

ANOMALIES DE LA SCHISTOSITÉ  
DANS LE PALÉOZOÏQUE  
DE LA HAUTE-ARDENNE (\*)

par

PAUL FOURMARIER  
*Membre de l'Académie royale de Belgique,  
Professeur émérite de l'Université de Liège*

JACQUES BINTZ  
*Chef du Service géologique  
du Grand Duché de Luxembourg*

et

LÉON LAMBRECHT  
*Géologue du Centre National  
de Géologie Houillère de Bruxelles*

avec le concours,  
pour la partie pétrographique,  
de

HUGUES HEYART  
*Professeur,  
Laboratoire de Minéralogie  
du Musée d'Histoire Naturelle, Luxembourg*

(8 figures dans le texte et 1 planche hors-texte)

RÉSUMÉ

En procédant à un levé systématique de l'allure et du développement du clivage schisteux dans le Paléozoïque de la Haute-Ardenne, les auteurs ont pu tracer les limites de zones caractérisées par une compacité anormale des roches (cornéite et schistes cornéens) dans lesquelles subsiste cependant une schistosité résiduelle plus ou moins effacée par la transformation en roche compacte. Ces zones sont bordées sur une certaine largeur par des roches dont les bancs schisteux ont pris un clivage oblique plus développé que la normale.

Sans suivre strictement l'allure des plis secondaires, ces zones d'anomalies sont disposées parallèlement à l'orientation générale du plissement.

Par comparaison avec les observations faites en Armorique, dans le Massif Central français et dans d'autres régions, les auteurs sont d'avis que cette disposition est la conséquence de phénomènes de granitisation à profondeur moyenne.

A l'appui de leur thèse, ils donnent des renseignements sur le développement des minéraux de métamorphisme, au cours d'une phase post-tectonique.

(\*) Communication présentée durant la séance du 7 mai 1968.  
Manuscrit déposé le même jour.

## TABLE DES MATIÈRES

	<i>Pages</i>
INTRODUCTION . . . . .	173
La région étudiée . . . . .	173
Évolution lithologique . . . . .	174
Clivage schisteux . . . . .	174
Compacité et hyperschistosité . . . . .	174

## Première Partie

## CLIVAGE SCHISTEUX ET COMPACITÉ EN HAUTE-ARDENNE

CHAPITRE I <sup>er</sup> . — <i>La zone Paliseul-Bastogne</i> . . . . .	176
1. La région de Bastogne . . . . .	177
2. La région de Paliseul-Bertrix-St-Hubert . . . . .	184
3. La zone intermédiaire de Remagne-Séviscourt . . . . .	190
a) Le massif de Remagne . . . . .	190
b) Le massif de Séviscourt . . . . .	192
CHAPITRE II. — <i>La zone d'Odeigne-Vielsalm-Recht</i> . . . . .	195
Le sondage de Grand-Halleux . . . . .	203
CHAPITRE III. — <i>Les zones de compacité marginales</i> . . . . .	205
1. Au nord des zones principales . . . . .	206
a) La zone de Gedinne . . . . .	206
b) La zone de Mirwart . . . . .	207
c) La zone de Bellain . . . . .	207
d) La zone de Brisy-Limerlé . . . . .	207
e) La zone de Marcouray . . . . .	208
f) La zone de la Lienne . . . . .	209
g) Les environs de Malmedy et de Ligneville . . . . .	211
2. Les zones marginales au sud des zones principales . . . . .	213
a) La zone de Martelange-Esch-sur-Sure . . . . .	213
b) La zone de Perlé-Forêt d'Anlier . . . . .	214
c) La zone de Ste-Cécile-Parensart-Muno . . . . .	216
d) Le synclinal de Neufchâteau (synclinorium de l'Eifel) et l'anti-clinal de Givonne . . . . .	219
CHAPITRE IV. — <i>Conclusions de la première partie</i> . . . . .	222
1. Les phases de l'évolution . . . . .	222
2. La disposition des anomalies en zones concentriques . . . . .	225
3. Zones d'anomalies et tectonique . . . . .	226
4. Boudinage, compaction et schistosité . . . . .	227

## Deuxième Partie

## REMARQUES AU SUJET DU MÉTAMORPHISME EN HAUTE-ARDENNE

1. Historique . . . . .	228
2. Les minéraux de néoformation . . . . .	231
3. Les schistes « noduleux » ou schistes « tachetés » et les roches magmatiques . . . . .	234
4. Les cornéites . . . . .	236
5. Cornéite et schistes cornéens . . . . .	238

## Troisième Partie

## L'EXPLICATION DES ANOMALIES OBSERVÉES EN HAUTE-ARDENNE

CHAPITRE I <sup>er</sup> . — <i>La genèse des roches compactes</i> . . . . .	242
CHAPITRE II. — <i>L'influence des actions de granitisation et de mise en place des massifs granitiques</i> . . . . .	243

	<i>Pages</i>
CHAPITRE III. — <i>Application des données précédentes à la Haute-Ardenne</i> . . . . .	250
Remarques au sujet de l'âge de la granitisation en Haute-Ardenne . . . . .	257
CHAPITRE IV. — <i>La kersantite de Parensart (Ste-Cécile). La tonalité de la Helle</i>	259
1. La kersantite . . . . .	259
2. La tonalite . . . . .	262
ANNEXE . . . . .	263
BIBLIOGRAPHIE . . . . .	266

## INTRODUCTION

Les géologues qui ont étudié les terrains paléozoïques de la Haute-Ardenne n'ont pas manqué d'être frappés par le développement quelque peu excessif du métamorphisme dans la zone où s'étendent les massifs cambriens de Givonne, de Rocroi, de Serpont ainsi que la partie méridionale du massif de Stavelot. Suivant une large bande, de direction sensiblement parallèle au plissement, ou plus exactement suivant plusieurs zones disposées en relais, les roches du Dévonien inférieur, comme celles du Cambrien-Trémadocien, sont caractérisées par la présence de minéraux de néoformation, c'est-à-dire de minéraux qui ont cristallisé après la phase majeure du plissement. C'est le cas notamment pour l'ottrélite, la biotite, le grenat, l'ilménite, la magnétite, la tourmaline, etc., qui donnent à ces roches un aspect particulier.

Lorsqu'il procéda au lever de la carte géologique du Royaume, André Dumont avait déjà eu son attention attirée sur cette particularité. Il pensait pouvoir en trouver la cause dans la présence de masses éruptives cachées en profondeur.

À la suite de ses recherches, Jules Gosselet, proposa une autre explication : le dynamométamorphisme aurait été le facteur essentiel de ce mode d'évolution des roches.

Au début de ce siècle, Max Lohest se rallia à cette thèse ; il s'efforça de trouver des arguments en sa faveur. Par contre, X. Stainier se rangea à l'opinion de Dumont et écrivit un important mémoire sur la région de Bastogne, mémoire dans lequel il s'employa à mettre en évidence l'intervention du granite situé à quelque profondeur sous la surface du sol. Il fut suivi en cela par Jules Cornet.

Aujourd'hui les recherches entreprises par toute une série de géologues parmi lesquels nous citerons J. Anten, F. Corin, R. de Dycker, A. Beugnies obligent à revoir la question à la lumière de faits nouveaux relevés tant en Belgique qu'à l'étranger.

Les travaux des auteurs dont nous venons de rappeler les noms sont basés à la fois sur des observations minutieuses du terrain et sur des études soignées au laboratoire. De notre côté, nous avons cru faire œuvre utile en parcourant à nouveau le pays, sans nous astreindre cependant à un levé détaillé ; nous nous sommes spécialement attachés à une étude attentive des déformations mineures des roches et tout spécialement du clivage schisteux, appliquant ainsi une méthode qui a donné d'heureux résultats dans d'autres régions, telles le massif armoricain, les Vosges hercyniennes, les Îles britanniques et même certaines parties du centre africain.

*La région étudiée.*

Nos recherches ont porté sur une étendue assez vaste du territoire de l'Ardenne, couvrant, en ordre principal, ce que l'on désigne communément sous le nom de zone ou aire anticlinale de l'Ardenne, jalonnée par les massifs cambriens de Rocroi, de Serpont et de Stavelot (partie méridionale). Nous avons été amenés à nous intéresser aux deux versants de cette aire anticlinoriale, mais aussi au flanc méridional du synclinorium de Neufchâteau (synclinorium de l'Eifel) notamment au voisinage du massif cambrien de Givonne <sup>(1)</sup>.

Toutefois, pour ce qui concerne les massifs de Rocroi et de Givonne, nous avons cru devoir nous montrer assez réservés. A leur sujet se posent, en effet, des problèmes que l'on ne rencontre pas dans le massif de Stavelot et dans ses roches dévoniennes de bordure ; il en est ainsi notamment pour l'âge du plissement et du clivage schisteux tel qu'il apparaît aujourd'hui à l'observateur.

*Évolution lithologique.*

Les roches du Paléozoïque de la partie du massif de l'Ardenne faisant l'objet de ce travail ont subi une évolution lithologique modérée, simple diagenèse ou métamorphisme peu accentué ; localement cependant elle peut atteindre le stade de la mésozone.

*Clivage schisteux.*

Les efforts tectoniques sont responsables de la genèse du clivage schisteux, ou schistosité, provoquant le débitage des roches en feuillets généralement obliques à la stratification, suivant la définition proposée par les auteurs de langue française. Ce feuilletage oblique est en relation étroite avec le plissement ; il résulte des mêmes efforts à la condition toutefois que la charge statique ait été suffisante au moment du plissement. Ce fait est bien établi grâce aux observations faites dans les zones plissées, en différentes parties du Monde. C'est pourquoi il existe, dans toute chaîne plissée, un *front supérieure de schistosité*. Dans une région très limitée en étendue, ce front correspond sensiblement à un niveau stratigraphique déterminé ; par contre, dans un territoire plus vaste, il peut varier dans de larges limites, en rapport avec les actions de subsidence différentielle d'où dépendent, en ordre principal, les variations de puissance des séries sédimentaires.

La nature même du clivage, suivant qu'il s'agit de clivage de fracture ou de clivage de flux, est fonction de la profondeur, c'est-à-dire de la distance du point d'observation au front supérieur de schistosité ; ceci revient à dire que l'aspect du clivage se modifie d'après l'importance de la charge statique, comme de l'intensité des efforts orogéniques. Au voisinage du front de schistosité, le clivage de fracture est de règle ; plus bas, il fait place progressivement au clivage de flux. Dans les séries très épaisses, celui-ci est remplacé à plus grande profondeur par le microplissement et la foliation, ou feuilletage parallèle aux strates.

Dans la région de la Haute-Ardenne, les déformations mineures ne dépassent pas l'état de microplissement, tout en se rapprochant localement de la foliation.

(1) Pratiquement, le pays faisant l'objet de nos recherches est compris entre la vallée de la Meuse de Dinant à l'Ouest, la frontière allemande et la vallée médiane de l'Oesling à l'Est.

*Les anomalies : Compacité et hyperschistosité.*

Dans son ensemble, le Paléozoïque de la Haute-Ardenne suit la règle générale en ce qui concerne la distribution des déformations mineures. On y observe toutefois des anomalies remarquables. Les unes résultent de la destruction partielle ou même totale du feuilletage oblique. Au stade le plus avancé, les schistes sont transformés en une roche très compacte que l'on désigne d'ordinaire sous le nom de *cornéite*, nom qui rappelle celui des *cornéennes* provenant de la transformation de roches argileuses au contact de venues magmatiques.

A côté des vraies cornéites caractérisées par la présence de minéraux de néoformation tels que la chlorite, l'ottrélite, le grenat, la tourmaline, l'ilménite, il existe des schistes ayant atteint un stade de transformation moins avancé, marqué par une compacité, anormale sans doute, mais souligné simplement par l'atténuation plus ou moins apparente du clivage schisteux (schistosité résiduelle). Ce sont les « schistes cornéens » pour reprendre l'expression de X. Stainier.

On trouve en Haute-Ardenne tous les stades intermédiaires entre la cornéite typique et le schiste normal se feuilletant aisément suivant des joints obliques à la stratification.

Outre cela, nous avons noté, dans cette partie du pays, une anomalie d'un type tout opposé. Il s'agit d'un développement excessif du clivage, par rapport à ce que l'on serait en droit d'attendre eu égard à la composition des roches et à la charge qu'elles supportaient au moment de leur plissement.

C'est ainsi que des roches, d'ordinaire réfractaires au feuilletage oblique, présentent en divers endroits de l'Ardenne une schistosité parfois très apparente ; nous l'avons observé dans des quartzites et des arkoses. En opposition avec la conception de *compacité*, nous proposons, pour de telles formations de faire usage du terme *hyperschistosité*. Il doit être bien entendu que son emploi est tout relatif ; il vaut pour la Haute-Ardenne où l'on trouve des roches à clivage exagéré par rapport à ce que l'on s'attendrait à trouver, compte tenu de l'intensité du plissement et de l'importance de la charge statique au moment de la tectogénèse. Ce terme serait sans valeur pour d'autres chaînes plissées où la microtectonique a atteint un stade plus avancé.

Nous croyons devoir attirer spécialement l'attention sur cette particularité. A première vue, en effet, on pourrait croire que, par endroits, les roches ont été soumises, au moment de leur plissement, à des efforts exagérés. Toutefois, comme nous nous efforcerons de le mettre en évidence, une autre hypothèse est à prendre en considération : suivant certaines zones, les propriétés mécaniques des roches ont été modifiées à l'intervention d'un agent exceptionnel au point qu'elles ont pu atteindre un degré d'évolution anormal par rapport à leur composition lithologique.

Dans la description des affleurements faisant l'objet de la première partie de ce mémoire, nous montrerons qu'il existe une relation étroite entre les zones de compacité et les zones d'hyperschistosité, compte tenu de ce que le tracé des limites de ces dernières présente de très sérieuses difficultés. Nous aurons par après à rechercher la cause de ces anomalies et à établir leurs relations avec le métamorphisme, notamment là où il est caractérisé par l'abondance des minéraux de néoformation.

## PREMIÈRE PARTIE

### LA DISTRIBUTION DES ANOMALIES SYSTÉMATIQUES DE LA SCHISTOSITÉ EN HAUTE-ARDENNE

Dans l'introduction, nous avons signalé deux types principaux d'anomalies de la tectonique mineure en Haute-Ardenne : d'une part un développement plus ou moins exagéré du clivage schisteux, d'autre part l'atténuation voire la destruction du feuilletage conduisant à la formation de schistes cornéens avec comme terme extrême la cornéite.

Dans la description des faits d'observation, nous nous attacherons en ordre principal à préciser l'extension des roches compactes, en tenant compte de l'importance de leur transformation ; leur extension s'indique avec quelque facilité parce qu'elles tranchent sur leur environnement ; par contre, les limites des zones à clivage anormalement développé sont souvent très peu apparentes, car leur passage aux zones à clivage normal est très progressif. A peu d'exceptions près, le Paléozoïque de la Haute-Ardenne est en dessous du front supérieur de schistosité. Aussi les géologues qui ont étudié ce pays ont été moins frappés par une accentuation quelque peu marquée du clivage schisteux qu'ils ne l'ont été par la présence de roches compactes résultant d'une évolution spéciale des schistes. C'est donc sur la distribution, l'allure et la constitution des zones de compacité qu'a porté spécialement notre attention.

Les deux types d'anomalies : compacité et hyperschistosité nous sont apparues comme unies par d'étroits liens ; elles nous paraissent devoir être considérées comme dues à l'intervention d'un même facteur, dont l'influence s'est progressivement modifiée. C'est pourquoi, dans les descriptions qui vont suivre, tout en nous attachant spécialement à l'examen des zones de compacité, nous ne manquerons pas de donner des renseignements sur les endroits où l'hyperschistosité apparaît de façon décisive.

Parmi les zones de compacité, il en est deux principales : celle de Paliseul-Bastogne et celle de Vielsalm, que nous décrirons tout d'abord ; nous aborderons ensuite l'examen d'une série de zones accessoires d'étendue restreinte situées en marge des précédentes.

Dans leur ensemble, ces zones s'alignent parallèlement au plissement de l'Ardenne ; elles affectent à la fois le Dévonien inférieur et le Cambrien sous-jacent.

#### CHAPITRE I<sup>er</sup>

##### LA ZONE PALISEUL-BASTOGNE

L'examen de la carte annexée à ce mémoire permet de voir que cette zone se divise en réalité en deux parties : l'une s'étend de Paliseul à Libin et St-Hubert ; l'autre est centrée sur le pays de Bastogne. Entre ces deux parties, s'étend une zone où alternent des bandes à compacité marquée et d'autres où le clivage schisteux est bien apparent. C'est la sous-zone de Serpont-Remagne-Sainte-Marie.

Nous décrirons successivement chacune de ces subdivisions en commençant par la région de Bastogne, région classique eu égard aux observations faites par de nombreux géologues.

### 1. La région de Bastogne.

La région de Bastogne a été visitée fréquemment par les géologues ; toutefois, leurs études ont porté principalement sur les carrières proches de la ville. Nous nous sommes efforcés d'étendre nos investigations à un territoire plus vaste ; pour la description à en donner, la ville de Bastogne et ses abords immédiats n'en restent pas moins le point de départ tout indiqué. Ceci nous permettra de rattacher aisément nos observations nouvelles aux faits connus par les travaux antérieurs.

Dans la ville même de Bastogne, la carrière aujourd'hui abandonnée, connue autrefois sous le nom de carrière de la Citadelle, laisse voir encore une belle coupe où des bancs de quartzite alternent avec des bancs de schiste ; les couches inclinent régulièrement au Sud-Est de 15° environ. Les schistes sont affectés d'un clivage oblique très apparent. Le boudinage des bancs de quartzite s'y présente sous son aspect le plus typique.

La situation apparaît quelque peu différente dans les carrières ouvertes à l'est de la ville.

Le long de la route de Wiltz se trouve l'ancienne exploitation Collignon, actuellement abandonnée. On y a exploité du quartzite en bancs épais appartenant au même étage que celui de la carrière précédente, c'est-à-dire au Siegenien inférieur suivant les tracés d'Asselberghs (1). Au front de taille de l'exploitation se voient des exemples remarquables de bancs affectés de boudinage, bancs dont les segments sont séparés par des veines de quartz avec feldspath et bastonite. Entre les bancs de quartzite sont intercalés des schistes sombres affectés par un clivage oblique bien apparent quoique moins fin que dans les schistes de la carrière de la Citadelle, bien qu'il s'agisse du même niveau stratigraphique.

La carrière Collignon est des plus instructive pour le sujet qui nous occupe.

Il y a lieu de remarquer tout d'abord que les veines de quartz délimitant les « boudins » ne sont généralement pas perpendiculaires à la stratification ; elles sont inclinées sur celle-ci dans le même sens que les joints de clivage, mais sous un angle plus grand, comme le montre la figure 1. Ces veines sont du type des « veines d'étirement » ; elles sont à considérer comme des diaclases dont la disposition originelle a été quelque peu modifiée suivant le processus décrit par l'un de nous (2) et dont on trouve des exemples dans maintes régions plissées. L'angle que font les veines avec la normale à la stratification s'harmonise avec l'allure de la schistosité. D'autre part, en plusieurs endroits, nous avons noté que le schiste tout en se feuilletant a pénétré plus ou moins profondément dans les diaclases élargies. Le boudinage, c'est-à-dire le renflement des segments de quartzite entre deux veines, en rapport avec l'allure en fuseau de celles-ci, est l'indice d'une déformabilité remarquable de la matière sous l'action des contraintes tectoniques ; on pourrait ajouter « déformabilité différentielle » puisque le sommet d'un banc a flué plus facilement que sa partie centrale ou que sa base. C'est de la même manière que F. Corin a expliqué la formation du boudinage et des veines en fuseau dans la carrière de la Citadelle dans la ville même de Bastogne (3).

(1) Et. ASSELBERGHS. — L'Éodévoniien de l'Ardenne et des Régions voisines. *Mém. Inst. Géol. Univ. de Louvain*, t. XIV, 1946.

(2) P. FOURMARIER. — Un exemple typique de diaclases remaniées par le développement de la schistosité. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LIX, 1936.

(3) Voir à ce sujet : F. CORIN. — Compte rendu de la session extraordinaire de la Société belge de géologie et de la Société géologique de Belgique les 12, 13, 14 et 15 septembre 1931. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LIV, 1930-31, Bull. p. 413 (voir pages 449-450).

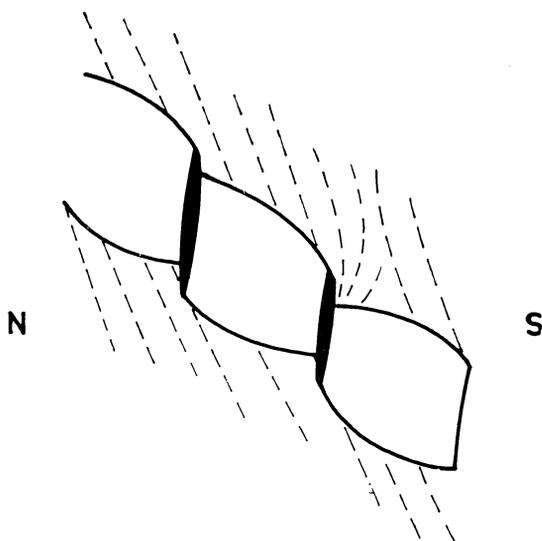


Fig. 1. — Disposition des veines et du clivage dans les roches du Siegenien de la carrière Collignon (Bastogne).

Tout cela indique qu'au moment de la tectogenèse, les sédiments de nature argilo-siliceuse avaient atteint un degré élevé de déformabilité. Aussi serait-on en droit de s'étonner de ce que le clivage oblique dans le schiste ne soit pas plus fin. On peut croire qu'il l'était à l'origine et qu'il a été modifié. Nous montrerons par une série de faits d'observation qu'il en fut bien ainsi.

En face de la carrière Collignon, sur l'autre versant de la vallée, se trouve une exploitation ouverte dans les mêmes roches. Les quartzites y sont affectés par le boudinage et les schistes par un clivage paraissant plus grossier qu'à la carrière Collignon.

De part et d'autre, les strates inclinent au Sud-Est ; elles sont dans le prolongement des bancs exploités autrefois dans la carrière de la Citadelle où le clivage est nettement moins grossier.

Cette simple comparaison entre trois gisements proches l'un de l'autre, appartenant à une même unité tectonique et à un même niveau stratigraphique, où cependant l'aspect de la schistosité diffère dans des proportions appréciables, conduit forcément à admettre qu'une action supplémentaire est venue s'ajouter localement aux contraintes normales capables de provoquer le débitage des schistes en feuillets obliques à la stratification. La proximité même des trois gisements empêche d'attribuer ces différences à des variations quelque peu sensibles de la charge statique au moment du plissement de ces couches.

En continuant à lever la coupe au Sud de la carrière Collignon, on rencontre des niveaux de plus en plus récents du Dévonien inférieur. Dans la tranchée du chemin de fer Bastogne-Kautenbach, près de l'arrêt de Neffe, les schistes noirs avec bancs de quartzite intercalés sont marqués par un clivage oblique plus apparent et donnant des feuillets plus minces qu'à la carrière Collignon ; par contre, le boudinage y est inexistant ou tout au moins très réduit.

Une conclusion s'impose : Si la charge statique était intervenue seule au moment

du plissement pour donner aux roches le feuilletage oblique, la schistosité devrait être plus développée à proximité de Bastogne qu'à Neffe, pour un même type de sédiment argileux. Or, il n'en est rien. Cette remarque vient confirmer ce que nous avons dit au sujet des trois carrières proches de Bastogne : la disposition actuelle n'est pas conforme aux règles normales ; un facteur supplémentaire a fait sentir son influence.

Nous avons trouvé un complément de preuve dans l'examen des tranchées de la voie ferrée Bastogne-Kautenbach immédiatement à l'ouest de la station de Benonchamps. En cet endroit, les couches de schiste phylladeux alternant avec des bancs de quartzite dessinent une allure synclinale. Le flanc sud de ce pli incline au sud-est de  $70^\circ$  par suite d'un léger renversement ; le flanc nord incline de  $40^\circ$  en moyenne vers le sud-est.

Dans les couches renversées du flanc sud, les schistes ont l'aspect quelque peu ardoisier et se débitent en feuillets très minces obliques à la stratification. Un tel débitage apparaît ainsi bien différent de celui observé dans les carrières de Bastogne où les feuillets sont très grossiers. Nous avons noté aussi que quelques bancs siliceux sont également clivés ; le feuilletage s'y rapproche cependant de la normale à la stratification suivant une règle bien connue ; c'est la conséquence de variations dans la composition lithologique.

Au versant nord du même pli, les bancs schisteux sont du type phylladeux avec un beau clivage oblique ; les bancs de quartzite sont légèrement « boudinés » et nous y avons relevé la disposition des diaclases représentée à la figure 2, avec déformation et déplacement des diaclases en rapport avec un étirement très apparent des bancs. On sait, en effet, que la production du clivage schisteux s'harmonise avec un allongement des couches affectées et ne correspond pas à de minimes failles de refoulement comme on l'a parfois prétendu.

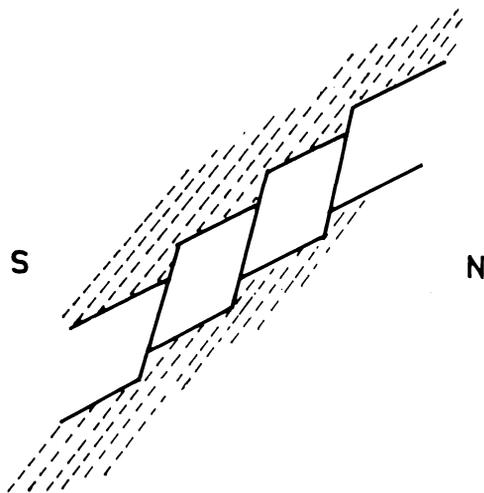


Fig. 2. — Diaclases déplacées et schistosité très développée. — Siegenien supérieur, Benonchamps.

La présence d'un clivage schisteux plus apparent, donnant des feuillets minces, s'opposant à ce que l'on voit près de la ville de Bastogne pourrait faire supposer

que les roches ont été soumises à des contraintes plus énergiques qu'en ce dernier endroit, pour une nature identique de sédiment ; on peut se demander aussi si elles n'avaient pas atteint, sous l'action d'un facteur secondaire, une déformabilité supérieure à la normale, ce qui tend à les placer dans une zone d'hyperschistosité suivant le terme dont nous avons proposé l'usage.

Il est bon d'insister ici sur le fait que les schistes phylladeux et les quartzites de Benonchamps sont à rapporter au sommet du Siegenien inférieur si l'on s'en réfère à la carte annexée au mémoire d'Et. Asselberghs cité ci-avant. Il s'agit d'un niveau stratigraphique plus récent que celui des roches de la tranchée de Neffe et, *a fortiori*, des carrières de Bastogne. Si lors du plissement la charge était intervenue seule on devrait trouver une atténuation du clivage de Bastogne vers Benonchamps, alors que la situation est tout autre, comme nous venons de l'indiquer. Nous y voyons un indice en faveur de notre thèse de l'intervention d'un facteur accessoire agissant pendant ou après le plissement du terrain dévonien.

D'autres observations vont nous confirmer dans notre manière de voir.

Nous avons fait à cet effet des constatations de grand intérêt dans une zone située un peu au nord de la carrière Collignon, là où des carrières sont encore en exploitation.

L'une d'elles est située à l'est de la ville, tout contre la voie ferrée de Libramont à Gouvy, à proximité du monument connu sous le nom de Mardasson, de la guerre 1940-1945.

On y exploite des quartzites qui, d'après la carte d'Asselberghs sont d'âge Siegenien inférieur, appartenant en réalité à la base de cet étage, dans l'axe de la voûte de Bastogne. Au front de l'exploitation, on voit, d'ailleurs, les couches dessiner un pli anticlinal déjeté au Nord.

Entre les bancs de quartzite sont intercalés des niveaux schisteux. On est frappé de l'aspect très compact de cette roche ; le clivage oblique y est à peine apparent sauf dans un banc au sommet de l'excavation où il se voit aisément, bien qu'il soit très grossier. A noter, que les bancs de quartzite sont affectés par le « boudinage ». On en peut conclure que les roches ont subi des efforts d'écrasement d'étirement et, par conséquent, que le schiste a été, très probablement marqué par une schistosité bien développée. *C'est à l'intervention d'une autre cause que ce feuilletage a disparu ou a été fortement atténué*, la compacité se substituant à la fissilité du matériau schisteux. On se trouve là nettement dans une zone de compacité.

D'autres faits nous ont donné confirmation de cette hypothèse.

Le long de la route de Bastogne à Longwilly, à hauteur de la 7<sup>e</sup> borne kilométrique, au méridien d'Arloncourt, on exploite des quartzites avec intercalations de bancs schisteux, disposition très semblable à celle des carrières de Bastogne. Le schiste est très compact ; certains bancs seulement laissent encore apparaître une schistosité résiduelle très grossière, inclinant de 50 à 55° au Sud-Est, tandis que la pente des bancs est de 30 degrés dans la même direction.

A un kilomètre et demi à l'est de ce point, au Moulin de Longwilly, une autre carrière en bordure de la route est ouverte dans une roche compacte, de nature originellement schisteuse, mais dans laquelle n'apparaît plus aucune trace de schistosité. On peut la considérer comme ayant subi la transformation maximale conduisant à la cornéite, après l'achèvement de la phase tectonique majeure. Les bancs ont la direction ouest-est et inclinent au nord de 40 degrés alors qu'à la carrière d'Arloncourt, ils inclinent au sud-est. Il y a, par conséquent, un synclinal entre les deux sièges d'exploitation et l'on peut admettre que les niveaux exploités de part et d'autre sont très proches l'un de l'autre du point de vue stratigraphique.

Au Nord de la route de Bastogne à Longwilly, nous avons pu faire quelques observations à l'endroit d'anciennes carrières abandonnées ou sur des affleurements le long des routes ou au flanc des ravins. Sur une distance considérable, jusqu'au parallèle de Noville tout au moins, nous avons constaté que le feuilletage des schistes a été modifié par un accroissement de la texture compacte de la roche. A Moizet, le schiste rappelle celui de la carrière d'Arloncourt avec sa schistosité résiduelle fruste ; par contre près de Longchamps, la schistosité se voit très aisément mais les feuilletés sont grossiers et présentent souvent, sous le choc du marteau, une cassure conchoïdale ; une telle roche peut être appelée schiste cornéen. Il en est encore ainsi près du hameau de Rouette. Par endroits cependant, le débitage en feuilletés s'opère plus aisément.

Un peu plus au nord encore, entre les hameaux de Givroulle et Gives au Sud-Ouest du village de Bertogne, nous avons pu faire des observations précieuses pour notre étude.

Dans plusieurs petites carrières, on exploite pour l'usage local une roche compacte formée de bancs peu épais de schiste noir alternant avec des bancs de quartzite. Sous le choc du marteau, la roche de nature schisteuse se brise suivant une cassure conchoïdale, mais il est facile de voir qu'elle présente une schistosité oblique très fine, bien visible même dans les bancs minces de nature plus siliceuse. Il s'agit incontestablement d'une « schistosité résiduelle », c'est-à-dire d'un clivage dont les feuilletés ont été soudés les uns aux autres par une action ultérieure ; il faut bien accepter qu'il en fut ainsi puisque la roche ne se débite plus en feuilletés minces, alors que la trace d'un tel feuilletage reste bien apparente.

Il n'est donc pas douteux que, dans une première phase de leur évolution, ces roches ont été marquées par un clivage schisteux extrêmement développé. Par contre, au cours d'une phase ultérieure de leur évolution, une intervention de tout autre nature a eu pour effet de voiler ce débitage facile et de donner à la roche un état remarquable de compacité.

C'est une disposition analogue à celle observée à Bastogne même, plus nette peut-être parce que la schistosité originelle reste ici bien apparente.

Au nord de cette zone de compacité, si remarquable dans les petites carrières de Givroulle et de Gives, la compacité diminue rapidement ; près de Wyopont on voit affleurer des phyllades se débitant en feuilletés minces, affectés par conséquent d'une schistosité comparable à celle de la région de Benonchamps, que l'on serait porté à qualifier d'hyperschistosité.

Du point de vue de l'aspect des déformations mineures, on voit ainsi s'esquisser une disposition sensiblement symétrique par rapport à une zone de compacité maximale passant un peu au nord de Bastogne et orientée suivant la direction générale du plissement du terrain dévonien ; cette zone à compacité maximale coïncide approximativement, dans ses grandes lignes tout au moins, avec l'axe de l'anticlinorium de Bastogne-Serpont tel qu'il est figuré sur la carte du Dévonien inférieur dressée par le professeur Et. Asselberghs.

Nous avons ainsi fait connaître les caractères les plus marquants de la zone de compacité de Bastogne suivant une ligne sensiblement nord-ouest - sud-est, perpendiculaire à la direction moyenne du plissement. Nous avons pu remarquer que cette zone de compacité est bordée de part et d'autre par une bande où le clivage est particulièrement bien apparent (hyperschistosité).

Nous allons donner quelques indications sur le prolongement de cette zone à l'est et à l'ouest de notre ligne-repère.

Déjà à l'est du méridien de Bastogne la zone de compacité se rétrécit ; en effet, à partir de Bertogne, sa limite s'infléchit brusquement vers le sud. De part et d'autre du village de Mabompré, des schistes phylladeux à belle schistosité se rencontrent dans le prolongement des roches marquées par la compacité à la sortie nord de Bertogne. A Mabompré nous avons noté la présence de bancs avec boudinage.

Plus à l'est, le long de l'ancienne voie ferrée vicinale de Bourcy à Houffalize, nous n'avons pas relevé trace de roches compactes.

Par contre un peu au-delà de la frontière luxembourgeoise, à Hoffelt (Hachiville) on voit affleurer des schistes devenus compacts, lesquels sont exploités dans une grande carrière au hameau de Weiler à l'est d'Hachiville. On se trouve là dans le prolongement nord-oriental des roches de même évolution que nous avons signalées à Noville au nord de Bastogne.

Ces pointements d'Hachiville appartiennent, en réalité à une digitation étroite de la zone principale de compacité. En effet, au sud s'étend la bande des ardoisières d'Asselborn ; celles-ci indiquent la présence d'une zone à schistosité plus marquée que la normale (hyperschistosité).

Aussi pourrait-on tout aussi bien admettre que les roches compactes d'Hachiville sont un petit massif isolé ne se raccordant pas directement en surface avec la masse principale de ces roches.

Au Sud de la ligne des ardoisières, réapparaît une zone à compacité assez peu marquée ; elle constitue néanmoins le prolongement nord-oriental de la zone à cornéite des environs de Longwilly.

Ces quelques indications suffisent pour mettre en évidence l'atténuation assez rapide de la zone de Bastogne dans la direction du nord-est. D'ailleurs plus à l'est encore, dans son prolongement le long de la vallée de la Clerf nous n'en avons plus trouvé trace.

Du côté ouest, la zone de Bastogne se divise en deux branches : celle du nord où la compacité est relativement atténuée se raccorde à la zone de compacité de Bras et de St-Hubert que nous décrirons ci-après. Celle du sud passe par Rechrival, Houton, Lavaselle, Morhet tout en s'atténuant rapidement vers le sud-ouest à Remagne.

Si l'on se reporte à la carte, on voit qu'entre ces deux branches, s'étend la zone dite de Remagne où le feuilletage des schistes est bien développé tout en présentant un autre aspect que celui décrit à Benonchamps, de l'autre côté de la même bande de compacité. Nous y reviendrons plus loin.

La documentation recueillie dans la région de Bastogne nous permet d'affirmer qu'il existe là une partie centrale où la compacité des schistes atteint le stade le plus avancé correspondant à la cornéite ou une roche très voisine. Au fur et à mesure que l'on s'en écarte, tant vers le nord que vers le sud, la schistosité se marque de plus en plus. Il y a passage progressif des schistes compacts aux schistes très fortement affectés par le clivage schisteux, qui passent ensuite, à plus grande distance de la zone de compacité, à des roches présentant un clivage en rapport avec les conditions normales de la tectogenèse.

La coupe relevée entre Bastogne et Benonchamps est très démonstrative comme nous l'avons signalé précédemment. Une autre coupe passant au sud de Bastogne, le long de la vallée du Boulet, affluent de la Sure, permet de voir le changement progressif dans l'aspect du clivage schisteux suivant que l'on considère la partie proche de Bastogne ou celle de la zone axiale du synclinorium de l'Eifel (synclinorium de Neufchâteau), près de Strainchamps.

Dans la première, la schistosité est du type du clivage de flux comme à Benonchamps ; dans la seconde elle se rapproche davantage du clivage de fracture ; toute fois, le clivage de flux se voit encore près de Hollange dans les couches schisteuses de l'Emsien inférieur du versant nord du synclinal. Par contre, plus au Sud à Strainchamps, il est plus grossier dans les couches du Siegenien supérieur. Il y a donc une certaine indépendance entre le développement du clivage et la tectonique d'ensemble.

On doit en conclure que ce développement quelque peu excessif du clivage au sud de la zone de compacité de Bastogne s'est effectué sur une largeur considérable par rapport à ce que l'on trouve généralement.

A cet égard, l'examen du territoire situé au sud-est de la zone de compacité, dans le Grand Duché de Luxembourg, entre Benonchamps, Wiltz et Kautenbach, nous apporte des renseignements intéressants.

Le long de cet itinéraire, nous avons observé des changements très appréciables dans la façon dont se présente le clivage schisteux.

Au sud-est de Benonchamps et de Schimpach, le feuilletage oblique diminue rapidement d'intensité vers le sud ; c'est ainsi qu'à l'ouest de Wiltz, près de Nothum, au voisinage du carrefour des grand-routes de Wiltz et de Bastogne, la schistosité a disparu dans la grauwaacke fossilifère de Wiltz (Emsien supérieur), ou tout au moins elle y est à peine perceptible ; les fossiles ne sont pratiquement pas déformés et le débitage de la roche s'opère facilement suivant la stratification. On est là sur le flanc sud du synclinal de Neufchâteau.

Par contre, dans la petite ville de Wiltz et à ses abords immédiats, le clivage est bien apparent dans les schistes fossilifères de la grauwaacke de Wiltz. Près de la bifurcation de la route Nothum-Kautenbach et du chemin qui descend à Wiltz, se trouve une carrière ouverte dans le même niveau stratigraphique, appartenant au flanc sud du synclinorium de Neufchâteau ; le clivage de fracture y est très apparent, à l'opposé de ce qui existe près de Nothum.

Si l'on passe au nord-est de Wiltz, on peut observer les mêmes roches fossilifères ; contrairement à ce que l'on voit dans la carrière de la route Nothum-Kautenbach et à la sortie nord de Wiltz, la situation est tout autre ; le clivage est bien développé ; il a déformé les fossiles ; les nodules légèrement calcareux disposés originellement avec leur grand axe suivant la stratification ont été déplacés pour s'orienter parallèlement au clivage. On a l'impression que les contraintes ayant engendré la schistosité oblique ont agi avec une intensité croissante du sud vers le nord ; mais on peut penser aussi que les roches de l'Emsien et du Siegenien présentaient une déformabilité de plus en plus marquée dans la direction du nord ; il ne semble pas cependant que leur nature originelle puisse être mise en cause ; on est porté à croire, au contraire, qu'une intervention particulière les a rendues plus aptes à se cliver dans la partie nord du petit territoire envisagé ici. On ne peut s'empêcher de faire également un rapprochement entre la disposition respective de la zone à schistosité plus marquée et de la zone de compacité située plus au nord ; elles sont parallèles et il semble bien y avoir passage progressif de l'une à l'autre.

En complément de ce qui précède, nous ajouterons encore qu'aux environs de Clervaux, à l'ouest de la Clerf, les schistes de l'Emsien moyen sont affectés par un clivage de flux là où leur composition lithologique est favorable.

En nous reportant aux environs de Kautenbach, nous constatons que le clivage s'atténue rapidement dans les schistes de l'Emsien au point que, dans la vallée de la Clerf, en aval de cette localité, le front de schistosité se situe en dessous de l'assise

de Clervaux. De même dans cette vallée, entre Wilwerwiltz et Kautenbach, la situation est identique.

Dans une coupe NW-SE passant par Wiltz et Kautenbach, il y a donc un changement très appréciable pour un même niveau stratigraphique et nous pouvons poser en règle que le front de schistosité s'élève dans la série des formations dévoniennes du sud vers le nord.

Nous avons tracé une coupe schématique (fig. 3) pour montrer les relations entre les diverses zones d'évolution microtectonique que nous avons distinguées. L'axe de la courbure d'allure synclinale que décrit le front supérieur de schistosité apparaît nettement déplacé par rapport au plis que dessinent les couches du bassin de l'Eifel.

## 2. La région de Paliseul-Bertrix-St-Hubert.

Nous avons groupé en une seule région tout le territoire entourant les localités de Paliseul, Bertrix, Libin, Recogne, Bras, St-Hubert, s'étendant de la voie ferrée Gedinne-Bertrix-Libramont à l'ouest, jusqu'un peu au-delà du chemin de fer Namur-Arlon à l'est.

