

SÉANCE MENSUELLE DU 19 DÉCEMBRE 1933

Présidence de M. VAN STRAELEN, président.

Le Président annonce le décès de John E. Marr, professeur de géologie à l'Université de Cambridge et membre honoraire de la Société. Des condoléances seront envoyées à son fils, au nom de la Société.

Le procès-verbal de la séance du 21 novembre est lu et approuvé.

Le Président proclame membres effectifs :

MM. PAUL GROSEMANS, ingénieur des Mines du Comité Spécial du Katanga, 34, rue de la Pépinière, Bruxelles; présenté par MM. E. Reintjens et A. Jamotte.

RODOLPHE DE CHATEL, ingénieur des Constructions civiles, 24, avenue Montjoie, Uccle; présenté par MM. A. Grosjean et E. Asselberghs.

Lecture est donnée de la deuxième circulaire du Congrès international de Géographie, qui se tiendra à Varsovie en 1934.

M. Hankar-Urban développe un vœu qui sera soumis à l'approbation du Conseil de la Société.

Parmi les publications offertes à la Société, le Président attire l'attention sur la « Carte géologique de l'Angola », par MM. F. Mouta et O'Donnell.

Dons et envois reçus :

De la part des auteurs :

- 8683 *Boutakoff, N.* Le coude du système des fractures du graben central africain au lac Kivu et sa ramification dans la cuvette congolaise. Bruxelles, 1933, 6 pages et 1 figure.
- 8684 *Boutakoff, N.* Les sources thermo-minérales du Kivu, leurs relations avec les grandes fractures radiales et leur utilisation au point de vue tectonique. Bruxelles, 1933, 6 pages et 1 figure.
- 8685 *Boutakoff, N.* Sur la découverte de deux massifs de volcans éteints au Sud-Ouest du lac Kivu. Bruxelles, 1933, 8 pages et 1 figure.
- 8686 *Boutakoff, N.* Une nouvelle considération confirmant l'écoulement primitif du lac Kivu vers le Nord. Bruxelles, 1933, 7 pages et 1 figure.

- 8687 *Boutakoff, N.* Sur la découverte au Kivu d'un complexe fossilifère, lacustre et fluvio-glaciaire. — Annexe par Armand Renier : Sur la flore à *Glossopteris* de la région de Walikale (Kivu). Bruxelles, 1933, 10 pages et 2 figures.
- 8688 *Mouta, F. et O'Donnell, H.* Carte géologique de l'Angola (1/2.000.000^e), avec notice explicative. Lisboa, 1933, 85 pages et 12 planches.
- 8689 *Vlugter, J.-C.* Over de chemische samenstelling van hoogmoleculaire minerale oliën. Delft, 1933, 79 pages et figures.
- 7192 *Torcelli, A.-J.* Obras completas y correspondencia científica de Florentino Ameghino. Volumen X : Mami-feros fosiles de Patagonia y otras cuestiones. La Plata, 1918, 870 pages et 67 figures.

Communications des membres :

F. CORIN. — *Nouveau gisement d'andalousite à Recht* ⁽¹⁾.

F. CORIN. — *Calcaires laminés au voisinage de failles de charriage à Bouffioulx et Falisolle* ⁽¹⁾.

Le massif de Gabbro-Norite des bassins Lulua-Bushimaïe (Kasāi) ⁽²⁾,

par J. THOREAU.

L'étude des matériaux et documents recueillis pendant la période 1930-1932 par une Mission de la Société Minière du Bécéka, entre le 7° et le 8° parallèle Sud et les méridiens 22° 30' et 23° 10', a révélé l'existence dans cette zone d'un massif important de roches basiques. Les échantillons prélevés de façon systématique, en très grand nombre, par les agents prospecteurs permettent de fixer approximativement ses limites; ils mettent, d'autre part, en évidence la variation des facies lithologiques. Mais les observations faites en cours de prospection n'autorisent encore qu'une première ébauche descriptive des caractères du massif; l'étude des matériaux pose, au sujet des conditions de gisement, maintes questions auxquelles les données actuelles ne peuvent fournir réponse.

⁽¹⁾ Cette note, dont le manuscrit n'a pas été remis au Secrétariat, sera publiée ultérieurement.

⁽²⁾ Une note préliminaire a été présentée à la XVI^e Session du Congrès géologique international à Washington (juillet 1933).

CARACTÈRES GÉNÉRAUX.

Les affleurements de roche basique occupent une zone s'allongeant de Est-Nord-Est à Ouest-Sud-Ouest, dont la largeur paraît varier entre 15 et 30 kilomètres, et qui s'étend, dans les limites de l'aire prospectée, depuis la région située sur la rive gauche de la Lulua riv., à l'Ouest, jusqu'à la Bushimaïe riv., à l'Est, soit sur une longueur de 70 kilomètres environ. A vrai dire, les

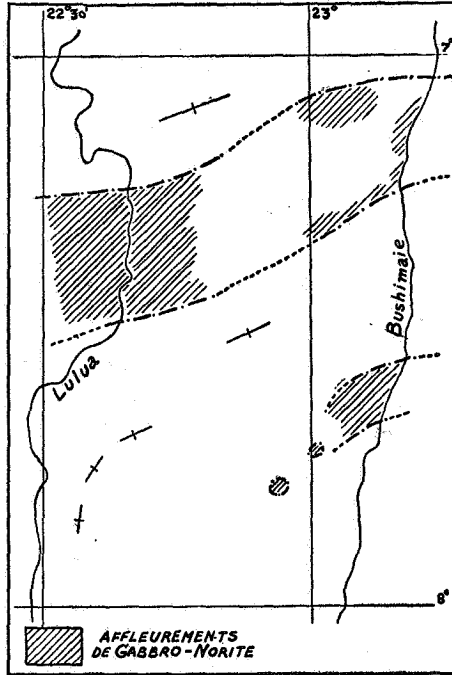


FIG. 1.

plateaux de la crête Lulua-Bushimaïe et une grande partie du versant du Bassin de la Bushimaïe sont couverts par les terrains sensiblement horizontaux du système de Lubilash; bien qu'il ne soit pas impossible donc que les affleurements basiques de l'Est et de l'Ouest appartiennent à des massifs distincts, nous sommes porté à rapporter l'ensemble à une seule masse intrusive, en partie cachée sous le manteau de Lubilash. Notons, de plus, que dans la zone même des affleurements les observations semblent indiquer la présence de paquets de gneiss qui diviseraient la masse.

Plus au Sud, sur la rive gauche de la Bushimaïe, existe une

autre zone d'affleurements de roches basiques, moins étendue, mais qui se prolonge vraisemblablement vers l'Est au delà de la Bushimaïe; les roches de cette zone méridionale présentent des caractères voisins de ceux de la zone principale, mais elles paraissent affectées davantage par les phénomènes de transformation secondaire.

La zone principale s'oriente en concordance avec les schistes cristallins au milieu desquels elle s'intercale. Cette allure, jointe à l'existence d'un zonage et peut-être, d'après certaines observations des prospecteurs, de pseudo-stratification dans les roches du massif, rappelle celle de massifs gabbroïques ou noritiques bien connus ayant les caractères de laccolite, loppolite ou sill.

Les terrains encaissants, au Nord et au Sud de la zone principale, comprennent des quartzites, des gneiss, des amphibolites, des micaschistes.

DESCRIPTION DES ROCHES.

Le type lithologique dominant du massif igné est une roche gabbroïque, généralement grise ou noire, parfois de teinte brune, où la proportion de feldspaths peut varier beaucoup en donnant toutes transitions vers les anorthosites. De nombreux échantillons accusent, en petit, un zonage très net, avec bandes alternantes anorthositiques ou riches en pyroxène. Certains lits constituent de véritables pyroxénolites à gros éléments.

Mais il y a des types un peu différents, en général plus acides, apparaissant comme des produits ultimes de la cristallisation du magma ou comme des roches modifiées; nous en parlerons plus loin.

En outre, des roches rouges syénitiques ou granitiques, dont les relations avec la grande masse basique s'établissent moins bien, semblent appartenir au même cycle d'intrusions.

La roche gabbroïque comprend presque toujours, à la fois, de l'hypersthène et un pyroxène monoclinique, mais la proportion des deux pyroxènes varie beaucoup, donnant des types de roches allant de la norite proprement dite à des gabbros plus ou moins hypersthéniques. L'hypersthène montre de façon prononcée le pléochroïsme dans les tons rose à vert et la schillérisation. Le pyroxène monoclinique est une augite, verdâtre en lame mince, présentant assez souvent les plans de séparation du diallage.

Le plagioclase est le plus souvent un labrador; mais il peut passer à la bytownite ou à l'andésine, et cette dernière devient le feldspath habituel dans les types de roches plus acides que nous avons signalés ci-dessus.

L'olivine est peu commune; elle apparaît dans quelques types plus basiques où le feldspath est représenté par la bytownite.

Il y a souvent un peu d'ouralite. Nous rangeons à part les types où apparaissent le quartz, le sphène, le grenat, l'apatite, la biotite, la scapolite, que nous prenons, pour la plupart, pour des roches modifiées.

Il faut, de plus, mentionner l'existence, dans la zone des affleurements basiques méridionaux, de quelques roches gris foncé plus fines, constituant des diabases à structure ophitique; le pyroxène est une augite incolore en lame mince et le feldspath est un labrador. Ces roches forment probablement des dykes.

Le tableau suivant donne la composition chimique de quelques roches analysées. Le n° 803 est une belle norite, grossière, de teinte brune, où le pyroxène est constitué presque exclusive-

	N° 803	N° 835	N° 369	N° 1394
Si O ₂	52,84	49,50	50,54	53,62
Al ₂ O ₃	7,44	17,71	14,83	13,31
Fe ₂ O ₃	2,98	2,21	4,11	2,23
Fe O	7,40	5,46	6,89	8,43
Mg O	18,50	7,56	10,05	6,84
Ca O	8,94	14,54	10,28	11,90
Na ₂ O	0,70	2,00	1,36	1,15
K ₂ O	0,09	0,15	0,44	0,68
Ti O ₂	0,28	0,31	0,50	1,08
P ₂ O ₅	traces	traces	traces	0,07
H ₂ O +	0,67	0,61	0,87	0,65
H ₂ O -	0,28	0,04	0,25	0,14
Mn O	0,22	0,10	0,18	0,12
	100,34	100,19	100,30	100,22
Paramètres de Lacroix.	IV. (4) 5. 4', '5	III. 5. 4. 5.	III. '5. 4'. 4'	III. 4. 4. 4.

ment par l'hyperstène, et à labrador. Le n° 835 est une roche gris foncé, à augite prédominante, olivine et bytownite. Le n° 369 est un gabbro noritique à deux pyroxènes, labrador, et un peu d'amphibole qui paraît primaire. Le n° 1394 est une diabase. (Analyses de M. Raoult.)

