

## Problèmes géologiques dans le massif de Serpont (Ardennes),

par FERNAND GEUKENS et DIETER RICHTER (1).

**RÉSUMÉ.** — *L'importance du plissement calédonien est mise en évidence par la description de la partie nord-ouest du massif de Serpont. En cet endroit le Gedinien est plissé et faillé, en même temps que le Cambro-Ordovicien. L'intensité des plis est très différente. En redressant le Gedinien dans sa position primitive, on constate que l'intensité des deux plissements est plus ou moins équivalente. Les deux phases tectoniques sont caractérisées par une déformation suivant des plans à direction parallèle.*

**ZUSAMMENFASSUNG.** — *Die geologischen Verhältnisse im kaledonisch gefalteten und variscisch überprägten Massiv von Serpont sind im Bahneinschnitt zwischen Serpont und Hatrival und bei « A la Barrière » gut erschlossen. Das auflagernde Gedinne ist hier mit den kambro-ordovicischen Schichten (Revin sowie Salm) des prävariscischen Untergrundes verfalltet und verschuppt. Das kaledonische Unterstockwerk zeigt einem vom devonischen Oberstockwerk deutlich verschiedenen, sehr viel engeren Faltenbau, der diskordant vom weitgespannt gefalteten Transgressionskonglomerat des Gedinnes abgeschnitten wird. Durch Ausglättung der Gedinnefalten und konstruktive Rückformung der durch die variscische Schieferung bedingten Deformation erhält man den ursprünglichen kaledonischen Faltenbau. Die kaledonische und variscische Tektogenese waren nicht nur ungefähr gleich stark, sondern wirkten im Massiv von Serpont auch etwa unter dem gleichen Beanspruchungsplan.*

Résumé — Zusammenfassung . . . . .	196
A. — Introduction . . . . .	197
B. — Description géologique de quelques affleurements importants du massif de Serpont :	
1. Affleurements le long de la ligne du chemin de fer . . . . .	198
2. La structure tectonique . . . . .	202
3. Affleurement aux environs de « A la Barrière » . . . . .	207
C. — Résultats et conclusions . . . . .	208

(1) Adresse des auteurs :

Prof. Dr F. GEUKENS, Institut géologique, Université de Louvain, 6, rue Saint-Michel, Louvain.

Priv.-Doz. Dr D. RICHTER, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Frankfurt, Senckenberganlage, 32, und Forschungsstelle für regionale und angewandte Geologie der T. H. Aachen, Templergraben, 55, Aachen.

## A. — INTRODUCTION.

La zone anticlinale séparant le bassin de Dinant au Nord, du synclinorium de l'Eifel au Sud, est formée de l'Éodévonien dans lequel s'élèvent trois massifs plus anciens, constitués de formations qui ont subi la déformation calédonienne. Entre le massif de Stavelot au Nord-Est et le massif de Rocroi à l'Ouest, s'élève le petit massif de Serpont, dont la partie occidentale nous intéresse plus particulièrement.

L'extension du Cambrien dans le massif de Serpont est beaucoup plus réduite que ne l'indique la carte officielle (fig. 1). Cette observation fut déjà signalée dans la publication de GAIBAR-PUERTAS (1952). En effet, la crête morphologique qui forme la partie médiane du massif de Serpont est constituée en réalité de couches inférieures du Gedinnien, en contact par discordance de stratification avec le Cambrien. Au contact il existe un poudingue de base dont l'épaisseur est assez variable. L'extension de cette partie médiane montre que le Dévonien y possède une allure subhorizontale. Un synclinal transversal à direction Nord-Sud coupe le massif cambrien en deux parties. Le tracé de la bordure orientale est peu précis à cause du manque d'affleurements et de l'importance de colluvions. La partie septentrionale, et principalement la partie nord-ouest, est affectée davantage de plis; il y existe des ondulations plus accentuées et faillées. Toutefois, les grands charriages, mentionnés par GAIBAR-PUERTAS, n'ont pas été retrouvés.

En ce qui concerne l'échelle stratigraphique du Cambrien on constate l'existence d'un anticlinal *Rv4* dans la partie nord-ouest du massif, tandis que le *Rv5* en forme la majorité. Les schistes à ottrélite qu'on trouve surtout dans la partie méridionale et dans la partie est du massif, appartiennent probablement au niveau phylladeux de la partie supérieure du *Rv5*.

Dans la partie supérieure du *Rv5* nous avons trouvé dans les travaux de mise en place d'un câble téléphonique, quelques niveaux quartzitiques. A partir de la maison la plus méridionale à l'Est de la route du village de Serpont, située à une trentaine de mètres au Nord du ruisseau, nous avons observé la présence de formations gréseuses rubanées, à teinte gris verdâtre, alternant avec des schistes gréseux gris-vert. Ces roches à aspect tout à fait différent du *Rv5* et ressemblant fort au Salmien du massif de Stavelot (Ordovicien), ont été considérées comme l'équivalent de cet étage.

