

## SÉANCE MENSUELLE DU 18 OCTOBRE 1955.

*Présidence de M. A. LOMBARD, président.*

Le président annonce le décès de M. RENÉ DE SLAGMULDER, membre effectif de la Société depuis 1923 et de M. MAURICE GIGNOUX, Professeur à la Faculté des Sciences de Grenoble, membre honoraire depuis 1947.

Il fait de ce dernier une courte biographie et un vif éloge, qui feront l'objet d'une notice nécrologique spéciale à la fin du tome LXIV (1955) du Bulletin de la Société.

### **Présentation de nouveaux membres :**

MM. ANCIAUX, HECTOR, Inspecteur général honoraire des Mines, 233, avenue Limbourg-Stirum, à Wemmel (Brabant); présenté par MM. A. Grosjean et A. Delmer.

BOUCKAERT, JOS., étudiant, licencié en Sciences géologiques, 3, rue Vermeylen, à Louvain; présenté par MM. F. Geukens et R. Cambier.

LADMIRANT, HENRI, 106, rue de la Station, à Blaton; présenté par MM. R. Cambier et A. Delmer.

MARTIAL, MARCEL, Ingénieur technicien en Travaux publics et Géologie, 40, rue Jules Cornet, à Mons; présenté par MM. J. Delannoy et R. Racheneur.

OVERLAU, PIERRE, étudiant, 2<sup>e</sup> candidature en Sciences géologiques, 18, rue Haute, à Ath; présenté par MM. l'Abbé A. Delcourt et R. Govaerts.

PASTEELS, PAUL, étudiant, 138, avenue Winston Churchill, à Bruxelles; présenté par MM. E. Casier et R. Cambier.

RAFFINERIE TIRLEMONTAISE, S. A., à Tirlemont (délégué : M. Jean de Roubaix); présenté par MM. Jean de Roubaix et C. Camerman.

MM. DE HENAU, PIERIK, candidat en Sciences géologiques et minéralogiques (U.L.B.), 116, avenue Molière, à Forest; présenté par MM. M. E. Denaeyer et F. Schel-link.

HENRY, FRANÇOIS, candidat en Sciences minéralogiques et géologiques, 124, avenue de la Constitution, à Jette-Saint-Pierre; présenté par MM. M. E. Denaeyer et F. Schellinck.

M<sup>lle</sup> GLASSÉE, LUCIENNE, licencié en Sciences botaniques, 54, avenue Henri Conscience, à Evere; présentée par MM. W. Van Leckwijck et B. Aderca.

MM. MAMET, BERNARD, candidat en Sciences géologiques (U.L.B.), 99, avenue V. Gilsoul, à Bruxelles-Woluwe-Saint-Lambert; présenté par MM. M. E. Denaeyer et F. Schellinck.

WAELES, ROBERT, candidat en Sciences géologiques et minéralogiques, 4, rue André Fauchille, à Woluwe-Saint-Pierre; présenté par MM. M. E. Denaeyer et F. Schellinck.

VAN ROMPHEY, CLAUDE, étudiant en Sciences géologiques et minéralogiques, 17, rue des Trévires, à Bruxelles; présenté par MM. M. E. Denaeyer et F. Schellinck.

### Dons et envois reçus :

1<sup>o</sup> De la part des auteurs :

- 11309 ... Congrès yougoslave de spéléologie. Première session. Postojna, 21-24.I.1954. Ljubljana, 1955, 125 pages et figures.
- 11310 ... Geological map of Australia and New Guinea. Échelle : 1/6.336.000<sup>e</sup>. Camberra, 1952, 1 feuille.
- 11311 ... The South African Museum. Cape Town 1855-1955. Cape Town, 1955, 23 pages et 4 planches.
- 11312 Ahrens, W. GOTTHARD FLIGEL. Hannovre, 1954, 13 pages et 1 photo.
- 11313 Ahrens, W. WILHEIM WUNSTORF. Hannovre, 1954, 12 pages et 1 photo.
- 11314 Ahrens, W. WILFRIED VON SEIDLITZ. Hannovre, 1954, 9 pages et 1 photo.
- 11315 Aramon I Serra, R. XXV<sup>e</sup> cartel de premis. Institut d'Estudis catalans. Barcelone, 1955, 63 pages et photos.
- 11316 Busnardo, R. Structure de la bordure sud-ouest du Djebel (département de Constantine). Paris, 1954, 2 pages.

- 11317 *David, L.* Sur la présence des structures stylolithique et pseudo-stylolithique dans le calcaire aalénien de Givrieux d'Azergues (Rhône). Paris, 1954, 2 pages.
- 11318 *David, L.* et *Flandrin, J.* Sur la présence du miocène à Miogypsines dans les monts de la Haute Medjerda. Paris, 1954, 6 pages et 2 figures.
- 11319 *David, L.* et *Jodot, P.* Le bassin mio-pliocène du Nador N'Bails entre Guelma et Souk-Ahras (Constantine). Alger, 1954, 12 pages et 3 figures.
- 11320 *De Ringuelet, A. B.* Revision de los Didelfidos fosiles argentinos. Eva Peron, 1953, 46 pages et 7 planches.
- 11321 *Deutsch, S., Hirschberg, D.* et *Piccioto, E.* Mesure des âges géologiques par les halos pléochroïques. Bâle, 1955, 7 pages et 3 figures.
- 11322 *Deutsch, S.* et *Nikolic, M.* Préparation de thorium-234 (UX) de haute pureté radioactive. Louvain, 1955, 12 pages et 3 figures.
- 11323 *Ferinca, G.* The North-Western free state goldfield. La Haye, 1954, 65 pages et 20 figures.
- 11324 *Fourmarier.* Manifestation Paul Fourmarier, ancien président et secrétaire général honoraire de la Société Géologique de Belgique, organisée à l'occasion de son LXXVe anniversaire. Liège, 1955, 39 pages et 1 photo.
- 11325 *Freire de Andrade, C.* On the oldest diamondiferous sedimentary rocks found in the north east Lunda and mentioned in « Diamond deposits in Lunda ». Lisbonne, 1954, 10 pages.
- 11326 *Goldberg, E. D.* et *Picciotto, E.* Thorium determinations in manganese nodules. Lancaster, 1955, 1 page.
- 11327 *Hesemann, J.* Der geologische bau Nordrhein-Westfalens. Berlin, 1954, 6 pages et 1 figure.
- 11328 *Hesemann, J.* Geologische forschung im westdeutschen steinkohlenbergbau. Krefeld, 1954, 7 pages.
- 11329 *Jirkovsky, R.* Mineralni prameny ve slezsku. Opava, 1953, 77 pages et 27 figures.
- 11330 *Mazenot, G.* Recherches sur les mollusques du loess wurmien dans la vallée de la Saône (rive droite) entre Lyon et Macon. Lyon, 1954, 12 pages.
- 11331 *Mazenot, G., Mein, P.* et *Vincent, J.* Dépôts miocènes et dépôts quaternaires dans le sidérolithique du mont Ceindre près de Lyon (Rhône). Lyon, 1955, 4 pages.
- 11332 *Moore, R. C.* Treatise invertebrate on paleontology. Part D. Protista. 3. Protozoa (Chiefly radiolaria and Tintinnina), publié par la Geological Society of America. Washington, 1954, 195 pages et 92 pages.

- 11332 *Moore, R. C.* Treatise, on invertebrate paleontology. Part G. Bryozoa, publié par la Geological Society of America. Washington, 1953, 253 pages et 175 figures.
- 11332 *Moore, R. C.* Treatise on invertebrate paleontology. Part E. Archaeocyatha and Porifera, publié par la Geological Society of America. Washington, 1955, 122 pages et 89 figures.
- 11333 *Möckenhause, E. et Wortmann, H.* Die Böden Nordrhein-Westfalens. Berlin, 1954, 24 pages et 9 figures.
- 11334 *Pastiels, A. et Willière, Y.* Étude géologique du bassin houiller de Charleroi. La concession Trieu-Kaisin. Bruxelles, 1954, 195 pages et 7 planches.
- 11335 *Pelletier, M.* Nouvelles observations sur le Bajocien supérieur du Jura méridional. Paris, 1954, 2 pages.
- 11336 *Rein, U.* Die Palynologische floezstratigraphie im Braunkohlenbergbau. Alger, 1954, 28 pages et 32 figures.
- 11337 *Scheere, J.* Contribution à l'étude des Tonstein du terrain houiller belge. Bruxelles, 1955, 38 pages et 3 planches.
- 11338 *Stevens, Ch.* La géomorphologie ardennaise. Bruxelles, 1955, 11 pages.
- 11339 *Stevens, Ch.* Deux excursions de géomorphologie tectonique. Bruxelles, 1955, 5 pages et 1 figure.
- 11340 *Technische Hogeschool te Delft.* Gids voor het studiejaar 1955-1956. Delft, 1955, 258 pages.
- 11341 *Thoral, M. et Combier, J.* Résultats d'une étude morphoscopique de galets d'origine variée recueillis dans la région lyonnaise. Paris, 1954, 3 pages.
- 11342 *Wolters, R.* Ausbildung und lagerung der pliozän/pleistozänen Grenzsichten im niederrheinischen Grenzgebiet von Niederkrüchten/Brüggen. Hannover, 1954, 10 pages et 3 figures.
- 11343 *Wortmann, H. et Maas, H.* Aussergewöhnlich starke humuspodsole bei Haltern/Westfalens. Berlin, 1954, 12 pages et 7 figures.
- 10830 *Musée royal du Congo Belge.* Bibliographie géologique du Congo Belge et du Ruanda-Urundi. Vol. I, 1818-1924. Tervueren, 1955, 175 pages.
- 11216 *Institut National pour l'Étude Agronomique du Congo Belge et du Ruanda-Urundi.* Carte des sols et de la végétation du Congo Belge et du Ruanda-Urundi. 5. Mosso (Urundi). A. — Sols. B. — Végétation. C. — Utilisation de sols. Bruxelles, 1955, 40 pages, 6 figures et 4 cartes.

## 2° Nouveaux périodiques :

- 11344 *Opave*. Prirodovědecký sborník ostravského kraje. Acta rerum naturalium districtus ostraviensis. XIV, 1953, nos 1-2 et 3-4; 1954, XV, nos 1-4 et XVI; 1955, n° 1.
- 11345 *Ljubljana*. Slovenska akademija znanosti in umetnosti. Academia scientiarum et artium slovenic. Classis IV. Historia naturalis. Nos 1, 2 et 3 (1951-1953). Razprave.

**Communications des membres :**

CH. STEVENS. — *La carte hypsométrique du Condroz et de quelques régions de la Haute-Ardenne*. (Texte ci-après.)

Abbé G. LECLERCQ. — *Présentation d'une carte géologique du désert de Judée (Palestine jordanienne méridionale)*. (Avec commentaires et projections lumineuses.) (Texte ci-après.)

L. VAN WAMBEKE. — *Étude spectrographique de quelques minéraux radioactifs du Congo belge*. (Texte ci-après.)

F. GEUKENS. — *Sur la structure géologique des environs de la Gileppe*. (Texte ci-après.)

**Les cartes hypsométriques du Condroz  
et de quelques régions de la Haute-Ardenne (\*)**,

par CH. STEVENS.

Afin de faciliter les études de géomorphologie tectonique, j'ai colorié les planchettes au 20.000<sup>e</sup> du Condroz et j'ai adopté l'équidistance de 10 m [1]. Je déposerai les planchettes suivantes au Service Géologique de Belgique :

Nandrin, Gesves, Ohey, Modave, Hamoir, Ferrières, Yvoir, Natoye, Ciney, Maffe, Grandhan, Durbuy, Mormont, Bra, Lierneux, Hastière-Lavaux, Marche, Hotton, Dochamps, Odeigne, Bihain, Beauraing, Houyet, Han-sur-Lesse, Nassogne (les planchettes de Dinant, de Leignon et d'Aye ont été déposées auparavant).

---

(\*) Manuscrit remis à la séance.

A l'exception de quelques zones bordières, ces cartes couvrent tout le territoire condruzien. Elles suffisent au dégagement des caractères généraux et elles mettent en valeur l'influence de la tectonique tardive. L'affleurement continu des terrains primaires fait ranger le Condroz parmi les régions ardennaises; sa structure jurassienne (ou appalachienne) affecte des assises allant du Namurien au Famennien; elles reposent sur un socle de Dévonien moyen et inférieur, tandis que ses plis droits et serrés l'ont fait considérer comme une région classique. Une esquisse géomorphologique de la Haute-Belgique a paru récemment [2]; cependant, les cartes au 20.000<sup>e</sup> autorisent une analyse plus approfondie.

Géomorphologiquement, et au Sud de la Meuse, le Condroz prolonge la Hesbaye, mais l'affleurement des terrains primaires le rend plus sensible aux déformations, tandis qu'en Hesbaye, les craies leur sont plus réfractaires, sans toutefois l'être complètement. Au Nord, le Condroz s'arrête à la coupure de la Meuse; au Sud, il prend fin à la dépression de la Famenne. C'est un glacis largement ondulé, incliné vers le NNW, normalement à l'orientation varisque; il s'élève de la cote 200 à la cote 340.

### I. — LES FAITS.

La carte hypsométrique est la représentation aussi fidèle que possible du relief belge. Si elle n'existait pas, les géomorphologistes devraient commencer par la créer, ce qui serait beaucoup exiger. Sans elle, on ne peut rien faire de sérieux puisqu'elle représente le fait et qu'il faut interpréter le fait. La carte topographique est le fruit de nombreuses études; sa réalisation a coûté beaucoup de dévouement et beaucoup d'efforts; il m'a toujours semblé présomptueux et injuste de négliger un document de cette valeur.

Certes, on peut aborder un problème morphologique par diverses méthodes, mais aucune d'entre elles ne peut conduire à une conclusion différente de ce qu'indique la carte. Ce serait la preuve que le raisonnement est vicieux dans son essence.

Aussi bien, l'examen de la carte conduit, à lui seul, à des observations intéressantes.

## II. — L'ENNOYAGE DE LA MEUSE DINANTAISE.

Au droit de la Meuse, les synclinaux carbonifères subissent un sérieux épanouissement et l'ennoyage de la Meuse s'inscrit dans la structure géologique. Cette coïncidence, qui ne peut être fortuite, suffirait tout au moins à indiquer une relation de cause à effet. Mais le morphologiste exige que le sol lui-même s'incline vers la Meuse. C'est ce que confirment les cartes, tant l'Entre-Sambre-et-Meuse que dans le Condroz.

Cependant, l'observation est quelque peu troublée par la présence d'anticlinaux très accusés qui font même surgir, transversalement à la Meuse, les roches résistantes du Dévonien inférieur. L'objection qu'on pourrait formuler succombe dans le fait que la Meuse est surimposée et qu'elle est née sur un recouvrement meuble. Cette surimposition s'observe :

a) à la traversée de l'anticlinal de Godine;

b) dans les formes emboîtées de la vallée qui vont même jusqu'à recouper verticalement les schistes famenniens d'Hastière; ces formes s'observent très bien à l'examen des photographies aériennes.

Dès 1935, l'ennoyage mosan pouvait d'ailleurs se lire dans le tracé de la courbe de 300 m [3]. Les hauteurs dépassant 300 m se trouvent aussi bien dans la zone axiale de l'Entre-Sambre-et-Meuse que dans celle du Condroz, mais elles s'arrêtent bien en deçà de la Meuse.

