SÉANCE MENSUELLE DU 20 JANVIER 1948.

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

Sur la proposition du président, sont admis en qualité de membres effectifs :

MM. ANDRÉ DELFLACHE, assistant à l'Université Libre de Bruxelles, 15, rue Jacques Jordaens, Bruxelles; présenté par MM. I. de Magnée et R. Cambier.

AUGUSTIN LOMBARD, professeur à l'Université Libre de Bruxelles, 50, avenue Franklin Roosevelt, Bruxelles; présenté par MM. M.-E. Denaeyer et I. de Magnée.

PIERRE MAUBEUGE, licencié en Sciences, 18, rue Poincaré, Laxou-Nancy (Meurthe-et-Moselle), France; présenté par MM. M.-E. Denaeyer et J. Orcel.

JACQUES JEDWAB, étudiant, 166, rue Théodore Verhaegen, Bruxelles; présenté par MM. M.-E. Denaeyer et G. Mortelmans.

ROGER MONTEYNE, étudiant, 179, rue Lahaye, Jette; présenté par MM. M.-E. Denayer et Mortelmans.

Dons et envois reçus :

1° De la part des auteurs :

9661 ... Association française pour l'Avancement des Sciences. 63e Session. — Séances de Sections. — Liége, 1939. Liége, 1941, 1462 pages et figures.

9662 *Alvim, Paulo Araujo.* Catalogo das rochas do Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro, 1943, 55 pages et 1 carte.

9663 *Ashby*, D. F. Pyroxenes from the Lower Carboniferous basalts of the Old Pallas area, C°, Limerick. Londres, 1946, 3 pages.

9664 *Capper Alves de Souza, H.* Distribuiçào geográfica da Industria mineral no Brasil. Rio de Janeiro, 1944, 1 feuitte.

9665 *Capper Alves de Souza, H.* Distribuiçào geográfica das Jazidas minerais do Brasil. Rio de Janeiro, 1944, 1 feuille.

9666 *Cohen, El. Raph, Dimitroff, Tz., Kamenoff, B.* Géologie de la Bulgarie. Sofia, 1946, 446 pages, 1 carte, figures et planches.

9667 *Cobbold, E. S.* A Middle Cambrian *Hyolithellus* from Comley. Londres, 1935, 2 pages.

9668 *De Oliveira, E. P.* Mineral resources of Brazil. Rio de Janeiro, 1930, 28 pages, fig. et 2 cartes.

9669 *De Oliveira, A. I.* Mapa geologico do Brasil e de parte dos Paizes visinhos. Rio de Janeiro, 1938, 1 feuille.

9670 *De Oliveira, A. I.* Geologia de Sergipe. Rio de Janeiro, 1943, 16 pages et 15 planches.

9671 *Desmond T. Donovan.* The Rhaetic and Lower Lias Rocks of Inglestone Common near Hawkesbury, Gloucestershire. Bristol, 1947, 6 pages et 1 carte.

9672 *Furon, R. et Soyer, R.* Catalogue des fossiles tertiaires du Bassin de Paris. Paris, 240 pages, 32 planches et 250 figures.

9673 *Kamenoff, B.* Carte géologique de la Bulgarie. Échelle : 1 : 500,000. 1947, 2 feuilles.

9674 *Leinz, V.* A silicifação nos sedimentos gondwanicos no sul do Brasil e sua origem. Rio de Janeiro, 1938, 23 pages et 15 figures.

9675 *Loupekine, I. S.* Graphical derivation of refractive indexe for the trigonal Carbonates. Bristol, 1947, 7 pages et 3 figures.

9676 *Marlière, R.* Argiles et sables wealdiens du Hainaut. Notes suivies de considérations générales sur les kaolins, argiles communes et réfractaires du sous-sol belge. La Louvière, 1934, 55 pages, 10 figures et 2 cartes.

9677 *Ministerio da Agricultura.* Departemento Nacional da Produção mineral. — Mapa geologico do Brasil. Échelle : 1 : 5,000,000. Rio de Janeiro, 1942, 1 feuille.

9678 *Robert, M.* Contribution à la géologie du Katanga. — Le système des Kibaras et le complexe de base. Bruxelles, 1944, 86 pages, et figures.

9679 *Seavill, E. W.* Geology of the Bristol district. List of Publications 1929-40. Bristol, 1940, 11 pages.

9680 *Wallis, F. S.* New Blattoid Insects from the South Wales Coalfield. Londres, 1939, 13 pages, 5 figures et 1 planche.

9681 *Wallis, F. S.* Note on temporary exposure of *Millstone Grit* in Pembroke Road, Clifton. Bristol, 1939, 3 pages et 1 figure.

2° Nouveaux périodiques :

Rio de Janeiro. Ministerio da Agricultura. Departamento national da Produçâo Mineral. — Serviço geologico e meneralogico.

9684 *Rio de Janeiro. Notas preliminares e estudos*. N°s 21 28, 29, 30, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 39. (1945-1946.)

9686 *Rio de Janeiro*. Ministerio da Agricultura. Departamento nacional da Produçâo Mineral. Divisao de Fomento da Produçâo Mineral. *Avulso* n°s 4, 5, 6, 48 à 75 (1943-1946).

9687 *Rio de Janeiro. Codigos de Minas*. 1945, 1946.

9688 *Rio de Janeiro*. Ministerio da Agricultura. Departamento da Produçâo Mineral. — Laboratorio da Produçâo Mineral. *Boletim*, n°s 4 à 8, 10, 11, 13 à 16, 19 à 24 (1942-1946).

9689 *Rio de Janeiro*. Ministerio da Agricultura. — Departamento nacional da Produçâo Mineral. — Serviço de Fomento da Produçâo Mineral. *Boletim*, n°s 44 à 49, 51, 52, 54 à 60, 62 à 68, 70 à 81 (1940 à 1947).

Communications des membres :

C. CAMERMAN. — *Les méfaits des sulfates dans les constructions*. Un résumé de cette causerie, au cours de laquelle de nombreuses photographies ont été soumises à l'assistance, est donné ci-après.

M. GULINCK. — *Phénomènes de glissement sous-aquatique dans le Landénien*. (Projections lumineuses.) (Texte ci-après.)

F. CORIN. — *Observations géologiques aux environs de Matadi*. Cette communication, en l'absence de l'auteur, a été présentée par le Secrétaire général. (Texte ci-après.)

Les méfaits des sulfates dans la construction,

par C. CAMERMAN.

L'expert qui a fréquemment l'occasion d'examiner les désordres de nature physico-chimique dans les constructions constate que, dans la très grande majorité des cas, ils sont dus à l'action de sulfates.

Des lésions et des destructions que l'on croit à première vue devoir attribuer à des efforts mécaniques ou au gel, ne sont bien souvent que l'effet de cristallisations de sels au sein des maçonneries, des pierres de taille, du béton. Dans notre pays, ces sels sont presque toujours des sulfates.

L'origine première des composés sulfurés répandus dans les divers milieux est marine. Les sulfates de l'eau de mer se sont fixés principalement sous forme de pyrite et de gypse dans diverses roches : argiles, schistes, houilles, calcaires, dans lesquelles ils sont disséminés. Les sulfates engendrés par l'oxydation de la pyrite et la dissolution du gypse, se sont dispersés dans les nappes aquifères, les eaux imprégnant les terrains, les matériaux issus de ces roches; par la combustion de la houille, de l'anhydride sulfureux s'est répandu dans l'atmosphère.

Les sulfates de Sodium et de Magnésium, cristallisant respectivement avec 10 et avec 7 molécules d'eau, sont principalement responsables des lésions produites par leur cristallisation à l'intérieur des matériaux ou des efflorescences dues à leur cristallisation en surface. Ces sels ainsi que le sulfate calcique forment en présence d'eau, avec l'Aluminate tétracalcique résultant de la prise du ciment, le sel de Candlot : $Al^2 O^3 . 3Ca O . 3 Ca SO^4 . 30 H^2O$, très expansif.

M. CAMERMAN passe en revue une série de désordres dus aux sulfates répandus dans les différents milieux.

Destruction d'ouvrages en ciment et en béton par l'eau de mer, destruction de bétons et de maçonneries par des eaux sulfatées venant du sol. De très faibles teneurs en sulfates se montrent fort pernicieuses lorsqu'il y a filtration en sens unique et accumulation des sels au voisinage d'une surface d'évapora-

tion. Les eaux du sol produisent aussi de fortes efflorescences. Les argiles, les schistes et les remblais mêlés de détritus divers sont les terrains dont il faut le plus se méfier.