En partant de la petite ville de Paliseul pour se diriger vers le nord, en suivant la vallée du Ruisseau de Bergimont, on voit affleurer, dès la sortie de l'agglomération, des schistes verts compacts à nombreux cristaux de magnétite et quelques cristaux de pyrite.

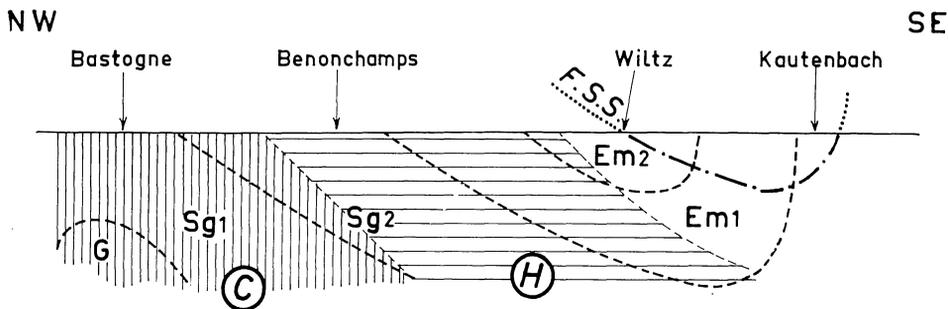


Fig. 3. — Coupe quelque peu schématique entre Bastogne et Kautenbach.  
G = Gedinnien ; Sg1 = Siegenien inférieur ; Sg2 = Siegenien supérieur ;  
Em1 = Emsien inférieur ; Em2 = Emsien supérieur ; C = zone de compacité ;  
H = zone d'hyperschistosité.

Les cristaux de magnétite bien visibles à l'aide d'une loupe à grossissement moyen sont distribués dans le schiste sans aucun ordre apparent ; ils ne sont pas entourés d'une auréole d'éirement ce qui laisse à penser qu'ils se sont développés après la formation du clivage schisteux encore apparent dans le schiste ; ils correspondent à un épisode posttectonique.

Le versant ouest de la vallée est entaillé par de grandes carrières où l'on exploite une roche originellement schisteuse, mais devenue compacte, ce qui la rapproche des cornéites signalées précédemment ; les couches sont faiblement inclinées. Malgré la compacité du schiste, on y distingue de-ci de-là des joints parallèles qui nous ont paru être une schistosité résiduelle, le clivage schisteux primitif ayant été en grande partie effacé lors de la transformation du schiste en une roche compacte.

Plus au nord encore, là où la route décrit un fort tournant vers l'est, une carrière importante exploite un matériau analogue à celui des carrières précédentes ; il s'agit d'un schiste vert très compact alternant avec des bancs de grès. Les strates dessinent une allure en voûte surbaissée. Le débitage s'opère en feuillets très grossiers disposés comme l'indique la figure 4. Ce feuilletage nous a paru correspondre, au moins en partie, à une schistosité résiduelle.

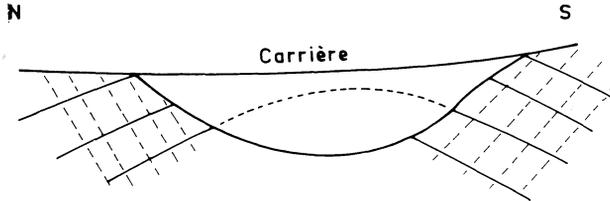


Fig. 4. — Coupe de la carrière septentrionale de la vallée de Paliseul. L'allure du clivage schisteux est indiquée en traits interrompus.

Au nord de cette carrière, le long de la vallée de l'Our, nous avons relevé d'autres affleurements de schiste vert compact, à magnétite et peut-être à otrérite ; nous avons pu les suivre jusque Opont et Our-Frambeyi (1). Plus au nord, la compacité de la roche diminue progressivement.

Entre Porcheresse et Gembes, la route qui suit le fond de la vallée permet de voir de beaux affleurements de schiste phylladeux alternant avec des grès du Gedinien supérieur. Les bancs de schiste sont affectés par une belle schistosité de flux ; les bancs de grès eux-mêmes tendent à se débiter en feuillets, plus grossiers sans doute, mais suffisamment développés pour que l'on puisse prétendre qu'ils ont enregistré, comme les schistes voisins, les efforts responsables de la genèse du feuilletage oblique.

Au sud et un peu à l'est de Paliseul, notamment près de Framont, Offagne et Fays-les-Veneurs, nous avons observé toute une série d'affleurements de schiste vert, parfois bigarré de rouge, d'âge gedinnien, affecté d'une belle compacité comme celui de Paliseul ; on se rend compte déjà par ces quelques observations que la zone de compacité atteint un développement considérable au voisinage de cette petite ville. Signalons notamment que près d'Offagne et même au nord de cette localité certains schistes ont pris l'apparence de la cornéite.

Au Sud de Fays-les-Veneurs, dans les escarpements de la rive ouest du Ruisseau de ce nom, nous avons constaté la présence de schiste vert présentant une belle apparence de feuilletage, mais qui se brise en fragments irréguliers sous le choc du marteau. Il s'agit d'un schiste qui a été bien feuilleté au cours d'une première phase de son évolution pour prendre ultérieurement une compacité assez nette ; son feuilletage, plus apparent que réel, peut être pris pour une schistosité résiduelle.

La compacité du schiste va en s'atténuant progressivement vers le sud ; à une centaine de mètres au-delà de la limite méridionale de la feuille Paliseul de la carte au 20.000<sup>e</sup>, on trouve les restes d'une ancienne exploitation d'ardoises, ce qui indique le passage à une zone d'évolution toute différente.

A l'ouest de ce point, entre Noirefontaine et Dohan, les données recueillies sur

(1) Orthographe de la carte au 100.000<sup>e</sup>. Les cartes au 20.000<sup>e</sup> et au 40.000<sup>e</sup> portent Franchisier.

la schistosité dans le Siegenien sont, à première vue, assez décevantes. Comme l'a fait remarquer l'un de nous (P. F.) il y a plus de 20 ans <sup>(1)</sup>, le feuilletage des roches est pratiquement parallèle à la stratification et l'on pourrait croire que le clivage n'y existe pas. Cependant certains bancs laissent apparaître une schistosité de flux bien caractéristique ; d'autre part, des bancs gréseux, tronçonnés par des veines de quartz et dont les segments sont « boudinés » ne laissent aucun doute sur l'intensité des efforts d'écrasement et d'étirement auxquels ces bancs ont été soumis. Malgré les apparences, on se trouve là dans une région qui a été profondément affectée par les efforts tectoniques. C'est par une curieuse coïncidence que schistosité et stratification sont parallèles, ce qui peut conduire à une fausse interprétation de l'évolution des terrains en cause.

Nous pouvons donc admettre que le changement observé au Sud de Fays-les-Veneurs se marque non seulement en cet endroit, mais se continue vers l'ouest par la région de Dohan-Noirefontaine.

Dans une direction opposée, en prolongement des allures décrites, se trouve la région des ardoisières d'Herbeumont et de Warmifontaine. Nous aurons à y revenir, car d'autres observations nous portent à dire que la structure est plus complexe dans cette partie du pays.

Quoiqu'il en soit, au Sud de Fays-les-Veneurs, c'est-à-dire à la bordure méridionale de la zone de Paliseul, nous trouvons la réplique de ce que nous avons signalé au Sud de Bastogne, notamment dans les tranchées du chemin de fer à Benonchamps.

Nous pourrions répéter presque intégralement ce que nous venons de dire, en analysant une coupe méridienne passant à l'est de la précédente, c'est-à-dire par Maissin et Bertrix. Entre ces deux localités s'étend une zone où dominent très largement les schistes compacts passant à la cornéite.

Nous avons remarqué que sa limite nord est relativement nette ; il n'y a pas de passage insensible de la zone à schistes compacts dominants à une zone de schistes bien feuilletés ; au contraire, sur une distance relativement courte, au-delà de la roche compacteaffleure du schiste vert affecté simplement par un clivage de fracture.

Nous signalerons aussi que près de la bordure méridionale de la zone de compacité, au voisinage de Bertrix, nous avons constaté la présence d'une étroite bande de schiste noir atteint par la compacité. Nous aurons à reprendre plus loin l'examen de cette particularité.

Continuant notre progression dans la direction de l'est, nous trouvons de nombreux affleurements de schiste gedinnien compact au sud de Libin, presque à proximité du village d'Ochamps, où réapparaissent des schistes marqués par un beau clivage schisteux ; il ne s'agit cependant que d'une bande étroite qui va se développant vers l'est et dont il sera question à propos de la zone de Seviscourt-Remagne. Au Sud d'Ochamps réapparaît la zone de compacité qui s'étend jusque Libramont, englobant les gîtes classiques de la cornéite de Serpont.

Ces gisements de Serpont sont exploités dans une grande carrière à deux étages située en contrebas de la voie ferrée Namur-Arlon ; la roche est également bien visible dans la tranchée du chemin de fer voisine de la carrière. Nous n'en reprendrons pas la description qui a été maintes fois donnée.

Il s'agit d'une roche très compacte à cassure conchoïdale ; la stratification s'y voit assez facilement ; dans la carrière, les couches ont une direction sensiblement

(1) P. FOURMARIER. — Une anomalie de la schistosité dans le Dévonien de la Semois. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXVII, *Bull.* p. 20, 1943-1944.

ouest-est avec faible pente au Sud ; un peu au nord, le long de la voie ferrée, elles sont courbées en un anticlinal surbaissé. Dans la tranchée du chemin de fer la schistosité résiduelle est bien apparente ; dans la carrière de cornéite, elle est plus difficile à voir. Cependant, on distingue encore par endroit des traces d'une schistosité grossière que l'on peut considérer comme une schistosité résiduelle. Par l'ensemble des caractères visibles dans la région, il n'est pas douteux que cette roche a été affectée, à un moment de son évolution, par un clivage schisteux bien marqué, lequel a été effacé ultérieurement lorsque s'est produite la transformation du schiste en cornéite.

Entre Serpont et Libramont, nous n'avons pas trouvé d'affleurement nous permettant de préciser l'extension vers le Sud de la cornéite de Serpont. Cependant, à Libramont même, le long de la route descendant à la station du chemin de fer nous avons noté la présence de schiste compact, apparenté sans aucun doute à la zone de cornéite de Serpont. On y voit une belle schistosité résiduelle.

Rappelons ici que c'est aux environs immédiats de la station de Libramont que se trouvent les affleurements d'une roche d'aspect très spécial, que l'on a désignée sous le nom de « roche maclifère ». Elle a généralement été considérée comme d'origine éruptive. C'est l'opinion exprimée par M. Denaeyer et G. Mortelmans et aussi par M. Fr. Corin dans leurs travaux.

Cependant M. le professeur P. de Béthune est d'un avis opposé ; il admet que cette roche fut à l'origine une marne ; par métamorphisme elle a pris sa compacité et son caractère cristallin tels qu'ils apparaissent aujourd'hui (1).

Le fond de la roche est constitué par de la clinozoïsite, du quartz, de l'amphibole et du grenat spessartine ; les cristaux (macules) assez volumineux pouvant atteindre la taille du centimètre y sont disséminés sans ordre apparent. M. de Béthune pense que ces « macules » sont des porphyroblastes d'amphibole, avec injection de quartz, qui se sont formés au cours du métamorphisme régional.

Le pigment noir de la roche paraît bien devoir être déterminé comme du graphite.

L'examen d'un échantillon recueilli par M. de Béthune montre le contact avec un banc quartzitique à grain fin, ce qui tend à démontrer l'origine sédimentaire de la roche. Certains joints nous ont paru pouvoir être pris pour une schistosité résiduelle.

S'il s'agit bien d'une roche sédimentaire fortement métamorphisée, elle doit, par son aspect, rentrer dans la zone de compacité. Cependant la coupe du gisement dessinée par MM. Denaeyer et Mortelmans semble dire qu'il s'agit, en réalité de minces lits de roches compactes intercalés dans une série plus normale faite de quartzite et de schiste. Il faut très probablement admettre que, par leur composition originelle, certains bancs se seraient prêtés mieux que les autres à prendre une structure compacte et métamorphique.

Nous pouvons ajouter que, dans les tranchées du chemin de fer, immédiatement au sud-est des gîtes de cette roche « maclifère » nous avons vu des schistes phylladeux se débitant en feuillets à surface luisante, souvent parallèles ou à peu près à la stratification. Il s'agit bien, en l'occurrence, d'un véritable clivage schisteux que

(1) On consultera à ce propos les articles suivants :

M. E. DENAYER et G. MORTELMANS. — Les roches éruptives *in* Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. Liège, 1954. *Mém. hors sér. Soc. Géol. Belg.*

FR. CORIN. — Atlas des Roches Éruptives de Belgique. *Mém. explic. cartes géol. et min. de Belgique*, 1965.

P. DE BÉTHUNE. — A propos des macules de la roche de Libramont. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 89, 1965-1966, pp. B 131-139.

l'on peut considérer comme un clivage de flux. Celui-ci va en s'atténuant progressivement jusque la station de Longlier.

On peut considérer qu'il existe à Libramont une sorte de zone intermédiaire entre la zone à compacité et celle caractérisée par un beau développement du clivage schisteux (hyperschistosité).

A l'est de Libramont, la bande à schiste compact va en s'atténuant progressivement. Nous avons noté son passage à Freux Suzerain ; à l'est de cette localité nous avons trouvé des débris de schiste compact dans la forêt. Mais nous n'avons pas pu la suivre avec certitude à l'est du méridien de Remagne pour la raccorder à la zone de Bastogne.

Revenons un instant à la partie septentrionale de la zone de compacité. Les schistes compacts de Libin se prolongent vers l'est et affleurent le long du chemin de fer de part et d'autre de la halte d'Hatrival ; vers le nord ils s'étendent jusque 2 kilomètres environ au sud de la gare de Poix-St-Hubert. Entre le bâtiment de la halte d'Hatrival et le premier pont sur la Lomme, on ne trouve que du schiste vert compact, appartenant à l'étage gedinnien. Par contre, au nord de ce point, dans les deux tranchées suivantes nous avons noté la présence d'une belle schistosité en même temps qu'un développement marqué des minéraux de néoformation. On voit ainsi la zone de compacité bordée au nord par une zone à clivage très apparent <sup>(1)</sup>.

Au sud de la halte d'Hatrival, les tranchées de la voie du chemin de fer nous ont fourni également des données précieuses pour nos recherches. A proximité du bâtiment de la gare, nous avons observé la présence de schiste compact avec clivage résiduel ; il en est de même dans une petite tranchée située à peu de distance au sud de la halte ; on trouve même en cet endroit une compacité très marquée au moins à certains niveaux.

Plus au Sud, dans la tranchée du kilomètre 143, la compacité est encore assez nette dans la partie nord, mais elle s'atténue rapidement vers le Sud et le débitage de la roche en feuillets est déjà plus facile vers l'extrémité sud de cette tranchée. Le caractère de fissilité s'accroît encore dans les tranchées suivantes où l'on voit la superposition du Gedinnien sur le Cambrien ; en cet endroit, toute compacité a disparu ; c'est le prolongement, largement développé de la zone à belle schistosité signalée au village d'Ochamps.

Nous avons rapporté qu'au nord de la halte d'Hatrival, les schistes compacts font place à des schistes à clivage bien marqué. On voit sur la carte annexée que la limite séparative des deux zones n'est pas dans le prolongement de celle repérée auprès de Maissin ; elle est nettement reportée au sud. Nous voyons un changement semblable symétriquement disposé si nous nous reportons un peu au nord-est. En effet aux environs de Poix-St-Hubert et le long de la vallée qui relie ce hameau à la ville de St-Hubert réapparaissent les schistes verts et les schistes bigarrés du Gedinnien affectés par une compacité bien marquée. Ces roches peuvent être facilement observés notamment dans une petite carrière située au bord de la route, à quelques dizaines de mètres à l'ouest de la 4<sup>e</sup> borne kilométrique. Quoiqu'il se présente comme une roche compacte sous le choc du marteau, le schiste est encore marqué par un beau clivage résiduel ; nous trouvons ici les deux phases d'évolution que nous avons signalées ci-avant, à savoir génération du clivage schisteux à l'inter-

(1) On peut s'étonner à bon droit de la présence d'un clivage schisteux aussi développé au nord de Poix-St-Hubert au sommet du Gedinnien, alors qu'à une distance relativement faible vers le nord (Jemelle) le front supérieur de schistosité est dans le Couvinien.

vention des efforts tectoniques, puis son effacement sous l'influence d'un tout autre agent d'évolution.

A l'est de la voie ferrée Namur-Arlon, nous avons trouvé de beaux affleurements de schiste compact dans le prolongement de ceux signalés immédiatement au nord de la halte d'Hatrival. Il en est ainsi à la sortie sud du village d'Hatrival par la route de Bras où l'on voit du schiste vert gedinnien, à grain très fin, très compact, bien que la cassure de la roche laisse voir des joints de schistosité résiduelle qui permettraient son débitage en feuillets minces si un facteur supplémentaire n'était pas intervenu pour rendre la roche très compacte.

On notera que cet affleurement est peu éloigné de la limite de la zone de compacité car, le long de la route d'Hatrival à St-Hubert, là où elle traverse le ruisseau venant de Vesqueville et sur la rive gauche de ce ruisseau, se voient des débris de schiste noir bien feuilleté affectés par une belle schistosité de flux. Les deux pointements que nous venons de signaler se trouvent ainsi l'un par rapport à l'autre dans la même situation que les schistes compacts et les schistes bien clivés signalés ci-avant dans les tranchées du chemin de fer au nord de la halte d'Hatrival ; on se trouve d'ailleurs dans le prolongement de cette limite.

A Vesqueville, à l'est de la grand-route de St-Hubert à Recogne, et sur la rive nord du ruisseau, une carrière est ouverte dans une série de bancs alternants de schiste vert très compact et de quartzite.

A St-Hubert, tout à proximité de la chapelle située à la sortie sud de la ville, les schistes verts se clivent aisément, mais montrent déjà une tendance à la compacité. Cette observation justifie le tracé que nous proposons pour la limite de la zone de compacité afin de raccorder nos observations du Val de Poix à celles d'Hatrival et de Vesqueville.

A l'est de St-Hubert, les schistes du Dévonien ne se présentent plus sous un aspect rappelant la cornéite ; cependant au nord de Lavacherie, ils ont déjà une certaine compacité, que l'on observe aussi près d'Ortheuville et même, vers le nord, jusque près de Tenneville-Ramont. On a l'impression d'être là en présence d'un type lithologique intermédiaire entre la zone de compacité et celle qui l'entoure, type intermédiaire qui s'étale ici sur une grande surface, ne permettant pas le tracé de limites bien définies.

Pour trouver le schiste bien compact et la cornéite dans cette direction, il faut se rendre dans le territoire situé au nord de Bastogne, dont il a été question précédemment.

La zone de compacité de Paliseul se prolonge ainsi jusque St-Hubert, Bras, Vesqueville. Toutefois, alors qu'elle se présente en une seule et large bande au sud de Paliseul, on la voit se diviser en deux branches à l'approche de la voie ferrée Namur-Arlon, pour entourer une zone où le feuilletage des schistes s'opère facilement. La branche nord se prolonge jusque St-Hubert, mais petit à petit la compacité des roches va en diminuant ; ce n'est qu'au-delà de Tenneville-Ortheuville qu'elle reprend son aspect normal dans la partie septentrionale de la zone de Bastogne.

La bande sud passe par Serpont où elle englobe les gisements de cornéite bien connus à proximité du chemin de fer. Vers l'est, elle s'atténue rapidement comme le fait la bande nord. Nous reprendrons la question à propos de la description de la zone de Seviscourt-Remagne. Celle-ci sépare la zone de Bastogne à l'est, de celle de Paliseul à l'ouest. Avant d'en aborder l'étude il est utile que nous donnions quelques indications sur l'extension de la zone de Paliseul dans la direction de l'ouest.

Le long de la voie ferrée Gedinne-Paliseul, on note la présence de schistes verts et de schistes bigarrés du Gedinnien aux environs de la halte de Naomé et jusque la station de Paliseul où apparaissent notamment des schistes compacts, verts, à magnétite.

Plus à l'ouest encore, nous avons des indices de leur prolongement jusque près de Baillamont et Vivry.

On voit ainsi que vers l'ouest la zone de compacité de Paliseul se termine en forme d'ellipse très allongée, symétrique de celle de Bastogne par rapport à un axe subméridien passant par Libramont.

Ici une remarque s'impose : A l'endroit de la voie ferrée Gedinne-Paliseul, le Gedinnien esquisse une large allure anticlinale troublée seulement par quelques accidents secondaires. L'axe de ce pli de direction sensiblement ouest-est passe un peu au nord de la ville de Paliseul. Si les conditions de charge statique étaient intervenues seules au moment du plissement hercynien, c'est là que le clivage schisteux aurait dû être le plus développé. Or, c'est précisément là que les schistes atteignent leur compacité la plus forte, compte tenu des variations possibles dans leur composition minéralogique. Comme d'autre part les bons affleurements, ceux des carrières au nord de Paliseul par exemple, laissent apparaître une schistosité atténuée mais nette en certains endroits, on doit en conclure, répétons-le, que ces roches ont été marquées par le clivage schisteux, mais que celui-ci a été détruit à l'intervention d'un facteur profond. Il est à noter aussi que la magnétite et éventuellement d'autres minéraux de métamorphisme sont en plus grande abondance dans la zone de compacité.

### 3. *La zone intermédiaire de Remagne-Séviscourt.*

Entre les deux zones de Bastogne et de Paliseul où la compacité est largement développée, il s'en trouve une autre d'un caractère tout différent ; nous lui avons donné le nom de Remagne-Séviscourt d'après les deux localités où elle présente ses caractères les plus typiques.

Du point de vue du métamorphisme, comme des déformations mineures, les schistes y ont un aspect particulier qui retiendra spécialement notre attention. Pour la description de ces roches, nous considérerons séparément deux petits massifs, celui de Remagne et celui de Séviscourt dont les caractères ne sont pas tout à fait identiques. Bien que dans le prolongement l'un de l'autre suivant la direction générale du plissement, ils sont séparés par une étroite bande de roches atteintes de compacité, qui se rattache à la ceinture entourant l'ensemble de cette région intermédiaire comprise entre celles de Bastogne et de Paliseul.

#### a) *Le massif de Remagne.*

L'aspect particulier des roches aux environs de Remagne a retenu depuis longtemps l'attention des géologues, notamment par les caractères assez spéciaux du métamorphisme. Nous chercherons à établir que les déformations mineures s'y présentent souvent aussi sous un aspect quelque peu anormal.

La partie la plus typique du massif en question se trouve au voisinage immédiat du moulin de Remagne. On y voit affleurer des séricitoschistes finement feuilletés, rappelant par leur aspect certaines roches situées normalement sous le front inférieur de schistosité. La stratification, souvent difficile à voir incline d'une vingtaine de degrés vers le sud ; on n'y aperçoit pas de véritable clivage schisteux oblique aux strates ; le feuilletage présente davantage l'aspect de la foliation, si l'on en juge

par la disposition de petites lentilles quartzitiques allongées entre les feuillettes. D'autre part, nous y avons trouvé des exemples typiques de microplissement au sens donné à ce terme par l'un de nous (P. Fourmarier) dans des publications antérieures (1). Dans ses travaux, X. Stainier (2) a également utilisé ce terme pour les roches voisines du moulin de Remagne, mais il s'agit en l'occurrence de petits plis plus ou moins bien marqués, indiquant une tendance à un refoulement vers le nord. À notre avis ces petites déformations signalées par Stainier rentrent plutôt dans la catégorie des plis minuscules comme l'un de nous les a définis (3). Il n'empêche qu'il existe près du moulin de Remagne dans le fond de la vallée et aussi un peu à l'ouest, en bordure nord du plateau, des exemples typiques de microplis tels qu'on les observe sous le front inférieur de schistosité, généralement à son voisinage immédiat.

Nous reconnaissons volontiers que les séricitoschistes du moulin de Remagne sont à peu de distance de ce niveau-repère. En effet, dans les escarpements proches de la chapelle de Remagne, nous avons noté la présence de schiste sériciteux alternant avec des bancs de quartzite ; ce schiste est très semblable à celui de la coupe précédente ; il en diffère cependant par ce fait qu'il est affecté d'un beau clivage de flux, oblique à la stratification. Nous avons remarqué que les bancs de quartzite eux-mêmes présentent aussi un clivage oblique, plus grossier que celui des schistes et formant un angle plus grand avec les strates suivant la règle bien connue.

Ce seul fait suffit à établir que les roches visibles en cet endroit sont situées un peu plus haut dans la distribution zonaire des déformations mineures : elles sont au-dessus du front inférieur de schistosité au lieu d'être en dessous, comme celles du Moulin de Remagne. Nous pouvons néanmoins conclure de ces deux observations que Remagne-Moulin et ses environs immédiats sont situés au voisinage du front inférieur, situation que nous n'avons observée nulle part dans la zone de Bastogne ni dans celle de Paliseul-St-Hubert. C'est donc à bon droit que nous pouvons affirmer que le pays proche de Remagne occupe une situation particulière entre ces deux zones.

Nous pouvons compléter ces observations par quelques faits relevés à d'autres endroits. À un kilomètre et demi environ à l'ouest du moulin de Remagne nous avons noté la présence de schiste vert présentant une belle schistosité de flux oblique à la stratification.

Aux environs de Tillet et de Pirompré, comme au sud de Remagne les schistes du Dévonien prennent un aspect de plus en plus normal en ce sens qu'ils se feuillettent à la façon des phyllades, bien que, par endroits, le débitage soit parallèle à la stratification ou ne fasse avec celle-ci qu'un angle très faible.

De toute manière il apparaît clairement que les roches schisteuses du moulin de Remagne, si spéciales quant à leur débitage en feuillettes, font place, dans toutes les directions, à des schistes d'un type plus normal dans le pays d'Ardenne. Nous ajoutons cependant que, dans un cas comme dans l'autre, les schistes renferment des minéraux de néoformation qui recoupent les feuillettes de clivage. Nous reprendrons la question dans un autre chapitre qui sera consacré au métamorphisme proprement dit.

(1) Voir notamment : P. FOURMARIER. — Le microplissement. *Public. Congrès Assoc. franç. avancement des Sciences*, 74<sup>e</sup> session, Caen, 1955.

(2) X. STAINIER, M. LOHEST et P. FOURMARIER. — Compte rendu de la session extraordinaire de la Société géologique de Belgique tenue à Eupen et à Bastogne du 30 août au 3 septembre 1908. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. XXXV, *Bull.* 1909.

(3) P. FOURMARIER. — Microplissement et plis minuscules. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 76, *Bull.* 1952.

Au début de ce chapitre, il est dit que chacun des massifs de Remagne et de Séviscourt est inclus dans la vaste étendue où se fait la jonction des schistes compacts des zones de Bastogne et de Paliseul-St-Hubert.

Chacun de ces petits massifs passe de façon progressive à la zone de compacité ; il est facile de s'en rendre compte pour le massif de Remagne. Dans la direction de l'est la transition est relativement rapide avec la zone de Bastogne : alors qu'à Tillet et à Gérimont les roches schisteuses ont encore l'aspect phylladeux, avec clivage bien caractérisé, le long de la route de Rechrival à Sprimont les schistes sont nettement marqués par la compacité ; celle-ci est plus apparente encore dans la direction de l'est, par exemple le long d'une ligne joignant Morhet à Flamierge.

Bien que nos observations soient forcément fragmentaires dans la grande étendue couverte de forêts située au nord du massif de Remagne, nous pouvons dire que, dans cette direction, ce massif est bordé par une bande où les schistes du Dévonien ont atteint un état assez marqué de compacité sans arriver cependant à celui des cornéites ; nous croyons même devoir insister sur ce point. On se trouve là dans le prolongement de la bordure nord de la zone de Bastogne à l'endroit où elle va se souder à la bordure nord de la zone de Paliseul-St-Hubert. Par contre, dès que l'on atteint la région de Bras, la zone de compacité reprend ses caractères normaux avec la présence des cornéites ; elle longe vers l'ouest le massif de Remagne, pour le contourner ensuite à son extrémité sud occidentale par Freux-Suzerain.

Nos observations sur le terrain ne nous ont pas permis de reconnaître la présence de la zone de compacité au sud du massif de Remagne pour la raccorder à la pointe sud-occidentale de la zone de Bastogne. Peut-être n'est-elle représentée que sporadiquement sur cette partie de son trajet. De toute manière, nous devons admettre qu'elle y est très réduite.

Il est à remarquer néanmoins qu'au sud du massif de Remagne, il existe une large zone de schistosité exagérée comparable à celle que nous avons signalée au sud de Bastogne, notamment entre Benonchamps et le nord de Wiltz. C'est ainsi qu'à un kilomètre au sud du petit village de La Neuville, situé lui-même à près de 5 kilomètres au sud du moulin de Remagne, nous avons vu une carrière où l'on a exploité du grès grossier de l'étage gedinnien supérieur (G2b) (Asselberghs) ; cette roche est affectée par un clivage schisteux très apparent. De même à peu de distance au nord de Longlier le Siegenien moyen est très phylladeux tandis que vers le sud, l'aspect des roches est plus normal.

#### b) *Le massif de Séviscourt.*

Dans le prolongement ouest du massif de Remagne, suivant l'orientation générale du plissement, se trouve le massif de Séviscourt. Il est de forme plus irrégulière que le précédent, si l'on se reporte aux tracés figurés sur la carte annexée à ce mémoire.

Nous avons pu faire des observations fructueuses dans les tranchées du chemin de fer entre la halte d'Hatrival et la gare de Libramont, plus exactement entre les kilomètres 143 et 146, c'est-à-dire entre la zone de compacité voisine de la halte d'Hatrival et celle des gîtes de cornéite de Serpont, décrites toutes deux ci-avant.

La coupe de ces tranchées intéresse à la fois le Revinien et les couches inférieures du Gedinnien avec le niveau arkosique de base. Les allures sont relativement régulières, caractérisées du sud au nord par un synclinal serré et faillé dont le noyau est formé par l'arkose de base du Gedinnien ; au nord s'étend un anticlinal formé de Revinien et suivi à son tour par un synclinal peu accusé des couches de base du Gedinnien.

De façon générale, l'angle de discordance entre les deux séries superposées est faible ; de même le clivage schisteux est presque partout parallèle à la stratification sauf à l'endroit des charnières des plis quelque peu serrés ; dans ce cas, il suit l'allure du plan axial de ces plis.

Dans la tranchée comprise entre les kilomètres 145 et 146, les couches du Revinien, assez fortement inclinées au contact de l'arkose gedinnienne du côté sud, ont une pente de plus en plus faible dans la direction du nord. Le feuilletage des phyllades suit la même règle, restant ainsi parallèle à la stratification ; nous avons noté que ce feuilletage est légèrement ondulé et souligné par la présence de petites lentilles de nature quartzitique. Il y a là une analogie remarquable avec ce que nous avons observé près du moulin de Remagne. C'est pourquoi nous estimons pouvoir mettre ces roches à la limite entre la zone de foliation et la zone de schistosité comme nous l'avons fait pour celles de la partie centrale du massif de Remagne.

Ajoutons encore que, dans la tranchée du kilomètre 145, au nord de l'affleurement précédent, l'arkose de base du Gedinnien apparaît à nouveau en dessinant un anticlinal très surbaissé. Sur l'arkose repose du schiste vert avec grains de quartz, qui se feuilletent parallèlement à la stratification. Cet affleurement confirme que l'on se trouve bien ici en présence d'une situation différente de celle à laquelle on serait en droit de s'attendre compte tenu de la position de ce niveau dans l'échelle stratigraphique et du développement très net de la schistosité dans des formations plus récentes.

Dans la direction de Séviscourt, c'est-à-dire vers l'est, en partant de la voie ferrée et des carrières de cornéite de Serpont, il se produit un changement notable dans le degré d'évolution des roches ; c'est ainsi qu'au tournant brusque de la route Recogne-St-Hubert à quatre kilomètres de Recogne (carrefour) dans une petite carrière on a exploité un phyllade rapporté au Cambrien ; la roche est bien feuilletée et est caractérisée par un large développement de l'ottrélite ; les cristaux de ce minéral sont orientés en tous sens par rapport aux joints de clivage ; ils ont incontestablement pris naissance après qu'était terminée la phase majeure du plissement, car c'est au cours de celle-ci que s'est formée la schistosité. L'ottrélite apparaît déjà, mais de façon moins nette dans les roches compactes visibles le long de la voie ferrée à proximité des carrières de cornéite de Serpont.

Plus à l'est encore, aux environs même de Séviscourt, on connaît de longue date des phyllades où les cristaux d'ottrélite atteignent des dimensions anormales ; ce minéral s'y rencontre, non plus dans le Cambrien, mais dans les schistes du Gedinnien. L'intervention qui a provoqué la formation de ce minéral est donc postdévonienne, c'est-à-dire en rapport avec l'achèvement de la tectogenèse hercynienne.

Outre l'ottrélite, on observe dans la même région un grand développement de la tourmaline, tout aussi tardive quant à sa mise en place ; le même phénomène a été observé dans le massif de Remagne ; on se souvient des conclusions que l'on a tirées de la découverte d'un filon à tourmaline dans la carrière proche de la chapelle de Remagne (1).

Les mêmes conclusions pourraient s'appliquer à la région de Séviscourt séparée du massif de Remagne par l'étroite zone de roches compactes de Freux-Suzerain.

Un autre fait a encore retenu notre attention : Dans les schistes noirs phylladeux ottrélitifères affleurant dans la forêt au sud-ouest de Séviscourt, à l'endroit marqué Thier-du-Mont sur la carte au 20.000<sup>e</sup>, nous avons recueilli des échantillons

(1) Compte rendu de la Session extraordinaire de 1908 de la Société géologique de Belgique.

de phyllade noir du Revinien, finement feuilleté avec minces lits siliceux affectés de très beaux microplis.

Ces diverses observations concordent ; elles nous portent à considérer le massif de Séviscourt comme ayant la même signification que celui de Remagne quant à l'évolution microtectonique.

*En résumé*, dans le territoire compris entre Paliseul et le pays de Bastogne, nous avons pu distinguer plusieurs zones d'évolution lithologique et microtectonique.

a) Une zone interne est caractérisée par un métamorphisme très apparent, souligné par la présence de minéraux de néoformation tels la magnétite, la tourmaline, la biotite, l'ottrélite et aussi par un feuilletage très développé des niveaux schisteux, du type de la schistosité de flux, passant par endroits au microplissement et à la foliation. Rappelons ici que H. de Rauw a présenté à la Société géologique de Belgique le 21 juin 1914 (1) un échantillon intéressant provenant de Séviscourt, à mi-distance entre les bornes kilométriques 5 et 6 de la route Recogne-Houffalize ; cet échantillon est « un phyllade sériciteux tellement métamorphique qu'il pourrait aisément être confondu, à première vue, avec certaines variétés de micaschistes ».

C'est du même endroit que proviennent les fragments de phyllade à grands cristaux d'ottrélite, pouvant atteindre un centimètre de diamètre, signalées autrefois par J. Gosselet.

b) Une zone moyenne où les roches de nature argileuse sont devenues compactes, ne laissant plus apparaître qu'une schistosité résiduelle, parfois très nette, parfois presque entièrement effacée par la transformation de la roche en cornéite dans laquelle se rencontrent des minéraux de néoformation, disposés en tous sens par rapport au feuilletage. C'est ainsi que la cornéite de Serpont renferme de la biotite, de même que celle du moulin de Longwilly, que les schistes compacts de Paliseul sont caractérisés par la présence de cristaux de magnétite, etc.

c) Une zone externe marquée par un beau développement du clivage de flux et aussi par la présence de minéraux de néoformation. En surface, cette zone est de largeur très variable, parfois très développée, parfois réduite à très peu de chose au point que la zone à schistosité de fracture entourant les trois zones mentionnées ci-dessus se trouve par endroits très proche de la zone des schistes compacts (cornéite et schistes cornéens).

La zone externe à schistosité plus marquée que la normale passe de façon si progressive aux roches à clivage de fracture environnantes, qu'il est souvent très malaisé de tracer la limite séparative entre ces deux types.

On est, d'autre part, amené à se poser la question de savoir si les deux plages à hyperschistosité de Remagne et de Séviscourt, situées à l'intérieur de la zone de compacité Paliseul-Bastogne, n'ont pas la même signification que la zone d'hyper-schistosité entourant cette dernière ; elles appartiendraient alors, à un niveau d'évolution plus superficiel et non pas plus profond que la zone de compacité.

Nous nous sommes plutôt ralliés à l'hypothèse exposée dans les pages précédentes pour deux raisons :

a) du point de vue microtectonique, la plage de Remagne renferme des roches

(1) *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 41, *Bull.* p. 315.

avec microplissement qui n'existe pas dans la zone externe et marque une évolution dans des conditions de sollicitations plus intenses ;

b) les minéraux de néoformation semblent aussi en rapport avec des conditions différentes à Remagne et à Séviscourt que dans la bande externe d'hyperschistosité, si l'on tient compte notamment de l'abondance relative de la tourmaline.

Comme nous l'avons indiqué pour le pays voisin de Wiltz, le développement anormal de la schistosité n'est pas une simple question de profondeur ; nous avons signalé, en effet, que le clivage est bien plus développé au nord qu'au sud de Wiltz pour un même niveau stratigraphique, la grauwaacke de Wiltz de l'Emsien supérieur.

## CHAPITRE II

### LA ZONE D'ODEIGNE-VIELSALM-RECHT

De part et d'autre de la vallée de la Salm, il existe un massif dont la disposition rappelle celle que nous venons de décrire entre Paliseul et Bastogne. Cette zone est axée sur la cité de Vielsalm ; elle intéresse à la fois le Cambrien et le Dévonien inférieur.

Des schistes transformés en roche compacte affleurent au nord du petit village de Cierreux, alors que sur la hauteur au sud de cette localité, des excavations furent ouvertes autrefois dans des phyllades noirs se feuilletant très aisément. Ces phyllades, d'après Asselberghs, sont à ranger dans le Siegenien inférieur. De même le long de la voie ferrée au sud de la halte de Cierreux affleurent des schistes avec bancs de grès intercalés ; ces schistes sont affectés par un feuilletage normal qui donne l'impression d'un clivage de fracture.

Par contre, si l'on s'avance vers le nord, le long de la grand-route Vielsalm-Bovigny à hauteur des bornes kilométriques 2 et 1 et dans la tranchée du chemin de fer un peu au sud de la borne 2, les schistes du même niveau stratigraphique se présentent sous un aspect compact. Il en est de même à l'entrée de la route secondaire conduisant à Provedroux et dans la tranchée du chemin de fer au sud de Salm-Château, dans le Gedinnien. Sous le choc du marteau, la roche tend à se briser suivant une cassure subconchoïdale. Cependant, l'examen attentif permet de voir qu'il y eut originellement un clivage très fin, vraisemblablement de flux, auquel correspond maintenant une schistosité résiduelle.

Il est remarquable de voir ainsi la schistosité mieux développée, en apparence tout au moins, au sud de Cierreux que dans les affleurements situés au nord, qui appartiennent cependant à un niveau stratigraphique plus ancien. D'après la règle générale, la disposition devrait être inverse de celle observée sur le terrain. Aussi ne peut-on, semble-t-il, en trouver l'explication qu'en faisant appel à un facteur particulier comme nous l'avons déjà fait remarquer pour les environs de Bastogne et de Paliseul notamment. Il s'agit en réalité d'une schistosité très développée qui a été effacée sous son influence.

Au voisinage immédiat de Salm-Château, la carrière connue sous le nom de carrière de Bech est ouverte dans les roches de base du Gedinnien : bancs d'arkose alternant avec des bancs de schiste. Cette dernière roche a un aspect assez compact mais elle est affectée par une schistosité grossière ; on a l'impression, dès l'abord, que le clivage schisteux a été moins effacé que dans les schistes du Siegenien de la tranchée du chemin de fer près de Cierreux (borne n° 2).

Au nord de la carrière de Bech affleurent sur les deux versants de la vallée de la Salm, les roches du Salmien jusqu'au nord de Vielsalm. Or ces roches sont marquées par la schistosité oblique qui se voit aisément dans les couches à coticule et qui permet l'exploitation pour ardoises des phyllades otrérlitifères qui surmontent ce niveau.

Ajoutons qu'à la sortie nord de Vielsalm, dans la tranchée de l'ancienne voie ferrée de St-Vith, les phyllades du Salmien inférieur, compris entre des bancs quartzophylladeux laissent apparaître un clivage oblique avec surface luisante des feuillets (clivage de flux).

Dans une coupe méridienne joignant la dite tranchée à la halte de Cierreux (figure 5) on observe de ce fait la présence d'une zone de compacité avec schistosité résiduelle comprise entre deux zones où le clivage schisteux est bien développé. Étant donnée l'allure générale des terrains, on ne peut pas s'empêcher d'admettre l'hypothèse qu'un facteur supplémentaire, d'origine profonde, a fait sentir ses effets sur un ensemble de roches qui normalement devraient suivre la règle normale pour sa distribution de la schistosité.