## III. — LES PLIS VARISQUES.

Les hauteurs condruziennes s'orientent conformément à l'orientation varisque; mais à l'Est elles s'infléchissent vers le Nord où elles subissent l'énergique influence de la surélévation de l'Eifel. A première vue, l'accord semble évident entre le relief et la structure; cependant, on peut se demander s'il s'agit de tectonique active ou de tectonique passive; en d'autres termes, si ce relief n'est pas dû uniquement à l'inégale résistance des roches.

Toutes les hauteurs ont un caractère commun : ce ne sont pas des crêtes, mais des *croupes*. Leur formation par le jeu normal de l'érosion est impossible à admettre. En effet, la notion du profil d'équilibre est applicable aux moindres ruis-

seaux et elle exige un raidissement du gradient vers l'amont. Dans ce cas, il se formerait des crêtes et c'est l'inverse qu'on observe. Certes, les reprises d'érosion se dessinent énergiquement dans tout le Condroz, mais elles s'arrêtent toutes à un niveau inférieur au sommet, ce qui indique la jeunesse des formes. Nous reprendrons cette observation dans un instant.

Chaque hauteur, prise individuellement, possède encore le même caractère : il existe une zone culminante, de contour souvent ovalaire. A partir de ce noyau, les altitudes décroissent transversalement et longitudinalement. C'est la reproduction exacte de ce qu'on observe dans les anticlinaux.

Est-ce à dire que l'inégale résistance des roches soit sans influence ? Ce serait nier l'évidence. Je signalerai trois exemples :

1<sup>o</sup> Le premier se lit aux abords sud de la Meuse, où le passage du bassin de Dinant à celui de Namur se traduit par une déclivité brutale. C'est l'exemple bien connu du passage des grès de la Marlagne (Dévonien inférieur) aux assises du Silurien et du Dévonien moyen.

2<sup>o</sup> Le Silurien lui-même signale souvent sa présence par des dépressions, sans qu'elles soient générales.

3<sup>o</sup> Le bassin namurien d'Assesse se trouve en synclinal perché. L'influence des roches résistantes paraît certaine et c'est un bel exemple d'inversion du relief. Cependant, l'allongement de la hauteur ainsi formée possède les mêmes caractères que les autres sommets condruziens. On voit que l'influence des roches, qui est certaine, ne suffit pas à l'interprétation du relief.

En réalité, le sol du Condroz correspond à une pénéplaine déformée en ondulations successives. Ces déformations sont conformes à la structure jurassienne, sans qu'il y ait eu partout une concordance parfaite.

#### IV. — LA SURÉLÉVATION DU SAMSON.

Coupant le terrain houiller en deux parties, la surélévation du Samson a toujours été considérée comme un des événements tectoniques les plus importants de notre Pays. Rangée parmi les plis transversaux, il est naturel qu'on ait cherché son prolongement ardennais et sa trace à la surface du sol.



De fait, entre le Samson et le massif cambrien du Serpont, on décèle une série de hauteurs qui semblent bien répondre à ces deux conditions : la traversée du bassin houiller d'Assesse, le plateau d'Haversin et la coupure de la Famenne. Tout cela n'est pas contestable. Mais il en faut de beaucoup pour que ces hauteurs soient en ligne droite et en continuité. C'est ainsi qu'entre la Meuse et le Bocq, les hauteurs sont déjetées vers l'Est.

Ces anomalies s'expliquent par la nature même de la surélévation du Samson. Elle répond beaucoup mieux à la nature des surélévations épirogéniques qu'à un anticlinal resserré. C'est même une surélévation très évasée. Dès lors, son action géomorphologique, sans être nulle, est assez faible. Pourtant son influence n'est pas niable, tant en Moyenne- qu'en Haute-Belgique.

#### V. — LA FAMENNE.

Correspondant à l'affleurement des schistes de Famenne, elle se traduit par une dépression topographique. Ici, l'influence des roches est évidente. On peut considérer la Famenne comme une surface exhumée qui aurait été recouverte autrefois par des sédiments meubles. Ils auraient survécu longtemps à la pénélplanation de l'Ardenne et ils auraient été d'âge oligocène. Cette disposition explique la surimposition de la Lesse et de ses tributaires; dans l'étendue du territoire étudié, elle explique encore le cours étrange de l'Ourthe à Durbuy.

Les formes topographiques de la Famenne sont donc d'une origine beaucoup plus ancienne que celles des formes du plateau. Leur étude détaillée serait hautement intéressante, mais elle sort du cadre de cet exposé.

#### VI. — LE PROBLÈME DE L'ÂGE.

En réservant la chronologie des formes de la Famenne, dont les données sont incertaines et qui peuvent être d'origine très lointaine, le problème de l'âge aborde le Condroz avec une sécurité beaucoup plus grande.

La pénéplaine ondulée a coupé les vestiges oligocènes qui sont encore logés dans son sein, comme elle a balayé les sables chattiens du Rosier au sommet des Fagnes. Elle est donc essen-

tiellement post-oligocène et cette conclusion découle d'autres considérations.

A chaque régression marine, l'Ardenne a connu une élévation d'ensemble, combinée probablement avec un jeu de bascule, et il en a été ainsi lors des régressions pliocènes [3]. Avant son achèvement, la pénéplanation devait donc entamer ces reliefs répétés, même si cette pénéplanation était déjà préparée par les nombreuses régressions antérieures. L'âge de cet achèvement se place donc à la fin du Pliocène supérieur et au début du Pléistocène. En Ardenne, le problème de l'âge est le même qu'en Moyenne-Belgique, dont l'Ardenne forme le prolongement naturel, tout au moins au point de vue morphologique.

Ces considérations rendent très précaire l'application de la théorie dite des niveaux d'aplanissement; elle jouit actuellement d'une grande vogue et même d'une sorte de séduction. Devant les nombreuses études dont elle a été l'objet, il n'est que trop naturel qu'on ait cherché à l'appliquer à l'Ardenne; malheureusement, les arguments qu'on a invoqués sont singulièrement fragiles. A l'appui d'une théorie, on peut faire appel à l'autorité de tous les savants du monde, cet appel est sans valeur si les faits n'y répondent pas [4].

Je changerai d'avis le jour où, en Ardenne, on découvrira des terrasses pliocènes, rigoureusement déterminées par leurs dépôts.

## VII. — LA PLANCHETTE DE LIERNEUX : LA BARAQUE DE FRAITURE.

Ces régions n'appartiennent plus au Condroz mais à l'Ardenne proprement dite, celle du Dévonien inférieur et du Cambrien, celle qui est aussi l'Ardenne des géographes; je ne les signalerai qu'à cause de leur intérêt.

a) *La planchette de Lierneux.* — Le territoire de cette planchette appartient dans presque sa totalité au massif cambrien de Stavelot. Je la signale à cause de l'importante élévation, montant dans les bois à 568 m d'altitude. Il est impossible d'attribuer une telle forme au jeu normal de l'érosion. Comme dans le Condroz, il s'agit de la pénéplaine déformée de l'Ardenne, mais d'une ampleur beaucoup plus grande. La Belgique est très riche dans ce domaine. La plus grande ampleur se lit à la Baraque Michel; la planchette de Lierneux se place dans une zone intermédiaire.

b) *Le massif de la Baraque de Fraiture.* — Ce massif est important; il est le second en altitude, après celui de la Baraque Michel; il s'élève à 652 m. Il se distingue du plateau des Tailles (610 m), situé à 3 km au Sud-Est. Ses terrains superficiels ont fait récemment l'objet des études remarquables de M. GULLENTOPS [5].

Le massif doit son altitude au croisement de deux croupes, très larges, l'une dirigée vers le Nord-Est, l'autre dirigée vers le Nord-Ouest. Cette dernière doit attirer l'attention. A son extrémité nord-ouest, sur le point de s'éteindre, elle est traversée perpendiculairement par une croupe transversale. La disposition rappelle celle que nous connaissons dans le sous-sol du Borinage où nous voyons, au sommet du socle paléozoïque, l'anticlinal de Montroëul se terminer par la bosse d'Hensies.

Cet aspect tectonique qui paraît assez étrange s'explique très bien. Quand un anticlinal approche de son ennoyage, il arrive qu'*in extremis* il soit traversé par un anticlinal orthogonal et plus court. Il regagne ainsi une apparence d'activité. Mais quand, à son tour, le pli transversal cesse de manifester ses effets, l'anticlinal principal est définitivement mort.

#### BIBLIOGRAPHIE.

1. STEVENS, CH., Principes de Géomorphologie tectonique. (*Bull. Assoc. Ing. issus de l'École d'Application [A.I.A.]*, t. XXXIII, n° 1, 1955.)
2. — Une esquisse géomorphologique de la Haute-Belgique. (*Bull. Soc. roy. belge de Géographie*, 77<sup>e</sup> année, 1953, fasc. III-IV.)
3. — La tectonique post-pliocène et ses conséquences. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. 63, 20 juillet 1954.)
4. — La géomorphologie ardennaise. (*Bull. Soc. roy. belge de Géographie*, 79<sup>e</sup> année, 1955, fasc. I-II.)
5. GULLENTOPS, F., Contributions à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. (*Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, t. 18, pp. 124-252, 23 fig., 6 pl.)

## Présentation d'une coupe géologique au désert de Judée (Palestine jordanienne méridionale) (\*),

par G. LECLERCQ.

Une « Mission archéologique belge » séjourna dans la partie septentrionale du désert de Juda au début de 1953. L'expérience ayant montré que des questions de spéléologie pouvaient se poser, nous fûmes sollicités d'y participer <sup>(1)</sup>.

Toute l'activité de la mission fut cependant tendue vers son objet immédiat : la recherche de manuscrits <sup>(2)</sup>. Une étude spéléologique quelque peu systématique concernant la région parcourue n'était pas envisagée. Il s'en suit qu'il était encore moins question de sciences connexes à la spéléologie, entre autres d'un levé de reconnaissance géologique proprement dit. Les circonstances qui commandèrent cette conception de la mission confinèrent notre activité au point de vue géologique à un repérage sommaire des principaux ensembles stratigraphiques et de leur allure générale dans une région limitée d'ailleurs au Bas-Cédron <sup>(3)</sup>.

Parmi ces observations occasionnelles, disjointes et fragmentaires, nous avons néanmoins pu extraire les données suffisantes pour dresser la coupe que nous vous présentons.

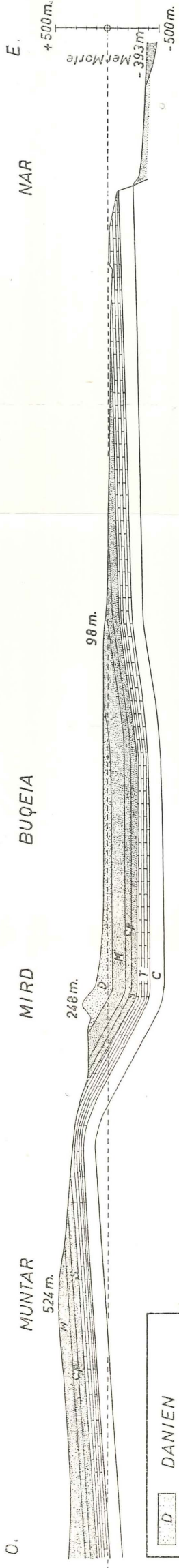
Cette coupe amène quelques faits nouveaux. En plus, nous avons cru qu'elle présente un certain intérêt, parce qu'elle se développe dans une région encore peu connue, très approximativement cartographiée et à littérature peu abondante et très

(\*) Manuscrit remis au Secrétariat le 29 octobre 1955.

(1) Cette expédition est due à l'initiative clairvoyante et infatigable de M. PHILIPPE LIPPENS qui fut le promoteur de la découverte de la grotte où, en 1947, des bédouins avaient découvert les premiers et célèbres manuscrits. La mission se trouva placée sous la savante direction de M. le Chanoine DE LANGHE, professeur de langues orientales à Louvain et à Nimègue. L'Université de Louvain en accepta le patronage et le F.N.R.S. la subsidia.

(2) Malgré de rudes conditions de travail, un nombre imposant de grottes furent visitées et sondées. La récolte fut satisfaisante et se compose de textes grecs en onciale et en cursive, syro-palestiniens et arabes.

(3) Cette reconnaissance sommaire nous fut facilitée par le chef de mission. Nous remercions vivement M. le Chanoine DE LANGHE de nous avoir autorisé à publier ici les données nécessaires à l'élaboration de cette coupe.



D	DANIEN
M	MAESTRICHTIEN
C	
T	TURONIEN
C	CENOMANIEN

Echelle : 1 Km.

dispersée. Ajoutons qu'elle s'avance jusqu'en bordure d'une cassure souvent mise en relation avec les grands fossés africains et que nos géologues coloniaux tournent de plus en plus leurs regards vers la stratigraphie méditerranéenne.

#### DONNÉES GÉNÉRALES.

En Palestine, la topographie est en correspondance remarquable avec la structure.

On distingue, au centre, la vaste zone anticlinale dont le relief domine à Jérusalem (alt. + 821), le fossé de la mer Morte (alt. — 393). Ce massif central est en fait constitué de deux unités tectoniques : le dôme d'Hébron et le dôme judéen septentrional. Ils se relayent dans la région Jérusalem-Bethléem.

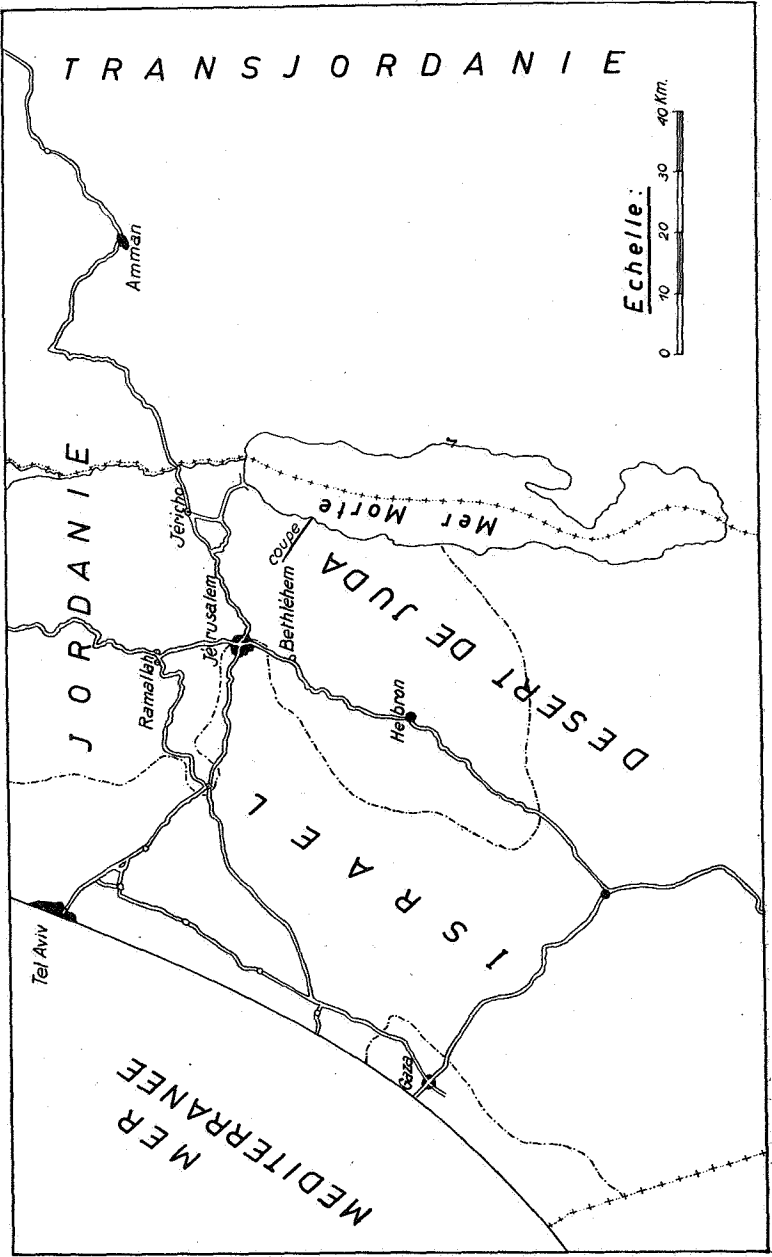
Le versant oriental de la retombée du massif palestinien est occupé en ces parages par la partie septentrionale et jordanienne du désert de Juda. Il constitue une zone d'ennoyage qui se déploie en éventail, à partir de la zone cardinale où s'emboîtent les deux dômes judéens, en direction du fossé de la mer Morte.

