

Le Massif Cambrien de Givonne ⁽¹⁾

par A. BEUGNIES

(3 figures dans le texte et 2 planches hors-texte)

Résumé. — *Le Cambrien du Massif de Givonne est essentiellement constitué de quartzites et phyllades noirs du Revinién supérieur. Les séries stratigraphiques établies d'après les caractères lithologiques et les relations géométriques mutuelles des couches sont tout à fait comparables aux séries reviniennes de Rocroi. Toutefois, les « schistes gaufrés » couronnant le Cambrien de Givonne sont probablement salmiens. La structure du Massif de Givonne est caractérisée par un anticlinal calédonien, l'anticlinal de Bosséval s'allongeant dans l'axe d'un anticlinal hercynien : l'anticlinal de Givonne.*

L'anticlinal de Givonne et son noyau cambrien sont disloqués par un réseau de failles transversales et brisés au bord Nord par une faille directionnelle importante : la Faille des Amerois. Toutes les failles sont hercyniennes.

L'activité magmatique a engendré des dykes de Kersantite et des filonnets de quartz à « Bastonite » intrusifs dans les couches gedinniennes de bordure et des sills d'injection quartzifère dans les phyllades cambriens. La consolidation des roches magmatiques et filoniennes réalisée sous une couverture sédimentaire de plusieurs milliers de mètres d'épaisseur est post-gedinnienne et antérieure à la dernière phase de la tectonique hercynienne.

Le Massif de Givonne affleure dans l'axe d'un pli majeur de l'Ardenne, l'Anticlinal de Givonne, immédiatement au Sud du Synclinal de l'Eifel. De forme grossièrement elliptique, il s'allonge d'Ouest en Est sur 25 km depuis Gernelle en France jusqu'à Muno en Belgique. C'est au méridien de Poursu-au-Bois qu'il atteint sa plus grande largeur soit 5 km. Au Nord, à l'Est et à l'Ouest, il est limité par les couches gedinniennes reposant en discordance sur le Cambrien et débutant par un conglomérat

(1) Mémoire présenté le 1^{er} mars 1960.

(Poudingue de Fépin). Au Sud, les couches cambriennes disparaissent sous le manteau jurassique constituant la bordure Nord du bassin de Paris. La région où affleure le Cambrien de Givonne est drainée par la Meuse et ses affluents. Toutefois, le fleuve n'entame le massif qu'au Nord de Sedan suivant une boucle étroite entre Saint-Menges et Vrigne-au-Bois. La présente étude est exclusivement consacrée au Cambrien du Massif de Givonne et aux couches gedinniennes de bordure.

I. — Le Gedinnien inférieur en bordure du Massif

La plus belle coupe du Gedinnien inférieur est celle offerte par la tranchée du chemin de fer de Muno à Sainte-Cécile dans la zone périclinale de l'Anticlinale de Givonne. L'extrémité orientale du Massif de Givonne y apparaît disloquée par la Faille des Amerois (voir carte fig. I) de sorte que du Sud Ouest au Nord Est, on recoupe deux bandes gedinniennes jalonnées par le conglomérat de base ; la bande occidentale large de 200 mètres environ ne laisse affleurer que les couches de base ; au Nord Ouest de la faille, au contraire, le Dévonien inférieur est plus largement représenté et se prête beaucoup mieux à l'établissement d'une échelle stratigraphique complète. C'est la succession stratigraphique relative à cette bande orientale qu'on trouvera ci-dessous d'après les observations faites dans la coupe du chemin de fer. Celle-ci a d'ailleurs fait l'objet d'une description détaillée dans le compte rendu de l'excursion de la Société géologique de Belgique en 1911 (FOURMARIER, 1911).

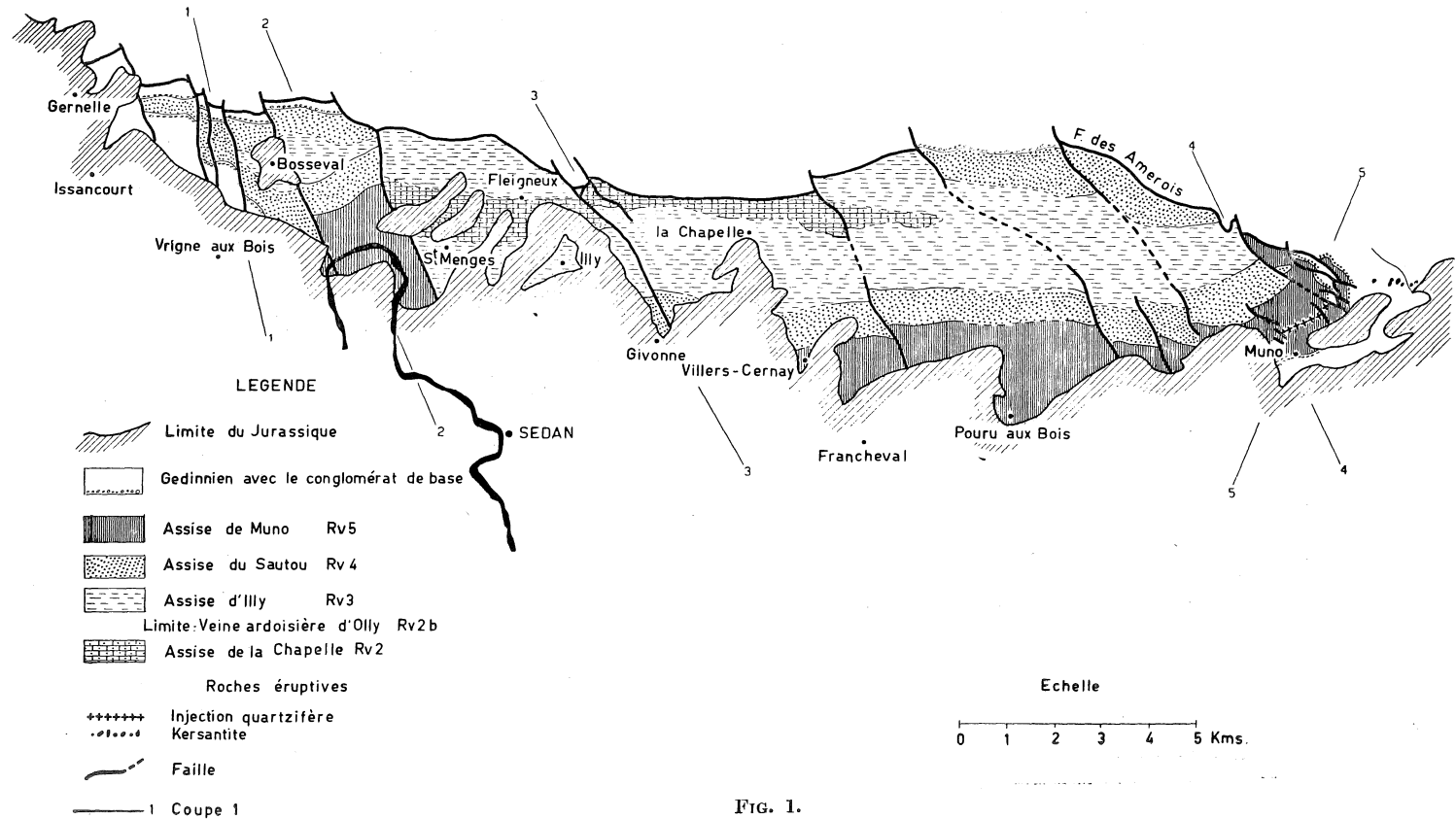
De haut en bas, on reconnaît successivement :

Gedinnien supérieur : Assise d'Oignies ; Gc ; schistes bigarrés de rouge et de vert avec quelques bancs de grès.

Gedinnien inférieur : Assise de Mondrepuits ; Gb.

Gb2 : Schistes gris verdâtre zonaires, régulièrement stratifiés devenant compacts et prenant un aspect de cornéenne au contact des venues de Kersantite ; dans la partie supérieure, à peu de distance du sommet de l'assise, les schistes renferment de nombreux fossiles (Épaisseur : 250 m environ).

MASSIF CAMBRIEN de GIVONNE



- Gb1 : Schistes gréseux grossiers, noirâtre ou gris foncé, prenant localement un aspect de cornéenne par métamorphisme (Épaisseur : 100 m).
- Ga : Assise de Fépin ; conglomérat à ciment quartzitique et à gros éléments de quartzite (Épaisseur : 10 à 15 m).

Variations de faciès

Lorsqu'on suit le Poudingue de Fépin, on arrive, 1 km plus au Nord, au site bien connu du Rocher de l'Appel. Là, on peut établir la succession suivante :

- Gb2 : Schistes gris verdâtre.
- Gb1 : Grès schisteux et calcaireux très fossilifères (Épaisseur : 100 m).
- Ga : Conglomérat quartzitique (Épaisseur : 30 m).

Entre les deux coupes précédentes, une variation de faciès est soulignée par l'épaississement de l'Assise de Fépin et l'apparition de sédiments plus gréseux dans l'assise Gb1. Cette tendance se renforce encore lorsqu'on passe à la bande gedinnienne occidentale où la succession observée est la suivante :

- Gb2 : Schistes verdâtres fossilifères.
- Gb1 : Quartzite gris-noir grossier (à proximité du rail) devenant verdâtre vers le Nord (Épaisseur : plus de 30 m) ⁽¹⁾.
- Ga : Conglomérat quartzitique prenant localement un aspect plus métamorphique par la présence de lamelles de muscovite (Épaisseur : 30 m).

Au méridien de Pouru-au-Bois, sur le bord Nord du Massif de Givonne, il n'existe pas de coupe continue mais quelques affleurements échelonnés depuis la Roche au Sel jusqu'à la route de Sedan permettent de reconnaître les assises suivantes :

- Gb2 : Schistes verdâtres avec quelques bancs de grès verdâtres.
- Gb1 : Quartzite zoné plus ou moins verdâtre sillonné de veinules de quartz.

(1) Les quartzites verdâtres Gb1 affleurant sur le versant occidental du Ruisseau des Roches appartiennent à la bande gedinnienne occidentale reconnue par E. ASSELBERGHS dès 1924 rapportée au Cambrien par MM. P. FOURMARIER et J. M. GRAULICH en 1957.

Ga : Conglomérat quartzitique de la Roche au Sel (Épaisseur : plus de 10 m).

A l'Est de Fleigneux, les tranchées de l'ancien chemin de fer vicinal de Givonne à Corbion, de même que les vallées creusées par la Givonne et ses affluents fournissent d'excellentes coupes où l'on reconnaît de haut en bas :

Gb2 : Schistes phylladeux verdâtres.

Gb1 : Grès verdâtre parfois quartzitique à stratification irrégulière et confuse, pyriteux, à taches brunâtres, rappelant par l'aspect les quartzophyllades de Braux ; localement fossilifère (Épaisseur : plus de 50 m).

Ga : Conglomérat à pâte quartzitique (observé en blocs épars).

Au Nord du château du Rossignol, à l'extrémité occidentale du Massif de Givonne et sur sa bordure septentrionale on observe la succession :

Gb2 : Schistes et schistes gréseux psammitiques.

Gb1 : Quartzite de teinte rose clair (Épaisseur : plusieurs dizaines de mètres).

Ga : Conglomérat à ciment quartzitique (observé en blocs épars).

Sur le bord méridional de l'Anticlinal de Givonne, nous avons pu suivre le conglomérat gedinnien depuis Rumel jusqu'à Vrigne-au-Bois.

A l'Est de Gernelle, on note la succession :

Gb1 : Quartzophyllades et phyllades gris foncé, à taches brunes avec strates poreuses et fossilifères (Schistes de Mazy) (Épaisseur : plus de 100 m).

Ga : Conglomérat à ciment quartzitique à l'Est, jusqu'au méridien de Vrigne-au-Bois. A l'Ouest le conglomérat observé par GOSSELET (1884) au Sud de Bosséval est à pâte schisteuse.

