

TROISIÈME PARTIE

LES ROCHES ÉRUPTIVES

LES ROCHES ÉRUPTIVES

par M.-E. DENAEYER et G. MORTELMANS

INTRODUCTION

En territoire belge, les manifestations plutoniques et volcaniques n'affectent que les terrains primaires anciens, depuis le Cambrien jusqu'au Dévonien inférieur inclusivement. Elles semblent, dans leur très grande majorité, étroitement et exclusivement liées aux phases successives de l'orogénèse calédonienne ⁽¹⁾, bien qu'elles aient pu recevoir, ensuite, l'empreinte mécanique de l'orogénèse hercynienne. Seules les intrusions tonalitiques des Hautes Fagnes, de même que les filons pegmatitiques, aplitiques, etc... de la Haute Ardenne, peuvent être attribuées, avec quelque degré de certitude, à l'orogénèse hercynienne.

Il est actuellement possible, dans une certaine mesure, de classer les venues éruptives de notre pays dans l'ordre stratigraphique de leur mise en place. C'est pourquoi nous avons estimé qu'il convenait de définir autant que possible leurs relations avec les terrains encaissants et de les décrire suivant l'ordre chronologique.

Tout semble indiquer que ces venues constituent des apophyses transgressives, des sills, des laccolites, des filons ou des coulées issus d'un ou de plusieurs batholites situés à grande profondeur et inaccessibles à l'observation. Elles sont aussi représentées par des produits pyroclastiques mélangés aux sédiments.

Dans la plupart des cas, l'étude pétrographique et pétrochimique des roches éruptives belges est décevante et ne permet pas de conclure en toute sécurité quant à leurs caractères intrinsèques et à leur parenté. Elles ont, en effet, évolué entièrement dans des conditions épizonales et sont, de ce fait, affectées simultanément par le dynamométamorphisme et le métamorphisme hydrothermal.

Il en résulte que les caractères minéralogiques actuels de ces roches ne concordent généralement pas avec les caractères des roches orthomagmatiques correspondantes ; ces dernières ne se manifestent que par les résidus de leurs minéraux symptomatiques. A cet égard, les paramètres pétrochimiques du système américain CIPW amendé par

⁽¹⁾ Nous considérons encore comme calédonienne la phase tectonique d'âge emsien inférieur à moyen (= phase néo-calédonienne, brabançonne, etc...).

A. LACROIX ⁽¹⁾, — que nous avons adoptés comme les plus convenables pour le but poursuivi —, peuvent fréquemment induire en erreur. Ils sont « altérés » comme les roches elles-mêmes et ce n'est que par la confrontation de ces paramètres et de la composition minéralogique réelle des roches que l'on peut tenter de rendre compte des vicissitudes de celles-ci. Cela est rendu plus difficile encore, dans certains cas, par le fait que les analyses anciennes sont généralement incomplètes et parfois inexactes. Nous avons autant que possible éliminé ces dernières.

Les principaux facteurs qui ont modifié la composition primitive des roches et altèrent leurs paramètres sont des apports de silice (silicification), d'anhydride carbonique réagissant avec la chaux des minéraux calciques (calcitisation) et, dans une certaine mesure, des phénomènes de sodification.

Malgré tout, il se dégage de l'étude pétrographique et pétrochimique comparée des roches éruptives belges les caractères généraux suivants :

1) Elles sont calco-alcalines, parfois alcalines et, — à peu d'exceptions près — plus riches en soude qu'en potasse.

2) L'absence générale de feldspaths potassiques exprimés les range, pour la plupart, dans les familles des granites sodiques, des diorites quartziques ou des gabbros-diorites.

3) Elles sont souvent calco-magnésiennes, mais avec une tendance magnésienne ; les calco-magnésiennes renferment ou renfermaient des pyroxènes et des amphiboles calciques (porphyres de Lessines, Bierghes et Quenast) et les magnésiennes, de la biotite (tonalite de la Helle).

4) Le caractère franchement magnésien de certaines roches modifiées s'accompagne du caractère hyperalumineux avec apparition d'alumine libre virtuelle. C'est généralement le cas des roches riches en séricite secondaire.

5) Au point de vue de leur basicité, toutes ces roches se distribuent en deux grands groupes : celui des roches leucocrates quartziques et celui des roches mésocrates doléritiques ou diabasiques.

Le cadre géologique des roches éruptives n'étant pas connu avec le même degré d'approximation à l'est qu'à l'ouest de la Meuse, nous avons divisé cette partie en deux chapitres. Dans le premier on a traité (G. MORTELMANS) des roches éruptives et pyroclastiques du massif brabançon et de la bande silurienne de Sambre-Meuse. Dans le second sont décrites (M.-E. DENAEYER) les roches du massif ardennais, y compris celles du massif de Rocroi qui appartient géologiquement à l'Ardenne.

Les travaux concernant les roches éruptives de ces deux massifs sont très dispersés et remontent fort loin. Il ne nous a pas été possible de rappeler ici les contributions souvent très importantes des anciens auteurs et nous nous sommes limités à citer, autant que possible,

⁽¹⁾ Pour la signification de ces paramètres et la nomenclature des roches éruptives, cf. M.-E. DENAEYER, Tableaux de Pétrographie, Ed. Lamarre, Paris, 1951.

les travaux les plus récents et les plus complets. Nous ne pouvons cependant nous dispenser de rappeler en tête de ces pages, les noms d'Omalius d'HALLOY, d'André DUMONT, d'Achille DELESSE, de Jules GOSSELET, de Gustave DEWALQUE, de C. MALAISE, de X. STAINIER et, surtout, ceux de Charles DE LA VALLÉE POUSSIN et Alphonse RENARD dont tous les géologues connaissent le Mémoire fondamental sur les caractères minéralogiques et stratigraphiques des roches dites plutoniennes de la Belgique et de l'Ardenne française (*M. Ac. R. Sc. Belg.*, 1876). Nous y avons eu constamment recours ; mais, malgré la fidélité et la précision des descriptions, il porte l'empreinte d'une technique encore trop rudimentaire, — nous voulons dire l'emploi de lames trop épaisses et de méthodes optiques encore insuffisamment élaborées —, pour qu'une foule de détails significatifs n'aient point échappé à la sagacité des deux savants pétrographes.

Dans les pages qui suivent nous avons introduit quelques analyses chimiques nouvelles et inédites effectuées par Mme D. LEDENT, assistante de minéralogie à l'Université de Bruxelles. Nous tenons à lui exprimer nos remerciements pour le concours qu'elle nous a apporté en calculant les paramètres de toutes les analyses que nous avons groupées à la fin de cette Troisième Partie.

CHAPITRE I

ROCHES ÉRUPTIVES ET PYROCLASTIQUES DU MASSIF BRABANÇON ET DE LA BANDE DE SAMBRE-MEUSE

§ 1. — Les roches éruptives du massif du Brabant

A mesure que progresse l'exploration par sondages de ses parties cachées, le massif cambro-silurien du Brabant montre un nombre de plus en plus élevé de venues éruptives.

Ces venues, représentées tantôt par des coulées volcaniques ou leurs produits détritiques interstratifiés, tantôt par des intrusions en forme de pitons, sills ou dykes, ne constituent toutefois, en superficie, qu'une faible portion de ce massif.

Il s'agit, pour les intrusions, de roches mises en place à faible profondeur, loin des grands batholites. En effet, leur structure et l'autométamorphisme hydrothermal qu'elles ont subi au moment de leur mise en place, témoignent d'un niveau d'intrusion nettement épizonal (P. MICHOT, *Cgrès A. I. Lg.*, 1947, *Géologie*, p. 119).

Ces venues paraissent toutes liées à l'évolution du géosynclinal calédonien et il n'y a aucune raison de penser qu'elles pourraient être plus récentes que les phases néo-calédoniennes emsiennes.

Dans la description sommaire de ces venues, nous avons adopté le classement suivant :

1. Roches volcaniques et pyroclastiques interstratifiées.
2. Roches intrusives connues en affleurement.
3. Roches éruptives reconnues par sondages.
4. Divers.

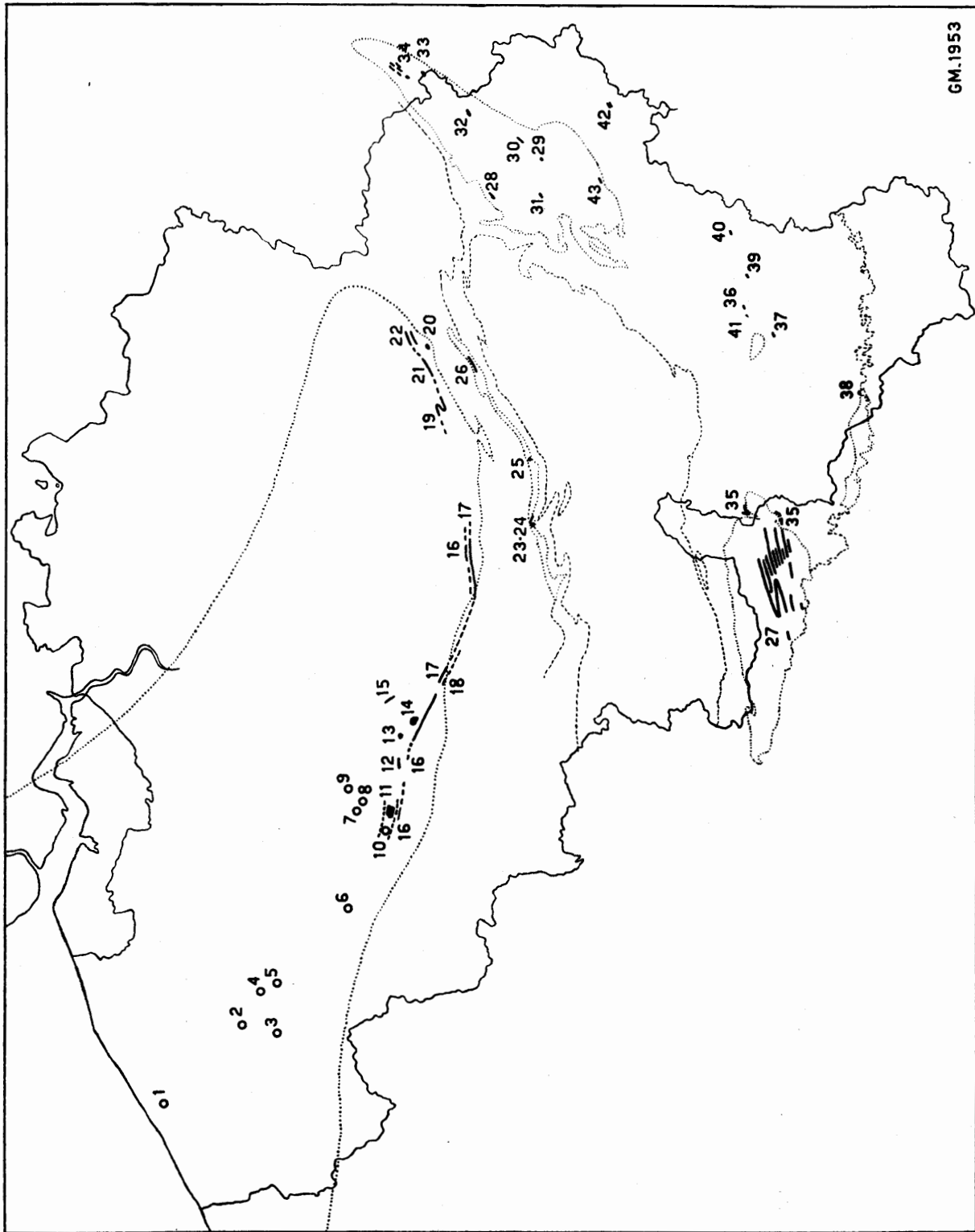


FIGURE I. — Voir légende page 751.

I. — ROCHES VOLCANIQUES ET PYROCLASTIQUES INTERSTRATIFIÉES

D'après leur position stratigraphique on peut considérer, des plus anciennes aux plus récentes :

- a) Les « arkoses » du Cambrien (Devillien supérieur).
- b) Les « porphyroïdes » de l'Ordovicien supérieur (Caradoc).
- c) Les « eurites » ou rhyolites anciennes du Silurien inférieur (Llandovery inférieur).
- d) Les rhyolites et tufs du Silurien moyen (Llandovery supérieur ou Wenlock).
- e) Les « porphyroïdes » du Silurien moyen (Wenlock).
- f) Les « eurites » schistoïdes de Marcq (niveau inconnu).

a) Les « arkoses » du Cambrien (Devillien supérieur)

Un des caractères essentiels du Devillien supérieur du massif du Brabant est l'abondance de couches, souvent puissantes, de roches feldspathiques interstratifiées.

Bien que depuis J. GOSSELET le caractère détritique de ces roches ait été mis en évidence, certains auteurs ont encore, même récemment, vu dans celles-ci des produits volcaniques plus ou moins remaniés. C'est pourquoi nous avons cru utile de rappeler ici les caractères de ces roches.

FIG. 1. — Carte de distribution des venues éruptives en Belgique.
En pointillé : Massifs anté-dévonien. En tirets fins : Eodévonien de l'Ardenne.

A. — Massif cambro-silurien du Brabant

1. Sondage de Leffingue.
2. Sondage de Lichtervelde.
3. Sondages de Roulers.
4. Sondage de Pittem.
5. Sondage de Meulebeke.
6. Sondage de Berchem-lez-Audenaerde.
7. Sondage d'Idegem.
8. Sondage de Deftingue.
9. Sondage de Grammont.
10. Sondages d'Ogy.
11. Porphyre de Lessines.
12. Eurite schistoïde de Marcq.
13. Porphyre de Bierghes.
14. Porphyre de Quenast.
15. Diorite quartzique de Lembecq.
16. Porphyroïdes du Caradoc.
17. Eurites du Llandovery inférieur.
18. Porphyroïdes du Monstreux.
19. Rhyolite et tufs du Pitet.
20. Gabbro d'Horion-Hozémont.
21. Rhyolites et tufs kératophyriques de Jeneffe et de Haneffe.
22. Laves en coussin de Voroux-Goreux et diabases de Fexhe-le-Haut-Clocher.

B. — Bande ordovico-silurienne de Sambre-et-Meuse :

23. Rhyolite du Piroy.
 24. « Rhyolite » de la Maulenne.
 25. Diabase de Grand-Pré.
 26. « Rhyolites », arkoses et cinérites de la Neuville-sous-Huy.
- C. — Massifs cambro-ordoviciens et Eodévonien de l'Ardenne :
27. Principaux alignements éruptifs du massif de Rocroi : porphyroïdes et amphibolites.
 28. « Eurites » et « porphyrite diabasique » de Spa.
 29. Diabase de Challes.
 30. Diabase des Trôs Marats (Malmedy).
 31. « Kératophyres » de Coö et Grand-Coö.
 32. Tonalite de la Helle.
 33. Tonalite de Lammersdorf.
 34. Porphyres des Hautes-Fagnes.
 35. « Porphyres quartzifères » du Franc Bois de Willerzie et de Naux-sur-Semois.
 36. « Schiste porphyrique » et filons tourmalinifères de Remagne.
 37. Roches « maclifères » de Libramont.
 38. Kersantite de Muno.
 39. Filons aplitiques et pegmatitiques de Morhet.
 40. Filons pegmatitiques de la région de Bastogne.
 41. Filons à hématite et cuivre de Freux.
 42. Filons à albite et quartz de la région de Saint-Vith.
 43. Filon à dewalquite de Salm-Château.

Nettement interstratifiées dans des quartzites et phyllades verdâtres, elles présentent souvent une granulométrie régulièrement décroissante déjà utilisée par A. RENARD et Ch. DE LA VALLÉE POUSSIN pour déterminer l'ordre de succession des strates : couches pisaires reposant sans transition sur des phyllades et passant vers le haut, progressivement, à des arkoses miliaires, des psammites arkosiques et, finalement, à des phyllades normaux.

Ces roches sont essentiellement formées de quartz d'origine éruptive, de plagioclases acides, plus rarement d'orthose, de paillettes de muscovite et parfois de biotite chloritisée, et d'un ciment formé de petits grains anguleux de quartz, de séricite et de chlorite. Accessoirement on observe de la tourmaline, de l'épidote, du zircon, de l'apatite et de l'ilménite détritiques, de la pyrite, de la magnétite, du rutile, etc., secondaires.

Certaines variétés renferment de petits galets des phyllades et des grès avoisinants, et des fragments de roches plus lointaines : micropegmatite graphique, gneiss, micaschistes, quartzites à minéraux, etc...

Par cette constitution minéralogique, ces roches témoignent de l'érosion d'un socle granitisé antécambrien, pas très éloigné, comportant essentiellement des granites calco-alcalins ou des granodiorites. Les « arkoses » sont, en fait, des *grès-quartzites feldspathiques à ciment chloriteux et sériciteux*. Elles ont donc la même signification que celles du Gedinnien de l'Ardenne.

b) Les « porphyroïdes » de l'Ordovicien supérieur (Caradoc)

Les roches que la carte géologique désigne sous le nom de « porphyroïdes » forment un ou plusieurs horizons interstratifiés dans les schistes généralement grauwackeux du sommet du Caradoc (zone à *Pleurograptus linearis*). Cet horizon apparaît en affleurements discontinus, parfois répétés par failles, depuis la région de Rognon, à l'ouest, jusqu'à celle de Gembloux (Grand Manil), à l'est.

Il est encore connu par sondages au sud de Lessines, où il constitue le toit du sill de porphyre (G. MORTELMANS, inédit).

La signification des « porphyroïdes » fut longtemps discutée et ce n'est qu'en 1905 que leur nature partiellement pyroclastique fut reconnue, à la suite de l'étude par E. MATHIEU (*B. S. B. G.*, 1905, p. 499), des affleurements de Grand Manil.