La coupe a été construite dans la moitié inférieure et orientale de cette retombée topographique et structurale. Tout ce versant oriental se creuse, également tant au point de vue topographique que tectonique, en escaliers dont les marches sont légèrement concaves.

Si on excepte les hauteurs frangeant la mer Morte, interprétées en général comme le résultat d'un système de failles en gradins [3, 15, 17], tous les autres groupes de ruptures de pentes ont leur origine dans des flexures. La coupe est orientée à peu près perpendiculairement à la flexure inférieure et orientale. Sa direction générale est N. 56° O.

La coupe passe dans la région la plus dense de nos points d'observation. Ceux-ci s'échelonnent du versant ouest du Jebel Muntar (alt. + 524) à l'embouchure du Wadi en Nahr ou Cédron. Les plus nombreux se trouvent concentrés autour du Khirbet Mird (alt. + 248) et de la gorge inférieure du Cédron qui entaille le plateau vers la côte — 25.

Les observations ont été reportées sur une carte à l'échelle du 1/25.000<sup>e</sup>, qui a également été utilisée pour la construction de la coupe. Cette carte de valeur très inégale s'est révélée un outil satisfaisant de travail.



L'échelle adoptée ne permet de figurer que les plus importantes parmi les formations récentes.

### ENSEMBLES STRATIGRAPHIQUES.

On sait depuis LARTET [8] que les plateaux palestiniens sont le domaine incontesté du Crétacé.

A l'Ouest et au Nord de nos parcours, les régions classiques de Jérusalem et des routes Jérusalem-Jéricho offrent une base utilisable pour les raccords lithologiques [2, 6, 9, 10, 11]. Elles ne sont éloignées que d'une bonne dizaine de kilomètres de nos propres itinéraires. Si on ajoute que le spécialiste de cette région, L. PICARD, a poussé plusieurs reconnaissances jusqu'en divers points de notre coupe, on peut considérer le raccord comme satisfaisant.

Sur la base de ces raccords on distingue aisément, parmi l'ensemble des roches carbonatées qui couvrent uniformément tout le désert, trois séries stratigraphiques pratiquement concordantes :

1° Au sommet, des craies grossières, massives, colorées, accompagnées parfois de calcaires durs;

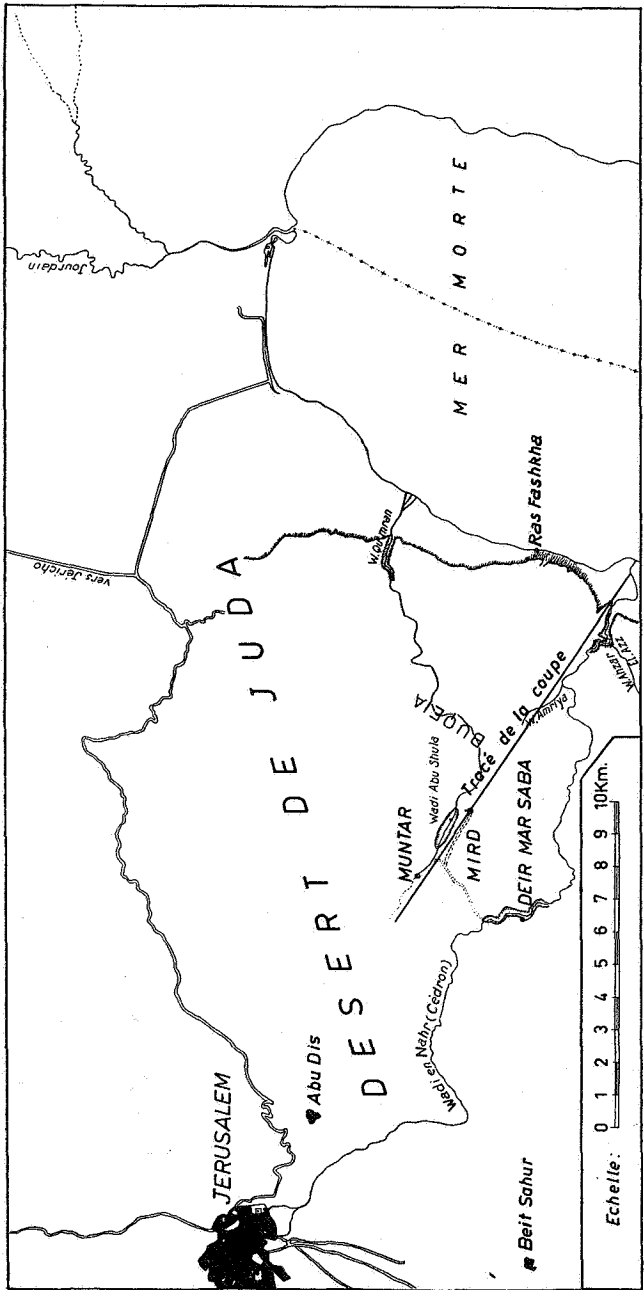
2° A la partie moyenne, des craies litées, foncées ou blanches, silicifères vers la partie supérieure;

3° La masse inférieure de roches visibles est composée de calcaires durs, de couleur crème à blanchâtre, souvent dolomitiques.

La transition est chaque fois brusque et se fait en quelques mètres. Ce sont des points de repère précieux pour la confection de la coupe.

On y reconnaît les ensembles lithologiques qui dominent sur une grande partie de la Palestine : au sommet la zone bariolée attribuée avec une certaine hésitation au Danien; celui-ci flotte en lambeaux sur le manteau de craie sénonienne qui a comme soubassement les calcaires mésocrétacés. On sait cependant que ces limites pratiques, utilisées par la plupart des auteurs, ne sont qu'approximatives par rapport à la légende internationale basée sur la paléontologie [12, 16]. Les travaux des géologues locaux nous permettront d'introduire de nouvelles subdivisions lithologiques dans l'exposé suivant.





## LE DANIEN.

Nos observations se concentrent principalement autour de la colline couronnée par l'ancienne Hyrcania ou Khirbet Mird. Sa forme en cône tronqué se juxtapose à des dômes et dos de même roche qui dominent nettement la craie sénonienne sous-jacente et indique une résistance plus forte à l'érosion.

On peut reconnaître de la base au sommet de cette assise plusieurs zones.

La craie phosphatée du sommet du Maestrichtien est surmontée d'une craie fine, grise, de 1 m de puissance, composée d'une pâte claire pointillée de noir.

Cette zone de faible épaisseur doit être attribuée soit au même cycle de sédimentation que la craie phosphatée inférieure, soit à la zone des calcaires bitumineux de base du Danien. En ce cas elle se présente ici comme fort réduite.

La craie foncée passe brusquement, mais en concordance, à la craie bariolée et noduleuse. C'est une craie d'apparence grossière, dure, qui garde cependant l'empreinte du coup de la pointe du marteau. Son allure générale est massive, sans stratification.

Le ton général de la roche se situe dans les couleurs crème et rosée. En détail, elle est bariolée de toutes les teintes du rouge et du jaune. Elle est entrelardée de très nombreuses veines blanches de gypse finement saccharoïde. Çà et là se voient de petites veines, enduits, taches et lisérés de couleur verte et des amas de craie noirâtre.

Des nodules compacts, durs ou tendres, le plus souvent rouges, sont répartis irrégulièrement dans la masse. Des amas considérables de ces nodules forment parfois à eux seuls presque entièrement la roche. Vus avec un certain recul ils soulignent vaguement la stratification. En certains endroits ils peuvent passer à des amas de calcaire massif.

Cette craie bariolée ne montre aucun fossile visible à l'œil nu et même les microfossiles sont rares (GULLENTOPS, F.).

Dans la moitié supérieure de la craie bariolée que nous venons de décrire, les nodules ont tendance à s'amonceler en amas plus nombreux et plus durs. Ils y passent de plus en plus à des masses calcaires, massives, irrégulières en puissance et en extension. On a même la surprise de voir apparaître çà et là, sur une longueur de quelques dizaines de mètres, des trains de

couches bien stratifiées. Celles-ci montrent de fines couches d'apparence marneuse intercalées dans d'autres de puissance moyenne (20 à 50 cm), calcaires ou siliceuses. « La silice ne semble pas due à une silicification mais est régulièrement dispersée dans la roche à l'état microcristallin. La roche possède ainsi une trame siliceuse, d'où sa dureté. De petites veinules de calcédoine fibreuse traversent également la roche » (GULLENTOPS, F.) (1).

Ces roches compactes, dures, stratifiées ou massives, à microfossiles, sont de couleur blanche, rouge vineux, noir violacé, etc. Les couleurs rougeâtres sont dues à l'oligiste finement dispersée. Celle-ci est également abondante par endroits sous forme de tablettes brun-noir ou de mouchetures rouges. La sonorité de ces roches et leur dureté égalent ou surpassent celles de nos calcaires paléozoïques. Elles encapuchonnent d'une carapace résistante la colline du Mird et forment des placages sur le flanc des collines avoisinantes. A leur sein, elles soulignent vaguement la stratification.

Cet ensemble de couches bigarrées, noduleuses, et les calcaires durs, correspondent à la « Mottled zone » des auteurs palestiniens. On sait qu'elle est attribuée avec doute au Danien et parfois même au Paléocène. On est d'accord pour lui attribuer une origine lagunaire. La puissance visible de la série bariolée doit être de l'ordre de 175 m minimum.

Un problème, que nous n'avons pas eu les loisirs de résoudre complètement, se pose dans la plaine de la Buqeia qui se déroule aux pieds des reliefs de la flexure.

On y trouve, entre autres aux pieds du Khirbet Mird, un « badland » composé d'une craie grossière, à peine cohérente, de couleur jaune rougeâtre homogène, traversée de nombreuses veines blanches de gypse à cristaux bacillaires implantés perpendiculairement aux parois, rappelant enfin par sa couleur, sa consistance et résistance à l'érosion, un paysage limoneux.

Cette formation meuble s'appuie vers l'Ouest contre les collines dont elle épouse tous les festonnements. Elle y est séparée de la craie bariolée et des calcaires durs par une zone verticale, épaisse de 0,50 m à plusieurs mètres, d'une craie

---

(1) Nous remercions M. F. GULLENTOPS qui nous a fait rapport sur quelques lames minces.

noirâtre composée de plaquettes schistoïdes noyées dans une pâte semigrenue. Cette craie foncée passe localement à une craie rouge.

Au bas des ravines qui découpent la plaine de la Buqueia, on voit passer cette craie presque meuble et sans stratification visible à une craie cohérente, encore assez tendre cependant, composée de nodules céphalaires parfois juxtaposés, nettement horizontale.

En fait, cette formation meuble repose sur toute la succession des couches bariolées et du Maestrichtien supérieur. En effet, nous avons déjà souligné sa dépendance de la topographie. En plus, vers le Nord, la série bariolée aborde la plaine de la Buqueia avec un angle sensible. Au-delà de ce point, on voit la formation meuble reposer sur la craie à abondants silex du Maestrichtien tant sur les couches inclinées du bas des collines que sur les bancs horizontaux de la plaine. Ces formations meubles de la Buqueia doivent, pour le moins, être classées dans le Danien altéré. Nous croyons comprendre le texte de L. PICARD, qui affirme que près du Khirbet Mird « in the Buqueia, mottled zone lies next the mottled zone », comme reflétant ce point de vue. On connaît d'ailleurs d'autres « sols ocres gypseux » en Palestine. Nous n'avons pas eu l'occasion suffisante pour nous familiariser avec la géologie palestinienne pour trancher ce problème de façon catégorique.

La zone noirâtre le long des reliefs doit être due à une migration subaérienne, parfois oxydée, d'hydrocarbures.

#### EXTENSION.

De rapides excursions nous ont permis de constater l'exactitude, au moins approximative, des limites orientales du Danien, tel que nous venons de le définir, données par les différentes cartes. La carte de base semble d'ailleurs être celle de L. PICARD.

L. PICARD ne donne pas de limite vers l'Ouest. Son texte montre qu'il considérait que le Danien s'étendait jusqu'au Khirbet Mird. Les autres cartes sont donc à revoir à ce point de vue. Nos observations précisent cette limite qui doit être déplacée sur la carte officielle d'au moins 1,5 km vers l'Ouest.

## LE SÉNONIEN.

Sous la craie bariolée apparaît un complexe de craie tendre bien stratifiée. Cette série, peu propice aux formations cavernueuses, ne nous a que très peu intéressé. Nous ne l'avons rencontrée que dans nos déplacements fortuits en dehors de nos explorations.

C'est surtout ce train de couches, qu'il attribue au Sénonien, que L. PICARD a analysé de façon très détaillée au Nord de nos trajets. En se basant sur ce travail [9], et si on ne veut pas pousser les choses au détail, il est aisé de reconnaître les subdivisions. La morphologie très diverse et la lithologie variée permettent d'y reconnaître du haut en bas les assises suivantes :

Le *Maestrichtien* est composé d'une craie bien stratifiée, souvent même feuilletée, de couleur noirâtre, grise, brune ou blanche. De nombreux silex en rognons ou en lentilles stratiformes, de couleur noire, brune ou blonde, soulignent l'allure des couches et en particulier leur intense plissottement dans la flexure. Cette craie est très fossilifère. Elle forme de très belles cuestas dont le revers a été préservé par les alignements de silex et par les couches de craie dure phosphatée de sa partie supérieure.

Notre attention a été attirée tout spécialement par une couche se présentant à première vue comme un banc conglomératique de 2 m de puissance. Elle surmonte immédiatement la craie noire, à très nombreux silex noirs, de la partie supérieure du *Maestrichtien*. En fait, c'est une craie phosphatée, assez riche. Au microscope, elle apparaît comme une purée d'ossements de poissons empâtée dans un calcaire brunâtre à grain assez fin, pétri de foraminifères (GULINCK, M.) (1).

La craie blanche de base du *Maestrichtien* annonce celle du *Campanien*, également bien stratifiée, moins fossilifère, à rares passées de silex.

