

SÉANCE MENSUELLE DU 15 NOVEMBRE 1955.

Présidence de M. GROSJEAN, président sortant.

Les personnes suivantes sont présentées et admises comme membres effectifs de la Société :

MM. BERNARD CLAUDE, officier de l'armée active, 30, avenue Devaer, à Koningsloo-Beauval; présenté par MM. R. Cambier et A. Delmer.

JULES, F., MOREAU, étudiant à l'Institut géologique de l'Université de Louvain, Ingénieur civil des Mines, Master of Arts (Harvard University), 146, boulevard de Namur, à Louvain; présenté par MM. E. Asselberghs et J. Thoreau.

Dons et envois reçus :

1^o De la part des auteurs :

11346 ... Department of Mines. Mineral map : Victoria. Melbourne, 1955. Échelle : env. 1.000.000^e (1 feuille).

11347 ... Department of Mines. Geological map : Victoria. Melbourne, 1955. Échelle : env. 1.000.000^e (1 feuille).

11348 *Panier, U.* La liaison entre les réseaux géodésiques français et belge. Bruxelles, 1955, 60 pages et 14 figures.

11349 *Toubeau, R.* L'ingénieur des mines en Belgique. Grandeurs et misères d'un dur métier. Mons, 1955, 8 pages.

2^o Nouveau périodique :

11350 *Bratislava.* Geologicky Ustav. Geologicky Prace. 1955, sosit 34.

11351 *Bratislava.* Geologicky Ustav. Geologicky sbornik. Vol. VI, nos 1-2, 1955.

Divers :

Le Secrétaire général fait part de ce que les membres de la Société sont invités à assister à la séance que le Comité National de Cristallographie organise le samedi 26 novembre, à l'Institut de Minéralogie de l'Université de Louvain.

Il est également annoncé que notre collègue, le Professeur G. MORTELMANS, de l'U.L.B., vient de rentrer du III^e Congrès Africain de Préhistoire (Livingstone, juillet 1955) dont il a conduit une excursion au travers du Congo belge.

Communications des membres :

R. MARÉCHAL. — *Présentation d'une carte des terrains superficiels de l'Ardenne condrusienne.* (Texte ci-après.)

J. DE HEINZELIN. — *Considérations nouvelles sur le Néogène de l'Ouest de l'Europe.* (Texte ci-après.)

L. VAN WAMBEKE. — *Composition minéralogique et chimique des tonalites de La Helle et de Lammersdorf.* (Texte ci-après.)

L. VAN WAMBEKE. — *Note sur les « Venn-Porphyles » des Hautes Fagnes allemandes.* (Texte ci-après.)

Présentation de la carte des terrains superficiels de l'Ardenne condrusienne (*),

par R. MARÉCHAL.

La carte présentée est dérivée directement de la carte des sols, dont les levés sont actuellement en cours dans le cadre des travaux subsidiés par l'Institut pour l'Encouragement de la Recherche Scientifique dans l'Industrie et l'Agriculture (I.R.S.I.A.). Les diverses unités cartographiques de la carte des sols ont été regroupées en unités plus larges, uniquement définies d'après le faciès et l'épaisseur des couches superficielles.

La région étudiée ⁽¹⁾ comprend la partie orientale, comprise entre le Hoyoux et la Vesdre, d'une petite région naturelle, que les géographes dénomment Ardenne condrusienne et qui au point de vue géologique correspond à la bande éodévoniennne du bord nord du Bassin de Dinant. Cette région est caractérisée au point de vue morphologique par un plateau à relief relativement calme, entrecoupé de quelques profondes dépressions

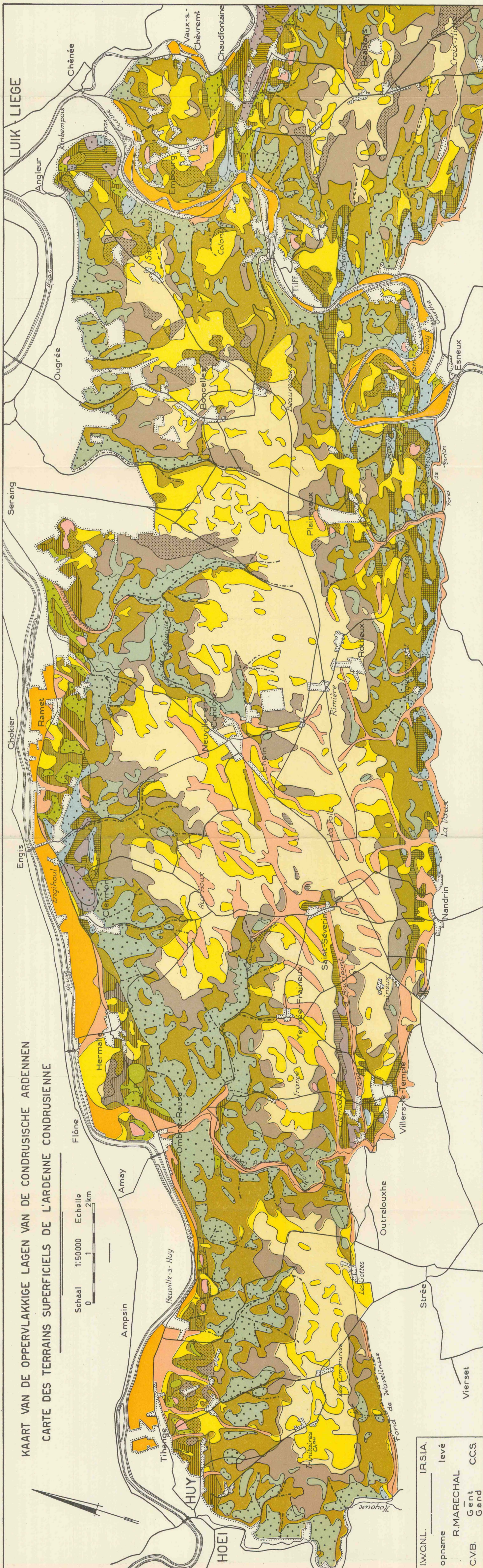
(*) Texte remis à la séance.

(1) De plus amples données figurent dans un article paru dans le *Natuurwetenschappelijk Tijdschrift*, t. 37 (1955), pp. 3-55.

KAART VAN DE OPPERVLAKKIGE LAGEN VAN DE CONDRUSISCHE ARDENNEN
CARTE DES TERRAINS SUPERFICIELS DE L'ARDENNE CONDRUSIENNE

Schaal 1:50000 Echelle 1:50000
0 1 2 km

I.WONL. _____ IRSIA.
opname _____ levé
R. MARECHAL
C.V.B. Gent C.C.S. Gand



- LEGENDE**
- Leem, weinig of niet gevlekt, meer dan 125 cm.
 - Limón peu ou pas tacheté, plus de 125 cm.
 - Leem, sterk gevlekt, meer dan 125 cm.
 - Limón fortement tacheté, plus de 125 cm.
 - Leem, weinig of niet gevlekt, tussen 50 en 125 cm
 - Limón peu ou pas tacheté, de 50 à 125 cm
 - Leem, sterk gevlekt, tussen 50 en 125 cm
 - Limón fortement tacheté, de 50 à 125 cm
 - rustend op schiefer-kwartietcomplex.
 - rustend op complexe schisto-quartzitique.
 - rustend op kalksteencomplex.
 - rustend op complexe calcaireux.
 - rustend op schiefercomplex.
 - rustend op complexe schisteux.
 - rustend op psammietcomplex.
 - rustend op complexe psammitique.
 - rustend op grindcomplex.
 - rustend op complexe caillouteux.
 - Schiefer-kwartietcomplex beginnend op minder dan 50 cm diepte.
 - Complexe schisto-quartzitique débutant à moins de 50 cm de profondeur.
 - Kalksteencomplex beginnend op minder dan 50 cm diepte.
 - Complexe calcaireux débutant à moins de 50 cm de profondeur.
 - Schiefercomplex beginnend op minder dan 50 cm diepte.
 - Complexe schisteux débutant à moins de 50 cm de profondeur.
 - Psammietcomplex beginnend op minder dan 50 cm diepte.
 - Complexe psammitique débutant à moins de 50 cm de profondeur.
 - Grindcomplex beginnend op minder dan 50 cm diepte.
 - Complexe caillouteux débutant à moins de 50 cm de profondeur.
 - Zeer ondiep verwerde gesteenten.
 - Roches très peu altérées.
 - Colluvium.
 - Colluvions.
 - Alluvium der grote valleien.
 - Alluvions des vallées principales.
 - Vergraven terreinen.
 - Terrains remaniés.
 - Ravijnen.
 - Ravins.

creusées par des affluants de la Meuse. Sur le plateau les roches éodévoniennes ont subi une altération très profonde, tandis que sur les versants des vallées les roches sont relativement peu altérées. Les plateaux sont recouverts d'une couverture de limon loessique épaisse et homogène. Au cours de la période actuelle les formations superficielles, surtout loessiques, ont été remaniées par ruissellement et déposées dans les dépressions comme « colluvions ».

La carte des terrains superficiels donne l'extension, la variation en épaisseur et en faciès du limon loessique, l'extension des colluvions récentes, des alluvions des grandes vallées, des vestiges postpaléozoïques et des graviers de terrasse, ainsi que les faciès d'altération des grands complexes lithologiques du Paléozoïque.

Les unités suivantes ont été représentées sur la carte :

1. *Limon peu ou pas tacheté, plus de 125 cm.*
2. *Limon fortement tacheté, plus de 125 cm.*

Le loess se présente dans la première zone sous son faciès typique brunâtre, homogène, dû à des conditions de drainage favorables, par exemple sur des pentes douces, sur un substrat perméable ou au sommet d'ondulations du microrelief.

Dans la deuxième zone le limon est grisâtre, tacheté de rouille. Ce faciès, souvent déterminé par les anciens géologues comme *q3m* ou *q1n*, est causé par des conditions de drainage défavorables, par exemple sur les grands plateaux à substrat imperméable. Ce dernier faciès est largement dominant en Ardenne condrusienne.

3. *Limon peu ou pas tacheté, de 50 à 125 cm.*
4. *Limon fortement tacheté, de 50 à 125 cm.*

Les couches limoneuses peu épaisses sont le plus souvent hétérogènes; elles se composent en partie d'éléments éoliens (loessiques), en partie d'éléments locaux remaniés par solifluxion. Auparavant ces limons de solifluxion n'ont généralement pas été reconnus comme une formation particulière; le plus souvent ils étaient désignés sous les noms tels que « éluvium des plateaux » ou « éboulis des pentes ». Dans leur composition ils reflètent fortement la nature du substrat.

Les limons hétérogènes non tachetés se trouvent en bordure des plateaux ou sur des pentes, dans des conditions de drainage favorables.

Pour les limons fortement tachetés le caractère hétérogène est souvent moins accentué que pour le groupe précédent. Ces limons se trouvent dans de mauvaises conditions de drainage, dues à la présence d'un substrat imperméable, et sont principalement localisés en bordure des plateaux.

Dans les deux groupes la nature du substrat est indiquée au moyen de hachures. Seul le substrat schisto-gréseux éodévotionien ou couvinien est indiqué par la couleur sans hachure. Les limons de solifluxion sur ce substrat contiennent de nombreux fragments de schiste et surtout de grès; dans de bonnes conditions de drainage ils présentent très souvent une coloration brun rougeâtre typique, notamment sur Couvinien et sur Burnotien. Les limons tachetés reposent généralement sur une argile d'altération très compacte et très imperméable.

Sur substrat calcaire les limons de solifluxion sont souvent légèrement argileux; ils ne sont jamais tachetés, le substrat, même altéré en argile, restant toujours perméable.

Sur substrat schisteux les limons de solifluxion sont criblés de petits éclats de schiste. Les schistes que l'on rencontre localement en bordure de la région et qui appartiennent au Silurien, au Frasnien, au Famennien ou au Houiller, sont généralement peu altérés et relativement perméables. Aussi les limons de solifluxion qui les recouvrent sont-ils le plus souvent non tachetés.

Sur substrat psammitique les limons de solifluxion sont légèrement sableux et contiennent de nombreux fragments de psammite; les limons non tachetés y sont également dominants.

Par substrat graveleux on entend surtout les graviers dits « Onx » et les graviers de terrasse. Vu leur faible extension on y a inclus les argiles à silex. Les limons de solifluxion y sont graveleux. Ces substrats étant souvent peu perméables et se trouvant sur des parties planes, les limons de solifluxion qui les recouvrent sont le plus souvent tachetés.

5. *Complexe schisto-gréseux débutant à moins de 50 cm de profondeur.*

6. *Complexe calcaireux débutant à moins de 50 cm de profondeur.*

7. *Complexe schisteux débutant à moins de 50 cm de profondeur.*

8. *Complexe psammitique débutant à moins de 50 cm de profondeur.*

9. *Complexe graveleux débutant à moins de 50 cm de profondeur.*

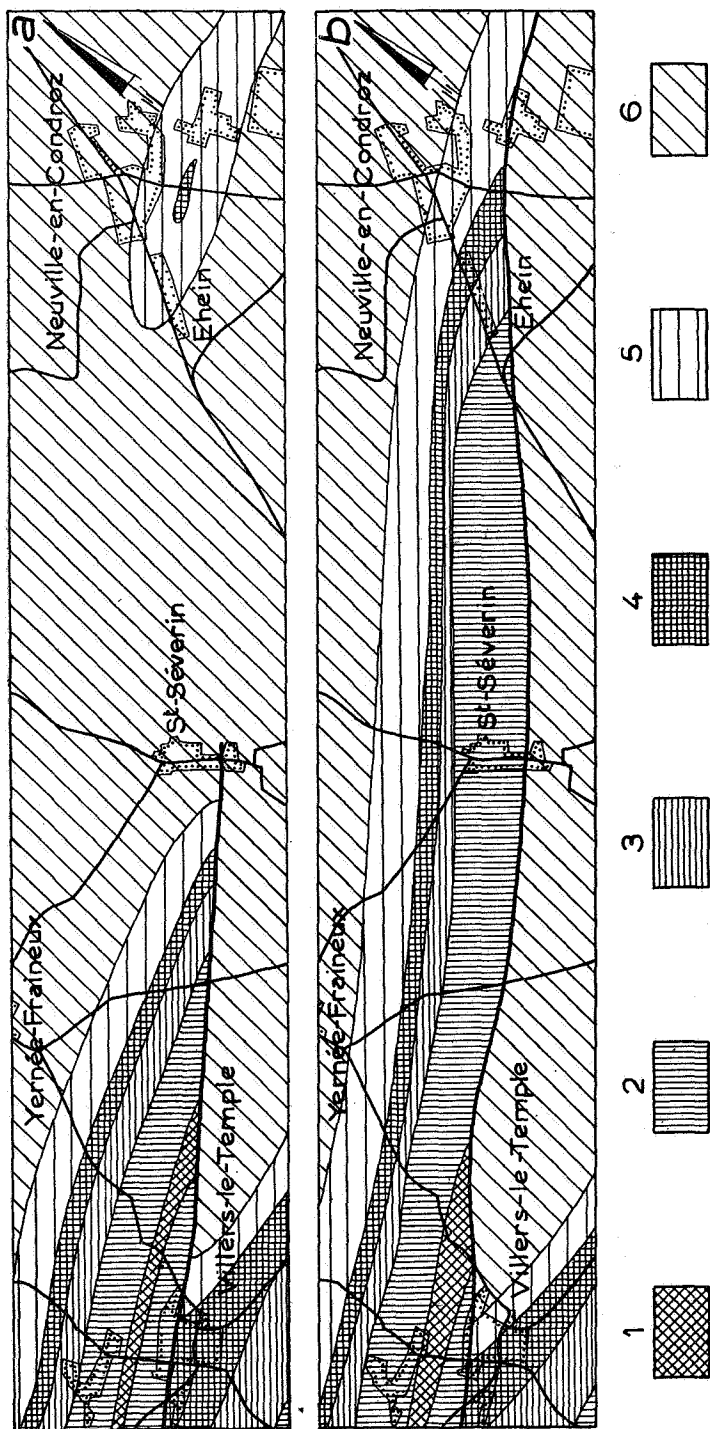
Dans tous ces groupements la couverture de solifluxion est extrêmement réduite en épaisseur sinon inexistante. La couche superficielle se compose surtout d'éléments locaux, parfois mélangés à des éléments loessiques. Les points noirs de la carte indiquent les zones où les roches paléozoïques ne sont que faiblement altérées; la couverture y est composée de fragments rocaillieux anguleux relativement peu altérés, mélangés à des matériaux plus ou moins limoneux. Le plus souvent la roche en place se trouve à faible profondeur. L'absence de points noirs sur la carte indique pour ces groupements une altération profonde de la roche : argile rouge ou jaunâtre schistoïde, argile compacte imperméable, jaunâtre, rougeâtre, violacée ou bariolée de gris (complexe schisto-gréseux couvinien ou éodévonien), argile brune de structure polyédrique typique (complexe calcaireux dévonien ou carbonifère), argile grise schistoïde (complexe schisteux silurien, frasnien, famennien ou houiller), sable jaune micacé, parfois rocaillieux, parfois argileux (complexe psammitique). Les produits d'altération sont typiques pour les grands complexes lithologiques; trouvés en sondage dans des régions dépourvues d'affleurements ils permettent de déterminer le complexe lithologique duquel ils dérivent. Le complexe graveleux comprend les graviers « Onx », les graviers de terrasse, plus rarement l'argile à silex ou le sable tertiaire.

10. *Colluvions.*

Cette unité groupe les terrains dont au moins les 50 cm supérieurs sont composés de dépôts colluviaux, c'est-à-dire de matériaux déposés récemment sous l'effet du ruissellement superficiel. Ces colluvions sont de texture limoneuse homogène sur les plateaux, de texture hétérogène à proximité des zones où le substrat se trouve à faible profondeur et où les limons de solifluxion sont très hétérogènes. La distinction entre colluvions et alluvions des vallées secondaires est très peu nette. Ces dernières ont pour cette raison été groupées sur la carte avec les colluvions.

11. *Alluvions des grandes vallées.*

Seules les alluvions des plaines alluviales de la Meuse, de l'Ourthe et de la Vesdre ont été cartographiées comme telles.



Carte géologique de la région entre Villers-le-Temple et Neuville-en-Condroz (échelle : 1/50.000).

a) D'après la carte géologique du Royaume.

b) Par interprétation de la carte des terrains superficiels (avec subdivisions d'après la carte géologique).