Le plâtre et le ciment Portland mis en contact, en milieu humide, donnent lieu à des phénomènes d'expansion produisant les effets les plus inattendus. Les dépôts de charbon de cendrées sont souvent une source de sulfates nocifs.

La pyrite et les sulfates contenus dans les argiles, le soufre des combustibles, sont une importante cause de troubles dans les industries céramiques, surtout en briqueterie et en tuilerie. Ils provoquent la formation d'une patine de cuisson altérant la teinte des produits, des efflorescences et des effritements si ces derniers sont insuffisamment cuits.

Des efflorescences parfois très abondantes et très étendues doivent être attribuées aux sulfates contenus dans les liants hydrauliques : sulfates ajoutés pour régulariser la prise ou accélérer le durcissement, ou résultant de permutations dues à la nature zéolithique de certains de leurs constituants.

Enfin, la sulfatation de l'atmosphère des villes et des régions industrielles par l'anhydride sulfureux, résultant de la combustion de la houille, engendre une multitude de corrosions et surtout une altération prononcée de certaines pierres et de divers matériaux. Elle est la cause des restaurations très importantes et très onéreuses que beaucoup de nos monuments anciens ont dû subir depuis un siècle.

Cette conférence était illustrée de nombreuses photographies montrant des destructions de maçonneries et des altérations de pierres.

Sur des phénomènes de glissement sous-aquatique et quelques structures particulières dans les sables landéniens [1],

par M. GULINCK, Chef de travaux à l'Université de Gand.

Quelques visites faites en 1946 à plusieurs sablières de la Hesbaye nous ont permis d'observer en détail la structure particulière des sables landéniens de cette région. Les dispositions souvent bizarres que présentent ces sables ont déjà été signalées à différentes reprises. Les descriptions qui en furent données manquent cependant de précision et les interprétations fournies sont vagues ou erronées.

A. DUMONT (6) cite, près d'Ezemaal, des couches de lignite terreux « plissé à la manière de nos couches de houille et inclinées vers le Nord-Ouest ». M. MOURLON (19) signale une « curieuse apparence de plissement par ondulation » dans le Landénien supérieur observé dans une tranchée du chemin de fer près de Léau. De nombreuses coupes publiées par A. RUTOT (21, 22, 23, 24) donnent une reproduction nette, quoique assez schématique, de cette stratification. Cet auteur parle d'ailleurs explicitement de « sables très rubanés et très irrégulièrement stratifiés », ce qu'il explique par un « trouble local lors du dépôt ».

Nos observations n'ont pas dépassé la Hesbaye, mais les nombreuses coupes relevées par A. BRIART, A. RUTOT et CH. STEVENS montrent que la même allure se retrouve dans le Landénien du Hainaut. A. BRIART (3) parle de « rubanements très capricieux » et essaie d'en fournir une explication tectonique. CH. STEVENS (28) écrit : « sédimentation très troublée, ... sable à allure ondulée ». De son côté, A. RUTOT (21) mentionne, dans une description des sablières d'Erquelinnes, des « lits à stratification très onduleuse, contournée, offrant des dispositions enroulées parfois singulières ».

Il est très probable que le Landénien du Nord de la France présente la même particularité de facies, quoique nous n'ayons pu découvrir dans la littérature de coupes explicites à ce sujet.

(*) Manuscrit reçu le 6 mars 1948.

CH. BARROIS (1) signale toutefois des « plissements » dans le Landénien de la région de Laon, et A. BRIQUET (4) mentionne l'allure ondulante de certaines couches.

Il serait intéressant de savoir si le phénomène se répète en Angleterre dans les couches de Woolwich. On y trouve une sédimentation très irrégulière, des galets d'argile et l'on y a signalé accessoirement des lits ondulés (T. R. JONES, 14). Aucune des figures que nous avons pu consulter ne reproduit cependant les structures signalées dans le Landénien de la Hesbaye et du Hainaut.

En résumé, ces citations montrent que les structures, que l'on pourrait qualifier d'anormales, rencontrées dans le Landénien supérieur, représentent un des aspects caractéristiques de ce dépôt. Il n'est donc pas sans intérêt d'en faire un examen minutieux et, si possible, d'en rechercher les causes C'est ce que nous tâchons de faire ici, en nous basant sur quelques exemples remarquables observés en Hesbaye.

A. RUTOT avait déjà remarqué que cette allure particulière était due à des phénomènes connexes à la sédimentation. Nous verrons plus loin qu'il en est bien ainsi et que l'explication qu'on peut en fournir concorde parfaitement avec les images classiques du Landénien présentées par A. RUTOT et M. LERICHE (16).

Voyons d'abord rapidement comment se présentent en Hesbaye les divers facies du Landénien.

La partie supérieure du Landénien marin (L1d de la carte géologique) est formée de sables fins, glauconifères, meubles, régulièrement stratifiés, mais à caractère littoral, car on y trouve plusieurs niveaux de tubulations. La mer landénienne se trouvait, en effet, en période de régression, provoquant l'établissement d'un vaste delta dans lequel se déversaient les matériaux amenés par les courants fluviaux venant de l'Est. De nombreux chenaux, dont on trouve çà et là des traces (fig. 13), furent creusés dans les parties émergées, mais un relèvement du niveau de base, prélude à la transgression marine yprésienne, amena le comblement des vallées ainsi formées.

En amont se déposèrent les éléments les plus grossiers : d'abord des sables graveleux, puis des sables moyens et fins, avec lignite et intercalations d'argile ou de marne, pouvant former des couches assez étendues au sommet. Le contact entre les dépôts d'origine continentale et le Landénien marin sous-

jacent s'adoucit vers l'aval et l'on constate dans les environs de Tirlemont le passage graduel des sables glauconifères aux sables blancs. Les niveaux argileux y prennent parfois un développement considérable, entre autres à l'Est de Tirlemont.

On trouve de nombreux bois flottés silicifiés dans la partie supérieure des sables blancs et il existait à Overlaar un gisement célèbre de troncs debout. Enfin, il faut signaler la présence dans les sables fins, de gros blocs ou bancs massifs de quartzites (Overlaar, Huppaye). On y a découvert une flore parfaitement déterminable, indiquant l'existence à cette époque d'un climat chaud et sec (A. GILKINET, 9).

Les sables fluviatiles peuvent très bien s'observer dans une série de carrières situées à l'Ouest de Saint-Trond, à Landen, Grand-Hallet, Orp-le-Grand, Linsmeau, Neerheilissem et Hoegaarde.

La stratification est souvent rendue très lisible par la présence fréquente de minces lits de glauconie remaniée, de lignite pulvérulent ou d'argile ligniteuse. La masse de ces sables est cependant homogène en plusieurs endroits et ne laisse alors rien déceler de sa structure intime.

La stratification entrecroisée est fréquente et parfois de grande amplitude dans les sables meubles; les poches de ravinement, les faillettes avec glissement sont nombreuses. Ces structures n'offrent cependant rien de particulier, car on les retrouve dans la plupart de nos sables tertiaires. Ce qui est remarquable, c'est la présence quasi générale de plissottements très variés, dont les figures et planches ci-annexées montrent quelques exemples caractéristiques.

Certains plissottements sont simples et peuvent s'interpréter facilement; d'autres, au contraire, dégénèrent en formes tout à fait indéchiffrables. On voit, dès le premier coup d'œil, que ces dérangements sont postérieurs à la sédimentation, car les couches n'ont pu être déposées dans l'état où on les observe.

On peut éliminer d'office les anciennes hypothèses invoquant des déformations tectoniques pures ou des affaissements dus à la dissolution du substratum crayeux. La répartition tout à fait fortuite de ces plissottements et l'allure générale, parfaitement régulière, des dépôts landéniens de la région le prouvent. Les couches interposées entre les sables supérieurs et la craie ne sont nullement troublées. La cryoturbation est aussi hors cause, car les sables tongriens ne présentent aucun des dérangements observés dans le landénien sous-jacent.