Ce dernier passe sans limites précises à la craie d'une blancheur éclatante du *Santonien*. Celui-ci est dépourvu de silex et de macrofossiles. Là où nous l'avons vu, il est rayé de marbrures rouges et ocre jaune qu'on a cru longtemps lui être propres.

---

(1) Nous remercions M. GULINCK qui nous a fait rapport sur quelques lames minces.

Ces deux dernières formations forment aux pieds des *cuestas* maestrichtiennes, où leur allure est subhorizontale, des paysages typiques, moutonnés, blanchâtres. Les chemins s'écartent de ces reliefs confus, mammelonnés, de paysage de maturité. Dans la flexure, à l'Ouest du Khirbet Mird, ces formations sont redressées et forment une zone de dépressions topographiques drainées par plusieurs wadis.

Nous n'avons pas pu nous attarder à l'examen paléontologique de ces formations. Aussi nous suivons l'ancienne classification qui attribue arbitrairement au Turonien toutes les roches dures situées sous la craie. Rappelons cependant que les études des géologues israéliens ont montré que la limite entre les séries néo et méso-crétacées passe en fait plus bas dans la série des roches dures attribuées jusque là au Turonien [16].

La puissance totale du Sénonien ainsi défini doit être de l'ordre de 250 m, dont environ 140 m pour le Maestrichtien.

En ce qui concerne le Sénonien, les tracés de la carte officielle peuvent être conservés, excepté ceux du Santonien aux pieds du Jebel Muntar. On y a représenté le Santonien comme n'existant qu'au Nord du Turonien. Au Sud-Est de celui-ci, on a omis son tracé sans pour cela indiquer une faille. En effet, c'est le tracé sous forme de flexure qui s'impose et son existence au Sud-Est du Turonien ne fait pas de doute.

### LE MÉSOCRÉTACÉ

Le passage de la craie santonienne aux calcaires cohérents est très rapide. Il s'observe, sur le parcours de notre coupe, le long du chemin du Khirbet Mird vers Mar-Saba, respectivement aux cotes 325 et 400, et le long de la piste d'Aïn Fesha vers le bas Wadi en Nahr vers l'altitude — 25. En chacun de ces endroits on remarque d'un côté du chemin la craie blanche, tendre et friable, et de l'autre le calcaire jaune et dur.

A première vue ces formations paraissent concordantes. M. AVNIMELECH considère cependant les marbrures de la base du Santonien et du sommet des roches cohérentes comme étant le résultat d'actions atmosphériques. A Jérusalem il a signalé d'autres indices d'émersion et de lacune [1, 2]. Nous n'avons pas porté notre attention sur ce point et n'apportons donc aucune confirmation si ce n'est la présence de marbrures de part et d'autre du contact.

Cette série carbonatée est très monotone. Sa sonorité et sa compacité se rapprochent de celles de nos calcaires et dolomies paléozoïques. Sa couleur générale est jaune clair. Elle est partout recouverte d'une patine désertique fauve, alvéolaire, que l'on ne retrouve dans les séries supérieures que sur quelques plages du Danien supérieur. Elle est attribuée, déjà depuis longtemps, au Mésocrétacé.

C'est le soubassement de la région étudiée; elle perce localement la craie. Elle constitue une partie des plates-formes dénudées aux pieds des cuestas, les encoches des cours d'eau s'y sont creusées, la falaise face à la mer Morte découvre toute la série.

On peut y distinguer trois complexes lithologiques que nous décrivons de haut en bas :

1. *Une série supérieure* se distingue particulièrement par sa stratification en bancs réguliers et peu épais. Nous relevons sur nos coupes partielles des bancs zonaires, d'autres à épaisseur de 0,10 m à 1,10 m. Elle est formée de roches calcareuses et calcaréo-dolomitiques. Nous avons rencontré, vers sa partie moyenne, quelques bancs à silex en rognons isolés tant dans la flexure aux pieds du Jebel Muntar que le long de la mer Morte. Quelques bancs de calcaire blanc, très compact, très homogène, bourré de rudistes (1) et autres fossiles indéterminables silicifiés, se trouvent vers la base au Wadi en Nahr.

Les caractéristiques de la roche varient dans une certaine mesure du sommet vers la base. Finement grenue sur les plateaux, elle passe dans les vallées à un calcaire compact du genre calcaire lithographique. La cassure est droite vers le haut mais conchoïdale dans la plus grande partie de la masse. Nous avons déjà signalé les rayures rougeâtres près du contact avec la craie. La couleur passe du jaune et blanc grisâtre au sommet au jaune paille avec bancs blanchâtres vers la base. La dureté de la roche diffère également de haut en bas : assez tendre dans les couches les plus récentes, elle devient très dure vers la base.

Elle est visible sur une centaine de mètres environ de puissance à hauteur des ruines de l'ancien monastère du Qattar dans les gorges du Wadi Abu Shula. Les abords du confluent Wadi en Nahr-Wadi Ahjar el Azz présentent les conditions

---

(1) Nous remercions M. E. DARTEVELLE qui a confirmé notre détermination.

d'une bonne appréciation de puissance qui peut s'estimer de l'ordre de 125 m.

Sa topographie est typique. Les couches plus tendres et finement grenues du sommet donnent sur le plancher des plateaux une topographie rugueuse en dômes entourés de petits abrupts circulaires. Les couches compactes et dures donnent lieu à une topographie en escalier dans des vallées en profil en V.

Toute cette formation est très caverneuse.

2. *La série moyenne* peut déjà se reconnaître de loin par ses gros bancs de dolomie et de calcaire dolomitique. Elle est constituée d'une dolomie cristalline, d'aspect nacré dans la cassure, lourde, de couleur blonde en général. Nous n'y avons rencontré aucun fossile. La roche, compacte en profondeur, est souvent grenue et éboulée. La belle altération dolomitique et les sables qui en dérivent sont cependant moins fréquents que dans notre pays.

Les cavernes sont moins nombreuses que dans les séries encaissantes. C'est elle qui forme la masse principale des falaises abruptes dont les façades dominant la mer Morte. Le Wadi en Nahr la traverse en canyon très étroit dans son cours inférieur. Dans les autres wadi, en bordure du plateau, elle a également sa topographie propre.

Sa puissance doit se situer aux environs de 125 m.

3. *La série inférieure* se distingue, avec un certain recul, par la puissance très variable de ses bancs : c'est une alternance de bancs fins, moyens et épais.

Aux pieds de son canyon dolomitique en gros bancs et peu accessible, le Wadi en Nahr s'évase quelque peu et calme son cours entre des falaises abruptes. Il s'y étale sur une série d'une puissance de 10 à 15 m, de calcaire d'apparence marneuse, très finement litée en straticules de couleur blanchâtre ou jaunâtre. Sous ces couches minces apparaissent des couches un peu plus épaisses, également d'apparence argileuse, fossilifères. Aux pieds de la cascade encadrée des marnes de Lisan on voit des calcaires gris blond grenus.

Toute cette série est mal exposée le long du bas des falaises et dans les cascades du pied des wadi. On peut néanmoins s'assurer que la puissance de ces bancs est très variable et que les calcaires d'apparence marneuse ne sont pas rares (e.a. au Wadi Mazzim).



Elle est très caverneuse, mais moins creusée cependant d'abris sous roche et de petites cavités que la série supérieure.

Elle a tendance, au point de vue topographique, à étaler l'abrupt inférieur de la falaise, à y créer des replats et à provoquer des séries de paliers horizontaux entrecoupés de cascades au bas des wadi.

La puissance visible de ce train de couches doit être de l'ordre d'une bonne centaine de mètres.

Interprétation. — Comme nous n'avions pas eu le temps de réunir la littérature avant notre départ, notre information géologique est restée très sommaire pendant notre séjour sur le terrain. Nos subdivisions ont donc été acquises indépendamment des résultats obtenus ailleurs en Palestine. Nous avons été d'autant plus agréablement surpris de retrouver dans les publications des géologues de Jérusalem nos propres subdivisions. Leurs coupes de références se trouvent à une vingtaine de kilomètres mais elles encadrent bien notre région (mont de la Quarantaine, Jérusalem, Engidi). Il s'avère de plus que les grandes unités reconnues par nous s'y rencontrent de façon constante. La série supérieure, régulièrement stratifiée, à cherts, rudistes, calcaires gris, jaunes et blancs, parfois lithographiques, correspond au Turonien (ancien sens). La puissance est à peu près égale. Dans la flexure du Muntar, elle est depuis longtemps unanimement attribuée à cet étage.

La base de cette série, composée de calcaire blanc, très compact, à nombreux rudistes, rappelle la description qu'on donne du Meleke principal, un horizon local du Turonien inférieur.

La série dolomitique, massive, est l'homologue au point de vue position, facies et puissance du Mizzi Yahudi du Cénomanién tout à fait supérieur.

La série inférieure occupe la même place au point de vue géométrique que la « zone du calcaire marneux, riche en fossiles, et du calcaire zonaire », moyen terme du Cénomanién supérieur.

Le sommet de cette série d'apparence marneuse rappelle quelque peu la subdivision supérieure de la « zone du calcaire marneux » : le calcaire zonaire à dalles de Deir Yasin.

Notre interprétation diffère de façon très sensible de celle de la carte officielle qui utilise une autre échelle stratigraphique [4, 5].

**FORMATIONS RÉCENTES.**

Comme nous nous proposons de reprendre ce sujet ailleurs, nous nous bornerons à ne dire qu'un mot des formations récentes de surface.

Celles-ci sont principalement représentées par d'anciens dépôts lacustres le long de la mer Morte et de maigres champs de silex et débris calcaires sur le plateau.

Les dépôts nommés « marnes de Lisan » depuis LARTET [8] se présentent en général sous le facies graveleux de cônes de déjection des wadi. Ce sont des sables et galets, légèrement recimentés, soit de calcaires, soit de silex. Quelques couches de marne finement litées sont interstratifiées. Au Wadi en Nahr entre autres, on voit un horizon de 1 m de marne feuilletée, intercalée sous 65 à 70 m de graviers, s'avancer jusque près de la falaise aux pieds des chutes inférieures.

Ces couches horizontales y sont visibles sur une quatre-vingtaine de mètres minimum.

Elles dateraient principalement du Pluvial B, contemporain du Riss européen [13, 14].

Ce cône torrentiel est entamé dans le sens transversal par une douzaine de plates-formes d'abrasion emboîtées et recouvertes d'un très mince placage d'éboulis très grossiers et plus ou moins roulés.

Une terrasse conglomératique se reconnaît, entre autres au Sud du Wadi en Nahr, à ses éléments grossiers, roulés, cimentés par une pâte cohérente calcaire. Nous lui attribuons avec doute la cote — 175, soit 220 m au-dessus de la mer Morte. Elle est accrochée à la base d'une série de replats étagés.

Nous la croyons indépendante et plus ancienne que la série des Marnes de Lisan. Elle présente évidemment une analogie certaine avec la série des gompholites du Pléistocène inférieur.

Les principales formations couvrant les plateaux sont les placages de silex. Ceux-ci constituent soit des dépôts résiduels du Sénomien, soit des dépôts alluvionnaires perchés d'anciens cours d'eau. Une partie seulement de ces derniers sont roulés. Ils témoignent d'un climat aride préquaternaire.

## TECTONIQUE.

L'allure du Crétacé supérieur, considéré dans les limites du désert de Juda jordanien, est évidemment peu troublée.

La lecture de la carte conduit à admettre une disposition synclinale générale s'ouvrant en demi-cercle centré sur le Nord de la mer Morte. Cette allure d'ensemble se complique de flexures longitudinales et transversales.

Du haut du Khirbet Mird on voit, immédiatement au Sud du Wadi en Nahr, un horizon magnifiquement dégagé où les silex du Maestrichtien paraissent plonger vers le Nord. Nous avons pu toucher en quelques points ce Maestrichtien, ce qui a confirmé notre opinion qu'au moins une flexure complique transversalement l'allure synclinale générale.

Plusieurs flexures subméridiennes ont été décrites dans ce désert. Le seul accident de quelque importance, nettement visible le long de notre coupe, est la *flexure dite du Muntar*. Sous les pieds de ce « Jebel » on voit plonger les bancs avec une légère inclinaison vers l'Ouest. Ils dessinent ensuite une courbe, puis plongent fortement vers l'Est. Les pentes observées au front de cette aile de raccordement varient de 20° à 45°. On constate une variabilité de même ordre pour les directions mesurées. Des effets de perspective exagèrent d'ailleurs l'impression qu'on se fait de ces accidents. Ces variations sont attribuables non seulement à la résistance des lits de silex du Maestrichtien qui sont très contournés, mais aussi à des déplacements relatifs des roches dures du Danien. Ajoutons le cas fréquent de déplacements récents liés à la topographie. La moyenne adoptée pour le dessin, soit 30°, est un minimum résultant d'une dizaine de mesures prises surtout dans le Danien.

Comme on pouvait s'y attendre, on a signalé depuis longtemps la présence de petites failles dans les gorges de Mar Saba [7, 18].

*La plaine de la Buqeia et les plateaux bordiers* le long de la mer Morte constituent l'aile inférieure, subhorizontale, de cette flexure. A quelques centaines de mètres à l'Est du Khirbet Mird, on observe, au fond des ravines, des couches horizontales à rapporter probablement au Danien. Quoi qu'il en soit, cette allure est confirmée par le Maestrichtien horizontal visible aux pieds de la flexure à 1.200 m plus au Nord. La craie grise, à gros bancs de silex, indique qu'on s'y trouve sur le Maestrich-

tien supérieur que l'on retrouve incliné à une bonne centaine de mètres de là dans le versant.

A l'Est de la Buqueia, le revers de la cuesta, traversé en cluse par le Wadi en Nahr et rongé par une rivière obséquente, le Wadi Amriya, montre le Maestrichtien à silex et phosphaté, assez fortement incliné vers l'Ouest. L. PICARD avait déjà mesuré 8 à 10° Ouest.

En approchant de la mer Morte, cette inclinaison s'atténue, au point que, sur la plate-forme structurale du Turonien, elle demande toute l'attention et un large horizon pour être aperçue. A partir d'un kilomètre de la falaise terminale on peut suivre certains bancs, dont celui de base du Turonien, tant par la vue que par cheminement en corniche à flanc de montagne. Nous adoptons une inclinaison de 1° à 2° Ouest. On remarque d'ailleurs de petites ondulations de même ordre.

L'origine de la *falaise le long de la mer Morte* pose un problème plus délicat.

Il n'y a pas de doute que, au-dessus des marnes de Lisan, la cause immédiate de son état actuel soit à rechercher dans l'œuvre de l'érosion lacustre reburinée par des actions atmosphériques. On ne doit pas exclure, qu'au bas des wadi, la façade du Cénomanién, dénudée de sa couverture graveleuse, trahisse une veine d'érosion. On peut même se demander si on n'a pas sous-estimé les effets de l'érosion lacustre qui peut donner, à partir d'accidents tectoniques très divers, des formes topographiques semblables.

Remarquons aussi qu'il n'est pas question ici de la grande faille à l'Est de la mer Morte que personne ne semble contester.

Ceci étant posé, voici nos observations d'ailleurs très limitées.

Nos itinéraires ne nous ont montré aucun indice certain de faille. L. PICARD a signalé, à près de 3 km plus au Nord, une petite faille en gradin [9].

