons ainsi les conclusions que D. RICHTER et F. GEUKENS ont tirées de l'étude du massif de Serpont (RICHTER, 1961, pp. 583-9 et *fig. 7*; GEUKENS 1962 b, pp. 210-211 et *fig. 7*); mais, à la différence de RICHTER, nous en étendons le bénéfice à l'ensemble du *bâti calédonien régional*. Car les observations faites au pourtour du massif de Rocroi témoignent sans équivoque du jeu des réactivations varisques dans le cadre de cette unité elle-même, tandis que les coupes de Born, de Richelsley, de Peter Berg et du Katzenhardt d'une part, celles du secteur d'Eupen et celles du secteur de Spa d'autre part, engagent toutes à penser que les attributs mécaniques post-calédoniens du massif de Stavelot étaient fort comparables à ceux du massif de Serpont et que, par conséquent, "l'accentuation des plis du substratum" était en mesure de contrôler la tectogenèse varisque aussi efficacement ici que là. Nous sommes d'ailleurs allés plus loin encore en suggérant de voir dans les secteurs méridionaux du massif de Stavelot un domaine de tectoniques croisées, et en expliquant par là-même leur relative inertie vis-à-vis des serrages hercyniens. Quant à la part qui revient en effet aux réorientations varisques dans l'acquisition de la direction "erzgebirgienne" par l'anticlinal des Hautes Fagnes (RICHTER, 1961, pp. 594-6), nous l'avons mise au compte des coulissages tardi-varisques qui ont accompagné ou suivi la mise en place de la nappe de la Vesdre (KLEIN, 1977 d; 1978 b). Mais ces mouvements de réorientation en bloc de tout un panneau de l'édifice ardennais ne condamnent en aucune manière la réactivation des structures calédoniennes à l'intérieur de ce panneau. Bien au contraire.

Encore faut-il s'entendre sur le rôle des anisotropies mécaniques héritées dans le jeu des réactivations varisques. Pour les partisans d'un socle induré, l'accord directionnel socle-couverture ne pouvait résulter que de ce que "le sens de la poussée" avait été le même aux époques calédonienne et hercynienne :

telle était ainsi l'opinion de P. FOURMARIER (1906-07, p. 115...; 1951, p. 345). Or cette conviction demeure, aujourd'hui encore, celle de D. RICHTER pourtant partisan d'une réactivation des structures calédoniennes : si, dans le massif de Serpont, "la tectogenèse hercynienne a exercé le même effet que l'orogénèse calédonienne", écrit-il, c'est parce que le plan des contraintes (= *Beanspruchungsplan*) était, dans les deux cas, orienté Nord-Sud; si, au contraire, dans le massif de Stavelot - et singulièrement dans les Hautes Fagnes-, les structures calédoniennes ont été obli-
térées et réorientées par les contraintes varisques, c'est parce que ces contraintes les ont "remaniées" obliquement (RICHTER, 1961, pp. 574, 589, 595-7; 1975, pp. 88-93; voir aussi GEUKENS, 1962 b, pp. 210-211 et WATERLOT, 1945, p. 13).

Les conclusions auxquelles nos propres observations nous ont conduit nous portent à accorder une toute autre efficacité au contrôle que les anisotropies mécaniques héritées du cycle calédonien étaient en mesure d'exercer sur la marche de la tectogenèse hercynienne. A notre avis, dans toute l'étendue de l'Ardenne, ces anisotropies étaient assez accusées pour pouvoir décomposer mécaniquement les contraintes varisques. Et ceci, à la seule condition que l'angle fait par les contraintes nouvelles avec les contraintes anciennes ne soit pas trop grand. Et ceci, même dans certains au moins de ceux des secteurs du bâti calédonien que nous présumons être issus d'un croisement de deux directions fondamentales de plissement, la direction "condrusienne" et la direction "artésienne" (KLEIN, 1977 d, p. 162, note infra pag.; pp. 177-178 et fig. 7; 1978 b) : notre figure 15 montre que des efforts orientés suivant le méridien étaient susceptibles de réactiver simultanément l'une et l'autre (ainsi, peut-être, à l'intérieur du triangle Loverval-Wépion-Anhée).

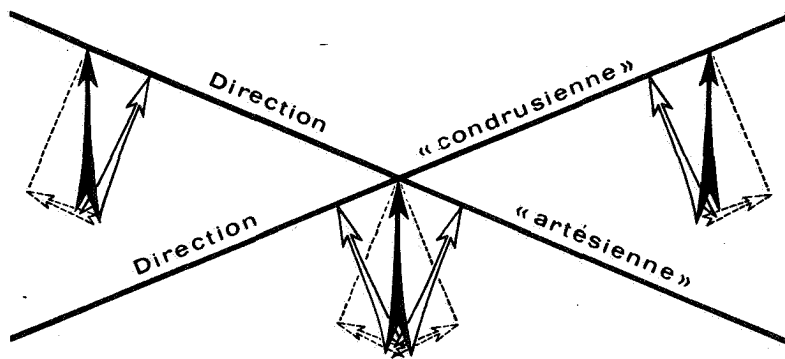


Figure 15 - *Cross folding* calédonien et réactivation varisque. La figure montre comment les "poussées" hercyniennes (supposées S-N) ont été décomposées mécaniquement, lors du *block folding* varisque, en raison des anisotropies héritées de l'orogénie calédonienne (croisement des directions "condrusienne" et "artésienne").

L'étude des relations directionnelles socle-couverture est donc riche d'enseignements. En substituant la notion de socle "mou" à celle de socle "à grande rigidité relative" d'une part, en attribuant au jeu des anisotropies mécaniques héritées des effets habituellement dévolus au "sens de la poussée" d'autre part, nous conférons à la tectonique de revêtement issue du *block folding* varisque en Ardenne une originalité dont les deux derniers

paragraphes de l'article achèveront de nous convaincre. On mesure, par là-même, l'écart doctrinal qui nous sépare de ceux pour qui la définition d'une telle tectonique est une opération superflue (MATTAUER, 1973, pp. 428-430).

b) Les relations harmoniques socle-couverture

Il y a fort longtemps, ici encore, que les plus patentes d'entre elles ont été aperçues. Dans son grand article sur *la Tectonique de l'Ardenne*, P. FOURMARIER faisait déjà observer que "l'anticlinal hercynien de Rocroy-Paliseul est superposé à un synclinal de l'époque de plissement précédente", tandis que, dans le massif de Stavelot, "à l'anticlinal hercynien correspond aussi un anticlinal calédonien" (1906-07, p. 114). En recourant à une méthode graphique, G. WATERLOT s'est pour sa part appliqué à isoler les effets respectifs des orogénies calédonienne et hercynienne dans l'édification des antifformes de Rocroi et de Stavelot (1937, pp. 50-52 et *fig.* 12; 1945, pp. 6-14, *fig.* 3 et 4). Mais le raisonnement sur lequel l'auteur a fondé sa reconstitution des structures calédoniennes repose sur le postulat qu'à l'époque hercynienne ces structures n'ont pas enregistré d'autres déformations que celles résultant du ploïement anticlinal des enveloppes dévoniennes (16). Or c'est là, très précisément, tout l'objet du litige.