1. Carbonifère inférieur.

2. Famennien supérieur.

3. Famennien inférieur et Frasnien.

4. Givetien.

5. Couvinien.

6. Dévonien inférieur.

Leur âge est incertain et varie vraisemblablement du Pléistocène supérieur à la période actuelle.

Cette carte peut paraître d'un aspect assez insolite comparée à nos cartes géologiques classiques. Il faut cependant remarquer que la représentation des terrains de couverture, dans ce cas l'extension du loess, nécessite en pratique l'adoption d'une limite d'épaisseur à partir de laquelle ces terrains sont représentés sur la carte. La limite employée ici, 125 cm, est jusqu'à un certain point arbitraire, mais elle délimite cependant bien la zone des limons homogènes. La limite de 50 cm englobe la zone où une couche de solifluxion nettement différenciée du substrat peut être reconnue.

En outre, l'interprétation de la carte des terrains superficiels peut fournir des précisions sur l'extension des grands complexes lithologiques du substrat.

C'est ainsi que l'existence de produits d'altération typiques à certains endroits du plateau entre Villers-le-Temple et Neuville-en-Condroz a permis de modifier assez considérablement les tracés de la carte géologique. Ce plateau est pratiquement dépourvu d'affleurements sur de grandes superficies. Dans sa partie centrale la carte géologique renseigne uniquement le Burnotien.

Dans la région de Villers-le-Temple, à hauteur du ruisseau du Fond d'Oxhe, la carte géologique signale l'existence d'une faille de direction WSW-ENE, qui recoupe très obliquement les formations de la région. Sur la carte des terrains superficiels le tracé de cette faille se marque également de façon fort nette. Les trois bandes calcaires, dont deux situées au Nord de la faille (une dévonienne et une carbonifère) et une (dévonienne) au Sud de la faille, sont soulignées dans le paysage par trois dépressions colluviales.

D'autre part, au Sud du village de Neuville-en-Condroz la carte géologique signale la présence d'un synclinal dont le noyau est occupé par une petite zone de calcaire dévonien. La carte des terrains superficiels signale au même endroit des sols à substrat argilo-calcaire. D'après la carte géologique il n'existe aucune relation entre la faille de Villers-le-Temple et le synclinal de Neuville-en-Condroz.

Toutefois, au cours de levés de la carte des sols on a trouvé en de nombreux endroits de la région de Saint-Séverin, sous la couverture limoneuse, des sables argileux micacés provenant

nettement de l'altération des psammites famenniens, dans une bande qui se situe précisément au Nord du prolongement de la faille signalée par la carte géologique à Villers-le-Temple. Au Sud de cette bande on trouve sous la couverture limoneuse l'argile lourde imperméable, produit d'altération de l'Éodévonien. La faille de Villers-le-Temple semble se prolonger donc beaucoup plus loin vers l'Est que ne l'indique la carte géologique. Entre Saint-Séverin et Neuville-en-Condroz la zone où se trouvent les produits d'altération du Famennien se limite au Nord par une dépression colluviale absolument rectiligne; immédiatement au Nord de cette dépression on trouve dans une très mince bande à profondeur variable un complexe argilo-sableux blanchâtre, provenant vraisemblablement de l'altération des couches schisto-gréseuses de la base du Givetien. Un peu plus au Nord on trouve enfin les argiles schistoïdes rougeâtres d'altération du Couvinien et du Burnotien. La dépression colluviale correspond donc à la bande de calcaire dévonien et se termine en face de la petite zone calcaire de Neuville-en-Condroz. Dans la région d'Ehein et de Neuville on trouve au Sud de cette dépression des roches schisteuses appartenant au Famennien et au Frasnien.

Toutes les données de la carte des sols semblent donc indiquer que la faille de Villers-le-Temple se prolonge en fait au moins jusqu'à Neuville-en-Condroz (cfr fig.).

Dans la morphologie du paysage les bandes calcaires correspondent le plus souvent à des dépressions. Aux points d'intersection des bandes calcaires et des vallées transversales se trouvent des zones très marécageuses, qui sont en fait des zones de résurgence pour les eaux souterraines drainées par les calcaires. Dans le fond d'Oxhe on trouve ces zones de résurgence aux points où le ruisseau recoupe les bandes calcaires. A Saint-Séverin et à Neuville-en-Condroz ces mêmes zones marécageuses se retrouvent aux deux extrémités de la dépression colluviale dont le tracé est présumé coïncider avec la bande de calcaire dévonien, notamment où la dépression colluviale rejoint le ruisseau de Falogne et le ruisseau de Neuville. Ces zones sont souvent caractérisées par un sous-sol tourbeux, fait absolument exceptionnel dans la région.

Cet exemple souligne l'importance de l'étude des sols et des terrains superficiels pour l'établissement des levés géologiques, principalement dans les régions de plateaux où les affleurements sont rares.

**Considérations nouvelles
sur le Néogène de l'Ouest de l'Europe (*)**,

par J. DE HEINZELIN.

La rédaction des articles du *Lexique International de Stratigraphie* qui nous ont été impartis nous a engagés, mon collègue M. GLIBERT et moi, à faire la revision critique d'un certain nombre d'affleurements, de gisements fossilifères et de collections de faune appartenant au Tertiaire belge. Dans nos conclusions, nous nous sommes rapprochés autant que possible des lois de la priorité pour le choix des termes, noms d'étages et d'assises. Nous nous sommes fait également une règle d'être aussi classiques que possible dans le groupement des assises mineures et la subordination des faciès, c'est-à-dire que de deux interprétations également défendables, il nous paraît préférable d'adopter la plus répandue jusqu'à nouvelle information.

L'Éocène ne nous a guère valu de surprises ni d'hésitations. Depuis les travaux de M. LERICHE, les questions essentielles paraissent résolues, hormis sur le chapitre du Montien, dont les terrains sont pratiquement inaccessibles. Nous avons généralement suivi l'opinion de cet auteur, ajoutant seulement de-ci de-là quelques précisions nouvelles. Les corrections proposées récemment par M. FEUGUEUR au sujet du Landénien et de l'Yprésien méritent beaucoup d'attention mais ne paraissent pas devoir s'imposer définitivement, tout au moins pour le bassin belge.

L'Oligocène inférieur a, comme on le sait, fait récemment l'objet d'une revision complète; Oligocène moyen et supérieur ne présentent pas pour le moment de problèmes nouveaux, sauf quant à l'interprétation des faciès.

Il nous suffit donc pour ces terrains de renvoyer aux articles du *Lexique* qui ne tarderont pas à paraître et que complètent admirablement les monographies signées de MM. CALEMBERT, HACQUAERT et GULINCK dans le *Prodrome d'une description géologique de la Belgique*.

(*) Texte remis à la séance.

Il n'en va pas de même du Néogène où, sur plusieurs points, nous avons été amenés à nous séparer des opinions habituellement admises. Cela ne signifie évidemment pas que nos interprétations soient en tout point originales, mais la synthèse que nous proposons accorde nous semble-t-il avec clarté les travaux de nos devanciers et les arguments nouveaux. Il nous serait impossible de mentionner ici, sans quelque lourdeur toutes les sources auxquelles nous nous sommes adressés, les auteurs de qui nous avons repris des informations ou même des idées énoncées avant nous, leurs apports respectifs se trouvant cités dans les articles du Lexique et les travaux très documentés de M. TAVERNIER. Nous nous référons principalement à MM. BOSWELL, COGELS, HALET, HINSCH, KAUTSKY, LAGAAIJ, MOURLON, TAVERNIER, VAN STRAELEN, VAN VOORTHUYSEN.

Dans l'exposé qui suit, nous partirons d'observations faites en Belgique pour les étendre à l'Europe occidentale par raccords successifs.

MIOCÈNE INFÉRIEUR.

Il reste acquis que cette subdivision n'a pas de représentant en Belgique. Cette lacune est occupée par le Burdigalien dans le bassin méditerranéen et le Vierländer Stufe en Allemagne du Nord.

MIOCÈNE MOYEN.

Le Gravier d'Elsloo à *Lamna cattica* en est la base transgressive; il est présent sous toute la Campine. A Houthalen, il se situe à la cote — 17,50 m et se présente comme un cailloutis de galets noirs et de blocs de grès verdâtre avec coquilles brisées et fortement roulées provenant du Chattien.

A ce gravier succède un lit ténu mais caractéristique de *Mytilus fuscus* bivalves, puis, un peu plus haut, un sable noir avec coquilles conservées constituant le type de l'Horizon de Houthalen. La faune, pleinement marine, contient 66 % d'espèces du Miocène inférieur et se caractérise par *Pecten brummeli*, *Pecten lamali*, *Ostrea digitalina*, *Pitar nysti*, *Abra bosqueti*, *Turritella eryna*, *Melanella eichwaldi*.

Plus haut, le sable noir ne contient plus que des dents de poissons. Aux affleurements, il est décoloré et se présente comme un sable à grain fin de teinte jaune clair, parfois finement pointillé.

En Brabant, les Sables Chamois, au sens de LERICHE, sont probablement le prolongement des Sables de Houthalen.

L'Horizon du Bolderberg, dont la faune n'est connue qu'à l'état silicifié et remanié à la base du Diestien, se situe bien au-dessus du précédent. En effet, au Bolderberg, le Gravier d'Elsloo a été recoupé à la cote + 13 m, tandis que la base du Diestien, où les coquilles silicifiées sont déjà déplacées, affleure vers la cote 48 m, soit 35 m plus haut. Dans la coupe du Moulin de Gruitrode, la base du Diestien recèle des débris silicifiés indéterminables mais fort semblables d'aspect à ceux du Bolderberg; cet affleurement est à la cote 50 m environ alors que le Gravier d'Elsloo doit se trouver vers la cote — 100 m.

La faune silicifiée du Bolderberg, qu'on suppose avec vraisemblance provenir du sable fin sous-jacent, type du Boldérien, est encore marine mais d'un milieu moins transgressif, plus tranquille, même avec une légère indication d'eaux saumâtres et côtières; on y relève une abondance d'*Ostrea gryphoides* (= *O. crassissima*), d'*Oliva dufresnei* et *Terebralia lignitarum* (= *Cerithium* ou *Tympanotonus lignitarum*), rare. Cette faune n'a plus que 62 % d'espèces en commun avec le Miocène inférieur.

L'horizon précédent prépare sans doute la transition avec les formations continentales et deltaïques dénommées Sables et Lignites du Limbourg, Limburgien pro-parte, Sables et Gravier de Genck, Boldérien continental, qui s'étendent sous la région de Genk, As et Zutendaal. Il est malheureusement presque impossible de suivre les affleurements de ces terrains avec une sécurité raisonnable à cause du manque de relief et de la couverture quaternaire.

Trois noms d'étage ont été proposés pour les formations qui viennent d'être décrites :

- Boldérien DUMONT, 1849 : loc. type Bolderberg, sable fin inférieur, fossilifère à son sommet;
- Limburgien VELGE, 1898 : loc. type diverses dont Genk;
- Houthaléen HINSCH, 1952, d'après GLIBERT, 1945 : loc. type puits du Charbonnage n° 1 à Houthalen.

Le Boldérien a pour lui la priorité mais contre lui une définition incomplète sur le terrain, l'état indubitablement remanié de la faune à la localité type, les divergences d'interprétation sans nombre auxquelles il a été mêlé, notamment sa confusion avec l'Anversien sur les cartes géologiques.

Le Limburgien fut créé pour recevoir des formations continentales d'âges en réalité très divers. Il n'a pas de valeur en tant qu'étage, d'autant plus que DUMONT avait déjà auparavant mentionné l'étage supérieur fluviatile du Boldérien.

L'Houthaléen est le seul de ces trois termes qui soit complètement défini par la position stratigraphique, le faciès marin et la faune de la localité type; la seule réserve à faire est une erreur d'interprétation de HINSCH, qui place l'Horizon de Houthalen après celui du Bolderberg, ce qui est impossible.

Au total, il importe de faire un choix entre un terme prioritaire peu satisfaisant et un terme plus récent mieux défini. Pour notre part, nous penchons vers la seconde position et proposons l'indexation suivante :

Ht ₂ (ou Bd ₂) = Sables, lignites et graviers du Limbourg, de Genk. Ex-Limburgien pro-parte	} Assise supérieure.
Ht _{1c} (ou Bd _{1c}) = Horizon du Bolderberg	
Ht _{1b} (ou Bd _{1b}) = Horizon de Houthalen	} Assise inférieure.
Ht _{1a} (ou Bd _{1a}) = Gravier d'Elsloo	

Le grand mouvement transgressif du Houthaléen paraît contemporain de celui des mollasses marines de la dépression péri-alpine, où fut choisi le type de l'Helvétien; les Mollasses de Berne et de Saint-Gall renferment précisément *Ostrea crassissima* comme au Bolderberg, comme aussi les Mollasses du Vindobonien inférieur plus à l'Est. Dans le bassin de Vienne, les faciès saumâtres parallèles au Schlier renferment *Terebralia lignitarum*, comme au Bolderberg également.

Dans le bassin rhodanien, la transgression vindobonienne à *Ostrea crassissima*, accentuant celle du Burdigalien, est également bien connue.

Du côté de l'Atlantique, les Faluns de la Touraine (faciès côtier Pontilévien) et de l'Anjou (faciès calcaire, récifal Savignéen) sont helvétiques et contiennent à nouveau *Ostrea crassissima* et *Terebralia lignitarum*. Peut-être les Faluns de l'Anjou sont-ils légèrement plus récents que ceux de Touraine, d'après les pourcentages de faune, et se parallélisent-ils plutôt avec l'assise supérieure du Houthaléen.

En Allemagne du Nord, le Hemmoorer Stufe est l'exact correspondant de l'Horizon de Houthalen, tandis que les Obere Braunkohlensande prolongent l'assise continentale supérieure, selon les idées reçues. Analogie curieuse, les phénomènes de silicification qui atteignent le sommet de l'assise marine se retrouvent dans le Hemmoorer Stufe.

L'Anversien résulte d'un second mouvement transgressif pendant le Miocène moyen. La superposition directe de l'Anversien sur l'Houthaléen n'a pas encore été mise clairement en évidence. Les faunes en sont si voisines qu'elles furent longtemps confondues, mais cependant celle de l'Anversien n'a plus que 48 % d'espèces en commun avec le Miocène inférieur et son individualité ne peut être mise en doute.

Le nom d'étage Anversien COGELS et VAN ERTBORN, 1879 est très correctement défini et ne peut donner lieu à aucune contestation. Il réunit : Gravier de Burcht DEWALQUE, 1876; Sables d'Edeghem à *Panopea menardi* NYST, 1861; Sables noirs d'Anvers à *Pectunculus pilosus* LYELL, 1852 et DEWAELE, 1853. Le dernier horizon paraît moins transgressif que les autres quoique en parfaite continuité.

Nous suggérons pour cet étage l'indexation suivante :

An_c = Horizon des Sables noirs d'Anvers.

An_b = Horizon des Sables d'Edegem.

An_a = Gravier de Burcht.

Dans les bassins alpins et méditerranéens, l'Anversien correspond au Tortonien. En France, il appelle la comparaison avec des formations qui n'ont pas toujours été expressément individualisées, les Faluns de Pigeon-Blanc et des Cléons, au Sud de la Loire.

En Allemagne du Nord, l'Horizon d'Edegem se prolonge très exactement par le Dingden-Reinbecker Stufe, tandis que l'Horizon des Sables noirs d'Anvers peut prendre place auprès du Luneburger Unterstufe.

MIOCÈNE SUPÉRIEUR.

Dans la banlieue anversoise, un très faible hiatus avec bois flottés et concrétionnements locaux sépare l'Anversien des Sables de Deurne très transgressifs. Ceux-ci sont caractérisés par l'abondance de *Terebratula perforata* et de Bryozoaires, par *Peplum* (= *Chlamys*) *clavatum inflexum*, *Pecten princeps*, *Astarte waeli*, *Astarte trigonata* et des oursins. Le faciès graveleux des Sables à Hétérocètes y est associé. La faune indique sans aucun doute un âge Miocène supérieur.

Sur le total de la faune d'invertébrés, 68 % sont limités au Miocène et 59 % se retrouvent dans le Pliocène. Vers le Sud et l'Est, ces sables se prolongent par le Diestien typique du

Hageland et de la Campine. Ces sables glauconifères présentent fréquemment des stratifications très obliques vers le Nord-Est et d'abondantes pistes d'animaux fouisseurs. Les gîtes fossilifères y sont très rares mais ceux d'Everberg et de Loksbergen suffisent à prouver la parenté avec les Sables de Deurne.

Les Sables diestiens sont le plus souvent rubéfiés par une altération ancienne, au moment de la dissection progressive de la nappe de sédiments par les premières ébauches de vallées, au Plio-Pléistocène.

En Campine anversoise, où l'étude stratigraphique est rendue difficile par la pauvreté en affleurements, il semble bien que les Sables de Deurne et de Diest passent vers le haut à des sables d'allure plus tranquilles, avec lentilles de glaise, formant le Casterlien au sens où HALET l'a redéfini. Si ces formations s'avéraient fossilifères, il faudrait s'attendre à y trouver les derniers représentants de la faune à *Hipparion* d'affinités miocènes, c'est-à-dire du Pontien.

On a attribué abusivement au Diestien toute sorte de formations ferrugineuses d'âges divers. Signalons d'abord les Grès limoniteux de Meerhout-Eynthout, de Tessengerlo, de Kwaadmechelen en Campine, dont la faune est nettement pliocène, bien qu'ils reposent, mais à l'état remanié, sur du Diestien vrai.

On sait aussi qu'on a cartographié comme Diestien les nappes de sables hétérogènes qui couvrent le sommet des collines de Flandre, depuis le Pas-de-Calais en passant par les collines de Cassel et Bailleul et jusque celles de Renaix. Il nous est encore impossible de déterminer l'âge exact de ces formations qui, malgré d'indéniables influences marines, se rattachent en gros aux Sédiments pauvres de Briquet. Ces sédiments de pénplaine où la dissolution de la silice (silex cariés) et la rubéfaction vont de pair s'inscrivent quelque part en marge de la grande période d'emersion et de régression marine de la fin du Pontien, ou bien remontent au Pliocène.