Au pied du Wadi en Nahr se trouve, encastré dans les marnes, un énorme bloc, très massif, qui pourrait appartenir au Cénomanién tout à fait supérieur.

Un alignement de chicots cénomaniéniens percent les graviers plus au Sud. Ils paraissent bien devoir appartenir à l'assise dolomitique en gros bancs du Cénomanién supérieur. On ne peut toutefois s'assurer s'il s'agit d'un pli ou d'une fracture.

Comme indication de plis, notons le fait suivant : au bas de la falaise, dans le moyen terme de notre Cénomanién inférieur,

nous avons observé, en quelques endroits favorisés et échelonnés sur une distance de 4 km, une flexure d'une vingtaine de degrés vers l'Est se développant en continuité avec les couches horizontales de la falaise.

Rappelons enfin l'allure calme du dôme massif judéen parcouru de flexures ainsi que l'étonnement qu'on éprouve de se trouver si près d'une grande fosse tectonique et sur des trains de couches si tranquilles.

Si la probabilité de failles en gradins reste entière, ces derniers faits viennent singulièrement à l'appui de l'opinion (DE VAUMAS) qui tend à accorder aux flexures une plus grande importance le long de la lèvre ouest de la fosse syro-palestinienne.

### CONCLUSIONS.

Terminons en rappelant que la coupe que nous venons de décrire ne prétend être qu'une première approximation établie occasionnellement au milieu de préoccupations étrangères très absorbantes.

Elle montre cependant que l'étude de l'environnement du désert de Juda est suffisamment poussée pour pouvoir renouveler la cartographie géologique de cette terre aride mais attachante. La carte de G. S. BLAKE, qui a rendu de sérieux services, a vieilli rapidement et ne rend plus que les lignes très générales. Des observations que nous n'avons pu utiliser dans le cadre de ce travail nous donnent la conviction que bien d'autres analogies de détail pourraient être établies avec les coupes encadrantes.

Attirons à ce propos l'attention sur le fait qu'il serait intéressant d'analyser les photographies aériennes de cette région. Les horizons sont extrêmement étendus et les couches se trahissent par leur couleur, l'allure décharnée de leurs bancs, leur topographie très révélatrice. On pourrait réduire de la sorte au minimum le nombre de coupes sériées au sol, indispensables pour les raccords paléontologiques, le dépistage des variations de facies, la définition du détail de l'échelle stratigraphique et la reconnaissance des allures.

## OUVRAGES CITÉS.

1. AVNIMELECH, M., Un niveau conglomératique dans le Turonien de Palestine. (*S.G.Fr.*, 1949, n° 9, pp. 205-206.)
  2. — Sur les lacunes de sédimentation crétacée dans les environs de Jérusalem. (*Ac. Sc. Fr., C. R.*, t. 230, 1950, pp. 1088-1090.)
  3. BENTOR, Y. K. and VBOMAN, A., A structural contour map of Israel. 1/250.000. (*Bull. Res. Council. Isr.*, vol. IV, Sept. 1954, n° 2.)
  4. BLAKE, G. S., Geology and water resources of Palestine. (Jerusalem, 1928.)
  5. — Geological map of Palestine. 1/250.000. (Jaffa, 1939.)
  6. BLANCKENHORN, M., Kurzer Abriss der Geologie Palästinas. (Leipzig, 1912.)
  7. — Syrien, Arabien und Mesopotamien. (*Handbuch der Regionalen Geologie*, B. V, Abt. 4, Heidelberg, 1914.)
  8. LARTET, L., Exploration géologique de la mer Morte, de la Palestine et de l'Idumée. (Paris, 1877.)
  9. PICARD, L., Geological researches in the Judean Desert. (Jerusalem, 1931.)
  10. — The geology of New Jerusalem. (*Bull. Geol. Dept. Hebr. Univ. Jerusalem*, vol. II, n° 1, 1938.)
  11. PICARD, L. and AVNIMELECH, M., On the Geology of the Central Coastal plain. (*Bull. Geol. Dept. Hebr. Univ. Jerusalem*, Series I, Bull. 4, 1937.)
  12. PICARD, L., Synopsis of stratigraphic terms in Palestinian Geology. (*Bull. Geol. Dept. Hebr. Univ. Jerusalem*, vol. II, n° 2, 1938.)
  13. — Structure and evolution of Palestine. (Jerusalem, 1943.)
  14. — The pleistocen peat of Lake Hula. (*Geol. Inst. Jerusalem*, 1952.)
  15. — Disharmonic faulting. (*Geol. Inst. Jerusalem*, 1953.)
  16. REISS, R., On the Upper Cretaceous and Lower Tertiary microfaunas of Israel. (*Geol. Inst.*, 1952.)
  17. SUSS, E., Das Antlitz der Erde. (Wien, 1901-1909.)
  18. TRISTRAM, H. B., The land of Israel. A journal of travels in Palestine. (London, 1865.)
  19. VAUMAS, E. DE, Sur la structure de la Bekaa. (*Ac. Sc. Fr., C. R.*, t. 224, 1947, pp. 140-142.)
  20. — Sur la structure du Liban. (*Ac. Sc. Fr., C. R.*, t. 226, 1948, pp. 2086-2088.)
  21. — Sur la structure de l'Antiliban et de l'Hermon. (*Ac. Sc. Fr., C. R.*, t. 226, 1948, pp. 2166-2168.)
  22. — Sur la structure de la Galilée libanaise et de la dépression du Houlé. (*Ac. Sc. Fr., C. R.*, t. 229, 1949, pp. 943-946.)
  23. — Le Negeb. Étude morphologique. (*Soc. Geogr. Égypte*, 1953, t. XXVI, pp. 119-163.)
-

## Étude spectrographique de quelques minéraux radioactifs des pegmatites congolaises (\*),

par L. VAN WAMBEKE.

### 1. INTRODUCTION.

Les rayons X offrent un vaste champ de recherches dans le domaine de la minéralogie et de la géologie.

La méthode des poudres DEBYE-SHERRER-HULL s'est largement développée pour la détermination des paramètres des réseaux cristallins relativement simples. La méthode de WEISSENBERG est utilisée principalement pour les cristaux monocliniques et tricliniques.

Mais l'application des rayons X ne se limite pas seulement à l'étude des structures cristallines. Ils permettent également de faire des analyses chimiques qualitatives et quantitatives, des autoradiographies et récemment ont été utilisés pour des déterminations d'âge de pechblende.

L'analyse chimique par rayons X s'est fortement développée ces dernières années [1 à 7].

Trois méthodes sont utilisées :

- 1° L'analyse spectrographique par émission;
- 2° L'analyse spectrographique par fluorescence;
- 3° L'analyse spectrographique par absorption.

L'analyse spectrographique par émission a permis à COSTER et VON HEVESY [9, 10] de découvrir l'hafnium ( $Z = 72$ ) et à NODDACK, TAKE et BERG [11] de mettre en évidence le rhénium ( $Z = 75$ ).

Actuellement l'analyse chimique au moyen du rayonnement de fluorescence a pris une extension considérable par sa rapidité et sa simplicité. L'enregistrement se fait habituellement avec un compteur de GEIGER.

L'emploi de nouveaux tubes à rayons X à fenêtre mince, de meilleurs cristaux analyseurs et de nouveaux types de détec-

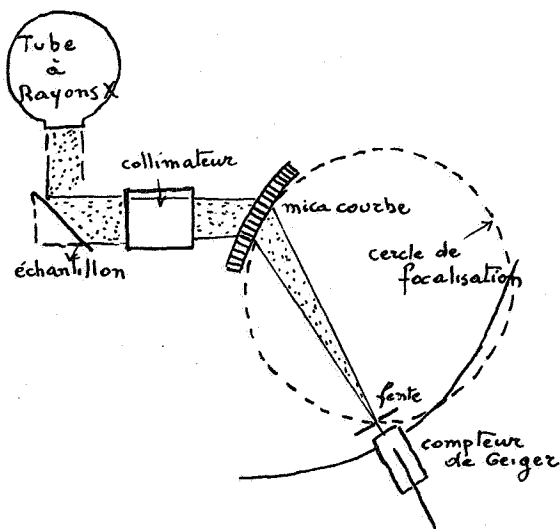
---

(\*) Texte remis au Secrétariat le 22 octobre 1955.

teurs tels que compteurs à scintillation et compteurs proportionnels amèneront un gain sérieux en sensibilité, intensité et résolution.

## 2. MÉTHODES D'ANALYSE.

Nous avons utilisé l'analyse spectrographique par *émission* et dans une moindre mesure l'analyse spectrographique par



**Schéma d'un appareillage  
utilisé pour l'analyse spectrographique par fluorescence.**

*fluorescence*. La première méthode a une sensibilité un peu plus grande, mais son temps de pose est beaucoup plus long que la seconde.

Pour la première méthode nous avons utilisé un spectrographe à cristal courbe (mica) de type CAUCHOIS [12, 13].

L'appareillage se compose :

1° D'un tube à rayons X démontable avec anticathode en aluminium et filament de tungstène.

2° Du spectrographe proprement dit avec le mica courbé et la plaque photographique.

3° D'un générateur de haute tension (kénotrons) permettant d'atteindre plus de 50 Kv avec un ampérage maximum de 2 à 3 mA.



4° D'un système de pompes à vide comprenant une pompe primaire à palettes et des pompes à diffusion d'huile et à vapeur de mercure. Le vide doit atteindre  $10^{-5}$  mm de Hg.

L'échantillon réduit en poudre est placé sur l'anticathode.

Cette méthode permet de détecter les éléments allant du chrome à l'uranium. Certaines terres rares sont assez difficiles à obtenir.

Pour la méthode d'analyse spectrographique par fluorescence, nous avons utilisé la transmission du rayonnement polychromatique de fluorescence à travers un cristal courbe (mica).

La radiation primaire du tube à rayons X tombe sur l'échantillon. Celui-ci émet un spectre X caractéristique des divers éléments qu'il contient. Les rayons X émis sont diffractés par les plans (33  $\bar{1}$ ) du mica. Le mica étant courbé, il y a focalisation de la longueur d'onde  $\lambda_1$  qui satisfait l'équation de BRAGG.

$$n\lambda_1 = 2d \sin \theta_1,$$

$d$  = distance réticulaire des plans (33  $\bar{1}$ ) du mica,

$\theta$  = angle de Bragg.

Le mica est courbé suivant un rayon égal au diamètre du cercle de focalisation. Quand le mica tourne d'un angle  $\theta$ , le détecteur doit tourner d'un angle  $2\theta$ .

La méthode d'analyse X par fluorescence permet de déterminer les éléments s'étendant du Ti à l'U. Quand on travaille sous vide, on peut obtenir les éléments du Mg au Ti. Ce dernier procédé est également employé pour la détermination des terres rares.

*Seul l'emploi combiné de l'analyse spectrographique et de la diffraction par rayons X permet de résoudre les problèmes souvent difficiles de la détermination des minéraux radioactifs métamictes.*

Notons que dans la plupart des cas, ces minéraux ayant leur réseau détruit par bombardement  $\alpha$ , il est nécessaire de les chauffer pour obtenir un spectre de diffraction.

### 3. RÉSULTATS DES ANALYSES SPECTROGRAPHIQUES DE MINÉRAUX RADIOACTIFS CONGOLAIS.

Le travail comprend l'étude spectrographique d'une série de minéraux radioactifs des pegmatites congolaises.

Ce sont :

1. Des colombo-tantalites.
2. Deux « yttrocrasites ».
3. La thorigummite et la thorite du Kivu.
4. Un zircon de Lokalia.
5. Une thoreaulite de Manono (1).

#### 1. Les colombo-tantalites.

Les colombo-tantalites du Congo belge sont toutes plus ou moins radioactives. Les teneurs en uranium ne semblent cependant pas dépasser 0,6 %.

Nous n'y avons pas observé de thorium (limite de sensibilité un peu inférieure à 0,01 % de thorium).

L'uranium se présente sous trois formes :

1. Il peut être inclus dans le réseau cristallin de la colombo-tantalite.
2. Il peut former des enduits jaunâtres secondaires à la surface du minéral ou dans ses plans de clivage. Dans ce cas l'uranium peut provenir soit de la colombo-tantalite, soit de la précipitation d'un sel étranger d'uranium.
3. Il peut être sous la forme d'un (titano) niobotantalate uranifère inclus dans la colombo-tantalite.

Les analyses spectrographiques aux rayons X ont été réunies dans le tableau suivant. La méthode d'analyse par émission ne permet pas de déceler la présence de titane.

De même nous n'avons pas tenu compte de l'étain presque toujours présent dans les colombo-tantalites congolaises.

Le tableau ci-après donne les résultats des analyses.

Les analyses spectrographiques ont montré que toutes les colombo-tantalites sont uranifères et qu'elles contiennent en outre du zirconium et de l'hafnium.

---

(1) Un des minéraux étudiés n'a pu être publié.

L'Hf et le Zr se trouvent inclus dans le réseau cristallin des colombo-tantalites et le rapport Hf/Zr des minéraux analysés est assez élevé. VON HEVESY et WURSTLIN ont noté un enrichissement en Hf dans les minéraux contenant du Sc et Y [14].

Ainsi dans les wolframites riches en Sc le rapport Hf/Zr est assez élevé. Dans ce cas on admet une substitution du groupe FeW par ScNb ou ScTa [15]. Le Sc n'est malheureusement

Provenance	Nb/Ta	Mn/Fe	U	Y	Zr	Hf
Kilalamatambo ...	>1	~1	~0,1 %	~0,01 %	>0,1 %	<0,1 %
Kibara ... ..	~1	—	>0,1 %	n.d.	<0,1 %	<0,01 %
Kanyoui (Ruanda)	—	—	de 0,01 % à 0,1 %	n.d.	<0,1 %	<0,01 %
Tschamabu ... ..	~1	—	~0,1 %	n.d.	~0,1 %	<0,1 %
Tschamaka ... ..	<1	<1	~0,01 %	n.d.	<0,1 %	<0,01 %
Nkumua (1) ... ..	1,99	—	~0,1 %	n.d.	<0,1 %	<0,01 %
Minerga (2) ... ..	~1	~1	de 0,05 % à 0,1 %	~0,01 %	~0,01 %	traces
Nkumua ... ..	~1	<1	~0,05 %	n.d.	~0,01 %	traces
Miluba ... ..	>1	<1	~0,1 %	n.d.	≥0,1 %	traces
Bafwaboli ... ..	<1	<1	~0,01 %	n.d.	~0,01 %	<0,01 %
Muika ... ..	~1	~1	>0,1 % env. 0,5 %	n.d.	~0,01 %	traces

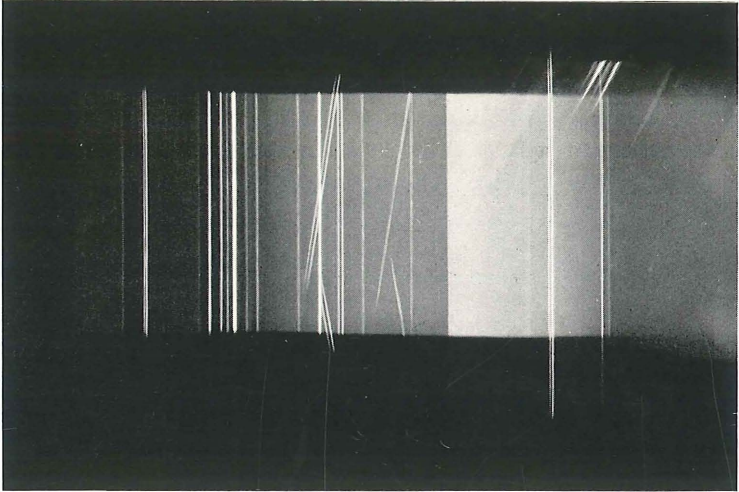
pas décelable avec les appareils utilisés. Son rayon ionique  $Sc^{3+}$  (0,83 kx) est celui du  $Fe^{2+}$  et par conséquent il pourrait remplacer ce dernier dans les colombo-tantalites.