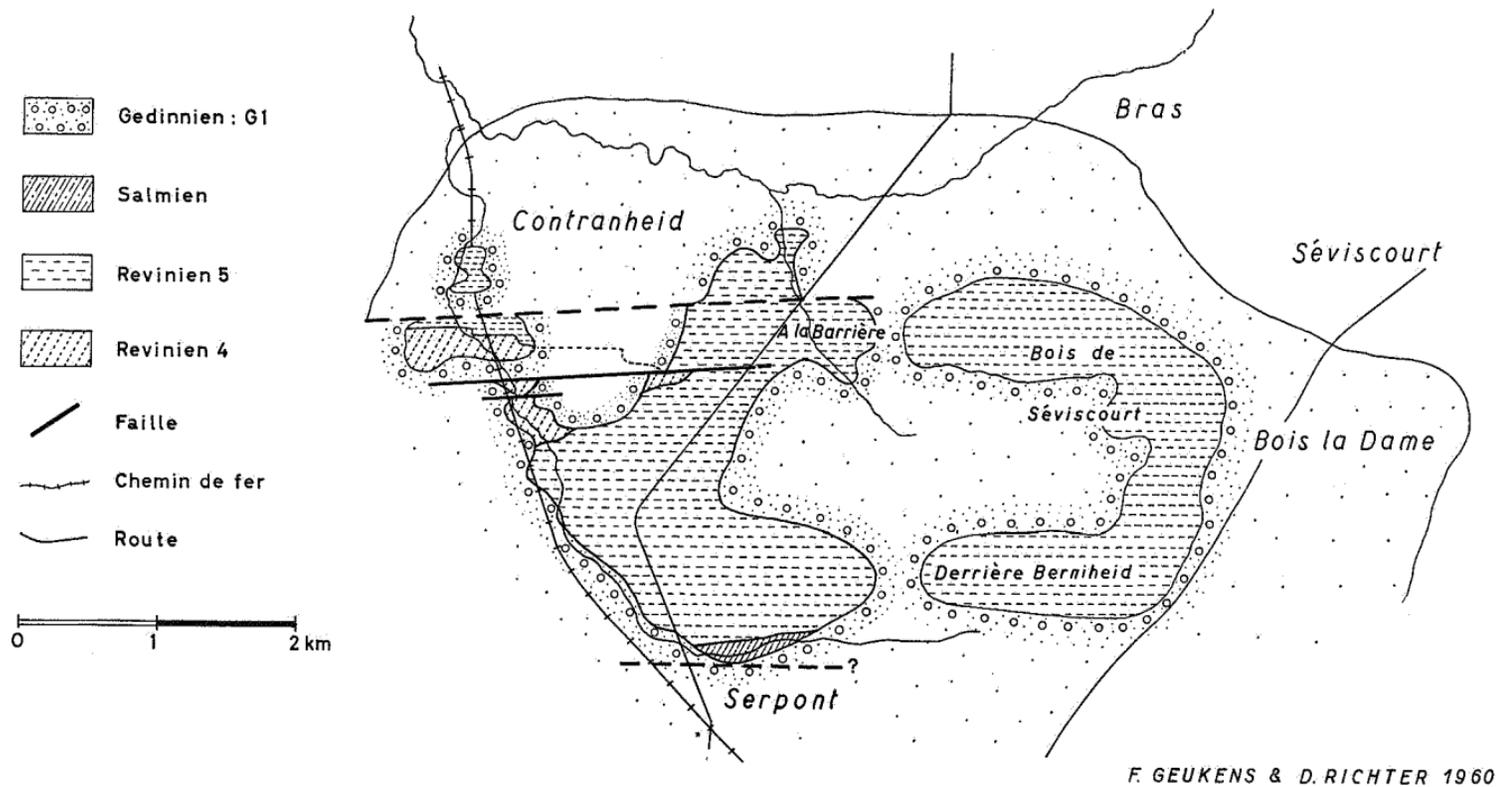


FIG. 1. — Carte géologique du massif de Serpont.

Ce faciès a été suivi jusqu'au ruisseau où il disparaît sous les alluvions. Immédiatement au Sud viennent des roches arkosiques à grains grossiers et des quartzites traversés par des veines de quartz. Ces roches formeraient la base du Gedinnien. Nous ne pouvons l'affirmer d'une façon péremptoire, n'ayant pas d'indications précises. Étant donné que vers le Nord-Est la base du Gedinnien est formée par un poudingue assez grossier, il n'est pas exclu que le contact Gedinnien-Salmien se fait par faille immédiatement au Sud de Serpont.

La tectonique complexe de la partie nord-ouest est probablement en rapport avec la présence d'un anticlinal dans le *Rv4*, qui a constitué une zone plus résistante lors du plissement hercynien.

Il est curieux de constater que l'anomalie magnétique coïncide avec l'axe d'un anticlinal aux environs d'une zone tectonisée.

## **B. — DESCRIPTION GÉOLOGIQUE DE QUELQUES AFFLEUREMENTS IMPORTANTS DU MASSIF DE SERPONT.**

### **1. Affleurements le long de la ligne du chemin de fer.**

Les affleurements étant très rares autour du massif de Serpont nous sommes obligés de nous limiter à ceux de la ligne du chemin de fer entre les bornes 145 et 147 pour se faire une idée de l'allure générale du massif et du caractère de la bordure occidentale. Le Gedinnien aux environs de Serpont est formé de grauwacke en bancs de 50 à 70 cm, alternant avec des schistes gréseux de 10 à 20 cm. Les couches inclinent vers le Sud et les parties les moins gréseuses montrent une faible schistosité. Les couches ne sont que faiblement inclinées. Le fait qu'il n'y ait pas de plis bien dessinés, ni de schistosité bien marquée, nous permet de conclure que la déformation tectonique n'a pas été intense.

Plus au Nord, sur une distance d'à peu près 2 km, on ne trouve que des débris de roches dans les talus. Ces indications suffisent pour tracer la limite Gedinnien-Revinién. En effet, un peu plus au Nord, entre les bornes 147 et 146, affleure le *Rv4*; celui-ci y est formé de phyllades foncés à gris argenté, alternant avec des bancs de quartzite de 20 à 30 cm. Ces quartzites sont rubanés et montrent des bandes à teinte claire et gris foncé de 2 à 3 cm d'épaisseur.

Les quartzites permettent de mesurer l'inclinaison ( $50^{\circ}$ - $70^{\circ}$  S) et la direction (N  $80^{\circ}$ - $75^{\circ}$  W). Le feuilletage très net des schistes phylladeux indique que celui-ci n'est pas dû à la sédimentation, mais qu'il est en rapport avec la schistosité. Il s'agit d'une schistosité parallèle à la stratification. Ce parallélisme est indiqué entre autres par le fait que plusieurs bancs de quartzite montrent un boudinage net.

Sur les plans ss, parallèles aux plans sf (voir plus loin), on reconnaît un chiffonnage net dont l'axe des plis possède une direction générale de  $120^{\circ}$  et une inclinaison de  $60^{\circ}$  SE.

Les couches cambriennes inclinent régulièrement vers le Sud. Le *Rv4*, qui affleure sur une distance de 35 m, est visible des deux côtés du chemin de fer. Plus au Nord, en contact par faille, affleure un synclinal gedinnien. Le contact anormal possède une direction Ouest-Est et une inclinaison  $75^{\circ}$  S <sup>(1)</sup>.

Cette faille, dont le passage est presque invisible, ne montre aucune trace de mylonitisation; elle met en contact le *Rv4* avec le Gedinnien formé de schistes phylladeux montrant une schistosité bien marquée, des schistes arkosiques, alternant avec des arkoses grossières. Le synclinal est peu important. Alors que près de la faille les couches sont presque verticales (D = N  $86^{\circ}$  E, I =  $86^{\circ}$  S), elles se replient plus au Sud (D = N  $85^{\circ}$  E, I =  $60^{\circ}$  N); 3,5 m plus au Nord, la direction devient N  $70^{\circ}$  W et l'inclinaison  $40^{\circ}$  S. Plus loin encore vers le Nord, cette inclinaison reste constante, de sorte que le synclinal est non seulement déversé, mais son asymétrie est l'indice de la présence d'une faille au Sud du synclinal.