Le terme Diestien DUMONT, 1839 nous paraît avoir gardé sa valeur après la redéfinition que nous proposons. Si toutefois on jugeait que son emploi risque de perpétuer certaines des confusions auxquelles il a donné lieu, nous suggérerions le terme nouveau de Deurnien, d'après les Sables de Deurne GLIBERT et DE HEINZELIN, 1955.

Le terme Casterlien, mentionné rapidement dans les notes posthumes de DUMONT, 1882, redéfini par VAN DEN BROECK

la même année, puis par HALET en 1935 conviendrait pour désigner une assise supérieure.

Nous suggérons l'indexation suivante :

D_2 = Horizon des Sables gris, fins, légèrement glauconifères de Kasterlee et lentilles de glaise de Heyst-op-den-Berg	}	Assise supérieure.
D_{1c} = Horizon des Sables de Diest et du Hageland Horizon fossilifère de Loksbergen		
D_{1b} = Horizon des Sables de Deurne	}	Assise inférieure.
D_{1a} = Gravier de base et Sables graveleux à Hétérocètes ...		

Dans le bassin méditerranéen, le Diestien correspond au Sahélien-Messinien ou Sarmatien des régions orientales, étages dont les limites et la signification sont par ailleurs encore discutées.

En Bretagne et en Normandie, les Faluns de Saint-Georges-de-Bohon et de La Dixmerie, habituellement inclus dans le Redonien, présentent d'étroites analogies de faune et de faciès, qu'il est malheureusement impossible de bien préciser à cause de l'ancienneté des descriptions et des déterminations paléontologiques.

Le Diestien se prolonge sous les Pays-Bas avec l'Horizon d'Oploo, reconnu en sondage.

En Allemagne du Nord, il équivaut à peu près au milieu de la succession Langenfelder-Grammer-Sylter Stufe, sous les deux faciès connexes de Glimmersand et Glimmerton. Le Casterlien peut correspondre au Sylter Stufe, au sommet duquel on a recueilli une dent d'*Hipparion*.

L'Angleterre, où les sédiments font défaut depuis l'Oligocène moyen, porte à nouveau les témoignages certains d'une invasion marine avec les Lenham beds, auxquels on peut réunir une partie au moins des Suffolk boxstones. La faune, composée d'empreintes et de moules internes est très malaisément identifiable mais les analogies les plus étroites sont du côté du Diestien-Glimmerton.

PLIOCÈNE.

Les derniers en date des grands travaux du port d'Anvers, installations pétrolières et écluse Baudouin, nous ont permis d'observer à nouveau le Pliocène qui, autrement, est inaccessible.

Dans cette région ⁽¹⁾, les Sables à *Isocardia cor* tranchent énergiquement le substratum et témoignent d'un renouvellement important de la faune, bien que tout un lot d'espèces issues des Sables de Deurne se perpétuent, notamment *I. cor*, accompagnées des dernières et rares térébratules. La base contient des débris des Sables de Deurne et d'autres étages tertiaires.

Peu épais, parfois indistincts, ces sables sont suivis localement par un Falun à *Pecten gerardi*, décrit autrefois par LERICHE comme base du Scaldisien, puis par le Scaldisien classique proprement dit, épais d'une dizaine de mètres. Ces sables plus ou moins argileux, caractérisés par l'apparition puis l'abondance de *Neptunea contraria* (= *Trophon antiquum*), sont découpés par une succession de bancs coquilliers en guirlandes, dont le premier principalement contient des graviers de nature diverse où l'on remarque des galets de silex cariés, témoignant qu'une période d'altération chimique et de rubéfaction a précédé.

Plusieurs zones paléontologiques mineures mais précises se succèdent dans les Sables scaldisiens. Au fur et à mesure la tendance à l'émersion s'accroît, la faune se spécialise, les tellines abondent et les bois flottés apparaissent.

Pour la première fois dans l'histoire du bassin belge, on peut avec quelque raison attribuer certaines variations de faune à des fluctuations climatiques ou, plus exactement, à des fluctuations de la température moyenne des eaux. Les espèces d'affinité méditerranéenne disparaissent les unes après les autres tandis que s'imposent des espèces atlantiques et boréales.

(1) Les coupes détaillées figurent dans DE HEINZELIN, J., 1950 et 1955. Elles peuvent se résumer de la façon suivante :

KRUISSCHANS. COUPE A L'EMPLACEMENT DU PORT PÉTROLIER.

Base Holocène et Pléistocène supérieur : cote — 1.
 Limite Scaldisien-Merxemien : cote — 2 à — 2,50.
 Apparition de *Neptunea contraria* : cote — 9,25.
 Base des Sables à *Isocardia cor* : cote — 9,75.

KRUISSCHANS. COUPE A L'EMPLACEMENT DE L'ÉCLUSE BAUDOUIN.

Base Holocène et Pléistocène supérieur : cote — 2.
 Limite Scaldisien-Merxemien : cote — 7,50.
 Apparition de *Neptunea contraria* : cote — 13.
 Présence de *Pecten gerardi* : cote — 13,60.

L'émersion qui termine le cycle sédimentaire scaldisien est marquée par des accumulations de *Melampus pyramidalis*, animal de plage, et des graviers associés à des restes de mammifères et de végétaux, les uns et les autres étant sporadiques. Il serait logique d'inclure ces dépôts d'émersion avec les dépôts marins qui les précèdent lorsqu'ils sont en place, mais ils paraissent plus fréquemment remaniés à la base du cycle suivant.

Il n'est pas souhaitable de continuer à désigner ces horizons sous les noms des zones paléontologiques; il n'y a pas identité complète entre les limites lithologiques et paléontologiques mais, moyennant de très légères restrictions, on peut admettre les traductions suivantes :

- Sables à *Isocardia cor* = Horizon du Kattendijk COGELS, 1874.
- Falun à *Pecten gerardi* = Horizon du Luchtbal LERICHE, 1912.
- Sables à *Neptunea contraria* et « coquilliers » = Scaldisien classique = Horizon de Kallo NYST, 1843 et DUMONT, 1849.
- Dépôts d'émersion à vertébrés, apparition de *Melampus pyramidalis* (à désigner).

Le nom d'étage Scaldisien DUMONT, 1849 convient pour désigner cet ensemble de couches. L'indexation suivante peut lui être ajoutée :

Sc _{2c} = Horizons d'émersion rarement en place (à désigner) ..	}	Assise supérieure.
Sc _{2b} = Horizon de Kallo		
Sc _{2a} = Horizon du Luchtbal		
Sc _{1b} = Horizon du Kattendijk	}	Assise inférieure.
Sc _{1a} = Gravier falunier avec térébratules roulées		

Par sa faune et sa position stratigraphique, le Scaldisien est bien du Pliocène. Le Plaisancien-Astien occupe la même place dans le bassin méditerranéen.

En Bretagne et en Normandie, il lui correspond le vrai Redonien du gîte type d'Apigné, des Argiles de Redon et d'autres localités fossilifères : Saint-Jean-la-Poterie, Saint-Gildas, Montaigu-en-Vendée, Gourbesville, Bosq d'Aubigny.

En Angleterre, le Coralline Crag équivaut à l'assise inférieure, les horizons de Walton et de Beaumont du Red Crag à l'assise supérieure du Scaldisien.

LIMITE PLIO-PLÉISTOCÈNE.

Les travaux portuaires d'Anvers ont montré à plusieurs reprises que le sommet du Scaldisien est recoupé par un gravier mince, irrégulier, qui remanie presque sur place les dépôts d'émersion et de plage qui l'ont précédé : concrétions, moules internes, débris de vertébrés terrestres, grès d'origine locale, quartz blanc, paquets de *Melampus pyramidalis* s'y trouvent rassemblés. L'hiatus sédimentaire entre la fin du Scaldisien et l'affouillement du gravier est très faible.

Les sables qui succèdent sont pourtant transgressifs et témoignent d'un renouvellement partiel et de réapparitions significatives parmi la faune : *Cardium parkinsoni*, *Spisula deaurata*, *Mya truncata* et *M. arenaria*, *Lacuna suboperta*, *Littorina littorea*, *Meretrix chione*, *Nucella lapillus* et enfin *Aloidis* (= *Corbula*) *complanata* sont présents. Cette faune témoigne du retour de conditions de température moins froides.

Au Kruisschans, une épaisseur de 7 m de sables montre d'abord des lits argileux inférieurs à *Cardium parkinsoni*, *Nucella lapillus* et débris de cétaqués, séparés par un banc de sable grossier des sables supérieurs plus fins, à *Aloidis complanata*. Vers l'Est et le Nord, ces derniers se confondent avec les Sables de Merxem riches en *Aloidis* (= *Corbula*) *gibba* et, plus loin en Campine, des similitudes de faune les rapprochent des sables rubéfiés supérieurs de Poederlee, Lichtaart, Kasterlee.

Le choix de dénominations appropriées à chacun de ces horizons peut être arrêté ainsi :

- Gravier à débris de vertébrés, végétaux, *Melampus* = Gravier du Bassin America G. VINCENT, 1889 et DELHEID, 1895.
- Sable argileux à *Cardium parkinsoni* et *Nucella lapillus* = Horizon du Kruisschans DE HEINZELIN, 1952-1955.
- Sable gris à *Aloidis gibba* abondante et *Aloidis complanata* = Sables de Merxem VAN DEN BROECK et COGELS, 1877.

Ces dépôts ont été pour la première fois détachés du Scaldisien par VINCENT et DELHEID sous le nom de Poederlien (1889-1895), puis réintégrés par LERICHE comme faciès littoral (1922). Nous croyons qu'ils méritent d'être individualisés sous le nom de Merxemien, dérivé des Sables de Merxem, par raison de

priorité et de précision. Nous proposons pour eux l'indexation suivante :

- Me_c = Sables de Merxem. ,
 Me_b = Horizon du Kruisschans.
 Me_a = Gravier du Bassin America.

Le Merxemien s'étend à l'Est sur la Campine et au Nord sous les Pays-Bas en confinant vers le haut à l'Amstelien, où les conditions climatiques sont devenues glaciaires. Sable de Mol et Argile de Reuver pourraient éventuellement représenter les dépôts continentaux contemporains.

En Angleterre, il se parallélise exactement avec l'Horizon d'Oakley, l'Amstelien se mettant en regard des horizons de Newbourn et Butley du Newer Red Crag.

En Allemagne du Nord, nous en rapprochons le Sylter Crag et le Limonitsandstein sur la foi des déterminations paléontologiques de quelques espèces. Kaolinsande et Bredsteter Tone seraient alors les correspondants des Sables de Mol et Argiles de Reuver.

Dans le bassin méditerranéen, le Calabrien occupe une position stratigraphique analogue mais nous n'avons pas de preuves paléontologiques définitives.

La limite Scaldisien-Merxemien, longtemps méconnue ou niée et bien qu'elle soit effectivement peu tranchée sur le terrain, nous semble destinée à marquer une division stratigraphique de première grandeur, la limite Plio-Pléistocène dans le bassin de la mer du Nord. Nous y voyons les raisons suivantes :

- a) La fin du Scaldisien est témoin des premières dégradations climatiques sensibles, sans être vraiment glaciaires;
- b) La faible régression entre Scaldisien et Merxemien pourrait être d'origine eustatique, sous un faible contrôle glaciaire, le Merxemien revenant sous des conditions moins froides;
- c) La fin du Merxemien, Amstelien et Upper Red Crag est marquée par des conditions glaciaires irréfutables;
- d) *Cervus pardinensis* et *Rhinoceros leptorhinus*, espèces du Pliocène ont été recueillis dans le Gravier du Bassin America (loc. type et 1^{re} écluse du Kruisschans) et proviennent donc des dépôts d'émersion du Scaldisien;
- e) La faune des ossements noirs du Bas-Escaut, qui affleure un peu au Nord et est probablement incluse dans le Merxemien,

est du Villafranchien ancien type Val d'Arno, avec *Archidiskodon planifrons*, *Mastodon borsoni* et *Mastodon arvernensis*;

f) Dans la succession des crags anglais, les chevaux et les éléphants apparaissent dès l'Horizon de Newbourn;

g) Certaines espèces de mollusques modernes comme *Mya arenaria*, *Littorina littorea* n'apparaissent pas avant le Merxmien;

h) La distribution des foraminifères montre une discontinuité à la limite Scaldisien-Merxmien.

Les corrélations que nous venons d'esquisser sont réunies dans le tableau d'ensemble ci-après.

Nous croyons en conclusion qu'il s'impose à beaucoup d'égards de revoir les idées reçues. La légende de la Carte géologique, entre autres, telle qu'elle est diffusée, n'a guère de valeur.

Certes, quelques-unes de nos déductions n'ont pu, faute de moyens, recevoir toutes les vérifications souhaitables et sont-elles parmi d'autres plus fragiles. Néanmoins, les grandes lignes du tableau peuvent être considérées comme acquises.

A l'issue de cet exposé, il me reste le souci de rendre hommage à mon collègue M. GLIBERT, à qui revient une bonne part dans la réalisation de ce travail, principalement dans l'analyse des faunes de mollusques. Point n'est besoin de rappeler la haute compétence de M. GLIBERT en ce domaine, mais on connaît moins, parce que plus discret, l'efficace dévouement qu'il réserve à ses confrères. Ses travaux sur le Pliocène trouveront un complet développement dans les monographies paléontologiques qui sont en préparation.

Bruxelles, 9 novembre 1955.

INSTITUT ROYAL DES SCIENCES NATURELLES
DE BELGIQUE.

BIBLIOGRAPHIE.

- BOSWELL, P. G. H., 1952, The Pliocene- Pleistocene boundary in the East of England. (*Proceed. Geol. Assoc.*, vol. 63, part. 4, pp. 301-312.)
- COGELS, P., 1874, Observations géologiques et paléontologiques sur les différents dépôts rencontrés à Anvers lors du creusement des nouveaux bassins. (*Ann. Soc. malac. de Belgique*, t. IX, pp. 7-32.)
- COGELS, P. et VAN DEN BROECK, E., 1877, Observations sur les couches quaternaires et pliocènes de Merxhem près d'Anvers. (*Ann. Soc. malac. de Belgique*, t. XII, pp. LXVIII-LXXIII.)
- COGELS, P. et VAN ERTBORN, O., 1880, Tableau des formations géologiques des environs d'Anvers. (*Mélanges géologiques*, fasc. 1, III, p. 8.)
- DE HEINZELIN, J., 1950, Stratigraphie pliocène et quaternaire observée au Kruisschans. I. et II. (*Bull. Inst. roy. Sc. nat. de Belgique*, t. XXVI, nos 40-41.)
- 1952, Note sur les coupes de l'écluse Baudouin, à Anvers. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. LXI, pp. 106-108.)
- 1955, Deuxième série d'observations stratigraphiques au Kruisschans. L'écluse Baudouin. I et II. (*Bull. Inst. roy. Sc. nat. de Belgique*, t. XXXI, nos 66-67.)
- DURAND, S., 1955, Données nouvelles pour l'étude du Tertiaire de la région de Rennes. (*Bull. Soc. géol. et minér. de Bretagne*, n. s., fasc. 1, pp. 36-53.)
- GLIBERT, M., 1945, Faune malacologique du Miocène de la Belgique. I. Pélécy-pode. (*Mém. Mus. roy. Hist. nat. de Belgique*, n° 103.)
- 1949 et 1952, Gastropodes du Miocène moyen du Bassin de la Loire. (*Mém. Inst. roy. Sc. nat. de Belgique*, 2^e série, nos 30 et 46.)
- 1952, Faune malacologique du Miocène de la Belgique. II. Gastropodes. (*Mém. Inst. roy. Sc. nat. de Belgique*, n° 121.)
- 1954, Pleurotomes du Miocène de la Belgique et du Bassin de la Loire. (*Mém. Inst. roy. Sc. nat. de Belgique*, n° 129.)
- GLIBERT, M. et DE HEINZELIN, J., 1955, La faune et l'âge miocène supérieur des Sables de Deurne. I et II. (*Bull. Inst. roy. Sc. nat. de Belgique*, t. XXXI, nos 71-72.)
- HALET, F., 1935, Les formations néogènes au Nord et à l'Est de la ville d'Anvers. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. XLV, pp. 141-153.)
- 1935, A propos des formations dites casterliennes des environs d'Hérenthals en Campine. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. XLV, pp. 290-297.)
- 1936, Le Néogène et l'Oligocène entre Hasselt et Genck. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. XLVI, pp. 194-199.)
- HARMER, F. W., 1896, Les dépôts tertiaires supérieurs du Bassin anglo-belge. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. X, pp. 315-344.)
- HINSCH, W., 1952, Leitende Molluskengruppen im Obermiozän und Unterpliozän des Ostlichen Nordseebeckens. (*Geol. Jahrb.*, Bd. 67, pp. 143-194 et 3 pl.)
- KAUTSKY, F., 1925, Das Miocän von Hemmoor und Basbeck-Osten. (*Abhandl. Preun. Geol. Landesanstalt*, N. F., Hft. 97.)