La présence d'Hf et Zr dans les colombo-tantalites et autres minéraux réfractaires de ce type pourrait s'expliquer par une substitution couplée de Sc (Nb, Ta) ou même de Fe (Nb, Ta, Ti) par ZrSi. Cette substitution pourrait être favorisée par une similitude de rayon ionique entre, d'une part,  $Zr^{4+}$  (0,87 kx) et surtout  $Hf^{4+}$  (0,81 kx) et, d'autre part,  $Fe^{2+}$  et  $Sc^{3+}$  (0,83 kx),  $Si^{4+}$  pourrait se substituer dans une certaine mesure au  $Ti^{4+}$ .

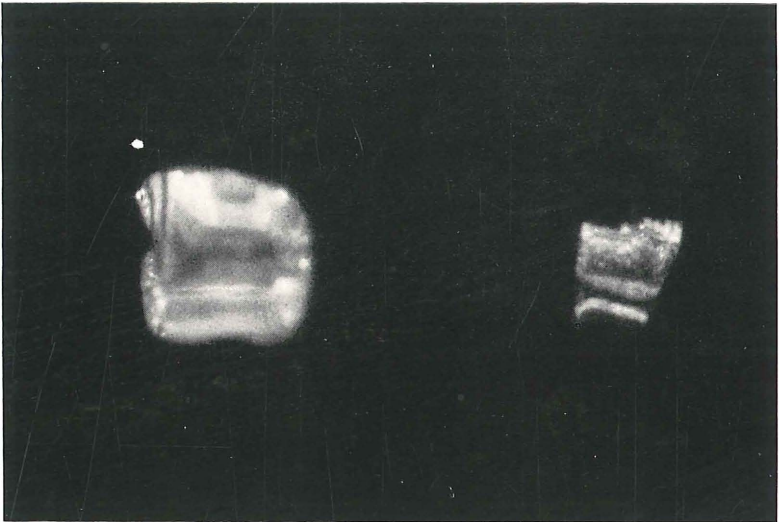
L'U est présent dans les colombo-tantalites à des teneurs fort variables et nous avons noté la présence d'Y dans deux des minéraux analysés.

(1) La teneur mesurée avec un appareil de GEIGER est de : 0,11 % uranium. (Thèse de M. STAS, Géologie appliquée, U.L.B.)

(2) Id. La teneur est de 0,078 % uranium.



Spectre d'émission d'une colombite de Kilalalamatambo.



Distribution zonaire de la radioactivité  
dans des colombo-tantalites.

Les colombo-tantalites montrent en général une structure cristalline zonaire très nette et les teneurs en uranium sont très variables d'une zone à l'autre ainsi que nous l'ont montré les autographies sur papier Structurix ainsi que les plaques nucléaires (Ilford C<sub>2</sub>).

En plus de cette distribution zonaire de la radioactivité nous avons observé des inclusions beaucoup plus radioactives.

Ces inclusions, dans le cas d'une colombo-tantalite des Kibara, ont été examinées au microscope à réflexion. Elles correspondent sans doute à un (titano) colombo-tantalite assez radioactif. C'est un minéral gris brunâtre isotrope.

Ce minéral remplace dans certains cas la colombo-tantalite et y pénètre en veinules. Il est plus tendre que la colombo-tantalite. Il est négatif à tous les réactifs usuels d'attaque : HNO<sub>3</sub>, HCl, Eau régale, FeCl<sub>3</sub>, KCN, KOH. Sa radioactivité trop faible et ses propriétés chimiques permettent d'exclure l'uraninite. Ces inclusions ont une radioactivité au moins dix fois supérieure à celle des zones les plus actives de la colombo-tantalite.

Nous avons également observé en sections polies un minéral rosé de couleur identique à celle de la colombo-tantalite mais distinct de cette dernière par une aptitude au polissage beaucoup moins bon.

De cette étude on peut conclure que dans les colombo-tantalites l'uranium est inclus dans le réseau cristallin sous la forme de colombo-tantalate d'urane et que la distribution de la radioactivité est généralement zonaire. D'autre part, en plus de cette zonarité, certaines colombo-tantalites montrent des inclusions beaucoup plus radioactives dues vraisemblablement à un type de (titano)-colombo-tantalate plus riche en uranium.

## 2. Les « Yttrocrasites ».

Nous avons examiné deux échantillons d'« yttrocrasite » des gisements stannifères du Congo belge. L'un provient des Kibara (Mitwaba), l'autre du Ruanda. Les deux exemplaires analysés par spectrographie X sont identiques, sauf en ce qui concerne le rapport U/Th un peu plus élevé dans la seconde « yttrocrasite ».

Les analyses spectrographiques ont donné les résultats suivants :

*Éléments essentiels* : Nb, Ta, Ti, Y, U, Th, Fe, Pb.

*Éléments en quantités un peu supérieures à 1 %* : Er, Dy, Yb.

Éléments compris entre 0,01 et 1 % : Sn, Gd, Ho, Sm, Tb, Nd, Hf, Zr, Ce, La.

La teneur en Nb des deux « yttrocrasites » examinées est supérieure à celle du Ta (Nb > Ta). Dans le minéral des Kibara Th > U et dans celui du Ruanda U > Th.

L'abondance relative des terres rares montre que ces minéraux appartiennent plutôt au type *wikite* caractérisé par une teneur élevée en Y et des teneurs assez appréciables en Er, Yb, Dy, Gd [15].

La teneur en Pb varie assez fortement d'un échantillon à l'autre. Dans un des échantillons (Kibara) cette teneur atteignait plusieurs %.

Le spectre chimique de la croûte d'altération jaune brunâtre de ces minéraux est identique à celui des minéraux non altérés. Nous n'y avons pas noté de perte sensible en U. Il est probable qu'il ne se produit qu'une hydratation superficielle de l'« yttrocrasite » sans migration chimique notable.

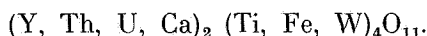
Le spectre chimique des « yttrocrasites » a été comparé à celui de l'euxénite d'Evje (Norvège). Ils sont assez identiques, sauf en ce qui concerne l'abondance relative des différents éléments. Le Ti et les terres rares n'ont pas été examinés.

Une « yttrocrasite » avait été analysée chimiquement [16] :

SiO <sub>2</sub> .. .. .	1,20
TiO <sub>2</sub> .. .. .	50,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .. .. .	5,30
U <sub>3</sub> O <sub>8</sub> .. .. .	6,10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> BeO .. .. .	4,20
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .. .. .	18,20
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Ca O .. .. .	4,30
Pb .. .. .	traces
Perte .. .. .	5,50
	94,70

mais les données sont fort incomplètes et ne mentionnent ni Nb, ni Ta, ni Th, tous éléments essentiels du minéral.

En effet la formule de l'« yttrocrasite » d'après DANA et d'autres [17, 18] est la suivante :



L'« yttrocrasite » correspond donc à un titanate à terres yttriques tandis que dans les minéraux analysés les teneurs en Nb et Ta sont assez importantes (supérieures à 20 %).

Par chauffage à 950° C pendant 15 heures, nous sommes parvenu à obtenir un spectre de diffraction des « yttrrocraistes » analysées. Le spectre obtenu est identique pour les deux minéraux des Kibara et du Ruanda, mais il est différent de celui de l'euxénite d'Evje.

Par leurs formes cristallographiques et leur composition chimique les minéraux analysés se rapprochent de la polycrase (famille de l'euxénite-polycrase), de la fergusonite et de la priorite, mais ils pourraient également constituer une espèce minérale nouvelle.

Nous espérons bientôt posséder des titanoniobotantalates standards et élucider le problème de ce minéral radioactif congolais qui accompagne la cassitérite au Congo Belge.

Cet exemple illustre très bien la nécessité d'employer l'analyse spectrographique et la diffraction pour la détermination des minéraux métamictes [19, 20].

### 3. La thorogummite et la thorite du Kivu.

Ces minéraux avaient antérieurement été réunis sous une seule appellation : la thorite. Le minéral du Kivu a été déterminé comme thorite par M. I. DE MAGNÉE. Celui-ci nous a communiqué une analyse inédite effectuée par M. E. PONCIN. Lorsqu'on examine certains échantillons, on aperçoit une substance rougeâtre mate et de-ci de-là une substance de même couleur mais vitreuse. Certains échantillons montrent encore les formes cristallographiques quadratiques nettes.

L'analyse spectrographique de ces minéraux a montré en dehors du Th, un peu d'Y (environ 0,1 %), du Fe (plusieurs %) et un peu de Mn. L'U est également présent en traces. Il y a substitution couplée partielle de  $\text{ThSiO}_4$  par  $\text{YPO}_4$ .

Une analyse chimique de la thorite a donné les résultats suivants :

$\text{H}_2\text{O}$ ..	...	...	...	...	...	6,83
$\text{Si O}_2$	...	...	...	...	...	12,97
$\text{Pb O}$	...	...	...	...	...	0,07
$\text{Th O}_2$	...	...	...	...	...	68,30
$\text{Ce O}_2$	...	...	...	...	...	} 1,24
Tr ...	...	...	...	...	...	
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	...	...	...	...	...	9,54
$\text{Al}_2\text{O}_3$	...	...	...	...	...	2,30
$\text{Ca O}$	...	...	...	...	...	1,01
$\text{Mg O}$	...	...	...	...	...	0,02
$\text{P}_2\text{O}_5$	...	...	...	...	...	0,57

Nous avons obtenu un spectre de diffraction très net *sans chauffage* de cette poudre rougeâtre mate. Ce fait caractérise, d'après M. C. FRONDEL [18, 21] la présence de *thorogummite* :  $\text{Th}(\text{SiO}_4)_{1-X}(\text{OH})_{4X}$  avec X supérieur à 0,25.

Au microscope la substance est d'ailleurs anisotrope contrairement à la thorite qui est isotrope.

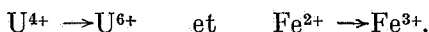
L'analyse chimique montre aussi la présence d'eau de cristallisation. La thorite par contre dans les mêmes conditions ne donne qu'un spectre de diffraction très diffus ou rien du tout.

La diffraction aux rayons X permet donc de séparer les deux variétés quadratiques, la thorite et la thorogummite, tandis que la méthode optique n'est pas toujours convaincante.

Les spectres de diffraction, obtenus à froid et après chauffage à 950° C pendant 15 heures, montrent que la partie vitreuse rougeâtre est formée de thorite et de thorogummite. On observe également que la thorogummite se substitue déjà à la thorite métamicté dans la partie vitreuse.

La désintégration structurale de la thorite par bombardement alpha s'accompagne d'une hydratation et d'une oxydation de  $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$  notamment.

Les alphas se transforment d'ailleurs en He par capture d'électrons (ionisation) et le rayonnement gamma peut dans certains cas extraire des électrons périphériques des atomes. Dans ce cas il se forme une sorte d'oxydation par bombardement nucléaire :



La thorogummite du Kivu semble bien être un produit d'altération de la thorite et, dans ce cas, quatre groupes (OH) se substituent partiellement à un tétraèdre  $\text{SiO}_4$ .

La thorogummite et la cyrtolite [ $\text{Zr}(\text{SiO}_4)_{1-X}(\text{OH})_{4X}$ ] peuvent d'ailleurs être synthétisées à température relativement basse [18].

La thorogummite et la cyrtolite peuvent également se former à une température élevée, par exemple : dans le domaine pegmatitique lors de l'apparition de minéraux à radicaux hydroxylés tels que les muscovites.

Notons enfin qu'il existe également un composé uranifère dans le groupe de la thorogummite, la coffinite : [ $\text{U}(\text{SiO}_4)_{1-X}(\text{OH})_{4X}$ ], minéral assez important du plateau du Colorado [23].

#### 4. Un zircon de Lokalia.

Le zircon de Lokalia analysé est un minéral brunâtre riche en Hf.



Les analyses spectrographiques ont donné les résultats suivants :

Teneurs	Zr	Hf	U	Th	Y	Fe	Mn	Ce
Éléments essentiels	×	×	—	—	—	—	—	—
Teneur inférieure à 1 %	—	—	×	×	×	×	×	×

La radioactivité de ce zircon est surtout due au Th (teneur supérieure à 0,1 % de Th) et également à l'uranium (teneur de l'ordre de 0,01 à 0,02 %).

Un dosage de l'Hf, par comparaison avec du tantale utilisé comme étalon, a donné une teneur en Hf d'environ 3 %. Il est d'ailleurs apparu dans le spectre un grand nombre de raies de l'Hf, ce qui démontre bien l'abondance de cet élément dans le minéral analysé.

Les résultats montrent également que malgré la faible radioactivité, la teneur en Hf est élevée.

Parmi les autres éléments accessoires, nous avons noté du Ce et de l'Y (teneur de l'ordre de 0,1 %).

Le zircon de Lokalia par sa composition chimique, notamment la présence d'Hf, Th, U et de terres rares, se rapproche de la variété *alvite*.

Les zircons en provenance de Lokalia semblent être de plusieurs types : certains possèdent une couche fluorescente, d'autres n'en ont pas.

Le temps dont nous disposions ne nous a malheureusement pas permis de continuer l'étude de la cause de cette fluorescence qui ne semble pas en relation avec la radioactivité.

##### 5. La thoreaulite de Manono [16, 23] (1).

Une thoreaulite a été examinée par la méthode de fluorescence. Elle contient comme éléments essentiels Ta, Nb, Sn, Mn, Fe. Comme éléments accessoires nous trouvons du Pb et du Zr à des teneurs inférieures à 1 % mais supérieure à 0,1 %.

Nous avons également observé des traces d'U (teneur inférieure à 0,05 %).

(1) Un des minéraux étudiés n'a pu être publié.

#### 4. CONCLUSIONS.

Comme méthode d'étude, les rayons X s'imposent par leur simplicité dans la détermination des minéraux radioactifs tant au point de vue chimique que structural. De plus, l'analyse spectrographique par fluorescence permet un dosage rapide d'éléments difficiles à séparer chimiquement comme le Nb-Ta et l'Hf-Zr.

Au point de vue géologique, les minéraux étudiés, les colomboantalites, la thorigummite, la thorite, les « yttrocrasites » le zircon, se rencontrent soit dans des pegmatites stannifères, soit dans des filons de quartz souvent stannifères. A ces minéraux il faudrait ajouter les monazites, les xénotimes, qui accompagnent souvent l'étain dans l'Est du Congo belge.

Les massifs granitiques qui ont donné naissance à cette minéralisation stannifère se sont mis en place à une profondeur moyenne, ce qui explique l'absence de pegmatites de haute température à biotite et terres rares (phase C de FERSMAN) [24].