Des études récentes (G. MORTELMANS, *B. S. B. G.*, 1952, p. 176) ont montré que ce terme couvrait des roches détritiques variées : brèches formées de blocs anguleux de laves porphyriques, tufs volcaniques renfermant parfois des galets de lave disséminés, tufs à ciment carbonaté passant au calcaire grossier à éléments volcaniques disséminés et tuffites schisteuses ou arénacées fines.

Il s'agit donc de roches détritiques formées d'éléments arrachés par l'érosion à des massifs ou des coulées émergées, et non de produits de projection. Les caractères paléontologiques et sédimentologiques de ces roches indiquent un dépôt marin formé à profondeur très modérée, provenant, semble-t-il, de l'érosion d'une ride calédonienne précoce, jalonnée

de volcans, et enfouie sous la structure hercynienne du synclinal de Namur (phase éocalédonienne ou ardennaise).

Lors du plissement final du socle brabançon, ces roches subirent, comme les sédiments où elles s'interstratifient, les effets des poussées orientées qui y développèrent un clivage oblique, fortement incliné au NNE, plus ou moins bien développé suivant la composition et la granulométrie des bancs.

Les laves constitutives sont généralement porphyriques, leucocrates ou hololeucocrates, blanchâtres ou verdâtres, à feldspaths frais abondants et rares phénocristaux de quartz corrodés.

Les phénocristaux sont formés, en moyenne, d'oligoclase à 30 % An, la pâte à texture fluidale d'un grand nombre de microlites d'oligoclase à 28 % An et de granules de quartz interstitiel ; à ces éléments peuvent s'ajouter de la biotite titanifère chloritisée et de l'ilménite transformée en leucoxène. Ces laves paraissent être des *dacites* ou des *dellénites*. Elles peuvent être complètement quartzifiées (Rebecq-Rognon par exemple).

Les *paramètres* d'un échantillon de lave de Fauquez, 'II.2'.3.(4)5 ; $Al/\Sigma calc = 3,53$; $An \% = 35$ (analyse n° 1, inédite de D. LEDENT), traduisent, par l'excès anormal d'alumine libre, la possibilité d'une assimilation de matériel argileux.

Une analyse (n° 2, GILLOT in E. MATHIEU) d'un tuf de Grand Manil, dont les paramètres sont : 'II.2'.2.(2)(2'), $Al/\Sigma calc = 5,36$, $An \% = 35$ traduit, par un excès de potasse et d'alumine libre encore plus considérable, un mélange de sédiment argileux et de produits pyroclastiques.

c) Les « eurites » ou rhyolites anciennes du Silurien inférieur
(Llandovery inférieur)

Les roches que la carte géologique désigne sous le nom d'« eurites » forment un horizon puissant de trente à quarante mètres interstratifié et parfaitement concordant avec les schistes siliceux sombres du Llandovery inférieur (schistes inférieurs de Grand Manil à *Monograpthus cyphus*). Cet horizon est connu depuis l'ouest de Nivelles, où il a été exploité pour la faïencerie et la construction, jusqu'à Sombreffe et Grand Manil, localités où il servit à la fabrication de pavés.

Son caractère volcanique fut établi par les études très poussées que Ch. DE LA VALLÉE POUSSIN fit des affleurements de Grand Manil (*B. Ac. R. B.*, 1885, p. 253) et de Nivelles (*B. Ac. R. B.*, 1887, p. 498).

Il s'agit de *brèches rhyolitiques*, primitivement vitreuses, à rares phénocristaux de quartz, à structure perlitique et texture fluidale, parfois à texture vacuolaire, étirée ou non. Il s'agissait vraisemblablement, à l'origine, de rhyolites et d'obsidiennes accompagnées de tufs ponceux.

Ces roches ont subi, depuis, une dévitrification complète n'effaçant cependant pas les textures et structures originelles, et conduisant à une roche felsitique essentiellement formée

de calcédoine, de séricite, de petits amas de chlorite, et, accessoirement, de pyrite limonitisée, d'anatase et de zircon.

Les actions mécaniques ont développé, au toit et au mur des bancs, un clivage à pente nord, déformant notamment en ellipsoïdes très allongés les globules siliceux subsphériques correspondant aux anciennes structures perlitiques. Ce clivage recoupe obliquement la stratification qui incline en moyenne de 70° au sud.

Une analyse (n° 3) de l'« eurite » de Nivelles, due à A. RENARD, donne les *paramètres* I (II).3.1.3 ; $Al/\Sigma calc = 2,04$; $An \% = 4$, qui se rapportent à une rhyolite alcaline hyperalumineuse, l'excès d'alumine étant attribuable ici au grand développement de la séricite secondaire.

d) Les rhyolites et tufs du Silurien moyen (Llandoverly supérieur — Wenlock)

Définies comme « tufs kéraatophyriques » par Ch. DE LA VALLÉE POUSSIN (*A. S. G. B.*, 1875, p. CXXX), les roches tufacées ou massives du Pitet (Méhaigne) ont vu leur caractère interstratifié précisé par P. FOURMARIER (*A. S. G. B.*, 1919, p. B 217) tandis que leur pétrographie, leur chimisme et leur position stratigraphique, ont fait l'objet des recherches de L. FLICK (*B. S. B. G.*, 1935, p. 105).

De ces études il résulte qu'au Pitet il y a, tantôt des laves rhyolitiques, tantôt des tufs passant parfois à des faciès cinéritiques.

La roche éruptive compacte, de teinte claire, renferme des phénocristaux de quartz et d'un plagioclase voisin de l'albite, du zircon et des plages d'un verre plus ou moins dévitrifié, pris dans une pâte formée de quartz, de feldspath, de chlorite, de séricite, avec, accessoirement, de l'apatite. Cette roche n'a subi aucune silicification secondaire.

Les tufs comportent des cristaux fragmentaires, ou roulés, de quartz et d'albite potassique, souvent entourés d'une enveloppe de verre, pris dans une masse schisteuse formée de quartz, de feldspath, de chlorite et de séricite, de fragments de phyllades, le tout sali par des produits ferrugineux ; des types complexes montrent l'alternance de tufs très fins, de tufs normaux et de sédiments normaux.

L'existence, au toit de ces formations d'origine volcanique, de schistes à graptolithes du Wenlock, indique que celles-ci sont, soit d'âge Wenlock inférieur, soit antérieures au Wenlock et comparables alors, quant à leur âge, aux rhyolites et tufs tarannoniens de la Neuville-sous-Huy, dans la bande silurienne de Sambre-Meuse.

L'analyse de la roche éruptive (n° 4 *in* FLICK) fournit les *paramètres* I(II).3.1(2).(3)4, $Al/\Sigma calc = 1,65$, $An \% = 8$, qui sont ceux d'une lave hyperalumineuse (séricite, chlorite) intermédiaire entre les rhyolites alcalines et les rhyolites akéritiques.

Une analyse de tufs (n° 5, GECQUIER, 1896) donne les *paramètres* I(II).4.(1)2.4(5), $Al/\Sigma calc = 1,76$, $An \% = 8$, peu différents de ceux de la lave, mais indiquant néanmoins une acidité plus faible et une quantité plus élevée d'alumine libre, ce qui est en accord avec leur contamination par du matériel sédimentaire argileux.

Le gisement des masses rhyolithiques reste mal défini, soit qu'il s'agisse de blocs entraînés par des nuées ardentes, soit, plutôt, d'éruptions sous-marines en forme de cumulo-volcans entourées de produits d'explosion et de désagrégation.

e) Les « porphyroïdes » du Silurien moyen (Wenlock)

Au village de Monstreux, non loin au sud de Nivelles, affleure une bande de « porphyroïdes » interstratifiée dans un complexe de schistes gris avec intercalations de quartzophyllades zonaires et de bancs minces de psammites. Toutes ces roches inclinent au sud, de 65 à 75° et sont recoupées par une schistosité oblique inclinant au nord de 50 à 60° environ.

P. FOURMARIER a montré (*M. Ac. R. B.*, 1921) que ces porphyroïdes apparaissent à un niveau stratigraphique plus élevé que celui des rhyolithes anciennes de Nivelles et Grand Manil, niveau qu'il rapproche de celui des schistes de Ronquières, d'âge Ludlow inférieur (zone à *Monograptus nilssoni*). A la suite de nos levés nous pensons toutefois qu'un âge wenlock serait plus vraisemblable.

Ch. DE LA VALLÉE POUSSIN et A. RENARD (*M. Ac. R. Sc. Belg.*, 1876, p. 129) ont montré que ces porphyroïdes sont formés de petits plagioclases kaolinisés et de séricite réorientée suivant le feuilletage oblique ; un peu de quartz anguleux, en fragments très petits, accompagne ces éléments.

Ils ont encore montré la diminution progressive du grain vers le sud et le passage graduel, dans cette direction, du porphyroïde aux schistes siluriens.

f) Les « eurites schistoïdes » de Marcq (niveau inconnu)

On connaît au nord du village de Marcq, à l'ouest d'Enghien, une roche analogue à celles de Nivelles et Grand Manil, décrite par Ch. DE LA VALLÉE POUSSIN et A. RENARD (*Ibidem*, p. 144) sous le nom d'eurite schistoïde d'Enghien.

Cette roche nous a paru (G. MORTELMANS, inédit) constituer un banc puissant, de direction N 40°W, inclinant au sud de 75° environ. Ce banc est recoupé par deux systèmes de joints inclinant respectivement de 75° au SW et de 35° au NE, ces derniers fortement glissés ; un troisième système de joints, inclinant de 60° au NE paraît correspondre à la schistosité oblique engendrée par le plissement calédonien. Les relations avec les couches sédimentaires avoisinantes sont peu claires, et le caractère interstratifié de ces roches est loin d'être démontré (P. FOURMARIER, *M. Ac. R. B.*, 1921). On ne peut non plus définir son niveau stratigraphique de mise en place. Les échantillons frais (G. MORTELMANS, inédit) sont gris bleuté, très laminés, à joints sériciteux séparant de petites masses amygdalaires de lave peu tectonisée. Ils sont subtranslucides, riches en petits cubes de pyrite et petits phénocristaux de quartz, sans trace de feldspath.

Sous le microscope, on voit une trame extrêmement fine composée de granules de quartz et de fibres de séricite enchevêtrées, entourant de petits agrégats d'une chlorite à

peu près incolore, de nombreux cristaux de pyrite à auréoles d'étirement lenticulaires formées de chlorite et de quartz, et un peu de sphène en granules ; les phénocristaux de quartz, profondément corrodés par un verre dévitrifié en un complexe de quartz, chlorite et séricite, n'offrent plus de formes cristallines.

Un échantillon silicifié, non laminé, montre en outre des plages rhombiques formées de séricite très fine, qui semblent correspondre à d'anciens feldspaths aplatis suivant {010}.

Par ses caractères minéralogiques et sa structure, l'« eurite » de Marcq, ancienne rhyolithe ou obsidienne dévitrifiée, se différencie légèrement des rhyolithes anciennes de Nivelles, Sombreffe et Grand Manil.

Une analyse inédite (n° 6, D. LEDENT) de *paramètres* I(II).3(4).I(2).4, $Al/\Sigma calc = 1,13$; $An \% = 9$, montre qu'il s'agit d'une rhyolithe intermédiaire entre les alcalines et les akéritiques.

2. — ROCHES INTRUSIVES CONNUES EN AFFLEUREMENT

On peut grouper ces roches en :

- a) Diorite quartzique de Lembecq.
- b) Microdiorites quartziques (porphyres) de Quenast, Lessines et Bierghes.
- c) Gabbro ophitique d'Horion-Hozémont.

a) *Le diorite quartzique de Lembecq (Champ Saint-Véron)*

A. RENARD et Ch. DE LA VALLÉE POUSSIN (*B. Ac. R. B.*, 1876, p. 128) ont montré que la roche de Lembecq, connue sous le nom de « diorite du Champ Saint-Véron », dont le principal affleurement a jadis été exploité pour pavés, est intrusive dans un complexe subvertical de quartzites, quartzophyllades et phyllades verdâtres du Devillen supérieur. Elle y revêt, tantôt la forme d'un dyke oblique aux couches, tantôt celle d'un filon-couche parallèle à celles-ci. Elle est divisée en plaques ou prismes grossiers par deux systèmes de joints perpendiculaires aux épontes, respectivement subhorizontaux et subverticaux ; un troisième système, moins développé, est parallèle à la stratification des couches encaissantes. Les deux derniers systèmes de joints se poursuivent dans celles-ci ; tous offrent des minéralisations remarquables (*loc. cit.* et *A. S. G. B.*, 1878, p. B XCV III). L'aspect et la composition de la roche sont très variables.

D'après F. CORIN et P. RONCHESNE (*B. S. B. G.*, 1938, p. 441) la roche fraîche a les caractères minéralogiques d'un diorite revêtant parfois l'aspect de son équivalent lamprophyrique, la spessartite.

Sa structure est granitoïde. Elle est essentiellement formée de hornblende brun verdâtre, trapue, idiomorphe, de hornblende vert bleuâtre secondaire, de plagioclases acides (20 à 30 % An) souvent auréolés de micropegmatite et d'un peu de quartz interstitiel. L'amphibole est parfois chloritisée et les feldspaths saussuritisés. Accessoirement, on observe la calcite et la pyrite.

Les *paramètres* du type moyen de cette roche (Analyse n° 7 de P. RONCHESNE, IV) : III.(3)4.4.4[2.I.I'.(2)3] ; $Al/\Sigma calc = 1,17$; $An \% = 58$, correspondraient à une norite quartzique. Mais la présence d'un silicate basique calco-magnésien (la hornblende) indique qu'il s'agit bien d'un *diorite*. Son altération hydrothermale (chloritisation, saussuritisation, calcitisation) a eu, une fois de plus, pour résultat la mise en liberté d'alumine et l'apparition d'hypersthène virtuel.

b) *Les porphyres (microdiorites quartziques) de Quenast, Lessines et Bierghes*

Dissemblables par leur mode de gisement, ces trois masses intrusives semblent, par la grande similitude de leurs compositions minéralogique et chimique, appartenir à une même venue éruptive d'âge probablement fin calédonien.

1° LE PORPHYRE DE QUENAST. — De ces trois massifs, c'est l'intrusion de Quenast qui a donné lieu à la littérature la plus abondante, tant au point de vue économique qu'au point de vue scientifique. (Ch. DE LA VALLÉE POUSSIN et A. RENARD, *M. Ac. R. Sc. B.*, 1876 ; G. COSYNS, *B. S. B. G.*, 1908 et 1909).

Elle fait récemment l'objet des recherches de G. MORTELMANS (*B. S. B. G.*, 1937), de R. LEGRAND et G. MORTELMANS (*B. S. B. G.*, 1948) et de J. JEDWAB (*B. S. B. G.*, 1950).

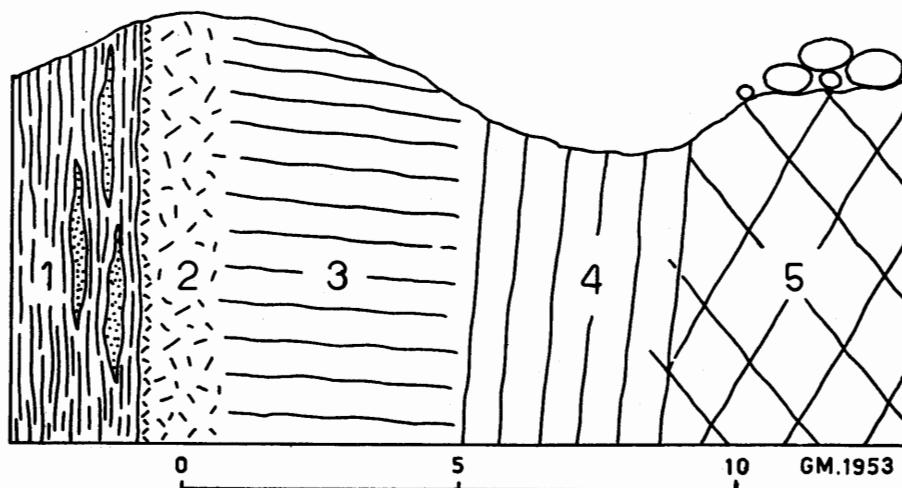


FIG. 2. — Coupe schématique au bord nord de l'intrusion de Quenast.

1. Schistes métamorphiques avec lentilles de quartz.
2. Facies leucocrate de bordure, massif et à grain fin.
3. Zone à joints subhorizontaux, à calcite et adulaire.
4. Zone à joints subverticaux ouverts, parallèles au contact.
5. Zone centrale à double système de joints obliques, parallèles en direction avec la schistosité calédonienne.

Entamé en sa partie nord par d'immenses carrières en voie de jonction, le porphyre apparaît comme un massif circonscrit, en coupole subcirculaire, à bordures à peu près verticales, intrusif dans les schistes ordoviciens du « synclinal de Quenast ». Le contact des deux roches est exposé sur une faible partie du pourtour, à la bordure nord et nord-est des exploitations.

La forme générale, en piton subcylindrique, de l'intrusion est confirmée : a) par l'existence de structures de flux verticales et parallèles au contact au voisinage de celui-ci, plus irrégulières dans le cœur du massif (fig. 2) ; b) par l'alignement et parfois même l'étirement des enclaves au sein des structures de flux ; c) par la concentration périphérique des minéraux drusiques et autres transformations hydrothermales de la roche.

Plusieurs familles de joints ou diaclases contribuent, par leurs intersections, à diviser le porphyre en masses parallélipédiques. Ces joints ont guidé l'arénisation fossile de la roche, enfouie sous l'argile yprésienne.