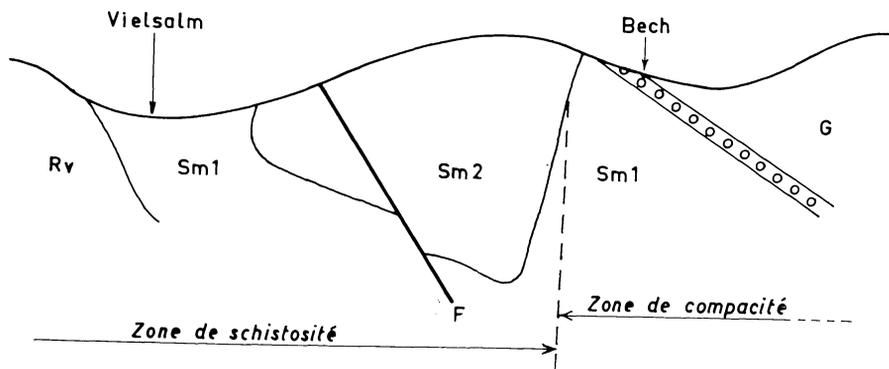


Fig. 5. — Coupe géologique simplifiée entre Vielsalm et Cierreux.  
Rv = Revinien ; Sm = Salmien ; G = Gedinnien.

Nous discuterons plus loin de la nature de ce facteur supplémentaire et nous essayerons de préciser quel fut son mode d'action.

Ce serait cependant une erreur de croire que la situation est aussi simple que semble l'indiquer la description esquissée ci-avant. Nous devons rappeler à ce propos que le Salmien supérieur de cette partie du territoire ardennais est caractérisé par la présence des phyllades rouges à coticule reposant, par l'intermédiaire d'une mince assise de quartzophyllade et phyllade rouges sur les roches de teinte verdâtre, de nature essentiellement quartzophylladeuse, qui constituent le Salmien inférieur.

Sur la rive gauche de la Salm, un peu au nord du pont qui enjambe la voie ferrée, on connaît une zone où le métamorphisme s'est manifesté par l'apparition de grands cristaux d'otrérlite. Ceux-ci coupent les feuillets de clivage en travers, tout en montrant eux-mêmes une légère déformation. La roche en elle-même présente une compacité relativement grande, alors qu'au nord affleure le Salmien inférieur à schistosité très développée.

Au sud de ce banc à grandes otrérlites, se voit du phyllade otrérlitifère bien feuilleté ; un peu au-delà affleure du phyllade rouge à coticule très compact mais

plus au sud encore les phyllades se feuilletent aisément tout en étant traversés par des filons de quartz, le long desquels il s'est produit une recristallisation de la roche.

Ces données concernent le flanc nord du synclinal complexe que dessine le Salmien dans cette partie de la vallée de la Salm. Au-delà d'une faille séparant les deux versants de ce pli, on voit revenir au niveau de la vallée le phyllade otré-litifère exploité pour ardoises, puis les phyllades rouges à coticule. Ceux-ci laissent voir une belle schistosité. Chose remarquable, de façon générale, les joints de clivage butent contre le coticule sans le traverser ; il y a cependant des exceptions et parfois la schistosité se prolonge à travers ces minces bancs de roche grenatifère. Il semble que la cristallisation de cette roche a eu pour effet d'atténuer en partie le clivage schisteux comme on le voit dans les schistes devenus compacts.

On note, par conséquent, dans la coupe de la vallée de la Salm, entre Salm-Château et Vielsalm, une disposition remarquable : la zone de compacité de Cierreux s'atténue vers le nord ; à hauteur de la carrière de Bech le Gedinnien est encore assez compact ; au-delàaffleure une zone à clivage bien développé ce qui permet l'exploitation des ardoises dans le niveau des phyllades à otré-lite ; le feuilletage s'accroît pour atteindre son maximum dans le Salmien inférieur du flanc nord de la bande ardoisière ; toutefois avant d'arriver à hauteur de cette dernière, on rencontre encore d'étroites bandes où la compacité s'est quelque peu développée ; il y a, en quelque sorte, interpénétration des roches compactes et des roches à clivage très marqué.

Nous avons essayé de délimiter aussi bien que possible l'extension de l'aire de compacité de la vallée de la Salm, tant vers l'est que vers l'ouest. Le terrain se prête mal à des recherches de ce genre parce que, en dehors des vallées principales, les affleurements sont rares et souvent en mauvais état.

Néanmoins, à l'ouest de la vallée de la Salm, nous avons noté qu'à Otré les phyllades à otré-lite du Salmien supérieur sont plus compacts qu'ils ne le sont à l'endroit des ardoisières situées entre Salm-Château et Vielsalm ; ils se débitent en feuillets trop grossiers pour la confection de belles ardoises ; ils conviennent mieux à la fabrication de dalles, de pierres taillées, de réservoirs. Comme nous l'avons fait remarquer pour les schistes gedinniens au sud de Salm-Château, il devait y avoir ici une fine schistosité originelle qui a été en grande partie effacée au point que, sous le choc du marteau, la roche tend à se briser suivant une cassure conchoïdale.

Au sud d'Otré, passé le village de Langlire, apparaît l'arkose de base du Gedinnien, accompagnée de schiste ; malheureusement, les observations sont difficiles en cet endroit.

Plus loin encore, à Montleban, non loin de l'église une tranchée creusée en 1964, a mis à découvert un schiste verdâtre, compact présentant une apparence de clivage fruste ; l'altération des roches ne permet pas de dire en toute certitude s'il s'agit d'une schistosité résiduelle, bien que la chose soit très probable. Ce serait en tous cas la limite de la zone de compacité.

En confirmation de cette opinion, nous ajouterons qu'à l'est de Montleban, au lieu dit Caprase, nous avons noté la présence de roches bien clivées ; de plus, un peu à l'est de Sterpigny, le long de la route de Gouvy nous avons vu, dans deux petites carrières, des schistes avec beau clivage, dans lesquels un banc de grès interstratifié est marqué par le boudinage avec ses veines d'étirement caractéristiques, remplies de quartz, veines qui se prolongent dans les schistes encaissants en suivant les joints de clivage, disposition bien connue dans la région de Bastogne.

Au nord de Montleban et d'Otré, nous avons pu voir les roches salmiennes

affectées par la compacité dans les exploitations de coticule situées un peu à l'est du village de Regné, le long de la grand-route de Salm-Château. Nous avons pu tracer assez aisément la limite septentrionale de la zone, car, entre Hébronval et Verleumont, sur une étroite crête, apparaissent des roches marquées par la compacité, et renfermant de nombreux minéraux de néoformation tandis qu'au hameau de Sart ainsi que le long de la route de Regné à Lierneux, là où elle décrit une forte courbe, nous avons constaté la présence de phyllades avec clivage schisteux très développé.

On peut se rendre compte ainsi de ce que suivant le méridien de Montleban-Otré la bande de compacité s'élargit fortement.

Elle se prolonge, ensuite quelque peu vers l'ouest puis se dirige vers le nord. En effet, des schistes transformés en roche compacte sont exploités dans deux grandes carrières à l'est de Wibrin, dans le fond de la vallée. Un peu plus au sud, au hameau d'Achouffe (commune de Mont) les schistes sont affectés d'un clivage typique sans trace de compacité.

De même aux environs immédiats de Wibrin la compacité s'atténue rapidement ; la limite de la zone de compacité remonte ainsi vers le nord pour passer un peu au sud de Chabrehé et, après un nouveau détour, passer au sud-est de Samrée.

En effet, au sud de Chabrehé, dans la vallée du ruisseau de Martin-Mouton, nous avons observé la présence de roches compactes suivies immédiatement au sud, le long de la route de Wibrin, de schistes bien feuilletés.

Au hameau de Chabrehé, au sud d'Odeigne, affleure du schiste vert assez compact, à clivage grossier, appartenant, d'après la carte géologique, au Salmien supérieur. Son aspect nous porte à l'intégrer dans la zone de compacité à proximité de sa bordure, là où le clivage schisteux commence à reprendre tout son développement.

A partir de Chabrehé, la limite externe de la zone de compacité tourne brusquement vers l'ouest ; en effet au sud-est de Samrée, le long de la route de Nadrin, nous avons observé la présence de schiste compact présentant de la schistosité résiduelle.

A l'est de Samrée la limite de la zone de compacité s'infléchit à nouveau brusquement pour se diriger vers Odeigne.

Un bel affleurement de roches compactes se voit le long de la route secondaire qui relie directement Lamormesnil à la grand-route de La Roche à la Baraque Fraiture ; il s'agit en l'occurrence d'une petite carrière située à environ 1500 mètres du croisement de ces deux routes.

L'excavation est ouverte dans un schiste vert très compact qui, à première vue, pourrait être pris pour un grès, si ce n'était la présence de son grain et son peu de dureté. Certains bancs cependant sont de nature plus siliceuse. Les couches inclinent très faiblement vers l'ouest.

Bien que la roche soit compacte, on y voit une schistosité résiduelle grossière, dont l'inclinaison est variable, en rapport avec la nature lithologique des bancs.

A l'est d'Odeigne, là où le chemin joignant ce village à la grand-route Werbomont-Baraque Fraiture traverse un ruisseau, se voit un bel affleurement de schiste rouge accompagné de grès arkosique de la partie inférieure du Gedinnien. Bien que le schiste laisse apparaître encore un clivage grossier, il a acquis une grande compacité, les joints de schistosité, obliques à la stratification, correspondent à ce que nous appelons la schistosité résiduelle.

Cet affleurement appartient à un niveau stratigraphique inférieur à celui des roches de la petite carrière décrite précédemment ; tous deux sont compris dans la zone de compacité mais au voisinage de sa limite septentrionale, car à l'ouest et au nord d'Odeigne affleurent des schistes bien clivés. Le long de la route de Lamormesnil à Dochamps affleurent les schistes phylladeux sombres du Cambrien ; ils se débitent en feuillets généralement parallèles aux strates, parfois disposés obliquement aux couches.

De même à la sortie de Dochamps par la route de Samrée affleure du schiste vert présentant un beau clivage oblique à la stratification. Plus au sud encore, au-delà de Bérimesnil, à proximité du carrefour de la route de La Roche, affleure du phyllade de teinte sombre, d'âge siegenien, avec beau clivage oblique à la stratification.

À l'ouest d'Odeigne, le long de la route de Grand Menil, de même qu'au nord de ce village, suivant la route de Harre, affleurent des schistes phylladeux avec belle schistosité, qui sont le prolongement de ceux observés à Dochamps.

Plus à l'est encore, la même bande de roches à clivage de flux se suit aisément.

D'autre part, la zone de compacité se prolonge sur une certaine distance au nord de la Baraque Fraiture. En effet, non loin du hameau de Banneux de la commune de Malempré, le colluvium renferme de nombreux fragments de schiste compact. Des affleurements d'un schiste semblable se voient à un kilomètre et demi à l'ouest du village de Lierneux, notamment dans les tranchées du chemin d'accès à une propriété privée en bordure du ruisseau de la Folette.

Ces quelques données nous ont permis d'esquisser l'allure probable de la zone de compacité jusqu'au voisinage de Lierneux ; nous avons dû cependant l'interrompre avant d'atteindre cette localité, car on voit affleurer, dans son prolongement, des schistes avec beau feuilletage oblique à la stratification, notamment à l'endroit d'exploitations aujourd'hui abandonnées situées à la sortie ouest de Lierneux.

Entre le ruisseau de la Folette et le village de Lierneux il existe une bande continue dans laquelle les roches schisteuses ont conservé un beau clivage de flux. Nous ajouterons que l'on y trouve un métamorphisme très développé marqué notamment par la présence de grandes ottrélites recoupant le feuilletage, comme on peut le voir notamment à l'ouest de Lierneux.

Cette zone à belle schistosité passe aux hameaux de Lansival et de Jevigné ; près de Banneux (Malempré), nous avons trouvé de l'arkose dans laquelle on peut voir un feuilletage très apparent oblique à la stratification.

Revenons maintenant à Lierneux même. Nous avons signalé qu'immédiatement à l'ouest de ce village, les schistes sont finement feuilletés. Par contre, dans le centre de Lierneux on peut voir un bel affleurement de phyllade violet à coticule du Salmien supérieur. Le phyllade présente des traces d'une schistosité très fine bien qu'il se brise comme une roche compacte sous le choc du marteau. Le banc de coticule y intercalé ne présente aucune trace de clivage visible à l'œil nu, sauf dans une zone de transition entre les deux roches si différentes d'aspect et de couleur. On peut en conclure qu'originellement, une schistosité très fine affectait l'ensemble ; elle a disparu dans le coticule à cause de sa recristallisation plus marquée ; dans le phyllade par contre, elle est seulement atténuée. Une telle modification ne peut provenir que de l'intervention d'une influence post-tectonique.

Il existe ainsi au village de Lierneux une petite zone de compacité entourée, comme celle s'étendant à l'ouest, par des schistes bien feuilletés, ainsi que nous avons pu nous en rendre compte sur le terrain. Il s'agit, en réalité, du prolongement de la zone précédente interrompue à l'ouest de Lierneux sur une faible largeur.

La zone de compacité si bien caractérisée à l'ouest de Lierneux disparaît brusquement dans la direction du nord-est. Nous y reviendrons plus loin après avoir décrit l'expansion de cette zone sur la rive droite de la Salm. Auparavant, nous désirons signaler qu'au sud du village d'Arbrefontaine affleurent des roches situées dans le prolongement des formations à belle schistosité bordant du côté nord la zone de compacité Regné-Salm-Château. Elles sont bien visibles entre Grand Sart et Verleumont ; la schistosité de flux y est généralement bien apparente. Au nord d'Arbrefontaine, par contre, nous avons observé des roches affectées par un clivage moins avancé que nous sommes portés à considérer comme un clivage de fracture. Toutefois, plus au nord, entre ce hameau d'Emcomont et Bodeux, la schistosité de flux réapparaît formant le prolongement de la zone de Malempré.

Il y a donc là une zone de moindre évolution du point de vue des déformations mineures, enclavée dans une large zone à schistosité de flux. Peut-être la composition lithologique quelque peu différente suffirait-elle à expliquer cette particularité locale. Peut-être s'agit-il d'une simple amorce de compacité qui a modifié l'aspect originel du clivage.

Reprenons l'examen de l'allure de la zone de compacité Cierreux-Salm-Château en nous dirigeant vers l'est à partir de la vallée de la Salm. Dans cette partie du territoire, les points d'observation sont peut-être encore plus espacés qu'à l'ouest. Cependant au sud-est du lieu-dit Poteau, à l'endroit dénommé Moulin Schlammefurth sur la feuille Recht de la carte topographique allemande au 25.000<sup>e</sup> nous avons relevé la présence de schiste vert d'aspect compact du Gedinnien, laissant voir cependant un clivage grossier rappelant la schistosité originelle. De même, à Sart-lez-St-Vith, nous avons vu du schiste vert à clivage grossier qui pourrait marquer la transition entre la zone de compacité et la zone à schistosité particulièrement bien développée, suivie, au-delà de St-Vith par des roches à clivage normal.

En suivant vers le nord-est l'allure générale du plissement, on atteint les environs de Recht. Au sud de ce village, au lieu dit Am Traumborn, une carrière est ouverte dans le Salmien supérieur, tout à proximité de son contact avec les roches conglomératiques de base du Gedinnien ; ce sont des phyllades violets avec lits minces de coticule (1). La roche a pris un certain degré de compacité, sans atteindre cependant celui observé dans le Siegenien de Cierreux. Elle est affectée par une schistosité assez apparente, même dans les lits de coticule ; il semble que l'on soit ici au voisinage de la limite de la zone de compacité, c'est-à-dire à la bordure nord-occidentale de la bande de roches compactes passant entre Salm-Château et Cierreux dans la vallée de la Salm.

A l'est du village de Recht, on a exploité en carrière un schiste violet compact, qui appartient au niveau à coticule. A cet endroit la compacité est bien plus apparente que dans la carrière Am Traumborn. Comme dans cette dernière, nous avons trouvé là des fragments de schiste à petits nodules, que l'on connaît également dans la vallée de la Salm où ils ont été considérés comme de l'andalousite et mis en relation avec des émanations d'un massif granitique (2).

Au nord de ces phyllades à coticule, passe une bande de quartzophyllade zonaire du Salmien inférieur.

Dans la partie ouest de Recht, au lieu-dit Burg, une grande carrière est ouverte

(1) Voir à ce sujet : J. ANTEN. — Contribution à l'étude du Salmien métamorphique du sud du massif de Stavelot dans la région de Recht. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 39, *Mém.* p. 397.

(2) F. CORIN. — *Soc. belge Géol.*, séance de février 1966.

dans ces roches qui atteignent une compacité remarquable, au point que toute trace de clivage schisteux a disparu. Cependant, dans la partie nord de la carrière, une schistosité résiduelle est bien apparente. En face de cette carrière de Burg, on a ouvert autrefois une exploitation dans des roches identiques quant à leur nature originelle ; toutefois les produits tirés de ce siège étaient de valeur moindre à cause de la fissilité trop grande de la roche.

Au nord de ces carrières, le long de la route de Ligneuville affleurent les phyllades du Revinien supérieur ; la schistosité de flux y est parfaitement marquée.

Il est possible ainsi de tracer la limite nord de la zone de compacité ; elle passe à peu de distance au nord des carrières de Burg.

Nous signalerons ici un fait intéressant : Au village même de Recht dans la carrière de Burg et dans un chemin situé à l'est, conduisant à « Am Traumborn », nous avons observé, comme nous venons de le dire, les quartzophyllades du Salmien inférieur transformés en roche compacte. Un peu plus à l'est dans la grande tranchée de l'ancien chemin de fer St-Vith-Vielsalm, on peut voir encore des pointements de ces mêmes quartzophyllades. Bien que la roche soit très altérée, on se rend compte de ce qu'elle n'a pas été modifiée au point d'atteindre le stade de compacité ; le clivage y est parfaitement normal. Un peu au sud de cet endroit, on trouve déjà des débris de phyllade ottrélitifère. On en déduit que la limite entre la zone de compacité et la zone à clivage schisteux située au nord ne correspond pas à une limite stratigraphique. Sans doute, dans les grandes lignes y a-t-il apparence de concordance ; il n'en est plus ainsi dans le détail. Cette simple observation fait penser à l'influence d'une cause profonde, post-tectonique.

En tenant compte des observations faites à l'est et au sud de Recht, on se rend compte de ce que la zone de compacité décrit ici une grande courbe entourant, du côté de l'est, la zone ardoisière de Vielsalm.

Cette interprétation est confirmée par le fait que dans le prolongement de la ligne axiale de cette grande ellipse, dans les environs de Born notamment, on ne voit plus affleurer de roches compactes ; les formations du Cambrien et du Dévonien reprennent rapidement un caractère tout à fait normal.

La branche nord de cette courbe en ellipse peut être suivie dans la direction de l'ouest jusque la vallée de la Salm, près de Grand-Halleux.

Nous avons pu faire quelques observations à cet effet.

Le long de la route de Trois-Ponts à Vielsalm, à proximité du moulin de Rochelival, affleurent des roches rapportées au Devillien ; ce sont des phyllades verts, présentant un clivage très fin oblique à la stratification ; c'est indiscutablement un clivage de flux. Les mêmes roches s'observent encore au hameau de Spineux où affleurent des phyllades bien feuilletés ; par endroits, notamment à la sortie nord de l'agglomération, ce clivage paraît particulièrement développé, ce qui est normal à proximité de la zone de compacité.

Cette dernière apparaît, en effet, à peu de distance au sud, sur la rive droite de la Salm. C'est ainsi que le long de la route de la vallée, au nord du village de Grand Halleux, à proximité de la limite des provinces de Liège et de Luxembourg affleure un schiste phylladeux grossièrement feuilleté ; il nous est apparu que ces roches schisteuses ont été marquées par un clivage net, analogue à celui des phyllades de Rochelival et de Spineux, mais qui a été assez fortement atténué par le développement de la compacité.

Sur les hauteurs de la rive droite de la Salm, à proximité du petit village d'Ennal, on exploitait autrefois des schistes destinés à la fabrication des crayons d'ardoise.

Cette roche a incontestablement des caractères et des propriétés qui la distinguent des roches de même âge situées au voisinage. Il s'agit d'un phyllade sombre à grain très fin se feuilletant mal, suivant des joints parallèles à la stratification. Certains échantillons méritent le nom de « schiste compact ». Ces matériaux donnent bien l'impression d'avoir été marqués originellement par un clivage fin, qui a été largement effacé par après. On se trouve donc ici dans une zone de compacité ; celle-ci ne peut être que le prolongement occidental de celle de Recht.

Cette interprétation nous paraît d'autant plus correcte que, dans un chemin descendant vers Grand-Halleux, à peu de distance de la grand-route, nous avons observé un affleurement de quartzite vert accompagné de phyllade vert laissant apparaître dans la cassure une fine schistosité, très voilée cependant par la transformation assez poussée en roche compacte.

A environ 800 à 900 mètres au sud de cet endroit, le long de la grand-route de Trois-Ponts à Vielsalm, à l'entrée d'une petite dépression, nous avons observé la présence d'un phyllade altéré, laissant voir une fine schistosité, mais se débitant en feuillets épais ; il est vraisemblablement situé à la limite de la zone de compacité, car plus au sud, à proximité de l'endroit où la grand-route tourne à gauche et s'engage sous bois, affleure du phyllade vert à magnétite se débitant en feuillets minces obliques à la stratification.

La largeur de la zone de compacité est ici de l'ordre d'un kilomètre et demi.

Au sud de ces phyllades aimantifères affleure largement le quartzite blanc de Hourt, considéré autrefois comme formant l'assise inférieure de l'étage devillien, mais qui paraît bien se présenter comme une énorme lentille intercalée dans une masse épaisse de phyllade vert.

Au front de la grande carrière en exploitation, nous avons remarqué que les bancs épais de quartzite inclinent faiblement au sud et qu'ils sont découpés par des joints parallèles à pente sud plus forte que celle des couches. Ces joints nous ont paru représenter une schistosité grossière. Nous en déduisons qu'au sud de la zone de compacité de Grand-Halleux s'étend une autre zone où le clivage est bien développé puisqu'il affecte même les quartzites. Ce serait le début de la zone de Vielsalm avec ses quartzophyllades du Salmien inférieur bien clivés que nous avons signalés dans la tranchée du chemin de fer de St-Vith.

En résumé, une coupe dirigée normalement à la direction des plis, passant à l'est de Grand Halleux et par Salm-Château, est des plus instructive. Nous avons vu, en effet, qu'entre Cierreux et Salm-Château, s'étend une zone de compacité affectant à la fois le Dévonien et le Cambrien. Au nord de Salm-Château, la schistosité réapparaît avec tout son développement sauf en un endroit, probablement d'étendue restreinte, sur la rive gauche de la Salm un peu au sud du viaduc du chemin de fer situé au midi de la station de Vielsalm. Dans la tranchée de l'ancienne voie ferrée de Vielsalm à St-Vith près de la grand-route Vielsalm-Grand-Halleux, le clivage est très bien marqué, jusque dans des roches quartzophylladeuses.

La zone de compacité de Recht-Ennal s'avance jusque Grand-Halleux en perdant toutefois petit à petit ses caractères à l'approche de la vallée de la Salm où la compacité est bien moins typique. Elle n'en est pas moins, par rapport au massif ardoisier de Vielsalm, la symétrique de celle de Cierreux-Ottre, quoique avec un développement moindre.

A l'ouest de la Salm, elle disparaît entièrement ou tout au moins ses caractères distinctifs s'atténuent à un point tel qu'il n'est plus possible de la suivre sur le terrain ; on rejoint ainsi la partie de territoire située à l'est de Lierneux où là aussi nous avons signalé la disparition des roches compactes.

Il ne semble pas qu'un accident tectonique soit à prendre en considération (1).

Dans cette partie du territoire, les affleurements sont, il est vrai, peu nombreux ; nous avons pu voir cependant près de Farnière une ancienne exploitation dans la forêt, d'où l'on a tiré des phyllades noirs avec intercalations de bancs de quartzite ; ces roches, appartenant au terrain revinien, sont affectées par une belle schistosité de flux.

Il en est de même pour les phyllades noirs qui apparaissent en affleurement un peu au nord d'Arbefontaine, phyllades dans lesquels nous avons noté la présence de petits cristaux de néoformation.

Ces observations bien que discontinues sont, pensons-nous, suffisantes pour nous faire admettre que la bande de compacité de Recht-Ennal ne se prolonge pas à l'ouest de la Salm ou tout au moins s'atténue au point qu'elle ne peut plus guère être décelée dans des affleurements où les roches sont altérées.

Nous ne pensons pas pouvoir invoquer la présence d'un accident tectonique pour expliquer ce changement. Aussi sommes-nous d'avis qu'il convient d'établir une comparaison avec ce que nous avons signalé au sud de Remagne ; là aussi la bande de roches compactes de Libramont-Séviscourt est interrompue dans la direction de l'est, sans que l'on puisse montrer sa continuité avec celle de la bordure méridionale du massif de Bastogne.

Il n'est pas impossible de croire que ce sont là deux phénomènes identiques.

#### *Le sondage de Grand-Halleux.*

A l'initiative du Service géologique de Belgique, un sondage profond a été entrepris à Grand Halleux ; son objectif était de reconnaître la nature des terrains situés sous le Devillien affleurant dans cette partie du massif de Stavelot. Le sondage est situé sur la rive droite de la Salm, entre la rivière et la route nationale, à 1600 mètres au sud de l'église de Grand Halleux.

Nous devons à l'obligeance de M. André Delmer, directeur du Service géologique et de M. J. M. Graulich, géologue principal, d'avoir pu examiner un certain nombre d'échantillons provenant de diverses profondeurs jusque 3100 mètres environ, fin du sondage.

Les roches traversées sont principalement des schistes phylladeux avec quelques intercalations quartzitiques. De teinte verte dans la partie haute du forage, elles virent au noir dans le bas, ce qui laisse présumer que le Devillien tel qu'il est connu en surface se continue en profondeur par une formation de même nature lithologique, mais de teinte sombre.

L'allure telle qu'elle nous est apparue au cours de notre examen sommaire est relativement tranquille ; les niveaux schisteux sont feuilletés du fait de la présence d'un clivage bien net qui, dans l'ensemble, est peu incliné.

Nous avons été frappés aussi par l'absence d'un métamorphisme plus développé que la normale. A certains niveaux la roche nous a paru assez compacte, rappelant quelque peu, par ce caractère, les schistes compacts situés à peu de distance sous la limite supérieure de la zone de compacité. Il convient cependant de rappeler que les échantillons provenant de sondages ou d'exploitations souterraines ont un aspect

(1) Voir à ce sujet la carte dressée par Fr. CORIN dans son étude intitulée : « La stratigraphie et la tectonique du massif devillien de Grand-Halleux ». *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 49, *Mém.*, p. 36, 1925-1926.

plus compact que ceux provenant des affleurements de surface où les roches ont été soumises à l'action des agents atmosphériques.

Dès la surface, en dehors de la zone d'altération, le sondage a traversé des schistes phylladeux de teinte vert-clair, affectés par une schistosité permettant le débitage en feuillets minces ; il s'agit en l'occurrence d'une schistosité de fracture proche néanmoins de la schistosité de flux. Certains échantillons sous le choc du marteau tendent cependant à se briser suivant une cassure conchoïdale. Mais nous croyons qu'il s'agit plutôt d'une apparence due à la non altération de la roche. Cette apparence de compacité disparaît d'ailleurs en profondeur ; au-delà de 900 mètres, le clivage est de plus en plus net et prend peu à peu les caractères du clivage de flux.

Dans la partie la plus basse du sondage, vers 3000 mètres, les phyllades sont de teinte foncée, à grain très fin, et se débitant en feuillets minces, parallèles à la stratification, au point que nous nous posons la question de savoir si la partie basse du sondage n'est pas très proche de la zone de foliation, sous le front inférieur de schistosité.

M. le professeur Jean Michot qui a eu l'occasion d'étudier des échantillons du sondage, a bien voulu compléter ces indications par quelques données intéressantes : Il n'a pas observé de roche particulièrement compacte ; il a noté la présence de deux schistosités, faisant entre elles un angle de 35 degrés environ ; l'une est très nette, l'autre est très fruste. Les schistes recoupés dans le sondage sont des roches à chlorite jusque dans les zones profondes et ne présentent aucun métamorphisme particulier.

Ces indications sont d'autant plus précieuses pour nous que, à très courte distance au sud du sondage affleurent les phyllades à magnétite caractéristiques du Devillien, avec une belle schistosité de flux, schistosité que l'on retrouve atténuée dans les quartzites de Hourt affleurant un peu plus loin vers le sud.

Aussi M. Michot nous a-t-il fait part d'une suggestion intéressante : Cette différence ne tiendrait-elle pas à la présence d'un charriage qui ferait reposer les roches très plissées du massif de Stavelot dans son aspect bien connu, sur des roches d'allure moins troublée du point de vue tectonique ?

Cette hypothèse de notre distingué collègue est certainement de grand intérêt. Toutefois, nous ne pensons pas avoir en main tous les arguments qui pourraient l'appuyer et nous croyons prudent de réserver notre opinion à son sujet. C'est là une intéressante hypothèse de travail. Les levés détaillés en surface et une étude pétrographique très poussée permettront peut-être de résoudre le problème.

En opposition avec l'hypothèse de la présence d'un charriage, nous croyons utile de signaler la grande analogie entre les niveaux supérieurs du sondage de Grand Halleux et les schistes phylladeux, légèrement atteints par la compacité, que nous avons observés sur la rive droite de la Salm, au sud du village de Grand Halleux ; or, ces roches paraissent bien appartenir au même massif de roches quelque peu compactes situées entre Grand Halleux et Ennal.

D'ailleurs suivant F. Corin, on a exploité des phyllades pour crayons d'ardoises à Mont et à Farnière (à l'ouest de Petit Halleux), sur la rive gauche de la Salm (1). Aussi croyons-nous pouvoir figurer sur la carte un prolongement de la zone de compacité très atténuée à l'ouest de la Salm, qui se terminerait ainsi en pointe vers l'ouest, précisément dans le prolongement de la bande de compacité de largeur

(1) F. CORIN. — La stratigraphie et la tectonique du massif devillien de Grand-Halleux. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 49, *Mém.*, 1925-1926.

très réduite disparaissant un peu à l'est de Lierneux comme nous l'avons signalé précédemment.

Nous avons rappelé ci-avant l'observation du professeur Jean Michot sur la présence de deux clivages dans les roches traversées par le sondage de Grand Halleux. Ce fait vient confirmer les indications relevées dans la vallée de la Salm, entre Vielsalm et Salm-Château.

A notre avis le clivage bien apparent est en relation étroite avec la phase tectonique majeure, génératrice du plissement sous son aspect le plus typique ; l'autre, beaucoup plus fruste, souligne l'intervention d'une phase tectonique tardive ; il s'apparente aux déformations décrites sous le nom de petits plis en chevron dans la région de la Semois <sup>(1)</sup> comme au sud de Wiltz <sup>(2)</sup>.

En conclusion, nous croyons pouvoir mettre la zone d'Odeigne-Vielsalm-Recht en parallèle avec celle de Paliseul-Bastogne. Nous y avons reconnu en effet une partie centrale à métamorphisme très accentué, avec minéraux de néoformation tels l'ottrélite et la biotite, recoupant le clivage schisteux et, par conséquent, formés au cours d'une phase posttectonique. Dans cette partie de la zone, le clivage est très développé et affecte même des bancs quartzitiques. Comme nous venons de le signaler pour la base du sondage de Grand Halleux, on peut même se poser la question de savoir si ces roches ne sont pas relativement proches de la zone de foliation.

Autour de cette aire centrale s'étend une zone subcontinue où les schistes sont marqués par la compacité qui a atténué ou même fait disparaître le clivage originel ; cette modification est, de ce fait, posttectonique. Cette ceinture de roches compactes a une largeur variable ; le long de la bordure méridionale de l'aire centrale, elle se développe sur une grande largeur ; au nord de celle-ci, au contraire, elle s'atténue graduellement au point qu'elle peut sembler inexistante.

Enfin, entourant tout l'ensemble, il existe une zone de schistes à clivage bien marqué passant progressivement à des roches d'aspect plus normal quant à la schistosité.

### CHAPITRE III

#### LES ZONES DE COMPACITÉ MARGINALES

Nous avons exposé jusqu'ici les faits observés dans la zone de Paliseul-Bastogne d'une part et dans celle de Vielsalm-Recht d'autre part ; nous les considérons toutes deux comme zones principales parce que l'on y relève non seulement l'existence de roches affectées par une compacité anormale, dont les cornéites sont l'expression la plus typique, mais aussi parce qu'on peut y voir le comportement des terrains limitrophes tant à l'intérieur qu'à l'extérieur de ces zones. Nous nous sommes attachés à en tracer les limites aussi exactement que possible. Ces limites sont parfois irrégulières au point que des apophyses de la zone de compacité pénètrent assez profondément dans les terrains avoisinants. Aussi peut-on imaginer qu'en dehors des limites ainsi définies, il puisse y avoir des massifs plus petits où les mêmes actions

<sup>(1)</sup> P. FOURMARIER, J. M. GRAULICH et L. LAMBRECHT. — Les effets d'une phase tardive du plissement hercynien sur le versant nord du synclinorium de Neufchâteau. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 85, 1961-1962.

<sup>(2)</sup> P. FOURMARIER. — Remarques à propos des petits plis en chevron et de leur signification en tectogénèse. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 89, *Bull.*, 1965-1966.

se sont développées suivant un processus analogue mais souvent avec une intensité moindre. Ce sont les zones marginales. Nous décrirons successivement celles que nous avons observées au nord, puis au sud de la grande étendue occupée par les masses principales Paliseul-Bastogne et Vielsalm-Odeigne-Recht.

### 1. *Au nord des zones principales.*

#### a) *La zone de Gedinne.*

Au sud de la petite ville de Gedinne, le long de la route conduisant à Louette-St-Pierre, nous avons noté la présence de schiste vert compact renfermant par places des cristaux de magnétite. De même, le long de la route joignant Louette-St-Pierre à Louette-St-Denis, nous avons observé un bel affleurement de schiste vert compact se débitant par altération en très grosses boules.

Le long de la route de Bouillon à peu de distance au nord de la station de chemin de fer desservant Gedinne, une petite carrière fut ouverte autrefois dans des schistes verts compacts inclinant faiblement vers le nord-est ; la roche est affectée aussi par un clivage grossier inclinant au sud de 40 à 45 degrés comme c'est la règle dans tous les affleurements que l'on peut voir aux environs. Il s'agit bien d'une schistosité résiduelle, si l'on tient compte de l'aspect très compact de la roche, bien visible notamment dans la partie basse de la carrière.

On note la présence de schistes compacts analogues à ceux de la carrière dans les talus de la route au nord de cette excavation.

Ces divers affleurements de roches compactes s'inscrivent dans une ellipse grossière dont le grand axe est dirigé approximativement du sud-ouest au nord-est et dont nous avons indiqué les contours de manière approximative, compte tenu de la rareté des affleurements.

A l'est de Louette-St-Denis, nous avons observé la présence de schiste bien clivé, d'aspect quelque peu cristallin. En un autre endroit à faible distance au sud de Louette-St-Denis, il existait autrefois une petite carrière d'où l'on tirait des schistes phylladeux contrastant nettement avec le schiste compact situé entre Louette-St-Denis et Louette-St-Pierre.

Nous ajouterons qu'à l'entrée du tunnel situé au nord de la station de Gedinne, comme le long de la route de Bouillon au nord de la petite carrière aux schistes compacts signalée ci-avant, nous avons vu des schistes rouges et verts montrant une schistosité de fracture très apparente.

A l'extrémité opposée de la zone de compacité, le long de la route de Linchamps, près du poste de douane, affleurent des schistes finement feuilletés.

Bien qu'approximative l'allure de la zone de compacité de Gedinne telle que nous l'avons tracée paraît s'écarter peu de la réalité. Or cette petite zone est orientée du sud-ouest au nord-est, sensiblement perpendiculaire à la direction moyenne des couches telle qu'elle est représentée sur la carte du Dévonien inférieur dressée par Et. Asselberghs et jointe à son mémoire sur l'Eodévonien de l'Ardenne et des régions limitrophes ; en outre, cette zone intéresse à la fois le Gedinnien inférieur et les deux assises du Gedinnien supérieur.

Une conclusion paraît devoir s'imposer pour la région de Gedinne comme pour d'autres : la compacité n'est pas due uniquement à la nature lithologique des sédiments même si, par endroits, elle est influencée par elle ; elle n'est pas en relation étroite avec le plissement ; elle est la conséquence d'un facteur tout autre que celui dont dépendent les traits essentiels de la tectonique et de l'évolution normale des formations géologiques.

Nous signalerons encore ici que, localement tout au moins, la zone de compacité de Gedinne est bordée par des roches dont le métamorphisme et le feuilletage sont quelque peu plus développés que la normale. Tel est le cas au sud et à l'est de Louette-St-Denis.

b) *La zone de Mirwart.*

Dans les tranchées de la voie ferrée Namur-Libramont, au sud de la halte de Mirwart, les schistes du Gedinnien supérieur sont atteints par une compacité notable ; ils se brisent suivant une cassure conchoïdale, tout en présentant une schistosité résiduelle bien apparente. Au contraire, les schistes du Siegenien affleurant au nord sont marqués par un beau clivage de flux ; il en est de même au sud des roches compactes pour les schistes bigarrés du Gedinnien (assise d'Oignies), qui séparent cette bande de compacité de Mirwart de la zone principale de Paliseul avec ses digitations de Libin et de Poix-St-Hubert telles qu'elles sont figurées sur la carte.

Il ne nous a pas été possible de tracer avec quelque exactitude les contours de la petite zone de Mirwart à l'est et à l'ouest de la voie ferrée ; les conditions d'observation sont trop défavorables dans ce pays couvert en grande partie de forêts ; nous avons dessiné une ellipse très allongée parallèle à la zone principale.

Nous avons noté aux environs de Redu et un peu à l'ouest de cette localité, la présence de schiste vert présentant dans sa cassure un feuilletage très apparent suivant lequel le débitage est cependant difficile ; nous pensons avoir affaire là à un schiste originellement bien feuilleté, mais déjà affecté par un début de compacité. C'est pourquoi nous avons prolongé la zone de Mirwart jusqu'un peu à l'ouest de Redu. Des levés de détail permettront sans doute de préciser davantage.

La bande de compacité de Mirwart est disposée en relais par rapport à la petite zone de Gedinne décrite ci-avant.

c) *La zone de Bellain.*

A hauteur de la terminaison orientale de la zone de Bastogne, et au nord de celle-ci, nous avons remarqué la présence d'une petite zone annexe où les schistes sont assez compacts ; c'est la zone de Bellain. Nous n'en avons vu qu'un bon affleurement à l'endroit d'une crête située précisément à la frontière entre la Belgique et le Grand Duché de Luxembourg. Les conditions d'observation sont difficiles dans cette partie du pays et il ne nous a pas été possible de figurer cette zone avec quelque précision. Nous croyons cependant que son extension en surface est très réduite.

Cependant à Steinbach, au sud-ouest de Limerlé, affleurent des schistes noirs se feuilletant bien mais qui paraissent présenter un début de compacité. Nous avons fait passer la limite de la bande de Bellain à cet endroit.

d) *La zone de Brisny-Limerlé.*

Au sud du village de Bettigny, en suivant le chemin descendant à l'Ourthe, on rencontre successivement : des schistes avec feuilletage bien marqué, des schistes de même aspect mais renfermant de nombreux petits cristaux de néoformation (ilménite?), puis des schistes relativement compacts avec belle schistosité résiduelle ; au sud de ceux-ci se voient des schistes phylladeux bien feuilletés, sans trace de compacité.

Il y a donc là une disposition symétrique correspondant à une étroite bande de compacité modérée, qui selon toute vraisemblance s'élargit en profondeur. Nous croyons pouvoir en tracer le schéma sur la figure 6.

Nous avons pu suivre cette bande sur une certaine distance vers l'ouest, direction dans laquelle elle semble s'atténuer progressivement.

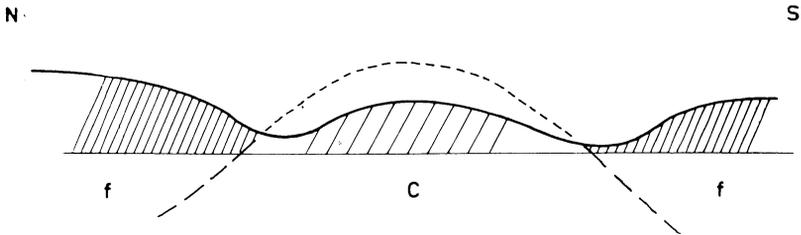


Fig. 6. — Coupe au sud de Bettigny.  
f = schiste bien feuilleté ; c = schiste atteint de compacité.