Souvent la roche noritique du grand massif que nous décrivons est restée parfaitement intacte, fraîche. Mais dans de nombreux échantillons un froissement mécanique se manifeste par la torsion des plagioclases. De plus, maintes roches apparaissent, ainsi que nous l'avons dit plus haut, comme des gabbros ou norites modifiés.

On peut y discerner deux modes de transformation :

Le *premier mode* montre le passage bien connu à l'amphibolite, avec ouralitisation des pyroxènes, séricitisation des feldspaths et apparition d'un ou plusieurs des minéraux suivants : zoïsite, épidote, sphène, grenat, apatite, biotite, scapolite, quartz. Par accentuation du phénomène de transformation, le feldspath originel et le pyroxène peuvent disparaître complètement, et l'on passe à des amphibolites où ne s'observe plus aucun témoin de la composition primitive. Extérieurement, la roche ne trahit souvent pas ce mode de transformation et il peut être difficile de distinguer le gabbro noritique intact des roches passant à l'amphibolite. La composition chimique est celle des gabbros et diabases (voir analyse n° 308).

Il semble que les roches amphibolitiques soient développées surtout, peut-être même exclusivement, en bordure du grand massif basique. Comme certaines d'entre elles peuvent appartenir aux séries cristallophylliennes encaissantes, les limites du massif se trouvent être imprécises. Nous ne nous proposons pas de décrire ici les terrains du socle ancien où s'intercale le gabbro-norite; nous ferons cette description ailleurs dans une étude géologique d'ensemble de la région qui nous occupe.

Le *second mode* de transformation subie par la roche noritique paraît se rattacher de façon immédiate aux phénomènes de la mise en place du magma. Il donne des roches plus claires où s'efface, pour l'œil, dans l'échantillon en main, la distinction entre les constituants. Les minéraux non colorés tendent à y prédominer de beaucoup; à côté du quartz régulièrement présent, on trouve assez fréquemment la biotite, parfois la scapolite et l'apatite. Le feldspath devient plus acide : généralement l'andésine ou même une oligoclase-andésine, ne montrant plus de froissement mécanique. L'hypersthène, peu abondante, se présente en petits éléments contournés ou en cristaux à bords

déchiquetés qui tendent à se disposer en traînées parallèles. La composition chimique se caractérise par une teneur relativement élevée en soude et en silice, et une faible teneur en magnésie (anal. n° 590).

Quant à la structure, elle prend le caractère allotriomorphe ou granoblastique, à petits éléments. Ces roches sont le plus souvent encore massives, parfois zonées, mais un de nos échantillons possède une fine texture gneissique glanduleuse.

Un type particulier est constitué par une roche gris clair, ayant un peu l'aspect d'une anorthosite, où le plagioclase montre de façon constante en lame mince les inclusions anti-perthitiques d'orthose.

Beaucoup de ces roches pourraient être prises pour des produits différenciés relativement acides du magma intrusif, où des cristaux de feldspath et d'hypersthène de première cristallisation auraient été granulés et plus ou moins complètement éliminés par réaction. Mais l'existence de termes de composition mixte, où des portions de la roche ont gardé tous les caractères de la norite commune, et le développement de certains minéraux comme la scapolite et l'apatite nous les font considérer plutôt comme des norites modifiées. Il s'agirait de manifestations ultimes de la mise en place du magma, attribuables à l'action d'extraits magmatiques de nature acide.

Quelques types de caractère intermédiaire se placent entre les roches que nous venons de décrire et les gabbros passant à l'amphibolite. Leur teinte foncée, le développement du grenat et du sphène les rapprochent des amphibolites, mais leur structure rappelle celle des roches claires granulées et elles sont riches en pyroxène. On pourrait les définir comme orthopyroxénites.

On trouvera ci-dessous les analyses de certaines roches que nous considérons comme des gabbro-norites modifiés. Le n° 308 est une amphibolite foncée, à quartz et hornblende granoblastiques et éléments feldspathiques décomposés. Le n° 590 est une roche claire à aspect d'anorthosite. Le n° 1471 est une roche finement grenue, assez pâle, contenant du grenat et du sphène, à composition d'orthopyroxénite. Le n° 424 est une roche rougeâtre, à oligoclase-andésine, sphène et apatite, dont il est question plus loin. (Analyses de M. Raoult.)

Il nous reste à parler des *roches rouges*. Vers le Sud, non loin des affleurements méridionaux du gabbro noritique, une région assez étendue est occupée par des roches granitiques de textures diverses, mais toujours pauvres en mica et uniformément

rouges. Le microcline y est très prédominant à côté de quelques plagioclases acides. Certaines de ces roches montrent des nids d'agrégats amphiboliques. Les indices de froissement mécanique avec structures « en mortier » y sont communs.

	N° 308	N° 590	N° 1471	N° 424
Si O ₂	50,70	69,28	55,18	56,06
Al ₂ O ₃	13,58	15,16	19,53	17,64
Fe ₂ O ₃	2,86	1,94	2,17	2,23
Fe O	9,97	1,85	4,32	3,60
Mg O	7,40	0,95	0,65	2,29
Ca O	11,20	4,12	11,46	10,86
Na ₂ O	1,83	4,82	2,96	5,12
K ₂ O	0,66	1,09	0,82	0,72
Ti O ₂	1,46	0,38	1,56	0,34
P ₂ O ₅	0,04	0,07	0,09	0,21
H ₂ O +	0,74	0,66	1,07	0,89
H ₂ O -	néant	0,11	0,22	0,36
Mn O	0,22	0,05	0,15	0,11
	100,66	100,48	100,18	100,43
Paramètres de Lacroix	III. 5 4 4.	I. 4. (2) 3. (4) 5.	II. 4 (5) 4 4.	II. 5. 3. '5.

Dans la zone noritique principale, la collection des échantillons recueillis comprend l'une ou l'autre roche rouge, qui constitueraient des produits de différenciation ou produits apliques du magma basique (voir analyse n° 424).

Si l'on met à part les quelques échantillons étroitement associés au gabbro noritique, et qui ne sont d'ailleurs pas des granites, les données nous manquent pour établir une relation d'origine entre les granites rouges et l'intrusion basique. Mais la comparaison avec d'autres grands massifs de gabbro, norite ou anorthosite, le Bushveld au Transvaal, les monts Adirondacks et le massif de Duluth aux Etats-Unis, incite à y voir l'équivalent des roches rouges largement développées dans ces régions, qu'on est porté à considérer comme des produits dérivant du même magma parent que la roche basique.

Les gabbros-norites du Kasai montrent fréquemment des sulfures : pyrrhotine, chalcopryrite et pyrite associées. Nous y avons reconnu aussi de petits éléments de chromite. La présence de ces minéraux est, comme on le sait, commune dans les norites. Dans les roches modifiées et passant à des pyroxénites ou à des amphibolites, les mouches de sulfure ne sont pas rares, mais nous n'y avons trouvé que la pyrite, laquelle paraît être contemporaine des venues qui ont altéré la roche.

AGE DU MASSIF.

La mise en place du grand massif basique apparaît postérieure au métamorphisme régional des terrains encaissants; les roches appartenant au cœur du massif ne portent pas, en effet, la marque d'un métamorphisme intense postmagmatique. Nous inclinons à placer l'intrusion à une époque postérieure au dépôt des schistes et grès, non métamorphiques, mais plissés, qui affleurent à une trentaine de kilomètres au Nord de l'amas basique et qui appartiennent vraisemblablement au système du Katanga. Elle daterait de la fin de l'ère de ce dernier système. Si l'on admet que celui-ci, les termes les plus élevés mis à part, constitue l'équivalent du Transvaal System de l'Afrique Australe, c'est approximativement l'âge des intrusions du Bushveld au Transvaal, du Great Dyke dans la Rhodésie du Sud et, sans doute, des petits dykes basiques de l'extrême Sud Katanga.

Notes sur l'extension

des lambeaux postpaléozoïques entre Les Isnes et Landenne,

par E. ASSELBERGHS.

Les couches dévoniennes et carbonifériennes qui reposent sur le Silurien du massif du Brabant supportent une série de lambeaux dans lesquels on trouve de l'argile glauconifère du Heruien, des sables quartzeux du Bruxellien et des dépôts oligocènes.

La construction, en tranchée ou en tunnel, du canal d'aménée des eaux du Hoyoux vers Bruxelles, par la Compagnie Intercommunale Bruxelloise des Eaux, a augmenté nos connaissances sur l'extension des couches postpaléozoïques entre la vallée de l'Orneau à l'Ouest et Landenne à l'Est.

Nous donnons ci-dessous les observations que nous avons pu

faire à ce sujet à l'occasion de plusieurs visites des travaux, échelonnées sur les années 1919 à 1923.

LE LAMBEAU BRUXELLIEN DES ISNES.

Ce lambeau a été traversé par les travaux dans sa partie orientale.

Entre les cumulées 45.900 et 45.577 mètres, les travaux, en tunnel, traversent du calcaire frasnien renfermant des poches de dissolution. Une de ces poches, qui a provoqué un éboulement de sable bruxellien, a été rencontrée vers la cumulée 45.677. A la cumulée 45.577, un puits a traversé 11 mètres de

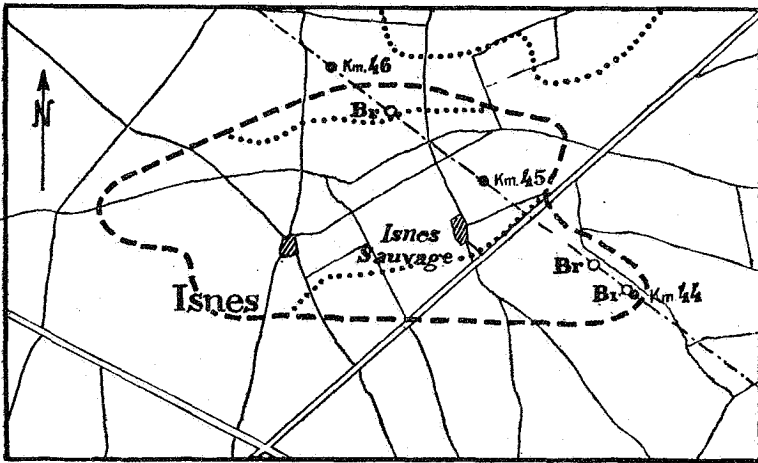


FIG. 1.

limon et de sable bruxellien avant de percer le calcaire. L'emplacement de ce puits est situé en dehors du lambeau des Isnes tel qu'il est tracé sur la Carte géologique au 1/40.000°. Il en résulte que le lambeau s'étend davantage vers le Nord, comme le montre le croquis ci-dessus.