- 1927, Die boreale und mediterrane Provinz des europäischen Miocän und ihre Beziehungen zu den gleichalterigen Ablagerungen Amerikas. (*Mitt. Geol. Gesell. Wien*, Bd. XVIII, pp. 35-67.)
- LAGAAN, R., 1952, The pliocene bryozoa of the Low Countries. (*Proefschrift*, Uitg. E. Van Aelst, Maastricht.)
- LERICHE, M., 1912, Excursion du 6 septembre à Burghet et à Anvers. (*Bull. Soc. Géol. de France* [4], t. XII, pp. 801-807.)
- 1912, Les terrains néogènes des environs d'Anvers. (*Bull. Soc. Géol. de France* [4], t. XII, pp. 725-727.)
- 1922, Les terrains tertiaires de la Belgique. (*Congrès Géol. Int., Livret-guide*, XIII^e session, Exc. A 4, 46 pp., 1 pl.)
- 1926, Les couches de base du Scaldisien au Nord d'Anvers. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. XXXVI, pp. 52-57.)
- 1934, Les « sables chamois ». Un gîte fossilifère nouveau à la base des « sables chamois » du Petit-Brabant et en Flandre. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. LVIII, pp. B 76-82.)
- SCHMITZ, G. et STAINIER, X., 1909, Découverte en Campine de l'Oligocène supérieur marin. La question de l'âge du Boldérien de Dumont. (*Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. XXXVI, pp. 253-267.)
- TAVERNIER, R., 1943, Le Néogène de la Belgique. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. LII, pp. 7-34.)
- 1954, Le Néogène. Le Quaternaire. (*Prodrome d'une description géologique de la Belgique*, Soc. Géol. de Belgique.)
- THIELE, S., 1941, Die Stratigraphie und Paläogeographie des Jungtertiärs in Schleswig-Holstein. (*Neues Jahrb. f. Miner. Geol. und Paläont.*, Beil.-Bd., Abt. B, Bd. 85, pp. 1-143, cartes.)
- VAN DER VLIERK, I. M., 1955, The significance of Interglacials for the stratigraphy of the Pleistocene. (*Quaternaria*, II, pp. 35-43.)
- VAN VOORTHUYSEN, J. H., 1953, La limite plio-pléistocène dans le Bassin de la mer du Nord. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. LXII, pp. 138-143.)
- 1954, Crustal movements of the southern part of the North Sea basin during Pliocene and early Pleistocene times. (*Geologie en Mijnbouw*, n. s., XVI^e Jaarg. pp. 165-172 [Symposium].)
- VAN VOORTHUYSEN, J. H. et PANNEKOEK, A. J., 1950, La distribution verticale quantitative des foraminifères du Diestien, du Scaldisien et du Poederlien au Kruisschans, près d'Anvers. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. LIX, pp. 204-212.)
- VASSEUR, G., 1881, Recherches géologiques sur les terrains tertiaires de la France occidentale. Stratigraphie. (*Annales des Sciences géologiques*, t. XIII, 432 pp., 6 cartes.)
- VON KOENIGSWALD, G. H. R., 1939, Hipparion und die grenze zwischen Miocän und Pliocän. (*Zentralbl. f. Miner.*, Abt. B, n^o 6, pp. 236-245.)
- WIRTZ, D., 1949, Die Fauna des Sylter Crag und ihre Stellung im Neogen der Nordsee. (*Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg*, Hft. 19, pp. 57-76.)
- WIRTZ, D. et ILLIES, H., 1951, Lower Pleistocene Stratigraphy and the Plio-Pleistocene boundary in Northwestern Germany. (*Journ. of Geology*, vol. 59, n^o 5, pp. 463-471.)

**Compositions minéralogiques et chimiques
des tonalites de la Helle et de Lammersdorf (Hautes-Fagnes) (*),**

par L. VAN WAMBEKE.

INTRODUCTION.

Les pointements éruptifs de la Helle et de Lammersdorf, découverts à la fin du siècle dernier, forment les seuls massifs ignés importants de l'Est de la Belgique.

A. VON LASAULX [8], A. DANNENBERG et E. HOLZAPFEL [1, 2] étudièrent ces roches après leur découverte et leur donnèrent le nom de granites.

En 1930, M. P. RONCHESNE [3, 4, 5] décrivit ces éruptifs qu'il considéra comme des tonalites.

La présente étude comporte une description minéralogique et chimique détaillée de ces deux roches.

I. — LA TONALITE DE LA HELLE.

A. — PÉTROGRAPHIE.

1. Pétrographie macroscopique.

La tonalite de la Helle est une roche à grains moyens. On distingue à l'œil nu : les feldspaths, le quartz, le mica noir, des minerais, notamment la chalcopryrite et la pyrrhotine.

Certains échantillons montrent nettement des phénocristaux de feldspaths se détachant de la pâte. La roche prend de ce fait un aspect porphyrique. Dans les zones minéralisées du massif, des veinules de quartz recoupent parfois la roche.

La couleur de la tonalite varie quelque peu, non seulement suivant le degré d'altération superficiel mais aussi suivant son évolution hydrothermale. La roche prend une couleur blanc brunâtre sous l'effet des agents atmosphériques, les feldspaths sont kaolinisés superficiellement et la biotite tend à se décomposer et prend un aspect mat. Un enduit ferrugineux recouvre souvent les minéraux. Les diaclases de ce type de roche sont

(*) Texte remis à la séance.

parfois tapissées de malachite et d'oxydes noirs dendritiques de manganèse. Les cristaux aciculaires de malachite sont plus rares.

La tonalite minéralisée en pyrite et séricite possède une couleur blanche, parfois verdâtre. Ce type est assez rare à la Helle. La tonalite minéralisée en chalcopryrite et pyrrhotine disséminées prend une teinte beaucoup plus foncée dans les tons gris bleuâtre à verdâtre. Dans ce dernier type, les minéraux du groupe zoisite-épidote donnent fréquemment une teinte vert sale aux feldspaths. C'est la roche que l'on rencontre le plus couramment.

2. Pétrographie microscopique.

1. Structure.

La roche montre généralement au microscope une structure granitique. La dimension des feldspaths n'est cependant pas constante et il apparaît fréquemment des phénocristaux qui constituent dans la plupart des cas les premiers centres de cristallisation (photo n° 1).

En vérité, la structure est intermédiaire entre la granitique et la porphyrique. Nous l'appellerons « granoporphyrrique » afin de faire mieux ressortir la présence de phénocristaux. Les faciès spéciaux seront examinés ultérieurement.

2. Constitution minéralogique de la tonalite.

Les constituants essentiels de la roche sont : la biotite, souvent altérée en hydrobiotite ou chlorite, les plagioclases, le quartz.

Les minéraux accessoires sont nombreux : séricite, kaolin, zoisites, sphène, leucoxène, épidotes, zircons, apatite, calcite, magnétite, ilménite, rutil, graphite, malachite, oxyde de manganèse, minerais.

a) LA BIOTITE. — La vraie biotite n'existe que dans quelques roches bien conservées.

Les lamelles de micas noirs présentent une biréfringence du 3^e ordre (0,040) et un pléochroïsme très caractéristique :

γ = brun rouge très foncé;

α = incolore à brunâtre.

Elles diffèrent de l'hydrobiotite par un pléochroïsme plus prononcé et une biréfringence beaucoup plus élevée et ne renferment ni épidote secondaire, ni magnétite.

Comme inclusions nous avons observé de l'ilménite en grains allongés ou irréguliers parfois nombreux, du zircon¹ et de l'apatite.



PHOTO n° 1. — **Phénocrystal zonaire à récurrences dans une « pâte » de plagioclases, quartz et biotite.**

Le phénocrystal a été partiellement corrodé par la « pâte ».

La texture est « granoporphyrique ».

N. C. — Gross. 22 ×.

Les lamelles de mica noir et ses produits d'altération, l'hydrobiotite et la chlorite, sont rongés par les minéraux postérieurs, les microlites de plagioclases, l'albite et le quartz.

De ce qui précède nous pouvons conclure que la formation du mica noir est antérieure à celle des microlites et des quartz.

M. P. RONCHESNE [4] affirme que la possibilité de deux stades de formation pour la biotite n'est pas exclue, vu la présence de traînées de petits cristaux. Nous considérons ces « traînées » comme des restes de lamelles de micas partiellement substituées. Ainsi nous avons observé des exemples de quartz rongéant des

lamelles de biotite finalement réduites en une série de petites plages parfois à extinctions parallèles.

Les plagioclases renferment des restes de biotite en voie de remplacement.

Processus d'altération de la biotite. — Lors de la phase hydrothermale postérieure le mica noir a subi une altération profonde suivant deux processus distincts :

a) *Formation d'hydrobiotite* : avec apparition d'épidote et de magnétite;

b) *Formation de chlorites* (pseudomorphe ou non de la biotite) : avec épidote et magnétite.

b) L'HYDROBIOTITE. — Tout comme la chlorite, l'hydrobiotite se développe suivant les clivages du mica noir ou d'une façon très désordonnée.

Sa biréfringence moyenne (0,020) est inférieure à celle de la biotite, son pléochroïsme est un peu moins prononcé :

γ = brun rouge;

α = incolore à brunâtre.

Elle renferme, comme la chlorite d'ailleurs, de l'épidote secondaire allongée suivant les clivages et de la magnétite.

Cette épidote est fort décomposée et il est probable que du sphène provenant de l'altération de l'ilménite soit également présent.

L'hydrobiotite par altération se transforme en pennine quelquefois par l'intermédiaire d'une chlorite de biréfringence du début du 2^e ordre (0,010) (pléochroïsme net : vert herbe-vert pâle, allongement positif; biaxie nette).

c) LA CHLORITE. — Comme nous l'avons fait remarquer plus haut, la chlorite se forme à partir de la biotite ou de l'hydrobiotite.

Cette chlorite appartient à la variété pennine.

Ses caractères optiques sont les suivants : pléochroïsme faible dans le vert, biréfringence très faible (0,000 à 0,004), allongement positif, biaxe positif avec petit angle des axes optiques.

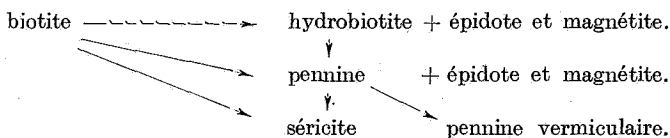
On peut en distinguer trois variétés :

1^o *La pennine pseudomorphe de la biotite* ou de l'hydrobiotite dont elle a conservé le clivage et le relief.

2^o *La pennine ordinaire*, qui se forme parfois aux dépens de la précédente.

3^o *La pennine vermiculaire* provient de la décomposition des précédentes ou de l'hydrobiotite et est toujours en relation avec les filonnets de quartz minéralisés. La séricite hydrothermale se substitue à la chlorite qui est décolorée.

Évolution des micas et chlorite. — Il nous paraît utile de résumer brièvement les processus de transformations de la biotite et des chlorites dans le tableau suivant :



L'altération de la biotite a pour conséquence de libérer la potasse qui intervient plus tardivement dans la formation de la séricite hydrothermale.

d) LES FELDSPATHS. — Les feldspaths sont constitués uniquement par des plagioclases dont la basicité s'étend du labrador à plus de 50 % d'anorthite jusqu'à l'albite. Ainsi que M. P. RONCHESNE l'avait déjà observé, nous n'y avons pas trouvé d'orthose ni de microperthites.

La détermination des plagioclases a été effectuée suivant la méthode du Professeur W. NIEUWENKAMP [6].

Les feldspaths sont rarement bien conservés, en général ils sont saussuritisés ou séricitisés.

Nous pouvons les diviser en trois catégories :

1. Les phénocristaux en général zonaires et à récurrences.
2. Les microlites.
3. L'albite automorphe ou xénomorphe.

1.d) Les phénocristaux.

Les phénocristaux sont répartis d'une manière assez désordonnée dans la tonalite. Certains échantillons en renferment en

quantités appréciables, d'autres en sont presque dépourvus. Leurs dimensions sont variables, de 2 à 10 mm pour leur plus grande longueur.

La plupart des phénocristaux sont zonaires à récurrences, mais certains se rapprochent nettement par leur composition des microlites. Ils sont mâclés polysynthétiquement dans bon nombre de cas. Quelques phénocristaux montrent de nombreuses récurrences qui peuvent aller jusqu'à 5 ou 6. En général, le noyau est plus basique, mais les exceptions ne sont pas rares. Les variations quant au nombre de récurrences dans une même lame mince montrent que les centres de cristallisation se sont produits à des périodes légèrement différentes.

Les phénocristaux les plus basiques que nous avons pu mesurer atteignent le labrador (53-54 % en anorthite). Ce pourcentage correspond d'ailleurs à celui trouvé par M. P. RONCHESNE [4].

Il est nécessaire de donner un aperçu de ces variations de basicité dont nous avons choisi quelques exemples typiques :

1°	46-40-53-36 % An ..	...	...	...	...	10 %;
2°	50-43,5-49-43-49-43 % An	...	...	...	...	10 %;
3°	43-40-43-40-50 % An	...	...	...	...	10 %;
4°	45-50-45-40 % An ..	...	...	...	...	10 %;
5°	50-45-40-45 % An ..	...	...	...	...	10 %;
6°	47,5-36-47,5-36 % An	...	...	...	...	10 %;
7°	47,5-40-46-40 % An	...	...	...	...	10 %.

Ces chiffres montrent que la décroissance n'est pas toujours régulière. La largeur des différentes zones subit également des variations. Enfin, vers 35 à 40 % en anorthite la décroissance de la basicité se fait en général d'une manière continue jusqu'à 10 % en anorthite.

Les phénocristaux sont automorphes. Les microlites les pénètrent en bordure et leur sont postérieurs (voir photo n° 1). Les phénocristaux sont souvent saussuritisés, mais l'altération se produit parfois d'une manière discontinue et n'affecte que certaines zones. Leur bordure externe d'oligoclase est bien conservée.

2.d) Les microlites.

Les microlites se présentent en cristaux prismatiques idiomorphes; leur dimension est voisine de 1 mm mais subit quelques variations. Ils sont mâclés dans bon nombre de cas poly-

synthétiquement et plus rarement suivant la loi de Karlsbad. Les microlites sont simples ou bizonaires.

Les deux types sont souvent associés dans une même lame mince.

Les variétés simples sont fréquentes dans les roches séricitisées.

D'autre part, nous avons parfois observé de faibles récurrences dans les microlites.

Des mesures optiques effectuées, il résulte que la basicité des microlites s'échelonne entre 40 et 28 % en anorthite pour le noyau, tandis que la bordure externe plus acide des variétés zonées correspond à un oligoclase à 10 % en anorthite. Une zone d'albite entoure ou ronge très souvent l'oligoclase. Certains phénocristaux se rattachent par leur basicité aux microlites et correspondent à des plages plus largement cristallisées.

Les inclusions de quartz dans les microlites sont rares.

Nous avons observé, le long d'un filonnet, du quartz hydrothermal pseudomorphe de feldspaths mâclés.

Le noyau des microlites dans la plupart des cas a subi une saussuritisation intense, tandis que la bordure externe d'oligoclase reste fraîche.

3.d) L'albite.

Contrairement aux microlites et aux phénocristaux, l'albite est rarement automorphe et mâclée. Elle renferme des petits granules indéterminables qui lui donnent une couleur brunâtre. Elle se présente en plages xénomorphes et remplace les plagioclases basiques, le quartz de première génération et plus rarement la biotite. La substitution des feldspaths s'effectue d'une façon irrégulière et suit rarement les directions cristallographiques. Elle débute par la bordure, parfois même par le cœur du plagioclase et peut être complète. L'albite devient alors idiomorphe (pseudomorphose). En même temps que le processus d'albitisation, les minéraux d'altération, la séricite et la zoïsite, des feldspaths plus basiques disparaissent.

Dans certains cas, l'albite forme seulement une zone corticale sans trace de substitution autour des plagioclases antérieurs.

L'albite est intimement associée au quartz hydrothermal et à la minéralisation cuprifère de sorte que l'albitisation des feldspaths est accompagnée d'une silicification de la roche.

Nous reviendrons ultérieurement sur ce sujet lors de notre étude de la minéralisation.

Dans sa description de la roche de la Helle, A. DANNENBERG a confondu l'albite avec l'orthose.

M. P. RONCHESNE [4] signale la présence de petites plages de feldspaths mélangées au quartz et contemporain de ce minéral. D'après l'auteur elles ont même composition que les zones externes des phénocristaux et des microlites : 15 à 20 % en anorthite. Les nombreuses observations et mesures effectuées nous ont permis de constater que ces petites plages sont encore beaucoup plus acides et correspondent à de l'albite pratiquement pure.

Altération des plagioclases. — Dans la plupart des cas, les plagioclases sont saussuritisés à l'exclusion de l'oligoclase de bordure et de l'albite. Il apparaît des petites lamelles de séricite souvent orientées, de la zoïsite et plus rarement l'épidote. C'est le type d'altération normal en dehors des apports hydrothermaux.

Dans un petit nombre de cas, les feldspaths sont complètement séricitisés. Ce type d'altération est dû à une séricitisation hydrothermale postérieure de la roche. Les minéraux du groupe de l'épidote tendent à disparaître pour faire place au mica blanc.

e) **LES QUARTZ.** — L'étude microscopique de la roche nous a permis de distinguer deux générations de quartz :

1.e) Le quartz^I (de première génération).

Ce quartz, en plages plus ou moins arrondies, remplit les interstices entre les minéraux.

Il est parfois remplacé par l'albite.

2.e) Le quartz^{II} hydrothermal.

Ce quartz, associé ou non à l'albite, forme non seulement des filonnets mais se développe également aux dépens de tous les constituants de la roche (voir photo n° 2).

Dans ce dernier cas le quartz^{II} se présente en larges places irrégulières, métasomatiques. Elles se ramifient, encerclent et remplacent les minéraux de la roche, principalement les feldspaths qui sont en même temps albitisés. Le quartz hydro-

thermal corrode également les lamelles de micas partiellement substituées. D'autres fois le quartz ^{II} a été injecté suivant les clivages. Autour des zones silicifiées, l'albitisation est intense. Notons que la minéralisation disséminée chalcopryrite-pyrrhotine est liée à ces zones riches en quartz et albite.

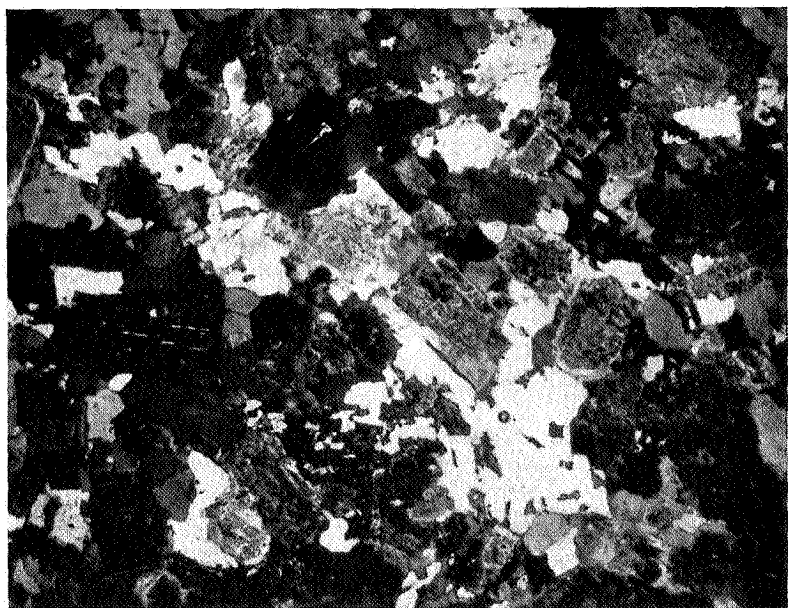


PHOTO n° 2. — Développement du quartz métasomatique et de l'albite.

Une biotite possède du quartz dans ses clivages.