En poursuivant le profil on constate que les couches se relèvent plus au Nord. Seize mètres au Nord de la faille, on observe une nouvelle dislocation (D = N  $85^{\circ}$  W, I =  $45^{\circ}$  S), dont l'importance ne peut être estimée; ni la direction, ni le facies des couches n'ont changé des deux côtés de la faille <sup>(2)</sup>. Les formations gedinniennes montrent une schistosité à inclinaison Sud ( $60^{\circ}$  à  $50^{\circ}$ ). Les plans ss coupent le plan sf suivant des lignes d'intersection :  $\delta$  : D = N  $65^{\circ}$ - $70^{\circ}$  E, I =  $25^{\circ}$  SW. Dix-sept mètres plus au Nord on atteint la base du Gedinnien reposant sur le *Rv4*. L'angle de discordance paraît très faible, au

(1) P. FOURMARIER, 1922.

(2) Les plans de stratification sont indiqués par ss, la schistosité par sf, l'axe des petits plis par B, les axes des plis dans la projection par  $\beta$  et les lignes d'intersection des plans de schistosité et de stratification par  $\delta$  (D. RICHTER, 1961);  $\beta$  étant la ligne d'intersection entre deux ou plusieurs plans ss, se confond en général avec B.

maximum  $15^{\circ}$ . Il est important de noter que les couches de base ne sont pas formées de gros éléments, mais se présentent sous forme d'arkose schisteuse, renfermant au maximum 1 m d'éléments plus grossiers. Ce n'est que 2 à 3 m plus haut de

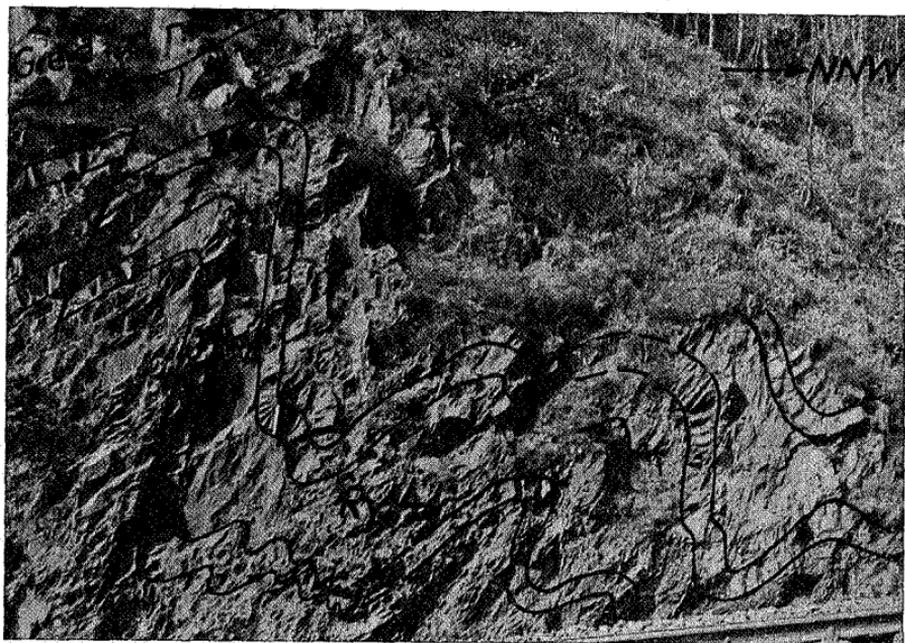


FIG. 2. — Allure des plis dans le Revinien, près de la borne 146.

la base qu'on retrouve le poudingue à gros éléments. Sous la surface de transgression on observe une structure très plissotée dans les formations cambriennes. Cette structure commence par un pli anticlinal très aigu, d'environ 2 m. Les couches quartzitiques n'ont qu'une épaisseur de 15 cm. Cet anticlinal est déversé vers le Nord (ss du flanc sud :  $D=N 80^{\circ} E, I=40^{\circ} S$ ; sur le flanc nord :  $D=N 64^{\circ} E, I=75^{\circ} S$ ). Il est suivi d'un synclinal de 1,5 m suivi d'un deuxième anticlinal et d'un deuxième synclinal. Plus loin se développe un plissement spécial : la dimension des plis ne dépasse pas 10 cm. Le synclinal d'environ 2 m, qui suit plus au Nord, se présente sous forme d'un pli régulier, dont la partie centrale est fortement plissotée (fig. 2). Ce synclinal est suivi d'un petit anticlinal aigu d'environ 1,5 m et d'un synclinal à la même échelle.

Cette structure plissée continue dans la partie supérieure du talus, où l'on observe un ennoyage d'axe de  $15^{\circ}$  à  $20^{\circ} W$

(D = WE). Cet ennoyage existe également dans les plis décrits plus haut. Le profil est coupé plus au Nord par la vallée d'un ruisseau. Les affleurements qui suivent se trouvent 250 m plus au Nord, là où le Gedinnien forme les deux versants de la ligne du chemin de fer. Cet étage y est constitué d'arkose grossière de 70 à 150 cm d'épaisseur, alternant avec des schistes gréseux de 50 à 100 cm d'épaisseur. L'allure des couches est très régu-

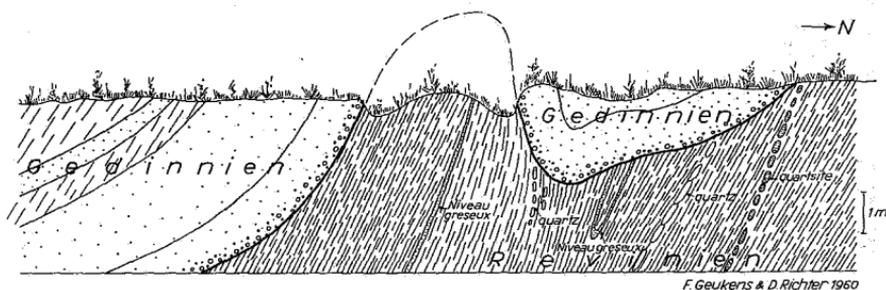


FIG. 3. — Contact Gedinnien-Revinnien près de Contranheid.

lière (ss : D = EW à N 80° W, I = 25° à 28° S). Les intercalations schisto-gréseuses montrent une schistosité (sf : D = 80° W, I = 65° S) qui se prolonge dans des bancs gréseux comme diaclases verticales.