S'il est exact, comme nous le pensons, que les structures du substratum "calédonien" n'ont acquis leurs caractères définitifs qu'après l'épreuve des serrages hercyniens, et s'il est vrai que les réactivations varisques ont provoqué, non de simples réaménagements de détail, mais une restructuration beaucoup plus profonde du bâti prévarisque, alors l'analyse des relations harmoniques entre les plis du socle et les plis de revêtement devient une opération beaucoup plus compliquée. C'est pourquoi, concernant les structures armoricaines où l'énigme se posait, mécaniquement parlant, dans les mêmes termes, nous avons choisi de raisonner sur des cas théoriques, intentionnellement simplifiés : c'est reconnaître que nous ne nous abusons guère sur la portée des considérations géométriques qui en découlent (KLEIN, 1957 a.; 1957 b., *fig.* 4 A, 4 B et 5; 1975, pp. 172-8, *fig.* 46-52). Les mêmes préoccupations, semble-t-il, ont cependant conduit D. RICHTER à des conclusions très voisines des nôtres, au moins au plan qualitatif, dans le cas des structures ardennaises (1961, pp. 587-9; 1975, pp. 85-88). Nous avons, quant à nous, suggéré que, dans le massif de Rocroi, les plis de deuxième voire de troisième ordre obéissent à la même règle de l'harmonie inverse que les plis de premier ordre (un anticlinal de revêtement coiffant un synclinal du socle et *vice versa*) : en fait, la comparaison des croquis qui illustrent nos deux publications concernées montre bien que la vulnérabilité des correspondances proposées ne nous échappe pas (KLEIN, 1976 b, *fig.* 1; 1977 d, p. 167, *fig.* 2). Dans le massif de Stavelot d'ailleurs, c'est d'une harmonie directe qu'il s'agit, puisque l'antiforme varisque s'est superposée à un anticlinorium calédonien. Il n'est donc pas dans notre intention de nier la complexité des figures du style de revêtement ni, moins encore, de faire correspondre chacune de ces figures à la réactivation varisque d'un élément déterminé du socle calédonien : les lois du *block folding* sont assurément beaucoup plus subtiles (KLEIN, 1976 b; 1977 c). Du moins, les très belles coupes des Roches à Fépin dans le massif de Rocroi, de la tranchée ferroviaire de la ligne Bruxelles-Luxembourg dans la traversée du massif de Serpont, du Marteau

(16) "La représentation de la surface d'érosion actuelle m'a permis de reproduire la position des seuls accidents calédoniens, d'après les angles de pente qu'ils font avec cette surface" (G. WATERLOT, 1937, p. 52).

dans le massif de Stavelot - pour ne citer que les plus démonstratives -, illustrent-elles *la part active qui revient au socle dans les déformations de sa couverture discordante*. Et ceci, aussi bien dans la genèse des ondulations majeures que dans celle des ondulations mineures.

Il nous a même semblé que les plis de revêtement proprement dits ne pouvaient absorber qu'une partie seulement des raccourcissements imposés au socle calédonien par les serrages hercyniens. Et nous avons suggéré de mettre au compte du reliquat l'apparition, au sein de la couverture dévono-carbonifère, de vastes surfaces listriques au long desquelles auraient cheminé, au rythme même du *block folding*, des lames de charriage telle que la nappe de la Vesdre - faille eifélienne - où la nappe du Hainaut - faille du Midi (KLEIN, 1977 b; 1977 c; 1977 d, pp. 173-8, fig. 5 à 7)-. Il se pourrait, enfin, que ces chevauchements se soient accompagnés d'un retournement des assises carbonifères du compartiment chevauché : ainsi s'expliqueraient, et la disposition renversée du synclinal namurien des Forges Thiry, et l'épaisseur anormalement forte du Houiller rencontré par les sondages de Pépinster (KLEIN, 1977 b).

Nous voici donc loin d'une tectonique de revêtement qui ne ferait qu'exprimer, passivement et servilement, les réactions du substratum. Plus loin encore de ceux pour qui, inversement, les contraintes varisques n'auraient intéressé le bâti calédonien *que par le biais et en contrecoup des déformations intervenues à cette époque au niveau de la couverture dévono-carbonifère discordante* (DORLODOT, 1884-85, pp. 236-7; GOSSELET, 1889, p. 446; FOURMARIER, 1906-07, p. 115; 1954, p. 708; L. BERTRAND, 1922, p. 1773; LAGOTALA, 1922, p. 1775; KAISIN, 1935 b, p. 386; ANTHOINE, 1940, pp. 17, 197-8, 200; BEUGNIES, 1963, pp. 125 et 127 ...).

c) Schistosité calédonienne et schistosité hercynienne

Dans la perspective tectogénétique qui est la nôtre, les problèmes de la schistogenèse régionale se présentent sous un jour nouveau. On sait combien la question a préoccupé, toute sa longue et studieuse vie durant, P. FOURMARIER. On se souvient aussi que l'analyse de la coupe du Marteau a conduit l'auteur à la conclusion que "la schistosité du Cambrien du massif de Stavelot est vraisemblablement la conséquence des poussées hercyniennes" (1951). Or, si nous sommes tout disposé à suivre FOURMARIER lorsqu'il écrit, au sujet de cette coupe, "ce sont bien les poussées d'âge hercynien qui ont donné au substratum, comme à la couverture, la forme *définitive* des plis et, par conséquent, celle de la schistosité" (1954, p. 653, cf. aussi p. 709), nous ne pouvons partager sa conviction "qu'en tous points, tant dans les synclinaux que dans les anticlinaux, le contact entre Dévonien et Salmien se caractérise par un parallélisme presque parfait des couches des deux formations" (1950 a, p. 202). Nous avons en effet montré qu'au Marteau les terrains dévoniens, souplement ondulés, reposent *en discordance angulaire franche* sur la tranche des phyllades salmiens, plissés isoclinalement (fig. 6 a). Il s'agit certes d'une discordance tectonisée, et la part des réactions varisques ne fait, nous le savons, aucun doute. Mais nous sommes tout aussi fermement convaincu que le plissement *initial* du Salmien local revient aux mouvements calédoniens. Nous observons, d'autre part, que le faciès des phyllades du socle est très différent de celui des schistes gédinniens surincombants, et ce contraste textural s'expliquerait mal dans l'hypothèse d'une schistification unique, commune au Salmien et au Dévonien.

Aussi le point de vue de FOURMARIER nous paraît-il devoir être abandonné. Ce ne sont pas les contraintes hercyniennes qui ont imposé leur style et leur orientation aux déformations du Salmien du Marteau : ce sont, tout au contraire, les plis calédoniens du socle qui, en jouant lors du *block folding* varisque, ont induit des plis de revêtement, d'orientation conforme, dans la série dévonienne discordante. Ce ne sont pas les contraintes hercyniennes qui ont donné leur schistosité aux phyllades salmiens : ce sont, tout au contraire, les schistes calédoniens qui, en réagissant aux serrages varisques, ont contrôlé la marche de la schistification dans la couverture. Par là s'expliqueraient les correspondances si remarquables, tant en direction qu'en inclinaison, qu'on constate au Marteau - mais ailleurs aussi (KLEIN, 1977 d, p. 162) - entre la schistosité calédonienne (schistosité inductrice) et la schistosité hercynienne (schistosité induite).