Enfin, à Muno, sur le flanc Sud de l'Anticlinal de Givonne existent quelques mauvais affleurements de conglomérat à pâte schisteuse imprégnée d'oxyde de fer.

Dans l'ensemble, le Gedinnien inférieur en bordure du Massif de Givonne apparaît constitué de sédiments plus gréseux sur le

bord Nord, plus schisteux sur le bord Sud. Le changement de faciès est progressif tout au moins à l'extrémité orientale du massif. Précisément, sur les bordures septentrionale et occidentale du massif de Givonne, le Dévonien s'appuie sur des assises quartzitiques du Cambrien (voir la carte, fig. 1) tandis que sur les bordures orientale et méridionale, jusqu'au méridien de Bosséval, le Gedinnien repose en discordance sur une assise essentiellement phylladeuse.

Les faciès du Gedinnien inférieur sont ainsi liés à la nature lithologique du socle cambrien. Ces relations ne sont pas propres au Massif de Givonne ; on les retrouve au pourtour du Massif de Rocroi où GOSSELET (1888) les avait déjà reconnues. Du point de vue de la Tectonique, nous pouvons en conclure dès à présent que la couverture gedinnienne du Massif de Givonne n'a pas glissé, tout au moins d'une façon sensible, sur le socle cambrien lors des mouvements hercyniens.

2. — La Stratigraphie du Cambrien

En l'absence de fossiles, seuls les caractères lithologiques et les relations géométriques mutuelles des couches permettent d'établir la succession stratigraphique cambrienne à savoir, de haut en bas :

Assise de Muno (Rv5) (Épaisseur : plus de 400 m).

L'Assise de Muno qui couronne le Cambrien de Givonne, est presque essentiellement phylladeuse. On y reconnaît de haut en bas :

- c) Phyllades et quartzophyllades noirs parfois zonaires (Épaisseur : plus de 100 m).
- b) Quelques bancs lenticulaires de quartzite gris de 0,50 m à 1 m, séparés par des couches phylladeuses de même puissance (Épaisseur : 10 à 15 m).
- a) Phyllades noirs souvent affectés de microplissements (schistes gaufrés de GOSSELET (1888) (Épaisseur : 300 m).

L'Assise de Muno est uniquement développée sur les flancs Sud et Est du Massif. Elle est notamment bien exposée à Muno (coupe de la voie du chemin de fer et de la route Muno-Bouillon), à Pouru-au-Bois (vallée du Ruisseau du Beau Terne) et à l'Ouest

de Saint-Menges sur la rive droite de la Meuse. L'horizon quartzitique Rv5b qui interrompt la monotonie de la série schisteuse s'observe toujours dans la même position stratigraphique, soit environ 300 m au-dessus de l'assise quartzitique Rv4. Les microplissements qui affectent les schistes relèvent de phénomènes de schistosité et ne peuvent être retenus comme caractères spécifiques. Nous les retrouverons d'ailleurs dans d'autres assises.

Assise du Sautou (Rv4) (Épaisseur : 250 m)

Avec ses gros bancs de quartzite noir pyriteux de 5 à 10 m d'épaisseur séparés par des couches phylladeuses grésopсамmitiques grossières, plus rarement par des phyllades graphiteux fins ou des phyllades à chloritoïde, l'Assise du Sautou est tout à fait caractéristique. Elle affleure largement à l'Ouest et au Nord du château du Sautou sur la rive droite du Ruisseau de la Claire entre Bosséval et Vrigne au Bois sur les deux rives du Ruisseau des Vieilles Loges, au Nord du château du Rossignol ; tout le long du flanc méridional du Massif suivant une bande allongée d'Ouest en Est depuis Givonne jusqu'à Muno ; enfin, sur la bordure Nord du Massif dans le voisinage du château des Amerois.

Assise d'Illy (Rv3) (Épaisseur : 850 m)

L'Assise d'Illy est constituée de phyllades et de quartzophyllades psammitiques noirs, à lamelles de séricite généralement petites et peu abondantes. Les parties moyenne et supérieure de l'assise montrent fréquemment des alternances de phyllades et de quartzites noirs, fins et pyriteux, dont les bancs n'excèdent jamais 0,50 m à 1 m. Les phyllades sont souvent gaufrés par le microplissement et contiennent plus rarement des cristaux millimétriques de chloritoïde.

L'Assise d'Illy est bien développée dans la partie centrale du Massif surtout au Nord Est d'Illy, sur la rive droite de la Givonne et dans la tranchée de l'ancien chemin de fer vicinal au Nord de la station d'Illy. Elle affleure encore à l'Est de Bosséval, dans la vallée de la Claire ; à l'Est de La Chapelle dans la vallée du ruisseau de la Fange aux Loups ; au Nord de Poursu-au-Bois, dans le Bois de l'Aire des Oiseaux ; au Nord Ouest de Muno, dans le Bois des Amerois.

Assise de La Chapelle (Rv2) (Épaisseur : au moins 100 m)

L'Assise de La Chapelle, qui est la plus ancienne du Massif de Givonne n'apparaît que dans une étroite bande au Nord de La Chapelle, allongée sur 7 km depuis Fleigneux à l'Ouest jusqu'au bois de Francheval à l'Est. Elle comporte, de haut en bas :

Rv2b : *Veine ardoisière d'Olly*. Il s'agit d'une couche de phyllade ardoisier noir épaisse de quelques mètres, ayant fait l'objet d'une tentative d'exploitation dans les environs d'Olly.

Rv2a : Alternance de bancs de quartzite noir de 1 à 4 m d'épaisseur et de couches phylladeuses noires ardoisières peu épaisses.

*Stratigraphie comparée
du Cambrien des Massifs de Givonne et de Rocroi*

C'est après une étude détaillée du Massif de Rocroi que nous avons entrepris le levé systématique du Massif de Givonne. Aussi, dès le début, nous avons été frappé par des analogies remarquables entre les assises de chaque massif, lesquelles ont permis les corrélations suivantes.

Chacune des assises communes aux deux massifs accuse de multiples analogies lithologiques.

Massif de Rocroi			Massif de Givonne	
Subdivisions	Assises	Épaisseurs		Assises
		m	m	
Rv 5	des Vieux Moulins de Thilay	100	400	de Muno
Rv 4	de la Petite Commune	500	250	du Sautou
Rv 3	d'Anchamps	400	850	d'Illy
		à 600 m		
Limite	<i>Veine de la Folie</i>			<i>Veine d'Olly (Rv 2b)</i>
Rv 2	de la Roche à 7 heures	200	100	de la Chapelle
		à 480		
Rv I	de Transition			
Dv	Devillien			

Ainsi, l'assise Rv2 est constituée de part et d'autre par une alternance de bancs de quartzite et de couches phylladeuses ardoisières. Elle se termine par une veine d'ardoise noire de plusieurs mètres de puissance. L'assise Rv3 est caractérisée dans les deux massifs par des phyllades psammitiques et de fines alternances de quartzite noir et de phyllade. L'assise Rv4 est bien reconnaissable grâce à ses bancs épais de quartzite, ses schistes graphiteux et les phyllades psammitiques grossiers. C'est dans cette assise que le chloritoïde est le plus fréquent. Enfin, l'assise des Vieux Moulins de Thilay, essentiellement schisteuse, est tout à fait comparable à la base de l'Assise de Muno.

Des différences se marquent cependant dans les épaisseurs : notamment, dans le Massif de Givonne, il y a réduction sensible de l'épaisseur de l'assise Rv4 et, au contraire, une augmentation de puissance de l'assise Rv3.

L'assise Rv3 à Givonne est encore constituée de sédiments plus fins et moins psammitiques qu'à Rocroi.

Enfin, notons que dans le massif même de Givonne, l'assise des quartzites du Sautou (Rv4) accuse des variations de faciès par la diminution du nombre des bancs gréseux dans la région orientale. Dans les environs de Muno par exemple, l'assise ne comporte plus que quelques gros bancs de quartzite.

La limite Revinien-Salmien

Comparée à la série stratigraphique du Massif de Rocroi, le Cambrien du Massif de Givonne, offre le grand intérêt de montrer quelque 400 mètres de l'assise supérieure Rv5 si peu développée à Rocroi. C'est ainsi que les assises Rv5b et Rv5c ne sont pas représentées à Rocroi.

Le niveau quartzitique Rv5b a été reconnu dans le Massif de Givonne au nord de Muno, au nord de Pouru-au-Bois et au nord de la boucle de la Meuse entre Vrine-au-Bois et Saint-Menges. Au-dessus de ce niveau, s'observent notamment à Muno et à Pouru-au-Bois, des schistes rougeâtres et verdâtres. Il est possible que ces teintes claires soient dues à des phénomènes d'oxydation superficielle comme il s'en produit fréquemment à proximité de la discordance jurassique. Toutefois, c'est au même niveau qu'apparaissent les roches claires caractérisant la base du Salmien dans le Massif de Stavelot (GEUKENS, F., 1950 ; GRAULICH, J. M., 1954).

Jusqu'à présent cependant, et malgré plusieurs journées consacrées à la recherche de gîtes à *Dictyonema*, nous n'avons pu observer la moindre trace de fossiles.

Toutefois, il faut rappeler ici l'importante découverte de M. G. WATERLOT (1959) qui a identifié une empreinte de *Dichograptidé* dans un galet de schiste vert psammitique provenant des alluvions récentes de la Meuse à Mézières. L'hypothèse, formulée par M. WATERLOT, selon laquelle le galet provient du Massif de Givonne est très vraisemblable surtout si l'on tient compte du fait que le fleuve lui-même entame le massif uniquement entre Saint-Menges et Vrigne-au-Bois, précisément dans une zone où affleurent les couches stratigraphiquement les plus élevées de l'Assise de Muno. L'ensemble de ces faits nous incite à penser que le Salmien est représenté dans le Massif de Givonne. Par comparaison avec les séries stratigraphiques de Stavelot (GEUKENS, F., 1950; GRAULICH, J. M., 1954) c'est au niveau des quartzites Rv5b que nous serions tentés de placer la limite Revinien-Salmien.

Toutefois, en l'absence de fossiles observés en place, nous avons préféré grouper tous les schistes surmontant les quartzites Rv4 en une seule assise, dénommée « Assise de Muno ».

3. — La Structure du Massif de Givonne

Dans ses grandes lignes, la structure du Massif cambrien de Givonne est simple. Il s'agit d'un anticlinal, l'Anticlinal de Bosséval, allongé d'Ouest en Est et dont l'axe passe par Bosséval et La Chapelle. L'Anticlinal de Bosséval est affecté de plissements longitudinaux et de petites ondulations transversales. Il est disloqué par un réseau de failles transversales et, sur sa bordure septentrionale, il est brisé par une faille directionnelle importante, la Faille des Amerois.

L'Anticlinal de Bosséval

L'Anticlinal de Bosséval est souligné, non seulement par la répétition des assises de part et d'autre de la zone axiale, mais encore par les allures des couches faiblement inclinées au flanc Sud (15° à 30° vers Sud) et subverticales ou plus généralement déversées vers le Nord au flanc Nord (inclinaison de 55° à 80° vers Sud). En outre, le flanc Nord, avec ses plis secondaires en

chevrons parfois brisés par des failles plates, possède la structure habituelle aux anticlinaux plissés sous une forte poussée venue du Sud. Sont typiques à cet égard, les coupes de détail observées dans les environs du Château du Sautou, reproduites par E. ASSELBERGHS (1924) et M. P. MACAR (1936).

Les plis transversaux sont fréquents, surtout au voisinage de failles transversales. Au contact de ces cassures, il est courant d'observer des plis aigus déversés vers le Sud Ouest ou le Nord Est, les couches ayant tendance à adopter les allures du plan de faille. La plupart des plis observés dans la tranchée du chemin de fer de Muno à Sainte-Cécile et décrits par M. P. FOURMARIER (1911) sont autant d'exemples de plis transversaux au voisinage de failles radiales. Nous avons d'ailleurs noté des structures de détail tout à fait comparables dans le Massif de Rocroi (1958). L'Anticlinal de Bosséval s'ennoie à la fois à l'Est dans la région de Muno et à l'Ouest entre Bosséval et Gernelle, l'axe de surélévation passant par La Chapelle.