Il ne peut y avoir eu que déformation plastique des sables peu après leur dépôt. Ceux-ci, étant extrêmement meubles, ne possèdent aucune cohésion propre et devaient être imbibés d'eau avant leur déformation. Celle-ci ne pouvait donc se produire que dans des masses sableuses noyées (1) ou dans les parties aquifères des régions exondées.

Les plissottements signalés plus haut peuvent donc être rangés dans la catégorie des phénomènes de glissement sous-aquatique. L'expression « sous-aquatique » doit être prise ici dans son sens le plus large et n'implique pas nécessairement que la masse sableuse participant à la déformation doive se trouver *tout entière* sous eau.

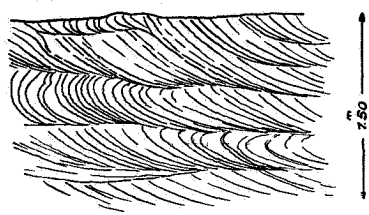


FIG. 1.

Examinons maintenant quelques exemples concrets :

La figure 1, reproduite d'après A. BRIART (2), montre l'amorce d'un plissement dans des couches à stratification inclinée. Le courant, dont la direction peut aisément se déduire de l'allure de ces couches, a entraîné la partie supérieure de certaines couches et recourbé celles-ci vers l'avant.

Les plus belles figures de glissement ont pu être observées dans une carrière près de Linsmeau (fig. 2-3). Les sables y sont d'un blanc très pur, mais renferment de nombreuses couches argilo-ligniteuses accentuant la déformabilité de l'ensemble et qui, d'autre part, marquent admirablement la stratification. On constate sur la figure 2 une atténuation graduelle des plis

(1) Les glissements de masses meubles sèches, fréquents dans les flancs des vallées (sables bruxelliens à Forest), ne produisent que des fractures. A. DELVAUX (5) signale cependant des plissements dans les sables yprésiens affleurant sur le flanc des collines de Renaix. Il est probable que leur déformation plastique a été rendue possible par la présence d'une nappe aquifère importante reposant sur l'argile yprésienne.

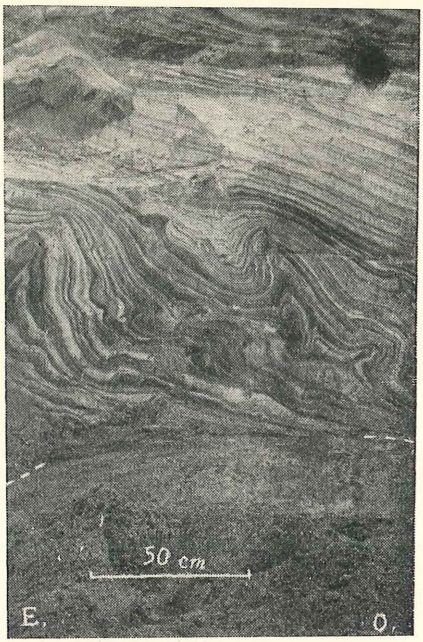


FIG. 2. — **Linsmeau.**

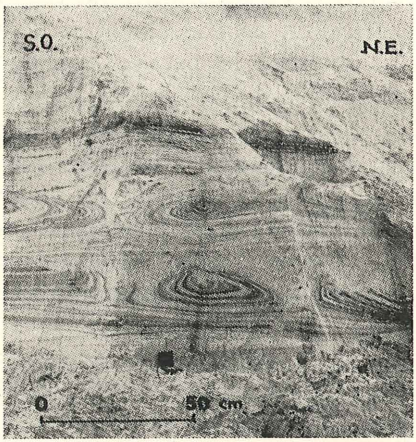


FIG. 3. — **Linsmeau.**

vers le haut. Le déplacement en bloc des couches vers la droite de la figure s'est fait suivant un plan légèrement oblique à la stratification et presque horizontal.

Une autre coupe prise dans la même carrière (fig. 3) permet de tracer exactement l'axe des plis observés. Cet axe est plus ou moins parallèle au plan de la figure; la direction de la poussée, qui lui est normale, est orientée S.-E. — N.-O. La partie supérieure des plis a été effacée par un léger ravinement, presque parallèle à l'axe des plis. Il est assez curieux de constater sur cette figure la formation de plis identiques, au même endroit et à très peu d'intervalle.

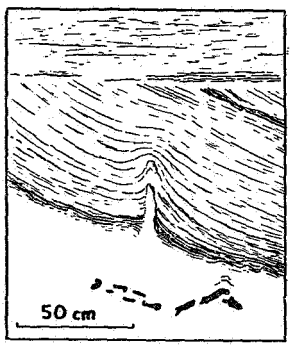


FIG. 4. — **Marilles.**

Nous avons aussi pu observer, près de Marilles, un pli diapirique « en miniature » (fig. 4). La masse inférieure de la coupe est formée de sables blancs à structure troublée, quoique peu apparente par suite de sa couleur uniforme. Elle renferme cependant des lambeaux d'un lit argileux déchiqueté. Cette masse, soumise à une pression latérale, a crevé son toit formé d'une mince couche de sable argilo-ligniteux. Les couches sableuses susjacentes ont été plissées très localement, ce qui est rendu lisible par la présence de nombreux filets glauconifères.

Les plissottements ne sont pas exclusifs aux sables fluviatiles. On les retrouve souvent, quoique à plus petite échelle et sous un aspect un peu différent, dans les zones supérieures du Landénien marin. Rappelons que, en dehors des zones de ravinement, ces sables marins passent plus ou moins graduellement aux sables blancs fluviatiles.

Une coupe étendue, mise à jour dans la carrière de Rommerson, près de Hoegaarde (fig. 5), permet de faire d'intéressantes observations à ce sujet. Cette carrière est ouverte dans les sables verts, fins, glauconifères et meubles du L1d. On observe à la partie supérieure, une poche de ravinement remplie de sables blancs ou ligniteux, rubéfiés par endroits, avec une couche de lignite ou d'argile ligniteuse vers la base, sans traces de gravier. Les sables verts sont en apparence homogènes, mais certains niveaux montrent un litage très marqué par suite de la variation rapide de la teneur en glauconie. En même temps apparaît

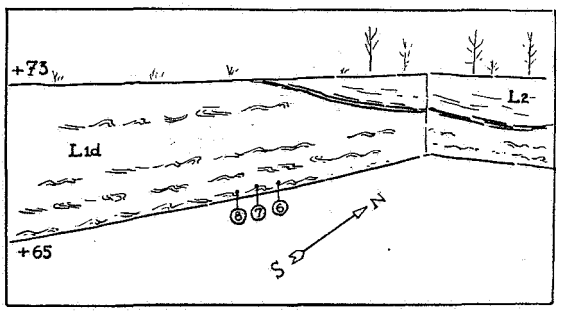


FIG. 5. — **Carrière de Rommersom. Coupe schématique.**

la stratification entrecroisée, souvent accompagnée de plissottements. Ceux-ci sont très variés et se développent parfois sur une grande étendue, mais restent confinés dans des zones horizontales assez étroites, contrairement à ce qui se passe dans les sables fluviatiles proprement dits, où leur répartition est plutôt incohérente.

La figure 6 montre l'ébauche de plis dans des lits inclinés par suite de la stratification entrecroisée. La coupe reproduite sur la figure 7, prise au même niveau et à quelques mètres de la précédente, montre des plis plus accentués. Les lits inférieurs y sont recourbés vers la droite, tandis que les couches supérieures montrent un fluage assez important, avec enfoncement de la masse surplombante. Ces deux figures montrent clairement que la poussée était dirigée de gauche à droite, c'est-à-dire dans le voisinage de la direction Nord-Sud. Tout comme dans l'exemple de la figure 2, il y a obliquité entre l'inclinaison des couches et celle du plan du glissement qui est subhorizontal. La figure 8 reproduit des plis tout à fait embrouillés.

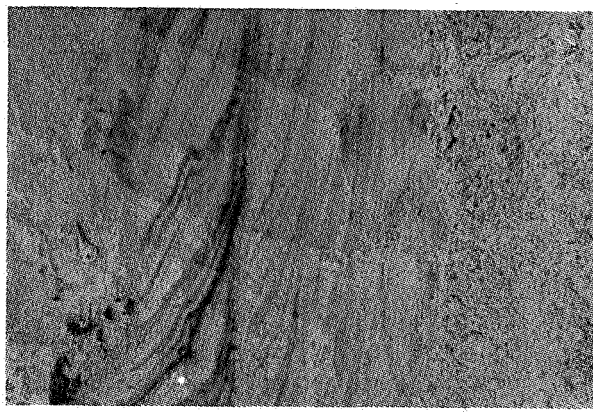


FIG. 6.