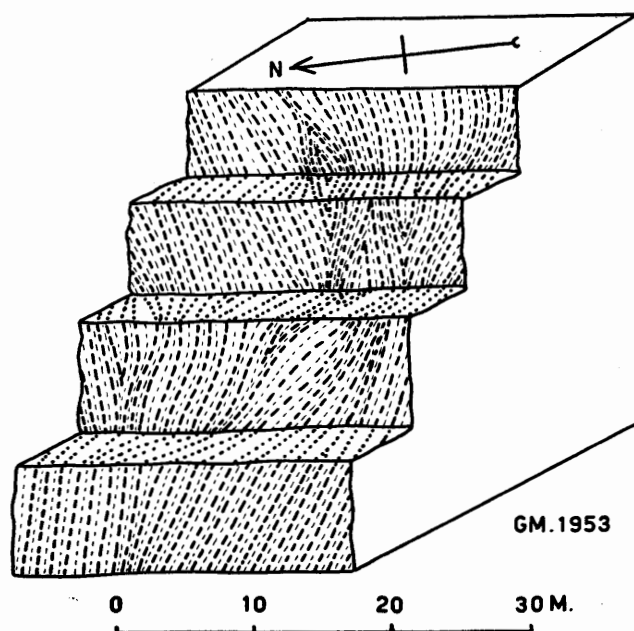


FIG. 3. — Allure des surfaces de flux à l'extrémité nord de la grande carrière de Quenast, d'après un levé original de J. Jedwab.

On peut distinguer : une famille A, de joints subhorizontaux ou faiblement inclinés vers l'intérieur du massif, souvent très serrés, grossièrement perpendiculaires au contact, au voisinage duquel ils se localisent en quelques points ; ces joints sont tantôt ouverts, tantôt suturés par un remplissage d'adulaire et de calcite ; une famille B, de joints très étroits, subverticaux, sensiblement N-S : ils sont fermés et minéralisés en épidote ; deux familles C et D conjuguées, l'une d'orientation NE à pente généralement NW, l'autre de direction NW à pente tantôt au SW, tantôt NE et pouvant, dans ce dernier cas, prolonger celle de la schistosité des roches encaissantes. Les familles de joints A et B, minéralisés, paraissent liées à la mise en place de l'intrusion ; les familles C et D, postérieures à celle-ci, témoignent, par leurs directions moyennes respectivement parallèle et perpendiculaire à la schistosité environnante, de l'influence sur leur genèse des efforts tectoniques calédoniens, orientés du NE au SW (fig. 2).

L'étude des phénomènes de contact a montré d'autre part que la mise en place de l'intrusion est postérieure à l'apparition de la schistosité qui est effacée par le métamorphisme.

Ces faits d'observations permettent d'attribuer à l'intrusion de Quenast, — si l'on admet, avec P. FOURMARIER, l'âge éodévonien du plissement brabançon —, un caractère syntectonique tardif ou post-tectonique. Elle serait donc, dans ces conditions, sensiblement du même âge que les montées du « Younger Granite » des Iles Britanniques, liées à la phase finale des plissements calédoniens, par laquelle se termine le dépôt du Lower Old Red Sandstone.

Au point de vue pétrographique, le porphyre de Quenast présente deux variétés principales, gris bleu ou rougeâtre, pouvant ou non, alterner dans les structures de flux ; ces tonalités ne correspondent qu'à de petites différences dans les processus d'auto-altération. Sous le microscope, il montre des phénocristaux de quartz corrodé, des phénocristaux d'un plagioclase zoné, voisin en moyenne d'une andésine à 35 % d'An, toujours plus ou moins profondément saussuritisé en séricites, chlorites, épidotes, etc., des phénocristaux de pyroxène et d'amphibole réduits à des squelettes chloriteux, des restes d'ilménite, et une pâte microgranulitique formée de feldspath non maclé, de quartz et de paillettes de chlorite. En bordure du massif on observe des faciès porphyriques leucocrates, parfois scapolitisés, ou même de véritables aplites pouvant pénétrer les schistes sur une faible épaisseur. Le contact est, en outre, souligné par de puissantes masses filoniennes de quartz, parfois accompagnées de feldspath et de pyrite, chloritisant complètement les enclaves schisteuses qu'elles emballent. Les phénomènes d'autométamorphose hydrothermale ont de plus transformé localement le porphyre en une roche particulière, formée essentiellement d'albite, d'épidote et de quartz, parfois chloritifère, identique aux *helsinki* et *unakites* de Scandinavie et Finlande.

2° LE PORPHYRE DE LESSINES. — Bien qu'aussi important économiquement que le massif de Quenast, celui de Lessines n'a donné lieu qu'à une littérature beaucoup plus réduite.

Fort bien décrit au point de vue pétrographique par Wong-Wen-Hao (*Mém. Inst. Géol. Un. Lv.*, t. 1, 1913), le porphyre de Lessines a fait récemment l'objet des recherches de R. LEGRAND et G. MORTELMANS (*B. S. B. G.*, 1948) en ce qui concerne son aspect structural et ses phénomènes de contact et de M. LECOMTE (*B. S. B. G.*, 1950) et G. MORTELMANS, (inédit) en ce qui concerne son niveau stratigraphique d'intrusion.

Largement entamé sur les territoires de Lessines et de Bois-de-Lessines par une vingtaine de carrières, ce porphyre apparaît comme un vaste sill ou un laccolite très aplati comprenant au moins deux venues successives superposées, injectées vers la limite des zones à *Dicranograptus clingani* et à *Pleurograptus linearis* du Caradoc supérieur.

La première de ces zones, formée de schistes noirs à graptolites, constitue le mur de l'intrusion au nord de Lessines ; la seconde, avec ses « porphyroïdes », son toit au sud de Lessines, ainsi que le toit métamorphosé et soudé au porphyre d'un sill inférieur, devenu ensuite le mur d'un sill supérieur un peu plus récent (fig. 4).

La puissance totale de ces sills peut être estimée à quelque 850 m dont la partie inférieure offre une division colonnaire alors que la supérieure, massive, montre localement des faciès felsitiques peu épais.

La masse du porphyre est traversée par toute une série de failles et de zones de broyage dont les principales, de direction NNW à NNE, sont en relation avec le processus même de mise en place ainsi que le montrent des failles ressoudées ou injectées de porphyre, encadrant les failles ouvertes.

Le porphyre et ces failles précoces sont recoupés par de grandes diaclases parallèles (« cisage ») pendant de 35° en moyenne vers le SSW et provoquant une division de la roche en bancs grossiers. Ce cisage semble correspondre en direction comme en pente, avec certains joints de Quenast. Il recoupe prismes et failles et paraît correspondre à un déplacement différentiel du toit de l'intrusion vers le NNE et du mur vers le SSW. Le cisage est lui-même parfois minéralisé en sulfures, etc. indiquant son âge peu postérieur à la consolidation du magma.

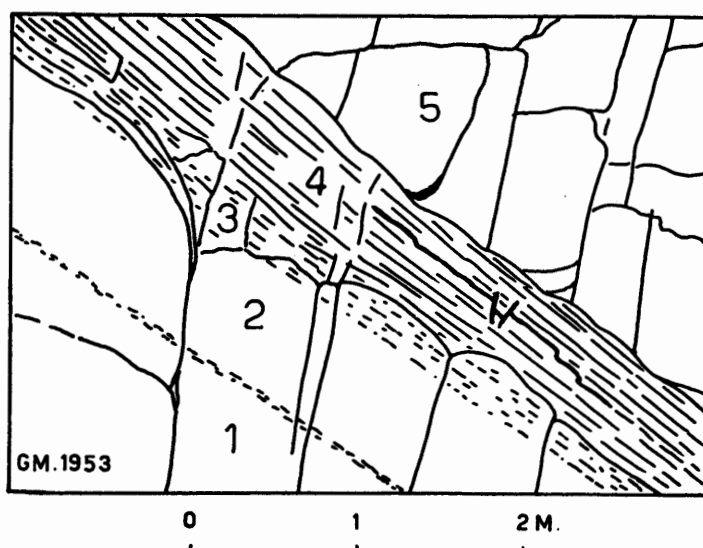


FIG. 4. — Bande de cornéennes caradociennes intercalées entre deux venues successives de porphyre ; ancienne carrière du « Trou Saint-Roch », à Lessines.

1. Porphyre du premier sill.
2. Porphyroïdes caradociens largement régénérés en roche « éruptive » néogène.
3. Porphyroïdes caradociens partiellement régénérés en roche « éruptive » néogène.
4. Cornéennes massives, à stratification bien conservée.
5. Porphyre du deuxième sill.

Toutes ces données structurales indiquent pour le sill de Lessines une pente de l'ordre de 20° vers le SSW ou le SSE, suivant les points considérés.

L'absence de schistosité dans les roches encaissantes ne permet pas, comme à Quenast, d'étudier les relations chronologiques entre l'apparition de celle-ci et la mise en place de la roche éruptive. Les étroites analogies chimico-minéralogiques entre les deux venues permettent toutefois de suggérer pour le porphyre de Lessines un âge éodévonien (néocalédonien) comme pour celui de Quenast.

Au point de vue pétrographique, le porphyre de Lessines est pratiquement identique à celui de Quenast : les phénocristaux et leurs altérations sont les mêmes ; la pâte microgranulitique, souvent à tendance microsphérolitique, riche en quartz associé à des feldspaths

généralement non maclés, renferme parfois quelques microlites de plagioclases, d'albite et d'orthose. Les minéraux accessoires les plus communs sont l'ilménite et la magnétite, altérés, et l'apatite.

Comme celle de Quenast, cette roche a subi des phénomènes d'hydrothermolyse mais avec une plus forte calcitisation. Celle-ci est particulièrement évidente au mur de l'intrusion où elle s'accompagne d'une pyritisation du faciès de bordure. Elle se retrouve vers le toit, avec formation de géodes.

Les actions de contact sont fort limitées : au mur les schistes sont durcis et pyritisés ; au toit du sill inférieur les schistes et quartzophyllades sont durcis tandis que les tufs volcaniques (« porphyroïdes ») de composition très proche de celle du porphyre sont partiellement refondus ou régénérés en roche éruptive néogène (G. MORTELMANS, inédit).

3° LE PORPHYRE DE BIERGHES. — Le gisement et la pétrographie du porphyre de Bierghes (Vert Chasseur = Steenkuyp) furent décrits par A. RENARD et Ch. DE LA VALLÉE POUSSIN (*B. Ac. R. B.*, 1885, p. 254) et, plus récemment, par F. CORIN et P. RONCHESNE (*A. S. G. B.*, 1935, p. B 61 et 66), avec discussion ultérieure de l'aspect chimique du problème par H. BUTTGEBACH (*A. S. G. B.*, 1935, p. B 158).

Mais ce porphyre n'a jamais fait l'objet d'études structurales détaillées qui permettraient de juger de la forme de l'intrusion ; on sait cependant qu'il offre des portions massives, d'autres columnaires, et qu'il est recoupé par un « cisage » de direction et pente comparables à celles du massif de Lessines. Ceci suggère l'hypothèse d'un sill, comme en cette localité. Fortement tectonisée, la roche passe fréquemment à des schistes mylonitiques emballant des noyaux résiduels de porphyre. Les anciennes carrières notamment montraient une schistification parallèle en direction et en pente avec la schistosité oblique si bien développée dans ces portions du massif du Brabant. De couleur vert foncé, cette roche montre des phénocristaux de plagioclases (10 à 15 % An) et de quartz bipyramidés, parfois corrodés ; les premiers sont plus ou moins profondément saussuritisés, et les seconds sont envahis de verre chloritisé et auréolés de micropegmatite. La pâte, felsitique, est formée de micropegmatite, parfois avec noyaux de quartz, et de chlorite, parfois sphérolitique. Accessoirement, on observe du leucoxène et de la calcite.

Au point de vue chimique, roches écrasées et roches fraîches sont étroitement comparables.

Caractères chimiques des porphyres de Quenast, Lessines et Bierghes. — Les grandes similitudes pétrographiques montrées par ces trois porphyres sont encore soulignées par la quasi-identité de leurs compositions chimiques.

Dans la classification de A. LACROIX, tous sont, chimiquement, des roches se plaçant au voisinage des granites calco-alcalins et des plagioclasolites quartziques.

Si l'on considère la seule composition minéralogique, telle qu'elle découle de l'étude sous le microscope, l'absence ou la rareté de l'orthose exprimée conduit à faire de ces trois

roches des *microdiorites quartziques*, dénomination peu différente en somme de celle de « microdiorite quartzifère » des anciens auteurs.

Le désaccord entre les compositions minéralogiques réelles et virtuelles est dû notamment au fait qu'une bonne partie de l'orthose calculée n'existe pas dans la roche sous forme d'orthose, minéral primaire, mais sous celle de séricite métasomatique. Ainsi donc, le magma primaire apparaît comme un magma qui aurait pu engendrer un microgranodiorite calcomagnésien à augite et hornblende, mais qui, par suite d'un autométamorphisme hydrothermal, a donné une roche microdioritique.

C'est ce que soulignent les analyses choisies comme représentatives du type moyen de chacun de ces porphyres et leurs *paramètres* calculés :

- 1° Porphyre de Quenast (Analyse n° 8 de D. LEDENT) II.4.3.(3)4 ; $Al/\Sigma calc = 1,04$; $An \% = 45$.
- 2° Porphyre de Lessines (Analyse n° 9 de D. LEDENT, inédite) : II.4.2.3(4) ; $Al/\Sigma calc = 1,18$; $An \% = 22$.
- 3° Porphyre de Bierghes (Analyse n° 10 de P. RONCHESNE, II) : II.'3.3'.(4)5 ; $Al/\Sigma calc = 1,09$; $An \% = 45$.

c) *Le gabbro ophitique d'Horion-Hozémont*

Très anciennement connue et exploitée en bordure de la route d'Hozémont à Fexhe-le-Haut-Clocher, pour la fabrication locale de pavés et de pierres de construction, cette roche, intrusive dans le Silurien, n'a jamais été étudiée au point de vue de son gisement. Son étude chimico-minéralogique a été récemment reprise par P. RONCHESNE (*B. S. B. G.*, 1943, p. 275).

Elle offre deux variétés macroscopiques principales, l'une granitoïde, l'autre beaucoup plus fine, traversée de veines de calcite avec chalcopryrite.

Sous le microscope elle montre une grande diversité de structures, de la granitoïde à la franchement ophitique ou doléritique. Elle est essentiellement formée de cristaux allongés d'andésine (40 à 50 % An) plus ou moins saussuritisée, d'augite rosée, partiellement serpentinisée et ouralitisée, et d'ilménite ; à ces minéraux fondamentaux s'ajoutent divers produits d'altération et quelques minéraux et minerais accessoires : chlorite, épidote, calcite, quartz, apatite et sulfures.

L'analyse n° 11, due à RONCHESNE, fournit les *paramètres* 'III.5.3.'5[2.1.'2.(2)3] ; $Al/\Sigma calc = 0,64$; $An \% = 33$, qui correspondent à une roche gabbroïque, calcomagnésienne.

Le gabbro d'Horion-Hozémont présente avec la dolérite leucocrate de Grand-Pré, dans la bande silurienne de Sambre-et-Meuse, de grandes analogies de composition minéralogique et chimique.

3. — ROCHES ÉRUPTIVES RECONNUES PAR SONDAGE

Le sous-sol des Flandres, de Grammont à Lichtervelde et Ostende, a révélé à l'exploration souterraine, toute une série de roches éruptives, aussi variées de structure que de composition chimique et minéralogique.

A l'autre extrémité du massif du Brabant, un autre groupe de roches éruptives a été rencontré en Hesbaye liégeoise, dans les environs de Voroux-Goreux.

Toutes ces roches déterminent à la surface du socle primaire des protubérances, véritables collines enfouies, pouvant dominer celle-ci de cinquante mètres (R. LEGRAND, *B. S. B. G.*, 1950, p. 318).

L'un de nous (G. M.) a eu l'occasion d'examiner, grâce à l'obligeance du Directeur du Service Géologique et de R. LEGRAND, la plupart de ces roches qui feront ailleurs l'objet de descriptions détaillées. Certaines d'entre elles ont déjà, antérieurement, été étudiées sommairement.

a) *Le porphyre d'Ogy*

A Ogy, à quelque 4 km à l'ouest de Lessines, deux puits sont entrés, sous le recouvrement tertiaire, dans des roches porphyriques, parfois faiblement tectonisées, qui sont identiques au *microdiorite quartzique* de Lessines.

Il s'agit probablement du prolongement vers l'WNW du sill de porphyre exploité dans cette localité.

b) *La dolérite quartzique de Grammont*

Rencontrée en sondage dans le sous-sol de Grammont, cette roche fit l'objet d'une description succincte et d'analyses par F. CORIN et P. RONCHESNE (*B. S. B. G.*, 1938, p. 44). Elle est intrusive dans un complexe de schistes phylladeux fins, verdâtres et chloriteux, que leur faciès fait rapporter au Devillien. Elle détermine une protubérance de 15 à 20 m au-dessus du niveau moyen de la surface locale du socle paléozoïque. Elle a donc constitué un haut fond dans les mers landénienne et yprésienne.

Traversée sur 70,40 m, la dolérite de Grammont est polymorphe d'aspect, de structure, de composition minéralogique et chimique, fait dû, semble-t-il, à des phénomènes d'autométamorphisme combinés avec des actions de contact.

Sous son aspect normal, il semble que cette intrusion ait consisté en une dolérite albitique parfois porphyrique. Sous son aspect actuel elle est entièrement chloritisée et plus ou moins profondément saussuritisée, avec des faciès holochloritiques à composition de gabbro, et d'autres, granitoïdes, silicifiés et séricitisés.

L'analyse n° 12 (P. RONCHESNE, n° V), qui paraît correspondre au type « normal » de la roche, celui d'une dolérite albitisée et chloritisée, donne les *paramètres* II(III).(3) 4.2'.4(5).[(2)3.I.I.2(3)] ; $Al/\Sigma calc = 1,91$; An % 22.