Entre les méridiens de La Chapelle et de Pouru-au-Bois, la zone axiale de l'anticlinal laisse affleurer l'assise Rv2 ; entre Pouru-au-Bois et Muno c'est l'assise Rv3 et à l'Est du méridien de Muno ce sont successivement les assises Rv4 et Rv5.

L'ennoyage occidental est moins bien marqué à cause de la rareté des affleurements entre Fleigneux et Bosséval. Toutefois, au méridien de Bosséval, le noyau de l'anticlinal est constitué par la partie supérieure de l'assise Rv3, tandis qu'à l'Ouest seuls les quartzites de l'assise Rv4 affleurent sur les deux flancs de l'anticlinal.

La Faille des Amerois

La bordure septentrionale du Massif de Givonne est brisée par une faille directionnelle à pente Sud affectant le Cambrien du Massif et la couverture gedinnienne.

A l'Ouest du méridien de Saint-Menges, la Faille des Amerois affecte la bordure gedinnienne du Massif ; elle met en contact anormal le Gedinnien inférieur au Sud, sur des couches plus récentes au Nord, qui seraient taunisiennes d'après E. ASSELBERGHS (1924) ou gedinniennes supérieures d'après P. MACAR (1936).

Au Nord de Fleigneux, le manque d'affleurements ne nous a pas permis de situer la faille. Il est possible cependant qu'elle passe dans le Gedinnien où une zone bréchifiée a été notée par E. ASSELBERGHS (1924).

Dans la vallée de la Hatrelle, au Nord d'Illy, la faille est bien visible. Sur la rive droite du ruisseau, la zone de brèche atteint 150 mètres d'épaisseur et la faille, dirigée N 70° E, incline de 50° au Sud ; elle met en contact l'assise Rv2 appartenant au flanc Sud de l'Anticlinal de Bosséval (25° à 30° S) sur des quartzophyllades et grès pyriteux noirs du Gedinnien inférieur (Gb1) inclinant d'abord de 50° vers le Sud, au contact de la faille, pour prendre vers le Nord des allures subhorizontales (voir coupe 3). Dans la zone de brèche, s'intercale un petit lambeau de poussée, épais de 70 m, et constitué de phyllade noir à chloritoïde et ilménite de l'assise Rv3 ou Rv4. Sur la rive gauche du Ruisseau de la Hatrelle, l'épaisseur de la brèche se réduit à une cinquantaine de mètres par suite de la disparition du lambeau de phyllade Rv3.

La brèche de faille se suit à l'Est d'une manière pratiquement continue jusque dans la vallée de la Givonne, où le Cambrien repose directement sur les grès et quartzophyllades Gb1, comme à la Hatrelle. Entre le méridien de Pouru-au-Bois et le Château des Amerois, la faille affecte sans doute le Gedinnien, car le conglomérat de base du Dévonien repose partout en discordance sur le Cambrien (il s'agit de la bande de poudingue de Fépin passant par la Roche au Sel, suivie par J. GOSSELET (1888) et E. ASSELBERGHS (1924).

Depuis le Château des Amerois jusqu'à Muno, la Faille des Amerois est continue. Au Sud du Château, la zone de brèche est large d'une vingtaine de mètres et met en contact anormal les bancs de quartzite Rv4 du flanc Nord de l'Anticlinal de Bosséval avec les phyllades verts (Gb2) reposant sur les quartzites verts (Gb1) du Gedinnien inférieur.

Mais la faille est surtout bien visible dans la vallée du Ruisseau des Cailloux. Sur les deux flancs du vallon affleurent : dans les parties inférieures, des schistes verts onduleux, calcareux et fossilifères (Gb2) ; dans les parties supérieures, des phyllades noirs alternant avec des quartzites noirs de l'assise Rv3. La faille incline au Sud de 25° à 30° (voir coupe 4 figure 2).

A l'Est de la route de Muno à Bouillon la zone de brèche, épaisse de quelques mètres, suit la bordure Nord du Massif de Givonne jusqu'à la tranchée du chemin de fer de Muno à Bertrix où elle disparaît bientôt sous le recouvrement jurassique.

Le long de la route Muno-Bouillon, la faille sépare les phyllades satinés et gaufrés de l'assise Rv5 au Sud des schistes verts gedinniens au Nord.

La faille passe ensuite dans la vallée du Ruisseau des Roches ⁽¹⁾ où elle sépare les deux bandes gedinniennes que nous avons décrites au début.

Les coupes successives en travers du Massif de Givonne et reproduites à la figure 2 illustrent bien le style particulier à la Faille des Amerois.

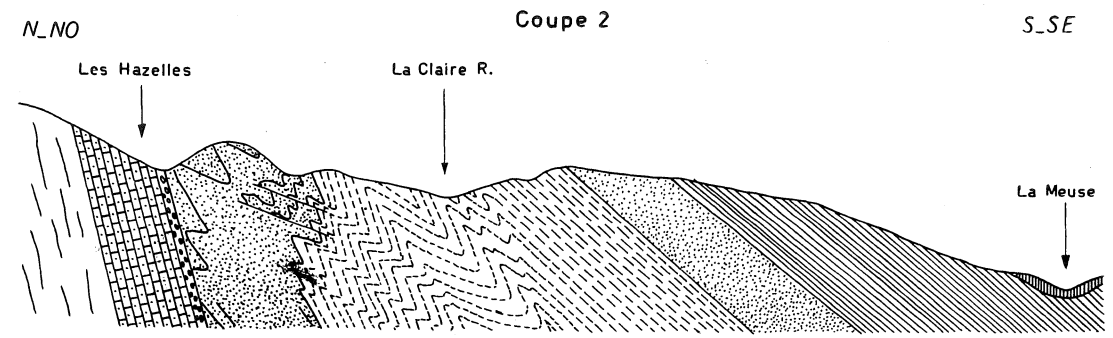
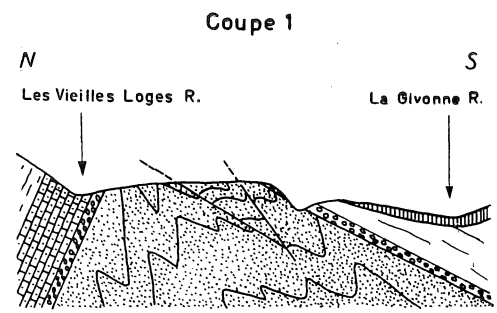
Sur le bord Nord du Massif et notamment à la Hatrelle et aux Amerois, la faille apparaît comme une faille de chevauchement le long de laquelle l'Anticlinal de Givonne s'est avancé sur le bord Sud du Synclinal de l'Eifel.

A la route Muno-Bouillon, le caractère chevauchant est toujours bien marqué. Mais plus à l'Est, la translation vers le Nord du Massif surincombant diminue régulièrement, de sorte que dans la Vallée du Ruisseau des Roches, le style n'est plus du tout celui d'une faille de chevauchement. Au contraire, le massif surincombant apparaît comme résultant d'un glissement du Nord Est vers le Sud Ouest par rapport au massif sous-jacent.

D'autre part, dans cette région, nous n'avons pu mesurer l'inclinaison du plan de faille, et au seul vu de la coupe 5 on pourrait croire que l'accident a la même signification que les petites cassures transversales séparant une série de panneaux affaissés. Cependant, la carte géologique révèle bien la continuité de la Faille des Amerois dont la direction est différente de celle des failles transversales. Les deux styles tectoniques peuvent s'expliquer en admettant que le Massif de Givonne est resté ancré aux environs de Muno. Lors de la poussée venue du Sud, l'anticlinal faillé de Givonne s'est déplacé vers le Nord, à l'Ouest de la zone d'ancrage, avec une ampleur de plus en plus grande vers l'Ouest. Au contraire, à l'Est de la même zone neutre, le déplacement a dû nécessairement se faire en sens inverse.

(1) Encore dénommé sur les cartes au 1/20.000 : Ruisseau du Gué du Roi.

Coupes à travers le Massif cambrien de Givonne .



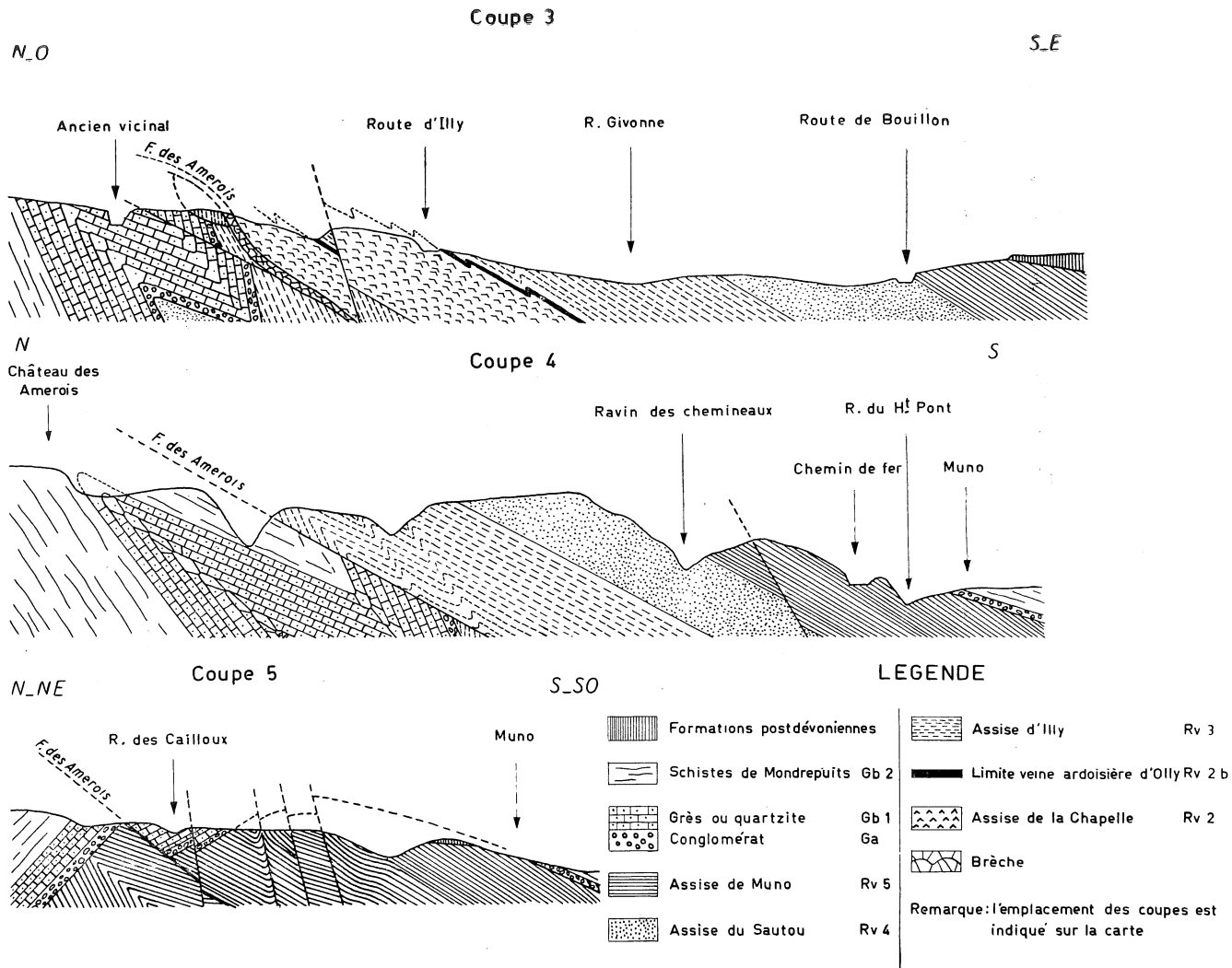


FIG. 2.

Dans la Vallée du Ruisseau des Roches, l'ampleur du glissement du Nord Est vers le Sud Ouest est de 300 mètres environ, estimée d'après le décrochement du niveau du Poudingue de Fépin.