Suivant la profondeur de l'intrusion et le refroidissement plus ou moins rapide de la roche mère, une partie des solutions résiduelles forma des pegmatites ou des filons hydrothermaux.

Au Congo, ces deux types filoniens sont d'ailleurs souvent associés dans une même intrusion.

L'uranium et le thorium se sont principalement concentrés dans les solutions résiduelles lors de la différenciation du magma granitique.

Le cas du Th dans les pegmatites granitiques congolaises est un peu particulier. Ordinairement le Th se concentre dans les pegmatites à biotite, mais dans les gisements stannifères congolais sa cristallisation est bien postérieure et occupe non seulement le domaine des pegmatites à étain et béryl et les greisens (phases E et F de FERSMAN), mais aussi celui des filons quartzeux de haute température où se rencontrent notamment la thorite, la thorigummite et l'« yttrocrasite ».

Un bon nombre de ces filons de quartz sont d'ailleurs dérivés directement des pegmatites par enrichissement des solutions résiduelles en silice.

On sait que les pegmatites associées à des roches ignées alcalines, surtout les syénites néphéliniques, sont habituellement riches en Th [18]. Mais le Th associé à ces roches alcalines occupe également le domaine hydrothermal de haute température.

Aux États-Unis on connaît un grand nombre de filons à thorite ou thorigummite associées généralement à de la bastnaésite, de la fluorapatite, de la fluorine et à des minéraux franchement hydrothermaux comme la calcite et la barite [25, 26, 27]. Ces veines sont habituellement riches en Th et Ce mais pauvres en U, Y, Zr, Ti, contrairement à la généralité des pegmatites dérivées d'un magma granitique.

Il semble probable d'ailleurs que l'abondance des gaz résiduels et surtout du F favorise la migration du Th jusque dans le domaine hydrothermal.

Les pegmatites et filons hydrothermaux d'origine granitique de la province métallogénique kibarienne présentent quelques particularités. Ils sont à la fois assez riches en U et Th alors qu'en général les filons résiduels granitiques sont plutôt pauvres en Th (sauf les pegmatites à haute température à monazite ou biotite).

On remarque également une concentration tardive du Th dans bon nombre de minéraux tels que monazites, zircons, thorites, « yttrocrasites ». La précipitation du Th a même atteint le domaine hydrothermal. Ce sont par exemple : les filonnets de quartz à thorite-thorigummite du Kivu qui contiennent également une amphibole et qui se trouvent en bordure d'un batholite granitique.

De plus, dans cette province on n'a pas mentionné jusqu'à ce jour la présence d'uraninite dans ces filons magmatiques. Ce fait est sans doute en relation avec l'abondance des éléments auxquels l'U se combine facilement tels que Nb, Ta, Ti, Zr, etc.

L'U s'est concentré dans les colombo-tantalites jusqu'à des teneurs voisines de 0,5 à 0,6 % d'U.

Ces minéraux montrent parfois des inclusions plus radioactives dues vraisemblablement à un (titano) nioboto-tantalate.

Dans les colombo-tantalites, l'U s'est fixé en quantité assez limitée, tandis que dans les (titano) niobo-tantalates à terres rares ou riches en Ca, l'U et le Th peuvent se substituer assez facilement à ces éléments à cause de la similitude des rayons ioniques. Il en résulte que ces derniers minéraux sont plus riches en U et en Th que ces colombo-tantalites.

Si l'U s'est fixé en quantités variables dans les zircons, monazites, thorites, sa teneur peut être appréciable dans certains minéraux tels que les microlites et les « yttrocrasites ».

La géochimie de l'U et du Th dans la province métallogénique kibarienne est étroitement liée à celle du Nb, Ta, Ti, Y, Zr, Hf avec un rapport Hf/Zr assez élevé. D'après MM. L. CAHEN et A. HOLMES l'âge de cette minéralisation se situe entre 1.200 et 1.400 millions d'années [28].

#### REMERCIEMENTS.

Nous tenons à exprimer notre gratitude envers l'*Institut pour l'Encouragement de la Recherche Scientifique dans l'Industrie et l'Agriculture* qui a permis une étude préliminaire de la répartition de l'uranium et du thorium dans les pegmatites.

Nous remercions bien sincèrement MM. les Prof. I. DE MAGNÉE, L. GROVEN et M<sup>lle</sup> L. DE BROUCKÈRE qui ont bien voulu patronner cette étude. M. le Prof. E. HENRIOT et M. PICCIOTO ont eu l'amabilité de nous permettre de travailler dans leurs laboratoires, ce qui a grandement facilité notre étude.

MM. les Prof. L. CAHEN, M. E. DENAEYER et J. THOREAU ont eu l'amabilité de nous céder quelques échantillons de minéraux radioactifs du Congo pour compléter la série en provenance du laboratoire de Géologie appliquée de l'Université Libre de Bruxelles.

#### BIBLIOGRAPHIE.

1. BIRKS, L. S., BROOK, E. J. and FRIEDMAN, H., Fluorescent X Ray spectroscopy. (*Ann. Chem.*, 1953, 25, n° 5.)
2. PFEIFFER, H. G. and ZEMANY, P. D., Trace analysis by X Ray emission spectrography. (*Nature*, 1954, vol. 174, 397.)
3. SHERMAN, J., X Ray fluorescence analysis for major constituents. (*An. Chem.*, 1953, 25, n° 3.)
4. METAL TREATMENT, Quantitative analysis by X Ray fluorescence. (1953, 20, n° 90, pp. 99-102.)
5. LIEBHAFSKY, H. A., Analytical methods based upon X Ray absorption. (*An. Chem.*, 1953, 25, n° 5.)
6. CASTAING, R. and GUINIER, A., Point by point chemical analysis by X Ray spectroscopy. (*An. Chem.*, vol. 25, n° 5, 1953.)
7. BRASSEUR, H., Les rayons X et leurs applications. (Éd. Desoer, Liège, 1945.)
8. STEVENSON, J. S., Détermination of Nb in ores by X Ray fluorescence. (*Ann. Min.*, May, June 1954, vol. 39.)
9. COSTER and VON HEVESY, G., *Naturwiss.* (11, 1923, 133.)
10. VON HEVESY, G., Chemical analysis by X Rays and its applications. Mc Graw Hill Book Co, 1932.)

11. NODDACK, W., TAKE, I. and BERG, O., *Naturwiss.* (13, 1925, 567.)
  12. CAUCHOIS, Y., Un spectrographe à rayons X par transmission d'un faisceau non canalisé à travers un cristal courbé. (*Journ. de Phys et le Radium*, t. III, n° 7, 1932.)
  13. CAUCHOIS, Y. et HULUBEL, H., Tables de constantes et données numériques. Longueur d'onde des émissions X et des discontinuités d'absorption X. (Éd. Herman & Cie, Paris, 1947.)
  14. VON HEVESY, G. und WURSTLIN, K., Über das Häufigkeitsverhältnis Zr/Hf und Nb/Ta. (*Z. Phys. Chem.*, p. 605, 1928.)
  15. RANKAMA, K. and SAHAMA, TH., *Geochemistry*. (*Chicago Univ. Pres.*, 1950.)
  16. BUTGENBACH, H., Les minéraux de Belgique et du Congo Belge. (Éd. Dunod, Paris, 1947.)
  17. FRONDEL, J. W. and FLEISCHER, M., Glossary of U and Th bearing minerals. (*U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1009 fig.)
  18. FRONDEL, C., The mineralogy of thorium. (*Int. Conf. of Peaceful Uses of At. En.*, juin 1955, A. conf., 8, p. 302.)
  19. PABST, A., The metamict State. (*Am. Min.*, 37, 137, 1952.)
  20. KULP, J. L., VOLCHOK, H. L. and HOLLAND, H. D., Age from metamict minerals. (*Am. Min.*, 37, 184, 1952.)
  21. FRONDEL, C., Hydroxyl Substitution in thorite and zircon. (*Am. Min.*, 38, 1007, 1953.)
  22. WEEKS, A. D., Mineralogy and oxidation of the Colorado Plateau U. ores. (*Int. Conf. of Peaceful. Uses of At. En.*, août 1955, p. 295.)
  23. THOREAU, J., GASTELLIER, S. et HERMAN, P., Sur une thoréaulite du Ruanda occidental. (*Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. LXXIII, mai 1950.)
  24. FERSMAN, E., Les pegmatites granitiques (*Ac. Sc. U.R.S.S.*, 1931, Leningrad.)
  25. OLSON, J. C., SHAW, D. R., PRAY, L. C. and SHARP, W. N., Rare earth mineral deposits of the Mountains Pass district, San Bernardino County, California. (*U.S. Geol. Surv.*, Prof. paper, 261, 1954.)
  26. WEDOW, H. and others, Preliminary Summary of reconnaissance for U and Th in Alaska. (*U.S. Geol. Surv.*, Circ. 248, 1953.)
  27. WALLACE, S. R. and OLSON, J. C., Thorium in the Powderhorn district, Gunnison County, Colorado. (*Int. Conf. on the Peaceful uses of At. En.*, A. conf., 8, p. 304.)
  28. HOLMES, A. and CAHEN, L., African Geochronology. (*Colonial Geol. and Mineral Res.*, vol. 5, n° 1, pp. 3-38, 1955.)
-

## Sur la structure géologique des environs de la Gileppe et de la Fenêtre de Foyr (\*),

par F. GEUKENS.

Dans un article récent MM. FOURMARIER et B. ADERCA (1) ont exposé certains résultats de la revision de la carte géologique de Limbourg. Ces auteurs prétendent avoir reconnu dans les environs du lac de la Gileppe un réseau serré de fractures transversales ainsi que deux failles longitudinales à pendage nord, affectant le Dévonien aussi bien que le Cambro-Ordovicien.

Plusieurs de nos observations, déjà publiées en 1952 (2), étant en contradiction avec cette interprétation, nous sommes obligés de la contester.

Dans une note adressée à l'Académie (3), nous avons déjà montré au moyen d'arguments paléontologiques et stratigraphiques qu'il n'y a aucune raison d'avancer l'hypothèse de l'existence de failles transversales. Nous voudrions parler ici du problème de l'existence et du tracé à l'intérieur du Cambro-Ordovicien, des failles longitudinales à pendage nord, dites « G N » (faille nord de la Gileppe) et « G S » (faille sud de la Gileppe).

D'après MM. FOURMARIER et ADERCA, la faille « G N » mettant en contact anormal le Revinien et le Salmien, traverserait deux fois la grande route Gileppe-Jalhay, près des cumulées 3.000 et 2.500. Ils expliquent cette répétition par une faille transversale. La coupe visible d'une façon continue dans le talus nord de la route, depuis la cumulée 2.440, où l'on observe la base du Gedinien, à la cumulée  $\pm$  3.480, nous permet de nier l'existence de deux bandes reviniennes.

(\*) Manuscrit remis à la séance.

(1) FOURMARIER, P. et ADERCA, B., Les failles transversales dans la région de la Gileppe. (*Ac. roy. de Belg., Bull. Cl. Sc.*, 5<sup>e</sup> série, t. XLI, pp. 540-550, 1955.)

(2) GEUKENS, F., Quelques remarques au sujet de la répartition des *Dictyonema flabelliforme* dans le massif de Stavelot. (*Congr. Géol. Int.*, sect. XIII, fasc. XV, pp. 45-52, 1952.)

(3) ID., Nouvelles observations dans le Cambrien de la région de la Gileppe. (*Ac. roy. de Belg., Bull. Cl. Sc.*, 5<sup>e</sup> série, t. XLI, pp. 848-850, 1955.)

Dès 1952 nous avons en effet annoncé <sup>(1)</sup> que cette coupe montrait non seulement de nombreux nouveaux gîtes à *Dictyonema* (c'est dans ce talus que G. DEWALQUE <sup>(2)</sup> a déjà signalé des fossiles), mais contenait également trois différents types de *Dictyonema flabelliforme*.

Afin de compléter les notes paléontologiques du dossier de la carte Limbourg, nous voudrions citer ici les gîtes reconnus par nous en 1951 :

- Cumulée 2.470 : *Dictyonema flabelliforme* f. *typica* et formes de transition *typica-sociale*.  
 2.502 : *Dict. fl.* var. *sociale* (SALTER).  
 2.512 : *Dict. fl.* var. *sociale*. R. RONCART y a trouvé une Lingule <sup>(3)</sup>.  
 2.514 : *Dict. fl.* var. *sociale* (de grands exemplaires). Nous y avons trouvé également une coquille que nous n'avons pas encore pu déterminer.  
 2.515 : *Dict. fl.* var. *sociale*.  
 2.530 : *Dict. fl. typica* (BRÖGGER).  
 2.534 : *Dict. fl. typica*.  
 2.576 : Débris de *Dictyonema*.  
 2.587 : *Dict. fl. typica*.  
 2.855 : *Dict. fl. typica*.  
 2.900 : Traces de rhabdosomes.  
 2.930 : *Dict. fl.* formes de transition à var. *norvegica*. (La distance des dissépiments reste trop grande).  
 3.000 : Débris à *Dictyonema*.  
 3.195 : *Dict. fl. typica*.  
 3.197 : *Dict. fl. typica*.  
 3.211 : *Dict. fl. typica*.  
 3.323-3.325-3.327 : Des restes de *Dictyonema* mal conservés.  
 3.345 : *Dict. fl. typica*.

Le facies des roches, les nombreux gîtes à *Dictyonema* et le fait, que la direction des couches est presque parallèle à la route, exclut toute hypothèse de la présence de deux bandes reviniennes et à fortiori l'existence de la faille « G N », qui mettrait en contact le Revinien et le Salmien.

(1) ID., *loc. cit.*

(2) DEWALQUE, G., Excursion du 20 septembre 1881. (*A.S.G.B.*, t. 8, pp. CLXXX-CLXXXVII, 1881.)

(3) RONCART, R. (*A.S.G.B.*, t. 47, p. B 198, 1924.)

La succession des variétés de *Dictyonema flabelliforme* (1) permet de supposer l'existence d'un grand synclinal salmien déversé vers le Nord, dont les deux flancs sont affectés de plis secondaires.

Ce n'est qu'à la cumulée 3.520 qu'apparaît le *Rv5* authentique au Sud de ce synclinal, ainsi que le montre d'ailleurs la carte de MM. FOURMARIER et ADERCA (2). Ces auteurs toutefois dessinent ce contact comme normal, alors que l'absence, au flanc sud du synclinal, de la zone à *Dict. fl. var. sociale*, pourrait laisser supposer l'existence d'une faille à cet endroit. Il est à noter que le contact direct n'y est pas visible.

En ce qui concerne le prolongement supposé de la faille « G N » de l'autre côté du lac, où elle mettrait en contact anormal le Gedinnien et le Salmien, il n'est pas possible de dégager le contact. Néanmoins, les débris de Gedinnien observables au contact du Salmien sont constitués par un poudingue à éléments de 0,5 à 1 cm de diamètre.

Cette observation rend invraisemblable l'hypothèse d'une faille entre le Gedinnien et le Salmien, qui ne serait prouvée par rien d'autre. Nous espérons que les auteurs (3) apporteront des arguments plus démonstratifs pour tracer dans le Dévonien inférieur, « le prolongement des ces accidents longitudinaux jusqu'à la fenêtre de Theux » (p. 541).