Elle est orientée du sud-ouest au nord-est, parallèlement à la précédente. Elle se trouve aussi dans le prolongement de la petite digitation de Tenneville du massif principal Paliseul-Bastogne. On se rend compte ainsi de la parenté entre les grands massifs et les bandes marginales situées à quelque distance de ceux-ci.

Dans la direction de l'est, elle atteint Limerlé où nous avons pu constater la présence de schiste compact présentant une fine schistosité résiduelle, bien que sous le choc du marteau la roche se brise suivant une cassure conchoïdale.

La zone de Brisy-Limerlé se trouve dans le prolongement de la région de Ourt (Ourthe) située au nord-est et où nous avons relevé un exemple remarquable d'hyper-schistosité. A la sortie est de ce village on a exploité dans une carrière des bancs très gréseux intercalés dans le schiste ; les bancs siliceux sont affectés par une schistosité très apparente ; les feuillets de clivage y sont sensiblement perpendiculaires à la stratification alors que dans les schistes avoisinants, ils lui sont nettement obliques. En outre les bancs gréseux montrent des traces d'éirement : de distance en distance, entre deux feuillets de clivage se trouve intercalé un filonnet de quartz, légèrement plus épais dans le milieu du banc et s'amincissant à proximité de ses faces supérieure et inférieure. Cette forme en lentille très allongée rappelle celle des lentilles de quartz qui, à Bastogne, sont intercalées entre deux « boudins » voisins là où les grès sont affectés par le « boudinage ».

La disposition si remarquable observée dans la carrière d'Ourt peut être regardée comme l'équivalent du boudinage typique, mais sous une forme particulière due, vraisemblablement, à la nature de la roche.

#### e) La zone de Marcouray.

Une autre zone de compacité existe à peu de distance au nord-ouest du village de Dochamps et s'étend jusque Marcouray.

Dans ce dernier village, nous avons noté, en effet, la présence de schiste très compact, appartenant à l'étage siegenien. Le schiste se débite en feuillets grossiers. Compte tenu de la position stratigraphique de ces roches, on serait tenté de croire qu'une telle atténuation du feuilletage tient à un déficit de charge au moment du plissement. Cependant par comparaison avec la situation observée au voisinage et notamment dans la vallée de l'Ourthe, on se rend compte qu'il s'agit bien d'une compacité anormale.

Dans la vallée de l'Ourthe, entre La Roche et Marcourt, les schistes du Siegenien

ont aussi une compacité notable, sans atteindre cependant celle observée à Marcouray. Ce fait est dû vraisemblablement à ce que la bande de compacité de Marcouray, de faible largeur, se termine à peu de distance au-delà de l'Ourthe.

Dans son prolongement vers le nord-est, le long de la route de Amonines à Dochamps, dans la partie située en amont du carrefour des routes de Dochamps et de Grandménil (par La Fosse), nous avons trouvé successivement, du nord-ouest vers le sud-est, des schistes rouges à clivage très grossier, correspondant à une schistosité résiduelle, du schiste vert compact, puis du schiste rouge très compact avec schistosité résiduelle très fine.

A Dochamps les schistes sont affectés par un clivage bien marqué ; il en est de même au sud du hameau de La Fosse, sur les deux rives du ruisseau dénommé « Sous l'Eau » sur les cartes topographiques. On y observe des schistes phylladeux présentant un beau clivage de flux. On voit ainsi se terminer la bande de Marcouray dans la direction du nord-est ; elle est bordée de ce côté par des roches présentant une belle schistosité de flux qui contraste avec l'aspect compact de la zone qu'elles encadrent.

f) *La zone de la Lienne.*

Dans la région de la Lienne, nous avons eu l'occasion de voir quelques affleurements de schiste affecté par la compacité.

Signalons tout d'abord que dans le fond de la vallée de la Lienne, entre les kilomètres 11 et 12 de la route, nous avons constaté l'existence de roches schisteuses quelque peu compactes, qui diffèrent à cet égard des phyllades affleurant au nord et au sud. Il semble donc y avoir là une petite zone de compacité que nous avons figurée approximativement sur la carte.

Plus au nord, dans son cours inférieur, la Lienne traverse un synclinal dont la partie axiale est constituée par les phyllades rouges, et les quartzophyllades du Salmien supérieur. Nous avons été frappés par le développement très accusé du feuilletage dans les phyllades, notamment au toit de la couche de minerais de manganèse qui fut exploitée autrefois sur les deux flancs du pli synclinal. La roche se débite très aisément en feuillets minces à surface luisante, parallèle à la stratification, elle rappelle la zone d'hyperschistosité signalée à d'autres endroits.

En même temps, il y a lieu d'insister sur le degré de métamorphisme de ce niveau du Salmien supérieur. D'après une étude qu'en a faite M. Berger <sup>(1)</sup>, des grenats s'y sont formés ; toutefois il ne semble pas y avoir de déformation de ces minéraux ni d'étirement à leur contact ; il s'agit de minéraux de néoformation plus récents que la phase tectonique principale durant laquelle le clivage de flux a pris naissance. Ce serait comparable à ce que nous avons rappelé ci-avant à propos des ottrélites de la région de Vielsalm. Les grenats de la Lienne seraient aussi à mettre en parallèle avec ceux des couches de coticule de la Salm et d'Ottré qui, nous l'avons dit, ont effacé la schistosité au moment de leur cristallisation.

En conclusion, la partie inférieure de la vallée de la Lienne correspond à une zone d'hyperschistosité, qui tranche sur le clivage de type normal.

Il est à remarquer à ce propos qu'au nord et au sud du synclinal de Salmien supérieur, les bancs schisteux de la partie inférieure, quartzophylladeuse, de cet étage sont encore affectés par un clivage très apparent, que l'on peut considérer

(1) PAUL BERGER. — Étude du gisement sédimentaire de manganèse de la Lienne. *Trav. fin d'études*. Obtent. du grade d'ingénieur-géologue. Liège, 1963-1964.

comme clivage de flux. Il en est encore ainsi pour l'affleurement de Revinien avec intercalation d'une roche éruptive bien visible le long de la route de la Lienne, immédiatement au nord du viaduc du chemin de fer de l'Amblève. Par contre, dans la vallée de l'Amblève, à plus grande distance du Salmien supérieur, la schistosité de fracture domine tant dans le Cambrien que dans les schistes du Dévonien inférieur.

Il en est de même lorsqu'on suit la vallée de la Lienne, en amont du lieu-dit Les Minières ; on voit le clivage de flux encore bien marqué dans les bancs schisteux du Salmien inférieur, passer à une simple schistosité de fracture ; on peut s'en rendre compte par l'observation des affleurements situés au lieu-dit Les Forges, à proximité du carrefour des routes de la Lienne et de Werbomont.

A hauteur de la borne kilométrique n° 9 nous avons vu un affleurement dans lequel un banc schisteux est affecté d'un beau clivage inclinant au sud de 50° alors que les strates inclinent de 60 degrés dans la même direction. Ce clivage nous a paru normal et non pas exagéré bien que la nature lithologique puisse facilement mettre l'observateur dans l'erreur.

Par contre, plus au sud entre les bornes kilométriques 11 et 12 et particulièrement à la distance de 11 Km 6, le schiste, bien que se présentant sous l'aspect d'une roche feuilletée, a une compacité anormale : Sous le choc du marteau il ne se débite pas en minces feuillets, mais en blocs de forme parallépipédiques. On peut en déduire que la roche a subi quelque peu l'influence profonde qui a pour effet de transformer les schistes en cornéite.

Plus au sud, par contre, le schiste se débite aisément en feuillets. Cependant au kilomètre 13, nous avons trouvé une roche se feuilletant mal, relativement compacte, tendre, qui diffère notablement, par son aspect, des schistes de la région.

Si l'on se reporte à la carte d'ensemble, on constate que ces quelques affleurements marqués par une certaine compacité du schiste sont situés par rapport à la direction tectonique générale, un peu au nord-ouest de ceux des environs de Lierneux et se trouvent par contre approximativement en direction avec ceux de Malmédy, dont il sera question plus loin.

On a ainsi l'impression que la limite de la zone influencée gagne progressivement vers le nord-est par une sorte de disposition en relais.

Cette documentation sur la vallée de la Lienne a été complétée par quelques observations sur le versant occidental de la Lienne inférieure.

A un kilomètre au sud-ouest du hameau de Chession, nous avons été frappés par l'aspect compact du schiste rouge d'âge gedinnien qui affleurerait autrefois le long du chemin, mais dont on ne trouve plus que des débris.

D'autre part, le long de la route de Lorcé, à peu de distance au nord de l'usine d'embouteillage de la source carbo-gazeuse de Chevron, nous avons constaté la présence de schiste gedinnien tout à fait compact, mais dans lequel on peut voir une fine schistosité résiduelle bien que la roche se brise suivant une cassure conchoïdale.

Il existe donc sur cette partie du versant de la vallée, une zone de compacité. D'après nos observations le long de la Lienne, elle n'atteint pas cette vallée car, dans son prolongement se voient des couches marquées par une schistosité de flux. Il semble que vers l'ouest elle s'arrête rapidement aussi ; en effet, à l'ouest de la station de captage et de traitement des eaux de Chevron, le long d'un sentier à flanc de coteau, les schistes bigarrés avec bancs de grès du Gedinnien sont déjà affectés par une schistosité grossière. Au sud de l'usine, dans la route qui monte vers le plateau, on trouve des schistes finement feuilletés.

Au nord, des sources de Chevron, le Salmien est bien clivé ; de même, à 750 mètres à l'ouest de Lorcé, nous avons pu nous rendre compte de ce que les schistes gedinniens sont finement clivés tandis que, plus au nord, dans la vallée de l'Amblève, les mêmes schistes se débitent suivant un clivage de fracture.

D'après ces observations, la zone de compacité si apparente auprès de la source de Chevron est entourée de tous côtés par des roches dévoniennes ou cambriennes où le clivage est mieux développé que la normale, suivant en cela une disposition que nous avons déjà signalée à plusieurs reprises.

g) *Les environs de Malmedy et de Ligneuville.*

Au nord-est de la vallée de la Lienne avec ses pointements de schistes affectés par la compacité, se trouve la région de Malmedy-Ligneuville où se rencontrent aussi de petits massifs ayant subi des modifications analogues.

1) A Malmedy même, à l'entrée de la nouvelle route de Robertville, affleurent les quartzophyllades zonaires du Salmien inférieur du massif cambrien de Stavelot. La roche est très compacte, bien que, par endroits, apparaisse une tendance au débitage en feuillets minces obliques à la stratification. Les quartzophyllades ont donc été marqués par un clivage schisteux fin dans un premier stade de leur évolution ; par après seulement ils ont pris la compacité qui les caractérise actuellement ; cette transformation a eu pour effet de ne laisser qu'un clivage résiduel, plus ou moins apparent suivant la nature des bancs.

Cette zone de roches marquées par la compacité se prolonge vers le nord-est, atteint ainsi la limite entre le Cambrien et le Gedinnien qui le recouvre en discordance de stratification ; à cet endroit les couches dévoniennes ont une direction subméridienne, bien différente de celle du Cambrien. La zone de compacité n'en passe pas moins d'un terrain à l'autre sans montrer de déviation. Nous citerons à l'appui l'observation suivante : Au voisinage immédiat du barrage de Robertville, les schistes gedinniens sont transformés en roche compacte ; par contre, à quelque distance vers le nord, notamment près des ruines de Renardstein, de même qu'au sud du barrage vers l'extrémité amont du lac-réservoir, les schistes du même étage sont affectés d'une belle schistosité permettant leur débitage en feuillets relativement minces. La zone de compacité est ainsi comprise entre deux bandes où le clivage schisteux est particulièrement bien développé.

Une telle indépendance entre la direction tectonique du Dévonien et celle de la zone de compacité est évidemment une indication précieuse qui nous permet d'affirmer que la transformation en roche compacte est due à une cause tout autre que celle dont dépendent les caractéristiques de la tectonique de la région. Elle confirme aussi que cette transformation est postérieure au plissement du Dévonien et n'est pas en relation avec les plis du soubassement cambrien, bien qu'elle en suive approximativement la direction.

Au nord de Malmedy, en bordure de la zone de compacité de la route de Robertville, à l'endroit dénommé « Tro Maret », près de Bévercé, les schistes et quartzophyllades du Salmien sont marqués par une belle schistosité ; c'est le prolongement de la zone située au nord du barrage de Robertville à la bordure septentrionale de la zone de compacité. On suit facilement cette bande de roches bien feuilletées vers le nord-est ; près de Reichenstein notamment les schistes de la partie inférieure du Gedinnien laissent apparaître une schistosité de flux très nette ; il est à remarquer qu'à proximité, les roches conglomeratiques de la base sont elles-mêmes clivées, bien que les feuillets y soient plus épais eu égard à la nature de la roche.

Le long de la voie ferrée, à l'est du viaduc du chemin de fer, près de Reichenstein, les schistes gedinniens sont bien clivés ; chose intéressante, un banc de quartzite blanc intercalé dans ces schistes laisse voir une schistosité fine, bien nette, oblique à la stratification.

Par contre lorsqu'on suit la voie ferrée, en approchant de la station de Montjoie, on constate que le clivage se marque moins finement et passe au clivage de fracture.

En bordure sud-est de la zone de compacité de Malmedy, dans le bois de Gdoumont, nous avons observé une tendance à un feuilletage grossier, oblique à la stratification dans l'arkose de base du Gedinnien. En outre, dans une situation comparable, à la sortie sud de Malmedy par la route de Waimes, les schistes et quartzophyllades du Salmien inférieur (Sm1b) présentent une belle schistosité.

Dans le prolongement sud-ouest de l'étroite zone de compacité de Malmedy, en bordure de la Warche, se trouve le rocher de Falize. Il est formé de quartzite blanc de l'étage devillien ; cette roche se débite aisément en feuillets grossiers à pendage de 20 degrés vers le sud-est, tandis que les couches, dans la partie sud du rocher inclinent de 35° à 40° vers l'E-S-E ; dans la partie nord au contraire, le clivage est peut-être plus net encore et garde la même allure, tandis que les bancs de quartzite inclinent de 60 degrés environ vers le nord-ouest.

Le rocher de Falize se trouvant exactement dans le prolongement de l'axe de la zone de compacité de Malmedy, appartient à l'aurole à schistosité très développée qui entoure cette zone. Plus loin encore, dans la direction de l'ouest, au sud de Stavelot notamment, les quartzites cambriens ne sont plus affectés par une schistosité comparable à celle du rocher de Falize. C'est ce que met en évidence l'allure tracée sur la carte.

2) En amont de Malmedy, une carrière ouverte sur la rive droite de la Warche exploite l'arkose de base du Gedinnien, dont les bancs inclinent de 10 à 15 degrés vers le sud-est. Au front de l'excavation on peut voir que la roche est découpée par des joints systématiquement disposés qui rappellent l'allure d'un clivage grossier. Il est à noter que ce clivage paraît moins fin que celui signalé ci-avant dans l'arkose de Gdoumont. Peut-être faut-il attribuer cette dissemblance à une différence minime dans la composition de la roche. Cependant nos observations dans le voisinage immédiat de la carrière nous incitent à ne pas adopter cette interprétation.

En effet, à l'ouest du village de Waimes, le long de la voie ferrée, au pied de l'escarpement que domine directement le hameau de Libomont, affleurent les schistes bigarrés du Gedinnien, de teinte sombre sous l'influence du métamorphisme ; ils renferment d'ailleurs des minéraux cristallisés.

Ces schistes se débitent en feuillets minces obliques à la stratification ; ils sont donc affectés par un clivage schisteux très développé.

Cependant au voisinage de leur contact avec l'arkose de base du Gedinnien, ils présentent un aspect nettement plus compact ; le feuilletage oblique aux strates s'y marque avec la même allure que dans les schistes précédents, mais les feuillets sont plus épais. On y voit des cristaux résultant du métamorphisme et disposés sans aucun ordre par rapport au clivage ; ils lui sont donc postérieurs.

On se rend compte qu'il existe ici encore une zone très réduite en surface où la schistosité a tendance à disparaître, parce que la roche prend une compacité anormale. Cette zone, comme dans les cas précédents, est entourée de roches où la schistosité a pris, au contraire, un développement exagéré.

Ajoutons encore qu'à la station de Waimes, on peut voir affleurer des schistes verts compacts qui appartiennent selon toute probabilité à un petit massif isolé.

3) Dans les tranchées de la route de Malmedy, à Ligneuville, le phyllade vert du Devillien présente par endroits une compacité anormale en opposition avec le feuilletage très développé qui l'affecte en d'autres points. Nous devons admettre que la roche, originellement bien clivée, est devenue plus compacte par la suite, sous l'action d'un agent d'évolution identique à celui dont l'intervention nous paraît évidente pour les régions précédentes.

Notons qu'à cet endroit, M. le Professeur Geukens a signalé la présence de schistes « tachetés ». Nos recherches n'ont pas été fructueuses à cet égard.

Nous pensons que le massif de schiste compact de Ligneuville se prolonge vers l'est sur une certaine distance, car à peu près à mi-distance entre Ondenval et Montenau, là où l'Amblève change brusquement de direction, nous avons noté la présence de schiste vert compact avec schistosité résiduelle, accompagné de quartzite montrant un bel exemple de « boudinage ».

Nous arrivons ainsi à mettre en évidence, dans cette partie du territoire voisine de Malmedy et de Recht, la présence d'une série de petits massifs à roches devenues compactes englobés dans une zone où la schistosité est souvent plus développée que de coutume.

Nous signalerons ici que cette zone à schistosité quelque peu exagérée, doit se terminer à peu de distance vers l'est car tout près de St-Vith, nous avons pu voir, au cours d'une excursion conduite par M. Legrand, géologue principal au Service géologique, que le front de schistosité monte à peine au niveau de l'Emsien inférieur. Il en est de même près de Audler, au nord de Schönberg, et près de Losheim ; en ce dernier point, le feuilletage grossier du schiste emsien est parallèle à la stratification ; ces roches sont au-dessus du front supérieur de schistosité.

## 2. *Les zones marginales au sud des zones principales.*

Nous avons esquissé les caractères les plus marquants d'une série de zones-annexes situées au nord des zones principales Paliseul-Bastogne et Vielsalm-Recht.

Une disposition assez semblable quoique moins développée existe au sud de ces mêmes zones. Nous pouvons y distinguer pour le moins, dans l'étendue de territoire où nous avons travaillé, trois de ces zones marginales.

### a) *La zone de Martelange-Esch-sur-Sûre.*

A la sortie de Martelange par la route de Neufchâteau, on peut voir de bons affleurements de schiste phylladeux noir, avec belle schistosité oblique, voilée cependant par un début de compacité.

De même, le long de la route de Martelange à Bastogne, aux environs de la borne kilométrique n° 20, surtout un peu au sud de celle-ci, affleurent des schistes verts parfois très compacts, laissant voir néanmoins une schistosité résiduelle. La roche nous a paru également contenir des minéraux de néoformation.

En suivant la route dans la direction de Bastogne, entre les bornes 21 et 22, les couches du terrain siegenien supérieur décrivent plusieurs plis et sont caractérisées par un beau clivage oblique à fort pendage sud ; toutefois à l'extrémité méridionale de la tranchée, il y a déjà une amorce de transformation en roche compacte. Cet endroit marque ainsi la limite septentrionale de la zone de compacité mentionnée à la sortie immédiate de Martelange tant par la route de Neufchâteau que par celle de Bastogne.

A l'est de ces affleurements, le long de la route secondaire de Martelange à

Grumelange, les schistes avec intercalations de bancs de grès se présentent avec une compacité assez marquée ; ils ont aussi une tendance à se débiter en longues baguettes assez grossières, disposition que nous avons déjà observée à d'autres endroits et qui paraît exister de préférence à la limite de la zone de compacité. Ces schistes sont également criblés de minéraux de néoformation.

Ce premier affleurement de schiste à compacité de la route de Grumelange est suivi vers le nord par du schiste d'aspect plus normal, marqué par un clivage de flux ; dans un échantillon de grès à grain fin nous avons noté la présence d'un clivage suivant lequel la roche se débite en feuillets minces. La zone de compacité est ainsi bordée par une bande où les schistes sont affectés par un clivage quelque peu exagéré.

Les roches atteintes par la compacité se voient à nouveau le long de la route longeant la Sûre ; après avoir traversé les roches à clivage normal, on atteint à nouveau des schistes montrant un début de compacité.

Celle-ci s'accroît vers le nord, car dans une petite carrière abandonnée, située au fond d'une étroite vallée à près d'un kilomètre sud-ouest de Tintange, le long du chemin de Warnach, nous avons vu les schistes gris-bleuâtre de l'Emsien inférieur, remplis de petits cristaux de néoformation ; la roche se brise suivant une cassure conchoïdale et non pas suivant les plans de clivage qui sont à assimiler, par conséquent, à une schistosité résiduelle.

Plus à l'ouest, en approchant de Warnach, les schistes du même niveau stratigraphique reprennent l'aspect normal tel que nous l'avons vu dans un bel affleurement au croisement de la route de Warnach-Bodange et de la route Martelange-Bastogne.

Le tracé de la limite de la zone de compacité s'établit ainsi sans grande difficulté dans la partie de territoire proche de la frontière belgo-luxembourgeoise.

Dans la direction du nord-est, nous en avons trouvé le prolongement en divers endroits :

Au sud de Bigonville nous avons noté, jusqu'aux environs de Folschette, la présence des schistes phylladeux, affectés par une belle schistosité de flux. Ces roches sont rangées par Asselberghs dans l'Emsien inférieur. A la sortie nord de Bigonville, on y voit apparaître un peu de compacité, au moins dans certains bancs ; plus au nord encore, à proximité de la Sûre, puis au moulin de Bigonville et près du moulin de Boulaide, les schistes sont nettement modifiés en une roche de compacité bien apparente, tout en gardant une schistosité résiduelle. Plus au nord, par contre, réapparaissent des schistes à feuilletage bien conservé.

A l'est de ces affleurements, le long de la Sûre, non loin de Lutzhausen, affleurent des schistes de l'Emsien inférieur, présentant une belle compacité, mais avec schistosité résiduelle.

La zone ainsi délimitée se poursuit encore sur une certaine distance, car le long de la grand-route d'Ettelbrück, un peu avant d'atteindre Buderscheid, nous avons constaté la présence de schistes compacts tout en présentant encore une schistosité résiduelle bien apparente.

Nos observations ne nous ont pas permis de trouver le prolongement de cette bande de schiste compact au-delà de ce dernier affleurement. Toutefois, nous croyons pouvoir dire qu'elle doit se terminer assez rapidement dans la direction de l'est, car au sud de Kautenbach nous n'avons pas trouvé trace de son extension éventuelle.

b) *La zone de Perlé-Forêt d'Anlier.*

La zone de Martelange dont il vient d'être question, est bordée du côté sud

par une bande de roches à métamorphisme avancé et dont les schistes sont affectés par un clivage de flux ; on y trouve des niveaux exploités pour ardoises, notamment à la sortie sud de Martelange. Cette bande se prolonge vers l'est à peu de distance de cette localité, où elle est coupée par une faille suivant les tracés établis par Et. Asselberghs. Vers l'ouest, son passage n'est guère observable dans la vaste région boisée de la Forêt d'Anlier.

Au sud réapparaît une autre zone caractérisée par le développement de la compacité. A l'est de Perlé, dans le fond de la vallée, au nord de la route de Holtz, deux anciennes carrières sont encore accessibles ; on y a exploité, pour l'empierrement des chemins, un schiste noir très compact du Siegenien supérieur. Les bancs inclinent de 40 degrés vers le nord ; on y observe la présence d'une schistosité résiduelle d'allure subverticale.

A environ 200 mètres au sud de ces excavations, se trouve le terril d'une ancienne ardoisière dont l'emplacement exact n'est plus visible, mais qui devait être très proche de ce tas de déblais. On voit ainsi que la roche bien feuilletée passe très rapidement à une roche profondément modifiée où la schistosité a presque entièrement disparu. Le changement s'opère sur une distance que l'on peut estimer à environ 150 mètres seulement.

Au sud de cette ancienne ardoisière, au petit village de Parette, affleure à nouveau le schiste compact, bien visible le long d'un chemin au N-N-E de l'agglomération. Par contre, à la sortie nord du village de Nothomb, les bancs de l'Emsien inférieur <sup>(1)</sup> dessinent un anticlinal dont le flanc nord a une pente de 40 à 45 degrés nord et le flanc sud de 25 degrés sud ; sur les deux flancs, la schistosité est très développée avec pente sud de 60 à 65 degrés. Au flanc sud, des bancs plus siliceux présentent ce même clivage, avec cette différence que les feuilletés sont moins fins.

A l'est de Nothomb, le long de la petite rivière entre Petit Nobressart et Holz, les schistes sont également affectés par un clivage schisteux très développé.

La bande de compacité de Perlé est donc encadrée au sud comme au nord par des roches caractérisées par une belle schistosité.

Le long de la route d'Attert à Martelange, nous avons relevé des points de passage de la zone de compacité, notamment à hauteur de la bifurcation de cette route avec celle conduisant à Virton. Les schistes de l'Emsien inférieur y sont caractérisés par une compacité assez marquée ; toutefois on y distingue aussi une schistosité résiduelle à pendage sud de 65 degrés environ.

A peu de distance au nord, à l'endroit marqué « La Folie » sur la carte de Belgique au 20.000<sup>e</sup>, les tranchées de la même route Arlon-Martelange donnent un bon affleurement de schiste compact, se débitant en baguettes ou en gros fragments ; ce schiste est rangé par Asselberghs dans le Siegenien supérieur (S 3). Ce point est à peu près dans le prolongement des anciennes carrières à schiste compact, situées à l'est de Perlé dans le fond de la vallée et dont il a été question ci-avant.

Le long de la même route, au nord de la route de Perlé (lieu-dit Honscheid) affleure aussi du schiste noir très compact, se débitant en feuilletés grossiers subverticaux. Ces schistes appartiennent au Siegenien moyen.

Plus au nord encore, à Haut-Martelange se trouve une ardoisière ; le phyllade noir du Siegenien supérieur se débite en feuilletés minces.

(1) Nous avons adopté la détermination faite par Asselberghs de l'âge de ces roches. Rappelons cependant que Lucius les rangeait encore dans le Siegenien. La présence de plis secondaires rend d'ailleurs difficile le tracé de la limite entre ces deux étages.

La coupe ainsi établie le long de la route Arlon-Martelange confirme les observations faites un peu à l'est, au nord et au sud de Perlé : une zone de schistes compacts est bordée de part et d'autre par des schistes présentant un beau clivage schisteux au point de pouvoir être exploités pour ardoises.

Si l'on se reporte à la carte annexée, on remarque que la limite orientale de la zone de compacité présente une allure un peu compliquée, due à ce qu'une étroite bande de schiste bien clivé vient en troubler la régularité.

On voudra bien noter aussi que les limites de la zone de compacité ne coïncident pas avec les contours des assises géologiques, tout au moins si l'on se reporte à la carte dressée par Et. Asselberghs. Toutefois, il faut reconnaître aussi qu'en allure générale, l'allongement des zones se fait parallèlement à la direction *générale* du plissement hercynien, fait que nous avons noté également pour les zones principales et pour les zones annexes situées au nord de celles-ci.

Nous voudrions signaler ici une observation locale, qui ne manque cependant pas d'intérêt pour l'étude faisant l'objet de ce mémoire : A 400 mètres environ au N-N-E de l'église du hameau de Parette, en haut de l'escarpement de la rive droite d'un petit affluent du Nothomerbach, affleure du phyllade noir se débitant en longues baguettes délimitées d'une part par des joints de stratification et, d'autre part, par le feuilletage de la roche. Dans l'intérieur de ces baguettes, le clivage est très développé, qui paraît devoir permettre un débitage en minces feuillets ardoisiers. En réalité, il semble y avoir ici un commencement de compaction, de sorte que la roche se brise aisément non pas suivant tous les joints, mais seulement à l'endroit de certains d'entre eux. Cette disposition nous a rappelé celle que l'on observe fréquemment à l'endroit du front supérieur de schistosité. Dans le cas présent, les roches se trouvent bien en dessous de ce front ; le fait d'avoir pris ce débitage en baguettes est en relation avec la proximité de la zone de compacité où la schistosité disparaît progressivement pour donner naissance à une roche d'aspect homogène où n'apparaissent plus que des joints espacés qui sont une schistosité résiduelle.

Il nous reste à procéder à l'examen de la région située à l'ouest de la grand-route de Martelange à Arlon, c'est-à-dire à l'ouest des deux coupes décrites ci-dessus. Nos recherches sur le terrain y ont été peu fructueuses car elles portaient sur une région de hauts plateaux couverts par la forêt d'Anlier. Néanmoins, le long de quelques routes transversales, nous avons eu la chance de trouver des affleurements qui nous ont permis de tracer les limites approximatives que nous avons figurées sur la carte-annexe. Nous croyons pouvoir conclure de ces observations que la zone de compacité se termine assez rapidement dans la direction de l'ouest. Nous avons constaté également le long du chemin de Rodange à Habay-la-Neuve que, de part et d'autre de cette zone, on trouve des débris de schiste à beau clivage. Par contre, au Pont d'Oie près d'Habay-la-Neuve, les schistes du Siegenien inférieur ne sont plus affectés que par un clivage de fracture.

On se rend compte aussi de ce que l'ordre de succession des zones de développement du clivage, même dans une étendue restreinte de territoire, n'est pas conforme à la succession stratigraphique comme ce devrait l'être normalement. Ici encore, l'influence d'un facteur profond, autre que la charge des terrains sédimentaires, apparaît manifeste.

c) *La zone de Ste-Cécile-Parensart-Muno.*

Si la zone de compacité de Martelange-Perlé se termine assez rapidement vers

l'ouest, avant d'atteindre l'agglomération d'Anlier, dans son prolongement ouest réapparaissent des affleurements de roches schisteuses ayant subi dans une certaine mesure la transformation en roche compacte. Nous en avons observé un affleurement au bord de la Semois à l'est du village de Ste-Cécile, au lieu-dit Bois de Meusin, et un autre à 3 kilomètres et demi au N-N-E du précédent, à l'est de la voie ferrée (1).

A Sainte-Cécile par contre, dans les tranchées du chemin de fer, les schistes du Gedinnien ne sont affectés que par une schistosité de fracture ; il semble donc que les deux points à roche compacte signalés à l'est de cette localité appartiennent à une zone d'extension réduite, située dans le prolongement direct de la zone de compacité de la Forêt d'Anlier, de Martelange et de Perlé.

La même situation existe à quelques kilomètres à l'ouest, là où la voie ferrée de Muno-Ste-Cécile franchit le Ruisseau des Roches. Le long du chemin qui monte au nord-est du viaduc, on pouvait voir, lorsque les tranchées étaient fraîches, des schistes très compacts reposant sur le poudingue de base du Gedinnien surmontant en discordance les roches noires du Cambrien (2).

De même, dans une carrière ouverte au sud-ouest du Ruisseau des Roches, tout à proximité de la voie ferrée, les schistes de Mondrepuits du Gedinnien inférieur, avec leur poudingue de base, reposent en discordance sur le Cambrien. Ces schistes ont incontestablement un aspect compact sauf peut-être dans les couches supérieures.

On se trouve ici en présence d'une zone à roches compactes du Gedinnien, mais dont les limites semblent être très irrégulières ; en effet, au rocher de l'Appel, situé à l'ouest des carrières ouvertes sur les deux rives du ruisseau des Roches, affleure le poudingue gedinnien accompagné de quartzite, et de quelques intercalations de schiste siliceux ; au nord apparaissent les schistes de Mondrepuits avec belle schistosité de fracture.

Par contre, dans le bois, à proximité et à l'ouest du Rocher de l'Appel, le sol est jonché de débris d'un schiste fossilifère compact, qui a tout à fait l'apparence d'une cornéite. M. le professeur P. de Béthune de l'Université de Louvain, a eu l'obligeance de communiquer à l'un de nous (P. F.) les résultats de l'examen de cette roche auquel il a procédé.

Il s'exprime de la façon suivante :

« Vous vous souviendrez qu'il s'agit d'une roche gris bleuté à grain fin dans laquelle sont dispersées quelques petites coquilles fossiles, et qui est parfaitement massive sans trace de schistosité. Je la soupçonnais d'être une roche argilo-calcaireuse qui, par métamorphisme, aurait donné de la clinozoïsite.

» La lame mince confirme cette supposition. La roche est entièrement recristallisée, y compris les fossiles (je pense même, mais il faudrait vérifier la chose au moyen d'autres lames, que les articles de crinoïdes monocristallins à l'origine sont recristallisés en une mosaïque polycristalline). Le contour des fossiles est toutefois nettement reconnaissable comme dans l'échantillon ; certains d'entre eux doivent être restés déterminables.

» La recristallisation à grain très fin est accompagnée de néominéralisation,

(1) Les limites de ce massif de roches atteintes de compacité ne sont qu'approximatives, eu égard au nombre très réduit de points d'observation. Un levé détaillé établirait sans doute que son extension a été exagérée.

(2) Au cours de la session extraordinaire de 1911 de la Société belge de Géologie et de la Société géologique de Belgique, la remarque fut faite de l'existence de roches d'aspect très métamorphique au-dessus du poudingue gedinnien.

tous les minéraux étant métamorphiques. Ceux-ci sont, sous réserve des difficultés résultant de la finesse du grain :

1. Une *séricite* très fine qui se rencontre presque partout dans la lame, dispersée entre les autres minéraux ;
2. de la *chlorite* en paillettes plus grandes, assez bien délimitées ;
3. de la *biotite* en paillettes presque aussi grandes que la chlorite, mais à contour déchiqueté ;
4. de la *clinozoïsite* parfois en cristaux isolés, mais le plus souvent en petites plages lenticulaires à grain très fin. Le fort relief du minéral empêche de déterminer si ces plages ne contiennent pas un fin pigment graphitique ;
5. signalons également la calcite des fossiles.

» La texture de la roche est ainsi microgranoblastique ; sans orientation préférentielle d'aucun minéral. La structure est dominée par la disposition des petites lentilles de clinozoïsite qui, sans être alignées, sont orientées parallèlement les unes aux autres (ce que j'attribue à une relique de la stratification originelle). Pour le reste, la structure est rigoureusement massive, ni la séricite, ni la chlorite, ni la biotite ne montrent le moindre réglage. Les paillettes de biotite sont particulièrement démonstratives de cette texture entrecroisée.

» Il s'agit donc d'une roche entièrement reconstruite par le métamorphisme sans avoir subi de déformations intimes, et qui doit avoir été originellement une marne fossilifère. La roche est donc une cornéite calcareuse et un exemple de métamorphisme bénin.

» Dans l'ensemble, ces observations confirment la supposition que j'avais faite. Le seul point toutefois que je n'avais pas prévu est la présence de biotite. Quelle peut être sa signification? Aurions-nous, dans la zone métamorphique de Givonne atteint la mésozone pour laquelle l'isograde de la biotite est caractéristique? Ou se peut-il que, à cause de la composition chimique particulière de la roche cet isograde soit refoulé dans l'épizone? Il va de soi que l'on ne peut trancher cette question sans de plus amples recherches. »

La composition de la roche telle que la décrit notre savant confrère fait penser en effet à une cornéite et l'on est tenté de lui donner la même signification qu'à la cornéite de Serpont et à d'autres roches du même type de la région de Bastogne.

Toutefois, il ne faut pas perdre de vue que ces roches compactes voisines du ruisseau des Roches sont également tout à proximité des affleurements de kersantite bien connus entre le dit ruisseau et Ste-Cécile. Or si l'on se reporte aux études qui en ont été faites, on est frappé de voir qu'au contact immédiat des venues de cette roche éruptive, les schistes du Gedinnien sont métamorphisés en une roche compacte avec destruction presque complète de la schistosité engendrée lors de la phase des plissements hercyniens. Si, d'autre part, on se reporte à l'étude de A. Hacquaert <sup>(1)</sup>, on est frappé de voir que ces roches de contact sont caractérisées non seulement par leur structure massive mais aussi par la présence de minéraux de néoformation et notamment de la biotite.

(1) Voir à ce sujet : M. E. DENAEYER et G. MORTELMANS. — Les roches éruptives in *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, publié par la Société géologique de Belgique en 1954. Les auteurs rappellent l'étude publiée par A. Hacquaert en 1928 au sujet de la kersantite de Muno.

Aussi peut-on se demander si la compacité des roches en bordure du Ruisseau des Roches et à proximité du Rocher de l'Appel n'est pas due à la présence de pointements de kersantite qui n'ont pas atteint la surface du sol, mais sont restés à une certaine profondeur. Il s'agirait en l'occurrence de cornéenne et non pas de cornéite telle qu'on la connaît à Serpont.

A l'appui de cette interprétation on peut faire remarquer qu'autour de ces pointements de roche du type « cornéenne » il n'existe pas une auréole à hyper-schistosité comme nous l'avons signalé autour des zones de compacité décrites ci-avant. L'influence des montées de kersantite apparaît ici des plus probable.

d) *Le synclinal de Neufchâteau (Synclinorium de l'Eifel) et l'anticlinal de Givonne.*

Comme corollaire à ce que nous venons d'exposer, nous croyons devoir présenter quelques remarques en ce qui concerne la situation dans le synclinal de Neufchâteau c'est-à-dire dans la partie occidentale du synclinorium de l'Eifel.

La zone de compacité Bastogne-Paliseul affecte principalement l'anticlinal de l'Ardenne (anticlinal de Serpont-Bastogne de la carte du Dévonien inférieur d'Asselberghs). Si les axes de la zone de compacité et de l'aire anticlinale ont sensiblement la même allure par rapport au plissement de l'Ardenne, ils ne coïncident cependant pas, le premier étant reporté au sud du second.

D'autre part la zone de compacité complexe de Martelange-Perlé semble en relation étroite avec l'axe de l'anticlinal de Givonne dont elle suit approximativement l'allure tout en étant située à quelque distance au nord de cet axe.

Il paraît indéniable qu'il existe pour chacune de ces deux zones de compacité une relation avec les grands traits de la tectonique hercynienne. A cet égard le synclinal de Neufchâteau est à prendre en considération. Ce large pli complexe va s'élargissant de l'ouest vers l'est, d'abord lentement, puis de façon bien plus apparente à partir de la frontière du Grand Duché de Luxembourg pour devenir la partie principale du synclinorium de l'Eifel.

A l'ouest de cette frontière, le synclinal de Neufchâteau resserré entre deux zones de compacité comprend en majeure partie des roches affectées d'une belle schistosité, parmi lesquelles se trouvent des niveaux ardoisiers.

Nous aimons rappeler ici une remarque de X. Stainier <sup>(1)</sup> :

Sur le versant nord du bassin de Neufchâteau et du golfe de Charleville, se développe une bande de phyllades qui comprend plus ou moins tous les étages géologiques de la région. « Cette bande, écrit l'auteur, part de la vallée de la Meuse, au sud du massif cambrien de Rocroi, s'étend dans une direction presque exactement est-ouest, vers le levant et, arrivée aux environs de Neufchâteau, oblique un peu vers le nord-est. Elle suit donc, comme on le voit, la direction générale des couches dans cette contrée, mais son coude vers le nord-est est moins prononcé que celui des couches. Tous les étages de la région, en pénétrant dans cette bande, prennent plus ou moins le caractère de phyllades, et pour certains d'entre eux, ce caractère est assez prononcé pour les rendre susceptibles de donner des ardoises. »

L'auteur cite le cas des schistes de Mondrepuits qui passent aux phyllades de Levezey, les schistes bigarrés d'Oignies passant aux phyllades de Joigny, les schistes de l'assise de St-Hubert devenant les phyllades de Laforêt, les schistes de Bastogne,

(1) X. STAINIER. — Sur le mode de gisement et l'origine des roches métamorphiques de la région de Bastogne (Belgique). *Mém. in-4° Cl. Sc. Acad. roy. Belgique*, 2<sup>e</sup> sér., t. I, 1907. Voir page 28.

de Ste-Marie et de Bertrix représentés par les phyllades ardoisiers d'Alle de la base du Siegenien. Il ajoute encore : « Dans son prolongement oriental, la bande se recourbant moins vers le nord-est que les couches, empiète sur des assises plus méridionales, et c'est ainsi qu'elle empiète sur le bassin de Villers-la-Bonne-Eau, où l'on voit sur le bord nord, le Hundsruickien (Cb2) <sup>(1)</sup> représenté par des schistes beaucoup plus fins, plus feuilletés que partout ailleurs. Mais ce qui est surtout frappant, c'est de voir sur le bord nord de ce bassin, les schistes burnotiens (Bt) <sup>(2)</sup>, qui partout ailleurs en Belgique sont grossiers et mal feuilletés, acquérir dans cette bande le caractère de schistes finement feuilletés, luisants, constituant en un mot presque de vrais phyllades ».

La zone ainsi définie par Stainier intéresse principalement le versant septentrional du synclinal de Neufchâteau.

Dans la coupe de la vallée de la Meuse, les roches du Cambrien du massif de Rocroi, comme celles du Dévonien (assise de Levrezy) qui le recouvrent vers le sud sont affectées d'une belle schistosité.