Au méridien du Château des Amerois l'ampleur du chevauchement Sud-Nord (coupe 4 de la figure 2) est au moins de 900 mètres.

Dans la vallée de la Hatrelle, l'existence du petit lambeau de Rv3 appartenant sans doute au flanc Nord de l'Anticlinal de Bosséval semble indiquer que le chevauchement est plus important encore.

Les failles transversales

Le Massif de Givonne et le Gedinnien de bordure sont découpés par un réseau de failles transversales dont la direction générale est N20 à 35° O. Dans la partie orientale, à l'Est de Muno, les orientations changent quelque peu et la direction devient N 60° à 70° O.

Les failles transversales ont joué verticalement et tangentielle-ment.

En général, le jeu vertical accentue l'envoyage. Ainsi, à l'Est de La Chapelle, les failles jouent par enfoncement de la lèvre orientale, déterminant une suite de petit gradins de plus en plus affaissés vers l'Est. Dans la région de Muno cependant, trois petites failles ont donné lieu à des mouvements en sens inverse (voir coupe 5, figure 2).

A l'Ouest de Fleigneux, ce sont les compartiments occidentaux qui sont affaissés par rapport aux compartiments orientaux, accentuant l'envoyage occidental. Les déplacements verticaux se traduisent notamment par le rétrécissement rapide du noyau cambrien à l'Ouest de Bosséval.

Les mouvements tangentiels et verticaux ont donné lieu à des décrochements particulièrement visibles lorsqu'on suit des assises bien caractérisées, comme Rv4 dans le Cambrien ou le Poudingue de base gedinnien. Les décrochements observés permettent de mesurer les déplacements apparents comptés suivant la direction des failles. Ils peuvent atteindre quelques centaines de mètres.

Le passage des failles radiales est souligné par des zones de brèches et le développement de plis transversaux aigus dans le voisinage immédiat, les couches ayant tendance à suivre l'allure du plan de faille.

4. — L'âge des Mouvements tectoniques

Les mouvements calédoniens

L'allure transgressive du Gedinnien inférieur sur le Cambrien du Massif prouve que l'Anticlinal de Bosséval a été modelé et pénéplané avant les temps dévonien. Il s'agit donc d'une structure calédonienne.

En effet, au Sud de Bosséval, le Poudingue de Fépin est transgressif sur les quartzites Rv4 du flanc Sud de l'Anticlinal, et au Nord sur la même assise appartenant au flanc Nord.

A l'Est de Muno, le poudingue repose sur l'assise Rv5, au méridien de Pouru-au-Bois sur l'assise Rv4 et au méridien d'Illy sur l'assise Rv3.

Nous en concluons que l'Anticlinal de Bosséval et l'ennoyage oriental sont des effets calédoniens.

On a ainsi un exemple d'un anticlinal hercynien (Anticlinal de Givonne) superposé à un anticlinal calédonien (Anticlinal de Bosséval).

De telles coïncidences peuvent encore s'observer dans le Massif de Rocroi et dans la bande silurienne du Condroz (MICHOT, P., 1933) 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.

Les mouvements hercyniens

1 — *L'Anticlinal de Givonne.* — Comme nous venons de le rappeler, le Massif cambrien de Givonne s'ouvre dans l'axe de l'anticlinal hercynien de même nom.

Les poussées hercyniennes, en resserrant l'Anticlinal de Bosséval, l'ont déversé vers le Nord. Les pentes des couches gedinniennes sur les flancs de l'Anticlinal de Givonne témoignent effectivement d'une poussée Sud-Nord très accusée.

Sur le flanc méridional de l'Anticlinal de Givonne, notamment au Sud de Bosséval et à l'Est du méridien de Gernelle, les couches gedinniennes inclinent faiblement au Sud, de 18° à 20°.

Sur la retombée septentrionale, au contraire, les couches redressées et même déversées vers le Nord alternent avec des allures en plateaux comme c'est habituellement le cas pour les flancs Nord des anticlinaux hercyniens.

Des allures déversées ont été observées au Nord Ouest du Sautou (incl. 55° S. O.) et au Nord de la Hatrelle (incl. 57° S. O.). Des pentes vers Nord, de 45 à 70°, sont aussi fréquentes comme à la Roche au Sel (70° N.) et sur le pourtour oriental du Massif à l'Est de Muno (45° N. E.).

On note des allures en plateures au Nord du Château du Sautou, au Nord de la Hatrelle, au Nord Est d'Olly et au Sud du Château des Amerois.

Quant aux ennoyages occidental et oriental, il est certain qu'ils ont continué à se manifester lors de la période hercynienne comme en témoignent les fermetures périclinales dans le Gedinnien. L'ennoyage oriental s'accroît d'ailleurs vers l'Est où l'inclinaison des couches au N. E. passe progressivement de 45° à 70°.

2. — *La Faille des Amerois.* — Affectant le Gedinnien, la Faille des Amerois est nettement hercynienne. Nous avons montré qu'il s'agit d'une faille de chevauchement brisant le flanc Nord de l'Anticlinal de Givonne et témoignant d'une translation Sud-Nord atteignant 1 km environ au méridien des Amerois.

3. — *Les failles radiales.* — Les failles radiales affectent le chevauchement des Amerois, et lui sont donc postérieures. D'autre part, il s'agit bien d'accidents hercyniens, puisqu'ils n'affectent pas les couches jurassiques de couverture.

5. — Les roches magmatiques

Aux environs de Muno, à l'extrémité orientale du Massif de Givonne, des manifestations magmatiques ont engendré des dykes de kersantite et des filonnets de quartz à « Bastonite », intrusifs dans les couches gedinniennes de bordure, et des sills d'injection quartzifère dans les phyllades de l'Assise de Muno. Les intrusions ont déterminé un métamorphisme thermique simple ou avec apport, dans les roches encaissantes.

Les dykes de Kersantite. — Les tranchées de la voie du chemin de fer de Muno à Sainte-Cécile recourent 3 dykes et 4 petits pointements de kersantite intrusifs dans les schistes de Mondrepuits et dans les couches de base de l'Assise d'Oignies.

Découverts en 1911 par M. P. FOURMARIER, ces dykes ont fait l'objet de recherches complémentaires par M. J. ANTEN en 1913 et

d'une étude pétrographique fouillée de la part de M. L. HACQUAERT en 1928, suivie de quelques compléments en 1936.

Nous ne reprendrons pas ici l'étude détaillée des dykes de kersantite, ce qui n'ajouterait rien à la minutieuse description qu'en a donnée M. HACQUAERT. Nous nous contenterons de rassembler les faits essentiels et les conclusions qui s'en dégagent.

Le dyke occidental est dirigé N 30° E et incline vers le Sud Est de 25 à 40° (FOURMARIER, P., 1911); son épaisseur, comptée suivant la voie du chemin de fer, est de 3 à 4 mètres. Les dykes plus orientaux semblent avoir les mêmes caractéristiques. Le dyke occidental a une structure porphyrique passant, en bordure, à une structure aphyrique. Des filonnets de calcite sillonnent la roche. La composition minéralogique est la suivante :

*Minéraux principaux**Minéraux accessoires*

1) Phénocristaux :

Oligoclase An 25

Biotite

Apatite

Zircon

2) Pâte microlithique :

Oligoclase An 25

Biotite

Chlorite

Le deuxième dyke, à l'Est du premier, est complètement transformé par action hydrothermale, en :

Kaolin

Chlorite (Rumpfite)

Quartz

Calcite

Enfin, le dyke le plus oriental découvert près de la ferme de Parensart, est analogue au premier.

Dans tous les dykes, on observe de petites enclaves d'origine hydrothermale contenant de la calcite, de l'apatite, du quartz, et de la pyrite. L'étude pétrographique a permis de montrer que la kersantite s'est formée en plusieurs stades successifs.

1° Formation des phénocristaux de plagioclase.

2° Consolidation de la pâte microlithique.

3° Hydrothermolyse avec cristallisation de quartz, calcite et pyrite.

La température de mise en place serait de 500 à 600° C. (HACQUAERT, A., 1928).

Enfin, la présence de galets de kersantite dans le conglomérat de base jurassique (ANTEN J., 1913) et la fracturation des macrocristaux de plagioclase permettent d'interpréter ces venues de kersantite comme une manifestation magmatique antérieure aux mouvements hercyniens ou tout au plus contemporaine de cette phase tectonique.

Les filonnets de quartz à « Bastonite ». — Dans le voisinage des dykes de kersantite, on voit quelques filonnets de quartz à biotite chloritisée ou « Bastonite ».

Lors de l'excursion de la Société géologique en 1911, M. R. ANTOINE (FOURMARIER, P., 1911) a fait remarquer que l'un de ces filons paraît avoir certaines relations avec l'intrusion de kersantite.

Les sills d'injection quartzifère. — Dans les schistes gaufrés de l'Assise de Muno, qui affleurent notamment dans les talus de la route de Muno à Bouillon et dans les tranchées du chemin de fer, on observe, interstratifiée, une roche d'aspect très spécial, désignée par M. P. FOURMARIER (1911) sous le nom de « pseudomicaschiste ».

C'est la présence de grandes lamelles de muscovite enrobant de petites amygdales de quartz qui lui a valu cette dénomination.

En fait, il ne s'agit pas d'une roche sédimentaire, mais d'une véritable injection de quartz magmatique en sill dans les phyllades de l'Assise de Muno. La preuve en est dans plusieurs faits :

1° L'existence, dans ces « pseudomicaschistes » d'amygdales de quartz bleuté, pouvant parfois atteindre 1 cm de diamètre, où l'on reconnaît sous le microscope des cristaux pyramidés de quartz aux bords corrodés et à nombreuses inclusions liquides ou gazeuses.

Ces faciès typiquement magmatiques du quartz sont communs aux intrusions de silixites connues en bordure du Massif de Rocroi à Willerzie (BAILLY, R., 1926) et à Naux (BEUGNIES, A., 1958).

2° Le développement particulièrement remarquable de la muscovite, de l'ilménite et de l'oligiste au voisinage immédiat des amygdales quartzzeuses, soulignant un degré plus élevé du métamorphisme des phyllades.

3° Le développement des faciès métamorphiques au contact des bancs de « pseudomicaschistes ». Les phyllades de contact deviennent de véritables chloritoschistes, truffés de cristaux de pyrite.

Une fois encore, les mêmes faciès de métamorphisme existent au voisinage des intrusions quartzifères de Naux et de Willerzie.

4° Le décollement et le plissement des épontes résultant des efforts de mise en place. Les géologues participant à l'excursion de 1911 (FOURMARIER, P., 1911) ont d'ailleurs observé de tels décollements au contact du sill affleurant dans le talus de la route de Muno à Bouillon.

Le sill d'injection quartzifère observé a une épaisseur n'excédant pas 1 à 2 mètres. Il est interrompu par les failles radiales qui, de l'Ouest vers l'Est, le déplacent vers le Nord (voir carte figure 3).

Au microscope, la roche apparaît formée d'amygdales de quartz en cristaux généralement allotriomorphes engrenés en « puzzle », ou plus rarement en cristaux pyramidés plus ou moins corrodés, enrobés dans une masse schisteuse formée de grandes lamelles de muscovite et de chlorite ponctuées de grains de quartz, d'aiguilles d'ilménite et de plages d'oligiste.

Dans les amygdales de quartz, existent encore quelques enclaves schisteuses chloritisées, de petits prismes de rutile et des paillettes de muscovite.

En règle tout à fait générale, les plages quartzeuses sont plus ou moins fracturées et montrent des extinctions onduleuses entre nicols croisés.

Le métamorphisme au contact des intrusions magmatiques. — Au voisinage des dykes de kersantite, les schistes de Mondrepuits deviennent compacts et se chargent de biotite. Ces cornéennes ont été vues jusqu'à 125 m du contact intrusif (HACQUAERT, A., 1928).