Il est difficile de se faire une opinion quant à l'âge de cette intrusion : tout au plus l'existence dans le porphyre de Lessines d'enclaves de dolérites chloritisées ou quartzifiées, de structure très analogue, permet-elle de suggérer l'antériorité de la roche de Grammont par rapport à celui-ci.

c) Le porphyre (diorite quartzique) de Deftingue

A environ 2 km au NW de la dolérite quartzique de Grammont, le puits de la laiterie de Deftingue a pénétré dans une roche rougeâtre moucheté de vert, à phénocristaux blanchâtres ou jaune verdâtre de plagioclases, rappelant par sa teinte la variété rougeâtre de Quenast. Sous le microscope (G. MORTELMANS, inédit) on voit qu'il s'agit d'une roche autométamorphique plus ou moins quartzifiée, à structure granitique très différente d'aspect des porphyres de Quenast, Lessines ou Bierghes. Elle comporte essentiellement des plagioclases automorphes, zonés (oligoclase à andésine de 25 à 38 % An), fortement séricitisés, et de grandes plages xénomorphes de quartz. Ces dernières enclavent en outre, poëcilitiquement, de plus petits plagioclases séricitisés et des cristaux trapus de hornblende verte maclée, s'altérant en ouralite et chlorite, avec parfois un peu d'épidote.

Les plages quartziques semblent jouer le rôle d'une micropegmatite remplaçant la pâte d'un diorite quartzique à faciès porphyrique. Des faciès analogues ont été rencontrés à Grammont (*loc. cit.*). Une analyse chimique (n° 13, D. LEDENT, inédit) donne les paramètres (I)II. '4.(2)3.3(4); $Al/\Sigma calc = 0,87$; $An \% = 35$, qui sont ceux d'un diorite quartzique calcomagnésien. Malgré sa structure particulière, cette roche est très proche chimiquement des porphyres de Quenast, Lessines et Bierghes.

d) L'intrusion présumée de Idegem

A 5 km environ au NE de Grammont, deux sondages ont pénétré dans un complexe de quartzites et de quartzophyllades gris vert ou bleu gris, attribuables au Devillien supérieur. Ces roches, nettement métamorphisées et minéralisées, pourraient appartenir à l'auréole de contact d'une intrusion encore inconnue (R. LEGRAND, inédit).

e) Les arènes porphyriques de Berchem-lez-Audenaerde

La révision par R. LEGRAND (inédit) de deux anciens forages situés à Berchem-lez-Audenaerde lui a montré que ceux-ci avaient pénétré dans des arènes, fortement abîmées par le trépan, de roches porphyriques, riches en plagioclases blanc mat, et pâte chloriteuse. Ces arènes rappellent celles des porphyres de Quenast, Lessines et Bierghes ; elles pourraient correspondre également à un « porphyroïde » désagrégé.

f) Le « diorite » de Meulebeke

Avec la localité de Meulebeke, à une dizaine de km à l'est de Roulers, débute un groupe d'affleurements éruptifs comparable, en nombre, à celui de Lessines-Grammont. Un

puits artésien a pénétré anciennement, sous le Crétacé, dans une roche éruptive qualifiée de « diorite » par DELVAUX puis par F. HALET (dossiers du Service Géologique).

g) Le porphyre de Pittem

A une dizaine de km à l'E-NE de Roulers, un sondage a pénétré dans une roche porphyrique gris vert à grain fin, ponctuée de nombreux petits grains pyriteux.

Elle est formée de phénocristaux très nombreux d'un plagioclase partiellement séricitisé et calcifié, de composition voisine d'une andésine à 35 % An, et de quelques petits phénocristaux corrodés de quartz, pris dans une pâte microgranulitique quartzo-feldspathique, avec très peu de chlorite et fibres de séricite. Par ces caractères, cette roche rappelle les porphyres de Quenast, Lessines et Bierghes, dont elle diffère toutefois par une finesse plus grande des éléments constitutifs, phénocristaux compris.

h) Les laves porphyriques de Roulers

Deux sondages ont, à Roulers, rencontré sous le Crétacé, des laves très fraîches, dont F. CORIN a fourni une description et une figuration très succinctes (*B. S. B. G.*, 1953, p. 153).

D'après cet auteur ces laves montrent des phénocristaux de plagioclases automorphes, plus ou moins saussuritisés, pris dans une pâte vitreuse, tantôt renfermant des microlites feldspathiques alignés (texture fluidale), tantôt à texture perlitique avec petits filaments trichitiques indéterminables. Les indices de réfraction du verre indiqueraient qu'il s'agit peut-être dans le premier cas, d'une roche dacito-andésitique et dans le second, d'une lave plus franchement basique.

Nous avons pu examiner (G. M.) la première de ces roches. Nous n'y avons pas retrouvé la pâte vitreuse décrite par F. CORIN. Il s'agit d'une roche de type porphyrique fin comme celle de Pittem, à petits feldspaths laiteux automorphes, inférieurs en moyenne à 1-2 mm, pris dans une pâte d'aspect felsitique, grisâtre, subesquilleuse. Sous le microscope on voit de nombreux phénocristaux d'un plagioclase acide voisin d'une andésine à 35 % An et de rares phénocristaux d'orthose, tous un peu séricitisés et parfois épigénisés par un peu de zoïsite, pris dans une pâte microgranulitique très fine formée de quartz, de chlorite et de séricite, contenant de nombreux microlites de plagioclase. Localement, on observe de petits amas formés de quartz secondaire, avec de la calcite, de la chlorite et un peu de plagioclase de néoformation. Par sa composition minéralogique et sa structure, cette roche serait un microgranodiorite ou une rhyolite. Elle rappelle certaines des laves porphyriques emballées dans les « porphyroïdes » caradociens du Brabant.

i) Le porphyre de Lichtervelde

A 9 km environ au nord des laves de Roulers, un sondage ayant en 1936, rencontré les schistes à graptolithes du Llandovery inférieur dans le sous-sol de Lichtervelde

(P. MICHOT et I. DE MAGNÉE, *A. S. B. G.*, 1937, p. B 261), fut, en 1938 et 1939, approfondi d'une centaine de mètres, grâce à un subside du F. N. R. S., et pénétra finalement d'une dizaine de mètres dans un massif de roche éruptive (A. RENIER, *A. S. Sc. B.*, 1939, p. 64). L'étude pétrographique en fut confiée à I. DE MAGNÉE et G. MORTELMANS. Avant que la sonde ne pénétrât dans le massif éruptif, elle avait traversé quelque 90 m de schistes à graptolites et de grès à trilobites et brachiopodes appartenant à l'Ashgill et au Caradoc (R. LEGRAND, inédit). La cinquantaine de mètres de roches sédimentaires peu inclinées formant le toit de l'intrusion, est lardée de petits sills de roches éruptives tantôt aphanitiques, tantôt grenues et riches en quartz, tantôt porphyriques, accompagnées de brèches d'intrusions. Certains sills atteignent de un à trois mètres de puissance.

Le niveau stratigraphique de l'intrusion est donc sensiblement le même que celui du sill de porphyre de Lessines.

La roche du fond de sondage est un porphyre gris-bleu ou gris-vert, à phénocristaux d'albite très pure, non zonés, souvent corrodés, et de quartz, également corrodés; plus rares sont les cristaux d'orthose perthitique. Beaucoup de ces phénocristaux sont entourés de couronnes granophyriques séricitisées. La pâte, très fine, est formée de microlites d'albite pris dans une masse de quartz et d'écaillés de séricite. Les minéraux accessoires sont la pyrite, très abondante, l'apatite, le sphène et la calcite.

Par ces caractères et notamment l'absence de tout minéral ferro-magnésien et la richesse en pyrite, cette roche apparaît comme un faciès de bordure lessivé de son fer par des résidus sulfurés et carbonatés; l'examen des roches de contact, enrichies en pyrite et carbonates confirme ce fait, déjà rencontré à Lessines (G. MORTELMANS et R. LEGRAND, *B. S. B. G.*, 1948, p. 670).

L'analyse chimique (n° 14, D. LEDENT, inédit) donne les *paramètres* $I.3(4).2.(4)5.$; $Al/\Sigma calc = 1,33$; $An \% = 13$, qui sont voisins de ceux des *rhyolites akéritiques*.

j) Les roches éruptives de Leffingue

A quelque 8 km au SSW d'Ostende, un sondage a pénétré dans un socle de faciès cambrien, où alternent des sédiments et des roches éruptives fortement schistifiées. Ces affleurements constituent le point le plus extrême vers l'W-NW où ont été reconnues des roches éruptives sur la partie belge du massif du Brabant.

k) Les laves en coussins (« pillow-lavas ») de Voroux-Goreux

On connaît depuis longtemps, dans le sous-sol de Voroux-Goreux, des laves vitreuses, à nombreux microlites feldspathiques. Elles y ont été découvertes lors du creusement de galeries d'alimentation en eau potable de la ville de Liège (M. LOHEST, *A. S. G. B.*, 1910, p. B 314),

Les extensions apportées à ces galeries ont permis à F. CORIN (*A. S. Sc. Br.*, 1935, p. 194 et *B. Ac. R. B.*, 1935, p. 667) de préciser qu'il s'agissait d'une roche très fraîche,

gris-vert, formée d'un empilement de coussins (pillow-lavas), tantôt minuscules, tantôt larges de 0,50 m à 1 m. A croûte vitreuse, ces coussins montrent un noyau géodique de quartz, calcite et chlorite ; ils sont séparés par un ciment de roche noire compacte, de calcite ou de roche gris-vert, finement grenue.

l) *Les « diabases » de Fexhe-le-Haut-Clocher*

L'extension des galeries a montré, au sud de Fexhe-le-Haut-Clocher, des roches éruptives massives, plus franchement cristallines, d'aspect diabasique, entièrement albitisées (F. CORIN, 1935).

m) *Les rhyolites kératephyriques de Jeneffe*

Toujours d'après F. CORIN (*loc. cit.*, 1935), les galeries ont traversé, entre Fexhe-le-Haut-Clocher et Jeneffe, et sur une cinquantaine de mètres, une rhyolite kératephyrique à texture fluidale, riche en amas d'albite et parsemée d'enclaves schisteuses.

On comparera cette description à celle des kératephyres albitiques étudiés par P. MICHOT à la Neuville-sous-Huy, dans la bande silurienne de Sambre-et-Meuse, ou encore à celle des roches du Pitet (Méhaigne).

n) *Les tufs kératephyriques de Haneffe*

Sous Haneffe, les galeries ont traversé, toujours d'après F. CORIN (*loc. cit.*, 1935), un massif de tufs kératephyriques identiques à ceux du Pitet, sur la Méhaigne.

Il semble donc qu'on ait, en Hesbaye, un ou plusieurs horizons de laves et tufs kératephyriques, prolongeant en direction les affleurements du Pitet. Sans doute, toutes ces roches sont-elles sensiblement du même âge, Llandovery supérieur (Tarannonien) ou Wenlock inférieur.

Quant aux laves, massives ou en coussins, de Voroux-Goreux, elles seraient plus anciennes, contemporaines du sommet du Llandovery inférieur (schistes de Voroux-Goreux à *Rastrites peregrinus*).

Enfin, le massif de dolérite de Horion-Hozémont représente peut-être une des cheminées ou fissures suivies par ces dernières laves.

4. — DIVERS

Plusieurs auteurs ont, à diverses reprises, voulu voir dans des galets de roches éruptives ou de tufs volcaniques recueillis dans les poudingues et grès arkosiques du Dévonien inférieur et moyen du bord nord du synclinorium de Dinant des fragments enlevés aux affleurements d'origine éruptive du massif du Brabant. Rien, dans ce qui a été publié, ne permet d'accepter cette vue. C'est plutôt à des affleurements actuellement cachés sous les charriages condrusiens qu'il faut faire appel (voir plus loin, bande de Sambre-et-Meuse).

Par ailleurs, A. MEYER et R. LEGRAND ont récemment fait connaître la découverte, à la base du Quaternaire du Bois de la Houssière, d'un galet erratique de syénite (*B. S. B. G.*, 1945, p. 46). Rien ne permet pour l'instant d'en déterminer l'origine.

§ 2. — Les roches éruptives de la bande de Sambre-Meuse

Les terrains ordoviciens et siluriens dont les affleurements constituent la bande de Sambre-Meuse montrent, malgré l'étroitesse de celle-ci, un nombre relativement élevé de venues éruptives, tantôt sous forme de coulées, de tufs ou de cinérites interstratifiés, tantôt sous forme de petits massifs intrusifs. Ces venues paraissent, dans l'état actuel des connaissances, limitées à la partie de la bande de Sambre-Meuse comprise entre Malonne à l'ouest et Huy à l'est.

En dehors de ces roches d'âge certainement calédonien, connues en affleurement, doivent exister, sous les nappes charriées hercyniennes du bassin de Dinant, des massifs granitiques importants, dont l'existence est postulée par la présence, dans les conglomérats et arkoses du Dévonien inférieur et moyen de la bordure nord de ce bassin de roches ou de minéraux d'origine granitique.

Nous adoptons, comme ordre descriptif, le classement suivant :

1. Roches volcaniques et pyroclastiques interstratifiées.
2. Roches intrusives.
3. Granites et tourmalinites enfouis.

I. — ROCHES VOLCANIQUES ET PYROCLASTIQUES INTERSTRATIFIÉES

On peut distinguer :

- a) Les galets de « rhyolite » du Caradocien de Faulx-les-Tombes.
- b) Les « rhyolites », arkoses et cinérites du Tarannonien (Llandovery supérieur) de la Neuville-sous-Huy.
- c) Les « rhyolites » de la Maulenne, d'âge indéterminé.

a) Les galets de « rhyolites » du Caradocien de Faulx-les-Tombes

P. MICHOT a signalé l'existence, à base du Caradocien de Faulx-les-Tombes, discordant sur le Llandeilo sous-jacent, d'un banc mince de schiste gréseux renfermant de petits galets de schiste gréseux noirâtre et d'une roche éruptive de nature felsitique (*B. Ac. R. B.*, 1931, p. 823).

Ces couches caradociennes semblent être sensiblement du même âge que celles qui, dans le massif du Brabant renferment les horizons de « porphyroïdes », c'est-à-dire appartenir au sommet du Caradocien *sensu stricto*.

Les galets felsitiques témoignent sans doute de l'extension du volcanisme caradocien à cette région déformée peu avant par les phases taconiques de l'orogénèse calédonienne.

b) Les « rhyolites », arkoses et cinérites de la Neuville-sous-Huy (Tarannonien supérieur)

P. MICHOT a montré (*M. Ac. R. B.*, 1934, pp. 1-108 et *A. S. G. B.*, 1938, p. B 141) l'existence, à la Neuville-sous-Huy, de quatre horizons de laves « kéraatophyriques » et d'un horizon d'arkoses et cinérites interstratifiées dans les schistes verts, verts bleus et rouges de la zone à *Monograptus crenulatus* par laquelle se termine le Tarannonien ou Llandovery supérieur.

Il s'agit, pour les laves, de bancs minces (0,5 à 1 m), peu étendus, dont le caractère de coulées sur le fond de la mer tarannonienne est parfaitement démontré par l'existence, au mur de celles-ci, de roches cuites et albitisées et par celle, au toit, de sédiments détritiques formés, au moins partiellement, par les débris des coulées qu'ils surmontent.

1° Les deux coulées inférieures, distantes d'une trentaine de mètres, sont pétrographiquement identiques. Elles sont essentiellement constituées de petits phénocristaux d'albite pure, plus rarement un peu calcique, pris dans une pâte felsitique où sont apparus, par dévitrification, des amas de petits cristaux aplatis d'albite, associés en structure intersertale. Accessoirement se rencontre un peu de calcite ou de dolomie. Le quartz n'apparaît que rarement.

En l'absence d'analyse chimique P. MICHOT conserve à cette lave le nom de « kéraatophyre », terme synonyme de « trachyte sodique ».

2° Les deux coulées supérieures, distantes entre elles d'une vingtaine de mètres, se situent à quelque quarante mètres au-dessus du groupe précédent. Elles sont essentiellement formées de petits phénocristaux d'albite et de quartz pris dans une pâte felsitique, où la dévitrification a fait naître de l'albite très pure, aplatie, généralement accompagnée d'un peu de quartz. Ces coulées diffèrent donc des premières par une plus grande teneur en silice qui en fait des « kéraatophyres quartzifères », c'est-à-dire des « rhyolites sodiques ».

3° Les arkoses et cinérites forment un horizon, puissant de quelques mètres, situé à une dizaine de mètres environ au-dessus de la coulée supérieure. Ces roches, grossières à la base, passent progressivement vers le haut aux schistes normaux. Leur composition indique qu'elles ne proviennent pas de l'érosion des laves précédentes.

Les types grossiers sont formés de phénocristaux de quartz, tantôt corrodés, tantôt à faces cristallines, provenant d'un porphyre quartzifère, de phénocristaux d'albite, plus ou moins séricitisée, chloritisée et calcifiée, de fragments de roches microlitiques, à phénocristaux et microlites d'albite, avec parfois un peu de quartz et de biotite chloritisée, avec apatite et zircon. Ces éléments sont pris dans un ciment cryptocristallin formé de chlorite, de séricite et de poussières volcaniques dévitrifiées, transformées en quartz. On notera l'analogie très grande de ces roches avec celles du Pitet (Méhaigne), d'âge sans doute peu différent (voir p. 754), qui dérivent de rhyolites porphyriques intermédiaires entre les alcalines et les akéritiques.