Près de la courbe de la ligne du chemin de fer on atteint la base du Gedinnien, formée d'environ 4 m d'arkose conglomératique, qui repose sur le Cambrien. Près du contact l'arkose devient plus grossière. Les éléments prédominants du poudingue sont formés de quartz laiteux et même de schiste gréseux du Revinnien.

La surface de discordance à direction N 85° W et à inclinaison 55° S s'abaisse et l'inclinaison diminue jusqu'à 35° S.

Les couches de base du Gedinnien dessinent un synclinal (fig. 3) asymétrique, déversé vers le Nord, d'environ 4,5 à 5 m et visible dans la partie supérieure du talus occidental. A cause de l'ennoyage de plus ou moins 20° vers l'Ouest on ne retrouve plus trace de ce synclinal dans le versant opposé.

Sous le Gedinnien on observe un complexe phylladeux du *Rv5* montrant un clivage frappant. En effet, la stratification est indiquée par de minces lentilles quartzitiques ou des bandes rubanées (fig. 3). La schistosité sous le synclinal gedinnien présente une allure très nette en éventail. Parallèlement aux

plans sf du Revinien on trouve localement des veines de quartz de 2 à 10 cm d'épaisseur, qui ont été fortement déformées par le boudinage. Celui-ci indique un étirement lors du développement de la schistosité. L'âge de ces veines de quartz est problématique pour autant qu'elles aient été boudinées pendant le développement de la schistosité hercynienne; elles sont par conséquent plus anciennes que ce phénomène.

Ces veines de quartz renferment en plusieurs endroits des fragments de schistes montrant une schistosité d'âge calédonien parallèle à la schistosité des phyllades environnants, ce qui indique que la schistosité hercynienne est parallèle à celle d'âge calédonien.

Le style tectonique du Revinien est tout à fait différent de celui du Gedinnien. Dans le premier cas il s'agit de plis isoclinaux dont les plans axiaux sont parallèles aux plans sf (fig. 3).

Dans le versant sud on observe près du poteau électrique un synclinal dont le flanc sud a une inclinaison de  $65^{\circ}$  S, et le flanc nord de  $51^{\circ}$  S. L'axe du pli s'ennoie vers l'Ouest ( $\beta$  : D = N  $70^{\circ}$  W, I =  $15^{\circ}$  à  $20^{\circ}$  W). On constate pourtant, en général, que les plans ss sont parallèles aux plans sf.

## 2. La structure tectonique.

Afin de se faire une idée générale de la structure, on peut étudier les relations géométriques entre les plans ss et les plans sf. A cet effet nous avons représenté dans une projection (projection dans l'hémisphère méridional) les données géométriques observées sur le terrain, aussi bien les plans de stratification ss que la schistosité sf et les axes des petits plis B.

Dans le diagramme 1 (fig. 4 a) figurant les observations du synclinal gedinnien à l'intérieur du Revinien, au Sud de Contranheid, on constate que les pôles des plans ss se réunissent en un cercle dont le centre  $\pi$  (D = N  $85^{\circ}$  E, I =  $18^{\circ}$  W) correspond à l'axe du synclinal.

Les plans sf se groupent nettement dans le diagramme et marquent un déversement vers le Sud des plis hercyniens.

Le diagramme 2 (fig. 4 b) représente la structure et la schistosité observées dans le Revinien, immédiatement au Nord du Gedinnien décrit plus haut. Les pôles des plans ss se groupent sur un cercle  $\pi$ , dont le centre (D = N  $70^{\circ}$  E, I =  $14^{\circ}$  W) coïncide avec l'ennoyage d'axe mesuré sur le terrain. Les plis

du Revinien montrent comme le Gedinnien un ennoyage vers l'Ouest; la schistosité se localise au même endroit que pour le Dévonien.

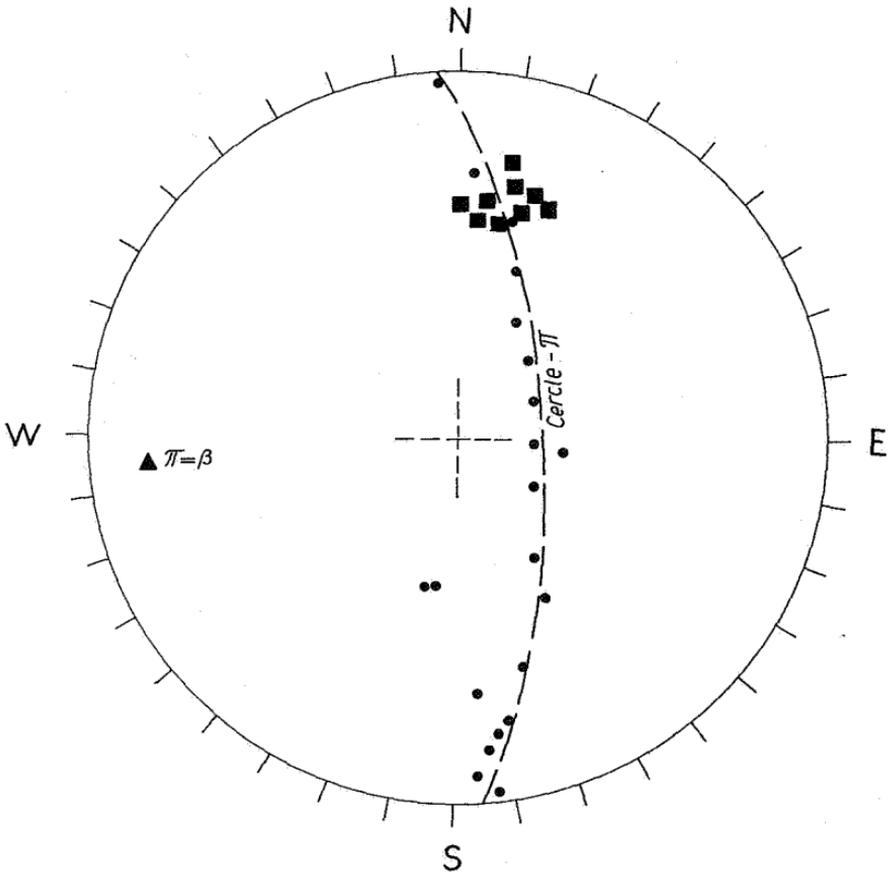


FIG. 4a. — Diagramme ss, sf du synclinal Gedinnien au Sud de la borne 146.

● = Pôle ss; ■ = Pôle sf.