Nous avons d'autre part décrit les faciès métamorphiques à chlorite et pyrite au contact des sills quartzifères. Outre ces zones métamorphiques visiblement liées aux intrusions observées, il existe d'autres zones localisées présentant les mêmes faciès, mais ne montrant aucune intrusion magmatique. Dans ce dernier cas, il est logique d'admettre que l'intrusion, absente dans les coupes naturelles, existe en profondeur ou se localisait à un niveau supérieur actuellement érodé.

Analyses chimiques

	I	II	III	IV	V
SiO ₂	45,07	43,37	51,20	43,34	56,02
TiO ₂	2,05	1,20	1,83	2,14	1,75
Al ₂ O ₃	15,33	16,15	19,61	14,66	17,11
Fe ₂ O ₃	0,81	1,23	3,28	—	—
FeO	8,47	8,07	7,30	9,77	9,10
MnO	—	—	—	0,81	0,45
MgO	6,20	7,80	7,23	6,90	7,26
CaO	8,96	8,10	1,19	10,60	2,10
Na ₂ O	2,90	—	4,47	1,87	0,31
K ₂ O	1,81	—	0,18	2,37	0,07
P ₂ O ₅	0,37	—	—	0,50	0,24
CO ₂	5,30	5,58	0,10	4,53	—
H ₂ O ⁺	3,82	8,07	4,90	2,97	5,83
H ₂ O ⁻	0,41	—	—	0,13	0,06
S	—	—	—	0,16	0,05
Total	101,50	99,57	101,29	100,75	100,35

I : Kersantite du dyke occidental : analyse par M. HACQUAERT (1928).

II : Kersantite du dyke hydrothermolysé : analyse par M. HACQUAERT (1928).

III : Kersantite du dyke oriental (à proximité de la ferme de Parensart) : analyse par A. VANDENDRIESSCHE (HACQUAERT, A., 1936).

IV : Kersantite du dyke occidental (échantillon G. 83).

V : Sill d'injection quartzifère (échantillon G. 86).

Les analyses IV et V ont été effectuées au laboratoire central de la Faculté polytechnique de Mons sous la direction du Professeur C. VAN DAELE. Analyse par M. O. BALEINE.

Paramètres magmatiques de Niggli

	I	II	III	IV	V
Si	118	119	140	111	180
al	23,5	26,2	31,5	20,1	32,2
fm	47,5	53,7	52,8	45,4	59,5
c	18,8	17,8	3,5	26,5	7,2
alc	10,2	—	12,2	7,9	1,1
k	0,291	—	0,028	0,448	0,122
mg	0,512	—	0,56	0,53	0,582

Chimiquement, la kersantite de Muno a certaines analogies avec les diabases, notamment des teneurs comparables en SiO₂, FeO, MgO et CaO mais elle apparaît cependant plus riche en alcalis (surtout en potasse) et en alumine.

Le chimisme particulier se traduit dans la composition minéralogique par l'abondance de biotite.

Il est même permis de supposer que la richesse en potasse du magma est en partie responsable du développement de la biotite dans les roches encaissantes métamorphisées.

Mais le magma d'où la kersantite est issue est en réalité plus complexe, si l'on prend en considération les fractions magmatiques plus tardives responsables, d'une part de la cristallisation de la calcite, du quartz, de la pyrite, et d'autre part de la chloritisation et de la kaolinisation de la roche. Ces diverses actions, de caractère plus hydrothermal, dénotent un enrichissement du liquide magmatique en SiO_2 , H_2O , CO_2 , et S après les premières phases de consolidation de la kersantite. C'est sans doute le même liquide silicieux résiduel qui s'est consolidé sous forme de filons de quartz à « Bastonite » et sills d'injection quartzifère. Il y a, en effet, entre les diverses roches magmatiques des environs de Muno, des traits communs laissant supposer une même origine magmatique. Nous retiendrons plus particulièrement les faits suivants :

1° L'extension des diverses intrusions est limitée à la région de Muno.

2° La mise en place des divers corps magmatiques est antérieure à la phase tectonique hercynienne correspondant aux décrochements le long des failles transversales. On peut observer, au contact d'une faille radiale dans la tranchée du chemin de fer de Muno à Sainte-Cécile, des cornéennes bréchiées de l'Assise de Mondrepuits ce qui permet de dater la venue de kersantite, responsable du métamorphisme, comme étant antérieure à la faille. Nous avons d'autre part noté les décrochements subis par le sill d'injection quartzifère.

3° Le chimisme des solutions magmatiques résiduelles, caractérisé par la silice et le soufre, se reflète dans le quartz et la pyrite qu'on observe dans les dernières phases de cristallisation de la kersantite comme dans l'injection quartzifère et son auréole de métamorphisme.

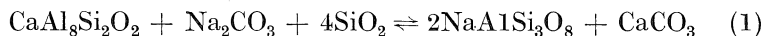
Les conditions de mise en place. — Au sujet de la kersantite, nous avons rappelé les conclusions de M. A. HACQUAERT (1928), sur la *température de consolidation* de la roche qu'il fixe entre 500 et 600° C.

C'est à des températures du même ordre de grandeur que l'on arrive par l'étude pétrographique des sills quartzifères. En effet,

la coexistence des deux formes α et β du quartz dans les sills fixe une température de cristallisation proche du point d'inversion de cette espèce minérale soit donc entre 500 et 600° C. La même conclusion est encore confirmée par la teinte bleutée du même minéral qui serait caractéristique, d'après FERSMAN (1931), d'une cristallisation dans l'intervalle de température précité.

D'autres faits permettent en outre de préciser la *profondeur de mise en place* de l'intrusion magmatique. Il faut noter tout d'abord la structure porphyrique de la kersantite caractéristique des roches dites de « semi-profondeur ».

Mais l'association de l'oligoclase An 25 avec la calcite montre que la chaux contenue dans la roche se répartit pratiquement entre ces deux minéraux et non dans un seul plagioclase plus basique, comme c'est habituellement le cas pour les diabases. Les pourcentages de chaux carbonatée sont respectivement de 75, 89 et 54 % pour les échantillons I, II, et IV. La carbonatation de la chaux exige non seulement la présence de CO₂ dans les solutions magmatiques, mais encore des conditions de température qui ont été précisées grâce aux travaux d'ESKOLA (BARTH, T. F. W., 1952). Cet auteur a montré notamment que, pour des concentrations suffisantes en anhydride carbonique l'équilibre



responsable de la carbonatation de la chaux conduit à l'association albite-calcite entre 260° et 330° C et à l'association oligoclase (ou andésine) — calcite au-dessus de 360° C.

Ces données permettent de fixer une température supérieure à 360° C pour la fin de la consolidation des dykes de kersantite.

En négligeant l'effet de la pression sur le déplacement de l'équilibre (1), la température fixée par ESKOLA conduit à évaluer l'épaisseur de la couverture à près de 12.000 mètres. Ce chiffre est sans doute trop élevé, mais il traduit cependant l'existence d'une couverture sédimentaire plus épaisse sur le Massif de Givonne que sur le Massif de Rocroi, où les diabases sont caractérisées par l'association albite-calcite.

D'autres faits viennent d'ailleurs corroborer cette conclusion. L'épaisseur de la couverture est par ailleurs l'un des principaux facteurs du métamorphisme régional et de la schistosité affectant les roches du socle cambrien. Le chloritoïde, la chlorite, l'ilménite

et la chiasolite, minéraux de métamorphisme du Massif de Givonne existent aussi bien sur le bord Nord que sur le bord Sud du Massif ; alors qu'à Rocroi, seule la bordure méridionale appartient à la zone à chloritoïde. Les porphyroblastes observés dans le Massif de Givonne sont nettement plus développés que dans le Massif de Rocroi. Enfin, la présence de chiasolite naissante dans les amas sériciteux (voir photo pl. 1) souligne un degré d'évolution plus marqué. Le domaine métamorphique du Massif de Givonne en entier se rattache ainsi à l'*épizone profonde* ou au *sommet de la mésozone*.

Les phénomènes de schistosité sont responsables du faciès phylladeux des schistes cambriens avec le plan de schistosité parallèle à la stratification et du développement remarquable et généralisé du microplissement.

Une fois encore, le microplissement reconnu dans le Massif de Rocroi y apparaît beaucoup plus sporadique que dans le Massif de Givonne ce qui nous conduit à admettre une couverture sédimentaire plus épaisse à Givonne.

Pour terminer, il faut encore ajouter que les intrusions observées constituent vraisemblablement les satellites d'un réservoir magmatique localisé à plus grande profondeur. Il est possible que la consolidation de ce magma profond ait constitué un massif cristallin important figé dès les premières phases de la Tectonique hercynienne.

Dans cette hypothèse, le massif cristallin aurait joué le rôle d'éperon résistant lors du chevauchement déclenché le long de la Faille des Amerois et déterminé de la sorte la zone d'ancrage de Munno.

*Faculté polytechnique de Mons
Laboratoire de Géologie.*

Janvier 1960.

BIBLIOGRAPHIE

- ANTEN, J., 1913. — Sur l'âge de la kersantite de la ferme de Parensart près de Munno. *Ann. Soc. géol. de Bel.* t. 41, pp. B 250-251.
- ASSELBERGS, E., 1921. — Observations sur les couches éodévoniennes de Givonne. *Bull. Soc. belge de Géologie*, t. 31, pp. 98-120.
- ASSELBERGS, E., 1922. — Le Synclinal de l'Eifel dans la vallée de la Meuse. *Ann. Soc. scient. Bel.*, t. 41, pp. 387-390.
- ASSELBERGS, E., 1924. — Sur l'existence d'une faille de charriage en Ardenne française. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 179, pp. 279-281.

- ASSELBERGS, E., 1946. — Le Synclinal de l'Eifel et l'Anticlinal de Givonne dans l'Ardenne française et belge à l'Ouest de Bertrix-Herbeumont. *Mém. Inst. Géol. Louvain*, t. 4, fasc. 1, pp. 1-98.
- ASSELBERGS, E., 1946. — L'odévonien de l'Ardenne et des régions voisines. *Mém. Inst. Géol. Louvain*, t. 14.
- BAILLY, R., 1936. — Etude des roches dites arkoses métamorphiques du Franc Bois de Willerzie. *Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. 59, pp. M 31-49.
- BARTH, T. F. W., 1952. — Theoretical Petrology *John Wiley and Sons*. New-York.
- BEUGNIES, A., 1958. — Le pipe de Naux et son site géologique. *Ann. Soc. géol. du Nord*, t. 78, pp. 45-57.
- BEUGNIES, A. — Le massif cambrien de Rocroi, en préparation.
- DENAËYER et MORTELMANS, G., 1954. — Les Roches éruptives in *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*. *Soc. géol. de Belgique*, p. 787.
- FERSMAN, A. E., 1931. — Les Pegmatites. *Ac. Sc. U. R. S. S.*
- FOURMARIER, P., 1911a. — Le Synclinal de l'Eifel dans la région d'Herbeumont. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. 38, pp. 269-278.
- FOURMARIER, P., 1911b. — Compte rendu de la Session extraordinaire tenue à Arlon et Florenville du 16 au 20 septembre 1911. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. 38, pp. B 353.
- FOURMARIER, P., 1913. — A propos du contact du Dévonien et du Cambrien à Muno. *Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. 41, p. B 246.
- FOURMARIER, P. et GRAULICH, J. M., 1957. — Observations nouvelles sur la partie nord orientale du Massif de Givonne. *Bull. Cl. Sc. Ac. royale de Belgique*, t. 43, 5^e série, pp. 590-596.
- GEUKENS, F. 1950. — Contribution à l'étude de la partie Nord Ouest du Massif cambrien de Stavelot. *Mém. Inst. Géol. Louvain*, t. 16, fasc. 2, pp. 79-170.
- GOSSELET, J., 1884. — Note sur quelques affleurements de poudingue dévonien et liasique et sur l'existence de dépôt silurien dans l'Ardenne. *Ann. Soc. géol. du Nord*, t. 11, p. 245.
- GOSSELET, J., 1888. — L'Ardenne.
- GRAULICH, J. M., 1954. — Le Cambrien-Tremadocien in *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*. *Soc. Géol. de Belgique*, pp. 21-38.
- HACQUAERT, A., 1928. — Over het Eruptiefgesteente van Muno (Prov. Luxembourg) en over het metamorphisme er door veroorzaakt *Nat. Tijd.* 10^e j. pp. 78-89.
- HACQUAERT, A., 1936. — Nieuwe gegevens over de magmatische gesteenten uit de streek van Muno *Nat. Tijd.* t. 18, Congres nummer. pp. 75-76.
- MACAR, P., 1936. — L'Anticlinal de Givonne et le flanc Sud du Synclinal de l'Eifel entre la vallée de la Meuse et le méridien de Corbion (Ardenne française et belge) *Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. 59, Mém. fasc. 2, pp. 51-131.
- MALAISE, C., 1911. — Note sur le contact du Poudingue de Fépin et du Cambrien de Givonne au Nord de Muno. *Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. 38, p. B 258.
- MICHOT, P., 1933. — Le massif ordovicien du Fond d'Oxhe *Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. 57, pp. B 59-68.
- WATERLOT, G., 1959. — Sur la présence d'un galet de schiste à *Dichograptidé* (*Tetragraptus*) dans les alluvions de la Meuse à Mézières (Ardenne) et sur la possibilité de l'appartenance du Massif de Givonne à l'Ordovicien inférieur. *Ann. Soc. géol. du Nord*, t. 79, pp. 6-18.