Les types fins voient augmenter la proportion des produits sériciteux et chloriteux, tandis que certaines variétés compactes sont formées uniquement de poussières volcaniques dévitrifiées, quartzifiées ou calcifiées. Par l'association dans la même roche de matériaux arrachés à des masses éruptives porphyriques, ces tufs et cinérites témoignent de l'existence proche d'un appareil volcanique, s'élevant au-dessus des flots, ce qu'indique le caractère anguleux des éléments détritiques.

c) *La « rhyolite » de la Maulenne*

X. STAINIER a fait connaître (*B. S. B. G.*, 1929, p. 88) l'existence à la Maulenne, non loin de Malonne, au voisinage de la corne NE du bois de la Haute-Marlagne, d'une roche éruptive recoupée par la galerie des eaux du Bocq. Cette roche forme une couche puissante de 20 à 30 m, subverticale, se poursuivant en direction NW par les roches éruptives de la Basse-Carlanges (Malonne).

Cette roche, très désagrégée, n'a fait l'objet d'aucun examen pétrographique. Elle est, par contre, connue au point de vue chimique, par une analyse faite sur une prise industrielle et de ce fait probablement très douteuse. (*Anal. n° 15, DEWALQUE*). D'après cette analyse, il s'agirait d'une roche leucocrate, néphélinifère, sodique et hyperalumineuse de la famille des syénites alcalines, de *paramètres I'*. 5(6).1.4. ; $Al/\Sigma calc = 1,2$; $An \% = 2$.

Cette roche serait donc un *trachyte sodique* de type β' (néphéline virtuelle < 10 %).

X. STAINIER avait supposé que cette analyse, dont la teneur en silice était très inférieure à celles des rhyolites du massif du Brabant, pouvait correspondre soit à un mélange de rhyolite et de schistes altérés, soit à une roche lessivée de sa silice sous un couvert forestier tourbeux. Elle se rapproche toutefois de la composition chimique probable des laves de la Neuville-sous-Huy ; ce trachyte occupe cependant un niveau stratigraphique plus élevé, Wenlock ou Ludlow.

2. — ROCHES INTRUSIVES

Celles-ci sont au nombre de deux :

- a) Les rhyolites du Piroy (Malonne).
- b) La norite leucocrate de Grand-Pré (Mozet).

a) *Les rhyolites du Piroy (Malonne)*

Etudiée avant lui par plusieurs auteurs, M. RODAL a donné de la rhyolite du Piroy, une étude très complète (*A. S. G. B.*, 1940-41, pp. M 41-80). En 1944, P. DE BÉTHUNE a remis en question le problème du gisement de cette masse éruptive (*B. S. B. G.*, 1944, p. 108).

Celle-ci affleure au hameau du Piroy, au sud de Malonne, où elle est exploitée pour l'industrie céramique. Elle forme un massif elliptique de grand axe E-W inférieur à 200 m et de petit axe voisin de 60 m, contenu dans des schistes foncés attribuables au Llandeilo.

L'étude structurale du massif, basée notamment sur l'allure du zonage et de la fluidalité, sur les caractères des enclaves schisteuses, etc., a conduit M. RODAL à proposer l'hypothèse d'un petit corps intrusif, mis en place postérieurement à la déformation éocalédonienne des schistes llandeiliens. La découverte de lentilles conglomératiques parallèles au zonage a amené P. DE BÉTHUNE à admettre plutôt une origine effusive pour cette venue qui serait alors d'âge llandeilien.

L'ensemble des faits décrits nous paraît davantage en faveur de la première hypothèse, les lentilles conglomératiques pouvant représenter un type particulier de brèche éruptive. Il s'agirait donc d'un laccolite de dimension réduite, mis en place à faible profondeur, en une ou plusieurs venues successives, dont seule la partie proche du canal d'amenée serait conservée, ce que suggère le fait que les inclinaisons des surfaces de flux convergent vers le centre de l'intrusion.

Au point de vue pétrographique, la roche du Piroy est compacte et très dure, de teinte claire, à pâte aphanitique chargée de rares phénocristaux de quartz et de plagioclase inférieurs à 2 mm ; elle offre une texture zonaire produite par l'alternance de bandes de coloration différente, par l'intercalation de rubans à texture bréchique et par celle de lits très sombres résultant de la fusion plus ou moins complète d'enclaves.

Sous le microscope, les phénocristaux rarement corrodés de quartz, très pur, et d'albite, faiblement séricitisée, nagent dans un fond microcristallin essentiellement formé de deux types de microlites d'albite, de quartz très abondant, de sphérolites quartzeux ou quartzo-albitiques, d'une grande quantité de paillettes de séricite orientée, comme les microlites d'albite, suivant la fluidalité. Un peu de zircon et de calcite accompagnent ces éléments. La pyrite, parfois abondante, est postérieure à la consolidation du magma. La séricite par contre apparaît comme liée à l'auto-altération de la roche, alors même qu'un écoulement très visqueux continuait à se produire, peu avant la consolidation finale. Il en est de même de l'amorce de silicification de la pâte et des vacuoles.

M. RODAL a distingué deux variétés principales A et C, la première riche en phyllites et en vacuoles étirées suivant les surfaces de flux, la seconde, plus interne, pauvre en phyllites et vacuoles. Des termes de passage existent entre les deux, notamment un type B. On peut distinguer deux catégories de brèches : les unes sont des protobrèches résultant de l'écoulement d'un magma devenu hétérogène par suite de la consolidation précoce de certaines zones ; les autres recoupent le zonage et correspondent à la formation de fractures primaires remplies de magma. De petites intrusions postérieures à la mise en place de la masse principale du magma pénètrent celle-ci ; elles peuvent représenter, soit des venues supplémentaires, soit des phénomènes de réinjection de parties de l'intrusion encore liquides.

De toutes ces données, M. RODAL est amené à considérer la roche du Piroy comme une rhyolite qui, étant donné la faible proportion des phénocristaux, était liquide dans sa presque totalité au moment de son intrusion. Son caractère microcristallin indique des conditions de refroidissement rapide, au cours duquel les éléments volatils ont provoqué des transformations autométamorphiques.

Des quatre analyses publiées donnant la composition chimique de la roche du Piroy, nous en reproduisons deux (Anal. nos 16 et 17) qui se rapportent à des échantillons non silicifiés des types A et C. Leurs *paramètres* sont I.4.I.3(4) ; $Al/\Sigma calc = 1,28$; $An \% = 3$, pour le type A, et I.3'.I.3(4) ; $Al/\Sigma calc = 1,13$; $An \% = 4$, pour le type C. Ce sont donc des *rhyolites alcalines* sodipotassiques, hyperalumineuses. M. RODAL rattache la mise en place de cette roche au volcanisme géosynclinal calédonien. Dans l'échelle stratigraphique du Silurien (Gothlandien), un seul, parmi les horizons volcaniques interstratifiés, offre une composition chimique étroitement comparable, c'est celui des rhyolites du Llandovery inférieur du massif du Brabant, Peut-être est-ce à cette montée magmatique qu'il conviendrait de rattacher la rhyolite du Piroy.

b) *La diabase (dolérite) de Grand-Pré (Mozet)*

La roche éruptive de Grand-Pré a été étudiée en dernier lieu par X. STAINIER (*A. S. G. B.*, 1888 et 1889), et P. RONCHESNE (*A. S. G. B.*, 1934-35, p. 83).

Cette roche affleure dans une petite carrière située en bordure de la route de Courrière à Andenne, à quelque 250 m à l'est du moulin de Grand-Pré (Mozet). D'autres pointements pourraient exister près de Faulx-les-Tombes. Elle recoupe, transversalement à la stratification, un complexe de schistes et de psammites pailletés que leur faune permet de rattacher au Caradocien supérieur ou à l'Ashgillien.

Au contact de l'intrusion, les roches sédimentaires passent progressivement à des cornéennes massives. Ce métamorphisme correspond surtout à une silicification de plus en plus marquée, accompagnée de l'apparition, au contact même, de petits nids de produits chloriteux.

La roche éruptive, de teinte vert sombre, se divise en masses sphéroïdales et présente, à sa bordure, un faciès finement grenu, à structure ophitique passant, au contact même, à un type aphanitique. Le centre de l'intrusion est grenu, riche en calcite laiteuse.

Sous le microscope, la roche de Grand-Pré présente une structure ophitique plus ou moins nette ; le plagioclase dont le centre est souvent chloritisé, est un labrador à 45-55 % An, tandis que la périphérie, mieux conservée, est un oligoclase acide à 10 % An. L'augite qui remplissait originellement les intervalles entre les feldspaths n'est que très rarement conservée ; elle est ordinairement remplacée par de la chlorite, très abondante, plus rarement par des amphiboles d'ouralitisation. Du leucoxène à réseau remplace l'ilménite primitive. Les minéraux accessoires sont la pyrite, la chalcopyrite et l'apatite, les produits d'altération consistant surtout en calcite, épidote, zoïsite, serpentine, quartz parfois en sphérolites, oxydes de fer et produits kaolineux. Le quartz sphérolitique se rencontre surtout dans les zones de bordure auxquelles il confère un faciès variolitique.

L'analyse n° 18, due à P. RONCHESNE, donne les *paramètres* II'.5.3.'5(3.I.I.3) ; $Al/\Sigma calc = 1,03$; $An \% = 38$, qui correspondent à ceux d'une *dolérite leucocrate*. L'analyse chimique montre l'étroite analogie de cette roche avec le gabbro ophitique d'Hozémont,

ce qu'avaient déjà admis C. MALAISE et X. STAINIER en se fondant sur les caractères minéralogiques.

3. — GRANITES ET TOURMALINITES ENFOUIS

Les arkoses et conglomérats du Gedinnien inférieur du sud de l'Ardenne, ceux du Gedinnien supérieur du bord nord du synclinorium de Dinant, les poudingues de l'Emsien et du Dévonien moyen de ce même bord nord, du massif de la Vesdre, de la fenêtre de Theux, renferment de nombreux galets de tourmalinite, plus rarement de granite à muscovite ou de roches vertes, et dans leur matériel détritique fin, du feldspath, des micas, de la tourmaline, de la cassitérite, etc... Par contre, ces éléments font défaut dans les conglomérats du Dévonien moyen et supérieur du bassin de Namur.

Ce fait, dont les incidences paléogéographiques avaient déjà été mises en évidence par X. STAINIER (*A. S. G. B.*, 1889-90), a été récemment remis en lumière par P. FOURMARIER (*A. S. G. B.*, 1951, p. 89) à la suite des recherches de J. M. GRAULICH sur les conglomérats du Dévonien inférieur du massif de Stavelot (*A. S. G. B.*, 1951). P. FOURMARIER a montré que cette distribution des tourmalinites implique l'existence, sous les massifs hercyniens du synclinorium de Dinant, fortement charriés vers le nord, d'une aire géantclinale calédonienne parallèle aux rivages éo- et mésodévoniens, formée de terrains antécambriens granitisés.

CHAPITRE II

LES ROCHES ÉRUPTIVES DU MASSIF ARDENNAIS

Les roches éruptives et les filons d'origine éruptive de l'Ardenne sont localisés dans les massifs cambriens de Rocroi et de Stavelot ou distribués, à une exception près, suivant la zone anticlinale éodévonienne de Serpont-Bastogne. L'exception concerne la kersantite de Muno qui se situe sur l'anticlinal de Givonne.

L'âge de la mise en place des roches éruptives enclavées dans le Cambrien est difficile à préciser. En effet, une lacune considérable, comprenant l'Ordovicien et le Silurien, existe entre ce système et la base du Gedinnien discordant.

P. FOURMARIER (*A. S. G. B.*, Mém. in-4°, 1933-34), G. WATERLOT (*Mém. S. G. F.*, XV, 1945) et E. ASSELBERGHS (*Mém. I. G. Un. Lv.*, XIV, 1946) attribuent le plissement du socle cambrien de l'Ardenne à la phase taconique de l'orogénèse calédonienne (plissement éocalédonien). On ne pourra donc dater la mise en place, — par rapport à ce plissement —, des roches éruptives du Cambrien, qu'en se basant sur l'état de conservation de leurs éléments et de leur texture.

Une situation analogue existe à l'égard des venues éruptives enclavées dans les formations éodévoniennes dont le toit a été entièrement érodé. On en est réduit, ici encore, à leur appliquer les mêmes critères.

Nous examinerons successivement :

A. — Les roches éruptives enclavées dans le Cambrien :

1. du massif de Rocroi ;
2. du massif de Stavelot.

B. — Les roches éruptives enclavées dans l'Éodévonien :

1. de l'anticlinal de Serpont-Bastogne ;
2. de l'anticlinal de Givonne.

C. — Les filons d'origine éruptive.

§ I. — Les roches éruptives enclavées dans le Cambrien

I. — PORPHYROIDES ET DIABASES DU MASSIF DE ROCROI

Les *porphyroïdes* du massif de Rocroi forment de nombreux affleurements sur les deux rives de la Meuse, entre Deville et Revin. Les principaux se situent, — du sud au nord —, aux Forges de Mairus, dans la vallée de la Commune, en aval de Laifour, aux Dames de Meuse et aux environs de Revin.

Ils constituent six horizons interstratifiés dans les phyllades et les quartzites du Revinien moyen et un à la limite du Revinien et du Salmien (G. WATERLOT, *B. Carte Géol. Fr.*, XXXIX, n° 196, 1937, p. 77). Les porphyroïdes y sont associés à des roches vertes.

L'origine des porphyroïdes fut très controversée au siècle dernier. Jacques DE LAPPARENT démontra définitivement (*Thèse*, 1909) qu'il s'agissait d'intrusions concordantes de *microgranites alcalins* écrasés et séricitisés qui ont acquis, en bordure, une texture schistoïde. Le cœur massif de certains de ces sills ayant échappé à l'action du dynamométamorphisme présente, tantôt une structure porphyrique normale avec développement de gros cristaux de microcline plus ou moins albitisés et de phénocristaux plus petits d'albite et de quartz, tantôt une structure aphyrique, où le microcline est absent. La pâte de ces roches se compose d'albite, de quartz et de biotite, avec ou sans muscovite. Sa structure est généralement microgrenue, parfois micropegmatitique ou sphérolitique. Les variétés riches en biotite ont une teinte sombre (Forges de Mairus), tandis que la pâte des variétés riches en muscovite est blanchâtre ou gris clair.

Les *porphyroïdes proprement dits* doivent leur aspect lustré caractéristique à leur laminage et au développement postérieur et métasomatique de séricite qui se substitue à l'albite, en présence du feldspath potassique et de la biotite.

J. DE LAPPARENT considère que les phénocristaux de microcline étaient entièrement individualisés avant la cristallisation de la pâte. En raison de leur instabilité vis-à-vis de ce magma, ils ont alors été, ou bien corrodés et remplacés plus ou moins complètement par une croûte de cristaux d'albite de substitution, ou bien partiellement ou totalement

pseudomorphosés par ce plagioclase. Enfin, certains cristaux ont été substitués, dans les mêmes conditions, par un mélange de biotite et de muscovite.

Les trois analyses n^{os} 19, 20 et 21 se rapportent aux principaux types décrits et analysés par J. DE LAPPARENT (A, G et D, p. 84). Les types 19 et 21 sont hyperalumineux.

N^o 19. — Pâte à muscovite abondante, microclines peu albitisés. Ravin de Mairus (gîte 3 de Gosselet). *Paramètres* I.4.(1)2.3'. ; $Al/\Sigma calc = 1,02$; $An \% = 14$.

N^o 20. — Pas de muscovite, microclines peu albitisés (type moyen). Ravin des Dames de Meuse (gîte 13). *Paramètres* I.3'.1.(3)4'. ; $Al/\Sigma calc = 0,96$; $An \% = 4$.

N^o 21. — Pas de muscovite, microclines complètement albitisés. Rive gauche, face au ravin de la Commune (gîte 5). *Paramètres* I.(3)4.1.5'. ; $Al/\Sigma calc = 1,17$; $An \% = 2$.

Isolément ou au contact des microgranites (aux Dames de Meuse et aux Forges de Mairus), on trouve des roches vertes d'origine éruptive. J. DE LAPPARENT y a reconnu des *diabases* (= dolérites altérées). Comme les porphyroïdes, elles peuvent acquérir la texture schistoïde cataclastique. Elles se chargent alors de chlorite secondaire orientée par la schistosité. A la Commune, on a exploité pour pavés la variété massive de ces roches. Elle contient des feldspaths allongés et saussuritisés en albite, chlorite et épidote, une amphibole d'ouraltisation et du leucoxène. Sa structure est intersertale. Au voisinage du porphyroïde des Forges de Mairus des roches analogues présentent, en outre, de la biotite et, d'autres, des phénocristaux de quartz et d'albite. L'étude des contacts a permis à J. DE LAPPARENT d'affirmer que le microgranite est postérieur à la diabase. L'analyse n^o 22 est celle de la diabase de la carrière de la Commune, rive droite (J. DE LAPPARENT, p. 107). Les *paramètres* sont : II(III).5.(3)4.(4)5'. ; $L = 1,81$; $Al/\Sigma calc = 0,70$; $An \% = 55$. On a signalé dans les diabases une minéralisation sulfurée (pyrite, blende, chalcopryrite, chalcosine et mispickel).

Des *enclaves*, présentes dans tous les microgranites de la vallée de la Meuse, sont formées d'une trame de biotite plus ou moins altérée et d'albite. Elles représenteraient des fragments, métamorphisés par le microgranite, d'une roche éruptive profonde et basique analogue à un lamprophyre non calcique (leur teneur en $MgO + FeO$ peut atteindre 20.5 %).

La schistosité d'origine dynamométamorphique des porphyroïdes et des diabases implique une mise en place au plus un peu antérieure au plissement éocalédonien. Toutefois, aucun déplacement différentiel de grande amplitude n'a modifié les connexions de ces intrusions avec leurs épontes puisque les schistes sont modifiés à leur contact, notamment aux Dames de Meuse, avec production de phénoblastes de quartz et d'albite et qu'on y a noté la présence d'une petite apophyse issue de la masse principale de la porphyroïde (J. DE LAPPARENT, *loc. cit.*, pp. 18 et 106). Il s'agirait donc d'intrusions syntectoniques ayant acquis leur schistosité au cours même de leur mise en place.