Vers le Sud-Est, un puits d'aérage creusé à la cumulée 45.417 a recoupé, d'après M. Meynaert, le directeur des travaux :

Terre végétale	1 ^m 50
Terre plastique (1)	1 ^m 50
Sable rude bruxellien.	4 ^m 50
Schistes calcaireux, d'abord noduleux, puis sans nodules.	18 ^m 00

Plus loin, entre les cumulées 45.250 et 45.086, les travaux ont traversé des couches calcaires avec nombreuses poches de disso-

(1) C'est probablement du limon argileux.

lution remplies de sable bruxellien. Entre les cumulées 45.250 et 45.150, les poches étaient très rapprochées sur une distance de 80 mètres.

Le tunnel traverse ensuite les schistes et grès du Dévonien supérieur à une profondeur de 20 à 35 mètres. Puis le tunnel se rapproche de la surface et, à moins de 400 mètres à l'Est de la route de la Sambre à Eghezée, la canalisation est creusée à 11 mètres de profondeur dans du sable bruxellien. Deux cents mètres plus loin, vers la cumulée 44.050, un puits de 7 mètres de profondeur n'a pas atteint la roche en place; il est resté dans du sable. Dans l'intervalle, les travaux ont traversé, d'après le maître du chantier, tantôt du sable blanc, tantôt de la terre.

On peut conclure de ce qui précède que depuis la cumulée 45.900 environ jusqu'au kilomètre 44, les couches paléozoïques sont recouvertes de sables bruxelliens, ce qui nous amène à étendre vers le Nord et surtout vers le Sud-Est le lambeau bruxellien des Isnes. Nous avons aussi déplacé la limite vers le Sud à hauteur des Isnes Sauvages, pour tenir compte de la présence de 20 mètres de Bruxellien dans le puits dont la coupe est indiquée sur la Carte géologique Fleurus-Spy au 1/40.000^e.

LA GLAUCONIE DE LONZÉE.

Un petit lambeau de glauconie de Loncée a été vu par nous en 1913 dans une carrière abandonnée de marbre noir de Golzinne, sise au Sud et près du chemin, de direction à peu près Est-Ouest, qui va du Château de Golzinne vers le Bois de Raidit, à environ 500 mètres de la lisière du dit bois. La glauconie affleure dans les parois Est et Nord. Dans la paroi Nord on voit successivement sous la terre végétale : du limon sableux brun-rouge avec gravier à la base; du sable graveleux argileux glauconifère finissant, semble-t-il, par un gravier renfermant de petits silex; roche calcaire. La paroi méridionale est constituée par du calcaire bleu foncé, compact sur 8 mètres de puissance.

Ce lambeau est très localisé. Nous n'avons pas retrouvé, en effet, de glauconie dans le groupe de carrières anciennes qui entourent la première. Le lambeau, que nous avons découvert, est situé à 1.200 mètres au Sud-Ouest du petit îlot signalé par M. Stainier en 1894 à la limite des communes de Bossières et de Beuzet, de part et d'autre du chemin qui relie le Château de Golzinne à la grand'route de Bruxelles à Namur ⁽¹⁾.

(1) *Bull. Soc. belge de Géol.*, t. VIII, 1894, pp. 175 et 176. — Ce dernier lambeau est reporté sur la feuille Fleurus-Spy de la Carte géologique de la Belgique au 1/40.000^e.

LAMBEAUX OLIGOCÈNES.

Des lambeaux étendus de couches oligocènes ont été relevés sur les feuilles Namur-Champion et Andenne-Couthuin de la Carte géologique au 1/40.000^e. Ces couches comprennent : des argiles plastiques (argile d'Andenne) avec sables intercalés (*Ona*); des amas de cailloux blancs avec cailloux oolithiques (*Onx*); des sables quartzeux, fins, pailletés homogènes (*Om*).

Nous exposons ci-dessous les données complémentaires que nous avons recueillies sur l'extension de ces couches entre Emines et Landenne.

Environs de Vedrin. — Un puits creusé à la cumulée 35.717 a recoupé, d'après M. Meynaert, les couches suivantes :

Terre végétale	} 17 mètres.
Limon	
Terre plastique et lignite.	
Sable noir boulant au contact de la roche calcaire :	6 mètres.

Nous avons vu des échantillons prélevés à 5, à 12,30 et à 14 mètres de profondeur; c'est de l'argile plastique d'Andenne

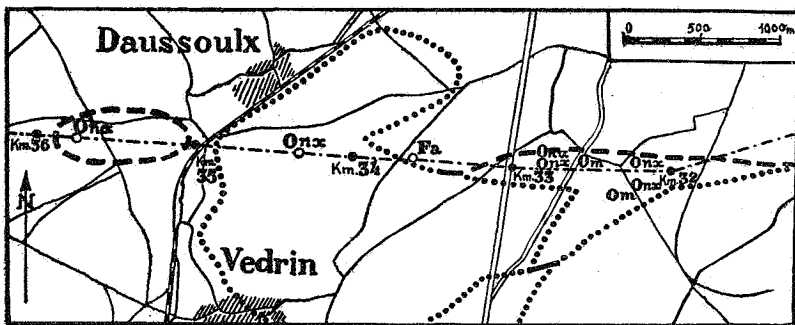


FIG. 2.

gris foncé avec lignite et concrétions pyriteuses. Elle y a donc au moins 12 mètres d'épaisseur.

Les couches ne s'étendent pas loin vers l'Ouest; en effet, un trou d'aérage creusé à 280 mètres dans cette direction a recoupé des schistes frasniens immédiatement sous le limon. Par contre, le lambeau s'étend sur plus de 600 mètres vers l'Est, jusqu'aux abords du chemin de fer. Sur toute cette distance, des sondages poussés jusqu'à la cote 159 (16 à 26 mètres de profondeur) sont restés dans du sable bouillant et de l'argile plastique noire. Le lambeau a une largeur minimum de 150 mètres. Ce lambeau,

qui n'était pas connu, n'est séparé du grand lambeau de Vedrin que par la vallée du ruisseau de Vedrin.

A la cumulée 34.351, un puits a traversé 1 m. 50 de terre plastique et de sable chargé de petits cailloux de quartz blanc sous 4 m. 50 de terre végétale et de limon. Puis venaient des grès et schistes famenniens.

Ce puits se trouve dans le lambeau de Vedrin, mais à cet endroit la Carte géologique signale uniquement des sables *Om*, alors que la coupe du puits montre l'existence du niveau *Onx*.

Par contre, à la cumulée 33.607, un puits a atteint le psamnite famennien immédiatement sous la terre végétale. Mais les couches oligocènes reparaisent bientôt vers l'Est; en effet, entre les cumulées 32.800 et 32.400, les travaux ont été creusés dans du sable pur bouillant renfermant deux gros blocs de grès-quartzite. A la cumulée 32.790, un puits a atteint 26 mètres de profondeur et est resté dans ces sables.

Vers la cumulée 32.300, à l'extrémité Nord du Bois de Grandes-Salles, le sol est couvert de petits cailloux blancs roulés. Enfin, à la lisière de ce bois, le long de la route de Cognelée à Champlon, nous avons vu dans une excavation une couche d'un mètre de cailloux roulés blancs reposer sur 2 m. 50 de sable fin, jaune-orange (*Om*).

Ces observations montrent que les lambeaux oligocènes de Vedrin et de Champion s'étendent au moins à 200 mètres plus au Nord et qu'ils se rejoignent probablement sur le territoire de Cognelée (fig. 2).

Gelbressée. — Nous avons observé du sable blanc et jaune avec petits cailloux roulés de quartz blanc dans les déblais d'un puits qui fut creusé à la cumulée 28.471, soit à 650 mètres au Nord-Est de l'église de Gelbressée, sur le bord Ouest du chemin qui relie Gelbressée à Tillier. Cette observation nous décèle l'existence d'un nouvel îlot de *Onx*, mais nous ne possédons aucune autre donnée sur son extension.

Hingeon-Vezin. — La feuille Andenne-Couthuin de la Carte géologique montre, aux environs d'Hingeon, deux lambeaux *Onx*, un petit, à Houssoye, et un grand que nous appellerons lambeau de Troka. Nos observations nous amènent à conclure que ces deux lambeaux se rejoignent.

Lorsqu'on suit la route de Franc-Waret à Vezin, on traverse le lambeau de Houssoye et l'extrémité Sud-Ouest de celui de Troka.

Là où la route venant de Franc-Waret se recourbe vers le Sud-

Est, on aperçoit les premiers cailloux roulés de quartz blanc, ce qui indique une extension vers le Nord du lambeau de Houssoye de plus de 150 mètres. En continuant vers le Sud-Est, on observe sans interruption le même cailloutis jusqu'au delà de Bellaire; ceci démontre que le lambeau de Houssoye n'est pas isolé du grand lambeau de Troka.

Le long et à l'Est de cette même route, au lieu-dit Les Trixhes, nous avons observé dans une sablière la superposition de cette

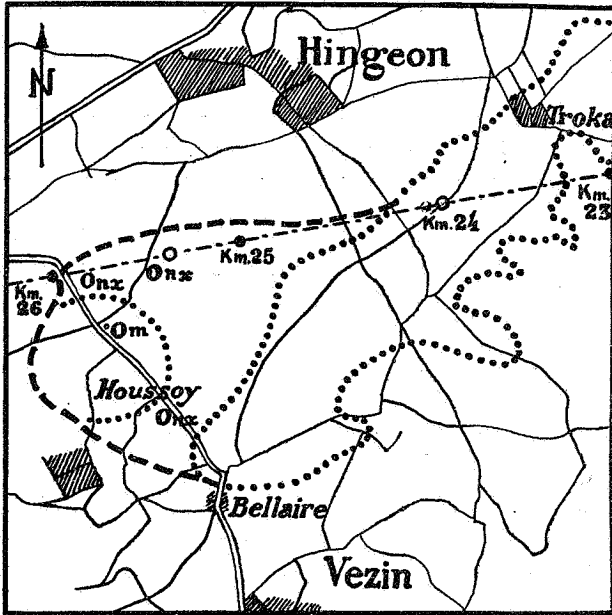


FIG. 3.

couche de cailloux roulés de quartz blanc, épaisse de 50 centimètres, sur du sable micacé blanc, localement jauni et rubéfié, exposé sur 8 mètres de puissance (*Om*).