Rapports sur le mémoire de M. A. BEUGNIES :

Le massif cambrien de Givonne

Rapport de P. Fourmarier, premier rapporteur

Depuis les travaux classiques de J. GOSSELET, le massif cambrien de Givonne n'avait plus fait l'objet d'études d'ensemble de quelque importance. Aussi convient-il de remercier M. A. BEUGNIES d'avoir procédé à un levé détaillé de ce massif et de sa bordure de terrain gedinnien là où elle n'est pas dissimulée par les dépôts transgressifs du Jurassique. De cette manière, il a pu compléter les données acquises sur la stratigraphie de ces deux grands ensembles séparés par une discordance de stratification ; il a exposé ses idées sur la tectonique complexe de la région, caractérisée par des plis et par des failles de diverses natures ; il a complété son travail par des considérations personnelles sur le métamorphisme.

Le territoire cartographié se présente dans des conditions ingrates du point de vue de l'observation des faits : la forêt s'y étend largement, les coupes naturelles sont rares et discontinues ; les affleurements isolés sont souvent en fort mauvais état par suite de l'altération des roches. Aussi ne faut-il pas s'étonner qu'il puisse y avoir des opinions divergentes quant à l'interprétation des données recueillies sur le terrain.

La première partie du mémoire expose en grand détail la stratigraphie du Cambrien et du Gedinnien. Je fais toute confiance à l'auteur du travail qui a visité avec soin l'entièreté du massif et ses abords. Je présenterai seulement deux observations de détail :

a) L'auteur ne tient peut-être pas suffisamment compte des roches vertes signalées par J. M. GRAULICH et moi-même sous le poudingue de base du Gedinnien à l'endroit de la carrière ouverte dans la forêt sur la rive gauche du Ruisseau des Roches à peu de distance de la voie ferrée Muno-S^{te}-Cécile. Ces roches, quelque

peu altérées peuvent se confondre aisément avec les schistes de Mondrepuits visibles sur la rive droite du même cours d'eau, là où ils sont atteints par le métamorphisme.

M. BEUGNIES a observé des roches semblables à Muno même ; il tend à admettre que leur teinte résulte d'une décoloration sous l'influence de la couverture jurassique. Si même cette explication pouvait retenir l'attention là où existe un tel contact, il ne peut en être ainsi près du Ruisseau des Roches. Les schistes verts observés en cet endroit ont conservé leur teinte originelle.

Faut-il voir dans ce changement de couleur un indice en faveur de l'existence du Salmien dans le massif de Givonne? J'en doute très fort, car l'aspect des roches vertes rappelle singulièrement le Devillien de Rocroi, ce qui conduit à placer les roches sombres de Givonne à un niveau inférieur à celui généralement accepté. Tant que ne sera pas établi en toute certitude le lien de provenance du galet à *Dichographidé* signalé par M. WATERLOT dans les alluvions de la Meuse, la question restera sans solution.

b) Je suis quelque peu réticent quant au parallélisme proposé par M. BEUGNIES entre les assises qu'il distingue à Givonne et celles du massif de Rocroi. Basée uniquement sur des analogies lithologiques, une telle assimilation est sujette à caution.

Si l'on note que le microplissement est très développé dans le massif de Givonne alors qu'il est exceptionnel à Rocroi, on est tenté de supposer que le premier de ces massifs a fait son évolution lithologique au cours des mouvements calédoniens à plus grande profondeur que le second, c'est-à-dire sous une charge plus grande. Cela revient à supposer que le Cambrien de Givonne appartient à un niveau stratigraphique plus ancien que celui de Rocroi. Ce fut l'argument utilisé par J. M. GRAULICH dans son article sur le Cambrien écrit en 1954 pour le Prodrôme d'une description géologique de la Belgique.

J'avais accepté volontiers cette manière de voir. Cependant les faits nouveaux sur lesquels je reviendrai à propos du métamorphisme de la région, me portent actuellement à être moins catégorique à cet égard.

Passant à la tectonique, M. BEUGNIES fait remarquer d'abord que l'allure en dôme du Cambrien coïncide sensiblement avec la structure anticlinale du Gedinnien qui l'entoure. Les deux larges plis, d'âge différent, coïncident, d'après lui, de façon parfaite.

Dans une série de coupes transversales, il s'attache à mettre en évidence le style tectonique du Cambrien, caractérisé par une succession de plis secondaires déversés vers le nord qui rappelle la structure du Cambrien du massif de Rocroi.

Je ne connais bien que la partie orientale du massif de Givonne, à proximité de la voie ferrée Muno-S^{te}-Cécile-Bertrix, j'en ai visité les tranchées quand elles étaient fraîches ; j'y ai conduit les membres de la Société géologique de Belgique en 1911. Mes confrères ont été frappés, comme moi, de la différence de style des plis secondaires observés dans cette coupe et celui du plissement du massif de Rocroi.

Dans sa partie orientale, le Cambrien de Givonne se présente avec une allure en escalier descendant vers le nord est. Je ne puis pas me rallier à l'opinion de M. BEUGNIES pour qui la genèse des plis secondaires du Cambrien des tranchées de Muno est liée à la présence de fractures transversales.

La question est d'importance : dans ma conception, le cambrien de Givonne a chance d'appartenir à un niveau stratigraphique plus ancien que le même terrain s'étendant au nord. Dans la conception de M. BEUGNIES, le massif de Givonne s'apparente plus étroitement au massif de Rocroi.

Dans son exposé relatif à la tectonique, M. BEUGNIES s'attache à décrire les failles de diverses natures qui affectent le cambrien et son enveloppe gedinnienne. Mon attention a été retenue spécialement par la faille des Amerois, d'âge hercynien incontestable. Je fais quelque réserve quant au tracé qu'en donne l'auteur du mémoire à son extrémité orientale. Je crains qu'il l'ait confondue avec l'une des failles bien visibles à proximité du ruisseau des Roches, failles qui systématiquement abaissent le massif sud par rapport au massif nord. J'ai l'impression que de nouvelles recherches pourraient conduire à proposer un tracé différent pour la terminaison orientale de la faille des Amerois.

La dernière partie du mémoire de M. BEUGNIES est consacrée aux roches magmatiques de la région étudiée. L'auteur distingue les dykes de kersantite, les filonnets de quartz à bastonite et les sills d'injection quartzifère ; les deux premiers sont dans le dévonien, le troisième dans le Cambrien. Je n'ai aucune objection à présenter pour la kersantite et les filonnets à bastonite ; je fais par contre quelque réserve pour ce qui concerne les sills d'injection

quartzifère, correspondant à la roche que j'ai désignée autrefois sous le nom de « pseudomicaschiste ». Je laisse à notre confrère M. MICHOT le soin de donner son avis sur l'attribution de cette roche à une formation d'origine magmatique. Certes M. BEUGNIES apporte lui-même un correctif en spécifiant qu'il s'agit d'une « roche phylladeuse injectée » comprenant une partie magmatique presque essentiellement siliceuse et une trame sédimentaire servant de support, et qui est prépondérante.

M. BEUGNIES termine son travail par quelques considérations sur l'époque de mise en place des apports magmatiques de la région de Muno et sur la profondeur à laquelle s'est effectuée cette mise en place.

Je voudrais, à ce propos, rappeler que l'intrusion de la Kersantite dans le Gedinnien a eu pour effet de détruire la schistosité dans l'aurole de métamorphisme ; j'en ai eu la preuve sur le terrain, la mise en place de la Kersantite est donc postérieure au développement des plis, si même elle est antérieure à la production des failles transversales.

D'autre part, en dehors de la zone métamorphique, le Gedinnien est affecté par une simple schistosité de fracture ; ce fait est en contradiction avec l'estimation de profondeur proposée par M. BEUGNIES pour l'intrusion de la Kersantite.

En outre, il est à remarquer que le « sill quartzifère » ou « pseudomicaschiste » est affecté par endroits d'une très belle schistosité oblique à la stratification. Si les phénomènes se sont passés comme le suppose M. BEUGNIES n'y a-t-il pas lieu de s'étonner de ce que cette schistosité n'ait pas été détruite ou profondément altérée ?

Je me demande si la question n'est pas plus complexe que ne le suppose notre confrère, en ce qui concerne le métamorphisme et le magmatisme de la région, si l'on tient compte des données contenues dans les travaux publiés sur le territoire depuis la parution de l'ouvrage classique de Jules GOSSELET « L'Ardenne ». On peut se demander notamment si le développement du métamorphisme et du microplissement dans le Cambrien de Givonne et dans l'extrême sud du massif de Rocroi est dû uniquement aux causes régionales habituelles de charge. Ne faudrait-il pas tenir compte aussi de la mise en place d'un massif magmatique resté en profondeur mais dont l'influence se serait fait sentir

sur les roches actuellement visibles en affleurement? S'il en était ainsi, une telle activité profonde aurait-elle été de courte durée ou son action se serait-elle manifestée d'abord aux temps calédoniens avec injection de quartz pour former le « pseudo-micaschiste », et par après aux temps hercyniens en envoyant vers la surface la Kersantite accompagnée de dykes à bastonite?

Ce serait une autre façon de concevoir les phénomènes dont les effets se marquent si curieusement dans le territoire étudié par M. Beugnies.

Il n'en est pas moins vrai que notre distingué confrère a accompli une œuvre remarquable en reprenant l'étude détaillée du massif de Givonne et de ses abords. Je tiens à l'en féliciter très sincèrement si même je ne partage pas entièrement ses idées.

Je propose, en conséquence, que son travail soit publié dans les annales de la Société avec les figures qui l'accompagnent.

Rapport de P. Macar, deuxième rapporteur

Après avoir étudié le massif de Rocroi, M. A. Beugnies s'est attaqué au massif de Givonne, et il nous présente aujourd'hui une attachante synthèse de ses travaux. Ceux-ci lui ont permis, notamment, de distinguer dans le Revinien de Givonne une série de subdivisions qu'il parallélise aisément avec celles qu'il a pu reconnaître dans le Revinien du massif de Rocroi, et toutes deux montrent à leur tour d'indéniables similitudes avec les sous-étages correspondants du massif de Stavelot.

Il y a là un progrès notable dans la stratigraphie du Cambrien de l'Ardenne, et on doit en savoir gré à l'auteur. Sans doute les analogies sont-elles uniquement lithologiques, mais on ne peut actuellement demander plus.

En ce qui concerne le Gedinnien, deux remarques mineures : à l'Est, je suis surpris des différences entre les deux bandes apparaissant à l'extrémité E. du massif, près du Rocher de l'Appel : dans la bande occidentale, le Gb₂ est fossilifère et le Gb₁ ne l'est pas, tandis que 100 m de grès schisteux et calcareux très fossilifères apparaissent dans l'autre bande, sous un Gb₂ à présent non fossilifère. De telles différences peuvent-elles s'expliquer par le simple rejet de 1 km admis à cet endroit pour cette faille ?