Le diagramme 3 (fig. 5 a) figure l'allure du Gedinnien près de Contranheid. Les pôles des ss sont situés sur un cercle  $\pi$ , dont le centre ( $D = N 95^{\circ} E$ ,  $I = 13^{\circ} W$ ) correspond à l'ennoyage d'axe mesuré dans le diagramme 1. La schistosité n'y est pas changée.

Dans le diagramme 4 (fig. 5 b), représentant l'allure plissée du Cambrien dans la région de Contranheid, on observe une concentration des pôles de surfaces dans la partie septentrionale, montrant ainsi l'existence de plis déversés et même isoclinaux.

Néanmoins, les pôles des surfaces ss se trouvent sur un cercle. Le pôle  $\pi$  de ce cercle ( $D = N 80^{\circ} W$ ,  $I = 14^{\circ} W$ ) coïncide avec l'ennoyage d'axe mesuré sur le terrain. La concentration

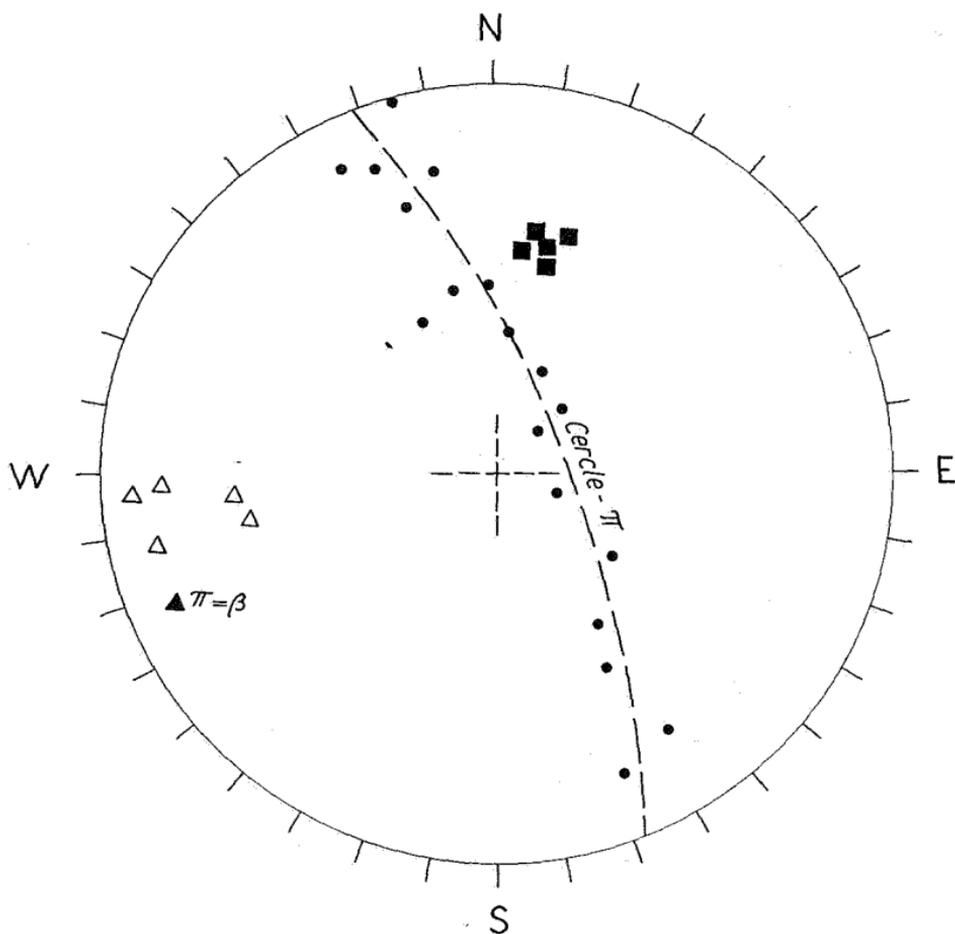


FIG. 4b. — Diagramme ss, sf B du Revinien près de Contranheid.

● = Pôle ss; ■ = Pôle sf; ▲ = axe B.

des pôles de schistosité se trouve localisée au même endroit dans les diagrammes 1, 2 et 3. On constate ainsi que la schistosité calédonienne est identique à celle observée dans le Gedinnien.

Dans le diagramme synoptique des  $\beta$  (fig. 6) nous avons représenté les surfaces ss mesurées dans la section entre Serpont et Contranheid, afin de pouvoir placer le point  $\beta$ . On reconnaît une concentration bien prononcée des points dans un maximum ( $D = EW$  à  $N 80^{\circ} W$ ,  $I = 7^{\circ}-13^{\circ} W$ ). Il existe ainsi dans la

partie ouest du massif de Serpont un axe commun à direction Est-Ouest et inclinaison Ouest, autour duquel les plans ss ont été déformés.

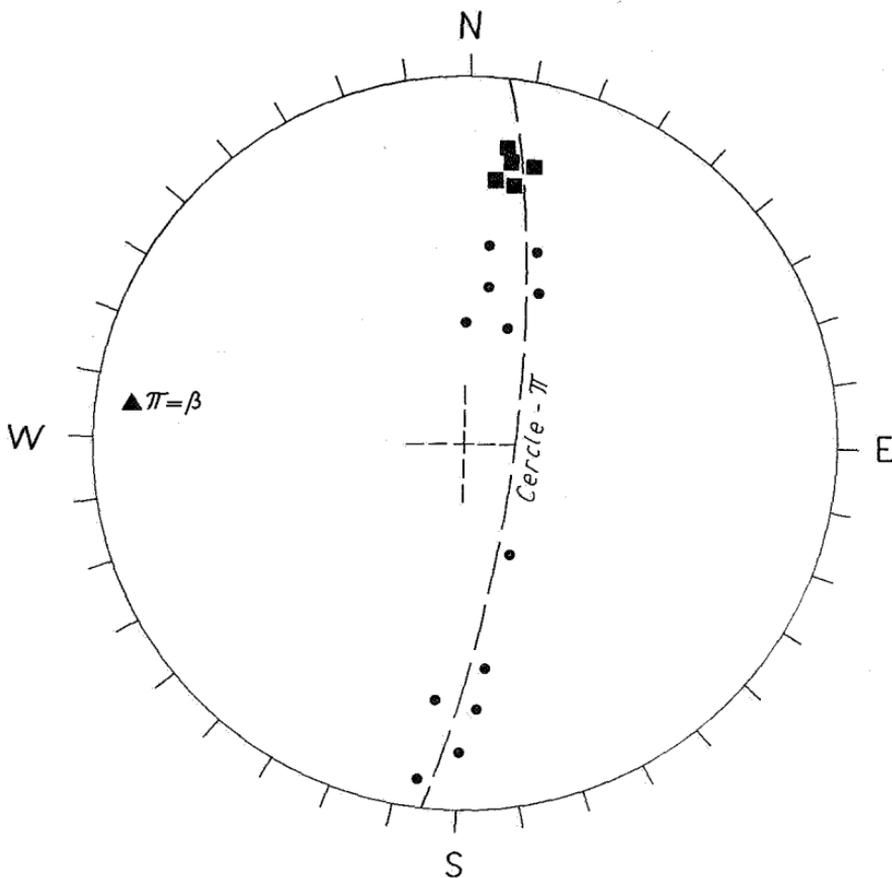


FIG. 5a. — Diagramme ss, sf du Gedinnien près de Contranheid.