Dans l'appréciation de l'héritage mécanique prévarisque, il importe donc de faire intervenir conjointement l'effet des plissements calédoniens et l'effet des schistifications calédoniennes. Quant au rôle joué, lors du *block folding* varisque, par les anisotropies héritées, il n'a rien de mystérieux ni de métaphysique, et ceci pas plus en ce qui concerne le contrôle de la schistification dans la couverture qu'en ce qui concerne le contrôle du plissement de cette couverture : il ne s'agit là que de la manifestation, en Tectonique, du plus général des principes de la Physique, le principe de moindre action (POINCARÉ, 1902, pp. 149, 154, 195), ou principe du moindre travail (BAULIG, 1950, p. 41), ou principe du travail minimum (GOGUEL, 1965, p. 210). Et il y a bien longtemps que la nécessité de ce principe a été reconnue en Géologie. En 1838, A. DUFRENOY écrivait ainsi : "les dislocations nouvelles qu'éprouve un terrain dont la stratification a déjà été dérangée peuvent avoir pour résultat de faire glisser les couches suivant des fissures déjà faites, et non suivant la direction que la force agissante imprimerait au terrain, s'il était vierge de tout soulèvement" (1838, p.255). On sait le parti que nous avons tiré de cette remarque en Armorique (KLEIN, 1975, pp. 21-216; cf. p. 167, note 238). En 1856, R. GODWIN-AUSTEN s'est référé plus explicitement encore au principe du moindre travail, lorsqu'il observait : "The general law seems to be, that when any band of the earthy crust has been greatly folded or fractured, each subsequent disturbance follows the very same lines, - and that, simply because they are the lines of least resistance" (GODWIN-AUSTEN, 1856, p. 62). On mesure la portée des implications du phénomène en Ardenne où, réserve faite des effets imputables aux coulissages tardi-varisques et aux réorientations corollaires, la majorité des grandes orientations structurales et texturales de l'unité seraient des orientations calédoniennes réactivées à l'époque hercynienne...

Ainsi s'évanouissent les ultimes objections de ceux pour qui le massif de Stavelot constituait un secteur moins tectonisé du bâti calédonien. F. GEUKENS est d'ailleurs partisan, comme nous, d'une schistification prévarisque de ce massif; l'auteur estime même que, comparativement à celle des actions calédoniennes, la part des actions hercyniennes aurait été minime dans la somme de leurs effets cumulés (GEUKENS, 1977). Nous ne pouvons, toutefois, nous associer à cette réserve, puisque nous imputons aux serrages varisques un renforcement du clivage schisteux du socle, et que nous voyons dans la schistosité induite concomitamment dans la couverture la mesure de ce renforcement.

Nos figures 3 et 4 nous fournissent d'autres illustrations de l'accord qu'on note, si fréquemment en Ardenne, entre schistosité calédonienne et schistosité hercynienne. Nous pourrions en multiplier les exemples. Qu'il nous suffise d'en mentionner deux. A Salmchâteau, dans les carrières "Gami" où les arkoses gedinniennes, orientées N 70° E, ont un pendage de 35 à 40° SSE, la schistosité, fort nette dans les niveaux silteux interstratifiés dans la série éodévonnaise, fait un angle franc de 15 à 20° (50-60° SSE) avec la stratification : or elle est sensiblement conforme, en direction comme en inclinaison, à la schistosité du Salmien subordonné. La correspondance n'avait du reste pas échappé à P. FOURMARIER; mais là encore cependant, et bien qu'il eût pris acte de la discordance angulaire qui sépare, en ce secteur du massif de Stavelot, le Dévonien du Salmien, l'auteur n'en imputait pas moins la schistification de l'ensemble à la tectogenèse hercynienne (1951, pp. 344-5; 1954, p. 653). Nous y voyons, comme au Marteau et pour les mêmes raisons, le résultat d'une schistification en deux temps, avec apparition d'une schistosité induite dans la série discordante sous l'action du *block folding* varisque.

Il en va de même dans le massif de Serpont où les schistes qui alternent avec les arkoses à la base du Gedinnien de la tranchée ferroviaire - et certains niveaux d'arkose eux-mêmes - sont affectés d'un clivage schisteux rigoureusement conforme à celui des phyllades reviniens sous-jacents (65° S). Le contraste est d'ailleurs grand entre les terrains du socle, où la schistosité est parallèle à la stratification, et les terrains de la couverture, où la schistosité recoupe la stratification sous un angle de 25 à 30°. P. FOURMARIER (1922, p. 33; 1954, p. 653), F. GEUKENS et D. RICHTER (1962, pp. 200-203 et *fig.* 3, pp. 209-211 et *fig.* 7) n'ont pas manqué de souligner le fait. Il est vrai que, concernant cet élément de l'aire anticlinoriale de l'Ardenne, chacun reconnaît l'existence d'une schistification calédonienne (FOURMARIER, 1954, p. 654). Nous partageons, quant à nous, la conviction de F. GEUKENS et D. RICHTER que le Revinien de Serpont "a connu deux périodes de schistosité"; mais la supposition de ces auteurs que "le plan de déformation calédonienne était subparallèle à celui du plissement hercynien" (*op. cit.*, p. 211) est superflue : le développement, sous l'action des serrages varisques, d'une schistosité induite dans la couverture nous paraît convenablement rendre compte de l'accord constaté entre le clivage du Revinien et le clivage du Dévonien.

Les faits ne sont pas moins explicites au pourtour du massif de Rocroi où la présence d'éléments de phyllades cambriens au sein du poudingue de Fépin a, depuis longtemps, fourni la preuve de l'efficacité des schistifications calédoniennes dans cette partie de l'Ardenne (GOSSELET, 1888, pp. 164-5 et 180-181; voir aussi ASSELBERGHS, 1946, pp. 40 et 531). D'où l'idée, acceptée par beaucoup, que l'unité avait acquis, dès cette époque, une induration mécanique telle que les contraintes varisques ne pouvaient guère l'avoir "remaniée". J. GOSSELET, nous le savons, n'envisageait pas d'autre forme de réactivation des structures calédoniennes que celle résultant d'un glissement des schistes cambriens "les uns sur les autres, dans le sens des feuillets, comme le font les cartes d'un jeu qu'on étale sur une table" (1888, p. 165; voir aussi 1889, p. 466). Réserve faite des déformations imputables à des mouvements à grand rayon de courbure - telle l'antiforme varisque de Rocroi précisément -, P. FOURMARIER (1954, pp. 611, 615, 653, 709 et *supra* note 15) et G. WATERLOT (*supra* notes 13 et 16) étaient du même avis. Or nous avons vu que, dans l'axe même de l'aire anticlinoriale de l'Ardenne, là où l'allure faiblement ondulée du Dévonien n'en laisserait rien soupçonner (FOURMARIER, 1954, p. 615), la surface post-calédonienne a, en réalité, été déformée supplément, et que le "socle" calédonien a joué un rôle actif essentiel - bien différent de celui imaginé par GOSSELET et accepté par H. de DORLODOT - dans la genèse des plis de revêtement issus du *block folding* hercynien (cf *supra*, III, 2°).