Dans son mémoire sur le massif de Rocroi, le professeur Beugnies écrit (page 133) :

« Un autre caractère commun aux phyllades cambriens et aux phyllades de Levrezy est le microplissement. Il est bien développé dans les schistes de Levrezy souvent qualifiés pour cette raison de phyllades onduleux. Dans les phyllades et quartzophyllades cambriens, le microplissement fréquent reste cependant sporadique. »

Il est remarquable de voir apparaître dans les couches inférieures du Dévonien de la vallée de la Meuse un type de déformation qui caractérise normalement une zone relativement profonde. On est tout naturellement tenté, pour le Cambrien, de voir une relation entre cette particularité et la présence des chloritoïdes dans le Cambrien de la partie méridionale du massif de Rocroi.

Vers l'est, la zone définie par Stainier passe au sud de Bastogne, où le développement exagéré du clivage schisteux s'étend jusque dans la grauwacke de Wiltz comme nous l'avons indiqué précédemment au nord-est de cette petite ville.

Il faut toutefois se montrer prudent avant de délimiter cette zone. En effet, dans les environs de Tournay, comme dans la tranchée du chemin de fer à la sortie nord de la gare de Longlier, nous avons remarqué que les roches du niveau de Longlier du Siegenien sont pratiquement dépourvues de schistosité ; les fossiles qu'on y trouve ne sont nullement déformés. Par contre, au nord et au sud, dans tout cet ensemble d'allure régulière du versant nord du synclinal de l'Eifel, la schistosité est bien indiquée, ce qui permet notamment l'exploitation des ardoises à Warmifontaine et à Herbeumont, à un niveau stratigraphique plus élevé que celui des quartzophyllades de Longlier.

Cette anomalie apparente tient, tout au moins en partie, à la nature lithologique des sédiments pris dans le plissement.

Dans la coupe de la vallée de la Meuse, où le bassin se rétrécit fortement, le feuilletage oblique et le métamorphisme sont bien marqués sur toute la largeur du synclinal, affectant le Siegenien comme le Gedinnien ; il en est ainsi tout au moins jusque la faille de charriage d'Aiglemont. Par contre, à Mézières-Charleville, au sud de cet accident tectonique, la schistosité de fracture prend la place de la schistosité de flux au niveau des schistes d'Oignies du Gedinnien supérieur.

(1) C'est, dans la nomenclature actuelle, le Siegenien moyen.

(2) Étage emsien de la légende actuelle de la carte géologique.

Vers le nord, le Dévonien inférieur de l'axe du synclinal de Neufchâteau repose en discordance sur le Cambrien ; ce dernier se caractérise, dans la partie méridionale du massif de Rocroi, par un métamorphisme quelque peu exagéré, caractérisé par la présence de divers minéraux de métamorphisme notamment le chloritoïde, la magnétite, etc.

On ne peut s'empêcher de croire que cet état particulier résulte de la même cause qui a provoqué le métamorphisme du Dévonien du versant nord du synclinal de Neufchâteau tel que nous venons de le rapporter d'après X. Stainier.

Le fait de ne trouver qu'une schistosité de fracture dans le Gedinnien au Sud de la faille d'Aiglemont mérite de retenir l'attention. Il semble indiquer que la production de cette faille de charriage correspond à une phase tardive de la tectogenèse alors que les anomalies dans la distribution du clivage schisteux et de métamorphisme étaient déjà acquises.

La carte jointe au présent mémoire permet de voir que cette zone à métamorphisme plus développé s'étendant à la fois au Dévonien et au Cambrien sous-jacent, entoure l'extrémité occidentale de la zone à schistes compacts de Paliseul.

On se rend compte ainsi, de façon très claire, de la liaison qui existe entre cette zone métamorphique, avec schistosité bien développée et la zone de compacité. Toutes deux sont la conséquence d'une même intervention.

Dans la coupe de la vallée de la Meuse, le versant nord du synclinal de Neufchâteau est bien développé ; le versant sud, par contre y est fortement atténué par suite de la présence des failles de charriage qui séparent les deux flancs du synclinal (faille d'Aiglemont et failles connexes). La situation reste sensiblement la même jusqu'à l'approche du méridien d'Herbeumont. A partir de là l'axe du synclinal et la faille d'Herbeumont, prolongement de la zone de charriage d'Aiglemont, sont plus distants l'un de l'autre et l'observation du versant méridional du synclinal de Neufchâteau y est relativement aisée. Les schistes appartenant à cette partie du synclinal sont caractérisés par une schistosité de flux en relation étroite avec la zone de compacité complexe de Martelange et de Perlé.

Cette zone est ainsi bordée tant au nord qu'au sud par une bande où les schistes sont affectés par un clivage oblique très développé comme nous l'avons signalé au sud de Perlé ; à plus grande distance vers le sud, nous avons fait observer qu'aux environs de Ste-Cécile tout comme à l'est de ce village, le clivage de fracture domine comme c'est le cas notamment près d'Habay-la-Neuve, ainsi que nous l'avons indiqué précédemment. Or les schistes de Ste-Cécile appartiennent au Gedinnien, c'est-à-dire à un niveau stratigraphique bien inférieur à celui des phyllades ardoisiers de Warmifontaine. Entre ces deux localités, il y a inversion de la règle qui régit le développement du clivage schisteux.

Encore une fois nous trouvons ici la preuve de la relation étroite qui existe entre la zone d'hyperschistosité et celle où les roches schisteuses sont marquées par la compacité.

Comme on le voit à l'examen des cartes géologiques, à partir de la frontière du Grand Duché de Luxembourg, le synclinal de Neufchâteau s'élargit considérablement du fait de l'ennoyage vers l'est de l'anticlinal de Serpont-Bastogne. C'est le passage au synclinorium de l'Eifel qui prend toute son ampleur vers l'est, en englobant la zone anticlinale de Givonne, comme celle de Serpont-Bastogne.

On remarque que le front de schistosité s'abaisse aussi dans cette direction. Déjà à Harlange, la grauwacke de Wiltz est dépourvue de schistosité, alors que celle-ci est si bien marquée au nord-est de Wiltz où elle tend même vers la schistosité

de flux. Les tracés de la carte nous ont conduit à ce résultat assez inattendu de la présence d'une zone sans schistosité au niveau de l'Emsien supérieur et moyen, zone qui se termine rapidement vers l'est car dans la vallée de l'Our, la schistosité est encore bien marquée dans la grauwacke de Wiltz notamment à Dasburg.

De toute manière, lorsqu'on se porte vers l'est et le nord-est, en partant de la région de St-Vith, c'est-à-dire en suivant parallèlement la ligne enveloppe des petits massifs de compacité figurés au nord du massif cambrien de Stavelot, il semble n'y avoir là qu'un clivage schisteux normal, du type du clivage de fracture, dont le front supérieur se trace assez aisément sur le terrain. Faisons remarquer notamment qu'à l'est de St-Vith le front se place approximativement vers la base de l'Emsien.

Toutefois, les observations que l'un d'entre nous (P. F.) a eu l'occasion de faire au cours de la session extraordinaire de la Société géologique de Belgique, dans l'Eifel en 1963, lui ont permis de constater qu'au sud de la crête du Schnee Eifel, il existe une importante faille de charriage de type cisailant refoulant sur du Siegenien non clivé du Siegenien supérieur présentant une schistosité très développée. Le fait ne peut pas être attribué à la production de ce charriage ; on peut voir, en effet, sur le terrain que le feuilletage des schistes a été influencé par la production de la faille. Cet accident est donc postérieur à l'intervention du facteur qui a modifié le niveau normal du front supérieur de schistosité. La même réflexion s'est imposée à nous à propos de la région de Mézières-Charleville.

Aussi peut-on se demander si les facteurs qui ont engendré la zone de compacité de Martelange-Perlé n'ont pas eu une certaine influence bien à l'est de la zone où nous en avons relevé les effets en Belgique, et au Grand Duché de Luxembourg. Ce n'est évidemment là que pure hypothèse !

#### Chapitre IV

##### CONCLUSIONS DE LA PREMIÈRE PARTIE

###### 1. *Les phases de l'évolution.*

Au cours des chapitres précédents, nous avons exposé avec quelque détail les résultats de nos observations sur la distribution des roches — spécialement des roches schisteuses — affectées d'une compacité qui a eu pour résultat d'effacer parfois complètement le clivage oblique aux strates formé au cours de la phase tectonique principale. Nous avons fait remarquer qu'il y a des degrés dans ce mode de transformation de la roche. Là où l'évolution est maximale, le schiste est devenu une *cornéite* ; vers la périphérie de la zone affectée, il passe progressivement à une roche de moins en moins compacte, de moins en moins cristalline qu'à l'exemple de Stainier nous avons appelée *schiste cornéen*.

Par contre, dans les terrains qui encadrent une zone à roches compactes, les schistes présentent, de façon très générale, un développement exagéré du clivage schisteux, compte tenu des conditions de la tectogenèse et de la charge supportée au moment du plissement.

L'un des exemples les plus typiques de ces relations entre la compacité et la schistosité surdéveloppée est celui que nous avons observé au sud de Bastogne. En pleine zone de compacité, le clivage est fortement atténué ; lorsqu'on s'en écarte progressivement on le voit s'accroître de plus en plus, au point qu'à Benonchamps, des bancs gréseux sont eux aussi affectés par un feuilletage oblique aux joints de

stratification, feuilletage bien plus marqué qu'on serait en droit de le supposer d'après la nature de la roche, le peu d'intensité du plissement et l'importance de la charge statique au moment de la phase maximale de l'orogénèse.

Nous avons attiré l'attention sur cette particularité chaque fois que nous en avons eu l'occasion au cours de l'exposé des faits d'observation, tout aussi bien en bordure de zones de compacité d'étendue restreinte qu'au contact des deux zones principales de Paliseul-Bastogne et de Vielsalm-Recht.

La ligne de contact entre la zone de compacité et sa bordure externe où les schistes sont affectés par un clivage oblique exagéré est assez facile à tracer sur la carte. Il en est tout autrement pour la limite extérieure de cette dernière zone. Le passage des schistes à clivage exagéré aux schistes à clivage normal se fait, en effet, de façon si progressive qu'on se trouve généralement dans l'impossibilité d'établir une délimitation quelque peu précise.

Nous n'avons pas manqué de nous arrêter un instant à un cas particulier qui n'en rentre pas moins dans la règle générale. C'est celui de la grauwacke de Wiltz de l'Emsien supérieur, au voisinage de la ville même de Wiltz. Du sud au nord de cette localité, sur une distance relativement courte, on voit le même niveau stratigraphique dépourvu de schistosité ou bien affecté par un clivage oblique se rapprochant déjà du clivage de flux. On ne peut pas faire intervenir ici une variation notable de la charge supportée au moment du plissement ; il faut faire appel à l'intervention d'un facteur supplémentaire ayant agi avec une intensité plus grande au nord qu'au sud de Wiltz.

Il s'agit en l'occurrence du même facteur invoqué pour rendre compte de la présence d'un clivage de flux dans les schistes et grès siegeniens de Benonchamps. Il a agi avec moins d'intensité dans la grauwacke de Wiltz située à un niveau stratigraphique plus élevé, soumise par conséquent à une charge moindre lorsque se sont produits les efforts orogéniques.

Dans les zones de compacité, nous avons noté la présence très générale de joints représentant les restes de la schistosité telle qu'elle existait avant d'être effacée ou atténuée par la transformation du schiste en une roche compacte.

Là où la compacité est la plus marquée, sous l'aspect de la cornéite, le schiste est devenu entièrement massif et la schistosité résiduelle ne s'y voit plus que difficilement, sauf parfois par un examen en lame mince sous le microscope.

Ce sont là les endroits d'évolution maximale de la roche schisteuse. Au fur et à mesure que l'on s'en écarte pour s'approcher de la limite externe, la schistosité résiduelle se marque de mieux en mieux au point d'être très apparente dans des bancs gréseux affectés d'un fin feuilletage sensiblement normal à la stratification. Nous en avons fait l'observation en divers endroits par exemple à Givroulle au nord de Flamierge.

Ces faits conduisent à une conclusion importante : Au cours de la phase tectonique majeure, le clivage schisteux a pris naissance en Ardenne suivant les règles normales, conformément à la nature lithologique des formations sédimentaires, en relation avec l'allure même des plis. Cependant dans deux zones principales et une série de zones annexes il a atteint un développement plus considérable qu'ailleurs, à l'intervention d'un facteur supplémentaire de l'évolution, dont nous aurons à rechercher la nature.

Au cours d'une phase ultérieure, sur une grande partie de la zone caractérisée par le développement excessif du clivage schisteux, une autre action a agi en sens inverse de la précédente, tendant à effacer la schistosité au lieu de l'amplifier et cela

au point de rendre les roches tout à fait compactes (cornéites) là où son intervention fut maximale.

Une telle action ne peut évidemment être que posttectonique. La preuve nous en est donnée par le fait qu'elle est en relation avec la genèse de minéraux de néoformation qui sont disposés de façon toute indépendante de la schistosité ; ils recourent en travers les feuillettes de clivage ; ils se sont par conséquent formés après le clivage schisteux au moment où la phase tectonique principale était achevée.

Nous rappellerons l'essentiel de la documentation sur la question des minéraux de métamorphisme dans un chapitre suivant de ce mémoire.

En résumé, l'évolution des terrains paléozoïques dans cette partie de l'Ardenne s'est faite en deux phases. La première que nous appelons *syntectonique* a eu pour effet de plisser les terrains, d'y faire naître des déformations mineures telles que le clivage schisteux et accessoirement le microplissement et la foliation. Toutefois, la présence de zones à schistosité plus développée que la normale, atteignant les quartzites et les arkoses, nous oblige à faire appel à l'intervention d'un facteur supplémentaire suivant des zones d'étendue variable. C'est à la même intervention qu'est dû le « boudinage » en relation étroite avec un étirement ou flux de la matière.

C'est après l'achèvement de la tectogenèse, au cours d'une seconde phase, *post-tectonique*, que s'est faite la transformation de roches bien clivées en roches compactes et notamment en cornéite. En même temps se développaient des minéraux bien cristallisés, orientés en tous sens.

C'est sur la base de l'existence de ces deux phases successives que doit être étayé tout raisonnement sur l'origine des anomalies des déformations mineures tout aussi bien que sur l'origine du métamorphisme particulier de la région étudiée.

Le seul fait de trouver de la schistosité résiduelle dans des roches compactes est la preuve la plus évidente de l'ordre de succession des phénomènes : production de la schistosité au cours de la phase syntectonique, puis sa destruction par une transformation de la roche au cours de la phase posttectonique.

Dans l'exposé des faits d'observation, nous avons pu mettre en évidence la relation étroite qui existe entre les deux types d'anomalies des déformations mineures : un développement exagéré du clivage schisteux d'une part, une compacité anormale des schistes d'autre part.

Il est intéressant de comparer le tracé des zones d'anomalies figurant à la carte annexée au présent mémoire avec l'esquisse cartographique des provinces métamorphiques de l'Ardenne telle que l'a tracée F. Corin en 1931 (1).

L'allure générale est très semblable en ce qui concerne l'extension des anomalies décrites par nous et celle des provinces métamorphiques distinguées par l'auteur de ce travail. Nous pouvons même ajouter que la zone où le métamorphisme est le plus marqué est précisément celle de Libramont-Séviscourt-Remagne, où nous avons admis l'existence d'une zone sous-jacente à la zone de compacité, séparant la région de Paliseul-St-Hubert de celle de Bastogne ; c'est là aussi que F. Corin indique le passage d'une aire anticlinale transversale, soulignée d'ailleurs par l'emplacement du petit massif cambrien de Serpont.

Nous regrettons cependant que l'esquisse ne mette pas mieux en valeur la zone de Vielsalm qui nous paraît avoir la même signification que celle de Remagne.

(1) F. CORIN. — Compte rendu de la session extraordinaire de la Société belge de Géologie et de la Société géologique de Belgique, tenue à Libramont, en septembre 1931. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 54, *Bull.*, p. 414.

De ces comparaisons on est amené à conclure que les diverses modifications envisagées : schistosité très développée, compacité, métamorphisme sont liées quant à leur origine à l'influence d'un même agent d'évolution.

Citons à ce propos le fait suivant : Dans le Salmien de Vielsalm, la schistosité (fissilité des ardoises) est amoindrie par le développement de l'ottrélite, c'est-à-dire par une cristallisation tardive, posttectonique. Dans le coticule, le clivage schisteux n'apparaît généralement pas, par suite de la cristallisation de la roche ; néanmoins à Salm-Château, comme à Lierneux, nous y avons vu de la schistosité résiduelle.

## 2. La disposition des anomalies en zones concentriques.

L'étude des zones marginales d'anomalies du clivage schisteux sont caractérisées par une aire centrale à roches compactes entourée par une zone où le clivage atteint un développement plus ou moins exagéré.

Dans les zones principales de Paliseul-Bastogne et de Vielsalm-Recht, la zone de compacité est également bordée vers l'extérieur par des sédiments dont les bancs schisteux, voire même les bancs siliceux, laissent apparaître un clivage plus ou moins excessif vis-à-vis de ce qu'il devrait être, compte tenu de la charge supportée au moment de la tectogenèse.

Mais dans la partie centrale de ces deux zones principales, on voit réapparaître des schistes présentant un clivage exagéré voire même le microplissement ou une tendance à la foliation, marquée par un feuilletage très fin parallèle à la stratification.

Il en résulte que là où les anomalies sont les plus marquées, nous pensons reconnaître l'existence de trois niveaux bien distincts, qui sont, du centre à la périphérie :

- a. *niveau du centre* à hyperschistosité, microplissement et même apparence de foliation ;
- b. *niveau de compacité* avec développement local de cornéite ;
- c. *niveau à clivage* anormalement développé (niveau externe d'hyperschistosité). Ce niveau passe progressivement vers l'extérieur aux formations à clivage normal (généralement clivage de fracture).

Ces niveaux se prolongent évidemment en profondeur. Il ne serait pas admissible que leurs limites soient verticales et moins encore qu'elles inclinent vers l'axe de la zone d'anomalies ; dans une telle hypothèse, en effet, on arriverait à faire descendre la zone à clivage normal (clivage de fracture) sous la zone d'exception, ce qui ne pourrait se justifier en aucune manière.

Nous sommes amenés ainsi à schématiser les relations probables de ces niveaux de la façon indiquée à la figure 7.

Les roches les plus évoluées quant aux déformations mineures occupent ainsi la place du noyau d'une allure en dôme sans qu'il soit possible de préjuger de la pente à donner aux limites des niveaux représentés. Nous avons cependant indiqué une tendance à l'amincissement progressif de la zone de compacité en profondeur. Nous en donnerons plus loin la raison.

Comme nous l'avons fait observer au cours des chapitres précédents, la bande externe d'hyperschistosité peut avoir une largeur très différente suivant que l'on considère l'un ou l'autre versant de l'allure en dôme indiquée à la figure 7 ; c'est ce que nous avons mis en évidence dans les environs de Bastogne ; il en est de même

pour l'autre zone principale comprise entre Odeigne-Vielsalm-Recht où les niveaux sont bien moins développés sur le versant nord que sur le versant sud.

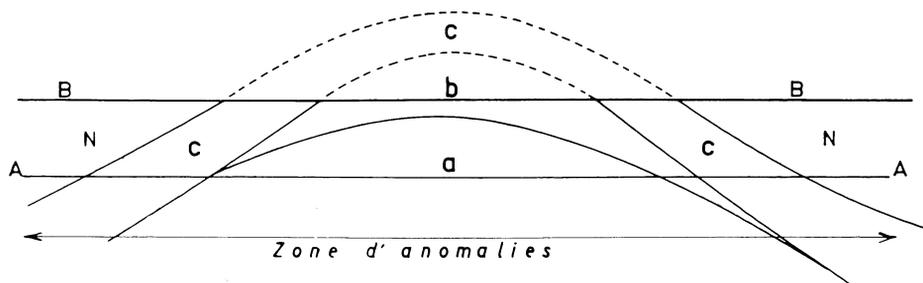


Fig. 7. — Allure probable des niveaux d'une zone d'anomalie.

- a. niveau inférieur à hyperschistosité et début de foliation.
- b. niveau à roches compactes.
- c. niveau supérieur à hyperschistosité.
- N. déformations mineures normales.
- A-A. Disposition à Remagne et Vielsalm.
- B-B. Disposition à Bastogne et Paliseul.

### 3. Zones d'anomalies et tectonique.

Dans la grande étendue de territoire où les schistes ont pris l'aspect compact suivant une série de zones entourées chacune d'une ceinture à schistosité exagérée, nous avons fait la distinction entre deux zones principales et des zones secondaires en marge des précédentes. A première vue on pourrait supposer qu'il s'agit de massifs isolés les uns des autres. Il est cependant bien plus probable qu'en profondeur toutes ces zones s'unissent en une seule dont les limites s'étendent au-delà de la courbe-enveloppe au sein de laquelle sont situées zones principales et zones marginales.

Il doit en être ainsi si l'on admet la disposition représentée à la figure 7.

Cette courbe enveloppe est, par ailleurs, orientée suivant la direction générale du plissement hercynien. On ne peut mettre en doute l'existence d'une relation entre la distribution des massifs à clivage anormal et le plissement de l'Ardenne. De façon très générale, d'ailleurs, les zones de compacité passent latéralement à des terrains marqués par une hyperschistosité relative. Or, ce clivage schisteux est en liaison avec le diastrophisme. Aussi est-on tout naturellement enclin à admettre une liaison entre les anomalies envisagées et l'évolution tectonique du territoire considéré.

Cependant une remarque s'impose : le parallélisme entre zones de compacité et plissement général du Paléozoïque n'est vrai que dans les grandes lignes. Au cours de nos descriptions, nous avons souligné à diverses occasions que les limites des zones de compacité recourent presque à angle droit des limites stratigraphiques.

Il ne peut donc pas être question de chercher une coïncidence entre zones de compacité et plis secondaires. Il suffit, pour s'en rendre compte, d'un examen sommaire de la carte annexée.

Si l'orientation générale des zones d'anomalies considérées dans leur ensemble nous porte à envisager la possibilité de leur apparentement à l'orogénèse hercynienne, les exceptions locales nous confirment dans l'hypothèse de l'intervention d'un facteur supplémentaire, dans l'évolution de cette partie de la Belgique. Bien qu'il fut vrai-

semblablement en rapport direct avec la tectogenèse, il pouvait présenter des irrégularités dans son extension au point que les limites des zones influencées ne correspondent plus à la tectonique de détail.

#### 4. *Boudinage, compaction et schistosité.*

A plusieurs reprises, nous avons mentionné la présence de bancs gréseux affectés par le « boudinage » principalement dans les zones de compacité soit à leur voisinage immédiat.

Nous ne croyons pas devoir nous arrêter à rappeler la signification du terme entré dans le langage géologique courant depuis l'excursion en Ardenne des Sociétés géologiques belges en 1908.

Il est bien acquis, semble-t-il, que le boudinage résulte d'un étirement des bancs, conséquence soit d'un effort tectonique exagéré, soit d'une déformabilité accrue des bancs affectés ; nous ajouterons : « déformabilité différentielle » car on ne peut expliquer la forme en lentille des veines de quartz séparant les boudins sans admettre un étirement moindre de la matière du banc quartzeux sur une partie de son épaisseur.

Le boudinage est aussi en relation avec le clivage schisteux, comme on peut l'observer aisément sur le terrain.

Dans les allures relativement tranquilles où on l'observe, aux environs de Bastogne par exemple, il paraîtrait difficile de se rallier à l'hypothèse d'un effort tectonique anormalement élevé comme cause primordiale du boudinage.

C'est pourquoi nous croyons trouver dans cette disposition si spéciale des bancs « boudinés » un indice en faveur d'une autre intervention : pour une raison dont nous chercherons la cause par après, les roches boudinées, comme les roches affectées par une schistosité exagérée, ont acquis une sorte de plasticité particulière qui leur a permis de se déformer facilement, s'étirer, se feuilleter, mieux qu'elles n'eussent pu le faire dans les conditions normales.

Par contre, si l'on s'en tenait au seul cas des environs de Bastogne, on pourrait objecter que les roches schisteuses y sont une compacité en opposition apparente avec une déformabilité excessive. L'objection tombe d'elle-même si, comme nous l'avons déjà laissé entrevoir, l'évolution des sédiments s'est faite en deux phases : durant la première, syntectonique, la déformabilité a été accentuée de telle manière que les roches y compris les bancs gréseux ont pu se déformer plastiquement ; dans la seconde, posttectonique, les mêmes matériaux ont acquis une compacité plus ou moins développée.

Le boudinage vient ainsi à l'appui des considérations que nous avons exposées sur la seule indication de la schistosité.

## DEUXIÈME PARTIE

### REMARQUES AU SUJET DU MÉTAMORPHISME DU PALÉOZOÏQUE EN HAUTE-ARDENNE

Notre objectif est essentiellement l'étude du clivage schisteux en Haute-Ardenne et spécialement de ses anomalies. Au cours de nos recherches, il nous est apparu bien vite que le problème à résoudre est en rapport étroit avec ceux que pose l'examen des roches métamorphiques, si spéciales à la région. Néanmoins, c'eût été une tâche trop considérable de reprendre une étude détaillée de ces roches. De nombreux travaux ont été publiés à leur sujet et nous avons cru pouvoir nous y référer, nous réservant seulement de procéder à quelques études locales, en rapport direct avec le but que nous poursuivons.

Nous croyons bien faire en rappelant sommairement les principales opinions émises sur le métamorphisme en Haute-Ardenne.

#### 1. *Historique.*

André Dumont <sup>(1)</sup> avait déjà eu son attention attirée sur le caractère particulier de cette partie de l'Ardenne ; il la désignait sous le nom de « zone métamorphique de Paliseul » qu'il disait s'étendre de la vallée de la Meuse aux frontières du Grand Duché de Luxembourg.

X. Stainier, dans l'introduction à son étude sur le métamorphisme de la région de Bastogne <sup>(2)</sup> écrit : « ... il est d'ores et déjà certain pour tout le monde que Dumont, en créant cette zone de Paliseul, a englobé dans un concept trop grandiose des phénomènes à coup sûr disparates ».

Nous comprenons que X. Stainier ait pu adopter cette manière de voir. Cependant l'étude à laquelle nous avons procédé, nous conduit à envisager le problème sous un autre aspect. Pour nous, il n'y a pas, du point de vue génétique, de différences profondes entre les diverses parties de la zone métamorphique tout au moins dans l'étendue de territoire que nous avons exploré. Certes l'aspect des roches n'est pas partout identique ; on note des associations différentes dans les minéraux de métamorphisme, des modalités diverses dans le degré d'évolution des roches suivant les régions. Il nous paraît cependant que la cause profonde est la même dans toute l'étendue de la zone de Paliseul telle que la délimitait André Dumont.

Dans son important mémoire sur le pays de Bastogne, X. Stainier reprenant la terminologie de J. Gosselet, fait la distinction entre métamorphisme général et métamorphisme sporadique.

En ce qui concerne le premier, Stainier n'a pas manqué de signaler le fait que « d'une façon générale, on peut dire que les roches métamorphiques sont moins dures, mais plus massives et plus compactes que leurs congénères ». L'auteur avait eu son attention attirée sur la présence de roches ayant atteint un stade anormal

<sup>(1)</sup> A. DUMONT. — Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan. *Mém. Acad. roy. Belg.*

<sup>(2)</sup> X. STAINIER. — Sur le mode de gisement et l'origine des roches métamorphiques de la région de Bastogne (Belgique). *Mém. in-4°, Acad. roy. Belgique (Cl. des Sciences)*, 2<sup>e</sup> sér., t. I, 1907.

de compacité et sur leur relation avec le développement du métamorphisme, mais aussi avec l'exagération du clivage schisteux.

Se ralliant aux idées de Dumont, Stainier admettait tout au moins pour le pays de Bastogne, que le métamorphisme régional, tout comme le métamorphisme sporadique, était dû à l'influence du granite situé en profondeur ; il s'opposait ainsi à la thèse de Gosselet qui l'expliquait, au contraire, par l'influence d'actions dynamiques ou thermodynamiques.

Les géologues qui prirent part à la session extraordinaire des deux Sociétés géologiques de Belgique en 1908 ont gardé le souvenir des discussions orageuses entre les partisans des deux théories opposées.

Très peu de temps après, Jules Cornet reprit la question et publia une courte note s'efforçant d'établir l'origine granitique de certains filons quartzeux de la région métamorphique de Bastogne (1). Il laissait entendre implicitement qu'il acceptait en principe la thèse de Dumont et de Stainier quant à l'origine du métamorphisme de cette région.

Par contre dans un bref mémoire sur le métamorphisme du Salmien de la région de Recht, J. Anten (2) s'est efforcé de donner des arguments pour combattre la thèse de l'influence possible d'émanations venant de la profondeur dans le développement du métamorphisme.

C'est la même thèse qu'il a défendue dans un mémoire publié ultérieurement sur le Salmien du sud du massif de Stavelot (3).

Dans la suite, plusieurs travaux importants sur la question ont été publiés par F. Corin. Nous relevons tout d'abord son étude de 1931 sur le métamorphisme de l'Ardenne (4). Après le rappel de notions générales sur l'évolution des roches et en faisant l'application de ces notions à l'Ardenne, notre savant confrère arrive pour la région de Vielsalm à la conclusion suivante : « *le métamorphisme de Vielsalm possède toutes les caractéristiques d'un dynamométamorphisme épizonal, donc de faible profondeur, et non celles d'un métamorphisme géothermique ou d'un métamorphisme de contact avec apport de minéralisateurs.* »

Et plus loin il ajoute :

« *Le métamorphisme de Vielsalm s'est donc produit en une fois après le dépôt du Dévonien et sous l'effet de dislocations intenses, donc à l'époque des plissements hercyniens.* »

Pour la région de Bastogne qu'il examine ensuite, Corin arrive à des conclusions analogues, car il écrit : « En résumé, le métamorphisme de la région de Bastogne me paraît dans son ensemble présenter des analogies avec celui de l'île de Man et des Highlands d'Écosse. En cela, je suis d'accord avec M. Stainier. Mais contrairement à son opinion, et conformément à l'opinion des pétrographes anglais, je pense qu'il s'agit d'un métamorphisme thermodynamique des zones basses d'un géosynclinal, et qu'on voit en affleurement, tantôt la zone supérieure à chlorite, tantôt la zone à biotite qui lui fait immédiatement suite. »

(1) J. CORNET. — Sur l'origine granitique de certains filons quartzeux de la région métamorphique de Bastogne. *Bull. Soc. belge géologie*, t. 22, 1908, p. 305.

(2) J. ANTEN. — Contribution à l'étude du Salmien métamorphique du Sud du massif de Stavelot dans la région de Recht. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 39, *Mém.*, p. 397, 1911-1912.

(3) J. ANTEN. — Le Salmien métamorphique du sud du massif de Stavelot. *Mém. Acad. roy. Belg.*, Coll. in-4<sup>o</sup>, 2<sup>e</sup> série, t. V, fasc. 3, 1923.

(4) F. CORIN. — Le métamorphisme de l'Ardenne. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 54, 1930-1931, *Bull.*, p. 99.

Ces deux citations pourraient laisser dans l'esprit du lecteur l'impression que les préférences de l'auteur sont en faveur de l'origine géodynamique du métamorphisme assez spécial du Paléozoïque de la Haute-Ardenne.

Cependant si l'on se reporte au compte-rendu de l'excursion dirigée par lui la même année, à l'occasion de la session extraordinaire des deux Sociétés géologiques belges, on est frappé de lire, dans les conclusions exposées au cours de la séance de clôture de la session (page B 454), à propos de la région de Bastogne :

« Il semble bien que les dislocations des bancs indiquent la proximité d'un substratum plastique, qui serait une masse de magma, sans doute une masse phacolithique injectée au cours du plissement. Un résultat intéressant de cette excursion aura été d'indiquer que la tectonique de la zone anticlinale de l'Ardenne relève en partie des intrusions magmatiques. »

Dans son exposé introductif, F. Corin a d'ailleurs déclaré :

« Nous tenons pour certain qu'il existe sous l'Ardenne une ou plusieurs masses d'origine magmatique, mais nous ne connaissons ni leur importance ni leur degré de différenciation. Le lamprophyre de Muno est un cas isolé ; au surplus, il n'intéresse que la bordure sud de l'Ardenne. Dans la région centrale, rien de semblable n'est connu. La pneumatolyse à tourmaline est trop peu développée pour qu'on puisse en conclure à la proximité d'un massif important de granite, et les pegmatites ont la constitution minéralogique d'une roche incomplètement différenciée, analogue aux tonalites des Hautes Fagnes : [Herzogenhügel (La Helle), Lammersdorf]. C'est pourquoi nous pensons que l'Ardenne ne recèle que de faibles masses phacolithiques de magma incomplètement évolué, injectées lors d'une phase tectonique active. »

Nous avons eu l'occasion de prendre connaissance du mémoire de licence en Sciences géologiques et minéralogiques présenté devant la Faculté des Sciences de l'Université de Liège par M. Valère Eckelmans ; le titre de ce mémoire est : « Contribution à l'Étude du Métamorphisme et du Boudinage dans les roches du Siegenien inférieur de Bastogne. »

Nous croyons bien faire en signalant ce travail à l'attention du lecteur, ne fut-ce que pour mettre en évidence l'incertitude régnant encore parmi les géologues belges lorsqu'il s'agit de préciser la cause du métamorphisme du Paléozoïque de la Haute-Ardenne.

Dans la partie finale de ce travail, l'auteur a consacré quelques pages à l'origine des veines qui, dans les roches arénacées, séparent les fragments des bancs « boudinés ». Nous croyons bien faire en reproduisant la phrase suivante de la fin du chapitre IV consacré à l'étude des veines intra- et interboudinales :

« Le remplissage des fractures de tension produites lors du boudinage relève d'un phénomène de diffusion par l'intermédiaire d'une phase fluide probablement gouvernée par la variation de pression existant entre les roches et les fractures. Ce phénomène de diffusion se rattache par ce fait au principe de l'extraction et de la redéposition des substances les plus solubles dans le cas d'une migration exogénique, c'est-à-dire causée par des forces externes (Eskola, 1932) ou au principe de solution de Stillwell (1911-1914), c'est-à-dire dissolution de certains éléments, leur transfert dans les solutions migrantes et leur redéposition aux endroits où les conditions physiques et chimiques sont favorables. »

La thèse défendue par ce jeune géologue est nettement en contradiction avec toute explication du métamorphisme sous l'influence des actions magmatiques. Elle s'apparente au contraire à l'opinion défendue par Max Lohest, en 1908, au cours de la session extraordinaire des Sociétés géologiques belges dans le pays de Bastogne.

Nos études sur les déformations mineures apporteront sans doute quelques arguments nouveaux pour la solution du problème.

L'âge du métamorphisme si spécial de l'Ardenne est actuellement bien établi. Il est incontestablement en relation avec la phase hercynienne. C'est ainsi que des fragments de phyllades cambriens inclus dans le conglomérat de base du Dévonien sont restés indemnes alors que des minéraux de métamorphisme se sont développés dans le ciment (1).

## 2. Les minéraux de néoformation.

Depuis longtemps, la présence de minéraux bien cristallisés avait attiré l'attention des géologues en Haute-Ardenne : otrérite, magnétite, séricite, chlorite, amphibole, feldspaths, grenats, biotite, muscovite, ilménite. C'était l'un des caractères les plus marquants de la zone métamorphique. A ce propos, X. Stainier écrivait :

« Au point de vue minéralogique, par contre, les roches de la région ont été affectées de façon remarquable. Le métamorphisme a déterminé la production, dans ces roches, de nombreux et beaux minéraux cristallisés qui leur donnent un caractère absolument à part. Dans toutes, on constate que les nouveaux minéraux sont orientés en tous sens quelle que soit la forme des cristaux, et l'on observe que la dimension de ces cristaux varie dans de grandes limites, parfois en des endroits très rapprochés. »

Dans son étude sur le massif de Rocroi, M. A. Beugnies a montré que les cristaux de chloritoïde peuvent être disposés en tous sens par rapport au clivage (2). Dans la cornéite de Serpont, la biotite est disposée de même manière ; il en est ainsi également pour la biotite dans la cornéite de la carrière du moulin de Longwilly à l'est de Bastogne. Depuis longtemps, on sait que les cristaux d'otrélite de la région de Vielsalm, sont disposés de façon quelconque par rapport à la direction du clivage.

Pour la vallée de la Lienne, M. Berger a établi que les phyllades salmiens, tout comme le minerai de manganèse, renferment des grenats. L'examen sous le microscope lui a permis d'établir sans conteste que ces minéraux recourent les feuilletts du phyllade et n'ont pas été influencés par la production de la schistosité ; ils sont, par conséquent, posttectoniques comme l'otrélite de Salm-Château.

C'est à cause de cette particularité que nous employons le terme « minéraux de néoformation » pour désigner ces constituants des roches formés *après l'achèvement de la phase tectonique majeure*, laquelle est responsable du clivage schisteux. Ils sont, en effet indépendants de toute intervention tectonique, même si par la suite ils ont été quelque peu déplacés ou déformés au cours d'une phase tectonique tardive de faible intensité.

De cet ensemble de faits une conclusion se dégage : la phase tectonique qui a engendré le clivage schisteux a été suivie d'une phase posttectonique au cours de laquelle des roches bien clivées sont devenues compactes. En outre, durant ce même épisode, des minéraux de néoformation ont pris naissance non seulement dans ces roches compactes mais aussi dans celles qui les bordent et qui sont bien clivées (hyperschistosité). L'aire de dispersion de ces minéraux posttectoniques est plus étendue que les zones de compacité. Fait capital : ces minéraux sont orientés en tous sens, preuve évidente de leur genèse postérieurement au clivage schisteux.

(1) F. CORIN. — Sur le métamorphisme d'un poudingue gedinnien entre Banneux et Malempré. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 51, *Bull.*, p. 100, 1927-1928.

(2) A. BEUGNIES. — Le massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. carte géol. France*, n° 270, t. LIX, 1963. Voir notamment planche I.

Stainier a fait observer à ce sujet que l'ensemble des roches à otréélite, séricite, phyllite et feldspath sont localisées sur le pourtour oriental du massif de Serpont et spécialement dans les trois localités de Séviscourt, Freux et Remagne.

Rappelons encore qu'au moulin de Remagne, outre les cristaux de magnétite de néoformation, il existe des *phyllades tachetés*, luisants, de couleur vert-clair où apparaissent de nombreuses taches d'une teinte vert-foncé et plus cristallines que la pâte. D'autre part, à proximité de la chapelle N.D. de Lorette, Stainier a noté la présence de grès à gros cristaux de feldspath, tandis qu'à Séviscourt les phyllades à otréélite et à tourmaline sont bien connus.

La carte annexée au présent mémoire permet de voir que ces localités se situent dans l'intervalle compris entre les zones de Paliseul et de Bastogne, c'est-à-dire dans la zone de Remagne-Séviscourt là où, à notre avis, les roches sous-jacentes à la zone de compacité affleurent largement. Il en est de même, d'ailleurs, dans la coupe de la vallée de la Salm entre Hourt et Salm-Château où les roches à otréélite, à grenat et à petits nodules d'andalousite sont largement représentées.

Au sujet des minéraux de néoformation, nous avons été très intéressés par l'examen des photographies montrant la structure de roches du massif de Rocroi annexées au mémoire de M. A. Beugnies (1) ; ce fut surtout le cas pour les figures 1, 2 et 3 de la planche 1. Les figures 2 et 3, représentent l'aspect de lames taillées dans les phyllades à *chloritoïde* et à *ilménite* ; les porphyroblastes de ces minéraux sont disposés en tous sens et paraissent bien s'être développés après la phase tectonique majeure.

Par contre, le phyllade vert dans lequel a été taillée la lame de la figure 1 renferme des cristaux de magnétite avec halos de décollement orientés suivant le feuilletage. Ces cristaux se trouvaient donc dans le phyllade au moment où celui-ci a été affecté par le clivage.

Lorsqu'on se trouve en présence de minéraux volumineux par rapport aux éléments normaux de la roche, il convient par conséquent de faire la distinction entre ceux qui ont cristallisé tardivement, qui sont donc bien de néoformation et ceux engendrés dès le début de la cristallisation de la roche. La magnétite paraît être un de ces minéraux de genèse hâtive.

Nous venons de rappeler, à propos des minéraux de néoformation, quelques données quant à leur nature et leur comportement, données qui étaient connues avant que nous entreprenions la présente étude.

Au cours de nos observations sur le terrain, de nombreux échantillons ont été récoltés et beaucoup d'entre eux ont été étudiés par notre collaborateur H. Heyart. Ses observations confirment ce que nous venons de rappeler d'après des auteurs antérieurs et d'après nos propres études sur le terrain.