N. C. — Gross. 22 ×.

L'existence de deux générations de quartz est d'autre part confirmée, non seulement par l'étude des faciès de bordure mais également par l'analyse chimique. La séparation de la silice libre (quartz) et de la silice combinée (feldspath) a été effectuée par une nouvelle méthode basée sur la solubilité des silicates dans l'acide phosphorique (*Ind. Chim. Belge*, t. 17, n° 1, pp. 45-195). Un dosage de la silice libre a permis de distinguer deux variétés de quartz, une cristalline et une plus laiteuse.

f) LA SÉRICITE ET LE KAOLIN. — La distinction entre ces deux minéraux phylliteux est difficile.

La kaolinite a une biréfringence très faible, tandis que celle de la séricite est fort variable (de 0,09 à 0,20).

Habituellement le kaolin ne forme qu'un mince film sur la roche soumise aux agents atmosphériques. En général, tous les processus d'altération de la roche de la Helle sont en relation avec la phase hydrothermale.

La séricite se forme lors de la saussuritisation des plagioclases.

Elle se présente alors en petites lamelles allongées suivant les directions cristallographiques du feldspath. La séricite épigénise la chlorite qui se décolore. Nous avons déjà mentionné l'existence de tonalite à feldspaths complètement séricitisés (voir altération des feldspaths).

La séricite accompagne la minéralisation pyriteuse avec ou sans molybdénite. Dans ce cas la séricitisation fort intense affecte les plagioclases. Les micas noirs sont transformés en muscovite.

Le kaolin est rare. Il n'a été observé que dans quelques lames et se forme aux dépens de la séricite.

g) LES MINÉRAUX DU GROUPE ÉPIDOTE-ZOÏSITE. — Dans sa description du granite de la Helle A. DANNENBERG [1] mentionne l'existence d'épidote secondaire dans les micas et note la présence de pyrite et pyrrhotine enveloppées d'épidote. Il considère cette dernière comme formée par la décomposition des minerais de fer. M. P. RONCHESNE [4], de son côté, souligne l'existence d'épidotes primaire et secondaire.

Les minéraux du groupe de la zoïsite-épidote sont bien représentés dans la roche de la Helle.

On distingue :

1. La zoïsite et l'épidote primaires.
2. La zoïsite et l'épidote secondaires.

1.g) La zoïsite et l'épidote primaires.

Ces minéraux occupent les filonnets de quartz-albite ou sont disséminés dans la roche avec les minerais. Ils sont en relation étroite avec la phase hydrothermale et les apports sulfurés.

La zoïsite se transforme dans la biotite en épidote par absorption de fer. Les minerais leur sont postérieurs et occupent parfois leurs clivages. Nous avons observé des veinules de zoïsite massive.

2.g) L'épidote et la zoïsité secondaires.

L'épidote secondaire apparaît lors de la transformation du mica noir en hydrobiotite ou en chlorite. Elle est accompagnée dans ce cas par un peu de magnétite secondaire en granules.

Les plages de cette épidote allongée dans les clivages du mica sont souvent altérées.

La zoïsité se forme lors de la saussuritisation des feldspaths.

h) LES ZIRCONS ET L'APATITE. — Nous avons noté la présence de deux variétés de zircon :

1.h) Du zircon en très petits cristaux à auréoles pléochroïques, toujours concentré dans la biotite (zircon^I).

2.h) Du zircon en beaux cristaux prismatiques terminés par des faces de pyramides. La répartition de cette variété est beaucoup plus large que la précédente. On l'observe non seulement dans le mica noir mais également et surtout dans toute la roche où il est distribué d'une manière désordonnée (zircon^{II}). L'apatite est associée au zircon^{II} et se présente d'une manière analogue.

L'existence de deux variétés d'apatite est fort probable, car nous avons trouvé deux types de cristaux distincts (cristaux allongés et trapus).

De plus, des minéraux sont concentrés en plus grande quantité en bordure du massif. Un fait semblable a été observé par M. G. MORTELMANS [7] lors de son étude du métamorphisme de contact à Quenast.

Un filonnet de quartz avec apatite recoupe les cornéennes de contact micacées.

Le zircon^{II} et l'apatite sont également assez fréquents dans les zones quartz-albite riches en minerais de la roche.

Nous considérons le zircon^{II} et tout au moins une partie de l'apatite comme postmagmatiques.

i) LA CALCITE. — La calcite est tout à fait exceptionnelle dans la roche de la Helle et secondaire. Nous en avons observé des petits cristaux sur du quartz corrodé. Elle est due à l'action des agents atmosphériques.

j) L'ILMÉNITE, LE RUTILE, LE SPHÈNE.

L'ilménite est présente dans quelques lamelles de biotite bien conservée où elle est parfois abondante. Lors de l'altération de la biotite elle se transforme en leucoxène.

Le *rutile* est assez rare. Nous en avons observé des aiguilles brunes avec leur réseau typique en inclusions dans la biotite et plus rarement dans la roche.

Le *sphène* se rencontre fort altéré dans quelques lamelles de biotite chloritisée. Il provient de la décomposition de l'ilménite.

k) LE GRAPHITE. — Les études en sections polies ont montré l'existence de graphite en lamelles disséminées non seulement dans la roche mais aussi dans les filonnets.

Ses caractères optiques sont les suivants :

Couleur : gris bleu.

Pléochroïsme : gris à gris brunâtre.

Anisotropie : brun foncé à brun clair.

Relief : inférieur à celui de la chalcopyrite.

Caractères chimiques : tous les réactifs usuels d'attaque : HNO_3 , HCl , Eau régale, KCN , KOH , FeCl_3 , HgCl_2 , KMnO_4 , sont négatifs.

l) LA MALACHITE ET L'OXYDE NOIR DE MANGANÈSE. — Dans quelques fractures de la roche on rencontre des enduits d'oxyde de manganèse et de malachite qui se présentent parfois en cristaux aciculaires radiés. Il semble que le manganèse a joué un rôle important dans la formation de la malachite, car ces deux minéraux sont très souvent associés.

B. — LES FACIÈS DE BORDURE DE LA TONALITE DE LA HELLE.

Nous avons trouvé dans la zone de bordure de la tonalite deux types spéciaux et différents de roches porphyriques.

1° Tonalite porphyrique à pâte « micrographique » ⁽¹⁾ de quartz-albite.

Elle a été trouvée dans le lit du Spohrbach, près du pont qui enjambe ce ruisseau. Comme celui-ci suit à peu près le contact, il s'agit bien d'un échantillon de bordure. La roche qui formait un bloc massif montre un noyau très bien conservé,

(1) L'association quartz-albite indique une cristallisation simultanée de ces minéraux, mais les plages ne possèdent pas d'extinction simultanée. Les échantillons ont été trouvés par M. I. DE MAGNÉE.

entouré d'une pellicule brunâtre d'altération. Elle a une couleur grise, légèrement bleuâtre, et est recoupée par un filonnet blanchâtre de zoïsité. Sa structure porphyrique peu visible à l'œil nu se manifeste nettement au microscope (photo n° 3).

Les constituants sont identiques à ceux de la roche normale.

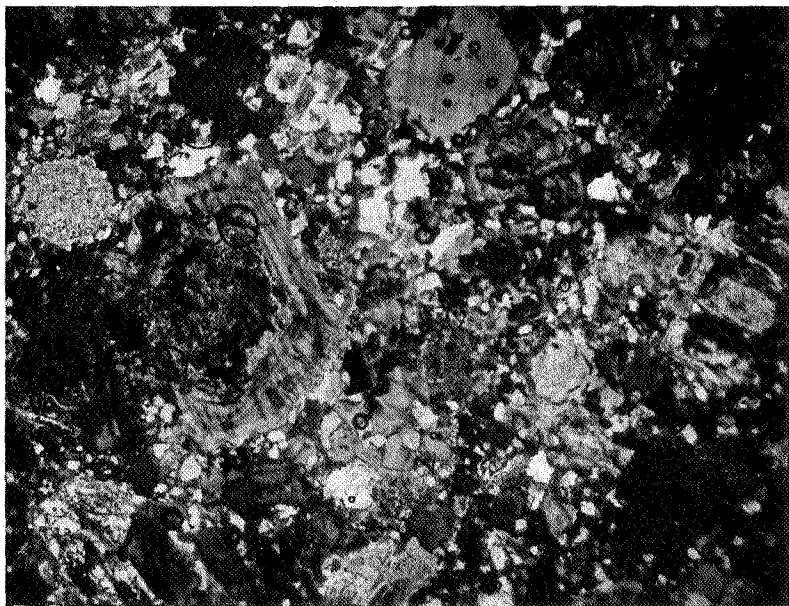


PHOTO n° 3. — **Facès de bordure.**

Tonalite porphyrique montrant des phénocristaux de plagioclase zoné à récurrences et de quartz dans une « pâte micrographique » de quartz-albite.

N. C. — Gross. 22×.

Les phénocristaux sont formés par la biotite, les plagioclases basiques, le quartz. La pâte montre une association particulière de quartz et d'albite. Ces deux minéraux ont cristallisé simultanément.

a) LA BIOTITE. — Elle se présente quelquefois en belles lamelles et est souvent altérée en hydrobiotite, chlorite et épidote. Elle renferme des inclusions d'apatite, d'ilménite et de zircon¹.

b) LES FELDSPATHS.

1. Des phénocristaux zonaires à récurrences ou bizonaires.
2. Des plagioclases de dimension moyenne correspondant aux « microlites » de la roche normale.
3. L'albite associée « micrographiquement » au quartz de la pâte.

1. Les phénocristaux. — Ils sont automorphes avec récurrences ou seulement bizonaires. Leur basicité est celle d'une andésine à 48 % en anorthite.

2. Les « microlites ». — Ces microlites correspondent à une nouvelle génération de feldspaths postérieure et sont l'équivalent des zones externes des phénocristaux. Ils sont simples ou bizonaires (à bordure d'oligoclase) et leur basicité varie entre 30 et 40 % en anorthite.

c) LE QUARTZ. — On distingue nettement trois générations de quartz dans cette roche.

Les phénocristaux de quartz aux formes parfois nettement idiomorphes, constituent la première génération. Certains montrent des contours hexagonaux, mais leurs plages sont souvent corrodées par la pâte. Ils correspondent à la première génération, le quartz.

La seconde génération est constituée par l'association « micrographique » de quartz et d'albite et constitue la pâte de la roche. Elle corrode les phénocristaux de feldspaths et de quartz qu'elle recoupe à l'occasion.

La pâte s'étend parfois en de nombreuses ramifications dans le quartz de première génération et divise le phénocristal en une série de plages aux formes irrégulières et à extinctions parallèles.

La troisième génération de quartz est nettement hydrothermale et accompagne la zoïsité et parfois la minéralisation de pyrrhotine et chalcoppyrite. Elle se présente en veinules et traverse aussi bien les phénocristaux que la pâte. Elle est par conséquent postérieure à cette dernière.

2° Tonalite à pâte « semi-microlitique » de quartz-albite.

Nous avons trouvé dans la vallée du Petit Bonheur un autre type de roche blanchâtre qui a l'aspect d'une eurite et est recoupée par de minces veinules de quartz.

La roche a été prise au contact de la tonalite avec les quartzites.

Au microscope, l'aspect est nettement porphyrique avec une pâte semi-microlitique. Les phénocristaux sont constitués par des plagioclases fort altérés, de la biotite chloritisée et séri-

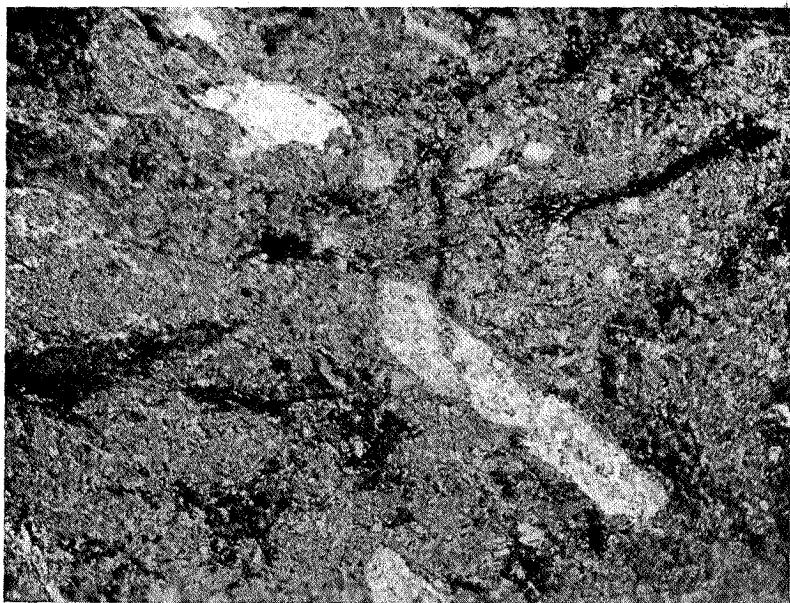


PHOTO n° 4. — **Faciès de bordure.**

Tonalité à texture semi-microlitique. Les phénocristaux de plagioclases sont séricitisés. On voit également des plages de quartz qui se détachent de la pâte de quartz-albite séricitisée.

N. C. — Gross. 22x.

citisée et enfin du quartz. La pâte est formée par de l'albite, du quartz et de la chlorite (voir photo n° 4).

Les phénocristaux de plagioclases sont complètement séricitisés et correspondent vraisemblablement à de l'oligo-andésine.

La pâte est formée par un enchevêtrement de lamelles d'albite dans du quartz. Elle possède une texture fluidale tourbillonnaire. Elle n'a pas assez rapidement cristallisé pour former un verre et pas assez lentement pour permettre le développement de beaux microlites. Dans la pâte nous trouvons également de

petites lamelles de chlorite avec épidote altérée, de la séricite, du zircon^{II} et de la pyrite altérée en limonite qui présente parfois une auréole de séricite.

Dans cette roche comme dans la précédente nous constatons la présence de trois générations de quartz :

- a) « Phénocristaux » de quartz;
- b) Association quartz-albite de la pâte;
- c) Filonnets de quartz traversant la roche.

Dans la tonalite normale la troisième génération est aussi représentée. Elle correspond aux types de filonnets sans albite que nous avons considérés dans la catégorie du quartz^{II} hydrothermal.

II. — LA TONALITE DE LAMMERSDORF.

A. — PÉTROGRAPHIE.

1. Pétrographie macroscopique.

La tonalite de Lammersdorf est une roche à grains fins.

On distingue comme pour la tonalite de la Helle deux types de roche.

Il existe encore le long du chemin de fer un dernier affleurement formé par une roche blanchâtre en voie de kaolinisation. La roche est riche en séricite et pyrite. Elle semble avoir été le type de roche le plus fréquent à Lammersdorf (différence avec la tonalite de la Helle). A 1 km environ de l'affleurement précédent nous avons trouvé le long du chemin de fer, dans des déblais, de gros blocs assez bien conservés de tonalite gris bleuâtre, minéralisée en chalcopryrite-pyrrhotine, blende. Ces minerais, qui n'ont jamais été signalés à notre connaissance dans cette roche éruptive, forment parfois de petites géodes⁽¹⁾. Certains échantillons renferment des inclusions schisteuses en voie de digestion.

VON LASAULX [8] et GOSSELET [9] ont noté le grand état d'altération de la roche de Lammersdorf. En fait il est dû à la fois à son évolution hydrothermale et à sa situation géographique dans une zone de tourbière. La minéralisation pyriteuse associée à la séricite qui altère profondément la roche en est la cause primaire. Cette séricite se kaolinise facilement comme

(1) M. P. RONCHESNE avait trouvé des traces de cuivre.

dans le cas des arkoses (E. ASSELBERGHS [10]) par altération superficielle et sous l'influence de H_2SO_4 libéré par oxydation de la pyrite et donne à la tonalite de Lammersdorf son aspect décomposé.

2. Pétrographie microscopique.

1. Structure.

La structure de la roche est granitique à grains fins.

La roche de Lammersdorf équivaut à une tonalite de la Helle, sans phénocristaux.

2. Constitution minéralogique de la tonalite.

Les constituants essentiels de la roche sont : la biotite altérée en hydrobiotite et chlorite, les plagioclases, le quartz.

Les minéraux accessoires sont nombreux : séricite, kaolin, zoïsité, épidote, clinozoïsité, zircons, apatite, leucoxène, magnétite, ilménite, rutile, graphite, pyrite, chalcoppyrite, pyrrhotine, blende.

a) LA BIOTITE ET SES PRODUITS D'ALTÉRATION — L'HYDROBIOTITE ET LA CHLORITE. — Les caractères minéralogiques de ces minéraux correspondent à ceux de la tonalite de la Helle.

La séricitisation (d'où décoloration) de la chlorite et de l'hydrobiotite est très fréquente surtout en présence de pyrite qui montre une préférence pour le groupe des micas-chlorites.

Lors de son étude microscopique, VON LASAULX [8] avait remarqué le blanchissement du mica sans toutefois pouvoir l'expliquer. M. P. RONCHESNE [5] considère la séricite comme un produit d'altération des feldspaths. Nous verrons dans l'étude de la minéralisation que cette séricitisation est liée aux venues pyriteuses hydrothermales.

b) LES PLAGIOCLASES. — On distingue deux variétés de feldspaths :

1. Les plagioclases basiques aux dimensions moyennes, qui sont l'équivalent des « microlites » de la tonalite de la Helle.

2. L'albite assez souvent métasomatique.

1.b) Les plagioclases basiques.

Ces feldspaths se présentent en cristaux automorphes. Leur dimension est de 1 mm de moyenne. Ils sont bizonaires ou simples avec mâcles polysynthétiques fréquentes. Les mâcles de Karlsbad sont plus rares.

Nous n'avons observé ni phénocristaux, ni « microlites » à récurrences, mais il pourrait en exister localement.

M. P. RONCHESNE [5] a d'ailleurs trouvé quelques plagioclases à récurrences.

La basicité des plagioclases est variable et oscille entre 30 et 40 % en anorthite pour le noyau. Il s'agit donc d'oligoclase. La bordure externe atteint une basicité de 10 % en anorthite.

2.b) L'albite.

L'albite se présente en plages xénomorphes ou automorphes assez fraîches. Les indices de remplacement des plagioclases basiques sont moins évidents que dans la roche de la Helle, mais sont néanmoins nets dans une série d'exemples. L'albite forme une zone corticale autour des variétés de plagioclases plus basiques sans aucune trace de substitution. Dans d'autres cas, assez nombreux du reste, l'albite ronge les plagioclases.