2. — ROCHES ÉRUPTIVES DU MASSIF DE STAVELOT

A l'exception des « Venn Porphyre », injectés dans le Salmien inférieur, toutes les venues éruptives de ce massif sont enclavées dans les phyllades et quartzites reviniens.

Nous les décrivons dans l'ordre suivant :

- a) Les microgranites (« eurites ») de Spa.
- b) Le microgabbro (« porphyrite diabasique ») de Spa.
- c) Les diabases de Challes et de la région de Stavelot-Malmédy.
- d) Les « kératophyres » de Coo et de Grand Coo.
- e) Les tonalites (diorites quartziques micacés) de la Helle et de Lammersdorf.
- f) Les « porphyres » et le « lamprophyre » des Hautes Fagnes allemandes.

Les roches de *c* et *d* sont contenues dans l'assise Rv2 ou à sa limite supérieure ; les roches *a* se situent dans l'assise Rv5 (cf. F. GEUKENS, *Mém. I. G. Un. Lv.*, 1950, pp. 87 et 157). Les roches *e* sont intrusives dans l'assise Rv4 ; les roches *f* dans le Salmien inférieur ou dans Rv5 (L. VAN WAMBEKE, Thèse, 1954). Leur situation stratigraphique n'implique pas l'âge de leur mise en place.

a) Les microgranites (« eurites ») de Spa

Ces roches affleurent en de nombreux points de la ville de Spa, dans les schistes et quartzophyllades reviniens Rv5. Les plus notables de ces affleurements sont : le filon ou dyke bifurqué de la promenade de Sept heures, quelques bancs massifs de la promenade des Français (à 500 m à l'WSW du cimetière), et une masse de 2 m sur la berge de la rive Sud du Wayai (à 50 m en aval de la route du Marteau).

Les seules descriptions micrographiques de l'« eurite » de Spa dignes d'être mentionnées sont celles de Ch. DE LA VALLÉE POUSSIN et A. RENARD (*Mém. Ac. R. Sc. Belg.*, XL, 1876, p. 77), et de F. CORIN (*B. S. B. G.*, XLIII, 1933, p. 151).

La roche est grise ou blanc jaunâtre. Elle renferme un grand nombre de petites enclaves énallogènes des schistes noirs encaissants (Promenade de Sept heures et Wayai). De plus, elle est souvent parcourue de veinules quartzieuses et de diaclases garnies de quartz, de pennine et de mica. Sa texture est fréquemment feuilletée par dynamométamorphisme en bordure des filons.

Sur le fond de la pâte se détachent de minuscules phénocristaux de feldspath (orthose ou albite) et de quartz bipyramidé ne dépassant pas 3 mm et encore, de loin en loin, des lamelles de chlorite vert bronzé.

La pâte elle-même, felsitique, possède une structure microgranitique et parfois globulaire en bordure. Elle est formée de quartz, de squelettes de microlites de feldspath, de séricite, de chlorite et d'un pigment noir. La disposition souvent pseudofluidale de ces éléments est due au laminage de la roche. Enfin F. CORIN déclare y avoir reconnu de petits amas de pyrite et, exceptionnellement, de minuscules cristaux de blende.

La seule analyse que l'on possède de l'« eurite » de Spa est l'ancienne analyse de Chevron publiée par DE LA VALLÉE POUSSIN et RENARD (n° 23). Les *paramètres* sont : (I)II.3.1.3' ; $Al/\Sigma calc = 2,48$; $An \% = 0$.

Il s'agirait donc d'un microgranite alcalin sodi-potassique chimiquement et pétrographiquement semblable aux « porphyroïdes » du massif de Rocroi. Son caractère très hyperalumineux provient en grande partie de la présence des enclaves énallogènes de schiste. Géologiquement, il pourrait être contemporain des « porphyroïdes » de Rocroi.

b) *Le microgabbro (« porphyrite diabasique ») de Spa*

X. STAINIER (*A. S. G. B.*, XVII, 1889-90, p. M 41) a décrit des galets provenant du lit du Wayai, à Spa ; on ne connaît pas le gisement de la roche *in situ*. Ces galets sont constitués par un porphyre à pâte vert foncé, microcristalline, enrobant de petits feldspaths brillants et d'autres, beaucoup plus grands, blanc verdâtre, à éclat cireux, ainsi que des phénocristaux arrondis d'augite noire.

Sous le microscope, les grands phénocristaux de feldspath apparaissent entièrement saussuritisés ; les petits, idiomorphes, mais à tendance microlitique, sont groupés et semblent correspondre à une oligoclase acide. Ils font partie de la pâte. Enfin, on observe quelques sphérolites feldspathiques à croix noire.

L'augite, très abondante et remarquablement fraîche, forme des phénocristaux maclés entièrement automorphes et, aussi, de petits cristaux arrondis, dans la pâte. La magnétite accompagne les éléments précédents.

Parmi les produits secondaires on note l'épidote, très abondante, ainsi que de l'actinote et un peu de chlorite épigénisant l'augite.

La structure holocristalline et porphyrique de cette roche, ainsi que sa composition, la classe comme *microgabbro*.

c) *Les diabases de Challes et de la région de Stavelot-Malmédy*

La diabase de Challes, près de Stavelot, forme un filon-couche ou un sill interstratifié dans les schistes et quartzites reviniens de la rive gauche de l'Amblève, un peu en amont de son confluent avec l'Eau Rouge. Son prolongement sur la rive opposée aurait été observé par C. MALAISE.

La direction du filon est N 25°W et son inclinaison 70° SW. Dans cette même direction, plus à l'est, X. STAINIER (*A. S. G. B.*, XIV, 1886-87, p. M 213) a découvert des galets d'une roche identique dans le lit du ruisseau des Trôs Marais. Ce ruisseau descend du plateau de la Baraque Michel et se jette dans la Warche à 3 km en amont de Malmédy. De plus, G. DEWALQUE a signalé l'existence d'un filon de 1 m d'épaisseur d'une roche analogue, au Pouhon des Cuves.

P. RONCHESNE (*B. S. B. G.*, XLIX, 1934, p. 16) a repris l'étude pétrographique de la diabase de Challes. Vert foncé à l'état frais, elle passe au vert clair ou jaunâtre par épidoti-

sation. Elle est aphyrique ou contient quelques rares phénocristaux de feldspath et des mouches de sulfures. Les filonets de quartz qui la traversent sont garnis de fibres d'amiante, de chlorite, de cristaux d'albite et de quelques sulfures (pyrite, chalcopyrite et ? pyrrhotine). Les cassures sont tapissées d'amiante ou de calcite.

Sous le microscope sa structure apparaît doléritique, en dépit de son état avancé de saussuritisation. Les squelettes allongés des plagioclases (dont quelques débris indiquent un labrador) sont épigénisés par l'épidote et la chlorite. Mais une étroite frange d'albite, fraîche et limpide, accuse leurs contours. L'augite est fortement ouralitisée en actinote et chlorite et parfois calcifiée. En outre, il existe de nombreuses plages brunâtres de leucoxène entourant de minces squelettes opaques d'ilménite en groupements hexagonaux. L'épidote, associée à la zoïsite, abonde dans toute la masse de la roche et la calcite y est répandue à la façon d'un pigment ; elle l'épigénise parfois complètement, mais en respectant les silhouettes des feldspaths et des pyroxènes. Enfin, du quartz secondaire pénètre dans tous les interstices.

Cette description correspond assez bien à celle que X. STAINIER (*loc. cit.*) a faite de la roche des Trôs Marais, mais cette dernière est plus riche en cristaux d'augite inaltérés et contiendrait (?) de l'orthose, ce qui serait à vérifier.

P. RONCHESNE pense que l'albite s'est déposée après la phase hydrothermale qui a produit la saussuritisation. Il définit la roche de Challes : un « microgabbro à faciès diabasique ». Nous estimons qu'en raison de sa structure doléritique indiscutable et de son degré d'altération hydrothermale, il convient de lui conserver son ancien nom de *diabase* (= dolérite altérée) ; plus exactement, c'est une diabase silicifiée.

L'analyse n° 24 (RONCHESNE, *loc. cit.*) est fort voisine de celle donné jadis par L. CHEVRON (*A. S. G. B.*, II, 1876, Mém. p. 192) mais elle est à la fois plus complète et plus exacte, bien que CO₂ n'ait pas été dosé, ce qui influe sur la quantité de chaux feldspathisable et donne une valeur anormale au troisième paramètre. De même, la silicification abaisse la valeur du deuxième et du premier. Ces *paramètres* sont les suivants : II'.4(5).4.(4)5 ; Al/Σcalc = 0.78 ; An % = 69.

d) Les « k eratophyres » de Coo et de Grand Coo

E. MATHIEU (*B. S. B. G.*, XVII, 1903, p. 549) a décrit sous le nom de « k eratophyre » une roche stratoïde gris verdâtre à phénocristaux de feldspaths altérés blanc jaunâtre. Cette roche constitue un banc de 2,50 m d'épaisseur intercalé dans les phyllades Rv2, près de Grand Coo. Elle affleure en face du gué du méandre de l'Amblève, à l'extrémité ouest du chemin de Grand Coo au bois de Lahister. En ce point, les strates sont verticales et ont une direction (?) N-37°-E. Les phyllades sont durcis et paraissent silicifiés à son contact, du côté nord du sill. Dans son prolongement vers l'ouest, E. MATHIEU a trouvé des débris de la même roche, dans le bois de Lahister, ainsi que des indices de son extension vers l'est, sous l'hôtel de Belle-Vue, à côté de la Cascade. Enfin, F. GEUKENS (*loc. cit.*, p. 87) mentionne, dans la zone de transition Rv2-Rv3, un banc de « rhyolite séricitisée » à apparence de quartzite très fin, pyriteux, non stratifié et légèrement schisteux, de couleur vert

clair. Ce banc qui a une épaisseur de 1 à 0,30 m a été observé à l'extrémité septentrionale du tunnel du chemin de fer, à Coo. Il se trouve donc exactement dans le prolongement oriental des affleurements précédents. Une roche analogue a été rencontrée aussi à 140 m au sud des affleurements de Grand Coo.

A l'affleurement du gué, la roche est parcourue de diaclases verticales parallèles à la stratification des phyllades et de diaclases horizontales parfois garnies de quartz.

Le microscope montre bien qu'il s'agit d'une roche éruptive porphyrique, mais son état d'altération, vraisemblablement en grande partie d'origine hydrothermale, la rend méconnaissable. Elle a contenu probablement des phénocristaux de plagioclase de 2 mm maximum, mais ceux-ci sont entièrement calcifiés, parfois chloritisés en bordure et entourés d'une auréole attribuée au leucoxène. En outre, on y voit des paquets de gros grains de quartz associés à des résidus de feldspath et à de la calcite, ou encore des traînées de muscovite et de quartz. Ce dernier minéral semble entièrement secondaire.

Dans la pâte, extrêmement confuse, on a reconnu de la séricite abondante orientée parallèlement aux épontes, des traînées chloriteuses, de la calcite, des agrégats microgrenus de feldspath et de quartz et des flocons de leucoxène avec résidus d'ilménite. Enfin, empâtés dans les agrégats quartzo-feldspathiques, E. MATHIEU a observé une quantité « prodigieuse » de microlites incolores qu'il rapporte à la scolésite (zéolite). Les éléments accessoires sont : des prismes tronçonnés d'apatite, des cristaux de pyrite à auréoles d'étirement et des grains de zircon.

Il est difficile de rapporter une telle roche, dynamométamorphisée, séricitisée, calcifiée, quartzifiée et zéolitisée à un tel degré, à une catégorie bien définie. L'analyse chimique n° 25 (LINDEMAN *in* E. MATHIEU) et les paramètres 'II.' 4.3.4' ; $Al/\Sigma calc = 1,15$; $An \% = 42$, indiqueraient un apparentement aux dellénites ou aux dacites. Malheureusement, l'analyse est incomplète, le CO_2 n'est pas dosé et l'on ne peut affirmer que la calcite et la zéolite soient entièrement dérivées de plagioclases et de méta-silicates calcomagnésiens ; de plus, la silice libre est en grande partie un produit d'apport. En supposant que les 3^e et 4^e paramètres (rapports des alcalis et des alcalis à la chaux feldspathisable) n'aient pas été modifiés et en rappelant la présence caractéristique du leucoxène, nous serions plutôt tentés de rapprocher la roche primitive de Grand Coo d'une dacite ou d'une diabase. En attendant une nouvelle étude sur un matériel plus frais et une meilleure analyse, nous conserverons à cette roche le nom imprécis de « kéraatophyre » proposé par E. MATHIEU.

Des roches observées par F. GEUKENS on ne peut rien dire faute d'une description micrographique précise.

Pour des raisons analogues à celles qui ont été exposées à propos des porphyroïdes du massif de Rocroi, on peut penser que les « kéraatophyres » de Coo sont syntectoniques.

e) Les tonalites (diorites quartziques micacés) de la Helle et de Lammersdorf

La pétrographie et la géologie des deux massifs voisins de la Helle et de Lammersdorf ont fait l'objet du mémoire fondamental de A. DANNENBERG et E. HOLZAPFEL (*Jahrb. K. Pr.*

Geol. Land. für 1897, Berlin, 1898) traduit par A. RENIER (*A. S. G. B.*, XXXV, 1907-08, p. B 415 et *B. S. B. G.*, XXII, 1908, p. 513).

Tous deux sont intrusifs dans l'assise Rv4 du Revinien, le premier au flanc sud, le second au flanc nord renversé d'un même pli anticlinal, celui de Cockaifagne-Lammersdorf (L. VAN WAMBEKE, Thèse 1954).

Le massif de Lammersdorf est situé en Prusse, à faible distance de la frontière belge. Il est constitué par un gros sill accompagné d'un filon concordant de 4,5 m et affleure sur 240 m dans la tranchée élargie du chemin de fer d'Aix-la-Chapelle à Saint-Vith. Ces deux venues sont encadrées par les quartzites et les schistes du Rv4, en série inverse inclinant au SW.

Le massif de la Helle forme, au SE d'Eupen, au lieu-dit Herzogenhügel, un rocher abrupt dominant de 20 m la Helle et son affluent de droite le Spohrbach. La roche affleure encore dans la rivière et le long de ses affluents le Spohrbach et le Petit Bonheur. Une visite effectuée en 1953 en compagnie de L. VAN WAMBEKE, qui venait d'en entamer l'étude détaillée, a montré à l'un de nous (G. M.) qu'il s'agissait d'un laccolite ou d'un sill laccolitique d'un diamètre voisin de 400 m et puissant, en son centre, d'une centaine de m au maximum (fig. 5).

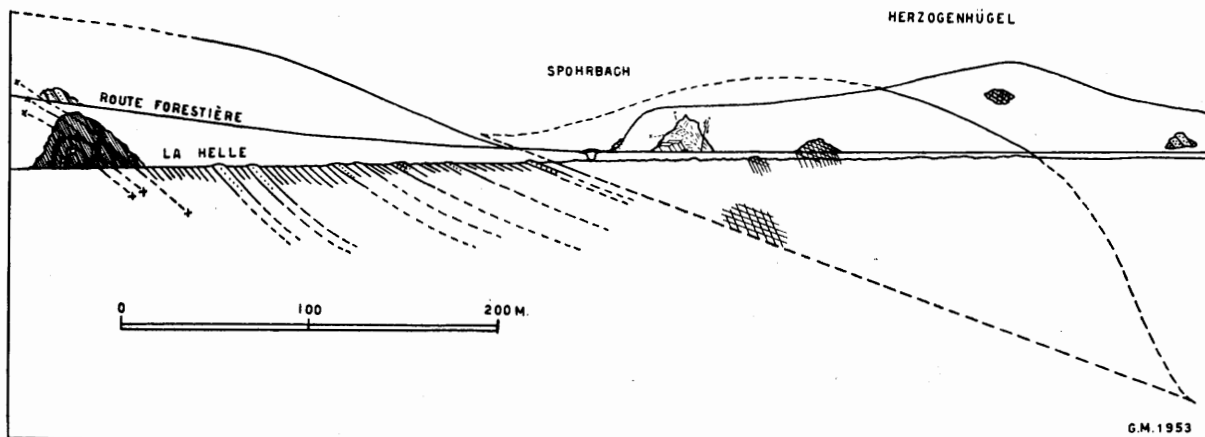


FIG. 5. — Coupe transversale à travers le laccolite tonalitique de la Helle.

Le plan de coupe passe par la vallée de la Helle et est perpendiculaire à la direction du système prédominant de joints qui traversent la tonalite.

Le mur du laccolite est formé de phyllades reviniens avec intercalations de quartzites, le toit de quartzites.