Nous en donnons un aperçu sommaire.

a) Dans la région de Paliseul, où les roches du Gedinnien atteintes par la compacité sont exploitées dans de grandes carrières, il est bien établi que la transformation du schiste en roche compacte est la conséquence de sa recristallisation complète ; un examen en lame mince laisse voir que cette recristallisation s'est faite durant la phase posttectonique, car les éléments cristallisés ne montrent aucune trace de déformation. D'ailleurs, les cristaux de magnétite que l'on trouve à divers

(1) A. BEUGNIES. — Le massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. Carte géol. de la France*, n° 270, t. LIX, 1963.

endroits dans les mêmes schistes, ne présentent pas, de façon générale, de halos d'étirement.

b) Dans les environs de Serpont, avec ses gîtes de cornéite classique, les observations de H. Heyart confirment ce que l'on connaissait déjà, à savoir que la transformation du schiste en roche compacte s'accompagne de la naissance de minéraux de néoformation tels l'ottrélite, l'iménite, la muscovite, la chlorite, en plus de la biotite.

c) Dans la zone de Séviscourt-Remagne, le même auteur a trouvé comme minéraux de néoformation recoupant le clivage : la chlorite, la muscovite, l'ottrélite.

d) A Remagne, H. Heyart nous a signalé la présence de cristaux de biotite et d'épidote orientés en tous sens coupant par conséquent le clivage schisteux. A l'est de Remagne, à très courte distance au nord-ouest de Morhet, comme au nord-est de cette localité, l'examen des lames minces sous le microscope a révélé la présence de cristaux de néoformation orientés en tous sens ; parmi ces minéraux se trouvent notamment de la biotite et de l'ilménite. Les affleurements de ces roches sont au voisinage du contact entre la zone de compacité et celle d'hyperschistosité.

e) Nous avons quelques renseignements aussi pour la région de Bastogne.

Au nord-ouest de cette ville, dans les schistes du Siegenien inférieur, H. Heyart a reconnu la présence de cristaux allongés en tous sens, ce qui est bien la caractéristique des minéraux de néoformation.

Nous avons déjà mentionné que, dans la carrière de cornéite du moulin de Longwilly, les cristaux de biotite sont orientés en tous sens tout comme dans la cornéite de Serpont. En outre, il est intéressant de noter qu'à l'est de Bastogne des échantillons prélevés à Benonchamps, dans la zone d'hyperschistosité, laissent voir sous le microscope des cristaux d'ottrélite orientés en tous sens ; il s'agit bien là aussi de minéraux de néoformation.

Les observations faites dans une même zone d'hyperschistosité près de Laneuville (Sud de Remagne) et celles faites à Benonchamps, sont tout à fait concordantes.

f) Pour la coupe de la Salm et ses environs, les observations de H. Heyart confirment les données acquises antérieurement : entre la Salm et St-Vith, il existe partout des minéraux de néoformation traversant les feuillettes de clivage ; toutefois si l'ottrélite domine à Vielsalm et Salm-Château, on constate qu'en s'écartant de ces localités, la nature des minéraux change ; c'est alors la séricite, la chlorite, l'ilménite qui se sont développées comme éléments post-tectoniques.

Les minéraux de néoformation dans les roches métamorphiques de la Haute Ardenne sont en grande majorité des silicates. Il est facile d'en comprendre la raison : ces minéraux ont pris naissance aux dépens des éléments constituants du milieu. Nous avons cependant signalé deux minéraux non silicatés : la magnétite et l'ilménite, tous deux à base d'oxyde de fer, qui se rencontrent très fréquemment dans la zone de métamorphisme.

Nous voudrions signaler également à titre d'information la présence de la pyrite comme minéral de néoformation. L'un de nous (J. B.) a reconnu la présence de cristaux de ce minéral *sans halo d'étirement* en divers endroits. L'un se trouve près du moulin de Huldange, l'autre dans une carrière ouverte en bordure de la route de Limerlé à Bas-Bellain. Il s'agit bien en l'occurrence de minéraux de néoformation. Or la pyrite se rencontre souvent dans les roches du Cambrien, mais très généralement comme minéral précoce, antérieur au plissement et déformé à son intervention.

### 3. Les schistes « noduleux » ou schistes « tachetés » et les roches magmatiques.

La mention de la présence de « nodules » à andalousite dans le pays de Vielsalm nous conduit à nous arrêter quelque peu à ce caractère particulier, considéré comme un indice de la proximité de massifs magmatiques.

Dans la région de Recht, Vielsalm, Ottré, où ces schistes noduleux sont relativement bien représentés, F. Corin a procédé à une étude minutieuse de ces roches (1) ; il a pu montrer que le noyau de ces nodules est formé d'andalousite.

En fin du premier des deux articles que nous rappelons ici, note distingué confrère écrit :

« Auf Grund dieser Befunde an der Quarzgängen ist es also nicht ausgeschlossen dass ein magmatischer Einfluss bei der Bildung der Knoten wirksam gewesen ist. »

Il n'est peut-être pas sans intérêt à ce propos d'examiner la distribution des roches magmatiques en Haute-Ardenne, d'après la carte qui accompagne l'ouvrage d'ensemble publié par F. Corin (2). On est frappé de voir que la région de l'Ardenne correspondant précisément à celle qui fait l'objet du présent travail, est pauvre en gisements de roches éruptives. Certes, par suite de la rareté des bons affleurements et de certaines difficultés d'observation, il peut y avoir d'autres gisements, dissimulés sous la couverture de terrains superficiels. Aussi convient-il peut-être de ne pas attacher trop d'importance à cette particularité.

Il n'empêche que F. Corin écrit dans le dit ouvrage (page 123) :

« Dans l'axe de Rocroi-Bastogne, deux ensembles bien distincts de roches intrusives sont séparés par une large zone exempte de manifestations magmatiques ; ce sont, d'une part, l'ensemble très dense de dolérites et de microgranites du massif de Rocroi, et d'autre part, une profusion de filons de types aplitique, pegmatitique et pneumatolytique entre Libramont et Bastogne. »

L'auteur écrit d'autre part (page 125) « dans la région de Libramont-Bastogne, le métamorphisme atteint et dépasse la zone à biotite, mais on n'y connaît aucun massif éruptif. Toutefois le complexe métamorphique du massif de Stavelot, entre Ottré et Recht, est agrémenté de filons à andalousite qui sont, sans doute, les extrémités de venues pegmatitiques, et celui de Libramont-Bastogne est criblé de veines de pegmatites (3). »

Les plus importantes manifestations d'origine profonde pouvant intéresser le métamorphisme en Haute-Ardenne, se rencontrent par contre vers l'extrémité orientale du massif de Stavelot. Il s'agit des tonalites de la Helle et de Lammersdorf. Nous croyons utile de rappeler quelques indications à leur sujet.

Vers la fin du siècle dernier, deux pointements de granite (en réalité tonalite) ont été découverts au voisinage de la frontière orientale de la Belgique : le premier

(1) Voir à ce sujet : F. CORIN. — Über Knoten in Phylliten des Salmien von Recht, Vielsalm und Ottré (Ost-Ardenennen). *Geologische Mitteilungen*, Bd. 3, Ht. 2, pp. 179-184. Aachen, Septembre 1963. — Ergänzung zum Aufsatz « Über Knoten ... ». *Ibidem*, Bd. 4, Ht. 1, pp. 111-113, juin 1964.

(2) F. CORIN. — Atlas des roches éruptives de Belgique. *Mém. pour explic. cartes géol. et minières de Belgique*, n° 4, Service géol. de Belgique, Bruxelles, 1965.

(3) X. STAINIER a déclaré en 1907 que la région de Morhet était la plus proche du magma générateur du métamorphisme de la région.

en 1884, à Lammersdorf dans une tranchée de la voie ferrée St-Vith-Aix-la-Chapelle, le second en 1896 au Herzogenhügel dans la vallée de la Helle. D'autre part, E. Holzapfel, dans un article en collaboration avec A. Dannenberg (1), affirme avoir trouvé des blocs et fragments de granite dans les vallées de la Vicht et du Falkenbach ; l'auteur est d'avis que ces débris ne peuvent provenir du démantèlement des conglomérats dévoniens connus au voisinage ; selon toute probabilité ils indiquent la présence d'un autre massif de nature granitique à leur voisinage.

Dans une note complémentaire en fin de son travail, E. Holzapfel admet que ces divers pointements de nature granitique se raccordent souterrainement et appartiennent à un massif étendu caché en profondeur. Le grand développement des schistes « noduleux » dans toute cette partie du massif cambrien de Stavelot est, d'après lui, un indice des plus sérieux en faveur de cette manière de voir. Les pointements minimes d'autres roches éruptives répartis en divers endroits seraient alors les émanations de ce grand massif.

Il est à remarquer que la tonalite de Lammersdorf a influencé le Gedinnien situé à proximité. Il convient, par conséquent de considérer sa mise en place comme étant en rapport avec le plissement hercynien.

Holzapfel termine son étude en disant :

« En tous cas, il n'existe aucun fait qui établisse la venue du granite aux temps dévoniens. L'idée se présente donc spontanément à l'esprit que les granites de Lammersdorf et de Herzogenhügel sont contemporains des principales venues granitiques de l'Europe occidentale (Vosges, Forêt Noire, Harz, Thuringe, etc.), c'est-à-dire du Carbonifère inférieur. »

Ces observations déjà anciennes n'ont pas été controuvées lors des recherches plus récentes effectuées notamment à l'occasion de la révision de la carte géologique. Des schistes « noduleux » ont été signalés non seulement au voisinage immédiat des massifs de tonalite mais encore à des endroits plus éloignés, par exemple au pont de Bellesfurt sur la Vesdre en amont du lac-réservoir d'Eupen, et aux environs de Ligneuville (F. Geukens) (2).

On voit ainsi que le massif de nature granitique dont Holzapfel imaginait l'existence en profondeur entre la Helle et Lammersdorf peut occuper une étendue considérable.

Cependant une restriction s'impose en ce qui concerne la roche de la Helle. En effet, van Wambeke a montré que, selon toute probabilité, il ne s'agit pas là du pointement d'un massif s'élargissant en profondeur à la façon d'un batholite ; on se trouverait plutôt en présence d'un laccolithe, dont l'épaisseur ne dépasserait pas une centaine de mètres (3).

De cet exposé, peut-être trop succinct, il résulte que les schistes « noduleux » paraissent avoir quelque importance en Ardenne, spécialement à l'est du massif de

(1) A. DANNEBERG et E. HOLZAPFEL. — Les granites des environs d'Aix-la-Chapelle, in C. R. session extraord. Soc. géol. Belg. 1908. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. XXXV, *Bull.*, p. 415.

(2) Voir à ce sujet, l'ouvrage cité de F. CORIN. — Atlas des roches éruptives de Belgique.

(3) VAN WAMBEKE. — Contribution à l'étude de l'auréole métamorphique des massifs tonalitiques de la Helle et de Lammersdorf. *Bull. Soc. Géol. Belg.*, t. 64, 1955.

M. DENAYER et G. MORTELMANS. — Les roches éruptives in Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. *Vol. hors série publié par la Société géologique de Belgique*, Liège, 1954.

Serpont, là où les manifestations magmatiques deviennent de plus en plus abondantes tout en restant de volume très réduit. C'est seulement à proximité de notre frontière orientale que les venues de roches profondes acquièrent des dimensions plus considérables (Lammersdorf et la Helle) en même temps que les schistes « noduleux » sont de plus en plus fréquents au point d'avoir porté certains auteurs à considérer avec faveur l'existence probable d'un massif de roches granitiques s'étendant largement en profondeur, massif dont les venues tonalitiques de la Helle et de Lammersdorf seraient des apophyses montées assez haut pour avoir pu être dégagées par l'érosion.

On voit par cet exposé qu'il existe des présomptions sérieuses en faveur de l'influence possible de roches magmatiques sur le métamorphisme de l'Ardenne suivant les vues de X. Stainier et d'autres auteurs.

Nous ajouterons cependant une remarque : Dans la coupe de la Salm, on est frappé de voir le métamorphisme très développé, avec minéraux de néoformation coupant la schistosité, dans le Salmien de Vielsalm comme dans le Gedinnien qui le recouvre ; la zone des roches compactes se trouve dans le Dévonien qui borde au sud le massif de Stavelot, mais elle s'étend aussi au Cambrien de ce massif. D'autre part, l'intensité du métamorphisme, comme celle de la compacité vont en diminuant d'importance au bord nord de la grande zone de Vielsalm. Et cependant on ne peut pas dire qu'il y a une différence bien marquée du point de vue tectonique entre ces deux parties de la coupe de la Salm ; bien mieux, le Dévonien inférieur à la bordure méridionale du massif de Stavelot est d'allure relativement tranquille. On peut ajouter que la structure du Salmien de Vielsalm n'est pas plus complexe que celle du Devillien de Grand Halleux.

C'est là, semble-t-il, un argument pour prétendre que la situation actuelle du point de vue métamorphisme, compacité, etc., n'est pas due à une cause tectonique, ou tout au moins, à une telle cause agissant seule. Il faut de toute manière faire appel à un autre facteur pour rendre compte de l'évolution géologique dans cette partie de l'Ardenne.

On pourrait présenter une remarque analogue à propos d'une coupe méridienne dans la région de Bastogne.

#### 4. Les cornéites.

Les schistes « noduleux » dont il vient d'être question sont regardés comme des indices intéressants en faveur de la présence de massifs magmatiques ou de leurs apophyses dans la zone métamorphique de l'Ardenne. A cet égard, notre attention doit se porter également sur les cornéites, qui sont des éléments typiques de ce que nous avons désigné sous le nom de « Zone de compacité ».

Pour ne pas allonger ce travail outre mesure, nous ne reprendrons pas tout ce qui a été écrit sur les cornéites de l'Ardenne. Rappelons seulement que J. Gosselet fut le premier à désigner sous ce nom des roches qui, auparavant, avaient été dénommées « cornéennes » bien qu'elles ne fussent pas *en contact* immédiat avec une roche éruptive.

La définition de la cornéite donnée par Gosselet est la suivante : « La cornéite est une roche noire, dure, sonore, tenace, ayant quelque ressemblance avec une roche éruptive. Elle est presque essentiellement composée de quartz recristallisé et d'un mica noir, que je rapporte à la biotite, mais qui pourrait être la bastonite de Dumont. Les parties les plus métamorphisées ressemblent aux cornéennes (horn-

steine) mais on trouve tous les passages entre la cornéite type et les schistes arénacés qui lui ont donné naissance, et au milieu desquels elle est interstratifiée (1). »

Cette définition de la cornéite est précieuse à notre point de vue. Nos observations de terrain nous ont montré, en effet, que les cornéites avec leur structure particulière, avec leur schistosité atténuée à l'extrême, avec la présence de cristaux de biotite orientés en tous sens, sont les parties les plus évoluées de la zone de compacité ; elles passent progressivement à des schistes moins transformés où la compacité est moindre et dans lesquels le clivage schisteux est déjà mieux conservé, en même temps que disparaissent les principaux minéraux de métamorphisme.

Dans son mémoire sur le métamorphisme de la région de Bastogne, X. Stainier fait observer que les cornéites passent latéralement à des « schistes cornéens », c'est-à-dire à des roches moins modifiées dans leur nature originelle, tout en ayant cependant certains caractères qui les rattachent aux vraies cornéites.

F. Corin s'est attaché également à l'étude de la cornéite du gisement classique de Serpont (2). Après avoir rappelé l'identité dans l'aspect extérieur entre les cornéennes et la cornéite, il fait ressortir les différences existant entre ces deux types de roches quant au mode de cristallisation. Il écrit à propos des cornéites : « le quartz et la biotite s'y présentent noyés dans un feutrage de séricite comme des porphyroblastes ; il n'y a pas de structure cornéenne typique ».

De ses observations sur la cornéite de Serpont, Corin tire des conclusions d'un grand intérêt pour ce qui nous concerne. D'après lui, les cornéites résultent du « métamorphisme d'un complexe très monotone de roches schistogréseuses ».

« Dans ce complexe, écrit Corin, le métamorphisme a provoqué une recristallisation complète et engendré l'association quartz-séricite-biotite. La proportion relative de ces trois constituants et le développement, soit de la structure porphyroblastique, soit de la structure interstitielle, sont les seuls caractères distinctifs ; ils ne dépendent que de l'abondance relative du quartz et du ciment argileux ».

D'après Corin, les cornéites de Serpont seraient des roches banales dans le cadre d'un métamorphisme régional.

Nous rappellerons volontiers les idées de J. Gosselet à propos de l'origine de la cornéite, le constituant le plus caractéristique de notre zone de compacité. Dans son ouvrage sur l'assise de Bastogne, il a écrit (3) : « J'ai exprimé l'opinion que la cornéenne est le résultat d'un métamorphisme tout local. Elle se serait produite lorsqu'un obstacle quelconque a arrêté le mouvement qui entraînait toutes les couches vers le nord, sous l'influence de la pression venant du sud. Les couches se sont alors courbées en butant contre l'obstacle et se sont métamorphosées sous l'influence de la chaleur produite par la destruction du mouvement. Cette explication, simple hypothèse d'ailleurs, a pour but de faire ressortir les relations qui existent entre la disposition des schistes et leur transformation en cornéenne. En effet, la cornéenne n'existe que là où la couche schisteuse est courbée et seulement dans la partie de la courbe qui plonge vers le nord ; la partie qui plonge au sud contient bien un peu de biotite, mais elle n'est pas de la cornéenne. Depuis Paliseul

(1) J. GOSSELET. — L'Ardenne. *Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique de la France*, Paris, 1888.

(2) F. CORIN. — Étude pétrographique des cornéites de Serpont. *Bull. Soc. belge Géol., Paléontol., Hydrol.*, t. LII, 1943, p. 93.

(3) J. GOSSELET. — Note sur les schistes de Bastogne. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. XII, 1885.

jusque Bastogne, partout où on constate une faible inclinaison des schistes vers le nord, ce qui est rare, on trouve de la cornéenne. »

Dans son ouvrage sur Bastogne, X. Stainier s'est élevé contre cette explication proposée par J. Gosselet. Il insiste sur le fait que « la cornéite constitue, non pas tant une roche particulière, mais un facies métamorphique surimposé à toutes les roches de la région ».

Nous ajouterons encore un argument en faveur de l'opinion de X. Stainier : La cornéite s'apparente étroitement à des roches de compacité variable formant transition avec le schiste normal. L'action qui a provoqué une telle transformation du matériau originel prend ainsi un caractère de généralité remarquable, ce qui est contraire aux vues de Gosselet.

Il suffit de jeter un coup d'œil sur la carte annexée pour se rendre compte de ce que la cornéite et les schistes cornéens qui en sont le prolongement couvrent une large étendue sans relation avec le sens d'inclinaison des couches.

Au sujet de la cornéite de Serpont, le professeur Jean Michot a eu l'obligeance de faire connaître à l'un de nous les résultats de l'examen sous le microscope, auquel il a procédé récemment. Il déclare notamment :

« 1° — Il ne fait pas de doute que la biotite existe dans ces roches. Elle se présente sous l'aspect de phénoblastes trapus de 0,1 à 0,2 mm, renfermant de petites inclusions de quartz. Ces phénoblastes se distribuent sans orientation préférentielle dans une roche à matrice argileuse empâtant d'assez nombreux quartz détritiques de 0,05 mm environ de diamètre.

» .....

» La néoformation de biotite dans la roche en question s'est déroulée en dehors de toute déformation tectonique. »

Ces résultats sont à mettre en parallèle avec ceux obtenus par l'étude de roches bien clivées telles les ardoises de Vielsalm. On en peut déduire que le métamorphisme conduisant à la formation des cornéites, c'est-à-dire de roches fortement atteintes de compacité, s'est opéré dans les mêmes conditions, vraisemblablement en même temps que celui qui a engendré les porphyroblastes coupant les joints de clivage dans les phyllades, c'est une question d'intensité relative de l'agent de métamorphisme et sans doute aussi de composition du matériau affecté.

Nous voudrions insister également sur le fait que les gîtes de cornéite ne sont pas à un niveau stratigraphique constant. C'est ainsi que la roche type de Serpont est dans le Gedinnien inférieur. Par contre le gîte du moulin de Longwilly à l'est de Bastogne se trouve dans le Siegenien moyen.

##### 5. *Cornéite et schistes cornéens.*

Au cours de l'exposé qui précède, nous avons déjà souligné le passage progressif des cornéites à des roches plus ou moins compactes, mais moins métamorphiques que X. Stainier désignait sous le nom de « schistes cornéens ».

La compacité s'est donc développée à des degrés divers ; il existe en réalité une transition insensible entre le schiste normal, le schiste cornéen et entre celui-ci et la cornéite.

Le problème consiste alors à rechercher comment s'est produite une telle transformation. Il serait excessif dans le présent travail de procéder à un examen détaillé du point de vue pétrographique et génétique. Notre but est avant tout de préciser le comportement des déformations mineures dans les sédiments intéressés.

Nous croyons cependant pouvoir dire que la compacité est la conséquence d'une migration et d'une recristallisation de matière, en rapport avec une circulation de fluides émanant de la roche elle-même ou en relation avec une intervention magmatique. Nous renvoyons à cet effet à la note publiée en 1958 par J. Michot sur la sécrétion latérale et à son mémoire sur la genèse du chloritoïde en milieu statique <sup>(1)</sup>. Dans le premier de ces travaux, il écrit notamment : « ... dès que l'existence d'une hétérogénéité de pression se fait sentir au sein de la roche, les minéraux qui la constituent, ou certains d'entre eux, se désintègrent lentement et leurs constituants migrent dans les parties de pression minimum, là où la recristallisation peut se développer ».

<sup>(1)</sup> J. MICHOT. — Genèse du chloritoïde en milieu statique. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 78, *Mém.*, pp. 3-54, Liège, 1955. — La diffusion dans le processus de sécrétion latérale. *Ibidem*, t. 81, *Bull.*, pp. 159-177, Liège, 1958.

### TROISIÈME PARTIE

#### L'EXPLICATION DES ANOMALIES RELEVÉES EN HAUTE-ARDENNE

Dans la première partie de ce mémoire, nous avons établi que, du point de vue des déformations mineures et spécialement du clivage schisteux, il existe en Haute-Ardenne des zones d'anomalies caractérisées soit par une exagération du feuilletage oblique, soit au contraire par une destruction de ce feuilletage donnant aux roches une compacité anormale dont le stade extrême est la cornéite.

Dans la figure 7 nous avons mis en évidence les relations réciproques de ces deux types d'anomalies : les zones de compacité sont comprises entre deux zones à schistosité exagérée. A cet égard, il y a donc une relation étroite entre ces deux aboutissements, si opposés en apparence, de l'évolution mécanique des sédiments.

Nous n'avons pas manqué de faire observer que les zones de compacité affectent aussi bien le Dévonien inférieur que le Cambrien. Tout en s'étirant parallèlement au plissement, en allure générale tout au moins, elles ne correspondent pas à un niveau stratigraphique déterminé. Bien plus, elles paraissent indépendantes de la disposition des plis secondaires affectant les terrains où elles se rencontrent.

Enfin, il y a une relation évidente entre la présence de ces anomalies de la tectonique mineure et le métamorphisme particulier de la région de Paliseul-Bastogne-Vielsalm, métamorphisme qui depuis André Dumont a retenu l'attention des géologues. Jusqu'à présent les observations de terrain n'avaient pas apporté la solution définitive de l'origine de ce métamorphisme particulier. Actuellement, en tenant compte à la fois des caractères de ces roches métamorphiques et des anomalies relevées dans l'aspect des déformations mineures, nous pensons pouvoir atteindre de plus près à la solution du problème.

Le clivage schisteux résulte de l'application des efforts de plissements auxquels les roches ont été soumises ; il est démontré tout aussi bien qu'il apparaît à condition que les terrains supportent une charge statique suffisante, ou, si l'on préfère, que ces terrains soient situés sous le front supérieur de schistosité.

Le niveau auquel se situe normalement ce front à la seule intervention des efforts géodynamiques et de la charge statique peut être modifié sous l'action d'un autre facteur ; il en est ainsi pour les variations dans la composition lithologique moyenne mais aussi du fait de la mise en place des grands massifs granitiques. Ce dernier point retiendra tout spécialement notre attention.

En Haute-Ardenne, comme nous l'avons montré, les anomalies dans le comportement du clivage schisteux se marquent par une exagération du feuilletage, au point que des bancs de quartzite présentent une belle texture feuilletée oblique à la stratification. Ce fait est d'ailleurs bien connu dans d'autres régions où la tectonique mineure est bien développée (1).

Les anomalies dans le comportement du clivage se manifestent d'autre part par la destruction plus ou moins profonde du clivage schisteux avec formation de roches compactes. Nous insistons encore ici sur le développement exagéré du méta-

(1) Voir à ce sujet : P. FOURMARIER. — Essai sur le comportement et l'allure de la schistosité et des joints connexes dans la zone pennique des Alpes franco-italo-suissees. *Archives des Sciences*, vol. 5, fasc. 6, 1952, Genève.

morphisme qui est en relation avec ces deux particularités. Il se marque par la genèse de minéraux de néoformation. Cette particularité nous sera fort utile pour la compréhension de l'évolution.

A ce propos, nous croyons utile de rappeler deux citations :

Dans son mémoire sur le métamorphisme de la zone de Salm-Château, Max Lohest <sup>(1)</sup> déclare à propos des cristaux d'ottrélite contenus dans les phyllades gedinniens associés aux roches conglomératiques de base de ce terrain :

« 3° — Les paillettes d'ottrélite ne se sont pas déposées à plat dans la roche, réunies suivant des plans de stratification, mais on les trouve dispersées et orientées en tous sens comme dans le phyllade salmien. »

Max Lohest avait donc été frappé par ce fait important à savoir que *l'ottrélite a forcément cristallisé après que le phyllade avait pris sa structure tectonique telle qu'on la voit actuellement.*

Dans son mémoire sur la région de Recht, J. Anten a écrit <sup>(2)</sup> :

« Nous nous bornerons à remarquer que dans les roches métamorphiques que nous étudions, les grands cristaux ne paraissent s'être formés qu'après les microlites, ce qui est précisément l'ordre inverse de celui qu'on admet pour la cristallisation des éléments des roches fondues, solidifiées par refroidissement. »

Ces deux déclarations sont précieuses car elles viennent à l'appui de notre thèse à savoir que l'évolution des terrains s'est faite en deux phases : la première est syntectonique ; la seconde marquée par des minéraux plus volumineux orientés en tous sens, est forcément posttectonique. A notre avis, il y a concordance avec les deux phases de mise en place des granites.

Nous rappellerons également l'important mémoire publié en 1910, par L. de Dorlodot sur le métamorphisme dans le massif de Stavelot <sup>(3)</sup>. Son auteur attache de l'intérêt au fait que les cristaux d'ottrélite sont orientés en tous sens, quelle que soit l'allure des strates et du clivage schisteux. Il remarque toutefois que ces éléments ont été déformés et il en conclut à leur genèse hâtive dans la roche. Il insiste aussi sur l'origine dynamique du métamorphisme.

Certes, ces déformations marquent un stade tectonique postérieur à la phase principale du métamorphisme. Mais on sait par de nombreux exemples qu'une reprise tardive d'efforts de moindre intensité peut conduire à ce résultat. A notre avis, la non concordance entre la distribution des cristaux d'ottrélite et le feuilletage des roches doit suffire à démontrer la genèse tardive de ces cristaux, ce qui exclut l'intervention des efforts dynamiques comme facteur essentiel de cette évolution.

Certes, dans son travail sur le Salmien de la région de Recht, J. Anten a insisté sur les relations qu'il y a observées entre les roches les plus métamorphiques et les dislocations des terrains. Certes, on peut supposer que de telles dislocations puissent faciliter la montée des éléments fluides venant de la profondeur et accentuer ainsi localement le degré d'évolution des roches.

Il existe néanmoins des arguments suffisants pour montrer que le métamorphisme

<sup>(1)</sup> MAX LOHEST. — Sur le métamorphisme de la zone de Salm-Château. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. XXXVIII, *Mém.*, p. 11, 1910-1911, voir p. m 13.

<sup>(2)</sup> J. ANTEN. — Contribution à l'étude du Salmien métamorphique du sud du massif de Stavelot dans la région de Recht. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 39, *Mém.*, p. 397, voir p. m 415.

<sup>(3)</sup> L. DE DORLODOT. — Contribution à l'étude du métamorphisme du massif cambrien de Stavelot. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 37, 1909-1910, *Mém.*, pp. 145-194.

est dû essentiellement à la cause profonde qui a fait naître les anomalies de schistosité sur lesquelles nous avons attiré l'attention : exagération du feuilletage oblique ou destruction de celui-ci pour conduire à des roches de plus en plus compactes dont les cornéites sont en Ardenne le type extrême.

Nous croyons bien faire en rappelant encore ici que le tracé des limites des zones de compacité, bien que suivant l'allure générale du plissement de l'Ardenne, ne coïncident pas avec les limites stratigraphiques. Si l'on se reporte à la carte annexée on peut se convaincre qu'il en est bien ainsi, notamment dans le pays de Gedinne-Paliseur que l'on consulte la carte d'Asselberghs (1) ou les tracés proposés en 1925 par l'un de nous (2).

Nous avons montré ci-avant qu'il en est de même en aval du barrage de Robertville dans l'est du pays.

## CHAPITRE I<sup>er</sup>

### LA GENÈSE DES ROCHES COMPACTES

Examinées en lames minces, les roches compactes exploitées dans les carrières ouvertes au nord de la ville de Paliseur apparaissent comme un feutrage de cristaux de chlorite et de séricite dans lequel des cristaux de magnétite sont distribués sans orientation privilégiée. Il s'agit donc bien de roches pélitiques qui ont recristallisé.

Le fait que les éléments de la pâte (chlorite et séricite) sont enchevêtrés sans marquer d'orientation privilégiée est l'indice le plus marquant d'une recristallisation postérieure à la genèse du clivage schisteux, lequel apparaît encore par endroits sous forme de schistosité résiduelle. *Cette recristallisation résulte donc bien d'une intervention posttectonique.*

Une des lames examinées sous le microscope permet de distinguer encore, par une légère différence d'aspect, la stratification originelle ; on y voit aussi, quoique de façon peu apparente, des traces de schistosité oblique à la stratification (schistosité résiduelle).

La recristallisation de la roche a donc eu pour effet d'effacer presque entièrement à la fois la stratification et le clivage ; c'est bien la confirmation de ce qu'il s'agit d'un phénomène tardif, postérieur à la phase tectonique principale.

Ajoutons encore que les cristaux de magnétite ou d'ilménite sont distribués sans ordre dans le schiste recristallisé ; ils ne présentent pas d'auréole d'étirement. Il est permis d'y voir la preuve d'une action simultanée de la recristallisation donnant à la roche son aspect compact et d'un métamorphisme tardif faisant naître dans la pâte les cristaux de néoformation comme la magnétite et l'ilménite.

Ces observations faites sur les roches de Paliseur vaudraient pour des matériaux d'un autre âge comme par exemple certaines roches de la région de Vielsalm et Salm-Château. Là aussi on peut prétendre que la compacité est nettement postérieure à la genèse du clivage et qu'elle est en relation avec la formation des minéraux tels que la biotite, l'ottrélite, le grenat, qui sont à considérer comme éléments de néoformation par rapport à la phase tectonique majeure.

(1) Et. ASSELBERGHS. — Carte géologique annexée à son mémoire sur l'Éodévonien de la Belgique et des pays limitrophes.

(2) P. FOURMARIER. — Le Gedinnien entre Gedinne et Paliseur. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 48, *Mém.*, 1925.

## CHAPITRE II

L'INFLUENCE DES ACTIONS DE GRANITISATION  
ET DE MISE EN PLACE DES MASSIFS GRANITIQUES

En parlant de l'intervention d'un facteur supplémentaire pour expliquer les anomalies de la schistosité, nous n'avons pas manqué de faire entendre que, dans notre esprit, il s'agit de la mise en place d'un vaste massif granitique resté en profondeur (1). Cette manière de voir est loin d'être neuve ; nous avons rappelé l'opinion de plusieurs savants. D'autres auteurs, par contre, n'ont pas cru pouvoir se rallier à la thèse de l'intervention du granite pour expliquer le métamorphisme assez spécial du Paléozoïque en Haute-Ardenne. A vrai dire on n'observe pas dans ce pays les particularités bien connues des *contacts granite-sédimentaire*, telles que les véritables cornéennes avec leur accompagnement de schistes tachetés. On a pensé cependant à l'influence possible de venues pegmatitiques de volume réduit notamment pour expliquer la présence de zones avec schistes tachetés ; c'est seulement dans l'est du pays que l'on acceptait l'existence en profondeur d'un massif plus vaste, en tenant compte du développement plus considérable de roches de cette nature.

Force nous est de reconsidérer l'intervention possible du granite sous un autre jour, par comparaison notamment avec des régions où les observations peuvent être faites de façon plus positive, dans des conditions beaucoup plus favorables (2). Le massif armoricain retiendra particulièrement notre attention à ce sujet.

Nous rappellerons tout d'abord ce que l'on peut observer au voisinage du massif de Fougères ; c'est là un exemple typique de granite discordant traversant le Briovérien (Infracambrien) (3).

A une distance appréciable du granite, de l'ordre de 3 à 4 kilomètres pour le moins, le Briovérien n'est pas affecté par le clivage oblique à la stratification. Au fur et à mesure que l'on s'en approche, on voit tout d'abord le schiste se charger de petits nodules dûs à l'influence du granite ; puis apparaît le clivage schisteux qui se développe rapidement. Les roches feuilletées de cette manière sont disposées en une auréole autour du granite quelle que soit l'allure tectonique du terrain influencé par lui. Aussi est-on tout naturellement enclin à rendre ce granite, sous sa forme actuelle, responsable de la genèse du feuilletage oblique à la stratification, comme on lui attribue la genèse des nodules de métamorphisme épars dans le schiste. Cependant, en approchant encore davantage du granite, le clivage disparaît peu à peu et les roches sont transformées jusqu'au contact immédiat de la roche cristalline en cornéenne massive dans laquelle se voient par endroits les restes d'un clivage schisteux presque entièrement effacé par suite de la transformation en un matériau compact, recristallisé.

(1) En employant cette expression : « mise en place d'un massif de granite », nous n'entendons pas prétendre qu'il s'agit de l'intrusion d'un magma fondu dans l'épaisseur de la croûte terrestre ; il s'agit bien plus vraisemblablement de la transformation sur place de roches sédimentaires à l'état solide, la cristallisation de la masse effaçant petit à petit la stratification et autres joints originels.

(2) P. FOURMARIER. — Le granite et les déformations mineures des roches. *Mém. Acad. roy. Belg.*, coll. in-8°, t. XXXI, 1959.

(3) P. FOURMARIER, A. PELHATE et B. AUVRAY. — Schistosité et granitisation dans le synclinorium de Laval et ses abords. *Mém. Acad. roy. Belg.*, coll. in-8°, t. XXXV, fasc. 3, 1965.

On ne peut pas admettre cependant que le même granite ait provoqué la formation de la schistosité pour l'effacer ensuite. Il faut, au contraire, y voir l'intervention de deux phases successives, émanant vraisemblablement d'un même centre de granitisation : la première est sous la dépendance d'un granite syntectonique analogue à celui qui se forme dans la partie profonde d'un orogène dès le début de la tectogénèse. Par endroits, la granitisation est montée plus près de la surface sous forme d'une intumescence ; autour de celle-ci les roches ont été rendues plus déformables ; de ce fait, elles y ont été affectées par le clivage schisteux au cours du plissement, alors qu'il n'eut pu en être ainsi sous la seule influence de la charge statique insuffisante. En d'autres termes, le front supérieur de schistosité s'est approché davantage de la surface, grâce à l'intervention de cette phase de granitisation.

Une fois achevée la phase maximale de plissement, les actions de granitisation se sont poursuivies pendant un certain temps. Elles ont eu pour effet de faire naître des minéraux nouveaux dans les terrains encaissants, et notamment dans les zones les plus proches de la surface, les petits nodules des « schistes tachetés » si caractéristiques de l'auréole des granites. Par après, à son contact même, le granite a transformé les schistes en cornéenne, tout en résorbant progressivement les « nodules », en effaçant en tout ou en partie le clivage né au cours du diastrophisme.

En ce qui concerne leurs effets, les actions de granitisation croissante se répartissent ainsi en deux phases : l'une syntectonique facilitant la genèse du clivage schisteux, l'autre posttectonique tendant à l'effacer par transformation des roches feuilletées en roches compactes.

Nous avons cité un cas particulièrement probant ; il en est bien d'autres dans diverses régions du monde (1).

Le granite de Fougères est un granite du type dit en massif circonscrit qui s'est mis en place à une profondeur relativement faible, mais où les deux phases de l'évolution apparaissent clairement.

A proximité, dans le bassin de Laval, l'intervention du granite est tout aussi évidente pour provoquer le feuilletage oblique des schistes ; par contre, l'intervention de la phase posttectonique est moins apparente parce que l'érosion n'a pas pu s'exercer à une profondeur suffisante sous la surface du sol ; les roches du Culm atteintes par le clivage schisteux à l'intervention d'un granite syntectonique resté en profondeur ont néanmoins été quelque peu modifiées par après car il s'y trouve des « schistes noduleux » ayant pris une certaine compacité, transition entre le schiste normalement clivé et sa transformation en cornéenne. Il est remarquable de voir ici le clivage schisteux très développé dans le Culm de la partie axiale du bassin de Laval, tandis que le Briovérien qui en forme le soubassement n'est pas clivé là où il vient en affleurement au nord et au sud du synclinal. L'intervention du granite pour modifier le niveau stratigraphique du front supérieur de schistosité apparaît tout à fait évidente, comme l'a montré l'un de nous dans l'ouvrage déjà cité rédigé en collaboration avec A. Pelhate et B. Auvray.

Dans l'étude du problème de l'influence du granite sur le développement anormal de la schistosité et sur la transformation des sédiments en cornéennes ou en roches compactes, il est indispensable de tenir compte de la profondeur relative à

(1) P. FOURMARIER. — Le granite et les déformations mineures des roches (schistosité, microplissement, etc.). *Mém. Cl. Sciences, Acad. roy. Belgique*, coll. in-8°, t. XXXI, fasc. 3, 1959.

P. FOURMARIER et M. RUHLAND. — Le granite et les déformations mineures des roches dans les Vosges hercyniennes. *Mém. Cl. Sc. Acad. roy. Belgique*, coll. in-8°, t. XXXIV, fasc. 7, 1964.

laquelle le granite s'est mis en place. Une coupe subméridienne à travers le massif armoricain est des plus instructive à cet égard <sup>(1)</sup>.

Dans la partie septentrionale, les massifs de granite de Flamanville, de Vire, de Fougères répondent dans les grandes lignes à la description rappelée ci-avant.

Dans le sud de l'Armorique, au contraire, comme l'a très bien montré le professeur P. Pruvost <sup>(2)</sup> : « 1. Du S. vers le N. la granulite de Pontivy perd insensiblement ses caractères de mise en place d'un massif intrusif. Dans cette direction, elle s'élève progressivement dans la série stratigraphique. Elle est insérée dans le seul Briovérien au S. mais à sa pointe nord à Mellionec, elle arrive au contact du Gothlandien et y envoie des apophyses jusqu'au Coblencien. Toujours dans cette direction, elle se charge de plus en plus d'un chevelu aplitique et pegmatitique.

» 2. La granulite de Pontivy est apparue avant ou pendant le plissement hercynien dans sa région profonde : elle y est syncinématique, car elle a été alignée suivant la direction de cette phase orogénique. Elle y a été précédée par l'élaboration du métamorphisme régional intéressant le seul Briovérien. Par contre, vers le haut, c'est-à-dire vers le N., elle est intrusive dans un bassin siluro-carbonifère après plissement de celui-ci. Son sommet, de même que le granite porphyroïde, est donc posttectonique, mis en place après la phase paroxysmale sudète.

» Or il s'agit bien, semble-t-il, d'un massif présentant une *variation continue* du S. au N. Ainsi, on n'échapperait pas à cette conclusion que la granulite de Pontivy s'est constituée très lentement à travers une longue période géologique ».

Cette dernière phrase du savant géologue français est à retenir car elle souligne la très longue durée des phénomènes de granitisation.

Dans leur mémoire prérappelé, P. Fourmarier, Cl. Pareyn et Fr. Doré se sont efforcés, à la suite de leurs observations de terrain, de matérialiser la disposition reconnue dans la région, notamment par le tracé d'une coupe schématique (fig. 14bis, de l'ouvrage cité).

La carte de la terminaison orientale des massifs de Rostrenen et de Pontivy contenue dans le même mémoire est intéressante en ce sens qu'elle n'indique aucune trace de cornéenne au contact des massifs de granite (Rostrenen) ou de granulite (Pontivy). Tout cet ensemble de nature granitique est entouré d'une auréole comprenant successivement une zone interne à foliation et microplissement, une zone à schistosité de flux et une zone à schistosité de fracture.

Les levés géologiques effectués dans la région apportent ainsi la preuve irréfutable de l'intervention de la granitisation dans le développement des déformations mineures des terrains environnants. La granitisation a pour effet d'amener le front supérieur de schistosité à un niveau bien plus proche de la surface qu'il n'eût pu atteindre dans les conditions normales sous la seule influence de la charge au cours de la tectogénèse.