A l'Est de la route, un puits creusé à la cumulée 25.380 a traversé, sur une épaisseur de 16 mètres, du limon, de la terre plastique et du cailloutis. Ce puits se trouve à peu près à mi-chemin entre les deux lambeaux. Le cailloutis du puits ne constitue pas un affleurement local; en effet, si l'on rejoint la route soit en direction Ouest, soit en direction Sud-Ouest, on retrouve partout dans les champs le revêtement caillouteux. Nous pensons que celui-ci s'étend aussi vers l'Est pour rejoindre le lambeau de Troka.

Nous avons vu que le revêtement paléozoïque a une épaisseur de 16 mètres dans le puits de la cumulée 25.380. Plus près de Troka, un puits, creusé à la cumulée 23.912, a traversé sur 10 m. 50 du limon ou de l'argile et du sable avec cailloux blancs, avant d'atteindre les couches du Givetien.

Notes complémentaires sur le gîte fossilifère de Milange (Lukuga) et l'âge du Système de l'Uha (Tanganyika Territory),

par A. JAMOTTE.

Les lignes qui suivent constituent des annexes à deux notes parues récemment ⁽¹⁾. Elles ont été rédigées à la suite d'intéressantes remarques dont M. P. Fourmarier nous a aimablement fait part.

Dans la première des deux notes précitées, il est question des schistes fossilifères découverts par feu Mercenier, à Milange, dans la vallée de la Lukuga. Nos levés ne nous ayant pas conduit dans cette région, nous nous étions référé au croquis géologique des environs d'Albertville laissé par Mercenier et à la carte géologique de la Lukuga supérieure et de la Lubumba supérieure dressée par M. P. Fourmarier, pour situer le gîte fossilifère ⁽²⁾. La position de Milange est sensiblement la même sur ces deux documents cartographiques. Nous en avons conclu que la flore fossile décrite par Mercenier provenait du seul représentant de l'étage à couches de houille que l'on trouve aux bords de la Lukuga à hauteur de Milange, soit, d'après la carte de M. P. Fourmarier, l'assise de transition.

M. P. Fourmarier nous signale que n'ayant pas vu sur place le gîte fossilifère découvert par Mercenier, il ne l'a pas indiqué sur sa carte géologique. Il ajoute que s'il reporte sur celle-ci la distance du gîte par rapport au lac Tanganika, indiquée par

(1) A. JAMOTTE, Sur la vaste extension géographique au Congo belge de l'assise des schistes noirs de l'étage de la Lukuga (Système du Luabala-Lubilash). (*Bull. de la Soc. belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie*, t. XLIII, 1933, fasc. 2, pp. 193-201.)

IDEM, Considérations sur l'âge du Système de l'Uha (Tanganyika Territory) et sur la corrélation de ce système avec les dépôts de la Lukuga (Congo belge). (*Ibidem*, pp. 227-233.)

(2) M. MERCENIER, Le Bassin permien de la Lukuga. (*Ann. Soc. Géol. de Belgique. Publ. rel. au Congo belge*, t. XL, 1912-1913. Voir p. 167 et pl. VI.)

P. FOURMARIER, Le bassin charbonnier de la Lukuga. (*Ibidem*, t. XLI, 1913-1914. Voir p. 218 et pl. II.)

Mercenier, soit 30 kilomètres, il trouve des schistes noirs de l'assise moyenne de la formation de la Lukuga. Si cette situation du gîte fossilifère se trouvait confirmée, on arriverait à une conclusion importante au point de vue de la stratigraphie de l'étage de la Lukuga, à savoir que *l'assise moyenne de la série glaciaire de la Lukuga représente l'assise des schistes noirs*.

M. P. Fourmarier incline à croire que, dans ce cas, il n'y a pas lieu de supprimer la faille de Milange. Nous estimons que l'hypothèse que nous avons émise doit encore être envisagée : le contact apparemment anormal des schistes rouges et de l'assise de transition avec les schistes noirs peut résulter de l'existence d'une lacune stratigraphique intéressant l'étage à couches de houille. J'ajouterai qu'en 1929, dans un mémoire présenté à la XV^e Session du Congrès géologique international, M. P. Fourmarier avait désigné sous le nom d' « Etage de la Lukuga » les couches inférieures du Système de Lualaba-Lubilash avec *Glossopteris* ⁽¹⁾.

*
* *

Dans notre seconde note précitée, nous n'avons pas voulu remettre en question la discussion générale de l'âge du Système de l'Uha et du raccord Uha-Lukuga, mais simplement rectifier certaines déductions tirées de deux mémoires de M. P. Fourmarier par M. E. O. Teale. Nous tenons à ajouter qu'en 1916, dans un travail auquel M. E. O. Teale ne s'est pas référé, M. P. Fourmarier, tout en montrant la probabilité du raccord Système du Kundelungu-formations de la Malagarasi (ou Système de l'Uha), opinion que nous avons citée, concluait déjà, comme nous, en défaveur du raccord formations de la Malagarasi-formations de la Lukuga proposée en 1929 par M. E. O. Teale ⁽²⁾. En 1924, dans la première édition de sa Carte géologique du Congo belge, M. P. Fourmarier montrait le peu de vraisemblance du raccord Kundelungu-Karoo. En 1929, dans la deuxième édition de cette carte, cet auteur rangeait le Kundelungu, et par conséquent l'Uha, dans le Paléozoïque et reconnaissait de ce fait leur âge pré-Karoo.

Décembre 1932.

(1) P. FOURMARIER, Le Système du Karroo au Congo belge. (*Comptes rendus du Congrès géologique international*, XV^e Session. Prétorias, 1929, vol. II.)

(2) P. FOURMARIER, Etude comparative des formations postprimaires de la Malagarasi (Afrique Orientale), de la Lukuga et des autres régions du Katanga. (*Ann. Soc. Géol. de Belgique. Publ. rel. au Congo belge*, t. XLII, 1914-1919.)

Observations nouvelles sur l'âge des dépôts dits amstéliens de la partie septentrionale de la Campine anversoise,

par F. HALET.

I. — INTRODUCTION.

L'étude d'une série de puits exécutés au cours de ces dernières années, principalement dans la Campine anversoise, par la firme A. Smet et fils, de Desschel, et la revision subséquente d'anciens forages nous ont été l'occasion d'une mise au point de nos conceptions sur la stratigraphie de ces régions, principalement en ce qui concerne les dépôts considérés comme d'âge pliocène récent.

Afin de faciliter au lecteur la connaissance de la position de la question, nous la résumerons brièvement dans une première section.

II. — REVUE SOMMAIRE DES PRINCIPALES OPINIONS ÉMISES SUR L'ÂGE DES DÉPÔTS PLIOCÈNES DES BORDURES DE LA MER DU NORD.

Depuis près d'un siècle, les relations stratigraphiques des couches d'âges pliocène et postpliocène de l'Est de l'Angleterre, de l'Ouest et du Centre des Pays-Bas et du Nord de la Belgique font l'objet de nombreuses et longues discussions entre géologues de ces trois pays.

L'ensemble de leurs publications est tellement vaste que force nous sera de ne rappeler dans cette note que celles qui ont fait époque. Au reste, la bibliographie relative au Pliocène anglais se trouve détaillée dans les remarquables travaux de C. Reid et de F. W. Harmer ⁽¹⁾.

C'est en effet dans l'Est de l'Angleterre que la série pliocène est considérée comme la mieux étudiée et aussi la mieux développée.

(1) C. REID, *The Pliocene Deposits of Britain. (Memoirs of the Geological Survey of the United Kingdom, 1890.)*

F. W. HARMER, *On the Pliocene Deposits of Holland and their relation to the English and Belgian Crag. (Quart. Journ. Geol. Society, London, vol. LII, n° 208, 1896.)*

Voir aussi J. W. EVANS and C. J. STUBBLEFIELD, *Handbook of the Geology of Great Britain.* London, Thomas Murby, 1929.

La succession normale y serait, de haut en bas, la suivante :

Classification du Pliocène des dépôts anglais.

(Extrait du *Handbook of the Geology of Great Britain*,
édité par J. W. EVANS et G. J. STUBBLEFIELD, en 1929.)

Sous-étages.	Zones.
ICENIËN	CROMÉRIEN : Couches de Cromer (dites aussi Forest beds); zone à <i>Elephas antiquus</i> (dépôts d'eau douce et estuariens).
	CHILLESFORDIEN : Argiles et sables de Chillesford; zone à <i>Yoldia oblongoides</i> (Estuarien).
	CRAG DE NORWICH (Marin). { Division supérieure : Zone à <i>Astarte borealis</i> . Division inférieure : Zone à <i>Macra (Spisula) subtruncata</i> .
BUTLEYEN	CRAG DE BUTLEY : Zone à <i>Cardium groenlandicum</i>
NEWBOURNIEN.	CRAG DE NEWBOURN : Zone à <i>Macra constricta</i>
	} AMSTÉLIEN BELGE ET HOLLANDAIS.
WALTONIEN.	HORIZON D'OAKLEY : Zone à <i>Macra obtruncata</i> .
	HORIZON DE WALTON : Zone à <i>Neptunea contraria</i> .
GEDGRAVIEN :	Zone à <i>Macra triangula</i> .

Pliocène plus ancien.

LENHAMIEN.	COUCHES DE LENHAM : Zone à <i>Anadara diluvii</i> .
	Faune de Boxstone (dérivé).

Cette succession ne présente pas toutefois un caractère de certitude absolu. Il n'existe pas, en effet, jusqu'ici, dans les comtés de Norfolk, de Suffolk et de l'Essex de coupe où s'observe la succession complète de ces divers termes.

*
**

En ce qui concerne l'application à la bordure orientale de la mer du Nord, la principale contribution a, en 1896, été apportée par F. W. Harmer. A la suite de l'étude des sondages exécutés dans les Pays-Bas et décrits par J. Lorie, Harmer a proposé, mais non sans réserve, la distinction d'un nouvel étage, l'Amsté-

lien, dont la place serait entre l'Icénien, au-dessus, et le Waltonien, au-dessous. L'Amstélien serait ainsi comme le correspondant du Butleyen et du Newbournien.

C'est cette manière de voir que le Conseil géologique de Belgique a adoptée en 1923, à l'occasion de la revision de la légende générale de la Carte géologique détaillée de la Belgique. Il a formulé, comme suit, cette décision : « Le terme Amstélien est adopté ici pour désigner les formations comprises entre le Pléistocène et le Scaldisien et qui peuvent être provisoirement rattachées à l'étage marin défini par Harmer en 1896. »

M. P. Tesch ⁽¹⁾, qui, à la suite d'une revision des travaux effectués jusqu'alors sur les dépôts pliocènes du bassin de la mer du Nord, s'était, en 1912, rallié à l'opinion de Harmer, a, en 1928, en conclusion d'une nouvelle étude, apporté des précisions sur l'âge des couches d'âge pliocène récent des Pays-Bas ⁽²⁾. Il en résulte que jusqu'ici on ne connaît pas aux Pays-Bas de dépôts d'âge plus ancien que l'Icénien, donc aucune formation qui, intermédiaire entre l'Icénien et le Waltonien, mériterait d'être qualifiée d'Amstélien, conformément à la définition donnée par Harmer.