● = Pôle ss; ■ = Pôle sf.

Ceci correspond aux valeurs des axes  $\beta$ , mesurées dans les petits plis du Gedinnien, plis qui s'annoient également vers l'Ouest.

Étant donné que le *Rv5* affleure à l'Est du *Rv4*, nous devons admettre un ennoyage calédonien vers l'Est. La déformation hercynienne doit être caractérisée par un ennoyage plus prononcé, qui a modifié la direction de celui-ci, près de la bordure occidentale.

## 3. Affleurement aux environs de « A la Barrière ».

L'affleurement le long du ruisseau des Anomalies, à plus ou moins 400 m de la localité « A la Barrière », aux environs des anomalies magnétiques <sup>(1)</sup>, mérite d'être étudié plus en détail. On y observe une discordance entre le Gedinnien et le *Rv5*.

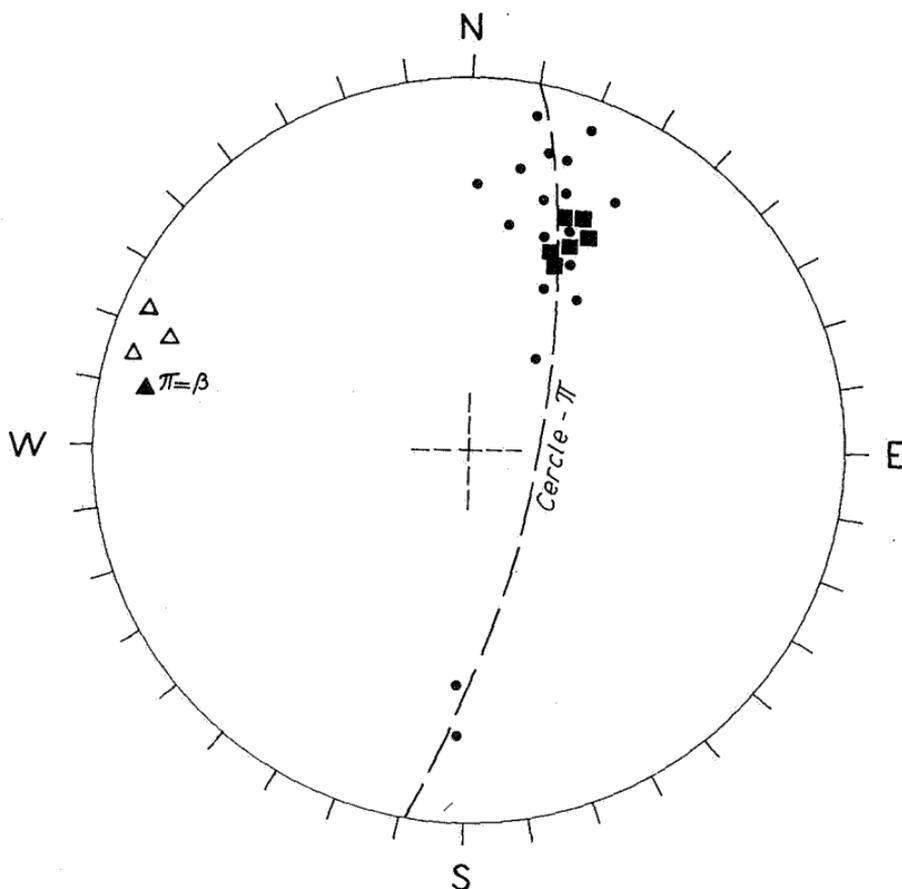


FIG. 5b. — Diagramme ss, sf, B du Revinien sous le synclinal Gedinnien près de Contranheid.

● = Pôle ss; ■ = Pôle sf; ▲ = axe B.

Pourtant le poudingue de base y est très régulier (éléments de 30 cm) et très développé (plus ou moins 8 m). Comme c'est le cas pour d'autres endroits autour du massif cambrien de Serpont, chaque fois que la base du Gedinnien est grossière, ses caractères lithologiques sont fort variables.

(1) GAIBAR-PUERTAS et HOGE, 1951.

La discordance Gedinnien-Revinien est très frappante; le Revinien possède un clivage net, qui est également parallèle à la stratification. La couche inférieure du Gedinnien est très variable; tantôt elle est formée d'éléments subanguleux, tantôt d'une arkose grossière. A environ 1 à 1,5 m au-dessus de la