A l'Ouest, près du Château de Rossignol, plusieurs dizaines de mètres de quartzite rose clair sont signalés dans le Gedinnien inférieur, et semblent constituer ici l'entière du niveau des schistes du Mazy (Gb_1), alors qu'au Mazy même, distant de 1 km, ce même niveau comporte une épaisseur notable de quartzophyllades et de phyllades fossilifères. Ici, on peut se demander si des quartzites cambriens n'auraient pas été rangés par erreur dans le Gedinnien.

Au point de vue tectonique, l'auteur apporte également d'intéressantes nouveautés, dont notamment l'allure d'ensemble du Cambrien, en un dôme allongé ce qui superpose plus ou moins, comme lui-même le note, à l'anticlinal calédonien de Bosséval, l'anticlinal hercynien de Givonne. Peut-être vaut-il de rappeler à ce propos que, dans le massif cambrien de Rocroi le terrain le plus récent (Revinien) occupe au contraire la partie centrale du massif, de sorte que l'allure d'ensemble y est en somme inverse.

Comme le premier rapporteur, je pense qu'une différence de style tectonique s'accuse entre le Gedinnien et le Cambrien, et ne vois pas bien comment les failles transversales seraient responsables de plis secondaires serrés dans le Cambrien.

L'auteur admet en outre une grande extension vers l'Ouest de la faille des Amerois, ainsi qu'une série importante de failles radiales. Je regrette vivement à ce sujet, comme pour les remarques précédentes, que l'absence de détails au sujet de levés, et le fait que les affleurements utilisés ne sont pas mentionnés sur la carte, empêche une comparaison poussée avec les hypothèses antérieures, et surtout avec les dernières, dues essentiellement à E. ASSELBERGHS, et aussi à moi-même. Ces dernières hypothèses, — qui font appel à deux failles de charriage, les failles d'Aiglemont et d'Herbeumont, compliquées surtout en ce qui me concerne, d'accidents secondaires du même type, — sont basées surtout sur l'étude des terrains dévoniens, tandis que la conception tectonique de M. BEUGNIES repose principalement sur l'étude du Cambrien. Ceci rend la comparaison d'autant plus intéressante, la limite à la zone voisine du contact entre les deux formations, et est par ailleurs de nature à expliquer certaines divergences, tandis que d'autres peuvent résulter du peu d'affleurements dont la région est pourvue.

Quoi qu'il en soit, M. BEUGNIES prolonge vers l'Ouest la Faille des Amerois jusqu'à une faille que E. ASSELBERGHS et moi-même avons tracée dans la vallée de la Vrigne, et que j'ai considérée (MACAR, 1936) comme limitant une écaille dépendant de la faille d'Aiglemont, tandis que E. ASSELBERGHS (1940. Le Paléozoïque de la feuille de Mézières au 1/80.000^e. *Bull. Cte Geol. France*, n° 203, t. 42) en a fait finalement la faille d'Aiglemont elle-même (1). Au lieu de plonger vers le SE, comme nous l'admettions, cette faille devrait donc passer au Nord du massif cambrien. Je ne vois à première vue aucun obstacle majeur à cette interprétation, qui peut cadrer avec le rejet important (plusieurs km) que E. ASSELBERGHS et moi-même sommes d'accord pour attribuer à cette faille.

Quant aux failles radiales, leur grand nombre dans cette zone particulièrement pauvre en affleurement est plus sans doute le résultat d'une interprétation que d'observations détaillées. E. ASSELBERGHS et moi-même n'en avons pas ou guère (2) trouvé plus au N., dans la Semois où les affleurements sont plus nombreux. Mais les failles de M. BEUGNIES sont de faible rejet, et peuvent ne pas atteindre cette région.

A l'Ouest, dans la vallée de la Vrigne, E. ASSELBERGHS et moi avons déjà noté une ou deux failles à tracé méridien, que j'avais interprétées comme limitant des écailles charriées, mais qui s'accommodent aussi de l'hypothèse failles radiales. La légère différence d'orientation (NNE au lieu de NS ou NNW) entre nos tracés et ceux de M. BEUGNIES ne peut être discutée en l'absence du détail des observations.

D'une manière générale, je n'ai donc pas d'objection majeure à faire aux conceptions tectoniques de M. BEUGNIES, et regrette simplement ne pouvoir les examiner plus en détail, afin soit de maintenir mes idées antérieures, soit de me rallier en tout ou en partie aux siennes.

Le mémoire de M. BEUGNIES se termine par une étude intéressante sur les phénomènes magmatiques et le métamorphisme.

(1) Ce dernier travail d'ASSELBERGHS, qui modifie ses tracés antérieurs, semble avoir échappé à l'attention de M. BEUGNIES. Contrairement à ce qu'il indique en effet, E. ASSELBERGHS s'est alors rangé à mon avis en ce qui concerne l'âge des roches au N. de la faille.

(2) Des levés inédits effectués jadis près de Vresse m'y ont fait distinguer une faille radiale NS.

Dans l'ensemble, il apporte des conceptions nouvelles et des résultats d'un grand intérêt. Aussi, je pense qu'il convient de l'en féliciter vivement, et je suis entièrement d'accord avec le premier rapporteur pour proposer que son travail soit publié dans les *Annales de la Société Géologique* avec les figures qui l'accompagnent.

Rapport de M. P. Michot, troisième rapporteur

Mon rapport se limitera à la discussion du dernier chapitre du mémoire de M. BEUGNIES, celui qui concerne les roches magmatiques du massif de Givonne et de sa bordure immédiate : ce sont les kersantites en filons de Muno, intrusifs dans le Gedinnien inférieur de la couverture varisque et les sills d'injection quartzifère, interprétation donnée par l'auteur à la roche dénommée antérieurement par M. FOURMARIER « pseudomicaschiste », et qui se trouvent dans le massif calédonien de Givonne.

L'auteur admet que ces deux formations sont contemporaines et dépendantes, les sills d'injection quartzifère du Révinien de Muno résultant probablement de différenciations siliceuses associées aux kersantites gediniennes. S'appuyant sur la minéralogie de ces roches, l'auteur tente de définir le milieu géologique au moment de leur mise en place, plus particulièrement leur profondeur d'intrusion, valeur à l'appui de laquelle il sera fait appel au métamorphisme des roches réviniennes. En résumé, le massif calédonien de Givonne doit ses manifestations éruptives et métamorphiques à la période varisque, au cours d'une phase qui impliquerait une couverture sédimentaire de plusieurs milliers de mètres, voire de 12.000 mètres d'épaisseur, si l'on suivait l'auteur dans l'application normale de ses principes d'évaluation.

Il est visible immédiatement pour qui connaît la kersantite de Muno que la profondeur d'intrusion de cette roche microolithique ne peut s'être faite que sous une couverture d'épaisseur faible se chiffrant en centaines de mètres.

La valeur aberrante avancée par l'auteur résulte de ce qu'il pose implicitement en principe que la température finale de consolidation de la kersantite se confond avec la température régionale, c'est-à-dire avec celle qui règne en dehors de l'aire influencée thermiquement par l'intrusion, et dont la valeur est

liée à l'épaisseur de la couverture, suivant la loi du degré géothermique. C'est ainsi que l'association minéralogique oligoclase-calcite, considérée par l'auteur comme datant de la fin de la cristallisation de la kersantite d'un des filons, est choisie pour fixer la température finale : celle-ci se monte dès lors à quelque 360°, valeur qui, une fois admis le postulat énoncé plus haut, implique une couverture de 12.000 mètres d'épaisseur. L'auteur reconnaît que cette valeur est trop élevée. Cette correction appelle donc un examen des bases d'interprétation.

Admettre le postulat exprimé plus haut comme base d'interprétation de la profondeur des roches éruptives est évidemment erroné, et je ne m'étendrai pas plus longuement sur ce point.

Ensuite, admettre dans le cas de la kersantite que l'association oligoclase-calcite représente l'association minéralogique finale, symptomatique de la température finale de consolidation, n'est pas correct. En effet, ces deux minéraux ne sont pas de formation simultanée ; l'oligoclase, celle des microlites comme celle des phénocristaux, précède la formation de la calcite, liée au contraire à la biotite, à la chlorite et au quartz ; c'est cette dernière association qu'il eût fallu prendre en considération. Mais elle non plus ne suffit pas dans le cas présent.

On sait en effet que dans un même dyke monogène, surtout s'il est de type microlithique, la roche consolidée comporte des associations minéralogiques finales différentes suivant la proximité plus ou moins grande des épontes. Ces associations sont en effet conditionnées par la proportion plus ou moins grande des éléments volatils, dont la concentration est fonction de leur migration au cours même de la cristallisation : d'où l'hétérogénéité des produits de la consolidation. Parmi ceux-ci ce sont évidemment les associations minérales de plus basse température qui doivent être prises en considération dans l'appréciation du niveau d'intrusion. En appliquant ces considérations générales à l'ensemble des filons de kersantite de Muno, c'est évidemment au filon formé de kaolinite, chlorite, calcite et quartz qu'il eût fallu s'adresser pour obtenir une conclusion valable. Pour la même raison, la différence existant entre la minéralogie des diabases de la partie méridionale du massif de Rocroy et celle des kersantites de Muno ne peut être utilisée pour établir une moindre épaisseur de la couverture dans l'un ou l'autre cas.

Enfin le concept de profondeur évoqué par les appellations de semi-profondeur ou de profondeur utilisées dans le cadre d'une classification géologico-pétrographique sont sans valeur, et même sont une source de confusion, maintenant que nous savons mieux apprécier l'extension bathymétrique dans l'écorce terrestre des roches dites de profondeur.

Le « pseudo-micaschiste », c'est-à-dire la roche constituant les sills d'injection quartzifère interstratifiés dans l'assise révinienne de Muno est une roche relativement complexe ; son étude permet de distinguer 3 phases constitutives ; ce sont à partir de la plus ancienne :

a) constitution d'une phyllite chloritique (à antigorite?) ;

b) postérieurement à cette phase syncinématique, cristallisation de porphyroblastes de muscovite, disposés transversalement à la texture schisteuse, et qui, lorsqu'ils sont abondants, donnent à la roche une apparence cristallophyllienne ;

c) microplissements reprenant la texture schisteuse première, mais n'affectant qu'exceptionnellement et légèrement les porphyroblastes de muscovite.

Deux déformations nettement distinctes à l'échelle pétrographique se sont donc manifestées, qu'il faudrait maintenant retrouver à l'échelle de la macrotectonique du massif de Givonne, et en particulier situer dans le cadre des deux déformations régionales, la calédonienne et l'hercynienne.

C'est dans cette roche que l'on trouve des nodules quartziques, à granularité moyenne, voire grossière, isolés les uns des autres, et que M. BEUGNIES attribue à des imprégnations filoniennes. Cette interprétation me paraît peu établie. L'argumentation de terrain fait défaut. On conçoit d'autre part assez difficilement qu'une telle imprégnation se faisant sur plus de 1 km de long ne s'exprime pas, au moins localement, sous la forme d'un banc ou ruban quartzique. Sous le microscope, ces monocristaux ou agrégats de grains grossiers, paraissent beaucoup plus être des granules d'origine sédimentaire. Ce qui est certain, c'est qu'ils sont granulés par voie cinématique et recristallisent en agrégats de plages très petites en compagnie de la même chlorite que celle de la pâte ; ils sont déjà présents lors de la première déformation. Ils sont donc à dissocier des porphyroblastes de muscovite dont

l'occurrence à l'échelle du microscope n'est, dans mes préparations, jamais confinée à la proximité, voir même à la présence des « nodules » quartziques. Cette roche chloritique me paraît plus proche d'un sédiment dérivant de la désagrégation physico-chimique d'une coulée ou d'un tuf basique, ce qui est en accord avec l'analyse chimique que l'auteur en donne.