Cette conclusion se trouve appliquée dans le tracé d'un certain nombre de feuilles de la Carte géologique des Pays-Bas, actuellement en cours de publication, sous la direction de M. P. Tesch. Ainsi en est-il, par exemple, des feuilles de Bréda.

*
* *

Nous avons déjà eu l'occasion, il y a quelques années, d'examiner dans la collection du Service géologique des Pays-Bas, à Haarlem, les échantillons provenant de sondages exécutés à Rosendaal, Ettem et Halsteren, toutes localités situées à l'Ouest de Bréda. Grâce au sondage nouveau exécuté au cours de l'été 1933, par la firme A. Smet et fils, à Bréda même, nous avons pu poursuivre nos études et constater que la coupe du sol était en cette ville toute semblable en ce qui concerne la succession des dépôts.

(1) Dr P. TESCH, Beitrage für Kenntnis der marinen Mollusken in West Europaischen Pliocäne Becken. (*Mededeelingen van de Rijksopsporing van Delfstoffen*, n° 4, 's Gravenhage, 1912.)

(2) *Geologische Mijnbouwkundig Genootschap voor Nederland en Koloniën*, 3° deel, bl. 171-177, Maart 1928.

Coupe résumée du puits exécuté en 1933 par la Firme Smet et fils, à Desschel, dans les annexes des Grands Magasins Vroom et Driesman, 7, Nieuwstraat, à Bréda (Pays-Bas) (1).

Cote approximative : + 4 (zéro d'Ostende).

Numéros des échantillons.	DESCRIPTION DES ECHANTILLONS	Profondeurs en mètres de à	
1 à 3	Sable avec débris de briquillons... ..	0.00	4.00
4 à 7	Sable très quartzeux, gris blanchâtre, avec petits galets de quartz blanc	4.00	8.00
8 à 10	Sable très quartzeux, gris blanchâtre... ..	8.00	13.00
11	Argile gris jaunâtre, assez plastique	13.00	14.00
12	Argile plastique gris foncé... ..	14.00	15.00
13 à 14	Débris de bois ligneux, souillés de sable argileux.	15.00	17.00
15 à 16	Sable gris, finement quartzeux	17.00	22.00
17	Sable gris, limoneux, finement pailleté	22.00	23.00
18-20	Sable gris clair, quartzeux, pailleté	23.00	32.00
21	Argile grise... ..	32.00	33.00
22-23	Sable gris, finement quartzeux	33.00	35.00
24-25	Argile sableuse, grise	35.00	38.00
26	Argile grise, pailletée	38.00	39.00
27-28	Sable gris, finement quartzeux... ..	39.00	41.00
29	Argile sableuse, grise	41.00	42.00
30-32	Sable gris, quartzeux	42.00	46.00
33-35	Sable très quartzeux, gris, avec quelques grains de glauconie	46.00	49.00
36	Sable grossier, gris, avec débris de coquilles (indéterminables)	49.00	50.00
37-39	Sable très quartzeux, gris, avec concrétions argileuses rouge brunâtre; rares coquilles nettement roulées : <i>Cardium edule</i> Linné (de petite taille), <i>Littorina littorea</i> Linné	50.00	53.00
40-41	Sable gris, finement quartzeux, sans coquilles, pailleté	53.00	57.00
42-43	Sable finement quartzeux, pointillé, pailleté... ..	57.00	62.00
44	Argile grise, finement pailletée	62.00	63.00
45	Sable assez fin, gris	63.00	65.00
46-47	Sable graveleux, gris blanchâtre, nombreux galets de quartz, quelques débris de coquilles plus ou moins roulées : <i>Mya arenaria</i> Linné; <i>Spisula (Mactra) subtruncata</i> Mont.; <i>Mytilus edulis</i> Linné; <i>Cardium edule</i> Linné; <i>Littorina littorea</i> Linné	65.00	68.00
48-49	Sable quartzeux gris, avec traces de coquilles ...	68.00	75.00

(1) Une série complète d'échantillons est conservée dans les collections du Service géologique de Belgique, à Bruxelles.

Numéros des échantillons.	DESCRIPTION DES ÉCHANTILLONS	Profondeurs en mètres de à	
50	Sable gris, quartzeux	75.00	78.00
51-56	Sable très quartzeux, gris, finement pointillé, avec nombreux galets de quartz et quelques petits silex roulés; amas de coquilles	78.00	90.00
a) Espèces paraissant nettement roulées :			
<i>Mya arenaria</i> Linné;			
<i>Cyprina islandica</i> Linné;			
<i>Corbula gibba</i> Oliv.;			
<i>Purpura lapillus</i> Linné;			
<i>Solen</i> sp.?			
b) Espèces non roulées :			
<i>Littorina littorea</i> Linné;			
<i>Mytilus edulis</i> Linné;			
<i>Spisula (Mactra) subtruncata</i> Mont.;			
<i>Cardium edule</i> Linné;			
<i>Ptychopotamides (Cerithium) tricinctus</i> Br.;			
<i>Tellina (Macoma) balthica</i> (un exemplaire);			
<i>Tellina obliqua</i> Sow. (un exemplaire).			
57	Sable gris foncé, très pailleté, finement quartzeux, avec fines linéoles d'argile	90.00	93.00

RÉMARQUES. — 1. Il n'est guère possible, en l'absence totale d'éléments fauniques, d'assigner un âge précis aux couches supérieures, comprises entre 8 et 42 mètres de profondeur et composées d'alternances d'argiles et de sables.

2. Entre 42 et 90 mètres de profondeur, la nature grossière des sables quartzeux, la présence de galets de quartz, ainsi que le nombre élevé des espèces roulées et brisées témoignent du facies estuarien.

3. La faune rencontrée dans les sables quartzeux les plus inférieurs, quoique peu variée, est, dans son ensemble, de caractères nettement plus jeunes que celle du Waltonien. *Tellina obliqua* est certes une espèce abondante dans les crag de Newbourn et de Butley, mais elle est également connue dans le crag de Norwich et ne disparaît qu'au niveau des argiles de Chillesford. En Belgique elle est représentée dans le Scaldisien.

Quant à *Tellina (Macoma) balthica*, elle n'apparaît en Angleterre qu'au niveau du crag de Norwich. Ainsi se trouve justifié le rattachement à l'Icénien de l'ensemble des sables quartzeux, à faune marine, qui, à Bréda, gisent entre les profondeurs de 42 et 90 mètres.

4. Enfin, pour ce qui est de la formation atteinte entre la profondeur de 90 et 93 mètres, elle montre que ce sondage n'a pas atteint à cette profondeur l'Amstélien au sens d'Harmer.

*
* *

En Belgique, les couches pliocènes ont fait l'objet de nombreuses études depuis plus d'un siècle. L'historique de la question a été très fidèlement reproduit par E. Van den Broeck, dans son *Esquisse géologique et paléontologique des dépôts pliocènes des environs d'Anvers*, parue en 1876-1878 ⁽¹⁾.

Dès cette époque, les couches pliocènes qui surmontent l'argile oligocène aux environs d'Anvers avaient été divisées en deux groupes ou étages, dont l'inférieur a reçu le nom de système diestien et le supérieur celui de système scaldisien.

En 1889, G. Vincent introduisit la distinction d'un nouvel étage, le Poederlien, qui reposerait sur le Scaldisien dans les régions septentrionales de la ville et, par extension, de la province d'Anvers.

L'ensemble de ces étages représentait le Pliocène inférieur et le Pliocène moyen.

Quant aux dépôts supérieurs et ceux que l'on a continué de ranger dans le Pliocène récent, sous le nom de *sables de Moll*, ils furent surtout étudiés par M. Mourlon, qui les considérait comme d'origine marine et proposa d'en faire l'étage moséen ⁽²⁾.

Comme nous l'avons exposé dans une note parue en 1921 ⁽³⁾, la question de l'âge des sables de Moll n'a plus, depuis les travaux de Mourlon, été envisagée que par O. Van Ertborn ⁽⁴⁾, A. Rutot et M. Leriche. Le premier de ces géologues considérait les sables de Moll comme un facies du Diestien. Rutot ⁽⁵⁾ les considérait comme un accident local, dû à un apport fluvial momentané, venant du Sud et stratifié par les eaux du littoral

(1) Bruxelles, G. Mayolez.

(2) M. MOURLON, Les Mers quaternaires en Belgique (*Bull. de l'Acad. roy. de Belgique*, 3^e série, t. XXXII, pp. 671 et suiv., 1896). — IDEM, La faune marine du quaternaire moséen révélée par les sondages de Strijbeek et de Wortel (*Ibidem*, t. XXXIII, 1897, p. 776).

(3) F. HALET, Sur la présence à Merxplas du gravier à Kieseloolithes et des sables blancs dits de Moll. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, t. XXX, 1920, pp. 128-133.)

(4) VAN ERTBORN, Contribution à l'étude des terrains quaternaires, etc. (*Ann. Soc. Malac. Belg.*, 1901, p. xxv.)

(5) A. RUTOT, Sur l'âge des dépôts connus sous les noms de sables de Moll, etc. (*Mém. de l'Acad. roy. de Belg.*, 2^e série, t. II.)

de la mer poederlienne en recul. Quant à M. Leriche ⁽¹⁾, il conclut que ces sables de Moll sont des alluvions à oolithes silicifiées de la Meuse-Rhin et font partie d'un complexe, les sables et argiles à lignite de la Campine, auquel sont subordonnées l'argile de Tegelen, dans le Limbourg néerlandais, et l'argile de Ryckevorsel, dans la Campine anversoise.

A part le fait déjà rappelé, que le Conseil géologique a classé les sables de Moll dans l'Amstélien, c'est, en définitive, dans cette indécision au sujet des dépôts d'âge pliocène récent de la Campine anversoise que nous avons entrepris nos nouvelles recherches.

III. — COUPES NOUVELLES DE LA CAMPINE ANVERSOISE.

En Belgique, dans le Nord de la province d'Anvers, un certain nombre de sondages profonds nouveaux ont été exécutés dans ces dernières années, spécialement en vue de recherches d'eau.