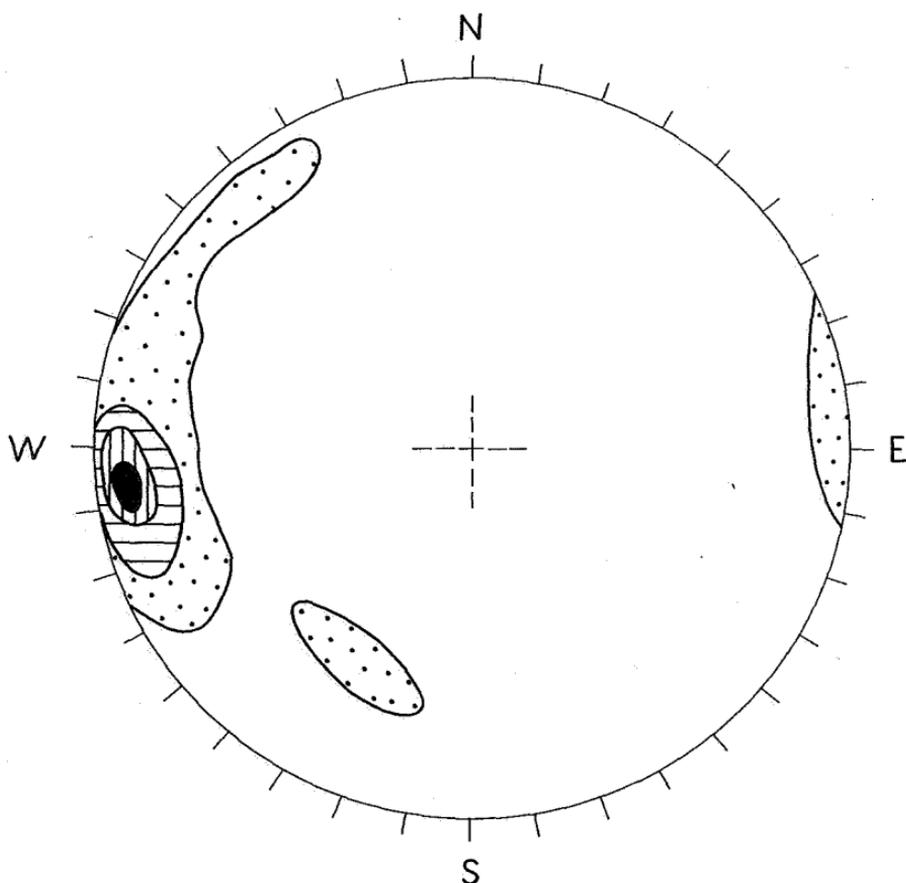


FIG. 6. — Diagramme synoptique  $\beta$ .

Les couches de concentration correspondent au pourcentage de 2, 5, 8, 11 par 1 % du périmètre.

surface de contact, se développe une couche conglomératique céphalaire. Les éléments les plus grossiers ne sont donc pas en contact direct avec le plan de discordance.

Immédiatement au Sud du grand affleurement on trouve des arkoses dont les grains de feldspath sont complètement kaolinisés et peuvent atteindre 1 à 1,5 cm de diamètre. Il est pro-

bable que ces grains proviennent soit d'un massif ou d'un dyke granitique, soit d'une coulée de lave qui recouvrait le massif calédonien avant la transgression gedinnienne.

La faille au Nord de la borne 146 <sup>(1)</sup> se prolonge probablement jusqu'au ruisseau des Anomalies. Elle peut expliquer l'extension brusque du Gedinnien affleurant au fond de la vallée à l'Ouest de la route, avec une inclinaison vers le Sud, et les couches subhorizontales affleurant sur la crête à l'Est de la borne 36.

Immédiatement plus au Nord, le long du ruisseau des Anomalies, le Gedinnien décrit un anticlinal légèrement déversé vers le Nord. En effet, l'important affleurement de gros poulingues affleurant dans le versant est du ruisseau et reposant sur le Cambrien, ne possède qu'une inclinaison très faible vers le Sud. Au Nord du dernier affleurement du Cambrien, près du plateau, nous trouvons la base du Gedinnien à inclinaison 30° S. Il n'est pas exclu qu'une faille, d'importance secondaire, suive l'axe de l'anticlinal. En descendant vers la vallée on peut suivre le conglomérat de base qui y possède une allure verticale.

### C. — RÉSULTATS ET CONCLUSIONS.

Les observations autour du massif de Serpont nous amènent à la conclusion suivante : le Dévonien est plus tectonisé aux endroits où affleure le socle calédonien. Ceci forme un contraste avec l'allure légèrement ondulée que l'on observe dans le Gedinnien, au Nord et au Sud du massif cambrien de Serpont. Il n'est pas exclu que cette allure soit en relation avec les caractères lithologiques du Revinien.

Le relèvement du massif de Serpont lors de la sédimentation dévonienne, signalé par E. ASSELBERGHS, montre qu'à cette époque le Cambrien n'était pas encore complètement consolidé.

Les relations entre la schistosité calédonienne et hercynienne posent un autre problème; la schistosité du Dévonien est bien datée, tandis que celle observée dans le Revinien pourrait être plus ancienne. La différence d'intensité dans le Revinien et le Gedinnien est très frappante. Le fait que celle du Revinien est plus prononcée permet de supposer que cet étage a connu deux périodes de schistosité. Ceci est observable dans le profil le long du chemin de fer, où l'on trouve en dessous du petit synclinal gedinnien, des veines de quartz ne pouvant être déformées

(1) P. FOURMARIER, 1922; E. ASSELBERGHS, 1946.

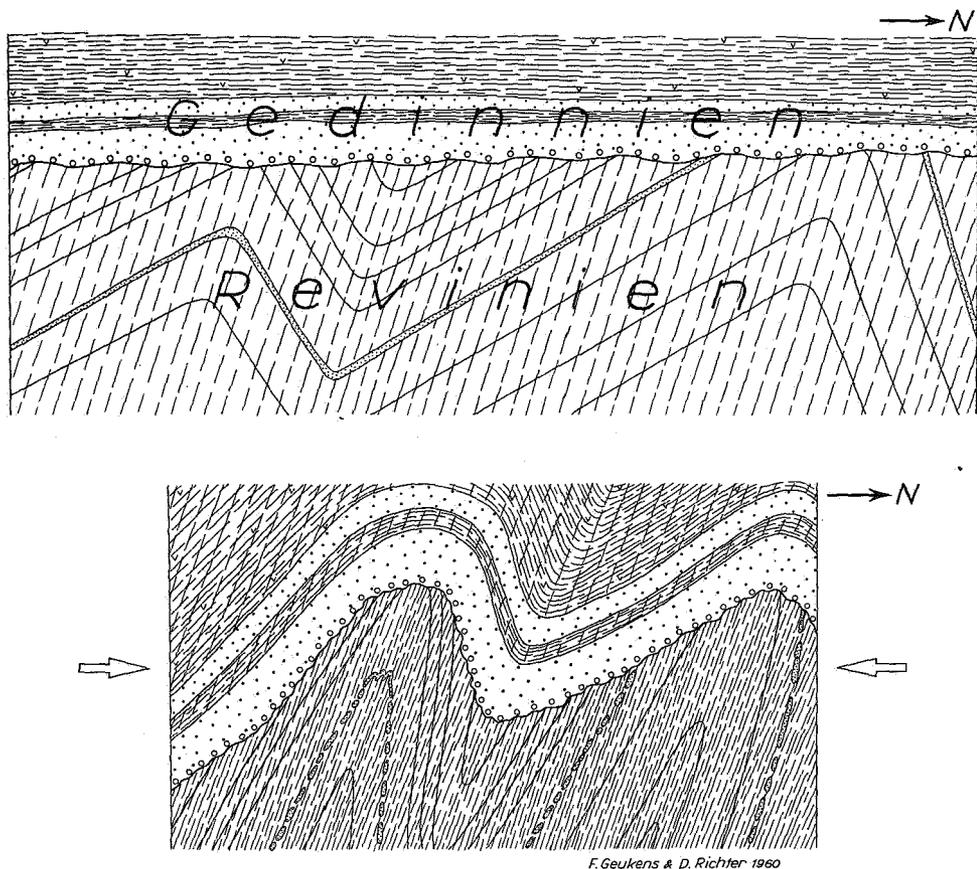


FIG. 7. — Schéma de l'importance du plissement et de la schistosité hercynienne et calédonienne.

que lors du développement de la schistosité; nous devons admettre qu'elles sont antérieures à la schistosité hercynienne. Le fait que ces veines se soient formées dans les fissures parallèles au plan *sf*, nous fait supposer qu'elles se sont formées dès lors, ou en rapport avec la schistosité plus ancienne, qui serait d'âge calédonien.