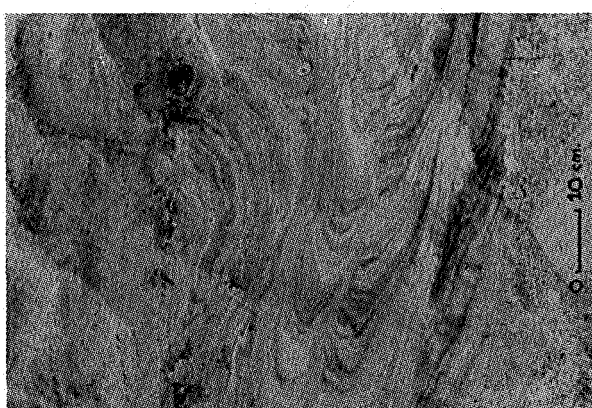


FIG. 7.

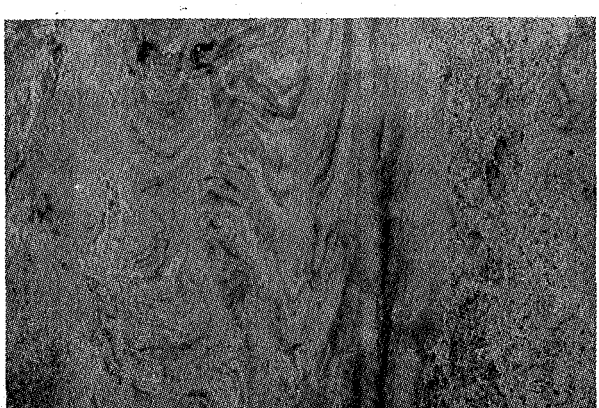


FIG. 8.

Coupe de S.-O. — N.-E. de la carrière de Rommersom. Détails.

Nous avons pu observer en un autre endroit de la carrière une brèche minuscule, dont les éléments étaient formés par de toutes petites pelotes de sable glauconifère très peu argileux, de quelques millimètres de diamètre, noyées dans du sable presque blanc.

Certaines structures, dont la figure 9 donne un exemple, dérivent d'un phénomène tout différent. Nous les avons observées dans les sables fluviatiles à Landen et à Grand-Hallet.

FIG. 9. — **Landen.**

La masse des sables blancs présente des traînées de glauconie se relayant entre elles. Observées sur une tranche horizontale, ces traînées forment des lignes sinueuses, plus ou moins parallèles entre elles. Il est possible que cette concentration de la glauconie soit due à un phénomène de lévigation par les vagues venant lécher la surface de hauts-fonds sableux momentanément exondés. Les grains de glauconie, de couleur généralement pâle, sont en moyenne plus légers que les grains de quartz du sable qui les renferme; une simple expérience de sédimentation peut le prouver. Ils ont donc pu facilement être remis en suspension et abandonnés par les vagues en retrait, formant ainsi une sorte de « swash-mark » [(cfr. TWENHOFEL (29), p. 670)]. L'apport régulier de sable neuf, déposé en couches minces, aurait permis la répétition du phénomène au même endroit. Cette structure

doit être rare, car nous n'avons pas encore rencontré mention de cas analogues [1].

On n'a pas encore expliqué les formes bizarres que présentent les faces des blocs arrondis ou tabulaires de quartzites landéniens, typiquement appelés « grès mamelonnés ». Ces formes ne sont pas sans analogie avec certains épanchements superficiels de boue sableuse, ou avec le modelé que présentent parfois les plages sableuses sous l'action de lames d'eau chassées par des vents violents. Elles font aussi songer à de la lave cordée, dont elles reproduisent quelquefois l'aspect extérieur. On pourrait peut-être ranger ces formes dans ce que les Allemands appellent « Gefliesz-Marken » [(cfr. HANTZSCHEL (12), KIESLINGER (15)]. Les faces mamelonnées sont en effet particulièrement bien développées dans les grès tabulaires à grain fin. Les sables dont dérivent ceux-ci étaient, en fait, souvent des limons sableux, pouvant facilement acquérir la plasticité nécessaire à l'obtention des formes mamelonnées. Il est certain que celles-ci n'ont pu être fossilisées que si les sables ou limons qui les ont recouvertes ultérieurement ont été déposés tranquillement. Ceci semble avoir pu se réaliser dans plusieurs cas, car les quartzites renferment souvent des feuilles et autres débris végétaux flottés. Bref, les surfaces mamelonnées représenteraient d'anciennes surfaces d'exondation temporaire.

La vérification de cette hypothèse nécessiterait un examen minutieux fait sur une grande étendue. Les bancs continus d'Overlaar et de Huppaye ayant échappé à l'exploitation ne sont malheureusement plus visibles. Cela est d'autant plus regrettable qu'on n'a jamais songé à faire ces observations lorsque les circonstances étaient favorables.

Des grès arrondis et mamelonnés ont été décrits dans les grès du Keuper d'Angleterre (B. SMITH, 26). Ils dérivent également de sables déformés plastiquement, mais la déformation

---

[1] L'observation de nouvelles coupes, e.a. Neerheilissem, m'a incité à proposer une autre explication. On rencontre en effet des renflements de lits glauconifères dans des couches à stratification inclinée. Il est donc possible que, lors du dépôt de ces couches, le sable meuble ait « coulé » suivant la pente. Les grains de glauconie, par suite de leur densité différente de celle des grains de quartz, ont pu être concentrés dans des traînées plus ou moins régulièrement espacées. La régularité de cette disposition n'est cependant pas toujours aussi remarquable que dans le cas figuré ici.

s'est développée dans la masse. Des « Gefliesz-Marken » typiques ont été signalés dans les Hunsruckschiefer, dans les grès du Flysch, etc.

Un aspect particulièrement intéressant des dépôts fluviatiles landéniens est l'existence de brèches argileuses meubles. A. RUTOT avait déjà signalé la présence de galets d'argile dans

FIG. 10. — **Carrière Frison (Landen). Détail.**

les sables de Landen et d'Erquelinnes, et M. LERICHE (16) a publié la photographie d'une brèche analogue du Landénien supérieur du Nord de la France.

La carrière ouverte près de la station de Landen montre actuellement un superbe développement de ces brèches. Il nous a semblé utile d'en donner une description, car il est rare d'observer de tels phénomènes dans nos formations meubles.

La masse brécheuse occupe une grande poche, très évasée, creusée dans des sables blancs assez régulièrement stratifiés [1].

[1] Le développement ultérieur de l'exploitation a montré que des poches plus petites viennent se greffer à la base de la grande poche de ravinement décrite ici.

Le ravinement n'est souligné par aucun gravier et n'amène guère de changement dans la grosseur du sable. Le fond de la poche est rempli de blocs anguleux d'argile (fig. 10) de dimensions très variées, incorporés dans du sable très meuble, moyennement grossier, devenant plus fin vers le haut. Cette argile est noire, ligniteuse et souvent très sableuse. Les gros blocs sont restés en position horizontale et n'ont subi qu'une simple translation. Ils sont parfois crevassés et ont conservé leurs fines arêtes. Cela fait supposer qu'ils ont été arrachés à des bancs argileux craquelés par dessiccation. Une irruption de flot sableux en aura facilement détaché des fragments et les aura emballés dans la masse sableuse. La structure bréchoïde devient moins caractéristique vers le haut. On y remarque un enchevêtrement assez confus de lits ou lentilles d'argile ligniteuse et de sable fin disposés horizontalement, reprenant graduellement leur aspect normal.

Cette brèche peut être interprétée comme étant due à une sorte de « wash-out » (1). Elle montre d'ailleurs une grande ressemblance avec certaines brèches houillères décrites, entre autres, par P. FOURMARIER (7-8) et par X. STAINIER (27). Des échantillons de carottes de sondage conservés à l'Université de Gand nous ont montré une disposition analogue de galets schisteux anguleux ou arrondis, noyés dans une masse gréseuse dérivant d'un sable blanc très meuble. On y trouve également des figures de ravinement et des plissottements qui, d'après X. STAINIER, se rencontrent aussi dans les stampes stériles.