Une preuve supplémentaire nous est encore fournie par le fait que près de Neuillac le Précambrien n'est affecté que d'un clivage de fracture relativement grossier ; par contre, vers l'ouest, ce même terrain à proximité de la granulite de Pontivy est transformé en un micaschiste typique.

<sup>(1)</sup> Voir à ce sujet : P. FOURMARIER, Cl. PAREYN et Fr. DORÉ. — Observations complémentaires au sujet de l'influence du granite sur les déformations mineures des roches dans le massif armoricain. *Mém. Cl. Sc. Acad. roy. Belg.*, Coll. in-8°, t. XXXIII, fasc. 4, 1962.

<sup>(2)</sup> E. JEREMINE et P. PRUVOST. — Observations géologiques et pétrographiques sur la région de Rostrenen. *Bull. Service Carte géol. France*, n° 243, t. CIII, 1955.

Il est bien connu, d'autre part, qu'au contact de certains massifs de granite les roches sédimentaires sont changées en gneiss ou en « granite orienté » dans lequel se prolongent les joints de stratification des schistes encaissants, atteints par le microplissement. C'est le cas, par exemple, pour le massif d'Oulmes (Maroc) décrit par H. Termier, Agard et Owodenko (1).

En Bretagne méridionale, des gneiss et micaschistes se voient au contact du granite (2).

Les quelques faits que nous venons de rapporter très succinctement suffisent à montrer la différence dans l'action du granite suivant qu'il se met en place dans des zones profondes ou dans des zones superficielles de la croûte terrestre.

Dans ces dernières, comme nous l'avons rappelé pour le massif de Fougères, on distingue aisément les deux phases d'influence : la première, syntectonique, facilite le développement de la schistosité et modifie ainsi plus ou moins profondément l'aspect lithologique du matériau influencé ; la seconde, posttectonique, efface, au moins en partie, les effets de la première en provoquant la transformation de roches bien clivées en un matériau plus ou moins compact qui est la cornéenne, et provoque la cristallisation de minéraux de néoformation orientés en tous sens (3).

Dans les zones profondes, l'intervention du granite apparaît plus marquée pendant la première phase, car à son contact, les sédiments originels sont transformés en roches cristallophylliennes telles des gneiss et des micaschistes, passant à des roches simplement clivées à plus grande distance du granite. Il semblerait à première vue que, dans ce cas, la seconde phase n'existe pas. En fait, elle a manifesté ses effets en provoquant la cristallisation de porphyroblastes parfois volumineux, disposés en tous sens par rapport au feuilletage des roches cristallophylliennes. En 1884 Charles Barrois avait déjà signalé en Bretagne la présence de gros cristaux d'orthose isolés dans les schistes micacés à l'extérieur d'un massif granitique et identiques aux porphyroblastes du granite lui-même (4). L'un de nous (P. F.), avec la collaboration de F. Doré a fait la même observation dans les schistes de Châteaulin au voisinage de la granulite de Pontivy : un cristal d'andalousite s'est formé au sein du schiste microplissé, recoupant les structures dues à la phase tectonique.

Pour mettre en lumière la généralité de ces phénomènes dans les zones profondes nous rappellerons les observations faites par l'un de nous (P. F.) sur des terrains de l'Afrique Centrale, observations rapportées dans l'ouvrage déjà cité : « Le granite et les déformations mineures des roches ». Il a montré l'influence du granite sur l'évolution des roches pendant la phase tectonique, puis après l'achèvement de celle-ci, la genèse de minéraux de néoformation et notamment des cristaux de tourmaline traversant des microplis normalement à leur plan axial.

Nous avons mis en évidence l'action du granite du point de vue des déformations mineures (schistosité, microplissement, etc.) dans deux cas extrêmes : tout d'abord à une profondeur modérée sous la surface du sol ; ensuite à une profondeur suffisante pour que les sédiments au contact du granite soient transformés en roches

(1) *Service Géol. du Maroc. Notes et Mémoires*, n° 82, Rabat, 1950.

(2) Voir à ce sujet : J. COGNÉ. — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. *Mém. expl. carte géol. France*, Paris, 1960.

(3) L'un de nous (P. F.) a recueilli en Angleterre (Devonshire) dans la Meldon Quarry, à peu de distance du granite, des cristaux de chistolite de quelques millimètres de longueur traversant les feuillets de clivage. Il s'agit bien, en l'occurrence, d'une cristallisation posttectonique.

(4) Ch. BARROIS. — Le granite de Rostrenen, ses apophyses et ses contacts. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. XII, p. 1 1884.

cristallophylliennes. Dans un cas comme dans l'autre l'intervention s'est faite en deux phases successives : au cours de la première ou phase syntectonique, la granitisation a facilité la production des déformations mineures ; cette phase est intimement liée d'ailleurs à la genèse et à la mise en place du granite ; au cours de la seconde, les roches feuilletées ont été transformées en cornéenne dans les régions de faible profondeur ; plus bas, la phase posttectonique marque ses effets en provoquant la naissance de minéraux de néoformation, orientés de façon quelconque par rapport aux déformations mineures.

Il est intéressant de rappeler maintenant ce que l'on observe à une profondeur intermédiaire.

Pour ce faire, revenons une fois encore au massif armoricain où la profondeur de mise en place du granite va en augmentant du nord vers le sud.

Nous examinerons deux cas typiques (1) :

a) La coupe relevée au bord nord du massif de granodiorite de St-Quay-Portrieux où l'on peut voir, le long de la rive de la baie du Moulin, le contact de cette roche avec le Précambrien. Les roches sédimentaires touchant le massif granodioritique sont des amphibolites, parfois des micaschistes à grain fin très riches en mica, avec intercalations de bancs quartzitiques ; ces roches sont bien feuilletées parallèlement aux strates (foliation), parfois microplissées ; quelques bancs se débitent en feuillets suivant un clivage oblique aux strates. D'autre part, les schistes sont parfois tachetés, ce qui montre l'influence de la roche dioritique sur l'évolution des terrains encaissants. De l'autre côté de la baie, c'est-à-dire à plus grande distance du massif dioritique, la falaise laisse voir des schistes phylladeux et des quartzites avec schistosité de flux, mais qui sont compacts à l'approche de la diorite ; une intervention posttectonique a donc fortement atténué la schistosité en provoquant un commencement de transformation en roche compacte que l'on peut rapprocher des cornéennes, sans qu'elles en aient toutefois les caractères les plus marquants.

b) A la bordure septentrionale du grand massif de granodiorite de St-Brieuc, on peut faire des observations du même genre, mais à plus grande échelle. A partir de ce massif, on distingue les zones suivantes :

- a. Roches d'aspect gneissique très apparent avec foliation caractéristique.
- b. Roches d'aspect cristallophyllien à grain plus fin où apparaissent localement un peu de schistosité et de microplissement.
- c. Roches ayant l'apparence de cornéenne où la schistosité a en grande partie disparu du fait de la compacité de la roche.
- d. Schistes en voie de transformation en roche compacte avec clivage résiduel.

La succession est sensiblement la même qu'en bordure du massif de St-Quay, mais les bandes sont plus larges eu égard à l'importance plus considérable du massif de St-Brieuc.

Ces quelques indications suffisent à mettre en évidence l'influence de la profondeur sur les modalités d'intervention du granite dans la genèse des déformations mineures. Une conclusion de première importance, apparaît dans tous les cas envisagés : *les effets de la granitisation ou de la mise en place du granite se sont manifestés*

(1) P. FOURMARIER, Cl. PAREYN et Fr. DORE. — *Op. cit.* : Observations complémentaires au sujet de l'influence du granite ... *Mém. Cl. Sc. Acad. roy. Belg.*, coll. in-8°, t. XXXIII, fasc. 4.

au cours des deux phases successives indiquées ci-avant. Il s'agit, en réalité de phénomènes se manifestant pendant une très longue période de temps. Nous rejoignons ainsi les conclusions de P. Pruvost rapportées précédemment.

Notre attention, en l'occurrence, doit porter spécialement sur les faits observés à l'endroit des gisements de profondeur moyenne, où les déformations mineures du type de la foliation, du microplissement, du clivage de flux, dominent au contact du massif cristallin, mais qui sont suivies, à plus grande distance de celui-ci, par une zone de compacité qui les sépare des roches à clivage schisteux normal ; en même temps les minéraux de néoformation font leur apparition. Cette observation est d'application directe à la Haute Ardenne, comme nous le montrerons ci-après.

Pour bien préciser notre pensée, nous croyons utile de représenter par un schéma (figure 8) les relations entre les trois types principaux d'intervention que nous avons rappelés.

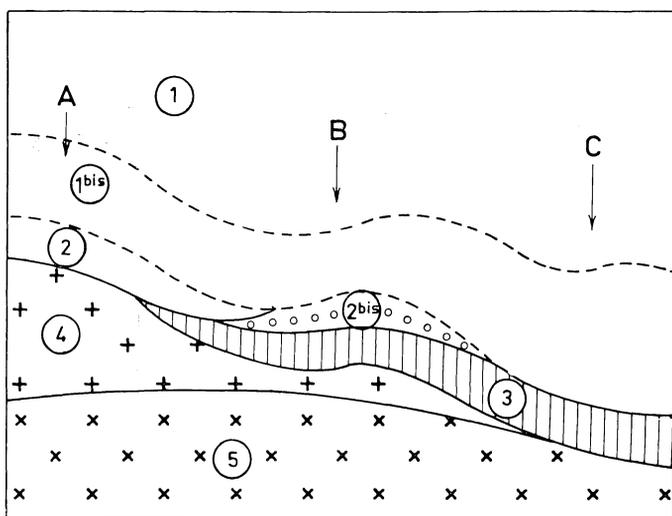


Fig. 8. — Coupe schématique montrant l'action du granite à diverses profondeurs.

- A. Région de Fougères, Vire, Flamanville.
- B. Région de St-Brieuc-St-Quay.
- C. Région de Pontivy-Rostrenen.
- 1. Schistes dépourvus de clivage schisteux ;
- 1bis. Schistes clivés ;
- 2. Cornéennes ;
- 2bis. Schistes compacts passant à la cornéenne ;
- 3. Schistes cristallins passant au gneiss ;
- 4. Granite posttectonique ;
- 5. Granite syntectonique.

Les observations faites par l'un de nous (P. F.) et son collaborateur P. M. Anthoiz<sup>(1)</sup> dans la vallée de la Gartempe (Basse Marche, France), situées dans la partie nord-occidentale du Massif Central sont en parfaite harmonie avec ce que nous

(<sup>1</sup>) P. FOURMARIER et P. M. ANTHONIOZ. — Remarques au sujet des schistes cristallins et des migmatites de la vallée de la Gartempe (Basse Marche, France). *Bull. Cl. Sc. Acad. roy. Belgique*, 5<sup>e</sup> série, t. XLIX, n<sup>o</sup> 8, 1963.

venons de rappeler pour le Massif Armoricain. Les migmatites très plissées du Moulin de Lanneau sont surmontées par des micaschistes dans lesquels la sillimanite et la cordiérite sont abondantes ; ces roches sont suivies, à environ 200 à 250 mètres du front des migmatites, d'un niveau de roches compactes désignées par Anthonioz dans un travail antérieur <sup>(1)</sup> sous le nom de « cornéennes ». On y voit de petits plis soulignés par la présence de lits de teinte différente ; ces plis suivent l'allure du feuilletage général. On peut admettre que la transformation du micaschiste en roche compacte s'est faite au cours d'une phase posttectonique de l'évolution de cette partie du Massif Central.

Au-dessus de ce niveau caractérisé par sa compacité relative, viennent de nouveau des micaschistes fortement tectonisés ; ils présentent un feuilletage qui a paru, aux auteurs de la note précitée, correspondre sensiblement à ce que l'un d'eux a désigné sous le nom de pseudofoliation.

Au fur et à mesure qu'augmente la distance aux migmatites, le métamorphisme est moins accentué (micaschistes supérieurs) bien que la tectonique y soit identique.

Dans une étude qu'il a faite de la région, M. Chenevoy <sup>(2)</sup> a établi que tous les niveaux de la série visible le long de la Gartempe au-dessus des migmatites renferment des minéraux de néoformation : sillimanite, albite, tourmaline, biotite, cordiérite, staurotide, andalousite.

Tous ces minéraux sont bien cristallisés et orientés en tous sens, recoupant les feuillets de la roche. M. Chenevoy a insisté sur cette disposition des minéraux, notamment de la biotite et de la tourmaline ; il les considère comme postérieurs à la phase tectonique, responsable du bouleversement des schistes.

Bien que les limites des zones distinguées ci-dessus ne soient pas bien tranchées, il n'en est pas moins exact qu'à quelque distance au-dessus des migmatites correspondant à un front de granitisation, il y a un niveau privilégié du point de vue de la compacité des schistes, tout comme au-dessus des massifs de St-Quay et de St-Brieuc dont il a été question ci-avant.

Nous pouvons affirmer, par conséquent, qu'à une profondeur moyenne sous la surface, les cornéennes n'existent pas au contact des roches granitiques ou roches analogues, mais qu'il s'est développé à quelque distance de celle-ci une zone de compacité, qui disparaît à son tour à plus grande profondeur.

L'exemple de la Gartempe est des plus instructif à notre point de vue. Il nous fait voir, en effet, qu'il existe là une relation étroite entre le feuilletage des schistes, la présence d'une zone de compacité, le développement d'un métamorphisme caractérisé par des minéraux engendrés après la phase tectonique paroxysmale et enfin la relation de ces particularités avec la présence d'un massif migmatitique.

Pour montrer la généralité de ces actions en rapport avec la granitisation, nous dirons encore que nous avons eu l'occasion de prendre connaissance d'un article récent de R. Dubois et R. Truillet <sup>(3)</sup> sur le petit massif granitique de Savoca (soele péloritain, Sicile) ; nous y trouvons l'application de ce que nous venons d'exposer :

Au contact du granite, des phyllades ont recristallisé et ont été transformés

<sup>(1)</sup> P.-M. ANTHONIOZ. — Sur le métamorphisme de contact au front des migmatites en Basse-Marche. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 254, 7 mai 1962.

<sup>(2)</sup> M. CHENEVOY. — Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie nord-ouest du Massif Central français. Paris, Imprimerie Nationale, 1958.

<sup>(3)</sup> R. DUBOIS et R. TRUILLET. — L'évolution pétrographique des phyllades à l'approche des masses granitiques et la tectonique du cristallin des Monts Péloritains (Sicile). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 263, série D, 11 juillet 1966, p. 101.

en schistes micacés grenatifères. Mais à une vingtaine de mètres du granite il existe un « filon » (1) considéré comme un « gneiss d'injection » résultant d'apports magmatiques dans une trame phylladique métamorphisée. Les apports sont marqués par la présence de grandes plages de quartz, de gros cristaux de tourmaline et de porphyroblastes d'orthose micropertithique enclavant les lits micacés.

Comme le disent les auteurs, « le granite de Savoca est cerné par une *auréole de métamorphisme de contact développée aux dépens des phyllades*, auréole dans laquelle peuvent migrer des éléments d'origine magmatique ».

Il s'agit sans aucun doute d'un type d'influence un peu différent de ceux décrits ci-avant. Il suffit néanmoins à montrer que chaque cas particulier, tout en suivant une règle générale, n'en subit pas moins l'influence profonde de facteurs locaux. C'est pourquoi, il nous a paru intéressant de citer l'article de MM. Dubois et Truillet.

### CHAPITRE III

#### APPLICATION DES DONNÉES PRÉCÉDENTES A LA HAUTE-ARDENNE

Après ces longs développements, nous croyons pouvoir arriver à conclure en ce qui concerne les anomalies dans la répartition des déformations mineures décrites en Haute-Ardenne et leurs relations avec le métamorphisme assez spécial de cette partie du territoire belge.

1. Nous avons pu mettre en évidence l'âge de ces anomalies. Elles sont incontestablement liées au plissement hercynien ; les déformations antérieures (phase calédonienne) ne paraissent pas avoir eu d'influence à cet égard. Le fait est évident à la fois pour le clivage schisteux quelque peu exagéré (hyperschistosité), pour la transformation de roches clivées en roches plus ou moins compactes (cornéite et schiste cornéen) et aussi pour la genèse du métamorphisme particulier de cette partie de l'Ardenne.

2. Pour expliquer l'exagération du clivage schisteux conduisant à la transformation de schistes en ardoises nous devons songer tout d'abord aux variations de puissance des terrains dévonien de l'Ardenne, conséquence de la subsidence différentielle.

Si la règle générale est celle d'un accroissement progressif de la puissance des étages du Dévonien inférieur du nord vers le sud, il y a néanmoins des variations importantes en relation avec les traits majeurs de la tectonique. La carte annexée au mémoire d'Et. Asselberghs (2) met bien la chose en évidence. Aussi pourrait-on être tenté d'expliquer par cette intervention le développement inégal du clivage schisteux, compte tenu de la composition lithologique des roches schisteuses. Les seules variations de charge dues à l'inégale puissance auraient été, au moment du plissement de l'Ardenne, l'agent efficace en la matière. On serait même tenté de voir là l'explication de certaines anomalies ; par exemple, des roches du Siegenien sont exploitées pour ardoises (schistosité de flux) alors que des schistes d'un niveau inférieur (Gedinnien) ne sont affectées que d'un clivage de fracture.

(1) C'est le terme employé par les auteurs bien que cette zone de composition particulière, soit dessinée comme interstratifiée dans les micaschistes.

(2) Et. ASSELBERGHS. — L'Eodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. XIV, 1946.

De toute manière cette explication est sujette à caution ; en effet nous ne connaissons qu'une partie des terrains qui constituaient la charge au moment du plissement ; nous ignorons la puissance réelle de ce que l'érosion a enlevé après l'érection de la chaîne hercynienne. D'ailleurs, une autre considération nous incite à ne pas nous arrêter à cette explication : une différence de charge pourrait certes expliquer une dissemblance dans l'intensité du clivage ou une variation marquée du niveau stratigraphique atteint par le front supérieur de schistosité ; elle ne pourrait pas rendre compte de la transformation de roches finement clivées en roches compactes où la schistosité n'apparaît plus que sous forme résiduelle.

3. Il ne semble pas que des variations dans l'intensité des efforts dynamiques puissent avoir provoqué l'exagération de la schistosité à certains niveaux ; certes de tels efforts sont nécessaires pour engendrer le clivage schisteux dont l'allure est toujours en harmonie avec la forme des plis.

Nous n'avons pas constaté qu'il y ait eu une exagération des efforts là où la schistosité est particulièrement bien développée ; nous renvoyons notamment à ce que nous avons dit, dans la première partie, à propos de la coupe du Dévonien au sud-est de Bastogne. Cette observation nous conduit déjà à la conclusion que le développement inégal du clivage schisteux n'est pas la conséquence d'une intensité plus grande des efforts de plissement.

4. L'atténuation de la schistosité conduisant à une compacité plus ou moins avancée des schistes ne peut en aucun cas s'expliquer par les efforts dynamiques quelle que soit la charge sous laquelle ils manifestent leur action.

Par contre, la comparaison avec d'autres régions telles l'Armorique, les Vosges, le massif central français, nous portent à envisager avec faveur l'influence d'interventions profondes et notamment la mise en place du granite ou la genèse des migmatites.

Nous avons montré par des exemples très parlants que la granitisation syntectonique facilite non seulement le métamorphisme mais aussi la formation du clivage schisteux ; elle peut, à cet égard, compenser une charge statique insuffisante. D'autre part après l'achèvement de la tectonique majeure, la montée du granite en massifs circonscrits provoque la formation des cornéennes ; celles-ci se font à leur contact, dans les parties les plus proches de la surface ; elles prennent naissance à quelque distance du granite ou de la migmatite pour une profondeur plus grande.

Dans les zones très profondes, les cornéennes et roches atteintes de compacité n'existent pas ; les deux types de granite, syntectonique et posttectonique, se confondent et leur action de contact se borne à la transformation des terrains encaissants en schistes cristallins, où la foliation, ou le microplissement prend la place du clivage schisteux.

Les actions de granitisation conduisent aussi à la genèse de minéraux de néoformation notamment au cours de la phase posttectonique, soit sous l'apparence de porphyroblastes soit sous forme de petits nodules d'andalousite donnant naissance aux schistes tachetés si caractéristiques des auréoles des granites.

Ce que nous venons de rappeler s'applique intégralement à la Haute-Ardenne, où nous avons mis en évidence la relation étroite existant entre la schistosité exagérée dans certaines zones et son remplacement partiel par un état de compacité plus ou moins avancé. Nous avons pu donner aussi des arguments en faveur de la présence, *sous la zone de compacité*, de roches plus évoluées encore, à la fois du point de vue

de la tectonique mineure et du métamorphisme, comme c'est le cas à Remagne, Freux, Séviscourt.

Cet ensemble de faits d'observation nous conduit à trouver une analogie frappante, *mutatis mutandis*, entre la Haute-Ardenne et la partie du massif armoricain où se situent les roches granitiques de St-Brieuc et de St-Quay dont nous avons rappelé l'influence.

En Armorique la roche granitique se voit en place, en relation directe avec les roches modifiées à son intervention. En Haute-Ardenne, le granite ne vient pas en affleurement, mais les modifications des terrains paléozoïques sont si semblables à celles décrites ci-avant pour l'Armorique, que nous ne pouvons pas douter de la présence d'un énorme massif granitique, s'étendant pour le moins sous la région où nous avons relevé la présence des anomalies du clivage schisteux.

On voudra bien se rappeler aussi qu'en résumant les données acquises sur le métamorphisme de la Haute-Ardenne, nous n'avons pas manqué de souligner le fait d'une distribution quelque peu différente des minéraux de néoformation et des « schistes noduleux » ; les premiers existent dans toute l'étendue de la zone étudiée, les autres sont cantonnés dans sa partie orientale. Faut-il accepter pour cette dernière que la mise en place du granite s'est faite à une profondeur moindre par rapport à la surface du sol ?

Nous nous plaisons à rappeler ici qu'à la suite de la découverte d'un pointement granitique dans la vallée de la Helle, Gustave Dewalque était partisan de l'existence d'un vaste massif de granite dans le sous-sol de l'Ardenne. Dans sa notice nécrologique sur Dewalque, Max Lohest écrit :

« Ce granite (le granite de la Helle) comme celui de Lammersdorf et les eurites de Spa serait, d'après lui, une apophyse d'une masse considérable cachée dans la profondeur (1). »

5. Il n'est pas douteux que la genèse ou la mise en place d'un très grand massif de nature granitique ne se fait pas avec une régularité parfaite. On peut admettre qu'il s'y trouve des points hauts et des points bas. Ceci permet de comprendre que les zones d'anomalies nous apparaissent en massifs isolés du fait de l'érosion, avec des aires de première importance comme celle de Paliseul-Bastogne et celle de Vielsalm-Recht où le substratum des zones de compacité a été dégagé par l'érosion.

D'autre part, il faut tenir compte de ce que le soulèvement de l'Ardenne n'a pas été égal partout ; des roches dont l'évolution s'est faite à grande profondeur peuvent être montées aussi près de la surface que des roches ayant atteint leur aspect actuel à profondeur nettement moindre ; c'est ce qui permet d'expliquer, par comparaison avec l'Armorique le développement très inégal des zones de compacité.

C'est sans doute de cette manière qu'il convient d'expliquer la situation à Remagne-Séviscourt où affleurent des roches très métamorphiques qui ne sont pas bordées vers le sud par des roches atteintes de compacité alors que, dans cette direction le clivage schisteux est encore très développé au-delà du tracé hypothétique de la bande de compacité reliant par le sud le massif de Bastogne à celui de Paliseul.

Lorsque nous avons dressé le schéma de la répartition concentrique des zones d'anomalies (fig. 7) nous avons fait remarquer que, vers le bas, la bande des roches compactes doit aller en s'atténuant plus ou moins rapidement ; nous en comprenons la raison.

(1) *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. XXXVIII, 1910-1911, *Bull.*, p. 91.

6. L'un des résultats les plus marquants de notre étude est d'avoir mis en évidence un ordre bien précis de succession dans les transformations lithologiques subies par les roches paléozoïques en Haute-Ardenne. Sous l'influence du plissement, compte tenu de la charge due aux roches surincombantes, ces terrains ont été affectés par la schistosité ; toutefois, il semble acquis que déjà à ce moment la granitisation marquait ses effets en facilitant le feuilletage suivant certaines zones où le clivage s'exagérait dans une large mesure.

7. L'évolution en stades successifs mais sous une forme différente de celle exposée ci-avant, n'est peut-être pas neuve pour notre pays.

Il est peut-être opportun à ce propos de rappeler ici, à la suite de F. Corin (1), qu'« André Dumont distinguait dans le développement du métamorphisme trois phases successives : au cours de la première, il y aurait eu transformation en phyllades et en quartzites des schistes et des grès ardennais (prédévonien) ; la deuxième aurait été marquée par des changements analogues dans les sédiments rhénans (infradévonien) ; la troisième aurait vu la naissance de minéraux nouveaux dans toutes ces roches ».

Nous revenons en partie à la thèse de Dumont lorsque nous faisons la distinction entre phase syntectonique et phase posttectonique qui correspondent approximativement aux deux dernières phases distinguées par André Dumont.

Nous avons eu l'occasion de prendre connaissance de l'ouvrage de P. C. Bateman, L. D. Clark, N. K. Huber, J. G. Moore et C. D. Rinehart intitulé : « The Sierra Nevada Batholith. A synthesis of Recent Work Across the Central Part » (2).

Nous y relevons à la page D 9 le passage suivant :

« Metamorphism in the Sierra Nevada can be conveniently considered in terms of three successive episodes characterised by three conditions : the first, kinematic ; the second overlapping kinematic and thermal ; and the third thermal. The first episode was related to the principal period of regional folding and resulted in the formation of slates and phyllite, but not rocks of high thermal grade. The second episode was related to synkinematic intrusion of the early plutonic rocks during a time when regional deformation continued or was renewed. During this episode many minor steeply plunging folds, secondary cleavage, and steep lineations were formed ; adjacent to intrusive magmas, doubtless directional fabrics were impressed upon rocks of high thermal grade. The last episode resulted in the development of hornfelses by postkinematic intrusions. The effects of the first and third episodes can be readily distinguished, but in hornfelses rocks it is difficult to distinguish the effects of the second episode from those of the third, which are superimposed on those of the first. »

Sans vouloir nous attarder plus longuement à une comparaison avec les résultats acquis par d'autres géologues dans une région tout autre que celle ayant fait l'objet de nos études, nous nous plaisons à reconnaître que l'examen détaillé des déformations mineures et des phénomènes de contact dans les régions à batholithes granitiques mettent en lumière des faits comparables. Partout, il semble nécessaire de faire une distinction entre la granitisation syncinématique par métasomatose et la mise en place posttectonique des roches en massifs circonscrits. Nous pensons cependant

(1) *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 54, 1930-1931, p. B 421.

(2) Geological Survey Professional Paper 414 D. Prepared in cooperation with the State of California. Division of Mines and Geology. United States government printing Office, Washington, 1963.

que ces deux modes de mise en place du granite sont étroitement unies. Nous aimons rappeler ici une phrase écrite par notre savant collègue, le professeur J. Jung, de la Sorbonne (1) : « Il est important de remarquer qu'il y a un passage progressif entre les migmatites, d'une part, et les roches métasomatiques, dites éruptives, d'autre part. De même il n'existe aucune grande coupure entre les roches éruptives métasomatiques et les roches éruptives franchement magmatiques.

» On peut se représenter que ces trois sortes de roches ne diffèrent les unes des autres que par les proportions de la matière mobile qui était présente dans le milieu où s'est effectuée leur cristallisation. Relativement faible dans les migmatites, cette proportion était plus forte dans les roches éruptives métasomatiques et maximum dans les roches magmatiques. Ce maximum correspond au cas des magmas complètement fondus.

» Cette conception permet de ne plus opposer les phénomènes du métamorphisme à ceux du magmatisme, aussi formellement qu'on le faisait autrefois. »

A propos du granite, le professeur Winkler (2) a écrit : « Or les observations sur le terrain nous ont donné la certitude que de grands complexes de granite et de migmatite se trouvent dans un cadre de roche fortement métamorphisée ».

Il rappelle d'ailleurs une pensée de Read : « En suivant des roches dans la direction indiquée par l'élévation du degré métamorphique nous aboutissons finalement à ce qu'on pourrait appeler un noyau granitique. Ceci ne saurait être l'effet du hasard ; l'association de métamorphites, de migmatites et de granites doit avoir une signification. »

Et Winkler ajoute : « Les pétrographes de terrain ont fourni de nombreuses indications permettant de conclure que ce sont, en première ligne, les *sédiments* qui ont été transformés en granite ».

Les recherches expérimentales de Winkler l'ont conduit à des conclusions importantes pour le sujet qui nous occupe. Nous ne pouvons pas entrer dans des détails à ce propos ; nous attirerons cependant l'attention sur le point suivant : la genèse des granites d'anatexie, formés *in situ* aux dépens de sédiments, est suivie de l'apparition de liquides granitiques ou granodioritiques. A ce propos, citons encore deux brefs extraits de l'article de Winkler :

« La viscosité de ces liquides doit être assez faible d'autant plus qu'ils sont souvent surchauffés. C'est ainsi qu'ils peuvent se séparer, plus ou moins complètement, du résidu cristallin. »

.....

« Cela signifie, par conséquent que des liquides granitiques formés d'une manière anatectique, une fois séparés du résidu cristallin se trouvent considérablement surchauffés.

» .....

» Il est alors bien possible qu'une intrusion de liquides anatectiques granitiques et granodioritiques se produise dans des parties plus froides, de sorte qu'ils pourront s'éloigner beaucoup de l'endroit de formation ; *ce sont des granites intrusifs, des granites circonscrits.* »

(1) J. JUNG. — Précis de Pétrographie, Roches sédimentaires, métamorphiques et éruptives, 2<sup>e</sup> édition, Paris, Masson et Cie, 1963.

(2) G. F. WINKLER. — Genèse du granite et des migmatites par anatexie expérimentale. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, 2<sup>e</sup> série, vol. III, fasc. 2, 1960.

Ces quelques idées du professeur Winkler que nous venons de rappeler ne sont pas en contradiction avec ce que l'un de nous (P. F.) a exposé dans un travail antérieur (1). Le seul fait de la cristallisation des sédiments amenés en profondeur par le jeu des actions tectoniques donne naissance aux granites d'anatexie ou granites diffus ; le départ des éléments qui s'en dégagent et qui pénètrent dans les roches surincombantes permet la formation de granites en massifs circonscrits ou même directement la transformation des roches en cornéites avec leur accompagnement de minéraux de néoformation, cette phase étant précédée au cours de la tectogenèse d'une modification de la plasticité des roches permettant un développement exagéré de la schistosité au cours du plissement des masses sédimentaires accumulées.

Nous trouvons là l'explication de faits observés en Haute-Ardenne comme dans le massif armoricain.

Encore faudra-t-il expliquer pourquoi certaines parties d'un orogène ont été plus favorables au développement de la granitisation et de ses phénomènes connexes ; il ne semble pas que la *profondeur seule* soit suffisante. Les traits majeurs de la tectogenèse interviennent probablement pour une très large part.

Pour ce qui concerne spécialement la Haute-Ardenne, nous croyons être arrivés à une solution satisfaisante du problème. Déjà certains indices fournis par quelques caractères du métamorphisme faisaient pencher la balance en faveur de l'influence de la granitisation, en profondeur sur l'évolution des roches dévoniennes et cambriennes de la Haute-Ardenne en relation avec les plissements hercyniens. Or, l'étude des déformations mineures et tout spécialement du clivage schisteux, comparative-ment à ce que l'on connaît en d'autres régions, nous a permis de mettre en évidence une action en deux phases successives : la granitisation syntectonique et une intervention posttectonique, provoquant d'abord la transformation des schistes en un matériau très feuilleté, et par après en un matériau plus ou moins compact (cornéite et schistes cornéens) ; ces deux actions si opposées en apparence sont elles-mêmes étroitement liées au métamorphisme si particulier de l'Ardenne.

En 1932, à propos du métamorphisme dans les chaînes de montagnes, le professeur Raguin attirait déjà l'attention sur l'ordre de succession des massifs granitiques. Il y a là matière à réflexion.

Il est intéressant de mentionner ici une étude récente de M. Jacques Kornprobst sur des intercalations à chloritoïde dans des terrains métamorphiques du Maroc (2). Ces cristaux se trouvent dans des formations affectées par un plissement anté-hercynien alors qu'ils ont été engendrés au cours d'une phase tardive de l'orogène alpine. On peut établir une comparaison avec le chloritoïde de la partie méridionale du massif de Rocroi, qui est vraisemblablement en relation avec la phase post-tectonique de la tectogenèse hercynienne, comme nous l'avons montré ci-avant.

8. Nous aimons rappeler qu'en 1938, R. de Dijkker avait eu en quelque sorte la prescience de l'explication exposée dans les pages précédentes.

Les conclusions de son mémoire sur le Cambrien manganésifère de la partie sud-occidentale du massif de Stavelot sont remarquables (3).

(1) P. FOURMARIER. — Le granite et les déformations mineures des roches. *Mém. Acad. roy. Belg.*, coll. in-8°, t. 31, fasc. 3, 1959. Voir notamment la figure 22.

(2) Jacques KORNPROBST. — Sur des intercalations à chloritoïdes dans les terrains épimétamorphiques des environs de Ceuta (Rif septentrional, Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*, 7<sup>e</sup> série, t. VII, n° 4, 1965, paru en septembre 1966.

(3) R. DE DIJKKER. — Recherches sur la nature et les causes du métamorphisme des terrains manganésifères du Cambrien supérieur dans la partie sud-occidentale du massif de Stavelot. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 62, *Mém.*, 1938-1939.

Dans les conclusions générales, l'auteur fait appel à deux interventions pour rendre compte du métamorphisme de la région d'Odeigne-Dochamps, métamorphisme marqué notamment par le développement de porphyroblastes d'ottrélite et de chlorite : l'élévation de la température et « l'imprégnation des roches actuellement métamorphosées par des fluides hydrothermaux qui ont donc provoqué non seulement l'élévation de température dont il est question mais ont, en outre, joué le rôle de milieu solvant permettant ou facilitant les échanges par voie de diffusion ».

Il en est résulté, d'après l'auteur, un métamorphisme nettement plus accusé allant jusque la recristallisation complète de la pâte de la roche.

L'auteur fait remarquer que ces phénomènes de métamorphisme marqués par le développement des porphyroblastes sont postérieurs à la formation de la schistosité. C'est ce que nous avons également observé ; nous en avons déduit que ces cristaux sont en relation avec une phase postcinématique de l'évolution des terrains paléozoïques.

R. de Dijcker n'avait pas manqué d'être frappé par la transformation de roches bien feuilletées en roches compactes. Nous pensons rendre un juste hommage à ce distingué géologue en citant un passage de ses conclusions générales :

« Sous l'action supplémentaire de l'imprégnation des mêmes roches par les fluides hydrothermaux, cette schistosité ancienne a été plus ou moins modifiée comme suit :

» dans certains cas, la néocristallisation de la pâte de la roche (c'est-à-dire en dehors des porphyroblastes) s'est faite plus ou moins dans le cadre des fibres phylliteuses, celles-ci n'ayant qu'en partie disparu. Alors la schistosité ancienne a été plus ou moins conservée mais est devenue plus difficile, la roche pouvant se débiter en plaquettes compactes parfois assez épaisses et n'étant plus fissiles à l'extrême comme dans les schistes hématitiques originels ;

» dans d'autres cas, la néocristallisation de la pâte s'est libérée du cadre des fibres phylliteuses, celles-ci disparaissant d'ailleurs complètement et la roche a perdu toute trace de schistosité.

» C'est ainsi que se sont formés des phyllades verts, ottrélitifères ou non, de compacité variable, dont certains ont pris l'aspect de véritables cornéennes. »

Cet extrait du mémoire que nous rappelons ici montre que son auteur avait parfaitement saisi l'influence des actions de métamorphisme agissant à des degrés divers, pouvant conduire à la genèse de roches compactes, les cornéites, passant à des roches moins évoluées qui sont les schistes cornéens, passant à leur tour aux phyllades à schistosité très développée de notre zone d'hyperschistosité.

En faisant appel aux fluides hydrothermaux de Dijcker pensait certainement à l'intervention des phénomènes de granitisation se passant en profondeur.

À cet égard son interprétation de faits locaux et notre explication de l'évolution métamorphique de la Haute-Ardenne se rejoignent parfaitement.

9. Il n'est peut-être pas inutile d'ajouter que les études récentes ont mis en évidence l'existence de phases tectoniques d'importance mineure qui ont ajouté leurs effets à celles que nous venons de rappeler. Ces phases récentes ont été jusqu'à déformer les feuilletés de clivage par la formation de petits plis en chevron ou une modification assez notable de l'allure des bancs. Nous renvoyons à ce sujet à des travaux publiés récemment (1).

(1) P. FOURMARIER, J. M. GRAULICH et L. LAMBRECHT. — Les effets d'une phase

*Remarques à propos de l'âge de la granitisation  
en Haute Ardenne*

Nous devons à l'obligeance du professeur Jean Michot un renseignement de grand intérêt au sujet de l'époque où s'est faite la granitisation dans la profondeur en Haute-Ardenne : Les biotites de la cornéite de Serpont comme celles de Bastogne accusent un âge de 325 M.A. Ceci revient à dire que le métamorphisme marqué par les minéraux de néoformation date de la phase sudète (début du Namurien) de la tectogenèse hercynienne.

Ce renseignement nous paraît en parfait accord avec ce que l'on sait de l'évolution tectonique de l'Ardenne.

Il est bien connu actuellement qu'une zone plissée de quelque importance, comme l'Ardenne *lato sensu*, les Alpes, les Apennins, les Pyrénées, les Appalaches, etc., n'a pas pris en une fois sa structure telle que nous la voyons aujourd'hui. Ces chaînes plissées résultent, en dernière analyse, de l'accolement de rides à partir d'une zone axiale.

De ce fait, pour ce qui concerne la Belgique, on peut dire que la Haute-Ardenne s'est plissée avant le bassin de Dinant et celui-ci avant les terrains dévoniens et carbonifères de la bordure méridionale du massif du Brabant.

Nous renvoyons à ce sujet aux considérations développées par l'un de nous (P. F.) dans un article publié en 1954, dans un ouvrage édité par la Société géologique de Belgique (1). L'auteur de ce travail a écrit :

« En conclusion, dès le début du Houiller, une aire continentale a pris dans le sud du pays la place de l'aire subsidente qui y régnait durant le Dévonien et le Dinantien » ...

» ... il est indiscutable que vers la fin de la sédimentation houillère dans les bassins franco-belges, un relief important se dressait au sud. Un tel relief n'a pas pris naissance brusquement ; il s'est élevé peu à peu par l'accroissement vers le nord du tectogène déjà existant dans le territoire de la Sarre au Dévonien supérieur. »

L'étude des roches conglomératiques du Namurien vient à l'appui de cette manière de comprendre l'évolution de ces régions au cours du Paléozoïque terminal. Dans son étude de 1965 sur les poudingues du Namurien, M. J. Klerkx (2) conclut de la façon suivante :

« Des faits exposés il semble bien qu'on puisse admettre que les conglomérats du Namurien proviennent de la désagrégation de reliefs situés au sud et au sud-est de la Belgique ; c'est ce que montrent surtout les débris de lydienne qui proviendraient de la destruction de sédiments en place dans le Dévonien supérieur et dans le Tournaisien inférieur, bref dans des assises du géosynclinal varisque. Leur présence à l'état de débris dans les assises supérieures de ce dernier sont le fait de la surrection de la chaîne sudète ».

L'étude des conglomérats namuriens au sud de Stolberg, avec leurs galets

tardive du plissement hercynien sur le versant nord du synclinorium de Neufchâteau. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 85, 1961-1962, *Bull.*, pp. 357-370.

P. FOURMARIER. — Remarques à propos des petits plis en chevron et de leur signification en tectogenèse. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 89, *Bull.*, pp. 33-34, 1966.

(1) P. FOURMARIER. — La Tectonique *in* Prodomme d'une description géologique de la Belgique. *Mém. in-4°*, vol. hors série, p. 609, Liège, 1954.

(2) J. KLERKX. — Étude pétrographique de quelques niveaux de poudingues namuriens. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 89, 1965-1966, *Bull.*, p. 97.

pugilaires confirme cette conclusion, puisque vers le nord les roches conglomératiques vont en s'atténuant et paraissent inexistantes dans le bassin de la Campine.

L'âge des biotites de Serpont et de Bastogne rapporté ci-avant ne fait que confirmer cette conclusion en la précisant de façon remarquable. Ces minéraux font partie des éléments de néoformation qui ont pris naissance au cours de la phase posttectonique de l'évolution de la Haute-Ardenne. Les plissements proprement dits qui affectent cette dernière, avec le développement du clivage schisteux, voire de l'hyperschistosité, sont forcément antérieurs et peuvent être attribués tout au plus au début de la phase sudète. A cette époque le plissement de la Haute-Ardenne était réalisé avec toutes ses particularités, avec son métamorphisme, son clivage, sa granitisation en profondeur et, à l'intervention de celle-ci, la transformation de roches clivées en roches compactes.