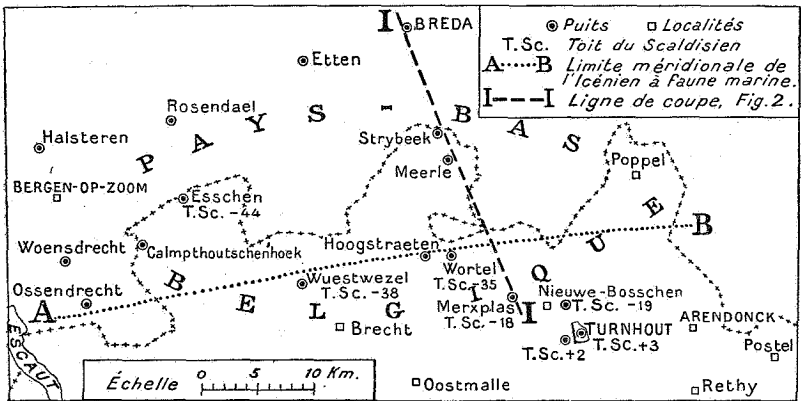


FIG. 1. — Croquis cartographique de la Campine anversoise et des régions septentrionales limitrophes.

De l'Ouest à l'Est nous pouvons citer tout particulièrement :

- 1° Le puits profond de 62 mètres à la gare d'Esschen;
- 2° Deux puits profonds de 50 et 51 mètres au lieu dit Nieuwe-Bosschen, à 3 kilomètres au Nord de la ville de Turnhout;
- 3° Le puits profond de 60 mètres à la Laiterie de Meerle, à Meerle;
- 4° Deux puits dans la ville de Turnhout, ayant respectivement 25 et 77 mètres de profondeur.

L'emplacement de ces puits se voit au croquis cartographique (fig. 1).

(1) M. LERICHE, Sur l'âge des sables de Moll. (*Bull. de la Soc. belge de Géol.*, t. XXVII, 1913.)

Nous donnons ci-après la coupe résumée de ces puits nouveaux.

A. — Puits exécuté « à sec » en 1933, dans les dépendances de la station d'Esschen, par la Firme Smet et fils, de Desschel ⁽¹⁾.

COUPE RÉSUMÉE. — Cote du sol : +16.

Numéros d'ordre	DESCRIPTION DES ECHANTILLONS	Profondeurs en mètres
1	Sable gris brunâtre, quartzeux, avec petits galets de silex roulés...	1.00
2-3	Sable fin, gris verdâtre, pointillé ...	2.00
4	Argile sableuse, gris foncé ...	4.00
5	Sable fin, gris, aggloméré ...	5.00
6	Argile gris foncé, avec débris ligniteux ...	6.00
7	Argile sableuse ...	7.00
8-12	Sable gris, quartzeux ...	8.00
13-23	Sable gris, plus fin, pailleté ...	13.00
24-29	Sable quartzeux, gris ...	24.00
30-31	Argile grise, pailletée ...	30.00
32-34	Sable gris, finement quartzeux...	32.00
35-36	Sable très quartzeux, gris foncé ...	35.00
37	Même sable, avec gros débris de bois ligniteux ...	37.00
38-39	Même sable, sans bois ...	38.00
40	Sable très quartzeux, gris jaunâtre, avec linéoles d'argile plastique ...	40.00
41-42	Sable gris foncé, très quartzeux, avec linéoles argileuses ...	41.00
43-44	Sable gris foncé, très quartzeux ...	43.00
45-47	Sable grossier, gris, à gros grains de quartz roulés.	45.00
48	Sable grossier, gris ...	48.00
49	Sable très grossier, gris, avec débris de coquilles roulées : débris de <i>Solen</i> sp.?, <i>Corbula gibba</i> , <i>Cardium edule</i> ...	49.00
50-55	Idem, avec débris de coquilles plus ou moins roulées : <i>Macra subtruncata</i> , <i>Littorina littorea</i> , <i>Cardium edule</i> , <i>Mya arenaria</i> , <i>Tellina</i> sp.? ...	50.00
56	Sable grossier, avec amas de coquilles plus ou moins roulées, galets de silex...	56.00
57	Sable très quartzeux, gris, avec quelques débris de coquilles brisées : <i>Littorina littorea</i> , <i>Cardium edule</i> , <i>Corbula gibba</i> , <i>Mya arenaria</i> , <i>Macra subtruncata</i> , <i>Purpura lapillus</i> , <i>Cyprina islandica</i> , <i>Turritella</i> sp.?, <i>Solen</i> sp.?, <i>Tellina balthica</i> ...	57.00
58-59	Sable gris, quartzeux, avec rares débris de coquilles ...	58.00
60-62	Sable gris foncé, un peu verdâtre, glauconifère, sans coquilles ...	60.00-62.00

(1) Puits portant le n° 33 du dossier Esschen des archives du Service géologique de Belgique.

REMARQUES. — 1. Jusqu'à la profondeur de 40 mètres, la sonde a traversé des alternances de sable fin et de sable quartzeux non fossilifère, avec intercalations d'argiles plastiques. Leur âge exact reste indéterminé.

2. Sous ces dépôts, entre les profondeurs 40 et 60 mètres, ensemble de sables très quartzeux, fossilifères, devenant grossiers vers la base, où ils renferment de nombreux petits galets de quartz blanc.

Toute une série de coquilles, la plupart fortement roulées, y a été recueillie sous la profondeur de 49 mètres.

C'est, à notre avis, l'horizon que M. Mourlon a décrit au sondage de Strijbeek et que nous connaissons dans le puits de Bréda, décrit ci-dessus.

3. Entre 60 et 62 mètres de profondeur, sable gris foncé, finement quartzeux, glauconifère, non coquillier. D'après leur nature lithologique, nous rangeons ces sédiments dans le Scaldisien, dont le toit serait ainsi, à Esschen, à la cote —44.

B. — Coupe d'un puits (1) exécuté en octobre 1927, à 3 km. 200 au Nord du clocher de Turnhout, à l'Est de Nieuwe-Bosschen, par la Firme Smet et fils, de Desschel.

COUPE RÉSUMÉE. — *Cote du sol* : +32.

Numéros d'ordre	DESCRIPTION DES ECHANTILLONS	Profondeurs en mètres
1	Sable finement quartzeux, blanc jaunâtre	1.00
2	Sable finement quartzeux, jaunâtre	2.00
3-4	Argile plastique, grise... ..	3.00
5-7	Argile plastique, grise... ..	5.00
8-12	Argile grise, plastique... ..	8.00
13-15	Argile un peu sableuse, gris verdâtre	13.00
16	Argile grise, sableuse, avec traces de matières végétales	16.00
17	Sable gris, finement quartzeux	17.00
18-20	Sable quartzeux, gris clair	18.00
21	Argile plastique, grise... ..	21.00
22-23	Sable finement quartzeux, gris	22.00
24	Grosse concrétion très dense (ferrugineuse)... ..	25.00
25-26	Argile plastique, grise... ..	26.00
27	Sable très quartzeux, gris foncé... ..	28.00
28	Argile plastique, brunâtre... ..	29.00
29-30	Sable quartzeux, gris brunâtre	30.00

(1) Puits portant le n° 190 du dossier Turnhout des archives du Service géologique de Belgique.

Numéros d'ordre	DESCRIPTION DES ECHANTILLONS	Profondeurs en mètres
31-36	Sable quartzeux, gris, très légèrement brunâtre... ..	32.00
37-38	Sable très quartzeux, gris, légèrement brunâtre, avec petits graviers roulés de quartz... ..	41.00
39	Sable très quartzeux, gris, finement pointillé	42.00
40	Sable très quartzeux, pointillé, avec un débris de lignite... ..	46.00
41	Même sable, avec concrétions argileuses et débris de lignite... ..	47.00
42	Même sable fortement pointillé de glauconie, avec débris de coquilles indéterminables... ..	49.00
43	Sable gris verdâtre, très glauconifère, avec rares petits graviers de quartz roulés et nombreux débris de grès plus ou moins roulés, dont quelques-uns perforés	50.00
44	● Véritable cordon littoral (Crag), composé de petits éléments roulés de quartz, silix, grès et nombreu- ses coquilles scaldisiennes plus ou moins roulées : <i>Corbula gibba</i> , <i>Astarte incerta</i> , <i>Natica</i> , <i>Cyprina</i> , <i>Pecten</i> brisés, <i>Lymnopsis aurila</i>	51.00

REMARQUES. — 1. En l'absence de fossiles, l'âge des dépôts alternants de sable plus ou moins fin et de couches d'argile plastique, traversées jusqu'à la profondeur de 29 mètres, reste indéterminé.

2. Entre les profondeurs de 29 et 51 mètres, sable très quartzeux gris, avec débris ligniteux. A la base de ce sable, véritable niveau graveleux (débris roulés de grès, cailloux roulés de quartz et de silix) au sein duquel se trouvent quelques coquilles brisées et roulées, généralement peu déterminables, mais où nous avons reconnu d'abondantes *Corbula gibba*, de grands débris de grands *Pecten*, des débris de *Nassa*, de *Cyprina rustica* et d'*Astarte*, toutes formes du Scaldisien, mais à l'état remanié. Lithologiquement, les couches traversées par ce puits ressemblent à celles traversées au puits d'Esschen, entre les profondeurs de 40 et de 60 mètres. Mais l'absence de faune autochtone ou peu remaniée ne nous permet pas d'être affirmatif. La présence d'un grand nombre de formes scaldisiennes dans le gravier de base nous porte cependant à admettre qu'il s'agit ici d'une formation postscaldisienne qui repose directement sur le Scaldisien. Le toit du Scaldisien serait donc vraisemblablement ici aux environs de la cote —19.

C. — Puits foré en mars 1930 à la Laiterie de Meerle,
par la Firme Smet, de Desschel ⁽¹⁾.

Mode de creusement : à sec de 0 m. à 41 m. de profondeur;
à l'injection d'eau entre 41 m. et 57^m70; à sec entre 57^m70 et
60 m. de profondeur.

COUPE RÉSUMÉE. — Cote du sol : +15.