Il semble bien y avoir une similitude entre certains épisodes des sédimentations landénienne et houillère de nos régions.

Un groupement intéressant de ces différentes structures, observé à Neerheilissem, est montré par la figure 11. Les sables inférieurs, renfermant de minces filets ligniteux, ont été remués, puis délicatement ravinés. La couche de sable blanc déposée ensuite est d'un blanc très homogène, mais renferme à la partie supérieure un bloc d'argile ligniteuse remaniée. Il y a eu ensuite nouveau ravinement et dépôt de lits sableux et argileux. Ces lits sont restés en position normale, mais toute la masse a été fracturée, peut-être à la suite d'une exondation momentanée et d'affouillements consécutifs.

---

(1) La formation des galets d'argile rencontrés dans les « Woolwich and Readings beds » a été interprétée par des phénomènes de « drift » analogues à ceux qui se produisent dans les estuaires (T. R. JONES, 14).

Envisageons maintenant ces déformations dans leur ensemble. On constate tout d'abord que les déplacements par glissement sont courts; il n'y a pas d'écoulement au sens littéral du mot, tels qu'il se produit dans les dépôts lacustres fins, décrits par A. HEIM (13). Cela indique que l'équilibre s'est rapidement établi entre les forces déformantes et les résistances de frottement, probablement par suite de la nature arénacée des sédiments.

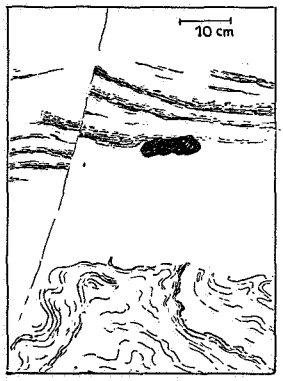


FIG. 11. — **Neerheilissem.**

Il est difficile d'analyser le mécanisme intime de la déformation. Trop de facteurs entrent en ligne de compte et il n'est pas toujours possible d'apprécier leur importance relative : nature lithologique des sédiments, homogénéité et importance de la masse mise en mouvement, compacité des sables, inclinaison des talus, présence d'obstacles, etc. Chaque cas doit être examiné en particulier. Par ailleurs, trois causes différentes peuvent être invoquées ici pour expliquer le déclanchement des glissements :

1° Surcharge locale due à l'accumulation brusque de sédiments;

2° Grippage du fond par les matériaux charriés;

3° Effondrement des parois plus ou moins raides des chenaux creusés par les courants fluviaux.

Dans les deux premiers cas il y aura, en moyenne, parallélisme entre la direction de glissement et celle des courants; il y aura orthogonalité dans le troisième cas.

L'examen détaillé de chaque coupe, convenablement orientée, permettrait de retrouver la direction des courants et le sens des glissements et, par suite, le rapport de cause à effet existant entre eux. Les anciennes descriptions sont malheureusement souvent incomplètes à ce sujet. Les indications que nous en avons pu tirer, jointes à quelques observations personnelles,

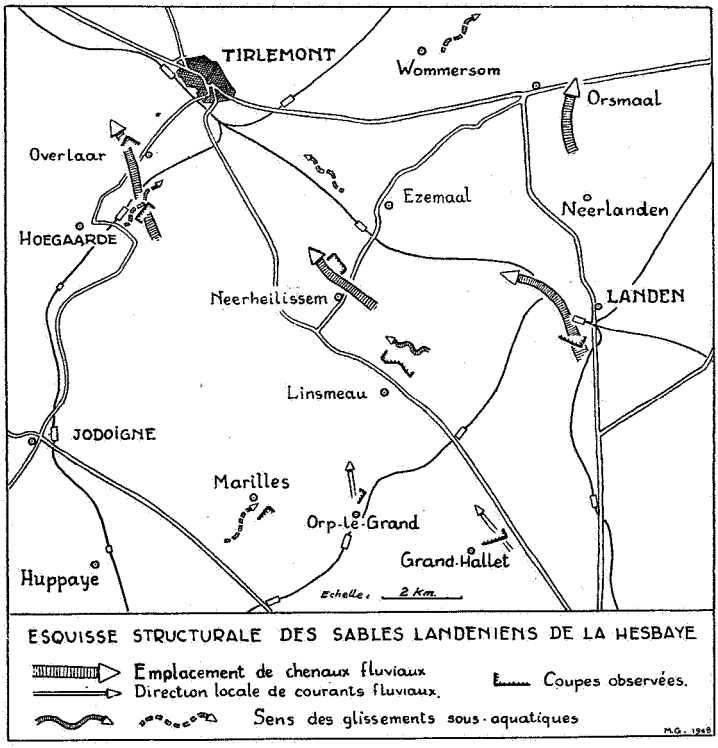


FIG. 12.

nous ont néanmoins permis d'esquisser quelques traits de la structure du Landénien de la région de Tirlemont. La carte reproduite par la figure 12 indique l'emplacement de quelques chenaux, établis en raccordant les poches de ravinement observées dans plusieurs coupes, ainsi que les directions de courants locaux pouvant se déduire de l'allure de la stratification entrecroisée. Les flèches ondulées donnent le sens des glissements observés. Il est à noter que ce sens ne peut être fixé

en plan que si l'on dispose en chaque endroit de deux coupes orientées, ce qui est rare dans les affleurements disponibles. Les indications fournies par une coupe unique restent plus ou moins indéterminées; elles sont alors tracées en trait interrompu sur la figure. Quoique n'étant qu'une grossière ébauche, cette carte semble cependant montrer un parallélisme entre le sens des glissements et la direction des courants. Ces derniers doivent donc être rendus directement responsables de la structure des sables landéniens. Cela implique évidemment l'existence de crues violentes et un grand débit solide, ce qui est d'ailleurs entièrement compatible avec le climat chaud et sec de cette époque. Les sables landéniens pouvaient, d'autre part, aisément être mis en mouvement, de sorte que les courants fluviaux étaient saturés.

En période de crue particulièrement violente, l'influence des courants fluviaux s'est fait sentir loin en aval. Ceux-ci, transportant des sables généralement plus grossiers que les sables glauconifères marins, ont pu facilement les remanier en les mélangeant avec les sables blancs continentaux. Sur le fond se sont déposées des masses de sable très inégalement réparties, provoquant le fluage des couches inférieures. Les matériaux charriés, venant buter contre des inégalités de relief existantes, peuvent aussi causer des déformations plastiques. Il y a de toute façon moyen d'expliquer ainsi la présence de zones plissottées dans la partie supérieure des sables marins, ainsi que nous l'avons montré pour la coupe de Rommersom.

Pour ce qui concerne le moment précis de la déformation, il est certain qu'il est fonction de l'importance des masses mises en mouvement. Les glissements « de détail », tels ceux reproduits par la figure 1, par exemple, peuvent se produire immédiatement après le dépôt des couches sollicitées. Par contre, l'ampleur des déformations atteint probablement son maximum après le départ des eaux de crue. L'élimination de la pression hydrostatique dans les masses émergées augmente en effet considérablement la surcharge des masses inférieures encore gorgées d'eau et aisément déformables.

Des dérangements dans les dépôts de delta ont d'ailleurs déjà été signalés à plusieures reprises, ainsi que le rapporte TWENHOFEL (29). Les descriptions du bassin houiller de Commentry, par exemple (GRAND'EURY, 10), montrent plusieurs détails structuraux tout à fait comparables à ce qui s'observe dans le Landénien.

On retrouve, d'autre part, pas mal de descriptions de glissements sous-aquatiques dans la littérature d'expressions anglaise et allemande. Ce phénomène, quoique relativement banal, est cependant important, car il affecte des sédiments de nature et de facies très divers et produit des structures extrêmement variées, qui ne sont limitées par aucune échelle de grandeur.

Jusqu'à présent, rien d'analogue n'avait été explicitement signalé dans les formations sédimentaires de la Belgique [1]. Nul doute cependant, qu'en dehors du Landénien, de telles déformations doivent se rencontrer dans d'autres formations arénacées de notre pays, et tout spécialement dans les dépôts fluviatiles et fluvio-marins. Nous passerons rapidement ceux-ci en revue.

Plusieurs coupes de RUTOT (21, 24) montrent dans les sables pléistocènes fluviatiles des plissements qui ne semblent pas être dus à la cryoturbation et qu'il faut donc attribuer à des glissements sous-aquatiques.