L'allure des veines de quartz nous montre que les plans *sf* dans le Revinien sont d'âge calédonien et hercynien, ce qui explique que la schistosité dans le Revinien est plus prononcée que dans le Gedinnien. Le Revinien a donc subi une schistosité calédonienne et une schistosité hercynienne qui ont agi suivant

un plan parallèle. Ceci montre que le plan de déformation calédonienne était subparallèle à celui du plissement hercynien. Il est à noter que ce n'est plus le cas dans la partie orientale du massif de Serpont, où le plan de déformation calédonienne ne coïncide plus avec le plan d'effort hercynien.

L'affleurement le long de la ligne du chemin de fer nous permet de se faire une idée de l'intensité du plissement calédonien. Les plis intenses et compliqués du Revinien sont très différents des plis ouverts du Gedinnien. Près de la borne 146 les plis isoclinaux du Revinien sont coupés par le plan de la transgression gedinnienne. La transgression se ferait par conséquent sur un ancien socle très plissé. En annulant le plissement hercynien on a une idée de l'intensité et de l'allure du plissement cambrien (1). Ce principe de calcul est basé sur l'inclinaison des couches qui correspond à un raccourcissement des couches gedinniennes. L'inclinaison moyenne du Gedinnien est d'environ 30°, ce qui correspond à un raccourcissement de  $(1 - \cos 30^\circ) = 15 \%$  (2).

Ce raccourcissement ne tient pas compte de l'influence du phénomène de clivage qui a affecté aussi bien les couches arkosiques que les schistes gedinniens. On aurait pu évaluer la valeur d'une telle déformation si les couches renfermaient des fossiles (3) (4).

Tandis que l'inclinaison moyenne du Gedinnien est de l'ordre de 30°, celle du Revinien atteint 65°, ce qui correspond à un raccourcissement de 60 %. En tenant compte de l'importance de la déformation hercynienne, on arrive à la conclusion que le raccourcissement dans les formations calédoniennes est également de l'ordre de 30 %. L'intensité du plissement calédonien serait donc probablement plus forte que celle du plissement hercynien. La schistosité plus prononcée du Revinien est le résultat du double plissement.

La figure 7 schématise le plissement calédonien immédiatement après la transgression gedinnienne.

(1) RICHTER, D., 1959.

(2) RICHTER, D., 1960.

(3) BREDDIN, H., 1956.

(4) Malgré l'absence de fossiles on pourrait néanmoins attribuer une valeur de 15 % à cette déformation. On peut signaler à ce propos que le gîte fossilifère signalé par GAIBAR-PUERTAS (p. 397) n'existe pas en réalité. Les échantillons en question apportés lors d'une excursion en commun ne montrent que des stries de limonite concentriques, formées dans des fissures perpendiculaires à la stratification.

## BIBLIOGRAPHIE.

- ASSELBERGHS, E., 1946, L'Éodévotionien de l'Ardenne et des régions voisines. (*Mém. Inst. géol. Univ. de Louvain*, t. XIV.)
- BREDDIN, H., 1956, Die tektonische Deformation der Fossilien im Rheinischen Schiefergebirge. (*Z. deutsch. geol. Ges.*, 106, pp. 227-305, Hannover.)
- FISCHER, G., 1930, Statistische Darstellungsmethoden in der tektonischen Forschung. (*Sitzungeber. Preuss. Geol. L.*, A, 5, Berlin.)
- 1929, Zum Problem der Schieferung. (*Cbl. Miner., etc.*, pp. 474-484, Stuttgart.)
- FOURMARIER, P., 1922, Tectonique générale des terrains paléozoïques de la Belgique. (*Livret-Guide Congr. géol. intern.*, XIII<sup>e</sup> Sess., pp. 1-79, Liège.)
- 1956, Les enseignements tirés de l'étude de la schistosité dans les séries plissées. (*Verh. Koninkl. Nederland. Geol. Mijnbouwk. Gen.*, 16, pp. 114-130, Amsterdam.)
- 1956, Schistosité et forme des plis. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, 79, pp. 317-364, Liège.)
- GAERTNER, H. R. (VON), 1953, Grossräumige Deformation durch Schieferung. (*C. R. XIX<sup>e</sup> Congr. Géol. Intern.*, Sect. III, 3, pp. 213-222, Alger.)
- 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 de Géol.*, t. 60, pp. 374-397.)
- GULINCK, M., HOGE, E. et GEUKENS, F., 1952, Résultats préliminaires des sondages de Bras (massif de Serpont). (*Ibid.*, t. 61, pp. 236-245.)
- PILGER, A. und SCHMIDT, Wo., 1957, Die Mullion-Strukturen in der Nord-Eifel. (*Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, H. 20.)
- RICHTER, D., 1959 a, Tektonisch deformierte Wurzelstubben im Westfal der Pattbergschächte (Niederrhein). (*N. Jb. Geol. u. Paläont. Mh.*, pp. 367-380, Stuttgart.)
- 1959 b, Schichtparallele Verschieferung einer älteren Schieferigkeit, eine bisher wenig bekannte Deformationserscheinung. Mit Beispielen aus dem westlichen Fichtelgebirge. (*Z. deutsch. geol. Ges.*, 111, pp. 108-143, Hannover.)
- 1960, Tektonische Stockwerke im Flysch der Ligurischen Alpen. (*Abh. dtsh. Akad. Wiss. Berlin*, Festschr. 70. Geburtst. E. Kraus, III, I, pp. 179-195, Berlin.)
- 1961, Die  $\delta$ -Achsen und ihre räumlich-geometrischen Beziehungen zu Faltenbau und Schieferigkeit. (*Geol. Mitt.*, 2, pp. 1-35, Aachen.)