Numéros d'ordre	DESCRIPTION DES ÉCHANTILLONS	Profondeurs en mètres	
1-2	Sable gris jaunâtre, quartzeux	0.00	3.00
3-6	Idem avec petits grains de quartz roulés... ..	3.00	7.00
7	Argile grise	7.00	8.00
8	Sable gris foncé, quartzeux	8.00	9.00
9	Sable fin, brun foncé	9.00	10.00
10	Argile grise	10.00	11.00
11-16	Sable très fin, gris, pailleté... ..	11.00	17.00
17-21	Sable gris, quartzeux	17.00	22.00
22-31	Alternances d'argile grise et argile grise légère- ment sableuse	22.00	32.00
32	Sable gris, finement quartzeux, pailleté	32.00	33.00
33	Sable gris, finement quartzeux, pointillé	33.00	34.00
34-35	Idem... ..	34.00	36.00
36-38	Idem, très pailleté	36.00	39.00
39	Sable argileux, pailleté... ..	39.00	40.00
40-41	Sable très quartzeux, gris, avec petits graviers de quartz roulés	40.00	41.00
42	Sable gris, très quartzeux, avec débris de coquilles plus ou moins broyées		57.50
43	Sable grossier, gris, avec petits graviers roulés de quartz et silex et nombreux débris de coquilles plus ou moins roulées		60.00

REMARQUES. — 1. Jusqu'à la profondeur de 40 mètres, alter-
nance de couches sableuses et argileuses, non fossilifères et dont
l'âge reste, en conséquence, indéterminé.

2. Entre les profondeurs de 40 et 60 mètres, sables très quart-
zeux, devenant graveleux à la base et contenant quelques
coquilles, dont nous donnons la liste ci-dessous :

Cardium edule, Lin.

Cyprina islandica Lin. (fortement roulé).

Mya arenaria Lin. (roulé).

Balanus?

Corbula gibba Oliv.

Spisula (Mactra) subtruncata Mont (fortement roulé).

(1) Puits portant le n° 57bis du dossier Meerle des archives du Service
géologique de Belgique.

Cette faune ressemble nettement à celle rencontrée dans le sondage d'Esschen, entre les profondeurs de 49 et de 60 mètres.

D. — Puits tubé, exécuté, en 1925, rue du Vieux Bassin, n° 33, à Turnhout, à la Fabrique de papiers peints « La Belgica », par la Firme A. Smet et fils, de Dessel (1).

Mode de creusement : à sec.

COUPE RÉSUMÉE. — *Cote du sol : 28.*

Numéros d'ordre	DESCRIPTION DES ECHANTILLONS	Profondeurs en mètres
1	Argile grise...	2.00
2	Idem, plastique...	3.00
3	Argile grise, légèrement sableuse...	4.00
4-7	Sable quartzeux, gris ...	5.00
8	Sable assez fin, gris brunâtre...	9.00
9	Sable gris, quartzeux ...	10.00
10-15	Sable quartzeux, gris clair ...	11.00
16	Argile sableuse, avec tourbe ...	17.00
17	Argile grise, avec traces tourbeuses ...	18.00
18	Sable gris, avec traces de substances végétales...	19.00
19-20	Sable finement quartzeux, gris, avec traces de lignite.	20.00
21-23	Sable quartzeux, gris ...	22.00
24	Sable gris, finement pailleté et légèrement glauconifère ...	25.00

REMARQUE. — Ce puits n'a pas atteint le Scaldisien, mais il a fourni une coupe particulièrement détaillée des dépôts les plus supérieurs.

E. — Puits tubé (2) exécuté à sec, en 1933, à Turnhout, avenue de Mérode, aux Établissements Van Genechten, par la Firme A. Smet, de Dessel.

COUPE RÉSUMÉE. — *Cote du sol : 28.*

Numéros d'ordre	DESCRIPTION DES ECHANTILLONS	Profondeurs en mètres
1-2	Argile grise ...	5.00
3	Argile grise, sableuse ...	7.00
4-5	Sable quartzeux, gris brunâtre ...	9.00
6-10	Sable gris clair, quartzeux ...	13.00
11-24	Sable gris, quartzeux ...	19.00
25-29	Sable plus fin, gris, finement pailleté ...	25.00

(1) Puits portant le n° 170 du dossier Turnhout des archives du Service géologique de Belgique.

(2) Puits portant le n° 195 du dossier Turnhout des archives de la Carte géologique de Belgique.

Numéros d'ordre	DESCRIPTION DES ECHANTILLONS	Profondeurs en mètres
30	Sable assez fin, gris brunâtre, pailleté... ..	30.00
31-32	Sable finement quartzeux, gris brunâtre	31.00
33-34	Sable quartzeux, gris	33.00
35	Sable gris, avec quelques gros grains de quartz roulés	34.00
36	Sable gris, avec débris de coquilles brisées (espè- ces scaldisiennes)	36.00
37-38	Idem, à grains grossiers... ..	37.00
39	Amas de coquilles brisées et triturées... ..	39.00
40	Sable gris, avec débris de coquilles scaldisiennes... ..	40.00
41	Amas de débris de coquilles fortement triturées (espèces scaldisiennes)... ..	41.00
42	Sable finement quartzeux, jaune verdâtre... ..	42.00
43	Sable très quartzeux, gris, très glauconifère	43.00
44-45	Sable gris, moins quartzeux, glauconifère	46.00
46	Sable gris foncé, finement quartzeux, glauconifère, pailleté	51.00
47	Sable gris, quartzeux, très glauconifère	55.00
48	Sable gris, quartzeux, glauconifère... ..	57.00
49	Sable gris, glauconifère, très pailleté	58.00
50-51	Sable grossier, gris verdâtre, très glauconifère	59.00
52	Sable quartzeux, gris, glauconifère, avec grès fer- rugineux	62.00
53	Sable très quartzeux, gris, glauconifère	63.00
54	Sable gris, glauconifère, assez quartzeux	64.00
55-58	Sable gris clair, glauconifère, quartzeux	65.00
59	Sable très quartzeux, gris blanchâtre, glauconifère.	69.00
60-62	Idem, avec petits débris de grès... ..	71.00
63-67	Sable très quartzeux, gris blanchâtre, glauconifère.	73.00-77.00

REMARQUES. — 1. La base du complexe argilo-sableux a été atteinte vers la profondeur de 25 mètres, en sorte que le toit du Scaldisien se trouverait à Turnhout, vers la cote +3.

O. Van Erthorn, publiant, en 1901 ⁽¹⁾, la coupe du puits profond de 29 mètres, foré aux Ateliers des Chemins de fer vicinaux, à l'Ouest de Turnhout, à environ un kilomètre du puits ici en question, y a fixé le sommet du Scaldisien à la cote +2.

2. Nous rangeons dans le Scaldisien les couches comprises entre les profondeurs de 25 et 43 mètres.

3. De la profondeur de 43 à celle de 77 mètres, sables très quartzeux et glauconifères, que nous rangeons dans l'étage diestien.

⁽¹⁾ O. VAN ERTBORN, *Bull. de la Soc. belge de Géol.*, t. XV (1901), p. 255.

IV. — REVISION DE SONDAGES ANCIENS.

Nous avons révisé les échantillons de quelques puits creusés anciennement dans cette région et dont la coupe a déjà été publiée. Ce sont notamment les puits de Strijbeek ⁽¹⁾, de Wortel ⁽²⁾, de Merxplas ⁽³⁾ et de Wuestwezel ⁽⁴⁾. L'emplacement de ces puits est indiqué à la figure 1.

a) Le puits de Strijbeek, profond de 62^m50, a atteint vers sa base les couches fluvio-marines, traversées entre les profondeurs de 49 et de 60 mètres au puits d'Esschen.

b) Le puits de Wortel, profond de 56^m70, nous paraît situé à l'extrême limite de l'extension méridionale de ces mêmes dépôts; la faune du Pliocène récent n'y a certes pas été rencontrée; mais nous avons observé dans les couches grossières atteintes à la base de ce puits des dépôts provenant du remaniement du Scaldisien, ainsi qu'en témoigne la présence de quelques petits spécimens de *Corbula gibba* et d'innombrables débris de coquilles peu déterminables, mais qui paraissent toutes scaldisiennes.

c) La faune marine du Pliocène récent n'a pas davantage été rencontrée aux puits de Merxplas et de Wuestwezel. On n'y retrouve que des coquilles scaldisiennes remaniées dans les dépôts graveleux fluviaux surmontant directement le Scaldisien en place.

Le toit du Scaldisien a été recoupé à la cote —18 à Merxplas et à —38 à Wuestwezel.

V. — CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES.

1° Au moyen des données fournies par divers sondages anciens et nouveaux exécutés dans le Nord de la province d'Anvers, il nous est possible de connaître à présent d'une façon plus précise l'extension des dépôts fluviaux marins postscaldisiens de cette région.

Une ligne AB, dirigée *grosso modo* Est-Ouest que nous avons tracée sur le croquis cartographique (fig. 1), est l'extrême limite méridionale de la région où ces dépôts renferment une faune marine.

(1) M. MOURLON, *Bull. de l'Acad. roy. de Belgique*, t. XXXIII (1897), pp. 176 et suiv.

(2) IDEM.

(3) F. HALET, *Bull. de la Soc. belge de Géol.*, t. XXX (1920), pp. 128-133.

(4) O. VAN ERTBORN, *ibidem*, t. XV (1901), p. 255.

2° A qui s'en tient à une étude purement lithologique, la succession de ces dépôts postscaldisiens en territoire belge apparaît très semblable au Nord et au Sud de cette limite.

Partout, de haut en bas, on peut y distinguer trois termes :

a) Sable quartzeux sans fossiles, avec, à sa base, gravier fait de tout petits éléments de quartz et de silex roulés. L'épaisseur de cet ensemble est variable, mais toujours faible.

b) Alternance de couches sableuses non fossilifères et de couches argileuses, dont les plus supérieures ont très localement livré des restes de mammifères (*Cervus Ertborni*, *Elephas antiquus*). L'épaisseur de ce complexe augmente constamment vers le Nord.

c) Sables très quartzeux, blanchâtres et gris blanchâtre. A la base, véritable gravier composé de gros éléments roulés (débris de grès, galets de quartz blanc) et de coquilles marines, plus ou moins roulées.

Au Sud de la ligne AB, tous les éléments conchyliologiques recueillis dans les sondages sont remaniés et paraissent être d'origine scaldisienne. Au Nord de cette limite apparaissent des éléments plus ou moins roulés de faunes marines d'âge plus récent que le Scaldisien.

Il est toutefois à remarquer qu'à l'Est du méridien d'Arendonck, le terme *a* fait défaut, les horizons *b* et *c* étant recouverts de dépôts plus ou moins épais, composés de cailloux roulés et de sable graveleux que leur origine ardennaise porte à rattacher aux dépôts de la haute terrasse de la Meuse.

CONCLUSIONS.

L'âge du terme *c* est évident dans la partie septentrionale de la région considérée.

A Bréda il renferme une faune autochtone nettement icénienne, ainsi que l'a indiqué M. Tesch, et comme nous avons pu nous en rendre compte.

A Esschen, la faune est moins riche, mais non moins typique. Qui plus est, la base de cet étage est bien nette, puisque le sondage a pénétré jusque dans la formation sous-jacente, le Scaldisien.