Les sables de Mol présentent une grande analogie de composition et de facies avec le Landénien supérieur; il y a donc de sérieuses chances d'y trouver des structures semblables. Il est malheureusement très rare d'y observer des coupes, car elles sont situées sous la nappe aquifère. Notons ici que des plissottements ont été récemment décrits dans les sables pliocènes du Limbourg hollandais (RUTTEN, 25).

Les sables tongriens Tg2k, localisés à l'Est de Louvain, représentent également un facies fluvio-marin. On y trouve une stratification entrecroisée très nette, des lits bien développés de galets d'argile lagunaire roulés, des figures de ravinement curieuses, mais jusqu'à présent nous n'y avons pas trouvé de plissottements.

M. MOURLON (20) signale la présence de « plis par ondulation » dans une coupe du Bruxellien à Boitsfort. Ce cas est probablement rare dans cet étage.

M. TAVERNIER nous rapporte avoir vu des plissottements dans les couches de passage entre l'Yprésien et le Lutétien (Panisélien) de la tranchée d'Aalter. On y a d'ailleurs rencontré de nombreux galets de glaise roulée (A. HACQUAERT, 11). Cette structure n'avait cependant pas spécialement retenu l'attention,

---

[1] Peu de temps après la présente communication, M. MACAR a fait connaître à la Société géologique de Belgique des glissements sous-aquatiques observées dans des arkoses du Congo belge.

car on était un peu ébloui par les beaux phénomènes de cryoturbation visibles dans les couches supérieures de la tranchée.

Il serait aussi normal de trouver des glissements dans les sables wealdiens, mais nous ignorons si cela a déjà été observé.

Les grès dévoniens mériteraient un examen minutieux à ce sujet. On connaît depuis longtemps les ripple-marks et les galets schisteux des grès famenniens. M. MOURLON (18) y signale, d'autre part, de « petits plis par ondulation » qui sont peut-être en rapport avec des structures de glissement. Il est vrai que ces structures ne sont pas toujours apparentes, par suite de l'effacement des teintes pouvant souligner la stratification. Certains grès dévoniens, utilisés comme pavés, montrent cependant sur leurs faces polies de très belle formes de plissottements.

En dehors des formations arénacées, il est possible que les plissottements qu'on observe dans certains calcaires primaires soient dus à des glissements sous-aquatiques.

BIBLIOGRAPHIE.

1. CH. BARROIS, Sur l'étendue du système tertiaire dans les Ardennes et sur les argiles à silex (*Ann. Soc. géol. du Nord*, t. VI, 1878, p. 346).

2. A. BRIART, Observations sur la stratification entrecroisée (*Bull. Soc. géol. de France*, 3e série, t. VIII, 1880, p. 590).

3. — Notice descriptive des terrains tertiaires et crétacés de l'Entre-Sambre-et-Meuse (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. XV, 1887-1888, pp. M. 3-58).

4. A. BRIQUET, Observations sur la composition des terrains éocènes inférieurs du Nord de la France (*Ann. Soc. géol. du Nord*, t. XXXV, 1906, pp. 132-177).

5. E. DELVAUX, Note sur quelques niveaux fossilifères appartenant aux systèmes yprésien et panisélien (*Ann. Soc. malac. de Belgique*, t. XVI, 1882, p. CXXII).

6. A. DUMONT, Mémoires sur les terrains tertiaires et crétacés, Bruxelles, 1882.

7. P. FOURMARIER, Une brèche du terrain houiller de la Campine (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. XXXVII, 1909-1910, pp. B. 92-94).

8. — Note sur les brèches à cailloux schisteux du terrain houiller belge (*Ibid.*, pp. B. 283-285).

9. A. GILKINET, Flore fossile du Landénien de Huppaye (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, Mém. in-4°, t. IV, pp. 5-28).

10. M.-C. GRAND'EURY, Formation des couches de houille et du terrain houiller (*Mém. Soc. géol. de France*, 3e série, t. IV, 1887).

11. A. HACQUAERT, De overgang van Ieperiaan tot Lutetiaan te Aalter (*Natuurw. Tdschr.*, jg. 21, 1939, blz. 323-325).

12. W. HANTZSCHEL, Fossile Schrägschichtungs-Bögen, « Flieszwülste » und Rieselmarken aus dem Nama-Transvaal-System und ihre rezenten Gegenstücke (*Senckenbergiana*, Bd XVII, 1935, pp. 167-177).

13. A. HEIM, Uber rezente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung (*N. J. f. Min. usw.*, Bd II, 1908, pp. 137-157).

14. T. R. JONES, C. COOPER KING, On some newly exposed sections of the « Woolwich and Reading Beds » at Reading (*Q.J.G.S.*, vol. XXI, 1875, pp. 451-457).

15. A. KIESLINGER, Eine boden-physikalische Betrachtung der Gefliesz-Marken (Flieszwülste) (*Senckenbergiana*, Bd XIX, 1937, pp. 127-138).

16. M. LERICHE, Observations sur la géologie du Cambrésis et compte rendu de l'excursion de la Société géologique du Nord aux environs de Busigny et de Prémont, le 20 juin 1909 (*Ann. Soc. géol. du Nord*, t. XXXVIII, 1909, pp. 381-382).

17. — Sur la répartition des facies lagunaires et fluviatiles du Landénien, dans les bassins belges et parisiens (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. XXXVIII, 1928, pp. 69-91).

18. M. MOURLON, Monographie du Famennien (*Bull. Acad. roy. de Belgique*, Bruxelles, 1875-1887).

19. — Géologie de la Belgique, 1880, t. I, p. 207.

20. — Texte explicatif de la planchette d'Uccle (*Service géologique de Belgique*, 1910, pp. 95-96).

21. A. RUTOT, Sur la position stratigraphique de restes de mammifères recueillis dans les couches de l'Éocène de Belgique (*Bull. Acad. roy. de Belgique*, 3e série, t. I, 1881).

22. — Explication des feuilles de Landen, Saint-Trond (*Mus. roy. Hist. nat. de Belgique*, 1884).

23. — Course géologique d'Esemael à Tirlemont, etc. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. I, pp. proc.-verb. 171-177, 1887).

24. — Compte rendu des excursions de la session extraordinaire de la Société belge de Géologie dans le Hainaut et aux environs de Bruxelles (*Ibid.*, t. XVII, 1903, pp. 383-499).

25. M. G. RUTTEN, Bij enkele foto's van het Zuid-Limburgische Plioceen (*Geol. Stichting*, jaarverslag v. 1942 en 1943, Maestricht, 1945).

26. B. SMITH, Ball or Pillow-form structures in sandstones (*Geol. Magazine*, 1916, pp. 147-156).

27. X. STAINIER, Études sur la formation des brèches (*Ann. Soc. scient. Bruxelles*, t. 58, série II, 1938, pp. 5-28).

28. CH. STEVENS, Étude du Landénien supérieur du Hainaut (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. XLI, pp. M. 3-30, 1913-1914).

29. W. TWENHOFEL, Treatise on sedimentation, 2d Edit., Baltimore, 1913.

DISCUSSION.

A la suite de cette communication, M. Sluys manifeste son intérêt de prendre connaissance de tels phénomènes. Il rappelle avoir signalé des phénomènes de glissement dans des couches de calcaire atteignant plus de 8 m d'épaisseur au Congo. Il fait aussi remarquer la difficulté qu'on éprouve à déterminer le caractère tectonique ou sédimentaire de certains plissements, lorsqu'on ne dispose que d'affleurements isolés. Il faut donc être très prudent, de même dans la mesure des pendages des couches, car de fortes pentes observées dans des massifs isolés peuvent être dues à la stratification entrecroisée.

M. Macar rapporte avoir également vu de pareils phénomènes au Congo belge et demande si l'auteur a pu mesurer l'inclinaison des plans de glissement. A la suite de l'intervention de M. Lombard, qui rappelle qu'on a pu observer des pentes de l'ordre de 2° ou 3° dans des glissements sous-lacustres en Suisse, M. Macar déclare que les pentes qu'il a observées au Congo sont encore beaucoup plus faibles. Il se dit d'accord avec M. Gulinck pour expliquer de tels cas par grippage de fond sous l'action des courants fluviaux. M. Gulinck ajoute qu'il n'est pas toujours possible de mesurer cette pente dans les sables landéniens, mais qu'elle semble, dans plusieurs cas, être subhorizontale.