Il n'y a donc pas lieu d'être surpris de ce qu'une réactivation aussi efficace du vieux bâti se soit exprimée en outre au plan de la schistogénèse. Il se pourrait cependant que les relations plissement-schistification soient plus complexes que P. FOURMARIER ne le pensait et, là encore, la notion de schistosité induite s'accroît bien de cette complexité (sur le sujet, voir KLEIN, 1975, pp. 193-5). Selon P. FOURMARIER, en effet, "la schistosité date de l'achèvement du plissement, à l'intervention des dernières contraintes appliquées aux roches" (1954, p. 652). Les exemples précédemment examinés fortifient le bien-fondé de la proposition, et notre figure 16 A illustre trois moments de l'opération. Mais on peut concevoir que la schistification ait parfois précédé le plissement : c'est la situation représentée par notre figure 16 B. Et l'idée

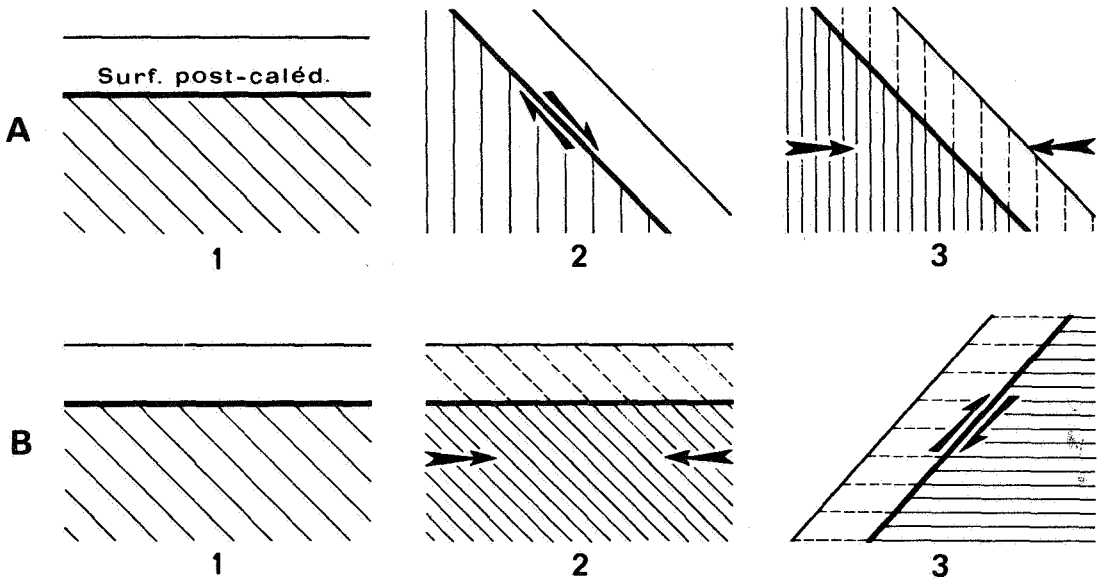


Figure 16 - Les relations plissement-schistification dans la couverture dévonienne.

A - Le plissement (2) a précédé la schistification (3).

B - La schistification (2) a précédé le plissement (3).

En tireté : schistosité induite.

nous en a été suggérée par des observations faites dans le massif de Rocroi. Ainsi, sur le versant ouest de la vallée du Ry de Pernelle, à 2 kilomètres au Nord de la Forge-du-Prince (dans la Taille du Sapre), le conglomérat de base gedinnien, orienté W-E et incliné de 50 à 60° vers le Nord, est constitué par des lits alternants de poudingue et d'arkose : les arkoses offrent une texture schistoïde fort nette et les plans de schistosité, horizontaux, font un angle de 50 à 60° avec les plans de stratification; nous avons pu dégager le contact du Dévonien avec les schistes verts du Devillien terminal : le clivage de ces schistes est lui-même horizontal. Tout se passe donc comme si les serrages varisques avaient d'abord eu pour effet de provoquer l'apparition d'une schistosité induite dans la couverture discordante demeurée subhorizontale (fig. 16 B 2), et comme si le ploiement synclinal du Dévonien n'était intervenu qu'au cours d'une phase ultérieure du *block folding* (fig. 16 B 3). Dans les carrières d'arkose, aujourd'hui abandonnées; des Hairies (Bois d'Hérée, au Nord de Fépin), la direction des bancs oscille entre N 80° E et N 90° E et le pendage moyen se tient autour de 45° N; or les bancs à texture schistoïde

qui sont interstratifiés dans la masse présentent un clivage incliné de 20° seulement vers le Nord : là encore, l'hypothèse d'une déformation de la série, postérieurement à sa schistification, fournit la réponse la plus simple à cette singularité. En sorte que les enseignements tirés de la schistogenèse locale corroborent tout à fait ceux tirés de la genèse des plis de revêtement : *Le massif de Rocroi a été aussi énergiquement réactivé par les contraintes varisques que le massif de Stavelot ou que le massif du Condroz.*

Encore en sommes-nous réduit aux conjectures dès qu'il s'agit d'apprécier l'ampleur réelle des restructurations intervenues au sein du bâti calédonien. Comme d'autres (BEUGNIES, 1963, p. 127), mais sans plus de preuves, nous serions disposé à mettre au compte du *block folding* hercynien le développement généralisé de l'isoclinarité dans les parties hautes du "socle", le déversement vers le Nord des plis réactivés et le plissement intense de leurs flancs. Malheureusement, nous ne disposons plus, pour étayer nos supputations relatives à cet étage tectonique (*Unterstockwerk*), du moindre repère géochronologique, et la remarque vaut, *a fortiori*, pour les parties profondes du substratum (KLEIN, 1977 d, p. 168). Aussi reste-t-il beaucoup à faire pour élucider certains des attributs de "l'ardennotype" (KLEIN, 1977 c).

CONCLUSION

Le bilan de notre remise en cause des idées reçues sur la tectogenèse ardennaise n'en demeure pas moins positif. La revue des coupes où l'on peut, aujourd'hui encore, observer le contact du Dévonien avec son substratum nous a permis d'établir que, dans la très grande majorité des cas, la discordance post-calédonienne est une discordance tectonisée. Or cette particularité ne saurait procéder d'un décollement basal de la couverture dévono-carbonifère (GRAULICH, 1963 a, pp. 595-6 et *fig. 3*), puisque la plupart des figures de tectonisation reconnues à ce niveau témoignent au contraire d'une solidarité mécanique étroite entre le socle et ses enveloppes.

D'où notre conviction que la transformation de la discordance stratigraphique en discordance tectonisée est intervenue lors d'un plissement en bloc de l'ensemble - *block folding* -, à l'époque hercynienne. Il s'ensuit que le "socle" issu de l'orogénie calédonienne ne peut plus être considéré comme un socle "de grande rigidité relative" comme il était communément admis (FOURMARIER, 1950 c, p. 535 et *supra* note 15). S'il reste, par ailleurs, légitime de se soucier de l'influence des déformations de la couverture sur le bâti calédonien (FOURMARIER, 1954, p. 708), il est plus nécessaire encore de se préoccuper de l'influence réciproque des structures calédoniennes réactivées sur les déformations de la série discordante. L'analyse du cas particulier de la coupe du Marteau nous a montré qu'il convenait à cet égard d'inverser, presque terme pour terme, le raisonnement naguère tenu par P. FOURMARIER (1950 a; 1951).