Localement la tonalite de Lammersdorf peut être quasi complètement albitisée (voir roche analysée). Dans ce cas l'albite est automorphe (pseudomorphisme). Dans sa description de ce « granite » VON LASAULX a confondu orthose et albite [8].

Altération des feldspaths. — L'altération des feldspaths n'affecte que dans une faible mesure l'albite et l'oligoclase de bordure qui sont en général assez frais.

On distingue deux processus distincts comme pour la roche de la Helle, mais ici le type de tonalite séricitisée est le plus fréquent et en relation directe avec la phase hydrothermale.

La séricitisation est particulièrement prononcée pour tous les feldspaths (sauf albite et oligoclase) et pour la biotite qui est décolorée. Les lamelles de séricite se développent souvent suivant les directions cristallographiques des feldspaths. Elles sont associées à de la pyrite. VON LASAULX avait d'ailleurs reconnu à un ou deux endroits une substance incolore dans de petites cavités remplies de pyrite [8].

La séricite s'altère facilement en kaolin, ce qui explique l'état décomposé de la tonalite de Lammersdorf.

Le second type de tonalite, plus rare, possède des feldspaths saussuritisés. Il se développe à la fois de la zoïsité, plus rarement de l'épidote et de la séricite. Dans ce cas, la roche est minéralisée en épidote ou zoïsité primaire avec parfois chalcoppyrite, pyrrhotine, blende comme dans la tonalite de la Helle où il constitue le type de roche normal.

c) LE QUARTZ. — On distingue à nouveau deux générations de quartz comme pour la tonalite de la Helle :

1. *Le quartz*^I (de première génération), en plages plus ou moins arrondies, remplit les interstices entre les minéraux. Il est parfois remplacé par de l'albite.

2. *Le quartz*^{II} (hydrothermal), associé ou non à l'albite, forme non seulement de petits filonnets mais se développe aussi en plages métasomatiques avec l'albite dans la roche. Il possède des contours irréguliers et renferme des restes de plagioclases albitisés et de micas en voie de substitution.

L'existence des deux générations de quartz a été confirmée par une analyse chimique. Un échantillon de roche possédait une géode minéralisée en chalcoppyrite et pyrite avec albite et cristaux de quartz pyramidés.

d) LA SÉRICITE ET LE KAOLIN. — Nous avons déjà souligné l'importance de la séricite dans les processus d'altération des feldspaths. La séricite hydrothermale est fréquente avec la pyrite et lui est postérieure.

e) LES MINÉRAUX DU GROUPE ZOÏSITE-ÉPIDOTE. — Les auteurs précédents (VON LASAULX [8], M. P. RONCHESNE [5]), qui ont étudié la roche de Lammersdorf, ne mentionnent pas l'existence de zoïsite et d'épidote primaires. Celles-ci sont plutôt rares et il est probable que ces minéraux ont échappé à leurs observations.

Comme pour la roche de la Helle, on distingue les minéraux du groupe zoïsite-épidote primaires et secondaires.

1^o *Zoïsite et épidote primaires.* — Ces minéraux hydrothermaux sont nettement en relation avec la minéralisation cuprifère.

Ils se présentent en petites plages dans les filonnets de quartz albite et sont disséminés dans la roche avec les minerais.

La zoïsite par absorption de fer se transforme en épidote dans les micas.

2^o *Zoïsite et épidote secondaires.* — La zoïsite et plus rarement l'épidote sont des produits de saussuritisation des feldspaths.

f) LES ZIRCONS ET L'APATITE. — Comme dans la roche de la Helle, les deux variétés de zircon sont présentes. Le zircon^{II} se concentre dans tous les minéraux de la roche et semble plus

abondant dans les zones minéralisées. On le rencontre parfois comme l'apatite en inclusions dans les lamelles de micas.

g) L'ILMÉNITE, LE RUTILE, LE SPHÈNE, LE LEUCOXÈNE. — Le rutile est signalé par M. P. RONCHESNE [5] dans la biotite



PHOTO n° 5. — **Facès albitique relativement bien conservé de la roche de Lammersdorf.**

La texture est granitique à grains fins.

N. C. — Gross. 22×.

et par VON LASAULX [8] dans les feldspaths. Pour ce dernier auteur le rutile n'est pas en relation avec la biotite.

Nous avons observé l'*ilménite* et du *rutile* dans une lamelle de biotite altérée. Il est possible que le rutile soit également disséminé dans la roche, comme le fait remarquer VON LASAULX (voir rutile de la tonalite de la Helle). Une lamelle de chlorite renfermait une inclusion de *sphène*.

B. — FACIÈS SPÉCIAL DE LA TONALITE DE LAMMERSDORF.

L'étude microscopique nous a permis de distinguer un faciès spécial où les feldspaths bien conservés sont presque uniquement formés d'albite. La roche a été analysée et montre un pourcentage très élevé en soude (5,29 %) et une très faible teneur en chaux (0,40 %). Il y subsiste encore quelques plagio-clases plus basiques (type oligo-andésine) rongés et substitués par l'albite (photo n° 5).

C. — DIFFÉRENCES ESSENTIELLES ENTRE LES TONALITES DE LA HELLE ET DE LAMMERSDORF.

1° A la Helle prédomine la tonalite gris verdâtre à feldspaths saussuritisés et à minéralisation cuprifère. A Lammersdorf c'est le type de roche blanchâtre à feldspaths séricitisés et à minéralisation pyriteuse qui est le plus fréquent.

2° La tonalite de la Helle possède une structure granitique à granoporphyrrique à grains moyens; celle de Lammersdorf, une structure granitique à grains fins.

Les phénocristaux à récurrences semblent absents à Lammersdorf.

3° La minéralisation pyrite-séricite est localisée dans le cas de la tonalite de la Helle; par contre, à Lammersdorf, elle semble affecter la roche dans une mesure assez importante.

III. — CLASSIFICATION DES ROCHES ÉRUPTIVES DE LA HELLE. ET DE LAMMERSDORF.

I. — TONALITE DE LA HELLE.

En 1930-1931, M. P. RONCHESNE [3, 4, 5] reprend l'étude de deux roches et leur donne le nom de tonalite d'après la composition minéralogique et les résultats de l'analyse chimique. Il souligne l'absence d'orthose dans les deux tonalites même à l'état de microperthite et affirme que la basicité des plagio-clases s'échelonne entre 56 et 8 % en anorthite.

Le zonage complexe des phénocristaux et l'absence d'orthose ont été l'objet de controverse entre M. P. MICHOT [11] et M. F. CORIN [12].

Nos investigations confirment l'absence de l'orthose. D'autre part, la basicité des plagioclases s'étend du labrador à 53 % d'anorthite jusqu'à l'albite pure. Il semble que l'albite de substitution ait échappé à P. P. RONCHESNE qui note pourtant : « l'auréole limpide riche en albite souligne l'évolution complète vers le stade hydrothermal de la différenciation ».

Nous reproduisons ci-dessous les deux analyses chimiques de M. P. RONCHESNE (I) et SCHMITZ (II) ainsi qu'une nouvelle (III) :

	I	II	III
Si O ₂	70,06	70,28	68,28
Al ₂ O ₃	14,86	14,93	15,59
Fe O ₃	1,64	1,42	0,20
Fe O	0,63	—	2,90
Fe S ₂	1,28	1,34	—
Mn O	0,06	0,06	0,18
Ca O	3,45	3,29	2,52
Mg O	1,02	0,76	1,37
K ₂ O	2,06	2,62	3,03
Na ₂ O	4,83	4,57	3,98
Ti O ₂	—	—	0,37
S	—	—	0,44
P	—	—	traces
Perte au feu	1,24	1,44	0,77
Somme	101,13	100,71	99,63
			Qz libre 31,12 %

La troisième analyse paraît différente des deux autres, les teneurs en SiO₂, CaO, Na₂O y sont inférieures à celles des deux premières et c'est l'inverse pour K₂O, Al₂O₃, MgO, FeO+Fe₂O₃.

Nous verrons plus loin que ces différences sont dues principalement à une plus grande richesse en biotite de la troisième roche (voir composition réelle).

Pour classer la roche, nous avons calculé la composition virtuelle des analyses par la méthode C.I.P.W. LACROIX [13] et de NIGGLI [14] clairement exposée dans les tableaux de pétrographie de M. le Prof. M. E. DENAEYER [15].

Composition virtuelle	I % en poids	II % en poids	III % en poids
Quartz	26,10	26,50	24,72
Orthose	11,12	16,50	17,79
Albite	41,92	39,20	33,53
Anorthite	13,90	12,50	12,51
Wollastonite	1,16	1,50	—
Hyperstène	2,50 (Enstatite)	4,00	6,83
Corindon	—	—	1,12
Magnétite	2,32	—	0,23
Ilménite	—	—	0,76
Pyrite-pyrrhotine	1,28 (Pyrite)	—	1,19
Perte au feu	1,24	1,44	0,77
Somme	101,54	101,64	99,45

Nous avons calculé le S sous forme de Fe_2S_3 (pyrite FeS_2 + pyrrhotine FeS) en tenant compte de la présence de pyrrhotine.

L'analyse III montre : une haute teneur en hyperstène, du corindon en faible quantité et de l'orthose qui paraît être en quantité assez appréciable.

A. — Les paramètres magmatiques (C.I.P.W. LACROIX).

I. — Roche analysée par M. P. RONCHESNE [4], voir également M. E. DENAEYER et M. G. MORTELMANS [16].

Paramètres :

$$1.4. 2' 4 \text{ Al} / \Sigma \text{ Calc} = 0.90 - \text{An} : 25\%.$$

II. — Roche analysée par M. L. SCHMITZ [1], voir également M. E. DENAEYER et M. G. MORTELMANS [16].

Paramètres :

$$I' . 4 . 2 . 4 \text{ Al} / \Sigma \text{ Calc} = 0.88 - \text{An} : 24\%.$$

III. — Nouvelle analyse.

$$\begin{array}{llll} p = 8,75 & q = 0,38 & r = 2,133 & s = 0,5 \\ h = 6,83 & k = 0 & l = \infty & m = 0,79 \end{array}$$

Paramètres :

$$I \text{ (II)} . 4 . 2 . '4 [1(2).1.1.3] \text{ Al} / \Sigma \text{ Calc} = 1.02 - \text{An} : 27\%$$

La roche analysée se classe dans la famille des plagioclasonites quartzitiques, sous-famille des diorites micacées quartzitiques ou tonalites.

B. — Les paramètres magmatiques de Niggli [14].

La tableau suivant donne les paramètres de NIGGLI pour les analyses I (M. P. RONCHESNE) et III, ainsi que les paramètres types des magmas plagioclaseogranitiques (1) et des magmas granodioritiques (2) :

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
(I)	320	40	15,25	17,25	27,5	0,22	0,45	1,13
(1)	310	42	16	16	26	0,22	0,47	1
(III)	306	42,1	18,8	12,5	26,6	0,33	0,50	0,57
(2)	270	39	23	17	21	0,43	0,45	0,74

La roche de la Helle analysée par M. P. RONCHESNE appartient à la série calco-alcaline, groupe des magmas dioritiques, sous-groupe des magmas plagioclaseogranitiques [4, pp. 1341 et 1342).

La roche III se classe dans le groupe des magmas granitiques, sous-groupe des granodiorites, mais se rapproche fortement des magmas plagioclaseogranitiques dont elle ne diffère que par une valeur trop élevée du paramètre k.

Nous avons également calculé pour l'analyse III les paramètres :

$$ti = 1,38 \quad o = 0,03 \quad si' = 206 \text{ (32 \% de quartz libre).}$$

Remarquons que NIGGLI distingue dans le groupe des diorites un sous-groupe des magmas tonalitiques dont l'ensemble des deux roches analysées diffère nettement au point de vue des paramètres : si, fm, c, alk (voir tableau).

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
Magma tonalitique	200	33	33	22	12	0,40	0,50	0,66

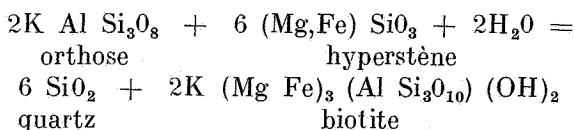
C. — Les autres classifications.

S. J. SHAND [17] considère comme tonalites toutes les roches sursaturées dans lesquelles le rapport moléculaire An/Or est supérieur à 1 dans la composition réelle, ce qui est notamment le cas pour les trois roches analysées (voir S. J. SHAND, 1930, p. 382).

IDDINGS [18] range la roche de la Helle dans les quartz-diorites de sa classification.

Les tonalites de la classification de JOHANNSEN [19] ne correspondent pas avec les deux dernières analyses qui ont une teneur trop élevée en K_2O . Notons cependant que le nom de tonalite a été primitivement appliqué à des roches composées de quartz, andésine avec très peu d'orthose et un minéral foncé (biotite, hornblende). Les roches de la Helle et de Lammersdorf répondent bien à cette définition et peuvent donc être considérées comme des tonalites.

La composition réelle de la tonalite de la Helle est manifestement différente de la composition virtuelle; il n'y a ni orthose visible, ni wollastonite, ni hyperstène ou enstatite, ni corindon. Par contre, la biotite y est représentée et contribue pour un bon pourcentage dans la teneur de la roche en K_2O . Il faut donc tenir compte de la biotite dans le calcul de la composition réelle suivant la réaction :



Tout l'hyperstène virtuel (et l'enstatite) contribue à former la biotite avec une partie de l'orthose et il y a augmentation de la teneur en quartz.

Le tableau suivant donne les compositions réelles calculées des trois analyses :

Minéraux réels	I			II			III		
Quartz	27,25			28,57			28,37		
Orthose	7,12	11,4	%	10,10	16,3	%	6,87	12,9	%
Albite	41,92	66,5	%	39,20	63,4	%	33,53	63,4	%
Anorthite	13,90	22,1	%	12,50	20,3	%	12,51	23,7	%
Biotite	5,55			8,33			14,10		
Ilménite	—			—			0,76		
Magnétite	2,32			—			0,23		
Pyrite + pyrrhotine ...	1,28			—			1,19		
Divers	1,16			1,50			1,12		
Perte au feu	1,24			1,44			0,77		
Somme	101,74			101,64			99,45		

La roche correspondant à l'analyse III est assez riche en quartz et biotite, mais l'albitisation est faible. Les feldspaths et même certaines lamelles de biotite sont bien conservées. La roche de M. P. RONCHESNE était également dans un bon état de conservation, mais possédait une teneur moins élevée en biotite.

La roche analysée par L. SCHMITZ était beaucoup plus « altérée ».

Les degrés d'albitisation et de silicification sont plus prononcés que dans les deux autres analyses I et III. Remarquons que la composition réelle peut donc être fort différente de la composition virtuelle.

II. — LA TONALITE DE LAMMERSDORF.

Nous reproduisons ci-dessous quatre analyses, la dernière étant nouvelle :

	I	II	III	IV
Si O ₂	66,88	67,20	66,90	68,20
Al ₂ O ₃	17,89	19,10	16,68	16,87
Fe ₂ O ₃	3,75	2,85	1,93	0,44
Fe O	—	—	1,69	2,38
Mn O	—	—	traces	0,11
Ti O ₂	—	—	—	0,53
Ca O	1,44	traces	2,77	0,40
Mg O	1,53	1,34	0,81	1,61
Na ₂ O	3,55	3,10	3,88	5,29
K ₂ O	3,77	3,25	2,34	1,89
Pyrite	—	—	1,27	—
S	—	—	—	0,16
P	—	—	—	traces
Perte au feu	2,01	4,07	2,51	1,66
Somme	100,82	100,88	100,78	99,54

I. — Analyse de F. H. HATCH dans VON LASAULX [8], p. 442.

II. — Id. mais roche décomposée.

III. — Analyse de M. P. RONCHESNE [5].

IV. — Nouvelle analyse (faciès riche en albite) — roche fraîche au microscope. L'analyse IV a été faite sur un matériel peu altéré, comme l'indique d'ailleurs la perte au feu; l'albitisation y est très prononcée et le pourcentage en quartz libre est de 36.64 %. Le faible pourcentage de la roche en K₂O est en relation avec la grande richesse en albite.

Le tableau suivant donne la composition virtuelle de deux roches :

Minéraux virtuels	III en % poids	IV en % poids
Quartz	28,50	25,86
Orthose	13,90	11,12
Albite	31,44	44,54
Anorthite	13,90	1,94
Hyperstène	2,32	6,90
Enstatite	1,00	—
Corindon	2,55	5,40
Ilménite	—	1,06
Magnétite	2,32	0,70
Pyrite	1,20	0,41
Perte au feu	2,51	1,66
Somme	99,64	99,59

III. — Voir M. P. RONCHESNE [5].

IV. — Le soufre a été compté comme pyrite, d'après la composition minéralogique de la lame mince.

A. Les paramètres magmatiques (C.I.P.W. LACROIX).

I. — Roche analysée par F. H. HATCH dans VON LASAULX [8], voir également M. E. DENAEYER et G. MORTELMANS [16].

Paramètres :

$$I \text{ (II).4.2.3.} \quad Al/\Sigma \text{ Calc} = 1.42 \quad An = 19\%$$

III. — Roche analysée par M. P. RONCHESNE.

Paramètres :

$$1.4. 2(3). 3 (4). \quad Al/\Sigma \text{ Calc} = 1.189 \quad An = 30,66\%$$

IV. — Nouvelle analyse (faciès spécial — tonalite albitisée).

$$\begin{aligned} p &= 5,77 & q &= 0,458 & r &= 15.000 & s &= 0,235 \\ h &= 3,920 & k &= \infty & l &= \infty & m &= 1,053. \end{aligned}$$

Paramètres :

(I) II. ' 4.(I) (I').4 [2.1.1.3] Al/Σ Calc = 1.47 An = 4.17%

Les deux premières analyses correspondent à des tonalites (I et III). La roche de l'analyse IV se classe dans la famille des granites alcalins, sous-famille des granites albitiques.

B. — Les paramètres de Niggli [14].

Le tableau suivant donne les paramètres de NIGGLI pour les analyses III (M. P. RONCHESNE) et IV ainsi que les paramètres types du sous-groupe des magmas plagioclasogranitiques (1) et du sous-groupe des magmas trondhjémiques (2) et d'un granite albitique (aplite) de Cobalt Ontario (3).