Dans sa thèse (1954), L. VAN WAMBEKE a apporté de nombreux éléments nouveaux quant à la connaissance de cette roche. Il a montré qu'elle s'était mise en place dans le Rv4, vers la base du niveau Rv4/c. Il a montré également que la roche, qui comporte deux variétés principales, l'une gris bleuâtre ou verdâtre, à plagioclases saussuritisés, l'autre blanchâtre, plus locale, à plagioclases séricitisés, ne montre aucun élément structural, surfaces de flux ou autre, en relation avec la mise en place et la cristallisation du magma. Elle offre par contre six familles de joints principaux, cicatrisés ou non, apparus postérieurement à son refroidissement : ceux de la famille 1 sont orientés N 65 E avec une pente de 45 à 60° au SE ; ceux de la famille 2 ont même orientation mais sont subverticaux ; ceux de la famille 3 sont orientés

N 25 W et inclinent de 25 à 40° au SW, tandis que ceux de la famille 4, de même orientation, sont subverticaux ; ceux enfin des familles 5 et 6, plus rares, sont orientés N 55 W et sont respectivement verticaux ou à pente NE de 30 à 40°. Ces familles peuvent se grouper en systèmes de joints conjugués : familles 1 et 4, familles 2 et 3, familles 5 et 6. L. VAN WAMBEKE a montré également que les deux systèmes principaux sont respectivement parallèles en direction et même, pour certaines familles, en inclinaison avec la schistosité oblique (direction N 65 E et pente SE de 40 à 60°) et les joints qui lui sont associés (direction N 25 W), affectant les couches sédimentaires de l'auréole. Cette coïncidence démontre, pour L. VAN WAMBEKE, une communauté d'origine de ces deux groupes d'éléments structuraux, dont la direction et l'inclinaison sont hercyniennes. Comme d'autre part, nombre de ces joints sont, dans la roche éruptive, cicatrisés par des filons de roche porphyrique ou de quartz minéralisés, formations génétiquement liées à l'évolution même de la tonalite, il en conclut à l'âge hercynien syntectonique de l'intrusion de la Helle.

Il nous a paru toutefois possible (G. M.) d'encore préciser cet âge : la mise en place de la roche serait contemporaine de la formation des plis et de la schistosité oblique, mais antérieure aux charriages qui cisailent les premiers et déforment la seconde. Elle serait donc liée à une première phase hercynienne (Westphalien?). Les phénomènes de déformation que nous ont localement montré (M. D.) les minéraux constitutifs, plagioclases pliés en chaise, cristaux de quartz nettement froissés, sont de nature à confirmer cette hypothèse.

Les roches de ces deux gisements ne se distinguent guère que par leur grain, fin à Lammersdorf, moyen à la Helle, et par les modalités de l'autométamorphose hydrothermale qu'elles ont subi : prédominance de la saussuritisation à la Helle, de la séricitisation à Lammersdorf. Leur couleur est gris bleuâtre ou verdâtre (variétés saussuritisées) ou blanchâtre (variétés séricitisées). A. DANNENBERG les tenait pour des granites : il y avait reconnu du quartz xénomorphe, de l'orthose, des plagioclases zonés idiomorphes, de la biotite et, accessoirement, de l'apatite, du zircon et du sphène (leucoxène). P. RONCHESNE (*A. S. G. B.*, LIV, 1929-30, p. B 35) a montré que ces roches ne contiennent pas d'orthose, mais que leurs feldspaths se rapportent tous à des plagioclases contenant une certaine quantité de feldspath potassique en solution solide. Ils se répartissent en plusieurs catégories. Les plus grands (max. 2 mm) sont groupés, maclés et zonés ; ils présentent, en outre, des récurrences fréquentes de basicité qui ont donné lieu à des interprétations divergentes de la part de P. MICHOT (*ibidem*, p. B 44) et F. CORIN (*ibidem*, p. B 92) ; selon V.W., leur teneur en An oscille entre 10 % (albite-oligoclase) et 50 % (labrador). Les petits cristaux (max. 0,2 mm) sont automorphes et zonés (15 à 20 % An) mais ne présentent pas de récurrences basiques, tandis que les plus petits ne sont ni maclés, ni automorphes.

Des phénomènes de métasomatose se sont produits au cours de la cristallisation. Le cœur des cristaux de plagioclase est toujours plus ou moins saussuritisé en zoïsite, séricite et chlorite, mais leur bordure riche en albite est limpide et correspond à la fin de la cristallisation. La biotite est à bords corrodés et est en grande partie chloritisée (pennine). Enfin, l'épidote (clinozoïsite) existe aussi en cristaux primaires.

D'après P. RONCHESNE, les particularités ci-dessus, jointes à la présence de sulfures en imprégnation « indiquent que la mise en place s'est faite à un moment de la différenciation proche du stade hydrothermal ».

L'étude de la minéralisation qui affecte la roche de la Helle et ses filons et, dans une moindre mesure, celle de Lammersdorf, a montré à L. VAN WAMBEKE (Thèse, 1954) qu'on pouvait y distinguer plusieurs phases successives. Les deux premières, à paragenèses hydrothermales de hautes température (supérieure à 500°), sont antérieures à l'apparition des joints : la première, qui correspond à la métasomatose quartzo-albitique de la roche, comprend la chalcopryrite, la pyrrhotine, la pyrite I, la blende, la zoïsite et la scheelite ; la seconde consiste en pyrite II, molybdénite et séricite. Celles en relation avec les filons de quartz comportent des paragenèses de moindre température (500°-350°) ; on peut y distinguer trois variétés d'importance décroissante : la première comporte la molybdénite, la pyrite II et la chalcopryrite ; la deuxième la chalcopryrite, les tellures de bismuth, la blende, la scheelite, la pyrrhotine et la pyrite ; la troisième, très rare, la blende, la chalcopryrite, la pyrite, la molybdénite et la scheelite.

Les roches de la Helle et de Lammersdorf se classent dans la famille des diorites quartziques micacés ou *tonalites*. Voici trois des analyses effectuées sur ces roches :

N° 26. — La Helle (analyse de M. L. SCHMITZ, in DANNENBERG et HOLZAPFEL) : Paramètres : I'.4.2.4 ; $Al/\Sigma calc = 0,88$; An % = 23.

N° 27. — La Helle (analyse P. RONCHESNE). Paramètres : I'.4.2'.4 ; $Al/\Sigma calc = 0,90$; An % = 24.

N° 28. — Lammersdorf (roche fraîche). (Analyse d'après VON LASAULX, *Verh. Naturhis. Ver. v. Rheinl. u. Westfalen*, 1884, p. 418). Paramètres : I(II).4.2.3' ; $Al/\Sigma calc = 1,42$; An % = 19.

Les deux premières concordent très bien, la troisième accuse une plus grande richesse en biotite de la roche analysée.

Le métamorphisme de contact des deux intrusions se manifeste par une feldspathisation très localisée des quartzites (oligoclase) et une auréole de schistes tachetés (A. RONCHESNE, *A. S. Sc. Brux.*, 2, 1930, p. 258) où l'on vient de reconnaître, à la Helle, au contact même de l'intrusion, la biotite, la muscovite, l'andalousite et l'apatite (L. VAN WAMBEKE, *loc. cit.*). L'extension des schistes tachetés en direction NE, de Lammersdorf jusqu'aux environs de Jägerhaus, en Prusse, — bien qu'on n'y observe aucun affleurement de roche éruptive —, semble indiquer, d'après les auteurs allemands, l'existence, en profondeur, d'un massif assez étendu dont les tonalites de la Helle et de Lammersdorf ne seraient que des apophyses. Il est également intéressant de noter que F. CORIN (*B. S. B. G.*, XLIII, 1934, p. 45) a signalé, non loin de là, la présence de schistes tachetés sur le versant nord de la vallée de la Vesdre, au pont de Bellesfurt (Raeren) et que P. FOURMARIER (*A. S. G. B.*, Mém. in-4°, 1933-34, p. 113) affirme, sans toutefois en fournir la preuve, que la tonalite a influencé les couches de base du Dévonien.

f) Les « porphyres » (*microgranites albitiques*) et le « lamprophyre » des Hautes Fagnes allemandes

Dès 1897, A. DANNENBERG et E. HOLZAPFEL (*Jahrb. Kön. Preuss. Geol. Land.*) signalaient au NE de Lammersdorf, toute une série de roches considérées comme d'origine éruptive. Ces roches, connues sous le nom de « Venn Porphyre », se rencontraient surtout dans la haute Wehe et au sud de Jägerhaus. En 1910, E. HOLZAPFEL (*Abhandl. Kon. Preuss. Geol. Land.*, Hft 66, 1910) les assimilait à des vogésites comportant ou non de l'augite et les mettait en relation avec la roche de Lammersdorf et le batholite granitique qu'il supposait exister en profondeur dans toute cette région pour expliquer la présence des schistes tachetés.

Les intenses déboisements provoqués par la dernière guerre ont fait apparaître dans cette même région un nombre plus grand encore de roches d'aspect porphyrique ou porphyroïdique, souvent laminées, qui furent cartographiées comme « Venn Porphyre » par W. SCHMIDT (carte inédite ; F. GEUKENS und W. SCHMIDT, *Geol. Jahrb.*, Bd 67, s. 67-72, 1952). L. VAN WAMBEKE (Thèse, 1954) vient de montrer par l'étude microscopique que nombre de roches ainsi considérées, sur le terrain, comme éruptives étaient, en fait, des arkoses ou des grès quartzites feldspathiques appartenant à la couverture gedinnienne, en lames tectoniques écrasées et souvent pincées dans le socle revinien. Seuls doivent être retenus, comme corps intrusifs, quatre venues de « porphyres » dans la Weisze Wehe et une venue d'aspect lamprophyrique au N de Jägerhaus.

a) Les « porphyres » de la Weisze Wehe. — La haute vallée de la Weisze Wehe, au NE de Jägerhaus, expose quatre groupes de filons-couches ou sills, parfois disposés en chapelets, intrusifs dans le Salmien inférieur, formés d'une roche blanchâtre ou brunâtre, mouchetée de rouille, massive ou schistifiée.

Sous le microscope, la structure est nettement porphyrique. Les phénocristaux comprennent de la chlorite, tantôt en longues baguettes épigénisant une amphibole, tantôt en lamelles se substituant à une biotite, de l'albite simple ou maclée, de l'orthose rare, plus ou moins albitisée ; tous ces minéraux peuvent en outre être séricitisés ou calcitisés. La pâte est formée de microlithes d'albite, rarement maclés, un peu séricitisés, et de quartz interstitiel. On observe çà et là un peu de quartz secondaire.

Au contact de ces intrusions, le métamorphisme se réduit à un simple durcissement des sédiments.

Par leur composition et leur structure, les « porphyres » de la Weisze Wehe apparaissent, selon L. VAN WAMBEKE, comme des *microgranites albitiques* qui ne sont pas sans rappeler ceux du massif de Rocroi. Certainement antérieurs au Gedinnien, comme le montrent les relations de terrain, ces intrusions sont à rattacher au cycle orogénique calédonien et sans doute, comme celles du massif de Rocroi, au plissement de la Haute Ardenne (phase taconique des plissements calédoniens).

b) Le « lamprophyre » de Jägerhaus. — Au nord de Jägerhaus, des travaux de canalisation ont mis à jour une roche verdâtre, massive ou schistoïde, rendue celluleuse par la disparition des cristaux de feldspath. Sous le microscope elle montre une structure « pseudo-ophitique »

et des marques nombreuses de cataclase et d'écrasement : chlorites tordues, étirées ou brisées, quartz cataclastique, etc... Elle est, pour plus de 50 %, formée de chlorites, pennine verte et delessite brunâtre, qui semblent occuper la place d'amphiboles ou de pyroxènes. A ces chlorites s'ajoutent des feldspaths, complètement kaolinisés et indéterminables, du quartz cataclastique, un peu de zoïsite et de séricite. Par sa richesse en chlorite, cette roche se rapproche selon L. VAN WAMBEKE (Thèse, 1954), d'un *lamprophyre* ou d'un *gabbro-diorite* écrasé.

Intrusif dans le Revinien, au niveau du Rv4; ce « lamprophyre » paraît constituer un filon concordant. Il est, sans doute, sensiblement du même âge que les « porphyres » de la Weisze Wehe.

§ 2. — Les roches éruptives enclavées dans l'Eodévonien

I. — ROCHES ÉRUPTIVES DE L'ANTICLINAL DE ROCROI-SERPONT-BASTOGNE

Nous les examinerons dans l'ordre suivant :

- a) Le « porphyre quartzifère » (rhyolite ou dacite) du Franc Bois de Willerzie.
- b) Le « schiste porphyrique » (microdiorite quartzique) de Remagne.
- c) Les roches dites « maclifères » (microdiorites saussuritisés) de Libramont.

Les roches *a* sont des laves épanchées à la base du Gedinnien inférieur et contemporaines du dépôt des arkoses de Haybes.

Les roches *b* et *c* sont des intrusions concordantes dans l'assise de Saint-Hubert.

a) Le « porphyre quartzifère » (rhyolite ou dacite) du Franc Bois de Willerzie

A la base du Gedinnien qui entoure la pointe NE du massif cambrien de Rocroi, dans la région du Franc Bois de Willerzie, existent des roches que J. GOSSELET (*S. G. N.*, 1883, p. 194) et Ch. BARROIS (*ibidem*, p. 205) considéraient comme un faciès métamorphique de l'arkose de Haybes. R. BAILLY (*A. S. G. B.*, 1935, p. M 31), reprenant une ancienne hypothèse de VON LASSAULX, y voit des roches éruptives fortement dynamométamorphisées, comparables aux « porphyroïdes » du massif de Rocroi. F. CORIN (*B. S. B. G.*, 1936, p. 13) pense qu'il s'agit de mylonites dérivant d'un microgranite ou d'un microdiorite.

Ces roches assez sombres contiennent de petits phénocristaux de quartz de 3 à 4 mm nageant dans une pâte quartzo-phylliteuse microgrenue. Sous le microscope, les phénocristaux, souvent bipyramidés, sont auréolés de quartz secondaire. Ils sont riches en inclusions et toujours corrodés et fissurés. La pâte est essentiellement formée de quartz microgrenu et renferme des amas de séricite orientée par laminage ; localement des amas de quartz et de séricite non orientée semblent tenir la place de phénocristaux de feldspath disparus. Enfin, çà et là, existent de rares lamelles de muscovite et de biotite primaires.

Il semble donc que ces mylonites dérivent d'une roche microgrenue quartzique ou bien d'une lave rhyolitique ou dacitique dévitrifiée.

Au flanc sud du synclinal complexe de Willerzie on voit tous les passages entre un porphyre à peine cataclastique et des schistes séricito-chloriteux à gros grains de quartz. A Naux-sur-Semois, où les allures sont beaucoup plus calmes, E. ASSELBERGHS (*Mém. Inst. Géol. Un. Lv.*, 1946) a signalé, localement, à la base de la formation, des blocs à peine émoussés de quartzites reviniens enrobés par le porphyre. Ailleurs celui-ci renferme de la tourmaline ou du zircon détritiques ainsi que de petits galets d'arkose.

Ceci semble indiquer, selon E. ASSELBERGHS, qu'il s'agirait bien de laves contemporaines du dépôt détritique des couches de base du Gedinnien, s'effectuant dans une zone littorale.

P. MICHOT (*Cgrès A. I. Lg.*, 1947, p. 119) voit dans ces coulées, puissantes de quelques mètres, une manifestation superficielle d'intrusions post-tectoniques dépendant de l'orogénèse calédonienne.

b) *Le « schiste porphyrique » (microdiorite quartzique écrasé) de Remagne*

Au nord du pont sur l'Ourthe et à proximité du moulin de Remagne affleure une roche porphyrique écrasée, enclavée dans les schistes métamorphiques gedinniens à séricite et chlorite de l'assise de Saint-Hubert. Elle est connue depuis J. GOSSELET. Retrouvée en 1936 dans son gisement par A. VANDENDRIESSCHE, celui-ci en a publié une brève description et une analyse (*Thèse*, 1941, p. 95).

C'est une roche d'un gris verdâtre, à grain fin, tachetée de brun, renfermant des phénocristaux brisés d'andésine à 45 % d'An. Ceux-ci sont englobés dans une pâte schisteuse composée de quartz, de chlorite, de séricite et de clinzoïsite, contenant aussi du sphène et des minerais de fer altérés. Sa texture est fluidale et œillée. Il s'agit donc d'une roche dont la mise en place s'est effectuée avant les plissements qui ont affecté le Dévonien inférieur.

Les paramètres tirés de l'analyse chimique n° 29 sont les suivants : $II.4'.3'.5$; $Al/\Sigma calc = 1,02$; $An \% = 37$. Ces paramètres et la composition minéralogique indiquent une roche saussuritisée, probablement quartzifiée en partie et légèrement hyperalumineuse se rapportant à une microdiorite quartzique ou quartzifère (« diorite porphyriet » de VANDENDRIESSCHE).

c) *Les roches dites « maclifères » (microdiorites saussuritisés) de Libramont*

Depuis les travaux de A. SCHOEP (*B. S. B. G.*, XLI, 1931, p. 184), M.-E. DENAEYER (*ibid.*, XLVIII, 1938, p. 403) et A. VANDENDRIESSCHE (*Thèse*, 1941), on peut considérer comme certaine la nature intrusive des roches dites « maclifères » ou « à ouralite », de la région de Libramont, — jadis tenues pour métamorphiques. Ces roches sont actuellement connues *in situ* en cinq endroits différents (fig. 6) des ballastières ouvertes le long des voies ferrées de Libramont à Arlon et de Libramont à Bastogne. Elles y affleurent en lentilles ou en couches concordantes dans les grès à bastonite de Libramont (Gedinnien, assise des schistes de St-Hubert), et sont alignées en direction NE ou ENE avec pendage SE. C'est dans un chemin en tranchée conduisant à une petite carrière ouverte à l'extrémité N de la

grande ballastière que ces couches sont le mieux exposées. L'un de nous en a fait en 1948 un levé détaillé (M. E. DENAEYER, inédit, fig. 7).