Pour nous, *l'orientation et le style des plis de revêtement d'une part, les caractères de la schistosité hercynienne - schistosité induite - d'autre part, sont génétiquement liés au raccourcissement du socle calédonien sous l'effet des serrages varisques.* Et ceci, en raison de deux propriétés fondamentales de ce socle : l'aptitude de ses plis à rejouer sous l'action de nouvelles contraintes (socle "mou"), l'aptitude des déformations héritées à contrôler le jeu de ces contraintes (socle mécaniquement anisotrope) - *fig. 15* -. C'est la référence au "modèle" armoricain, patiemment étudié de 1953 à 1973 (KLEIN, 1975), qui nous a guidé vers ces conclusions. Les correspondances tectogénétiques entre l'Armorique et l'Ardenne nous ont même paru être à ce point significatives que nous n'avons pas hésité à transférer à l'ardennotype la valeur exemplaire tout d'abord conférée à l'armoricanotype (KLEIN, 1969) pour illustrer le comportement des socles mous. Classique, l'Ardenne l'était déjà en Stratigraphie pour l'étude du Dévonien; à notre sens, elle mérite de le devenir aussi en Tectonique pour l'étude du style de revêtement.

BIBLIOGRAPHIE.

- ADERCA, B. (1931-1932) - La tectonique du synclinorium de la Vesdre au Nord-Est de la fenêtre de Theux. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 55, p. M. 37-70, 12 fig., 1 carte h.-t.
- ANTHOINE, R. (1939-1940) - La fenêtre de Falize - Ligneuville. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 63 p. M. 3-45.
- ANTHOINE, R. (1940) - Contribution à l'étude du massif cambrien de Rocroi. *Mém. Acad. roy. de Belgique*, Cl. des Sc., 2, 12, 201 p., 1 carte h.-t.
- ASSELBERGHS, E. (1946) - L'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 14, 598 p.
- BARROIS, Ch. (1882-1883) - Sur l'analogie des roches du Franc Bois avec certaines porphyroïdes. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 10, p. 205-207.
- BAULIG, H. (1950) - Essais de Géomorphologie. *Public. Univ. Strasbourg*, fasc. 114, 161 p.
- BERTRAND, L. (1922) - Quelques suggestions à propos de la structure de l'Ardenne. *C. R. 13e Congr. Géol. Int.*, t. 3, p. 1772-1775.
- BEUGNIES, A. (1958) - Le pipe de Naux et son site géologique. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 78, pp. 45-57, pl. II.
- BEUGNIES, A. (1963) - Le massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n°270, t. 59, 155 p., 5 pl., 6 dépl. dont 1 carte.
- BEUGNIES, A. (1964) - Essai de synthèse du géodynamisme paléozoïque de l'Ardenne. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 2, VI, pp. 269-277, 1 dépl.
- BEUGNIES, A. (1968) - La géologie des environs de Naux. Une mise au point qui s'impose. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 88, pp. 57-63.
- BEUGNIES A., DUMONT, P., GEUKENS, F., MORTELMANS, G. et VANGUESTAINE, M. (1976) - Essai de synthèse du Cambrien de l'Ardenne. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 96, pp. 263-273, 4 fig.
- CALEMBERT, L., LAMBRECHT, L., PEL, J., POPESCU, C. et SCHRODER, Ch. (1977) - Observations sur une faille de charriage à la limite orientale de la fenêtre de Theux (Belgique). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 285, D, pp. 291-293.
- CORIN, F. (1925-1926) - La stratigraphie et la tectonique du massif devillien du Grand-Halleux. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 49, p. M. 26-67.
- CORIN, F. (1932) - A propos du boudinage en Ardenne. *Bull. Soc. belge Géol.*, 42, pp. 101-117, pl. III-VI.
- CORIN, F. (1936) - Note sur "l'arkose métamorphique" du Franc-Bois de Willerzie. *Bull. Soc. belge Géol.*, 46, pp. 13-15, pl. I.
- CORIN, F. (1965) - Atlas des roches éruptives de Belgique. *Mém. explic. cartes géol. et min. Belgique*, n° 4, 190 p., 21 + III pl.
- DORLODOT, H. de (1884-1885) - Note sur la discordance du Dévonien sur le Silurien dans le bassin de Namur. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 12, p. M. 207-239.
- DORLODOT, H. de (1889) - Exposé sur la constitution géologique de la région sud du bassin de Namur, à l'Ouest de la Meuse. *Bull. Soc. belge Géol.*, 3, p. M. 484-512 et 523-4, pl. XV. Voir aussi le compte rendu de l'excursion du 16 août, *Ibid.*, pp. 512-523.

- DORLODOT, H. de (1892-1893) - Recherches sur le prolongement occidental du Silurien de Sambre-et-Meuse. *Ann. Soc. Geol. Belgique*, 20, p. M.289-427, pl. IV-VI.
- DORLODOT, H. de (1894-1895) - Sur l'âge du poudingue de Naninne et sur la présence du Couvinien dans le bassin de Namur. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 22, p. M. 87-121.
- DORLODOT, H. de (1898) - Genèse de la crête du Condroz et de la grande faille. *Ann. Soc. scient. Bruxelles*, 89 p., 3 pl.
- DORLODOT, H. de (1900) - Compte rendu des excursions sur les deux flancs de la crête du Condroz, faites par la Soc. belge Géol. le 19 mars et les 8 et 9 avril 1899. *Bull. Soc. belge Géol.*, 14, p. M. 113-192.
- DUFRENOY, A. (1838) - Mémoire sur l'âge et la composition des terrains de transition de l'Ouest de la France. *Ann. des Mines*, 3, 14, pp. 213-258 et 351-398.
- DUMONT, A. (1847-1848) - Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan de l'Ardenne, du Rhin, du Brabant et du Condros. *Mém. Acad. roy. Belgique*, tt. 20 et 21, 613 p.
- DUMONT, P. et HANON, M. (1975) - Données nouvelles sur la nature et la position stratigraphique des porphyroïdes du Franc-Bois de Willerzie (Ardennes belges). *94e Cong. Assoc. franç. Avanc. Sciences*, Actes publiés par l'Université Libre de Bruxelles, pag. multiple.
- ELIE de BEAUMONT, L. (1833) - Recherches sur quelques-unes des révolutions de la surface du globe. Extrait du *Manuel Géologique* de H. T. de la BECHE, traduit de l'anglais par A. J. M. BROCHANT de VILLIERS, Paris, F. G. Levrault éd., 721 p.; cf. pp. 616-665.
- ELIE de BEAUMONT, L. (1846-1847) - Note sur les systèmes de montagne les plus anciens de l'Europe. *Bull. Soc. Géol. France*, 2, 4, pp. 864-991.
- FORIR, H. (1884-1885) - Sur quelques exemples de métamorphisme mécanique de roches éruptives, par A. von LASAULX. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 12, Bibliogr., pp. 18-21.
- FOURMARIER, P. (1905-1906) - La structure du massif de Theux et ses relations avec les régions voisines. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 33, p. M. 109-138.
- FOURMARIER, P. (1906-1907) - La tectonique de l'Ardenne. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 34, p. M. 15-124, pl. I à XII.
- FOURMARIER, P. (1913) - Les phénomènes de charriage dans le bassin de Sambre-et-Meuse et le prolongement du terrain houiller sous la faille du Midi dans le Hainaut. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 40, p. B. 191-234, pl. III à VII.
- FOURMARIER, P. (1914) - Observations sur la structure de la crête silurienne du Condroz dans sa partie occidentale. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 41, p. B. 252-270.
- FOURMARIER, P. (1922) - Tectonique générale des terrains paléozoïques de la Belgique. *Livret-Guide de l'Excursion C 2. Congr. Géol. Int.*, 13e Sess. 79 p., 46 fig., 1 dépl. Voir aussi les *Comptes rendus* du Congrès, pp. 1766-1780.
- FOURMARIER, P. (1935) - Compte rendu de la Session extraordinaire de la Société belge de Géologie ... *Bull. Soc. belge Géol.*, 45, pp. 357-427.