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
III	305	45	18,2	13,5	23,2	0,284	0,293	0,74
(1)	310	42	16	16	26	0,22	0,47	1
IV	317	46,4	22	2	29,6	0,19	0,51	0,09
(2)	350	42	12	11	35	0,23	0,27	0,917
(3)	363	43,5	21,5	3,5	31,5	0,05	0,45	0,16

Nous avons calculé en outre pour l'analyse IV :

$$ti = 1,97 \quad o = 0,075 \quad si' = 216.$$

La roche de l'analyse IV appartient au groupe des magmas dioritiques, sous-groupe des magmas trondhjémiques.

Il est intéressant de noter que dans cette dernière classe nous trouvons des granites albitiques, des aplites et pegmatites albitiques, des aplites dioritiques et tonalitiques (NIGGLI [14], p. 119).

Ces aplites et pegmatites constituent les produits résiduels du magma. L'albitisation de cet échantillon est aussi en relation avec les dernières phases métasomatiques du magma résiduel qui correspondent, dans une tonalite profonde, aux « pegmatites » albitiques.

Le tableau suivant donne la *composition réelle* calculée en fonction des minéraux réels des analyses III et IV des tonalites :

Minéraux réels	III	IV
Quartz	30,00	29,46
Orthose	3,31 Or 7 %	0,08 Or 0,2 %
Albite	31,44 Ab 65 %	44,54 Ab 95,6 %
Anorthite	13,90 An 28 %	1,94 An 4,2 %
Biotite	17,10	14,34
Ilménite	—	1,06
Magnétite	—	0,70
Pyrite	—	0,41
Divers	4,25	5,40
Perte au feu .. .	2,51	1,66
Somme	100,10	99,59

III. — D'après M. P. RONCHESNE [5].

L'analyse IV montre une très faible teneur en orthose. Nous avons déjà observé dans la tonalite de la Helle que l'oligoclase de bordure et l'albite étaient souvent bien conservés comparativement aux autres plagioclases saussuritisés.

III. — LA QUESTION DE L'ORTHOSE.

Les tonalites de Lammersdorf et de la Helle ne contiennent pas d'orthose, même à l'état de micropertthites. La potasse est répartie dans trois minéraux principaux : la biotite, les plagioclases et la séricite. Celle-ci en général provient soit de l'altération des feldspaths, soit des venues hydrothermales.

En calculant la composition réelle de la roche, on voit qu'une bonne partie du K_2O entre dans la biotite et que la teneur des plagioclases en orthose est généralement inférieure à 15 %.

Cependant, comme le montre l'analyse IV de la tonalite de Lammersdorf, l'albite et également l'oligoclase à 10 % d'anorthite ne contiennent qu'une teneur minime de K_2O . L'oligoclase n'intervient que pour un faible pourcentage dans le total des plagioclases, mais il n'en est pas de même pour l'albite. Cette dernière est métasomatique et détruit la molécule d'anor-

thite en même temps qu'elle libère CaO et K_2O , qui jouent un rôle important dans les phases hydrothermales postérieures. Il en résulte que l'albite diminue dans le calcul de la composition réelle, la vraie teneur en orthose et anorthite des plagioclases basiques antérieurs.

Le problème est donc encore beaucoup plus complexe que ne l'indiquent M. P. MICHOT [11] et F. CORIN [12] et la teneur en orthose des plagioclases peut donc atteindre et même dépasser la limite de solubilité comme l'avait fait remarquer le premier auteur. Si l'on considère une basicité moyenne de 35 % en anorthite, dans les plagioclases basiques, la teneur en orthose est voisine de 18 à 20 %.

Dans ces conditions un peu d'orthose devrait s'individualiser sous forme de micropertthite (H. L. ALLING, 1936). Comme ce n'est pas le cas, il faut donc en conclure que les *réseaux de l'orthose et des plagioclases sont intimement interpénétrés* et qu'aucune séparation n'est donc visible au microscope (voir également M. F. CORIN [12]).

D'autre part, comme un plagioclase peut dissoudre à haute température jusqu'à 30 % d'orthose, on peut concevoir que, par refroidissement assez rapide, ce qui est le cas ici, l'orthose n'ait pas eu le temps de se concentrer et que les molécules de ce minéral soient restées à l'état dispersé dans le plagioclase apparemment homogène.

IV. — SÉQUENCE MINÉRALE DES TONALITES.

La cristallisation débute par une individualisation de la biotite avec ses inclusions : le zircon¹, l'ilménite et l'apatite. A cette même période se forment les premiers centres de cristallisation constitués par des plagioclases assez basiques (du type andésine-labrador) qui donneront les phénocristaux zonaires à récurrences. Ces derniers se développent pendant une période critique de la vie du magma où l'allure de la différenciation a été oscillatoire (voir M. P. RONCHESNE et M. F. CORIN [5, 12]).

Pendant cette phase une partie de l'orthose est entré à l'état de solution solide dans les phénocristaux.

Après un nombre variable de récurrences, la cristallisation est devenue beaucoup plus régulière et il s'est formé dans le bain un grand nombre de centres cristallins qui donneront naissance aux microlites. Ceux-ci corrodent parfois lors de

leur cristallisation les minéraux antérieurs. La formation des microlites zonaires ou non s'échelonne sur un certain laps de temps et correspond à des basicités allant de 40 à 10 % en anorthite et même moins (albite). Le reste de l'orthose en solution solide s'y fixe en même temps sauf dans la bordure d'oligoclase à 10 % d'anorthite. Le quartz remplit les interstices entre les minéraux.

Depuis l'apparition des phénocristaux, le magma résiduel s'est enrichi au fur et à mesure en Na_2O par fixation des molécules d'anorthite. Le stade décrit correspond à la phase magmatique.

Les phases postmagmatiques débutent par une albitisation et une silicification de la roche avec apports de minerais.

L'albite remplace partiellement les plagioclases et plus rarement le quartz^I et la biotite. La silicification affecte tous les minéraux. Il faut peut-être y rattacher une partie de l'apatite et le zircon^{II} postmagmatiques. Au début de cette phase, il se produit une altération des minéraux antérieurs, les feldspaths sont saussuritisés (séricite et zoïsite) et la biotite transformée en hydrobiotite et chlorite.

La dernière phase hydrothermale, postérieure en majeure partie au développement des joints, amène localement une silicification et une séricitisation des épontes. En ce qui concerne Lammersdorf, cette phase est antérieure aux développements des joints et affecte une bonne partie de la tonalite (séricitisation des feldspaths, veinules de quartz recoupant parfois l'albite) et semble prédominante, ce qui est l'inverse à la Helle.

V. — ÉVOLUTION GÉOCHIMIQUE DES TONALITES.

Il nous paraît intéressant de donner un bref aperçu de l'évolution géochimique des tonalites.

Lors de la phase magmatique un bon nombre d'éléments se sont fixés dans la biotite et les plagioclases.

Les principaux d'entre eux sont : Fe, Mg, Ca, K, Na, Si, Al, O, Zr, Ti, P.

Nous avons noté que l'évolution magmatique se fait dans le sens d'un enrichissement notable en Na et Si que l'on retrouve dans les solutions résiduelles. La première phase hydrothermale

de nature métasomatique envahit toute la tonalite. Elle amène une albitisation des plagioclases, donc un départ de Ca, K.

Parallèlement il se produit une hydratation de la biotite avec un départ de K. Tous ces éléments sont remis en mouvement et interviennent postérieurement sous forme de zoïsite, d'épidote, de séricite. Ces minéraux hydrothermaux proviennent donc de la combinaison d'éléments secondaires, libérés lors des phénomènes d'altération et de métasomatose.

REMERCIEMENTS.

Nous tenons à exprimer notre gratitude envers l'*Institut pour la Recherche Scientifique appliquée à l'Industrie et à l'Agriculture* qui nous a permis d'achever ce travail et à M. le Prof. I. DE MAGNÉE qui a non seulement accepté de le patronner, mais aussi nous a guidé par ses nombreux conseils.

M. P. RONCHESNE nous a grandement facilité la tâche en ayant la bonté de nous donner ses lames minces et certains de ses échantillons.

Laboratoire de Géologie Appliquée
I.R.S.I.A.

Thèse juin 1954.

BIBLIOGRAPHIE.

1. DANNENBERG, A. und HOLZAPFEL, E., 1897, Die Granite der Gegend von Aachen. (*Jahrb. der Kon. Preuss. Geol. Landesanstalt.*)
2. HOLZAPFEL, E., 1909, Über die neueren Beobachtungen in den metamorphen Gebieten der Ardennen. (*Neues Jahrb. f. Min. Geol. Paleont.*, Bd I.)
3. RONCHESNE, P., 1930, A propos du granite de la Helle. (*Ann. Soc. Geol. Belg.*, t. LIII, p. B 190.)
4. — 1930-1931, Contribution à l'étude de la roche éruptive de la Helle (Hautes Fagnes). (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LIV, p. B 35.)
5. — 1931, Contribution à l'étude de la roche éruptive de Lammersdorf (Hautes Fagnes). (*Ann. Soc. Scient. Belg.*, Série B, mars.)
6. NIEUWENKAMP, W., 1948, Stereograms of the Determination of Plagioclase Feldspars in Random Sections.
7. MORTELMANS, G., 1937, Le métamorphisme de contact à Quenast. (*Bull. Soc. Belg. Géol.*, t. 47.)
8. VON LASAULX, A., 1884, Der Granit unter dem Cambrium des Hohen Venn. (*Verhandl. Naturhist. Verein der Preuss. Rheinlande und Westfalens*, Bonn.)

9. GOSSELET, J., 1888, Note sur le granite et l'arkose de Lammersdorf. (*Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 15, p. 109.)
10. ASSELBERGHS, 1946, L'Éodévien de l'Ardenne et des régions voisines. (*Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. 14.)
11. MICHOT, P., 1930, Les plagioclases de la roche éruptive de la Helle. (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LIV.)
12. CORIN, F., 1930, A propos de la note de P. Michot, sur les plagioclases de la roche éruptive de la Helle. (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LIV.)
13. LACROIX, A., 1933, Classification des roches éruptives. (Paris.)
14. NIGGLI, P., 1923, Gesteins und Mineralprovinzen. (Berlin.)
15. DENAEYER, M. E., 1951, Tableaux de pétrographie. (Éd. Lamarre, Paris.)
16. DENAEYER, M. E. et MORTELMANS, G., 1955, Les roches éruptives de Belgique. (Jubilé de M. P. Fourmarier.)
17. SHAND, S. J., 1927-1947, Eruptive Rocks.
18. IDINGS, J., 1913, Igneous Rocks. (II^e volume.)
19. JOHANNSEN, A., 1952, Petrography.
20. WASHINGTON, H. S., 1917, Chemical analysis of eruptive rocks. (*U.S. Geol. S. Prof. papers*, n° 99.)

Autres ouvrages consultés.

- CHUDOBA, K., 1932, Gesteinbildende Mineralien.
- 1933, The determination of the feldspars in thin section.
- DE LAPPARENT, J., 1923, Leçons de pétrographie. (Masson, Paris.)
- DUPARC, L. et REINHARD, M., 1924, La détermination des plagioclases dans les coupes minces. (Genève.)
- BARTH, T. F. W., Theoretical Petrology.
- WINCHELL, 1951, Elements of optical Mineralogy. (Ed. Wiley.)
-

Note sur les Venn Porphyres des Hautes Fagnes allemandes (*),

par L. VAN WAMBEKE.

A. — INTRODUCTION.

La découverte récente d'une série de roches à faciès porphyriques, dénommées Venn Porphyres, en de nombreux points des Hautes Fagnes allemandes nous a amenés tout naturellement à étudier ces roches.

L'intérêt était d'autant plus grand qu'une série en « intrusion » dans le *Rv4* se trouvait dans le prolongement de la tonalite de Lammersdorf.

L'autre série est cantonnée dans le Salmien. Nos investigations n'ont pas dépassé la vallée de la Wehe à hauteur de Germeter (1). Plus au Nord-Est se trouvent des éruptifs de couleur verdâtre.

Ces roches furent mentionnées pour la première fois en 1897 par E. HOLZAPFEL [1]. En 1910 cet auteur divise les éruptifs en quatre catégories dans la description de la géologie de l'Eifel [2] :

- a) Granites;
- b) Kératophyres;
- c) Vogésites;
- d) Roche ressemblant aux diabases.

Il considère les Venn Porphyres comme des vogésites avec ou sans augite et les signale dans la vallée de la Wehe sans toutefois les localiser, ainsi qu'au Sud de Jägerhaus. Il met ces roches en relation avec le granite en profondeur et celui de Lammersdorf.

Il remarque que dans le voisinage des venues éruptives le métamorphisme du Cambrien et Dévonien inférieur est plus intense, particulièrement au Sud de Jägerhaus où il note des « Knotenschiefer ».

Enfin M. THOME découvre (ou redécouvre) quelques gisements, puis M. Wo SCHMIDT en cartographie un grand nombre [5, 7].

(*) Texte remis à la séance.

(1) Un des « Venn Porphyres » découvert par M. Wo SCHMIDT au Nord de Montjoie n'a pas été examiné.

Notons que les déterminations de M. WO SCHMIDT ont été faites macroscopiquement. On comprend dès lors que certains sédiments ont été pris pour des Venn Porphyres.

BRUHNS (dans E. HOLZAPFEL, [3]) a fait une étude des Venn Porphyres et cite la présence de petites baguettes altérées qu'il considère comme de l'hornblende. D'après cet auteur la roche consiste en un mélange de grains d'orthose et de quartz avec de nombreuses lamelles de muscovite et quelques cristaux porphyriques d'orthose et de plagioclases. Il considère la roche comme une vogésite ou une minette altérée.

B. — PÉTROGRAPHIE.

1. Pétrographie macroscopique.

Les Venn Porphyres ont habituellement une couleur blanchâtre ou brunâtre et présentent de petites mouchetures rouille provenant de la décomposition des carbonates.

Il existe deux variétés de Venn Porphyres, une schistoïde et une massive, souvent réunies dans un même gisement.

Un autre type de couleur grise correspond à un quartzite partiellement digéré et envahi par un Venn Porphyre (vallée de la Wehe à hauteur du chemin de Germeter).

2. Pétrographie microscopique.

1. Structure.

La structure de la roche est nettement porphyrique (voir photo n° 1) avec une pâte de quartz-albite et phénocristaux de chlorite, d'albite et d'orthose (rare).

2. Constitution minéralogique.

Les constituants essentiels des Venn Porphyres sont : la chlorite, l'albite, le quartz, l'orthose (rare).

Les constituants accessoires : séricite, carbonate, épidote, zircon, apatite, sphène, leucoxène, limonite, hématite, pyrite, chalcopryrite.

a) LA CHLORITE. — La chlorite est relativement peu abondante. Elle se présente en longues baguettes provenant sans doute de l'altération d'une amphibole ou en lamelles provenant de la substitution de la biotite. Dans ce dernier cas, elle conserve parfois les clivages du mica noir.

Comme inclusions nous rencontrons du zircon à auréoles pléochroïques, de l'apatite, de l'épidote secondaire en aiguilles.

La séricite est fréquemment pseudomorphe de la chlorite qu'elle remplace. Les carbonates s'y substituent également surtout dans la première variété en longues baguettes (voir photo n° 1).

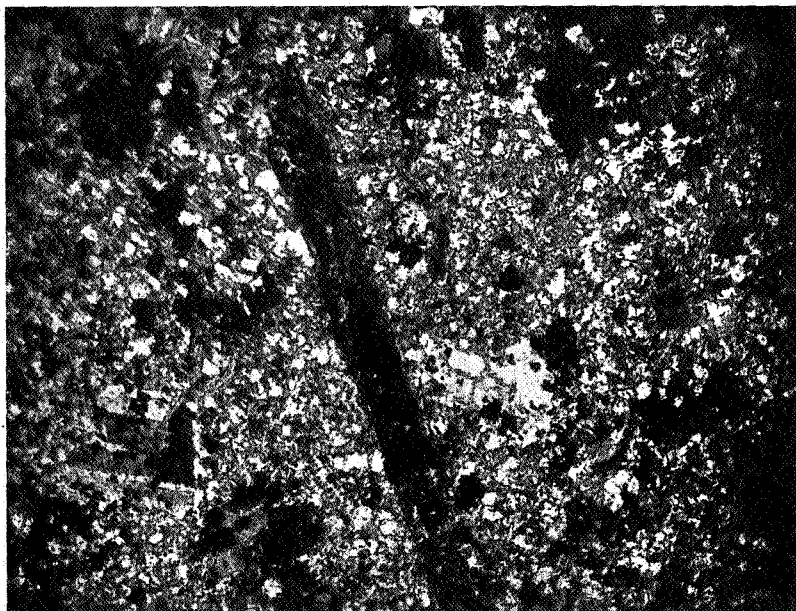


PHOTO n° 1. — **Type de Venn Porphyre.**

Au centre une baguette de chlorite provenant de l'altération d'une amphibole. Cette chlorite renferme des carbonates altérés en limonite (en noir). On observe également quelques phénocristaux d'albite.

Gross. 22x.

b) LES FELDSPATHS. — On distingue les phénocristaux et les microlites. Les premiers sont représentés par l'albite et un peu d'orthose, les derniers uniquement par de l'albite associée à du quartz.

1. Les phénocristaux.

L'albite. — L'albite forme en général des plages bien conservées simples ou mâclées. Parfois, la transformation a été telle que les phénocristaux sont quasi disparus par carbonatation et séricitisation.

L'orthose. — Il se présente parfois dans la pâte des cristaux simples ou mâclés suivant la loi de Karlsbad. Un d'entre eux était rongé par un phénocrystal d'albite et montrait une extinction quasi-symétrique de 19° environ.

Il s'agit vraisemblablement d'orthose. L'orthose semble de plus avoir été souvent albitisée (signe biaxe positif).

2. La pâte de quartz-albite. — La pâte est formée de petits microlites d'albite rarement mâclés, associés à du quartz. Elle a souvent subi un début de séricitisation.

Notons également des plages de quartz qui semblent être secondaires.

c) LA SÉRICITE. — La séricite est l'un des minéraux les plus abondants. Elle remplace non seulement la chlorite mais aussi, dans une moindre mesure, les phénocristaux et la pâte. La séricite entoure souvent d'une mince frange les carbonates, qu'elle recoupe parfois ainsi que la pyrite, la chalcopyrite et l'hématite.