En ce qui concerne la faille « G S », les auteurs ne justifient pas son tracé sur le plateau, entre la route de Jalhay et le lac de la Gileppe; ils la mentionnent seulement dans la description des rives du lac. Ils prétendent notamment avoir vu affleurer le Gedinnien en contact par faille avec le Salmien en des endroits, où nous n'avons observé que du Salmien. Ceci nous conduit donc à douter formellement de l'existence de cette deuxième faille longitudinale.

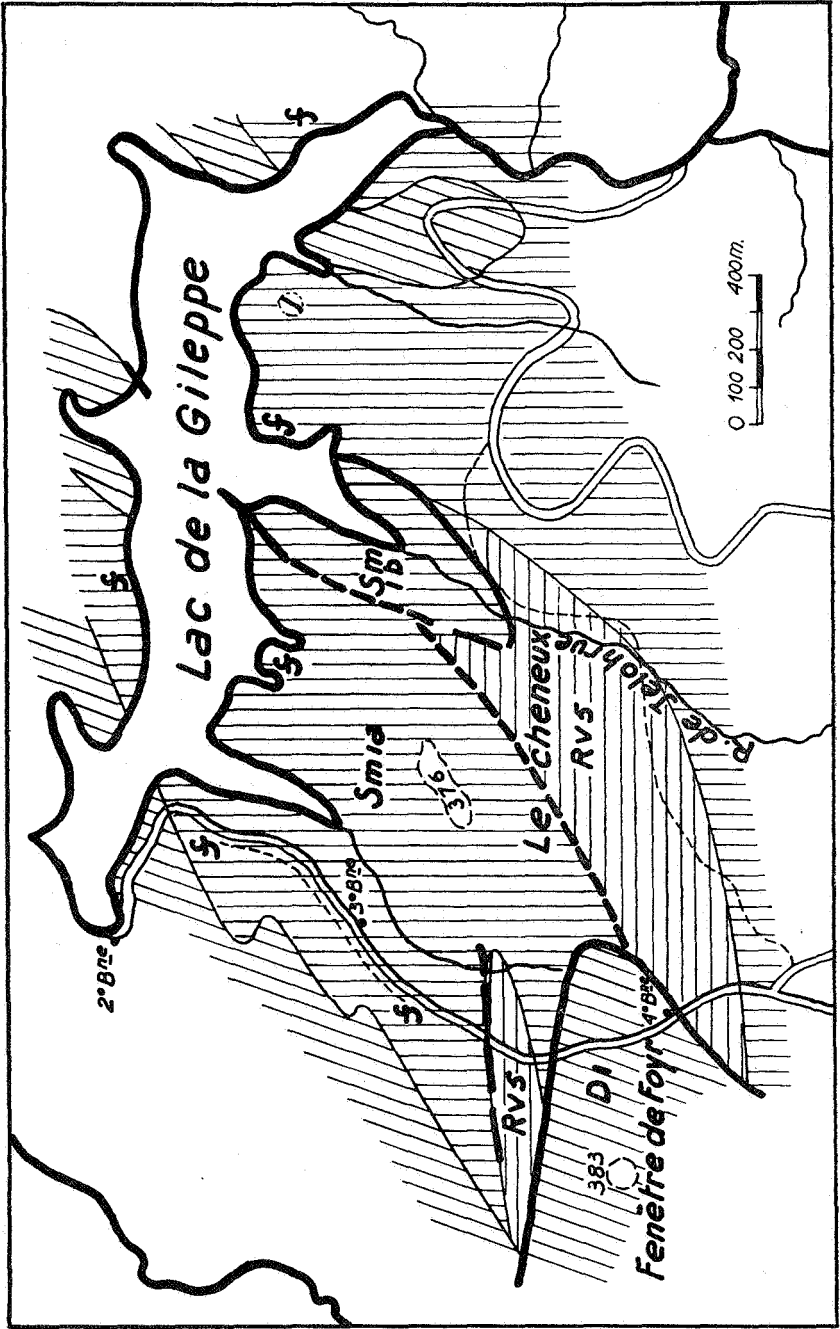
Sans doute, la structure géologique de cette région est plus compliquée que l'avait cru G. DEWALQUE en 1890, et il faut louer MM. FOURMARIER et ADERCA de s'appliquer à la résoudre; toutefois, avant de tracer des limites et surtout des failles dans le Cambro-Ordovicien, il faut mentionner et justifier l'échelle stratigraphique adoptée. Nous croyons utile, en vue de contribuer au déchiffrement tectonique de cette région, de publier ici

(1) BULMAN, O. M. B., The graptolite fauna of the Dictyonema shales of the Oslo region. (*Norsk. Geol. Tidssk.*, 33, 1-2, 1954, pp. 1-40.)

(2) FOURMARIER, P. et ADERCA, B., *loc. cit.*

(3) FOURMARIER, P. et ADERCA, B., *loc. cit.*





certaines de nos observations et d'indiquer les interprétations que celles-ci nous ont suggérées.

Dès 1951 nous sommes arrivés à la conclusion que le problème le plus important de la région, consistait à résoudre la structure du secteur compris entre la crête 383 à l'Ouest de la route Gileppe Jalhay et l'embouchure du ruisseau de Jelonrue. Après avoir effectué plusieurs levés, il restait deux hypothèses en présence, soit l'existence d'une ou de deux fenêtres tectoniques, soit celle d'une écaïlle comprise entre deux failles longitudinales. La première hypothèse nous paraît la plus satisfaisante.

Pendant nos levés de 1949 à 1951 nous avons constaté que le Dévonien inférieur (Gedinnien) qui affleure entre les cumulées 4.020 et 3.640 de la route principale (là où MM. FOURMARIER et ADERCA figurent du Salmien ou du Revinien), était limité de deux côtés par des failles ou par une seule faille plissée, qui séparerait le Dévonien du Cambro-Ordovicien <sup>(1)</sup>. Le problème consistait à reconnaître l'allure de ce contact anormal.

Vers 1950 on a construit une petite villa à environ 400 m à l'Est de la route principale, près du bois, dans le prolongement de la bande gedinnienne venant de Foyr. Lors du creusement du puits, qui se trouve devant la villa, nous avons pu vérifier qu'à 4 ou 5 m de profondeur, celui-ci a été creusé dans des schistes verts et rouges du Gedinnien. Près de la surface et à proximité immédiate affleure le Salmien inférieur. Quelque temps après, on a construit une deuxième maison 20 m plus au Nord. L'excavation de 1,5 m de profondeur ne montrait que des débris du *Sm1a*. Ces observations prouvent que le Salmien repose par faille sur le Gedinnien. Un autre puits de quelques mètres de profondeur a été creusé au bord d'une prairie à 250 m à l'Est de la route, également sur le prolongement de la bande gedinnienne. Le propriétaire prétend n'y avoir recueilli que des schistes rouges. Le Gedinnien affleurerait donc jusqu'à environ 300 m à l'Est de la route, puis s'enfoncerait vers l'Est en dessous du Salmien et du Revinien qui appartiennent ainsi à un massif charrié; le Dévonien apparaît donc en fenêtre; nous dénommons celle-ci *Fenêtre de Foyr*; elle comprend également la crête 383 et se prolonge vers le Sud-Ouest en direction de la fenêtre de Theux. Il est par conséquent fort probable, qu'un levé dans le Dévonien inférieur au Nord-Est de la fenêtre de Theux, entre Foxhalle et le bois de Borchène, prouverait l'existence de failles longitudinales à pendage nord.

(1) GEUKENS, F., *loc. cit.*, 1952.

Dans le cas où nous aurions affaire à une écaille, un autre problème se pose : celui du prolongement oriental de ces failles. Nous y reviendrons plus loin.

\*  
\*\*

Continuons nos observations vers le Nord-Est. Les bons affleurements sont rares dans le bois de la crête du Cheneux. L'anticlinal de phyllades et quartzophyllades noirs du *Rv5* dans le prolongement oriental de la bande dévonienne est bien visible, grâce aux affleurements sur le sentier qui, de la cumulée 4.200 de la route, se dirige vers la vallée du ruisseau de Jelonrue. Vers le Sud nous constatons que le Revinien est en contact normal avec le Salmien inférieur. Sur le flanc nord au contraire les couches de base du Salmien manquent; c'est ainsi que nous avons supposé en 1952 l'existence d'une faille peu importante, entre le *Rv5* et le Salmien, qui occupe la région du Cheneux et la crête de 376 plus au Nord. Le rejet de cette faille n'est pas à comparer au rejet de celle observée plus à l'Ouest au contact avec le Gedinnien, autour de la fenêtre de Foyr.

En suivant cette bande *Rv5* vers la vallée du ruisseau de Jelonrue, nous retrouvons, à 400 m environ de l'embouchure, cette assise reposant par faille sur de gros bancs de quartzite grossier grisâtre. Ces bancs non fossilifères appartiennent probablement à la base du *Sm1b*, mais il est possible également qu'ils correspondent à un niveau du Gedinnien ou du Siegenien. Le fait que le *Sm1b*, formé de quartzophyllades, phyllades gris-vert, alternant avec des quartzites gris, affleure sur le versant gauche de la vallée à quelques dizaines de mètres, nous permet de considérer ces couches comme salmiennes. Le contact anormal *Rv5-Sm1b*, à direction SW-NE, est facilement observable sur le versant sud-est de la vallée. Les bancs du *Sm1b* occupent les deux versants de la vallée. Vers le Sud-Est, le *Rv5*, appartenant au massif charrié, est en contact normal avec le Salmien inférieur fossilifère, qui repose vers le Nord-Est également par faille sur le *Sm1b*.

En tenant compte de l'observation de RENIER, A. en 1929 <sup>(1)</sup>, le *Sm1b* serait mis en contact par faille avec le Gedinnien, formant la Roche Picot non visible actuellement.

---

<sup>(1)</sup> RENIER, A., Documents du Service géologique de Belgique. Planchette Limbourg n° 248.

La faille observée entre le *Rv5-Sm1a* et le *Sm1b* a probablement l'allure d'une faille de charriage. Peut-être son tracé se replie-t-il vers le Nord-Est sur le versant gauche du ruisseau de Jelonrue. Nous constatons en effet des affleurements du *Sm1b* dans le bois sur le versant gauche et plus haut, le long du sentier forestier, des affleurements du *Rv5*.

La presqu'île au Nord de l'embouchure du ruisseau de Jelonrue est également constituée de quartzophyllades et quartzites du *Sm1b*. Immédiatement à l'Ouest du point septentrional de celle-ci, nous constatons sur le bord du lac, une zone très disloquée et faillée et même des bancs à pendage 25° Nord. Il n'est pas exclu que nous avons ici le passage d'une faille, qui ne serait que le prolongement de celle constatée plus au Sud-Ouest. Cette faille semble donc entourer tout le massif *Sm1b* visible des deux côtés de l'embouchure du ruisseau de Jelonrue.

Dans cette hypothèse, les affleurements du *Sm1b* correspondraient à une petite fenêtre, dont la partie nord-est n'est plus visible à cause du lac.

Il est à noter que nous avons observé également une petite fenêtre ou une écaille sur la planchette d'Eupen, dans la vallée du ruisseau du Trou Malbrouck; le fond de la vallée y est formé du Gedinnien, tandis que les versants sont occupés par le Salmien et le *Rv4*. Cette structure sera à étudier par ceux qui feront la révision de la planchette d'Eupen.

Nous désirons encore ajouter une remarque concernant la bande revinienne cartographiée par MM. FOURMARIER et ADERCA (1) entre les deux synclinaux gedinniens sur la rive nord du lac. Cette bande est en réalité constituée d'une série de plis et de failles affectant les couches du Salmien et du Revilien. D'autre part, le Cambro-Ordovicien y est mis en contact par faille avec le flanc sud du synclinal occidental. Le tracé de la faille « GS », au Nord du synclinal oriental est purement hypothétique, vu l'absence d'affleurements.

#### CONCLUSIONS.

L'étude du Cambrien de la région de la Gileppe nous a fourni des renseignements intéressants au point de vue paléontologique et tectonique. Elle a permis de constater qu'il y a plusieurs

(1) *Loc. cit.*

variétés de *Dictyonema flabelliforme* dans le Salmien inférieur, qui possèdent probablement une valeur stratigraphique.

Au point de vue tectonique, la région est très complexe. Outre une série de petites failles longitudinales de moindre importance, l'étude a prouvé l'existence d'une structure en nappes de charriage. La bande gedinnienne venant de Foyr se prolonge jusqu'au bois du Cheneux et y constitue une fenêtre tectonique. Une structure identique existe probablement près de l'embouchure du ruisseau de Jelonrue.

En tous cas, une étude plus approfondie sera nécessaire avant de conclure que la structure soit résolue.

F. GEUKENS.

Institut Géologique de l'Université  
de Louvain.

#### DISCUSSION.

*M. Aderca demande la parole et déclare : depuis plus d'une année, j'ai l'honneur d'être le collaborateur de M. le Prof. Fourmarier pour la revision des Planchettes Limbourg et Eupen. Il s'agit effectivement, comme vient de l'exposer M. Geukens, d'une région très compliquée. Il y apporte, quant à la stratigraphie, des précisions sur le Salmien au Sud du lac et sur l'extension du Gedinien dans cette même région. Nous l'en remercions et nous nous ferons un devoir d'en tenir compte pour nos tracés dès que sera publiée la communication de notre confrère et que nous aurons eu le loisir de procéder à quelques vérifications.*

*Quant à la tectonique, nous maintenons jusqu'à preuve du contraire qu'elle se caractérise par la présence d'une fracturation longitudinale littéralement hâchée par une fracturation transversale. Nous sommes étonnés de constater que cette dernière est complètement absente sur le schéma présenté par M. Geukens quoique dans la région, certaines failles transversales crèvent les yeux. Quant à la fracturation longitudinale, notre collègue ne croit pas à l'existence de faille à pente nord; mais il explique les faits d'observation par des charriages ondulés, ce qui l'oblige à admettre néanmoins que certaines parties de ces failles de charriages pendent bien Nord ainsi que le montre le croquis qu'il a établi.*

*Eu égard à ces différences d'interprétation, je propose à M. Geukens, au nom de M. le Prof. Fourmarier et au mien propre, d'organiser une course en commun sur le terrain, en présence et avec le concours d'autres collègues qualifiés afin de confronter*

*nos idées sur le terrain même. Il me semble que c'est la seule manière logique de procéder, la discussion en dehors du terrain ne pouvant qu'être stérile.*

*M. Geukens répond que l'interprétation de la tectonique de la partie septentrionale de la planchette du Limbourg (où n'affleurent que les couches du Dévonien et du Carbonifère) ne permet pas de résoudre les problèmes stratigraphiques et tectoniques du Cambrien de la région en question. Il accepte de conduire une excursion avec la Société. Pourtant il croit nécessaire de visiter d'abord une région moins déformée de manière qu'il soit possible aux excursionnistes d'avoir une idée de l'échelle stratigraphique du Cambrien. En ce qui concerne la région du barrage d'Eupen, M. Geukens fait remarquer que les formations du Salmien et du Revinien supérieur (Rv5), qui constituent le Cambrien aux environs de la Gileppe, n'affleurent pas dans la région du barrage d'Eupen et, d'autre part, la structure s'y complique davantage par des failles de charriages.*

*M. le Président croit préférable que MM. Aderca et Geukens se rencontrent d'abord sur place. La Société pourrait organiser ensuite une excursion pour essayer de trancher les points encore en litige.*

---