- FOURMARIER, P. (1938) - Le contact du Gedinnien et du Cambrien dans la vallée du Ninglinspo (Nonceveux. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 61 p. B. 339-341.
- FOURMARIER, P. (1950 a) - (en collab. avec J. M. GRAULICH). Les relations du Dévonien et du Cambrien aux environs de Spa. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 73, p. B. 201-209.
- FOURMARIER, P. (1950 b) - Compte rendu de la Session extraordinaire de la Société Géologique de Belgique et de la Société belge de Géologie, tenue à Liège, Theux et Spa. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 73, (1949-1950), pp. 151-218.
- FOURMARIER, P. (1950 c) - Principes de Géologie. *Masson et Cie, Paris*, 3e édition (1949), 2 vol., 1523 p., 719 fig.
- FOURMARIER, P. (1951) - L'âge de la schistosité du Cambrien du massif de Stavelot. *Bull. Acad. roy. Belgique, Cl. des Sc.*, 5, 37, pp. 341-347.
- FOURMARIER, P. (1954) - Prologue d'une description géologique de la Belgique. *Mém. Soc. Géol. Belgique*, 826 p.; cf. pp. 11-17 et 607-744.
- FOURMARIER, P. (1958) - (en collab. avec B. ADERCA). Les failles de la Gileppe. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 81, (1957-1958), pp. B. 543-568, pl. I.
- FOURMARIER, P. (1960) - Convient-il de renoncer à la conception classique de la "fenêtre de Theux" comme élément structural du socle paléozoïque de la Belgique ? *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 83 (1959-1960), pp. 129-149.
- GAIBAR-PUERTAS, C. et HOGE, E. (1951) - Description et interprétation provisoire de quelques observations géomagnétiques et géologiques effectuées sur le massif de Serpont. *Bull. Soc. belge Géol.*, 60, pp. 374-397.
- GEUKENS, F. (1950) - Contribution à l'étude de la partie nord-ouest du massif cambrien de Stavelot. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 16, pp. 77-170, 20 fig., 1 carte.
- GEUKENS, F. (1955) - Sur la structure géologique des environs de la Gileppe et de la fenêtre de Foyr. *Bull. Soc. belge Géol.*, 64, pp. 446-454.
- GEUKENS, F. (1957) - Contribution à l'étude du massif Cambro-ordovicien de Stavelot en territoire allemand. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louv.*, 20, pp. 165-210, pl. VII.
- GEUKENS, F. (1959 a) - Le contact Gedinnien-Cambrien dans les environs de Quarreux (Amblève). *Bull. Soc. belge Géol.*, 68, pp. 447-452.
- GEUKENS, F. (1959 b) - Het pseudotektonisch Venster van Theux. *Meded. Konink. Vlaamse Acad. ...*, Kl. der Wetensch., 21, n° 7, pp. 3-8.
- GEUKENS, F. (1962 a) - Überblick über die tektonischen Beziehungen zwischen dem Massiv von Stavelot (Hohes Venn), dem Vesdre-Massiv und dem Massiv von Herve. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 3, 3, pp. 1145-1154, 4 fig.
- GEUKENS, F. (1962 b) - (en collab. avec D. RICHTER). Problèmes géologiques dans le massif de Serpont (Ardennes). *Bull. Soc. belge Géol.*, 70, pp. 196-212.
- GEUKENS, F. (1977) - La schistosité, cause de schisme. *Bull. Soc. belge Géol.*, 86, p. 35.
- GODWIN-AUSTEN, R. (1856) - On the Possible Extension of the Coal-Measures beneath the South-Eastern part of England. *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, 12, pp. 38-73.

- GOGUEL, J. (1965) - *Traité de Tectonique*. Masson éd., Paris, 2e éd. 457 p.
- GOSSELET, J. (1878-1879) - La Roche à Fépin. Contact du terrain silurien et du terrain dévonien sur les bords de la Meuse. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 6, pp. 66-73.
- GOSSELET, J. (1882-1883 a) - Réunion extraordinaire de la Société Géologique de France à Charleville et à Givet. *Bull. Soc. Géol. France*, 3, 11, pp. 625-730.
- GOSSELET, J. (1882-1883 b) - Note sur l'arkose d'Haybes et du Franc-Bois de Willerzie. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 10, pp. 194-205, pl. VIII.
- GOSSELET, J. (1888) - L'Ardenne. *Mém. Serv. Carte Géol. France*, 889 p., 244 fig., 11 dépl. h.-t., 1 carte au 1/320.000 h.-t., 26 pl. fotogr. (42 vues).
- GOSSELET, J. (1889) - Discours d'inauguration de la Session de Namur. *Bull. Soc. belge Géol.*, 3, p. M. 461-467.
- GRAULICH, J. M. (1949) - Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques des environs de Spa. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 72, p. M. 93-124.
- GRAULICH, J. M. (1951) - Sédimentologie des poudingues gedinniens au pourtour du massif de Stavelot. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 74, p. B. 163-185.
- GRAULICH, J. M. (1959) - L'allure du poudingue gedinnien dans la vallée du Ninglinspo. *Bull. Soc. belge Géol.*, 68, pp. 400-403.
- GRAULICH, J. M. (1960) - Observations sur la faille "Gileppe Sud". *Bull. Soc. belge Géol.*, 69, pp. 15-23.
- GRAULICH, J. M. (1961) - Le sondage de Wépion. *Mém. explic. cartes géol. et min. Belgique*, n° 2, 86 p., 8 pl., 1 dépl.
- GRAULICH, J. M. (1963 a) - Excursion du 15 juin 1963. Visite des sondages du Service Géologique de Belgique. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 86, n° 10, pp. B. 589-598.
- GRAULICH, J. M. (1963 b) - Les résultats du sondage de Soumagne. *Ann. Mines Belgique*, n° 2, 4 p.
- GRAULICH, J. M. (1962-1963) - Les sondages de Pépinster. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 86, pp. B. 165-178.
- GRAULICH, J. M. (1975) - Le sondage de Bolland. *Professional Paper*, 1975/9, Serv. Géol. Belgique, 38 p.
- GRAULICH, J. M. (1977) - Le sondage de Soumagne. *Professional Paper*, 1977/2, n° 139, Serv. Géol. Belgique, 55 p.
- GULINCK, M., HOGE, E., GEUKENS, F. (1952) - Résultats préliminaires des sondages de Bras (massif de Serpont). *Bull. Soc. belge Géol.*, 61, pp. 236-245; voir aussi pp. 292-306.
- HUGON, H. et LE CORRE, Cl. (1979) - Mise en évidence d'une déformation hercynienne en régime cisailant progressif dans le Massif cambrien de Rocroi (Ardennes). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 289, D, pp. 615-618.
- KAISIN, F. (1935 a) - Le style tectonique et la genèse mécanique de l'Ardenne. *Bull. Soc. belge Géol.*, 45, pp. 191-205.
- KAISIN, F. (1935 b) - Compte rendu de la Session extraordinaire de la Société belge de Géologie et de la Société Géologique de Belgique tenue à Couvin, Rocroi, Fumay et dans la vallée de la Meuse entre Fumay et Dinant. *Bull. Soc. belge Géol.*, 45, pp. 357-427.