L'argument sur le métamorphisme dans le but d'apprécier l'importance de la couverture varisque au-dessus du massif de Rocroy ne peut être invoqué que pour autant que ce métamorphisme soit varisque. M. BEUGNIES, s'il y croit, aurait dû développer son argumentation en faveur de cette thèse. Pour ma part, les éléments que je possède me montrent une discontinuité métamorphique nette entre les phyllites à chloritoïde du massif de Givonne et les schistes pélitiques du Gedinnien inférieur de la couverture, discontinuité qui correspond à la discordance stratigraphique entre le calédonien et le varisque. Ce problème mériterait de faire l'objet de recherches nouvelles.

De même dans l'attribution bathymétrique du massif de Givonne, M. Beugnies oscille entre l'épizone et le sommet de la mésozone : il eût été intéressant que soit discutée davantage les raisons de cette hésitation.

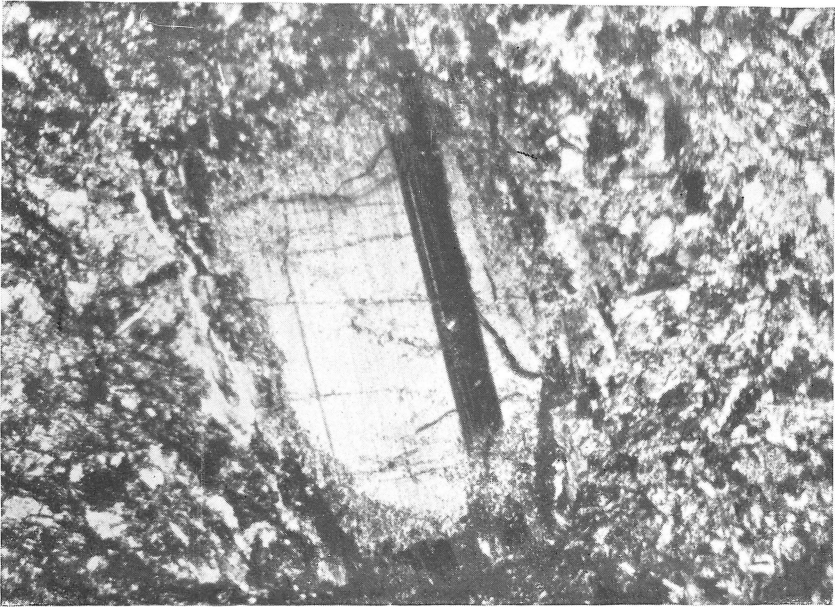
Sans aucun doute, l'analyse du socle calédonien de Givonne, repris par les mouvements varisques, est comme celle de tous les socles épizonaux repris, une entreprise toujours pleine de difficultés. Que l'on songe à ce sujet aux problèmes qui se sont posés et se posent encore dans le massif de Stavelot. Elle l'est encore bien davantage lorsque, par la force des choses, les domaines étudiés sont d'extension géographique réduite, limités comme l'est le massif de Givonne par la présence d'une couverture discordante.

Aussi abstraction faite des appréciations erronées, il faut considérer l'hypothèse géotectonique de M. BEUGNIES comme étant une première approximation entamant le problème et constituant un test pour des recherches ultérieures. Dans ce cadre, il faudrait, comme on l'a vu plus haut, porter une attention particulière aux microplissements qui, après les investigations nouvelles faites sur ce sujet par notre confrère M. FOURMARIER, appellent une interprétation significative, et, dans le cas des filons de kersantite, d'âge varisque, ne pas perdre de vue l'exis-

tence possible, dans une zone plus méridionale, de manifestations volcaniques basiques, d'âge dévonien supérieur, voire même moyen, associées à des mouvements orogéniques et bien connues actuellement plus à l'Est.

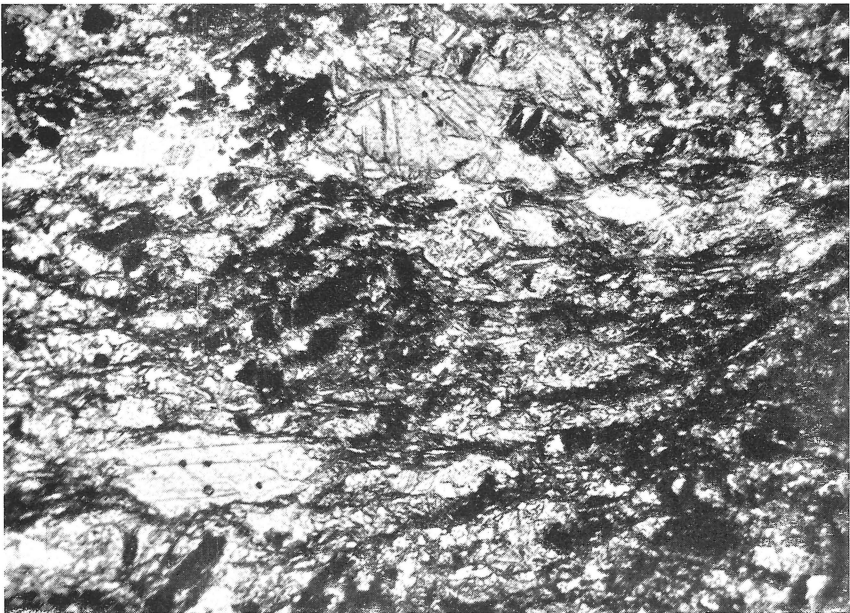
Le chapitre sur les roches magmatiques écrit par M. BEUGNIES a le mérite d'avoir soulevé une série de problèmes : c'est à ce titre qu'on peut le livrer à l'impression.

Je propose donc, comme les deux rapporteurs précédents, l'impression du mémoire avec les cartes et planches de microphotographies qui l'accompagnent.



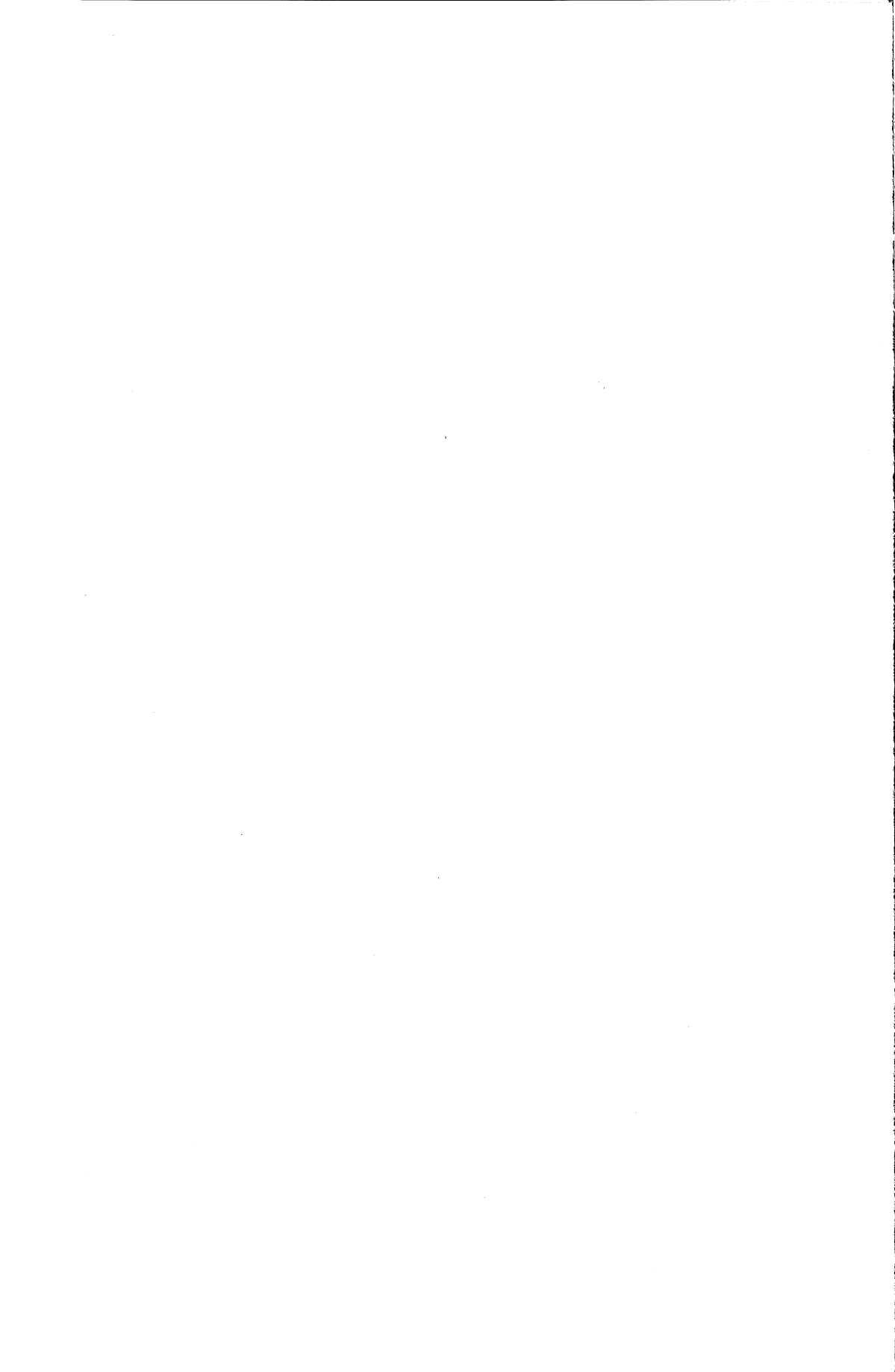
1) Nicols croisés — $\times 40$

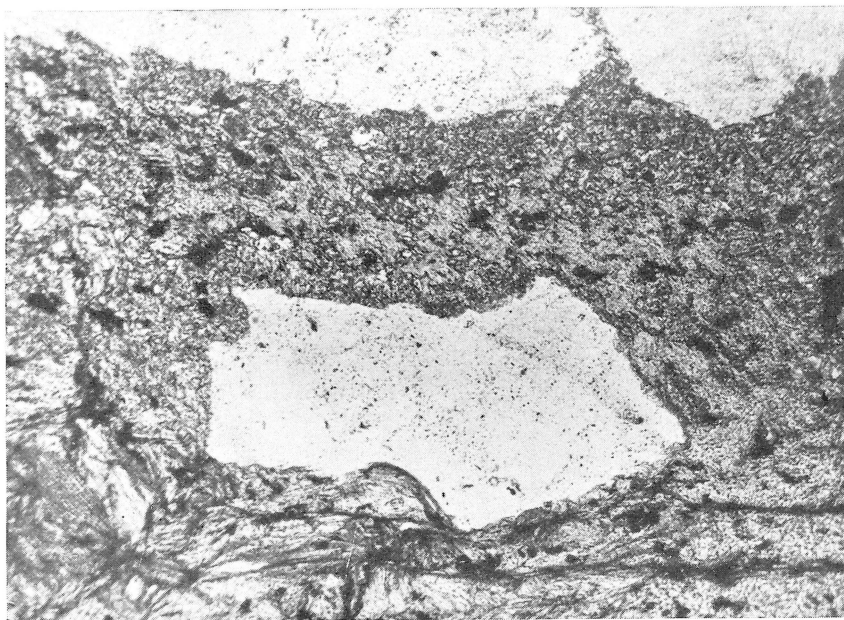
Kersantite de Muno. — Phéno­cristal d'oligoclase altéré en bordure, dans une masse à texture microlithique.



2) Lumière verte polarisée — $\times 40$

Kersantite de Muno. — Spécimen riche en calcite.





3) Lumière verte polarisée — $\times 40$. Sill d'injection quartzifère
Cristal de quartz β rongé sur les bords dans un phyllade à muscovite et ilménite.



4) Lumière verte polarisée. — $\times 40$
Phyllade à chloritoïde et chialstolite. Au centre, porphyroblaste de chialstolite dans un phyllade à nombreux cristaux aciculaires de chloritoïde.