Parfois même la séricite passe à la muscovite. Les produits d'altération de la chlorite se conservent plus ou moins lors de la séricitisation, ce qui permet dans une certaine mesure de distinguer les séricites pseudomorphes des albites de celles des chlorites.

Le degré de séricitisation est très variable non seulement d'un endroit à l'autre d'un même gîte, mais quelquefois dans un même échantillon. Dans les variétés de Venn Porphyres massifs, apparemment bien frais à l'œil nu, la séricitisation peut être importante.

d) LES CARBONATES. — A côté de la séricite, les carbonates sont abondants et représentés par une ankérite $N_e = 1,5305$, $N_o = a$ un indice inférieur à 1,737 mais supérieur à 1,70. Les essais chimiques ont donné par ordre d'importance : Ca, Fe, Mg, Mn.

La carbonatation affecte tous les Venn Porphyres dans une mesure plus ou moins grande.

Les carbonates remplacent partiellement la chlorite, surtout la variété en lamelles fort allongées (photo n° 1) et les feldspaths. Ils forment également de petites géodes dans la roche et certains d'entre eux possèdent des mâcles de pression, ce qui indique que la roche a subi des efforts postérieurement à sa mise en place.

Ils sont très souvent altérés en une limonite pâle différente de celle provenant de la pyrite qui est beaucoup plus foncée.

e) L'ASSOCIATION APATITE, ZIRCON, SPHÈNE (leucoxène). — Il semble à nouveau exister deux variétés de zircon. Cette association des trois minéraux se rencontre dans toutes les lames minces. Ils sont disséminés dans la pâte et semblent postérieurs à la formation des phénocristaux. Le sphène en cristaux de forme losangique, brunâtre, est fort altéré et souvent indéterminable. Certains cristaux d'apatite sont brisés.

f) LES MINÉRAIS. — Les minerais sont rares dans les Venn Porphyres. Nous avons observé de la pyrite souvent limonitisée et de la chalcopyrite parfois altérée en covelline et bornite (l'analyse spectrale montre d'ailleurs les raies du cuivre).

L'hématite se rencontre également dans quelques lames minces. Elle est entourée de quartz fibreux et d'un peu de séricite qui recoupe parfois ce minerai. Sa formation pourrait être secondaire car elle est présente dans beaucoup de roches encaissantes. La pyrite est parfois accompagnée par de belles lamelles de séricite.

C. — FACIÈS SPÉCIAL DES VENN PORPHYRES.

L'affleurement de la vallée de la Wehe à hauteur du chemin de Germeter est constitué par une roche grise extrêmement dure et bien conservée. Le même échantillon a fourni deux lames minces différentes :

1. Une lame mince où la pâte est formée de quartz et d'albite sans phénocristaux d'albite, ni lamelles de chlorite. Les carbonates, l'apatite, le sphène sont bien représentés. Le quartz est parfois recristallisé.

2. L'autre contient de grandes lamelles de chlorite partiellement séricitisée, des carbonates, de l'apatite, des minerais (pyrite, chalcopyrite), mais aucune trace de feldspaths ne s'observe pas même dans la pâte quartzitique partiellement recristallisée.

Ces faits semblent mettre en évidence qu'il s'agit d'un quartzite sériciteux partiellement digéré par un Venn Porphyre.

D. — LE MÉTAMORPHISME DE CONTACT.

Comme les intrusions de Venn Porphyres sont de faible importance, le métamorphisme de contact est quasi inexistant.

La roche la plus caractéristique est certainement le quartzite précédent partiellement assimilé par un Venn Porphyre.

Les roches sont en général devenues plus dures et plus compactes au contact de ces intrusions.

E. — FORME DES INTRUSIONS.

M. WO SCHMIDT [4] a montré que les intrusions de Venn Porphyres sont lenticulaires et quelquefois disposées en chapelet.

F. — LOCALISATION DES VENN PORPHYRES.

De l'étude des lames minces, nous pouvons déduire que *les Venn Porphyres sont strictement localisés dans la vallée de la Weisze Wehe, principalement le long du chemin allant au Peterberg (an der Serpentine)*. Une autre intrusion ignée se situe au Nord de Jägerhaus, nous la décrirons plus loin.

La roche de Langschoss, déjà mentionnée par E. HOLZAPFEL comme pouvant être éruptive, est en réalité une arkose à ciment très sériciteux.

La photo n° 2 correspondant à la roche en question est identique à la photo n° 3 représentée par une arkose prise au voisinage du contact avec le Salmien dans la vallée de la Weisze Wehe. L'analogie est clairement démontrée par ces deux photos.

La roche de Langschoss est formée de grains roulés ou anguleux de quartz dans une pâte abondante de séricite qui a subi un début de muscovitisation. Il s'y trouve un grand cristal zoné de tourmaline (voir carte dans 5).

La roche fort altérée d'un affleurement au Sud de Langschoss est macroscopiquement identique à la précédente. Ces roches se rencontrent en débris près des bunkers dynamités.

Au Sud de Jägerhaus on trouve une roche blanchâtre, brunâtre par altération, exactement comme les Venn Porphyres, qui forme un gisement assez étalé. M. F. GEUKENS [4] avait déjà mis en doute l'existence de ce Venn Porphyre et souligné la grande ressemblance de cette roche avec les arkoses métamorphiques du Gedinnien.

L'étude en lame mince a montré qu'il s'agit d'un *grès quartzitique sériciteux* constitué par des grains de quartz moyens dans une pâte de séricite avec un peu de chlorite irrégulièrement distribuée. Il n'y a ni feldspaths, ni carbonates.

Au contact du gîte précédent affleure une roche salmienne

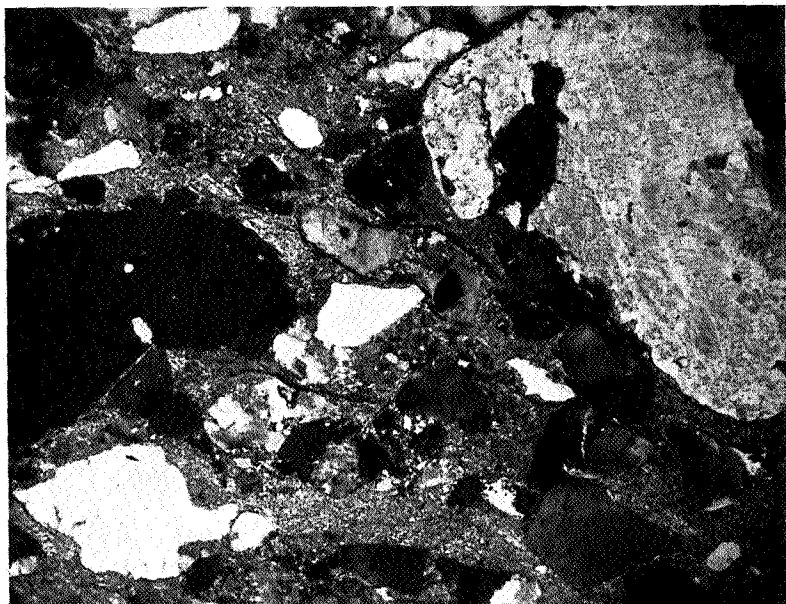


PHOTO n° 2. — **Arkose de Langschosz ressemblant macroscopiquement à un Venn Porphyre.**

Quartz roulés ou anguleux dans une pâte de séricite.
Nicols croisés.

Gross. 22×.

gris bleu. La pâte est formée de séricite et l'ottrelite est abondante par places. Ce sont les « Knotenschiefer » de E. HOLZAPFEL.

Dans la vallée du Peterbach, M. Wo SCHMIDT mentionne l'existence d'un nouveau gîte de Venn Porphyre. La roche est gris blanchâtre et s'altère en brun à la périphérie de la même façon que les Venn Porphyres.

Il s'agit tout simplement d'un quartzite sériciteux à grains fins.

Nos observations microscopiques ont donc permis de localiser les *Venn Porphyres uniquement dans la vallée de la Weisze Wehe*. Tous les autres gîtes, précédemment dénommés comme tels, constituent en réalité des lambeaux gedinniens.

II. — Le « lamprophyre » de Jägerhaus.

Au Nord de Jägerhaus, il existe un lamprophyre ou un gabbro écrasé indiqué comme Venn Porphyre dans la *nouvelle carte* de M. Wo SCHMIDT [5]. Macroscopiquement c'est une roche verdâtre, massive, schistoïde à feldspaths kaolinisés.

A. — PÉTROGRAPHIE.

1. Pétrographie microscopique (voir photo ?).

1. Structure.

La structure est pseudoophitique.

La roche montre des traces très nettes d'écrasement, les chlorites sont étirées, tordues et même brisées. Le quartz semble détritique et a vraisemblablement acquis cette forme lors de l'écrasement.

2. Constitution minéralogique.

Les minéraux essentiels sont représentés par de la chlorite, des feldspaths, du quartz.

Les minéraux accessoires sont : l'épidote, la zoïsite, la séricite, le kaolin, l'apatite, le zircon, la pyrite, la limonite.

a) LA CHLORITE. — La chlorite forme au moins 50 % de la roche.

On distingue deux variétés en lamelles allongées :

1^o La première est verte, pléochroïque (vert eau, vert pâle), possède une biréfringence très faible et se rapporte par ses caractères optiques à la pennine.

2^o La seconde est brunâtre, pléochroïque (brun à brun pâle) avec allongement positif et biréfringence plus élevée que la précédente. Elle se rapporte plutôt à la délessite.

Comme inclusions, les chlorites renferment du zircon à auréoles pléochroïques (vert foncé, vert pâle) et de l'épidote secondaire fort altérée. Les chlorites proviennent de la décomposition d'amphiboles ou de pyroxènes.

b) LES FELDSPATHS. — Les feldspaths non mâclés, séricitisés ou le plus souvent kaolinisés sont indéterminables. La plupart du temps ils ont été complètement lessivés. L'écrasement a fait disparaître dans beaucoup de cas les contours prismatiques.

c) LE QUARTZ. — Les petites plages de quartz aux contours anguleux sont dispersés dans toute la roche. Le quartz ne contient pas d'inclusions, il semble avoir acquis sa forme spéciale lors de l'écrasement.

d) LES AUTRES MINÉRAUX. — Nous avons observé un peu de zoïsité avec des mouchetures de minerais altérés ainsi que de la pyrite presque complètement limonitisée et de l'apatite.

La séricite, produit d'altération des feldspaths, passe au kaolin.

B. — FORME DE L'INTRUSION, LOCALISATION.

Le lamprophyre de Jägerhaus est intrusif dans le *Rv4*. La roche semble être un filon concordant comme tous les autres éruptifs étudiés.

III. — CLASSIFICATION DES VENN PORPHYRES.

Comme nous l'avons vu précédemment les Venn Porphyres sont constitués par des phénocristaux composés d'un peu d'amphibole et de biotite chloritisées, d'un peu d'orthose, d'albite en plus grande quantité, baignant dans une pâte de quartz et de microlites d'albite.

Si ces roches au point de vue macroscopique sont très différentes des microgranites ardennais du massif de Rocroi décrits par J. DE LAPPARENT [6], elles présentent néanmoins par leur composition minéralogique certaines analogies avec ces derniers.

Les Venn Porphyres sont moins riches en feldspaths potassiques et renferment une amphibole en baguettes. De plus, la biotite chloritisée se présente en phénocristaux tandis que dans les roches de Rocroi elle est confinée dans la pâte. On n'y observe aucun phénocristal de quartz.

L'orthose a été albitisée. Cette albitisation a pour effet de libérer du K et du Al qui entreront postérieurement dans la formation de la séricite.

L'altération de la biotite en chlorite donne également de la potasse.

Dans les échantillons de Venn Porphyres apparemment bien frais, la séricitisation peut être importante. Elle affecte les biotite et amphibole chloritisées, l'albite, l'orthose albitisée et la pâte.

La séricitisation peut être quasi complète. La séricite peut devenir pseudomorphe des phénocristaux d'albite; dans ce cas elle ne contient pas d'autres produits d'altération.

Les chlorites séricitisées par contre renferment un peu d'épidote secondaire.

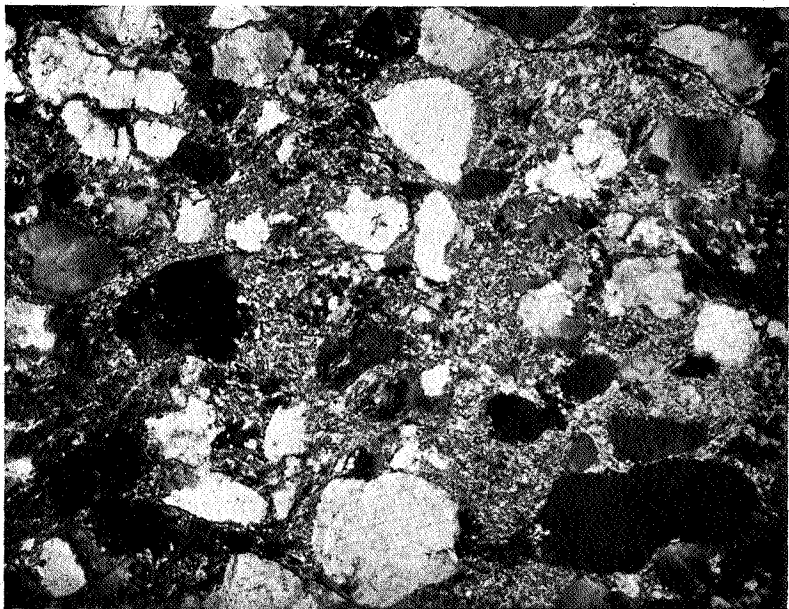


PHOTO n° 3. — Arkose au contact du Salmien au Peterberg.

Nicols croisés.

Gross. 22 ×.

Les carbonates rapportés à la variété ankérite sont fréquents dans les Venn Porphyres. Leur teneur en Ca, Mg, Fe semblent provenir de la décomposition des amphiboles (ou pyroxènes).

Le zircon, l'apatite et le sphène sont localisés dans la pâte.

Certaines lames montrent des cristaux d'apatite brisés et des mâcles de pression dans les carbonates. Ces faits suggèrent que la roche a subi après sa mise en place des efforts dynamiques.

Par leur composition, les Venn Porphyres se rapprochent donc des microgranites du massif de Rocroi et il semble qu'ils appartiennent à cette même famille.

E. HOLZAPFEL [1, 2, 3] leur avait donné le nom de vogésite avec ou sans augite. Ces dernières, d'après J. LAPPARENT [6],

sont formées par des aiguilles d'hornblende brune et des cristaux aciculaires d'augite dans une masse de microlites d'orthose et de plagioclases. Les noyaux de quartz ont été complètement résorbés et remplacés par des amas d'aiguilles d'augite moulées elles-mêmes par du quartz.

Cette définition ne semble pas s'appliquer aux Venn Porphyres, car non seulement les cristaux de pyroxènes-amphiboles sont peu nombreux, mais également le quartz est assez abondant et sans aucune trace de phénomènes de résorption. La structure de la roche est porphyrique et sa teinte blanchâtre quand elle est fraîche.

Tous ces faits écartent la dénomination de vogésites pour ces roches; on pourrait peut-être les dénommer « microgranites albitiques ».

D'après M. Wo SCHMIDT [7] les Venn Porphyres intrusifs dans le Revinien ou le Salmien ne le sont pas dans le Gedinnien. Notons cependant que la distinction macroscopique entre les arkoses et les Venn Porphyres est difficile et l'étude microscopique a montré que de nombreux lambeaux gedinniens ont été pris pour des Venn Porphyres. M. Wo SCHMIDT [7] considère les arkoses gedinniennes comme des porphyroïdes remaniés.

Dans une récente publication M. F. SCHRÖDER (dans Wo SCHMIDT, [8]) considère que les tonalites de la Helle, Lammersdorf et les Venn Porphyres ne sont qu'une même famille.

Les Venn Porphyres présentent cependant par leur composition minérale des différences avec les tonalites.

Ils renferment de longues baguettes d'amphiboles chloritisées qui ne se retrouvent pas dans les tonalites. De plus, l'évolution hydrothermale des Venn Porphyres, caractérisée par une carbonatation intense, est complètement absente dans les tonalites. Un doute subsiste donc quant à la parenté de ces roches.

De toute façon les Venn Porphyres qui ont subi des efforts tectoniques après leur mise en place ne sont pas posthercyniens.

REMERCIEMENTS.

Nous tenons à adresser nos remerciements envers l'Institut pour la Recherche Scientifique appliquée à l'Industrie et à l'Agriculture qui nous a permis d'effectuer ce travail ainsi qu'à M. le Prof. I. DE MAGNÉE qui nous a suggéré cette étude. Celle-ci a été grandement facilitée sur le terrain, grâce à la collaboration de mon ami le Docteur Wo SCHMIDT.

Laboratoire de Géologie Appliquée
I.R.S.I.A.

Thèse, juin 1954.

BIBLIOGRAPHIE.

1. DANNENBERG, A. und HOLZAPFEL, E., 1897, Die Granite der Gegend von Aachen. (*Jahrb. der Kön. Preuss. Geol. Landesantalt.*)
 2. HOLZAPFEL, E., 1910, Die Geologie der Nordabfalles der Eifel mit besonderer Berücksichtigung der Gegend von Aachen. (*Abhandl. der Kön. Preuss. Geol. Landesantalt*, Hft 66.)
 3. — 1909, Über die neueren Beobachtungen in den metamorphischen Gebieten der Ardennen. (*Neues Jahrb. für Min. Geol. Paleont.*, Bd I.)
 4. GEUKENS, F. und SCHMIDT, Wo, 1952, Über ein gemeinsame Exkursion durch das Kambrosilur des Hohen Venns. (*Geol. Jahrb.*, Bd. 67, S. 67-72.)
 5. Compte rendu de la Session extraordinaire de la Société Géologique Belge tenue du 5 au 8 septembre 1953 dans l'Eifel.
 6. DE LAPPARENT, J., 1909, Étude comparative de quelques porphyroïdes français. (*Soc. Franc. Min.*, t. 32.)
 7. SCHMIDT, Wo, 1954, Übersicht der Ergebnisse der Revisions Kartierung des Hohen Venns. (*Geol. Jahrb.*, Bd 69, S. 83-88.)
 8. — 1955, Die Eruptive in den Kern Schichten des Hohen Venns. (*Geol. Jahrb.*, Bd 70, S. 329-338.)
-