- KLEIN, Cl. (1957 a) - Tectonique de couverture et discordance tectonisée en Armorique. *Bull. Assoc. Géogr. français*, n^{os} 263-264, pp. 29-39, 4 fig.
- KLEIN, Cl. (1957 b) - Quelques caractères originaux du socle armoricain. *Norvès*, 4, n^o 15, pp. 305-332, 5 fig.
- KLEIN, Cl. (1968) - (en collab. avec J. TRICHET). Sur les blaviérites normandes et mancelles. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 267, D, p. 2268-2271.
- KLEIN, Cl. (1969) - Le style armoricain : "l'armoricanotype". *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 268, D, pp. 255-258.
- KLEIN, Cl. (1975) - Massif armoricain et Bassin parisien. Contribution à l'étude géologique et géomorphologique d'un massif ancien et de ses enveloppes sédimentaires ... *Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Bretagne Occidentale* (1973), Ed. Ophrys, Gap, 882 p., 135 fig. 6 tabl. h.-t., 10 cartes h.-t. (14 feuilles), 32 planches photogr.
- KLEIN, Cl. (1976 a) - Discordances tectonisées et phénomènes connexes en Ardenne. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 282, D, pp. 153-156.
- KLEIN, Cl. (1976 b) - Réactivation tectonique et tectonique de revêtement en Haute-Ardenne. *Ibid.*, 282, D, pp. 421-424.
- KLEIN, Cl. (1977 a) - La limite méridionale de la fenêtre de Theux (Ardenne belge). *Ibid.*, 284, D, pp. 425-428.
- KLEIN, Cl. (1977 b) - L'intérêt tectogénétique de la fenêtre de Theux (Ardenne belge). *Ibid.*, 284, D, pp. 1155-1158.
- KLEIN, Cl. (1977 c) - L'ardennotype. *Ibid.*, 284, D, pp. 1263-1266.
- KLEIN, Cl. (1977 d) - Tectogenèse armoricaine et tectogenèse ardennaise. La notion de socle mou. *Bull. Soc. belge Géol.*, 86, pp. 151-182, 7 fig., 9 planches photographiques.
- KLEIN, Cl. (1978 a) - Au sujet du charriage du Condroz (Belgique). *C. R. Acad. Sc.*, Paris, 286, D, pp. 395-398.
- KLEIN, Cl. (1978 b) - Les relations de la faille du Midi et de la faille eifélienne avec l'anticlinal du Condroz (Belgique). *Ibid.*, 286, D, pp. 451-454.
- LAGOTALA, H. (1922) - Quelques impressions au sujet de la tectonique de l'Ardenne. *C. R. 13e Congr. Géol. Int.*, t. 3, pp. 1775-1777.
- LASAULX A. von (1884) - Ueber einzelne Beispiele der mechanischen Metamorphose von Eruptivgesteinen. *Verh. naturhist. Ver. Rheinld. Westf.*, 41, Sitzgsb., pp. 158-161.
- MATTAUER, M. (1973) - Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. Hermann éd., Paris, *Coll. Méthodes*, 493 p.
- MOURLON, M. (1876) - Sur les dépôts dévoniens rapportés par Dumont à l'étage quartzo-schisteux inférieur de son système eifélien. *Bull. Acad. Roy. Belgique*, 2, 41, n^o 2, 24 p., cf. pp. 15-17 et fig. 3. Voir aussi, du même auteur, *Géologie de la Belgique*, 1880, t. 1, pp. 51-53 et fig. 6.
- POINCARÉ, H. (1902) - La science et l'hypothèse. E. Flammarion éd., Paris, *Coll. Bibl. philo. scient.*, 284 p.
- RENARD, E. (1927) - Le massif devillien de Falize-Ligneuville. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 50, pp. 11-116.

- RENIER, A. (1925) - Compte rendu de la Session extraordinaire de la Société belge de Géologie ..., tenue à Eupen. *Bull. Soc. belge Géol.*, 35, pp. 174-249.
- RENIER, A. (1928) - La nature des mouvements calédoniens dans les régions franco-belges. *Bull. Soc. Géol. France*, 4, 28, pp. 505-508.
- RICHTER, D. (1961) - Zur Baugeschichte der Ardennen. I - Kaledonische Strukturen und ihre variscische Überprägung in der Antiklinalzone der Hochardennen. *Geol. Rdsch.*, 51, pp. 574-600; cf. aussi pp. 698-699.
- RICHTER, D. (1962) - (en collab. avec F. GEUKENS). Problèmes géologiques dans le massif de Serpont (Ardennes). *Bull. Soc. belge Géol.*, 70, pp. 196-212.
- RICHTER, D. (1975) - Aachen und Umgebung. Nordeifel und Nordardennen mit Vorland. Gebr. Borntraeger, Stuttgart, *Samm. Geol. Führer*, n° 48, 2e éd., 208 p., Voir aussi : Geologische Karte der nördlichen Eifel 1 : 100 000, 1ère éd. par Wo. SCHMIDT und E. SCHRÖDER, Krefeld, 1962; 2e éd., par G. KNAPP, Krefeld, 1978.
- RUTOT, A. (1889) - Compte rendu des excursions de la Session extraordinaire de la Société de Géologie à Namur. *Bull. Soc. belge Géol.*, 3, pp. M. 468-482.
- THOME, K. N. (1955) - Die tektonische Prägung des Vennsattels und seiner Umgebung. *Geol. Rdsch.*, 44, pp. 266-305.
- WATERLOT, G. (1937) - Sur la stratigraphie et la tectonique du massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. Carte géol. France*, n° 195, t. 39, 54 p., (77-131).
- WATERLOT, G. (1945) - L'évolution de l'Ardenne au cours des diverses phases des plissements calédoniens et hercyniens. *Bull. Soc. Géol. France*, 5, 15, pp. 3-44.
- WATERLOT, G. (1973) - (en collab. avec A. BEUGNIES et autres). Ardenne. Masson et Cie éd., Paris, *Coll. "Guides géol. régionaux"*, 1ère partie, 121 p.
- WATERLOT, G. (1974) - Le Paléozoïque du Nord de la France et de la Belgique (Ardenne et Boulonnais). Dans "*Géologie de la France*", sous la direction de J. DEBELMAS, Doin éd., Paris, t. 1, pp. 42-62.