M. Grosjean demande que les membres de la Société puissent avoir l'occasion d'observer les phénomènes décrits, au cours d'une excursion à organiser.

Observations géologiques aux environs de Matadi (*),

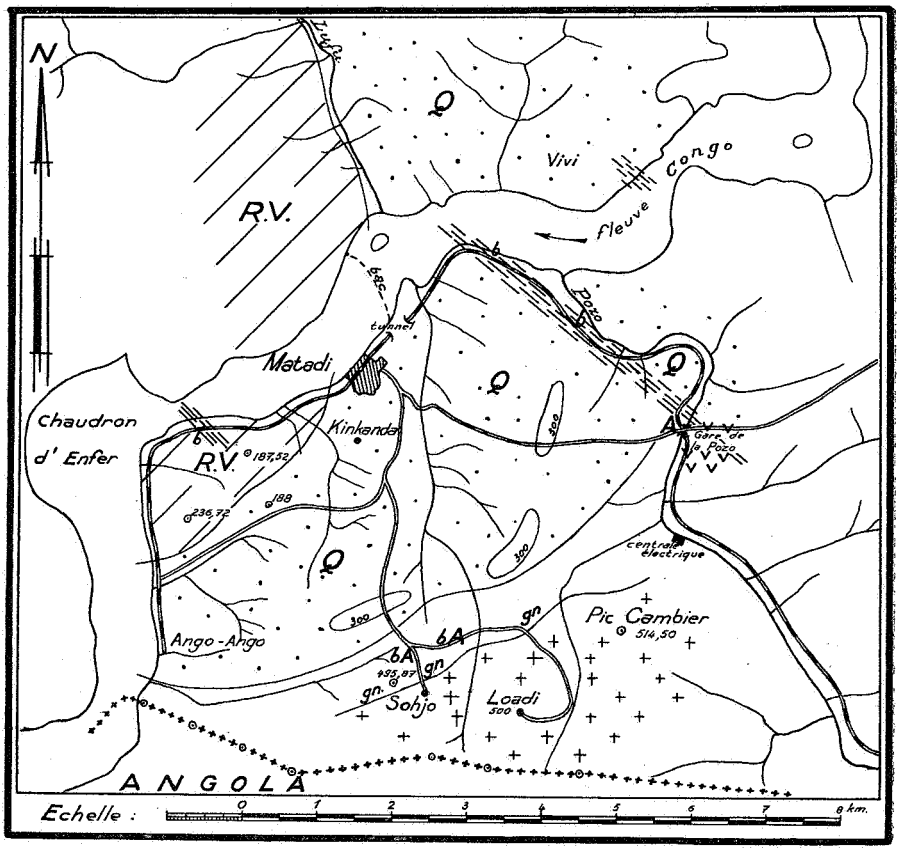
par F. CORIN.

SOMMAIRE. — *Le quartzite de Matadi est surmonté stratigraphiquement par une importante série volcanique ancienne qui s'étend largement dans le Mayumbe. A condition d'être identifiée sous les facies variés que lui confère le métamorphisme, cette série peut servir de repère dans le complexe touffu du socle ancien du Bas-Congo. L'ensemble s'ennoie vers le Nord-Ouest à partir d'un massif granitique à aegyrine et à riebeckite qui longe la frontière angolaise. La présence d'une large zone d'enclaves feldspathisées de quartzite dans le granite et l'intrusion dans la bordure du quartzite d'apophyses aplitiques semblent indiquer que ce granite est postérieur aux quartzites. Quant aux gneiss de la M'Pozo, ils sont très différents du granite de Loadi et des gneiss qui le recouvrent par places; ils ont une analogie étroite avec les migmatites de Boma, dont ils sont probablement la réapparition sous un facies fortement laminé. Enfin, des traînées d'intense déformation, dont l'une au moins peut-être suivie sur plus de quatre kilomètres de longueur, dénotent une tectonique de glissements sous une poussée venant du Sud-Ouest.*

GÉOGRAPHIE. — Nous envisageons principalement la région comprise entre le Fleuve, la vallée de la M'Pozo et la frontière de l'Angola, sorte de quadrilatère irrégulier dont Noqui et le Chaudron d'Enfer occupent deux sommets et dont la frontière de l'Angola et la M'Pozo occupent deux grands côtés. Ango-Ango, Matadi et la centrale de la M'Pozo se placent sensiblement au milieu de trois côtés du quadrilatère.

Une crête granitique, dont l'altitude oscille aux environs de 500 m, longe obliquement la frontière de l'Angola. Elle est bordée au Nord par un ravin presque continu qui va de Noqui à la centrale de la M'Pozo et qui est formé de deux vallées courant en sens opposés à partir d'un col que traverse la route de Matadi à Sohjo.

(*) Manuscrit parvenu au Secrétariat le 10 janvier 1948.



R.V. : roches volcaniques anciennes. — Q : quartzite de Matadi. gn : gneiss finement lité de Sohjo. — ++ : granite de Sohjo et de Loadi. VV : migmatites de la M'Pozo à pegmatites roses (migmatites de Boma ?). A : aplites roses. — b : boudinage.
Les traînées de hachures interrompues indiquent les zone de laminage (mylonitisation *pro parte*).

N. B. — Les tracés sont provisoires et très schématiques.

Une seconde crête d'environ 300 m d'altitude borde ce ravin au Nord. La région s'abaisse ensuite assez régulièrement vers le Fleuve, bien que le long de celui-ci, entre Ango-Ango et Matadi, s'alignent de petits mamelons dont l'altitude est d'environ 200 m.

Le chemin de fer longe le Fleuve sur 7 km entre Ango-Ango et Matadi, puis sur 4 km à l'Est de Matadi jusqu'à l'embou-

chure de la M'Pozo. Il remonte ensuite cette dernière rivière qu'il traverse à 7.300 m de Matadi, à proximité de la gare de M'Pozo. L'origine du kilométrage de la voie est à la gare de Matadi pour les deux tronçons.

Au Nord du Fleuve débouche, peu en amont de Matadi, la rivière Lufu. La vieille route de Boma escalade le mamelon qui borde cette dernière à l'Ouest, tandis que la nouvelle route longe le versant Est du même mamelon jusqu'à quelque 12 km du Fleuve, où elle rejoint l'ancien tracé. Le massif de Vivi se trouve à l'est de la Lufu.

GÉOLOGIE. — Des roches vertes affleurent sans discontinuité le long de la ligne de chemin de fer d'Ango-Ango à Matadi, entre les installations de la Pétrocongo (km 5.450) et la rampe d'accès au port de Matadi (km 1), soit sur une distance de 4.450 m. Ce sont, principalement, des amygdaloïdes de tous genres et quelques variolites; il s'y intercale des lits pyroclastiques souvent schistoïdes où nagent, éparses, des masses ellipsoïdales de dimensions très variables. La disjonction en boules est fréquente dans certaines masses compactes. Elle suggère parfois la présence de laves en coussins, notamment à l'extrémité ouest du canal bétonné qui longe le port de Matadi à proximité du ravin de Kala-Kala (km 1.600).

La route de Matadi à Ango-Ango par Kinkanda est entièrement sur le quartzite. On se rend compte que la série volcanique occupe la ligne de mamelons qui bordent le Fleuve au Nord de la route. Le quartzite enveloppe donc les roches volcaniques à l'Est, au Sud-Est et au Sud, en les contournant entièrement. Il les déborde largement vers l'Est et passe la M'Pozo en direction de Palabala. Son extension vers le Sud va au moins jusqu'à la bordure Nord du ravin qui longe le pied des massifs granitiques. La pente du quartzite se fait vers le Nord-Ouest, en s'appuyant sur le granite et en s'enfonçant sur les roches vertes.

Il apparaît donc que l'ensemble quartzite-roches volcaniques, celles-ci surmontant le premier, s'ennoie vers le Nord-Ouest à partir du massif granitique de la frontière angolaise.

Les relations d'âge entre le quartzite et la série volcanique s'établissent de deux manières : *a*) Les contacts visibles aux deux extrémités de la ligne de chemin de fer se font sans faille ni discordance; *b*) On sait par ailleurs que le quartzite de Matadi est partout lardé de filons ou des dykes d'amphibolites

ou de dolérites. Il est logique de considérer ces intrusions comme les racines, c'est-à-dire comme les chemins d'amenée de la lave.