Pendant ce temps, la sédimentation se poursuivait vers le nord, là où se trouve actuellement le synclinorium de Dinant, dont l'évolution tectonique est plus récente que celle de la Haute-Ardenne. Nous sommes en droit de nous demander si cette nouvelle phase tectogénique ne fut pas accompagnée aussi de granitisation dans les zones profondes. Nous ne possédons cependant aucune donnée *positive* pour pouvoir répondre à cette question.

La détermination de l'âge réel du plissement en Haute-Ardenne a encore une conséquence assez inattendue. Les géologues qui étudient ces régions ne peuvent manquer d'être frappés par une particularité que nous avons signalée dans un chapitre antérieur : Le clivage schisteux dans le Gedinnien de Mézières-Charleville et de Ste-Cécile est un clivage de fracture là où ce terrain est resté en dehors de la zone d'influence de la granitisation. Il en est vraisemblablement ainsi parce que, au moment du plissement, ce terrain supportait une charge relativement modérée. Ceci revient à dire que la partie sud du pays n'a pas été couverte par tout l'ensemble des terrains paléozoïques y compris le Carbonifère comme on l'admettait souvent autrefois, comme on serait peut-être encore tenté de le faire en se reportant au tableau des épaisseurs du Dévonien inférieur de l'Ardenne tel que l'a dressé Et. Asselberghs (1). La carte jointe à son excellente description de nos terrains éodévoniens laisse apparaître une augmentation progressive de la puissance de ces formations du nord vers le sud. On a évidemment tendance à imaginer que la règle s'est maintenue pendant la sédimentation de tous les terrains jusqu'à l'époque du plissement hercynien. S'il en avait été ainsi, c'est dans l'extrême sud de l'Ardenne, près de la bordure du bassin de Paris, que le Gedinnien aurait supporté la charge la plus grande au moment du plissement de l'Ardenne.

Le seul fait d'y trouver une simple schistosité de fracture indique qu'une telle hypothèse est peu probable. Les mesures d'âge réalisées sur les biotites de Serpont et de Bastogne, comme nous venons de le rappeler, apportent la preuve que le Carbonifère n'a pas pu se déposer à l'endroit où se trouvent actuellement l'anticlinal de l'Ardenne, le synclinal de Neufchâteau et la crête de Givonne. Dans ces conditions on comprend pourquoi le Gedinnien de l'extrême sud du pays a subi, en dehors des territoires influencés par la granitisation, une évolution moins avancée qu'il ne devrait être au premier abord.

Ici une remarque s'impose. Dans les terrains paléozoïques de la Belgique et des pays limitrophes, il y a lieu de faire la distinction entre le plissement proprement

(1) Et. ASSELBERGHS. — L'Éodévoniens de l'Ardenne et des régions voisines. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, t. XIV, 1946.

dit, y compris les failles qui résultent de son accentuation, et les grands charriages cisailants, tels, par exemple, le charriage du Condroz.

Ces grands accidents se sont produits tardivement par rapport au plissement proprement dit ; on peut même ajouter que, selon toute vraisemblance, le déplacement des grandes masses charriées s'est effectué alors que l'érosion avait déjà enlevé une masse importante du tectogène. On en donne comme preuve le fait que le charriage du Condroz fait reposer le Dévonien affecté par la schistosité sur le Houiller exempt de clivage schisteux ; or ce dernier a été quelque peu disloqué lors de la production du charriage. Si la charge originelle était restée entière, il devrait, selon toute apparence, s'être produit un clivage dans les roches houillères lorsqu'elles furent recouvertes par le Dévonien. S'il n'en est pas ainsi c'est que la charge supportée par elles était insuffisante. Ceci revient à dire que, selon toute probabilité, la masse charriée avait été diminuée de puissance du fait de l'érosion. On peut donc dire que la production du charriage cisailant est un acte tardif de la tectogenèse.

La Haute-Ardenne nous apporte des données pour un raisonnement du même genre. Dans la coupe de la vallée de la Meuse, au nord de Charleville, le Gedinnien situé sous la faille de charriage d'Aiglemont laisse voir un clivage schisteux très développé du type du clivage de flux. Par contre, la même formation là où elle recouvre la faille de charriage n'est affectée que par un clivage de fracture. Ces deux massifs de Gedinnien étaient originellement assez distants l'un de l'autre pour évoluer dans des conditions différentes quant au développement des déformations mineures. Le fait de les trouver en contact signifie que le charriage est plus récent que leur évolution microtectonique.

Ces observations à propos des charriages dans un pays affecté par les interventions géologiques décrites ci-avant, suffisent à mettre en lumière la longue durée qu'exige l'érection d'un tectogène avec tous les caractères que nous lui voyons du fait de l'application des actions dynamiques et de l'intervention du métamorphisme et de la granitisation.

#### CHAPITRE IV

##### LA KERSANTITE DE PARENSART (STE-CÉCILE) LA TONALITE DE LA HELLE

###### 1. *La Kersantite.*

Il existe dans le Dévonien inférieur du sud de l'Ardenne, tout à proximité du massif cambrien de Givonne, plusieurs pointements d'une roche éruptive déterminée comme kersantite (1). Elle a été étudiée par plusieurs pétrographes qui se sont attachés également à l'examen de son contact avec les roches encaissantes. Il en a été question dans la première partie de ce travail.

Sur le terrain on a pu prélever aisément, surtout à l'époque où les tranchées de la voie ferrée Bertrix-Muno étaient fraîches, d'excellents échantillons. On constate que les schistes du Gedinnien, affectés dans la région par une simple schistosité de fracture, ont été modifiés au contact de la kersantite et transformés en une roche

(1) P. FOURMARIER. — Le synclinal de l'Eifel dans la région d'Herbeumont. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 38, p. B 275.

P. FOURMARIER et V. DONDELINGER. — C. R. de la Session extraord. Soc. Géol. Belg., *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 38, p. B 432.

compacte, véritable cornéenne au sens classique du terme ; le clivage schisteux y a été presque entièrement effacé.

L'examen au microscope a révélé <sup>(1)</sup> que sous l'action de la venue éruptive, les actions de contact se manifestent par la présence de la biotite dans les schistes et quartzophyllades jusqu'à 125 mètres des affleurements de la kersantite.

On notera la ressemblance qui existe entre la constitution lithologique des roches de l'aurole de contact avec celle des cornéites de l'Ardenne.

J. Anten <sup>(2)</sup> a établi que les venues de kersantite sont certainement antérieures au Jurassique, lequel recouvre le Paléozoïque en discordance de stratification. Il mentionne que les filons de cette roche sont sensiblement verticaux et ne paraissent pas avoir été soumis à l'influence du plissement hercynien bien que la tranquillité d'allure du Dévonien dans les tranchées de la voie ferrée ne permette pas de considérer la chose comme parfaitement démontrée.

Par comparaison avec d'autres régions nous pouvons apporter un argument en faveur de la mise en place relativement tardive de la kersantite par rapport au plissement hercynien.

Au cours de notre étude nous avons exposé les raisons qui nous portent à admettre que les anomalies de déformations mineures du Paléozoïque en Haute-Ardenne, de même que le métamorphisme particulier de cette région, sont étroitement liés à la présence du granite, à une profondeur telle que les actions de compaction ne se sont pas faites au contact immédiat de la roche cristalline mais à quelque distance de celle-ci dont elle est séparée par une certaine épaisseur de roches, métamorphiques sans doute, mais ayant conservé le feuilletage (schistosité ou foliation) leur imposé au cours de la phase syncinématique.

Il n'en est plus de même en ce qui concerne les venues de kersantite ; celles-ci ont fait sentir leur influence sur les terrains encaissants, mais cette fois à *leur contact immédiat*, en les transformant en cornéenne avec ses minéraux caractéristiques. Il s'agit en l'occurrence d'une intervention faite à profondeur beaucoup moindre. Ceci nous conduit à admettre qu'il y eut une période d'érosion plus ou moins longue entre l'époque du métamorphisme et de la compacité en Haute-Ardenne et la mise en place des filons et massifs de kersantite du sud de l'Ardenne.

Dans ces conditions, il y a lieu de se rappeler la phrase finale de l'article de J. Anten :

« Néanmoins s'il en est ainsi, la venue se serait produite au plus tôt après le Houiller, donc pendant le Permo-Trias et il est alors intéressant de constater que les phénomènes éruptifs de Muno seraient contemporains de la venue de kersantite bretonne que Barrois a fixée à l'époque permienne. »

Hâtons-nous de dire que l'on pourrait présenter quelque observation à cet égard.

De toute manière, on rencontre dans notre pays, les unes à côté des autres, des manifestations du magmatisme d'âge différent et de comportement différent vis-à-vis des terrains encaissants. Ceci nous rappelle l'exemple typique de la vallée de la Gartempe (Basse-Marche, massif central français) <sup>(3)</sup>.

<sup>(1)</sup> Voir à ce sujet : M. E. DENAEYER et G. MORTELMANS. — Les roches éruptives, in Prodomme d'une description géologique de la Belgique, vol. in-4°, hors série publié par la Société Géologique de Belgique, 1954.

<sup>(2)</sup> J. ANTEN. — Sur l'âge de la kersantite de la ferme de Prensart, près de Muno. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 41, p. B 250.

<sup>(3)</sup> P. FOURMARIER et P. M. ANTHONIOZ. — Remarques au sujet des schistes cristallins et des migmatites de la vallée de la Gartempe (Basse Marche, France). *Bull. Cl. Sc. Acad. roy. Belgique*, 5<sup>e</sup> série, t. XLIX, n° 8, 1963, p. 760.

Les auteurs de cette étude ont pu reconnaître l'existence de trois phases successives dans l'évolution de cette petite région :

a) Une phase syntectonique au cours de laquelle se sont formées des migmatites ;

b) Une première phase posttectonique au cours de laquelle des cornéennes ont pris naissance à quelque distance de la masse des migmatites ; au cours de cette phase, des minéraux de néoformation indépendants du feuilletage ont été engendrés dans la zone transformée en cornéenne aussi bien que dans les micaschistes encaissants et même dans les migmatites ;

c) Au cours d'une dernière phase, après une période relativement longue d'érosion, un granite intrusif s'est mis en place à moindre profondeur que les migmatites ; il est en contact immédiat avec les cornéennes dont il a provoqué la formation.

Pour conclure, il ne nous paraît pas douteux que la mise en place de la kersantite de Muno-Ste-Cécile marque un stade plus tardif de l'évolution de la région que la transformation des schistes en cornéites ou en schistes cornéens à l'intervention d'un vaste massif granitique resté en profondeur. Il n'empêche que les pointements de kersantite reconnus à l'heure actuelle sont situés dans le prolongement de la ligne axiale de la zone de compacité de Martelange-Perlé-Forêt d'Anlier. On est, de ce fait, porté à voir une relation entre ces deux interventions magmatiques d'âge différent comme si la montée de la kersantite marquait une reprise d'activité plus localisée des phénomènes profonds qui ont engendré la zone de compacité sur toute son étendue en Haute-Ardenne. Cette reprise d'activité se serait produite alors que l'érosion avait déjà attaqué profondément la chaîne hercynienne, eu égard au caractère superficiel du métamorphisme au contact de la kersantite. Encore une fois, l'analogie avec la situation dans la vallée de la Gartempe est remarquable.

C'est le moment de rappeler ici une fois encore la phrase de Pierre Pruvost citée déjà page (3/12) à propos de la granulite de Pontivy qui d'après lui « ... s'est constituée très lentement à travers une longue période géologique ».

Cette notion de la durée dans des phénomènes de cette nature doit retenir spécialement l'attention du géologue.

Nous pourrions même aller plus loin dans cette voie, en remontant notamment à la période des plissements calédoniens des massifs de Rocroi et de Givonne.

La question est extrêmement délicate si l'on se rappelle que l'âge relatif des couches du Cambrien de ces deux massifs n'est encore connu que de façon très approximative.

D'après les études de M. Beugnies <sup>(1)</sup>, les assises les plus récentes sont très proches de la base du Salmien (Trémadocien) ; les travaux de M. Leriche ont établi que la discordance de stratification entre le Cambrien et les dépôts plus récents est, non pas à la base du Dévonien inférieur comme on l'admettait autrefois, mais dans le Gothlandien. Il semble bien en résulter que la charge statique, au moment du plissement affectant le Cambrien du sud de l'Ardenne, devait être insuffisante pour y faire naître la schistosité. Force est donc de faire appel à l'intervention d'un facteur susceptible de remonter le front de schistosité dans l'échelle stratigraphique, c'est-à-dire à des actions de granitisation <sup>(2)</sup>.

<sup>(1)</sup> A. BEUGNIES. — Le massif cambrien de Rocroi. *Bull. Service Carte géol. France*, n° 270, t. LIX, 1963.

<sup>(2)</sup> C'est l'hypothèse proposée par l'un de nous dans un mémoire paru récemment :

S'il en est ainsi, la zone de montée du granite devait se trouver à peu près dans l'axe de la zone à anomalies de la schistosité telle que nous l'avons décrite, au moins pour sa partie méridionale. Si cette hypothèse était adoptée, il serait remarquable de voir, suivant un même axe, se renouveler des phénomènes identiques à trois époques successives de l'histoire géologique de cette partie de l'Ardenne.

## 2. La tonalite.

Nous avons déjà rappelé les caractères essentiels de la tonalite de la Helle. Nous croyons devoir y revenir ici après les considérations émises sur la kersantite de Parensart.

A la Helle on se trouve en présence d'un petit laccolithe de roche magmatique, qui est vraisemblablement l'apophyse d'un vaste massif caché en profondeur. Nous avons observé que près de Reichenstein, situé au sud du massif de tonalite, le Cambrien, et tout spécialement le Gedinnien, présentent un clivage schisteux extrêmement développé ; on se trouve d'ailleurs là dans le prolongement des roches très clivées des environs de Malmédy ; comme en ce dernier endroit, nous avons noté un beau clivage oblique dans des roches gréseuses et quartzitiques. Nous pouvons admettre par conséquent que le grand massif granitique auquel nous avons fait appel pour expliquer les anomalies des déformations mineures s'approche là plus près de la surface qu'au nord et au sud.

On s'explique alors qu'une apophyse ait pu s'en détacher pour constituer le petit massif laccolithique de la Helle inclus dans le Revinien.

Nos observations sur le terrain nous ont montré que l'on ne trouve pas à son contact, ni à plus grande distance, une auréole de métamorphisme comparable par exemple à celle qui entoure la kersantite de Parensart ; par endroits nous avons noté la présence d'un peu de schiste atteint par une compacité peu marquée ; nous avons observé également la présence de schiste tacheté. L. Van Wambeke a signalé que le métamorphisme, au contact immédiat de l'intrusion avait engendré de la biotite, de la muscovite, de l'andalousite et de l'apatite.

Cette carence en manifestations d'influence ignée peut s'expliquer par la faible masse de l'intrusion tonalitique, dont l'épaisseur ne dépasse pas 100 mètres ; cependant, par comparaison avec Parensart, nous nous demandons si la tonalite ne s'est pas mise en place très tardivement alors que l'érosion avait déjà enlevé une masse importante des matériaux surmontant à l'origine le massif granitique. Ce serait en accord avec l'opinion de Pierre Pruvost rappelée à propos de la kersantite.

Nous nous sommes limités à l'examen de ces deux cas particuliers parce que nous y avons trouvé des indications intéressantes pour la thèse que nous défendons. Il existe en Ardenne bien d'autres pointements de roches éruptives. Il ne nous eut pas été possible d'en étudier les conditions de gisement, nous avons consulté à leur propos le bel Atlas des roches éruptives de Belgique de Fr. Corin <sup>(1)</sup>. Nous n'y avons trouvé aucune indication spéciale pour appuyer ou pour critiquer notre vue d'ensemble sur les anomalies des déformations mineures du Paléozoïque en Haute-Ardenne.

P. FOURMARIER. — Les déformations mineures des roches et les tectoniques superposées en Belgique et pays limitrophes. *Colloque sur les étages tectoniques*. Neuchatel, 1967.

<sup>(1)</sup> F. CORIN. — Atlas des roches éruptives de Belgique. *Mém. pour servir à l'expl. des Cartes géol. et min. de la Belgique*. Mémoire n° 4. Service géol. de Belgique, Bruxelles, 1965.

## ANNEXE

QUELQUES CONSIDÉRATIONS RELATIVES  
AUX MASSIFS CAMBRIENS DE ROCROI ET DE GIVONNE

Dans l'exposé de nos observations de terrain, nous nous sommes arrêtés dans la direction de l'ouest, à l'approche des massifs cambriens de Rocroi et de Givonne et nous en avons donné la raison au début de ce travail.

Nous estimons cependant qu'il peut être utile d'exposer ici quelques considérations relatives à ces deux massifs, de façon à montrer très succinctement leur signification dans l'ensemble des phénomènes que nous avons décrits.

Pour compléter nos observations personnelles, nous avons largement utilisé les ouvrages publiés par M. le professeur Beugnies de la Faculté polytechnique de Mons (1).

A. *Le massif de Rocroi.*

Notre distingué collègue a dressé une carte très parlante des isogrades du métamorphisme régional dans le massif de Rocroi. On y distingue une ligne de direction moyenne WSW-ENE allant des environs de Sévigny-la-Forêt à Laifour dans la vallée de la Meuse, pour se diriger de là vers la pointe orientale du massif de Rocroi ; c'est la limite septentrionale de la zone à chloritoïde et à magnétite qui couvre ainsi tout le sud et le sud-est du massif.

Cette zone est caractérisée par le développement de porphyroblastes de chlorite, de séricite, de magnétite, d'ilménite et de chloritoïde. A propos de ce dernier minéral, A. Beugnies écrit :

« Les porphyroblastes de chloritoïde n'ayant aucune orientation privilégiée dans la roche se présentent pour la plupart en travers de la schistosité ».

D'autre part, par l'extension de la zone où se rencontre le chloritoïde on peut conclure avec A. Beugnies que sa genèse n'est pas en relation avec la présence des venues de roches magmatiques du massif de Rocroi.

L'auteur du mémoire prérappelé fait encore remarquer que le chloritoïde se rencontre encore dans les portions phylladeuses du conglomérat de base du terrain qui repose en discordance de stratification sur le Cambrien. S'il est prouvé que ces cristaux contenus dans le conglomérat de base se sont formés *in situ* et ne proviennent pas du remaniement des roches cambriennes, on est forcément amené à conclure à l'âge hercynien de ces minéraux de métamorphisme.

Nous avons, à cet effet, reporté sur la carte d'ensemble jointe à notre travail, la limite de la zone à chloritoïde et magnétite telle que l'a tracée A. Beugnies sur le croquis annexé à son mémoire.

Nous sommes portés à voir une relation entre cette extension vers le nord des roches à porphyroblastes de chloritoïde et d'autres minéraux (ilménite, magnétite, etc.) et la présence des schistes transformés en roche compacte que nous avons observés près de Louette-St-Denis, comme nous avons noté précédemment une relation entre la zone de compacité et les phyllades à otrélite de Vielsalm, Lierneux, Ottré, etc.

(1) A. BEUGNIES. — Le massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. carte géol. France*, n° 270, t. LIX, 1963. — Le massif cambrien de Givonne. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 83, *Mém.*, Liège, 1959-1960.

La granitisation, c'est-à-dire le facteur supplémentaire auquel nous avons fait appel dans les pages précédentes pour expliquer la compacité et la genèse des minéraux de néoformation, étend ainsi son action jusque dans la partie méridionale du massif de Rocroi.

La question fort délicate de savoir si la schistosité du Cambrien de Rocroi est la conséquence des efforts hercyniens ou calédoniens reste en suspens.

La comparaison des allures dans le Cambrien de Rocroi et dans le Dévonien qui le recouvre en discordance nous porte à croire que la tectonique du Cambrien est essentiellement due aux efforts d'âge calédonien ; tenant compte de l'allure relativement tranquille de la couverture dévonienne, on peut admettre avec beaucoup de vraisemblance que la structure du soubassement cambrien n'a été que légèrement modifiée par les poussées hercyniennes. Il serait cependant exagéré de croire que le métamorphisme du Cambrien est dû uniquement à l'intervention du plissement calédonien. Nous avons quelque peine à accepter la conception de M. Beugnies lorsqu'il écrit : « D'autre part nous avons précédemment noté la présence de halos de décollement, avec cristallisation de quartz autour des porphyroblastes de chlorite, d'ilménite et de magnétite. De tels faits soulignent l'antériorité du métamorphisme par rapport à la schistosité. Comme cette dernière est une manifestation précoce de la tectonique hercynienne, on peut en conclure que le métamorphisme à chlorite, ilménite, et magnétite est antérieur à la tectonique hercynienne. Il semble cependant que la genèse du chloritoïde soit, en partie, contemporaine de la schistosité. Si, dans certains échantillons, les linéoles phylliteuses soulignant la schistosité contourment les cristaux de chloritoïde, par contre, dans d'autres échantillons, les cristaux se sont développés en travers des feutrages de séricite. Dans ce dernier cas, on peut parfois suivre un même alignement de lamelles de séricite à l'intérieur du porphyroblaste ».

Et l'auteur conclut :

« Le métamorphisme régional affectant le massif de Rocroi est par conséquent postdévonien et s'achève avec les premières manifestations de la tectonique hercynienne. »

Nous nous rallions volontiers à la thèse de M. Beugnies en ce qui concerne l'âge postdévonien de la formation des porphyroblastes de chloritoïde ou d'ilménite qui coupent la schistosité et sont disposés dans la roche sans orientation privilégiée.

Nous sommes plus réticents en ce qui concerne la magnétite dont les cristaux sont alignés suivant le clivage schisteux et accompagnés de halos de décollement.

Pour ce qui concerne les premiers (chloritoïde et ilménite) nous sommes portés à y voir la conséquence d'une intervention profonde comme c'est le cas pour les otrérites de Vielsalm et de Séviscourt, pour la biotite de Serpont et de Longwilly et pour les cristaux d'ilménite, parfois si abondants dans la zone métamorphique de la Haute-Ardenne.

Le facteur profond qui a engendré ces minéraux est le même partout, qu'il s'agisse du massif de Rocroi ou de la zone métamorphique affectant le Dévonien depuis Paliseul jusque au-delà de la frontière allemande en passant par Serpont, Bastogne, St-Hubert, Vielsalm, Malmédy.

Dans un article récent, le professeur H. J. Zwart, en collaboration avec M. J. A. Oele <sup>(1)</sup>, a donné les résultats de l'examen des phyllades à cristaux de

<sup>(1)</sup> H. J. ZWART and J. A. OELE. — Rotated magnetic crystals from the Rocroi Massif (Ardennes). *Geologie en Mijnbouw*, 45, January-March, 1956.

magnétite du massif de Rocroi. Il arrive à la conclusion que ces cristaux ont été déplacés lors de la production du clivage schisteux en rapport avec le plissement calédonien. Par contre, les cristaux de chloritoïde signalés par A. Beugnies à la fois dans le Cambrien et dans le Dévonien inférieur discordant sont postérieurs au clivage résultant de la phase hercynienne.

### B. *Le massif de Givonne.*

Nous avons rappelé très sommairement dans le chapitre IV de la troisième partie, les idées actuellement en cours sur l'âge des roches du massif antédévien de Givonne. La question reste cependant ouverte à la suite de la découverte de l'échantillon de schiste à *Dychtiograptiaé* dans les alluvions de la Meuse en amont du massif de Rocroi, fossile dont le lieu de provenance nous demeure inconnu à ce jour.

Mais laissons là cette question d'âge et envisageons spécialement la tectonique et le métamorphisme du Cambrien de Givonne en rapport avec la région dévonienne formant la partie essentielle de notre étude.

Du point de vue tectonique, nous pouvons dire que les effets des deux phases calédonienne et varisque (hercynienne) sont plus distincts en bordure du massif de Givonne qu'en bordure du massif de Rocroi.

C'est ainsi que le style tectonique du Cambrien de Muno est en opposition complète avec celui du Dévonien (Gedinnien) situé dans son prolongement oriental.

Au cours de la session extraordinaire de 1911 de la Société géologique de Belgique, une excursion avait pour objet l'étude du Cambrien de Muno et de ses relations avec le Dévonien avoisinant. Les participants à cette course furent frappés par la différence du style des plis secondaires observés dans la coupe du chemin de fer à Muno et celui du Cambrien de Rocroi.

A peu de distance de Muno, on peut voir notamment un véritable pli couché dans le Cambrien, dont les couches sont affectées par une schistosité très nette sub-horizontale ; en d'autres endroits, on y observe du microplissement très apparent. Rien de semblable ne paraît exister dans le Gedinnien de la couverture du massif. Aussi sommes-nous enclins à considérer la tectonique du Cambrien de Muno et sa schistosité comme un effet d'efforts d'âge calédonien.

Nous hésitons à nous rallier à l'avis de M. le professeur Beugnies lorsqu'il écrit :

« La structure actuelle de l'anticlinal de Bosséval n'est donc pas uniquement due à l'orogénèse calédonienne ; elle a été au contraire violemment accentuée lors de la tectonique hercynienne ».

Il n'empêche que les déformations mineures des roches du massif de Givonne peuvent être attribuées à l'intervention d'un facteur identique à celui qui a influencé, à l'époque du plissement hercynien, les roches dévoniennes et cambriennes de la Haute-Ardenne. Nous avons fait observer qu'il serait impossible de comprendre les dites déformations mineures du Cambrien de Givonne sans faire appel à l'intervention du granite, car la charge statique eut très probablement été insuffisante tant à Givonne qu'à Rocroi.

La granitisation invoquée pour expliquer l'hyperschistosité comme la compacité des roches dévoniennes en Haute-Ardenne ne serait que la répétition d'une intervention identique à l'époque calédonienne. L'axe de cette ancienne zone de granitisation était sans doute située quelque peu plus au sud. C'est là une chose très normale si l'on veut bien se rappeler le déplacement progressif des phases tectoniques

du sud vers le nord durant toutes les orogénèses qui ont conduit à la situation actuelle.

Nous pouvons apporter quelques indications à l'appui de cette manière de voir.

Comme veut bien le rappeler M. Beugnies dans un travail récent (1), déjà en 1907, Max Lohest (2) avait attiré l'attention sur la présence de cailloux de roches à tourmaline dans le poudingue gedinnien du bord nord du synclinorium de Dinant. Et. Asselberghs a également signalé la présence de tels cailloux et en a conclu que l'arkose de base du Gedinnien provient du démantèlement d'un socle granitique (3).

P. Macar (4), dans une étude très fouillée d'une carrière ouverte dans l'arkose gedinnienne à Ovisat, met en évidence l'existence très probable d'un massif granitique, caché sous le Dévonien discordant, à l'est ou au sud-est du massif de Stavelot. De même la présence de roches tourmalinifères dans l'arkose d'Haybes implique aussi la présence de formations semblables dissimulées sous le Dévonien non loin de la bordure sud du massif de Rocroi.

Par contre, P. Macar déclare que ses recherches ont été infructueuses quant à la trouvaille de roches influencées par le granite dans les conglomérats du synclinorium de Namur.

Ceci nous paraît confirmer ce que nous venons de dire, à savoir que la phase calédonienne a été marquée en Ardenne méridionale par la montée de roches granitiques dont des débris se rencontrent actuellement dans les conglomérats dévoniens des synclinoriums de Dinant et de l'Eifel qui recouvrent ce substratum en discordance de stratification. Si l'on en juge par une plus grande abondance de ces galets au bord sud du massif de Stavelot comme près du bord septentrional du massif de Rocroi, on peut croire qu'au moment des plissements calédoniens, il a existé là une zone privilégiée où les venues granitiques étaient abondantes ou particulièrement bien développées.

Il y aurait de ce fait une coïncidence remarquable entre les phénomènes de granitisation de l'époque calédonienne et ceux de l'époque hercynienne malgré le grand intervalle de temps qui les sépare, et bien que les interventions d'âge hercynien semblent quelque peu déplacées vers le nord par rapport à celles qui les ont précédé à l'époque de l'orogénèse calédonienne, comme nous l'avons montré précédemment.

#### BIBLIOGRAPHIE

ANTEN, J. — Contribution à l'étude du Salmien métamorphique du Sud du massif de Stavelot dans la région de Recht. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 39, *Mém.*, 1912.

ANTEN, J. — Sur l'âge de la kersantite de la ferme de Parensart près de Muno. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 41, *Bull.*

ANTEN, J. — Le Salmien métamorphique au Sud du massif de Stavelot. *Mém. Acad. roy. Belgique*. Coll. in-4°, 2<sup>e</sup> sér., t. V, fasc. 3, 1923.

ASSELBERGHS, Et. — L'Éodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. XIV, 1946.

(1) A. BEUGNIES. — Essai de synthèse du géodynamisme paléozoïque de l'Ardenne. *Rev. géogr. phys. et géol. dynam.*, vol. VI, fasc. 4, 1964.

(2) M. LOHEST. — Les roches tourmalinifères des poudingues dévoniens. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 35, *Bull.*, 1907.

(3) Et. ASSELBERGHS. — L'Éodévonien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. 14, 1946.

(4) P. MACAR. — Nombreux cailloux de tourmaline dans un banc d'arkose du Gedinnien à Ovisat (Sourbrodt). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, *Bull.*, t. 71, p. 247, 1947-1948.

- ANTHONIOZ, P. N. — Sur le métamorphisme de contact au front des migmatites de Basse-Marche. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 254, 1962.
- BARROIS, Ch. — Le granite de Rostrenen, ses apophyses et ses contacts. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. 12, 1884.
- BATEMAN, P. C., CLARK, L. D., HUBER, N. K., MOORE, J. G. et RINCHART, C. D. — The Sierra Nevada Batholith. A synthesis of recent work across the central Part. *Geol. Survey profess. Paper*, 414 D. Washington, 1963.
- BERGER, P. — Étude du gisement sédimentaire de manganèse de la Lienne. Trav. fin d'études pour obtent. grade ingénieur-géologue, Liège, 1963-1964.
- BEUGNIES, A. — Le massif cambrien de Givonne. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 85, *Mém.*, 1959-1960.
- BEUGNIES, A. — Le massif cambrien de Rocroi. *Bull. Serv. carte géol. France*, n° 273, 1963.
- BEUGNIES, A. — Essai de synthèse du géodynamisme paléozoïque de l'Ardenne. *Rev. géogr. phys. et Géol. dynam.*, vol. VI, 1964.
- CHENEVOY, M. — Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie nord-ouest du Massif Central français. Paris, Imprimerie Nationale, 1952.
- COGNÉ, J. — Roches cristallines et granites en Bretagne méridionale. *Mém. explic. carte géol. France*, Paris, 1960.
- CORIN, Fr. — La stratigraphie et la tectonique du massif devillien de Grand-Halleux. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 49, *Mém.*, 1925-1926.
- CORIN, Fr. — Sur le métamorphisme d'un poudingue gedinnien entre Banneux et Malempré. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 51, *Bull.*, 1927-1928.
- CORIN, Fr. — Le métamorphisme de l'Ardenne. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 54, *Bull.*, 1930-1931.
- CORIN, Fr. — Compte rendu de la session extraordinaire de la Société belge de Géologie et de la Société géologique de Belgique, les 12, 13, 14 et 15 septembre 1931. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 54, *Bull.*, 1930-1931.
- CORIN, Fr. — Über Knoten in Phylliten des Salmien von Recht, Vielsalm und Ottré (Ost Ardennen). *Geol. Mitteilungen*. Bd. 3, Ht. 2, Aachen, 1963.
- CORIN, Fr. — Ergzungen zum Aufsatz « Über Knoten ... ». *Ibidem*, Bd. 4, Ht. 1, 1964.
- CORIN, Fr. — Atlas des roches éruptives de Belgique. *Mémoire explicatif des cartes géologiques et minières de la Belgique*, 1965.
- CORNET, J. — Sur l'origine granitique de certains filons quartzeux de la région métamorphique de Bastogne. *Ann. Soc. belge Géol.*, t. 22, 1908.
- DE BÉTHUNE, P. — A propos des macules de la roche de Libramont. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 89, 1965-1966.
- DE DORLODOT, L. — Contribution à l'étude du métamorphisme du massif cambrien de Stavelot. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 37, *Mém.*, 1909-1910.
- DE DYCKER, R. — Recherches sur la nature et les causes du métamorphisme des terrains manganésifères du Cambrien supérieur dans la partie sud-occidentale du massif de Stavelot. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 62, *Mém.*, p. 102, 1938-1939.
- DENAEYER, M. E. et MORTELMANS, G. — Les roches éruptives in Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. *Soc. Géol. Belg.*, *Mém.*, hors série, 1954.
- DE RAUW, H. — *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 41, *Bull.*, 1914.
- DUBOIS, R. et TRUILLET, R. — L'évolution pétrographique des phyllades à l'approche des masses granitiques et la tectonique du Cristallin des Monts Peloritains (Sicile). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 263, série D, 1966.
- DUMONT, A. — Mémoire sur les terrains ardennais et rhénan. *Mém. Acad. roy. Belgique*, t. XX.

- FOURMARIER, P. et DONDELINGER, V. — C. R. de la session extraordinaire de la Société géologique de Belgique dans le Luxembourg. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 38, *Bull.*
- FOURMARIER, P. — Le synclinal de l'Eifel dans la région d'Herbeumont. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 38, *Bull.*
- FOURMARIER, P. — Le Gedinnien entre Gedinne et Paliseul. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 48, *Mém.*, 1925.
- FOURMARIER, P. — Un exemple typique de diaclases remaniées par le développement de la schistosité. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 59, 1936.
- FOURMARIER, P. — Une anomalie de la schistosité dans le Dévonien de la Semois. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 67, *Bull.*, 1943-1944.
- FOURMARIER, P. — Microplissement et plis minuscules. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 76, *Bull.*, 1952.
- FOURMARIER, P. — Essai sur le comportement et l'allure de la schistosité et des joints connexes dans la zone pennique des Alpes franco-italo-suissees. *Archives des Sciences*, vol. V, fasc. 6, Genève, 1952.
- FOURMARIER, P. — La Tectonique in Prodrôme d'une description géologique de la Belgique. *Mém. in-4°, vol. hors série de la Soc. Géol. de Belgique*, 1954.
- FOURMARIER, P. — Le microplissement. *Public. Cong. Assoc. franç. Avanc. des Sciences*, 74<sup>e</sup> Session, Caen, 1955.
- FOURMARIER, P. — Le granite et les déformations mineures des roches. *Mém. Acad. roy. Belg.*, coll. in-8°, t. 40, 1959.
- FOURMARIER, P., PAREYN, Cl. et DORE, F. — Observations complémentaires au sujet de l'influence du granite sur les déformations mineures des roches dans le massif armoricain. *Mém. Cl. Sc. Acad. roy. Belg.*, coll. in-8°, t. 33, 1962.
- FOURMARIER, P. et ANTHONIOZ, P. M. — Remarques au sujet des schistes cristallins et des migmatites de la vallée de la Gartempe (Basse Marche, France). *Bull. Cl. Sc. Acad. roy. Belg.*, 5<sup>e</sup> sér., t. 49, 1963.
- FOURMARIER, P. et RUHLAND, M. — Le granite et les déformations mineures des roches dans les Vosges hercyniennes. *Mém. Cl. Sc. Acad. roy. Belg.*, coll. in-8°, t. 34, 1964.
- FOURMARIER, P., PELHATE, A. et AUVRAY, B. — Schistosité et granitisation dans le synclinorium de Laval et ses abords. *Mém. Cl. Sc. Acad. roy. Belg.*, coll. in-8°, t. 35, 1965.
- FOURMARIER, P. — Remarques à propos des petits plis en chevron et de leur signification en tectogenèse. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 89, *Bull.*, 1965-1966.
- FOURMARIER, P., GRAULICH, J. M. et LAMBRECHT, L. — Les effets d'une phase tardive du plissement hercynien sur le versant nord du synclinorium de Neufchâteau. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 85, 1961-1962.
- FOURMARIER, P. — Les déformations mineures des roches et les tectoniques superposées en Belgique et pays limitrophes. *Coll. sur les étages tectoniques*. Neuchâtel (Suisse), 1967.
- GOSSELET, J. — Note sur les schistes de Bastogne. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. XII, 1885.
- GOSSELET, J. — L'Ardenne. Paris, 1888.
- JEREMINE, E. et PRUVOST, P. — Observations géologiques et pétrographiques sur la région de Rostrenen. *Publ. Carte Géol. France*, n° 243, 1955.
- JUNG, J. — Précis de Pétrographie. Roches sédimentaires, métamorphiques et éruptives 2<sup>e</sup> éd. 1963.
- KLERKX, J. — Étude pétrographique de quelques niveaux de poudingues namuriens. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 89, *Bull.*, 1965-1966.
- KORNPROBST, J. — Sur des intercalations de chloritoïdes dans les terrains épimétamorphiques des environs de Ceuta (Rif septentrional Maroc). *Bull. Soc. Géol. France*, 7<sup>e</sup> sér., t. VIII, 1955.

- LOHEST, Max. — Les roches tourmalinifères des poudingues dévoniens. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 35, *Bull.*, 1907.
- LOHEST, Max. — Sur le métamorphisme de la zone de Salm-Château. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 38, *Mém.*, 1901-1911.
- LOHEST, Max. — Notice nécrologique sur Gustave Dewalque. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 38, 1910-1911.
- MACAR, P. — Nombreux cailloux de tourmaline dans un banc d'arkose du Gedinnien à Ovisat (Sourbrodt). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 71, *Bull.*, 1947-1948.
- MICHOT, J. — Genèse du chloritoïde en milieu statique. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 78, *Mém.*, 1955.
- MICHOT, J. — La diffusion dans le processus de sécrétion latérale. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 81, *Bull.*, 1958.
- STAINIER, X., LOHEST, M. et FOURMARIER, P. — Compte rendu de la Session extraordinaire de la Société géologique de Belgique tenue à Eupen et à Bastogne du 30 août au 3 septembre 1908. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. XXXV, *Bull.*, 1909.
- STAINIER, X. — Sur le mode de gisement et l'origine des roches métamorphiques de la région de Bastogne (Belgique). *Mém. in-4°. Cl. Sc. Acad. roy. Belg.*, 2<sup>e</sup> sér., t. I, 1907.
- TERMIER, H., AGARD et OWODENKO. — Les gîtes d'étain et de tungstène de la région d'Oulmes (Maroc). *Service géologique du Maroc. Notes et Mémoires*. N° 82, 1950.
- VAN WAMBEKE. — Contribution à l'étude de l'aurole métamorphique des massifs tonalitiques de la Helle et de Lammersdorf. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. 64, 1955.
- WATERLOT, G. — Sue la présence d'un galet de schiste à Dictiograptidé (Tetragraptus) dans les alluvions de la Meuse à Mézières (Ardennes) et sur la possibilité de l'appartenance du massif de Givonne à l'Ordovicien inférieur. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, t. LXXIX, 1<sup>re</sup> livr., 1959.
- WINKLER, G. P. — Genèse du granite et des migmatites par anatexie expérimentale. *Rev. géogr. phys. et géol. dynam.*, 2<sup>e</sup> sér., vol. III, 1960.
- ZWART, H. J. and OELE, J. A. — Rotated magnetite crystals from the Roeroi Massif (Ardennes). *Geologie en Mijnbouw*, January-March, 1966.

## DISCUSSION

M. P. ÉVRARD demande si les zones d'induration ou d'exagération de la schistosité transgressent nettement les horizons lithologiques.

### Réponse :

L'examen de la carte annexée au mémoire permet de répondre aisément à la question posée par M. Évrard. En allure générale, les zones de compacité suivent l'orientation du plissement hercynien ; dans le détail cependant, on les voit, par endroits, recouper les limites stratigraphiques et notamment le contact par discordance entre le Dévonien (Gedinnien) et son substratum cambrien ; on peut voir un bel exemple d'une telle disposition au voisinage du barrage de Robertville où une zone de compacité coupe cette limite à angle droit tout en affectant les deux terrains en contact.

La même remarque s'impose pour les zones à clivage exagéré qui encadrent d'ailleurs les zones de compacité.

Ces zones ne sont nullement liées à un horizon stratigraphique.



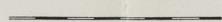
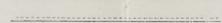
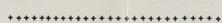
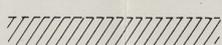
# LES ZONES DE COMPACTITÉ ET DE SCHISTOSITÉ DANS LE PALÉOZOÏQUE DE LA HAUTE - ARDENNE

par P. Fourmarier - J. Bintz - L. Lambrecht

## L É G E N D E

EMSIËN	E <sub>2</sub>	Zone supérieure d'hyperschistosité	
	E <sub>1</sub>		
SIEGÉNIEN	S <sub>3</sub>	Zone de compacité	
	S <sub>2</sub>		
	S <sub>1</sub>		
GÉDINNIEN	G <sub>2</sub>	Zone inférieure d'hyperschistosité	
	G <sub>1</sub>		
CAMBRIEN	C <sub>a</sub>		

Faïlle de chevauchement	
Chemin de fer	
Route importante	
Limite d'état	
Limite des terrains secondaires	

0 5 10 15 20 25 Km