CIMENTS D'OBOURG

S.A.

Ciments Portland: P 30
P 40
P 50

Ciments de haut fourneau: HL 30
HK 40

Service commercial:

Boulevard du Régent, 46 - 1000 Bruxelles



LE SPECIALISTE

**EN SONDAGES - FONÇAGES DE PUIITS - CONGELATION DES
SOLS - CREUSEMENT TUNNELS - INJECTION D'ETANCHEMENT
ET CONSOLIDATION - MURS EMBOUES ET ANCRAGES.**

Place des Barricades 13 - B - 1000 BRUXELLES

Téléphone: 218 53 06 - Telex: FORAKY Bru. 24802

un tome annuel en fascicules trimestriels een jaarlijkse volume in vier delen

Série complète à partir du tome LXII (1953) jusqu'au tome 84 (1975) soit 23 tomes, plus Tables LI (1942) à LXXI (1962) 15.000 FB

Mémoires

pièce : 300 FB *Verhandelingen*

stuk : 300 FB

paraissant occasionnellement (hors échange) verschijnen onregelmatig (buiten ruil)

in-4°

1. BOMMER, Ch., 1903. Les causes d'erreur dans l'étude des empreintes végétales (31 p., 10pl.).
2. PRINZ, W., 1908. Les cristallisations des grottes de Belgique. (90 p., 143 fig.).
3. SALEE, A., 1910. Contribution à l'étude des polypiers du Calcaire Carbonifère de la Belgique. Le genre *Caninia*. (62 p., 9 pl.).
4. STÜBEL, A., 1911. Sur la diversité génétique des montagnes éruptives. (70 p., 53 fig.).
5. ROBERT, M., 1931 épuisé (voir série suivante n° 2).

in-4°, 2e série : Nouveaux Mémoires

1. CAMERMAN, C., et ROLLAND, P., 1944. La pierre de Tournai. (125 p., 4 dépliant, 5 pl.).
2. ROBERT, M., 1949. Carte géologique du Katanga méridional, avec notice topographique de J. VAN DER STRAETEN et notice géologique de M. Robert. (32 p., 1 carte polychrome au 1/1.000.000e).
3. LEPERSONNE, J., et WERY, A., 1949. L'oeuvre africaine de Raymond De Dycker. (131 p., 1 dépliant).
4. STEVENS, Ch., 1952. Une carte géomorphologique de la Basse- et de la Moyenne-Belgique. (24 p., 8 fig., 1 carte polychrome).
5. DELCOURT, A., et SPRUMONT, G., 1955. Les spores et grains de pollen du Wealdien du Hainaut. (73 p., 4 pl., 14 fig.).

in-8°

1. DELECOURT, J., 1946. Géochimie des bassins clos, des océans et des gîtes salifères. Mers et lacs contemporains. (177 p., 3 fig.).
2. LOMBARD, A., 1951. Un profil à travers les Alpes, de Bâle à Chiasso. (50 p., 16 fig. 2 dépliant). épuisé
3. ROBERT, M., 1951. Les cadres de la géologie du Katanga. (45 p., 1 fig., 1 dépliant)
4. CAHEN, L., et LEPERSONNE, J., 1952. Equivalence entre le système du Kalahari du Congo belge et les Kalahari Beds d'Afrique australe. (64 p., 8 fig.). (épuisé)
5. MARLIERE, R., 1958. Ostracodes du Montien de Mons et résultats de leur étude (53 p., 6 pl., 3 fig.).
6. Symposium sur la stratigraphie du Néogène nordique. Gand, 1961. (248 p., 13 pl.) 500 FB
7. BORDET, P., MARINELLI, G., MITTEMPERGHER, M. et TAZIEFF, H., 1963. Contribution à l'étude volcanologique du Katmaï et de la Vallée des Dix Mille Fumées (Alaska). (114 p., 22 pl.). 500 FB
8. van BEMMELLEN, R.W., 1964. Phénomènes géodynamiques. I : A l'échelle du Globe (géonomie). II : A l'échelle de l'écorce terrestre (géotectonique). III : A l'échelle de l'orogénèse alpine (tectonique). (127 p., 38 fig.). 500 FB
9. MAMET, B., MIKHAILOFF, N. et MORTELMANS, G., 1970. La stratigraphie du Tournaisien et du Viséen inférieur de Landelies. Comparaison avec les coupes du Tournaisien et du Bord Nord du Synclinal de Namur. (81 p., 6 fig.). 300 FB

Publications

Publikaties

Bulletins :

Bulletins :

- | | | | |
|---|-----------|--------------------------------------|-----------|
| - par tome : abonnement annuel | 1.000 FB. | - per volume : jaarl. abt. | 1.000 FB. |
| - par fascicule | 400 FB. | - per deel | 400 FB. |
| - par tiré-à-part . . . (suivant article) | | - per overdruk . . (volgens artikel) | |

Mémoires : in-8° ou in-4°, paraissent occasionnellement (liste au verso).

Verhandelingen : in-8° of in-4°, verschijnen occasioneel (lijst op keerzijde).

Publications hors-série : patronnées par la Société.

Buitengewone Publikaties : gepatronneerd door de Vereniging.

LANCASTER, A., 1888. La pluie en Belgique - Premier fascicule (seul paru). 224 p. et une carte au 1/400.000 de la répartition annuelle des pluies 300 FB

La Géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe. 1947 (Session extraordinaire des Sociétés belge de Géologie, en septembre 1946). 495 p., 97 fig., 12 pl., 2 tabl. 800 FB

BOUCKAERT, J., 1961. Les Goniatites du Carbonifère belge (Documents pour l'Etude de la Paléontologie du Terrain Houiller). 10 p., 29 pl. 300 FB

BEUGNIES, A., 1968. Livret guide des excursions dans le Massif Cambrien de Rocroi, de Fépin à Bogny suivant la vallée de la Meuse. 38 p., 1 pl. 50 FB

MARLIÈRE, R., 1969. Introduction à quelques excursions géologiques dans le Bassin de Mons. 10 p., 1 pl. 50 FB

Tables générales de matières :

Inhoudstafels :

| | | | |
|---|-------|---|-------|
| Tome I (1887) à XX (1906) | 300 F | Volume I (1887) tot XX (1906) | 300 F |
| Tome XXI (1907) à L (1940-1941) | 300 F | Volume XXI (1907) tot L (1940-1941) | 300 F |
| Tome LI (1942) à LXXI (1962) | 500 F | Volume LI (1942) tot LXXI (1962) | 500 F |

Les commandes doivent être adressées au Secrétariat. Le paiement anticipatif est obligatoire et se fera par versement ou virement au C.C.P. 000-0145219-10 de la Société belge de Géologie, B-1040. Bruxelles. Une remise de 25% est accordée aux libraires et aux membres.

De bestellingen worden aan het Secretariaat gericht. Verplichtend voorafgaandelijk te betalen door storting of overschrijving op P.C.R. 000-014219-10 van de Belgische Vereniging voor Geologie, B-1040. Brussel. Boekhandels en leden genieten 25% afslag.