Ces considérations, jointes à la superposition dans le sens de l'ennoyage, nous conduisent à considérer la série volcanique comme stratigraphiquement supérieure aux quartzites. Son épaisseur doit être considérable, mais il n'a pas été possible de la déterminer dans la coupe du chemin de fer, parce qu'une zone failleuse l'interrompt au km 2.820. Quoi qu'il en soit, cette série volcanique doit être considérée comme un niveau-repère qu'on peut identifier à condition de tenir compte des variations de facies dues au métamorphisme.

Elle se retrouve au Nord du Fleuve. Au débarcadère du bac, au départ de la route de Boma, elle est encore nettement reconnaissable, bien qu'en partie épidotisée. La nouvelle route de Boma la suit jusqu'à proximité de sa rencontre avec l'ancienne route. Le point de rencontre est sur le quartzite, mais le contact se voit sur l'ancienne route, à quelques mètres à l'Ouest de ce point vers le Nord; et, toujours sur la Lufu et ses affluents, des roches complètement épidotisées, parfois schistoïdes, parsemées de grosses masses ovoïdes, d'autres fois amygdaloïdes, en représentant le prolongement. Nous les avons suivies jusqu'au parallèle 5° 35′ et elles se poursuivent encore vers le Nord.

Près du confluent avec l'Ijimi, vers le point 13° 22′ Est et 5° 38′ Sud, apparaît, dans le Lufu, un massif de roches vertes très déformées, remarquables par de très grands phénocristaux de feldspath. La pâte est, par traînées, microlithique ou quartzitique à biotite. Le loisir nous a manqué pour étudier plus complètement cette roche.

En ce qui concerne la région plus à l'Est, nous devons nos renseignements à M. G. Waegemans, qui en a fait une étude générale. La Lufu suit sensiblement la limite entre le quartzite et les roches vertes. Le quartzite forme le plateau de Vivi, mais se termine en pointe vers le Nord comme un coin qui ne dépasserait guère le point de rencontre de l'ancienne et de la nouvelle route de Matadi à Boma. Les roches vertes se retrouvent à l'Est du massif de Vivi. Leur intérêt pratique réside dans le fait qu'elles donnent naissance par altération aux sols rouges les plus fertiles du Mayumbe.

Le granite de la frontière angolaise se voit à Sohjo et à Loadi. Il semble former le pic Cambier, mais nous n'avons pas visité cet endroit.

A Loadi, il se présente sous forme d'un granite à gros grains de feldspath, essentiellement composés de microperthites et, parfois, de micropegmatites. Les minéraux colorés sont de l'aegyrine, de la riebeckite et du minerai opaque en agglomérats. Il semble bien qu'il présente une analogie avec les roches de l'Angola décrites par A. Holmes (1).

A Sohjo, le granite est à grain fin, mais il est, sur une grande épaisseur, criblé d'enclaves volumineuses d'aspect felsitique qui ne sont autres que du quartzite parsemé de phénocristaux de microcline. Une zone d'enclave s'observe sur la route au Nord de Loadi. Il semble donc bien que le granite ait fait intrusion dans le quartzite et en ait digéré une partie.

Enfin, au col que traverse la route de Matadi à Sohjo, au passage du ravin, on observe un épais filon de granite à grain fin qui métamorphise le quartzite. Ce dernier se charge de taches au contact. Entre ce point et les installations de la Regideso, une aplite rose exerce la même action sur le quartzite.

Ces deux filons sont boudinés.

Un filon d'aplite rose se voit également tout à l'extrémité sud de la tranchée du chemin de fer, immédiatement au Nord du pont sur la M'Pozo. Mais ici, l'aplite est intensément laminée.

Tout indique donc que le granite de Loadi est intrusif dans le quartzite de Matadi.

A la gare de M'Pozo et sur la route Palabala apparaît un gneiss très feuilleté, lardé de pegmatites à feldspath rose vif et à hématite. Ce gneiss a été signalé par M. Polinard (2).

Il rappelle fortement les migmatites de la région de Boma, qui sont caractérisées par les mêmes pegmatites semblablement minéralisées. Mais c'est surtout l'intense déformation qui fait la différence dans la région de la M'Pozo.

Ce gneiss est tout différent du granite de Loadi et du gneiss finement zonaire qui borde localement ce dernier. Nous y voyons une réapparition des migmatites de Boma.

La transformation des autres roches par laminage offre les caractéristiques suivantes :

Le quartzite devient schistoïde, puis feuilleté et, se chargeant de mica, passe à un véritable micaschiste. Le passage se voit à la grotte de Vivi. M. Polinard a décrit cette variété de quartzite (2). Il faut y voir un simple facies dynamométamorphique et un indice de mylonitisation.

Les amphibolites, affectées par un glissement de faible importance par le jeu des diaclases au sein du quartzite resté massif, sont laminées et biotitisées plus ou moins profondément. C'est le cas du schiste cristallin décrit par M. Polinard au km 1.200 du chemin de fer de Matadi à Léopoldville (2). La roche est en réalité une dolérite à structure ophitique, riche en pyrite et en pyrrhotine, épidotisée par endroits, mais, sur les bords, laminée et biotitisée.

Lorsqu'elles sont entraînées dans le mouvement du quartzite laminé et transformé en micaschiste, les amphibolites se trouvent boudinées. Tel est particulièrement le cas de la masse signalée par M. Polinard au km 2.050 du chemin de fer. Le boudinage, très oblique à la paroi, explique les plaquages de quartz, le brusque rétrécissement au pied de l'affleurement et le contournement des roches encaissantes.

Des amphibolites boudinées se rencontrent tout au long de la section du chemin de fer entre les km 2.050 et 4.900.

Sur le plan tectonique, nous avons vu le boudinage des filons à la bordure du granite de Loadi. L'aplite boudinée incline vers le Sud-Ouest. Au km 2.820 du chemin de fer de Matadi à Ango-Ango, la série volcanique est tranchée par une zone où les bancs sont boudinés. La surface de glissement incline vers le Sud-Ouest.

La grotte de Vivi se trouve dans une zone d'intense mylonitisation inclinée dans le même sens.

Si l'on suit la ligne de chemin de fer de Matadi à Léopoldville jusqu'au km 7, on voit d'abord le quartzite en direction sur 2 km. La roche est peu dérangée et la stratification est aisément reconnaissable. Quelques diaclases penchent vers le Sud-Ouest. Elles deviennent très abondantes au km 2. Plusieurs filons de roches basiques se placent suivant ces diaclases. Ils sont plus ou moins laminés.

Au km 2, la stratification s'obscurcit et le massif de quartzite surplombant la voie est véritablement haché de diaclases.

Brusquement, au km 2.050, on voit ce massif chevaucher une masse feuilletée où s'intercale l'épais filon boudiné d'amphibolite dont il a été question.

La voie suit ensuite les roches très laminées, entrelardées d'amphibolites boudinées ou laminées, jusqu'au km 4.900.

La boucle comprise entre les cumulées 5 et 7 constitue un éperon de quartzite presque intact en avant de la zone déformée.

Mais, du km 7 au pont de la M'Pozo, on retrouve le quartzite laminé, entrelardé, cette fois, de mylonites porphyriques, de micaschistes à grands micas et à pyrite, et de l'aplite que nous avons signalée. La mylonite est très semblable aux roches dénommées par L. Cahen « phyllites feldspathiques » (3).

Nous considérons cette zone laminée comme un trait tectonique important dénotant un chevauchement du Sud-Ouest vers le Nord-Est. Cette zone sépare en outre, le gneiss de la M'Pozo du massif situé plus à l'Ouest.

BIBLIOGRAPHIE.

1. A. Holmes, The Petrology of North-Western Angola (*Geol. Mag.*, Decade VI, vol. II, 1915).
2. E. Polinard, Le socle ancien inférieur à la série schisto-calcaire du Bas-Congo (*Inst. Roy. Col. Belge*, sect. des Sc. nat. et méd., in-4°, t. II, fasc. 4, 1934).
3. L. Cahen, Mission d'étude géologique au Bas-Congo (*Rapport*, 1re partie, dactylographié, 1945).