Les roches « maclifères » présentent une structure nettement porphyrique et doivent être considérées comme des filons couches ou des sills de *microdiorites* intrusifs (« gabbro

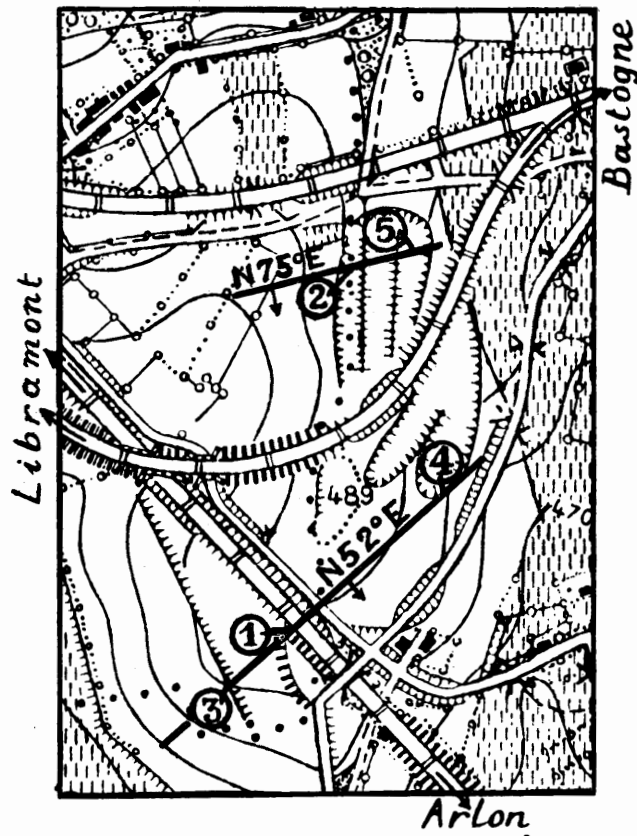


FIG. 6. — Gisement des roches « maclifères » des ballastières de Libramont.

porphyriet » de VANDENDRIESSCHE) quasi entièrement *saussuritisés* et partiellement silicifiés. Des phénocristaux de l'ordre du centimètre se détachent en sections rectangulaires blanches sur le fond gris-bleu sombre à gris bleuté clair de la roche. En bordure des filons, ils font place à des cristaux filiformes blanchâtres et la structure devient aphyrique.

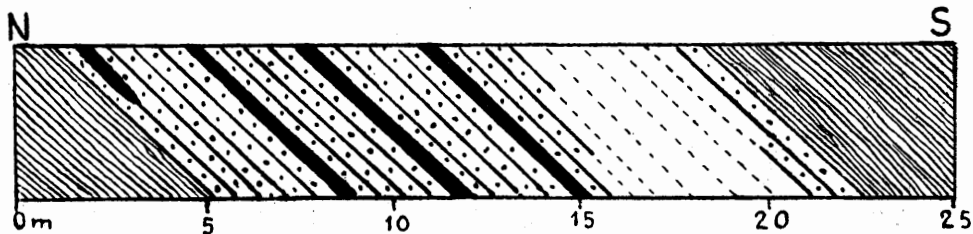


FIG. 7. — Coupe du gisement 5 des ballastières de Libramont.
Hachures : Schistes gris ; points : grès à « bastonite » ; noir : roches « maclifères ».

Le squelette saussuritisé de ces phénocristaux et filaments est souligné par des fibres de trémolite régulièrement orientées dont la disposition reproduit souvent la structure en sablier (d'où le nom de « maclifère ») des plagioclases auxquels elles se sont substituées. Les résidus de ceux-ci se rapportent à l'oligoclase. Les minéraux primitifs de la pâte, comme les phénocristaux eux-mêmes, ont été épigénisés par un mélange de clinozoïsite dominante et de quartz qui forme le fond de la roche au sein de laquelle se sont aussi développés des grenats (spessartine). On note encore un abondant pigment de fer titané parfois transformé en leucoxène.

Les analyses n^{os} 30 et 31 montrent que ces transformations se sont produites sans grand changement de la composition chimique. Elles sont dues à l'autométamorphisme hydrothermal complet de la roche éruptive. Le quartz secondaire qui a silicifié ces roches, surtout en bordure, y forme souvent des filons contenant de la trémolite, de la zoïsite, etc.

L'analyse n^o 30 (de VANDENDRIESSCHE, *loc. cit.*) est celle du faciès porphyrique. Ses paramètres sont : II.'5.(4)5.4' ; Qz = 5,10 % ; Al/Σcalc = 0,63 ; An % = 80.

L'analyse n^o 31 (de D. LEDENT, inédit) se rapporte au faciès aphyrique de bordure, silicifié. Ses paramètres sont : II.3.4.4 ; Qz = 41,64 % ; Al/Σcalc = 0,50 ; An % = 95. La valeur faible du deuxième paramètre traduit la silicification.

Il est probable que le banc de grès à amphibole, grenat et clinozoïsite affleurant dans la tranchée du chemin de fer au NW de la station de Libramont, près du viaduc (gîte n^o 1 de VANDENDRIESSCHE) et que les « amphibolites » décrites par F. CORIN se rapportent également à des roches « maclifères » aphyriques et fortement silicifiées.

La recristallisation complète de ces roches ne permet pas de se faire une opinion sur l'antériorité ou la postériorité de leur mise en place par rapport à la tectogénèse des terrains éodévoniens.

2. — ROCHES ÉRUPTIVES DE L'ANTICLINAL DE GIVONNE

La kersantite de Muno

A l'extrémité orientale du massif cambrien de Givonne, dans la tranchée du chemin de fer de la ligne de Bertrix à Muno et un peu à l'ouest de la ferme de Parensart, P. FOURMARIER (*A. S. G. B.*, XXXVIII, 1910-11, p. B 275) a découvert, en 1911, deux dykes de kersantite qui se font jour dans les schistes et les quartzophyllades de l'assise de Mondrepuis (Gedinien inférieur). Ces kersantites ont été étudiées en détail par A. HACQUAERT (*N. T.*, 10^e jaarg., 1928, p. 73).

Le dyke occidental est orienté NNW avec pendage est. La roche qui le constitue est de couleur gris-vert et présente une structure porphyrique. Celle-ci passe, en bordure, à une structure aphyrique à grain très fin. L'aspect est alors identique à celui de la roche encaissante. Des filonets de calcite parcourent la roche éruptive.

Sous le microscope, sa composition minéralogique est la suivante : phénocristaux d'oligoclase à 25 % d'An, parfois brisés et partiellement séricitisés et kaolinisés, et d'autres

de biotite. La pâte, microlitique, présente la même composition. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon, la chlorite et la pyrite. La roche renferme des enclaves de calcite d'origine hydrothermale, associée à de l'apatite et du quartz.

Le deuxième filon est entièrement transformé par hydrothermolyse en kaolin, leuchtenbergite, quartz et calcite.

Les actions de contact se manifestent par la présence de la biotite dans les schistes et quartzophyllades jusqu'à 125 m des affleurements de la kersantite. Il s'agit d'une roche dont la mise en place pourrait être liée, soit à une phase tardive de l'orogénèse calédonienne, soit à l'orogénèse hercynienne.

L'analyse n° 32 du dyke occidental (par A. HACQUAERT, *loc. cit.*) et les *paramètres* : III.5.2'.4[(1)2.1.2'.3]; $Al/\Sigma calc = 0,66$; $An \% = 26$, montrent le caractère à la fois mésocrate et akéritique de cette kersantite.

§ 3. — Filons d'origine éruptive

Des réseaux de filons que leur composition minéralogique fait considérer comme les manifestations lointaines d'une activité éruptive profonde s'observent dans le Gedinnien, le Siegenien et l'Emsien inférieur des régions les plus métamorphiques coïncidant avec la zone anticlinale de l'Ardenne.

Si certaines catégories de filons sont assurément en rapport avec une telle activité, d'autres sont plus douteux à cet égard. Nous ne pouvons mentionner ici que les principaux types et les principales localités (Cf. F. CORIN, Compte rendu de la Session extraordinaire des Soc. belges de Géologie en 1931 : *B. S. B. G.* XLI, 1931, pp. 339 à 381 et *A. S. G. B.*, LIV, 1930-31, pp. B 413 à 456).

1. — FILONS APLITIQUES (F. CORIN, *A. S. G. B.*, LV, 1931-32, p. B 119)

Celui de la carrière du Péry, à Morhet, est enclavé dans les grès saccharoïdes du Siegenien inférieur. C'est une *aplite tonalitique* très décomposée, formée de plagioclases zonés (andésine à albite) polymaclés, de biotite chloritisée, avec épidote et zircon accessoires.

D'autres roches feldspathiques très phyllitisées ont été signalées à cet endroit et J. CORNET (*B. S. B. G.*, XXII, 1908, p. 305) cite des blocs d'une aplice rose près du moulin de Remagne.

2. — FILONS PEGMATITIQUES

Les filons à feldspath, biotite et quartz largement cristallisés des carrières de Bastogne et de Rechrival ont, pour la première fois, été reconnus comme des pegmatites authentiques par J. CORNET (*B. S. B. G.*, XXII, 1908, p. 305). Ils traversent les grès chloriteux du Siegenien inférieur et se localisent dans les septa des bancs de grès boudinés. Ils existent aussi dans les régions de Morhet et de Libramont. A Renaumont, il n'y a plus que du quartz et de la biotite (X. STAINIER, *Mém. in-4°*, *Ac. R. Belg., Cl. Sc.*, 2^e s., 1907, p. 67 et 78).

Ceux de Bastogne ont été étudiés par F. CORIN (*B. Ac. Belg., Cl. Sc.*, 5^e s., XVI, 1930, p. 130 et *B. S. B. G.*, XLI, 1931, p. 109). Les feldspaths, localisés aux épontes, sont constitués par de l'andésine à 30 % An, maclée Carlsbad, albite et péricline. Le remplissage se poursuit par de la biotite altérée (dite « bastonite ») et du quartz très abondant. La transformation hydrothermale du plagioclase donne de l'albite et de la muscovite et celle de la biotite, de la chlorite, de la magnétite et du rutile. On a encore signalé la présence de minéraux accessoires tels que l'anatase, le xénotime et peut-être l'ytthrocrasite (A. PRINZ, *B. S. B. G.*, XXIII, 1909, p. 129 et F. CORIN, *ib.*, XLI, p. 109). Le quartz appartient en majeure partie à la phase hydrothermale de la formation de ces pegmatites.

3. — FILONS DIVERS

Citons les filons où l'association quartz-feldspath-muscovite ou chlorite est dominante, avec, accessoirement, zircon, apatite et tourmaline : tels sont les filons minéralisés en hématite, carbonate de chaux et cuivre de Freux et ceux de Libramont, du Gedinnien inférieur (A. DOYEN, *B. S. B. G.*, XXVII, 1913, p. 170) ; telles sont encore les veines nombreuses à albite et quartz traversant le Siegenien supérieur et l'Emsien inférieur du canton de Saint-Vith, bien exposés dans les ballastières de Neidingen (J. LEPERSONNE, *A. S. G. B.*, LV, 1931-32, p. B 144 et LVI, 1932-33, p. B 278).

Enfin, les filons de quartz à tourmaline bien connus de la région de Remagne représenteraient réellement un apport pneumatolytique (F. CORIN, *B. S. B. G.*, XLI, 1931, p. 365). Quant au célèbre filon de quartz à dewalquite du Salmien de Salm-Château où F. CORIN (*B. S. G. B.*, LI, 1927-18, p. B 140) a observé accessoirement de la biotite, de l'albite et de la leuchtenbergite, sans doute faut-il encore le ranger parmi les filons dont la minéralisation a été influencée par la migration d'éléments (V_2O_5 , As_2O_5) venus de la profondeur.

Ce serait sortir du cadre de ce chapitre que de citer ici les filons métallifères sulfurés, généralement considérés comme les ultimes manifestations du plutonisme.

P. FOURMARIER (*A. S. G. B.*, Mém. in-4^o, 1933-34, p. 118) a montré que les veines et filons du Dévonien inférieur n'ont pas été influencés par les plis qu'ils recoupent. Or, dit-il, le clivage dont ces derniers sont affectés « marque la fin de la phase majeure du plissement » et « on peut affirmer que la mise en place de ces différenciations résiduelles s'est faite à la fin de la phase principale du plissement de l'Ardenne. »

* * *

Arrivés au terme de cette revue des roches éruptives belges, il nous apparaît plus clairement que nous ne l'avions imaginé en l'entreprenant combien nos connaissances à leur sujet sont encore imprécises et fragmentaires. A quelques rares exceptions près, elles mériteraient pour la plupart une étude plus approfondie, tant du point de vue pétrographique et pétrochimique que du point de vue de leur cadre géologique.

ANALYSES N°	ROCHES DU MASSIF BRABANÇON													ROCHES DE LA BANDE DE SAMBRE-ET-MEUSE				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	73,29	60,96	78,20	76,95	63,21	75,57	54,70	63,22	61,76	64,10	50,23	58,20	67,77	69,04	56,72	72,22	77,77	47,50
TiO ₂	1,35	—	—	—	tr.	1,13	0,44	0,43	0,36	0,55	1,58	0,65	1,77	0,17	—	—	—	2,25
Al ₂ O ₃	12,55	23,00	15,02	12,57	19,92	9,79	15,33	14,37	15,03	13,75	13,71	17,50	13,56	14,84	22,29	16,71	12,55	16,16
Fe ₂ O ₃	2,53	—	0,76	0,29	1,74	2,19	5,78	5,04	2,88	4,63	4,78	5,65	1,65	3,10	0,12	0,29	0,51	5,98
FeO	2,84	5,52	—	1,83	3,29	1,45	7,56	3,75	3,77	4,97	7,79	5,15	2,91	0,80	—	0,55	0,57	7,22
MnO	—	—	—	—	—	—	—	0,02	—	—	0,11	—	—	—	—	—	—	—
MgO	1,79	2,76	0,51	0,24	1,63	2,31	6,32	4,51	3,36	2,64	6,48	4,88	2,04	0,21	0,57	—	0,03	4,75
CaO	1,89	0,54	0,15	1,08	0,78	0,83	5,32	3,80	2,36	4,66	7,56	1,62	4,01	1,27	0,27	0,22	0,33	4,36
Na ₂ O	1,96	0,57	2,50	2,92	5,06	4,00	1,62	2,69	3,52	2,21	4,13	3,17	3,11	4,80	8,32	4,78	3,93	4,32
K ₂ O	0,36	2,11	3,05	2,60	1,42	1,89	0,71	2,27	3,40	0,47	0,93	0,83	2,87	0,91	3,98	4,37	3,88	0,64
P ₂ O ₅	0,04	—	—	0,55	tr.	0,04	—	0,13	0,29	—	—	—	0,09	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	1,18	—	0,33	1,18	0,67	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	1,51	4,34	0,78	1,20	2,91	1,08	1,42	1,30	1,88	1,12	2,25	2,60	1,87	2,33	4,52	1,32	0,86	7,20
H ₂ O ⁻	0,06	—	—	—	—	0,19	—	—	0,15	—	—	—	0,12	0,13	1,14	0,13	0,12	—
	100,17	99,80	100,97	100,23	99,96	100,47	100,38	101,53	99,09	100,28	100,22	100,25	101,77	99,87	99,97	100,59	100,55	100,56

(1) S, (2) FeS₂, (3) H₂SO₄.

ROCHES DU MASSIF ARDENNAIS

ANALYSES N°	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	73,9	78,8	77,4	48,0	73,53	49,23	62,00	70,28	70,06	66,88	56,84	48,61	64,46	45,07
TiO ₂	—	—	—	—	—	2,76	—	—	—	—	1,58	0,65	0,85	2,05
Al ₂ O ₃	13,9	10,9	13,8	17,8	19,00	17,29	14,80	14,93	14,86	17,89	16,92	21,69	11,84	15,33
Fe ₂ O ₃	1,8	1,5	1,4	3,6	tr.	2,78	6,95	1,42	1,64	3,75	3,99	5,18	4,48	0,81
FeO	—	—	—	8,6	tr.	8,39	—	—	0,63	—	4,21	—	0,96	8,47
MnO	—	—	—	—	0,26	0,18	—	0,06	0,06	—	—	0,10	0,58	—
MgO	0,4	0,8	0,5	5,8	0,56	2,73	0,92	0,76	1,02	1,53	3,56	1,26	0,81	6,20
CaO	1,1	0,5	0,3	10,5	tr.	10,16	3,65	3,29	3,45	1,44	4,62	17,60	12,87	8,96
Na ₂ O	4,1	4,1	6,5	3,4	2,65	1,86	2,96	4,57	4,83	3,55	4,59	1,25	0,22	2,90
K ₂ O	4,4	3,4	0,5	0,6	2,90	0,42	0,95	2,62	2,06	3,77	0,63	0,42	0,10	1,81
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,36	0,33	0,37
CO ₂	0,9	0,6	0,7	1,9	2,27	3,28	5,60	1,44	1,24	2,01	3,58	3,57	—	5,30
H ₂ O+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,98	3,82
H ₂ O-	—	—	—	—	tr. (7)	0,42 (4)	—	1,34 (5)	1,28 (6)	—	—	—	0,15	0,41
	100,5	100,6	101,1	100,2	101,17	99,50	97,83	100,71	101,13	100,82	100,52	100,69	100,63	101,50

(4), (5) et (6) FeS₂ et (7) Li₂O

ANNEXE :

PHÉNOMÈNES DE GRANITISATION MÉTASOMATIQUE

Nous ne citerons que pour mémoire l'opinion de C. SOROTCHINSKY (*Ann. Mus. R. Congo B.*, sér. in-8°, Sc. Géol., X, 1952, p. 83) qui considère que : « des roches granitoïdes peuvent se former à la place d'un calcaire dans des conditions de diagénèse normale ». Il cite comme exemple les calcaires organogènes albitisés du Siegenien supérieur, à 2 km au sud de Couvin et ceux de la région de Laroche où l'albite s'accompagne de quartz et d'apatite néogènes. De même, d'autres calcaires du Dévonien et du Dinantien, seraient « chargés » d'albite souvent associée à des minéraux granitiques néogènes tels que : orthose, microcline, quartz, micas, chlorite, apatite, zircon, tourmaline, rutile et ilménite.