Comme le montre la coupe (fig. 2) tracée entre Bréda au Nord et Merxplas au Sud, les mêmes sables grossiers renferment également quelques éléments fauniques de l'Icénien aux puits de Meerle et de Strijbeek.

Au contraire, au Sud de l'alignement AB, seul le gravier de

base à coquilles scaldisiennes remaniées existe aux sondages de Merxplas et de Wortel. La masse sableuse du terme *c* n'y renferme plus de coquilles, bien qu'elle soit de même nature lithologique qu'au Nord de l'alignement AB; mais le terme *b* qui couronne la masse sableuse *c* se retrouve partout. Il en résulte que, par continuité, le terme *c* peut être tenu comme représentant l'étage icénien dans l'ensemble de la région.

Il est enfin à remarquer qu'au sondage de Merxplas la partie supérieure du terme *c* se présente sous le nom de sables de Moll. En sorte que dans la région plus méridionale encore, où le terme *b* fait défaut, par suite de phénomènes d'érosion, l'Icénien est vraisemblablement représenté en affleurement par les sables de Moll proprement dits, c'est-à-dire par le terme stratigraphique que la tendance était jusqu'à présent de considérer comme représentant l'étage amstélien d'Harmer. Il en résulte que dans l'état actuel de nos connaissances, cet étage amstélien se trouve être sans représentant en Belgique.

En terminant, je me fais un devoir d'adresser à M. Glibert, du Musée d'Histoire naturelle, l'expression de mes sincères remerciements pour son aide dans la détermination des faunes conchyliologiques.

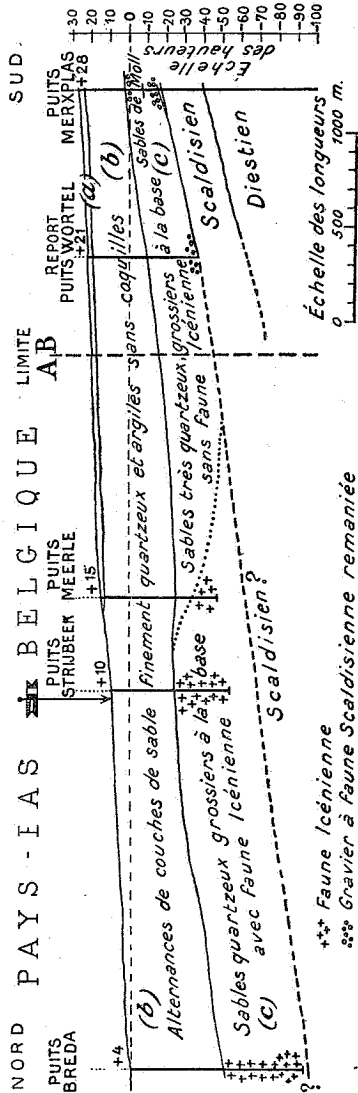


FIG. 2.
Coupe géologique I Nord-Sud
entre Bréda et Merxplas.

Une belle expérience de tectonique appliquée en Campine,

par R. DESLAGMULDER.

(Pl. X et XI.)

Certains travaux récents exécutés en Campine, dans un but utilitaire, ont, par suite de circonstances favorables, constitué une belle expérience de tectonique à grande échelle.

Une dépression topographique, dans laquelle affleurait la nappe phréatique, occupait une étendue d'une dizaine d'hectares environ. Le fond en était constitué par une couche de gravier compact, d'origine fluviatile, de plusieurs mètres d'épaisseur, recouverte localement de dépôts vaseux. Elle était limitée vers l'Est par une digue en terre graveleuse, déjà ancienne, fixe et étanche. Sur les autres côtés affleuraient, suivant une ligne sinueuse, des sables fins, d'origine éolienne. La profondeur de l'eau y était fort variable. Le long de la digue orientale on trouvait près de 5 mètres d'eau au-dessus d'un fond graveleux; mais la profondeur diminuait rapidement vers l'Ouest, de telle sorte qu'à la bordure occidentale de la dépression il restait à peine 50 centimètres d'eau. Un vaste champ de roseaux occupait d'ailleurs dans cette direction près du quart de la surface du « marais ».

Dans le but de créer un bassin de décantation, deux digues transversales furent établies dans la partie médiane de la dépression, isolant une surface trapézoïdale d'environ trois hectares (voir fig. 1). La digue Nord, constituée par des matériaux pierreux, était perméable et laissait passer des quantités appréciables d'eau. Celle du Sud, faite en argile graveleuse fortement damée, était, par contre, bien étanche.

Le bassin ainsi isolé servit pendant plusieurs années d'exutoire à un courant d'eaux très boueuses; les dépôts importants qui s'ensuivirent comblèrent peu à peu le bassin, dans lequel subsistait encore cependant environ 50 centimètres d'eau. Les dépôts étaient formés d'éléments dont les dimensions allaient de la poudre impalpable à 3 millimètres environ. Quelques rares éléments atteignaient la grosseur d'une noisette. Gorgés d'eau, ils conservaient une certaine plasticité, à tel point qu'il était dangereux de s'y aventurer. Egouttés, ils donnaient d'abord une boue assez compacte, puis, par dessiccation, une poussière sans aucune cohésion.

Il nous a paru qu'on pouvait considérer cette masse comme

un véritable *visqueux*, mais un *visqueux* sédimentaire dont la constitution se rapprochait fortement de celle des dépôts géologiques. C'est à ce titre que les travaux que nous allons rapporter ont présenté un énorme intérêt, car ils nous ont permis de vérifier, à grande échelle, certaines lois de la déformation des *visqueux*.

L'établissement d'une route rendit nécessaires l'étanchement et l'élargissement de la digue Nord. On remblaya donc avec du sable éolien, le long de la digue existante (1), ce qui mit progressivement sous tension de compression le *visqueux* sous-jacent.

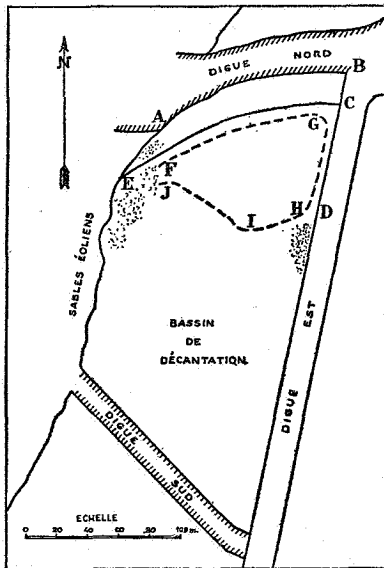


FIG. 1.

Cette pression verticale dépassa rapidement la force portante des dépôts, qui se mirent à fluer vers le Sud, c'est-à-dire vers le centre du bassin. On appliquait ainsi à la partie des dépôts non touchés par le remblai une véritable pression tangentielle.

A partir de ce moment on se trouvait donc dans des conditions entièrement comparables à celles que la tectonique moderne suppose avoir existé au moment de la formation des grands plis de la partie superficielle de l'écorce terrestre. Le *visqueux*, sous l'action de la pression tangentielle, commençait en effet à se déformer. La similitude était encore renforcée

(1) Voir figure 2, la zone repérée M.

par l'avancement, relativement assez lent, des travaux de remblayage, qui permettaient aux dépôts de prendre normalement leurs nouvelles positions d'équilibre. En fait, on peut dire que la déformation est restée presque « statique », point important pour la comparaison avec les mouvements tectoniques. Elle cessa d'ailleurs d'augmenter avec la fin des travaux de remblayage.

Si l'on ajoute à ces circonstances favorables une longue période de temps froid et sec, qui assura la conservation des

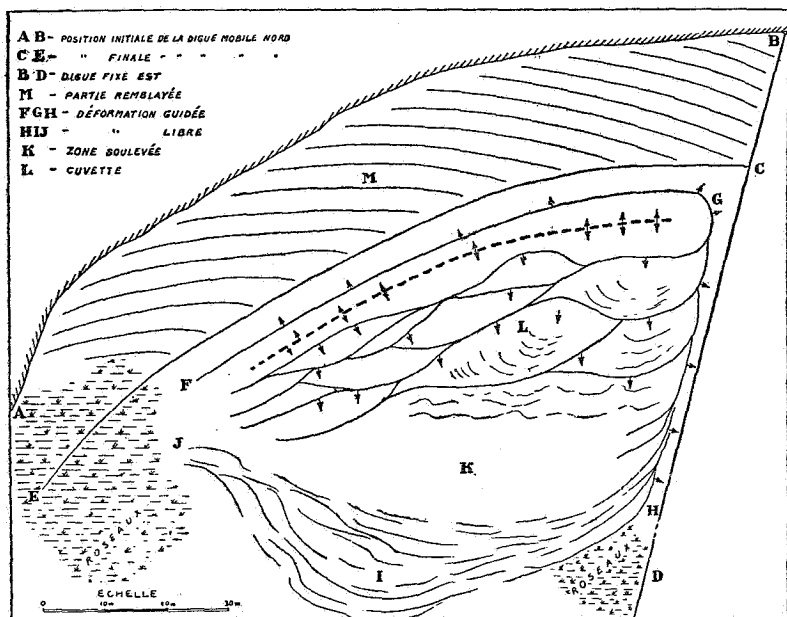


FIG. 2.

reliefs formés par la pression, on se rendra compte de tout l'intérêt que pouvaient présenter les observations faites à l'occasion de ces travaux.

Si l'on se reporte à la figure 1, on constate qu'il existe dans cet ensemble, appelé « bassin de décantation », plusieurs éléments principaux.

En premier lieu, on doit évidemment citer le *visqueux*, sujet de la déformation. Son épaisseur, qui est de 5 mètres environ à l'Est, diminue irrégulièrement vers l'Ouest et se termine en biseau dans cette direction.

La digue Est, fixe et imperméable, s'oppose à toute progression du *visqueux* dans cette direction. Le champ de roseaux

de la région Ouest remplit le même office. En fait, le flux visqueux ne pouvait se développer assez librement que vers le Sud, c'est-à-dire vers le centre du bassin.

Les effets de la pression tangentielle se firent sentir d'une façon appréciable jusqu'à une distance de 60 mètres de la digue mobile, soit sur une étendue d'environ 4.000 mètres carrés, amenant la surrection d'une série d'ondulations et l'émersion de l'angle Nord-Est du bassin. Le soulèvement ayant, en certains endroits, atteint plus d'un mètre, on peut estimer à 1.300 mètres cubes la masse émergée et à un minimum de 10.000 mètres cubes la masse de *visqueux* intéressée par la pression tangentielle.

On constate qu'en fait, la digue Sud n'a eu aucune influence sensible sur la déformation. Cette observation corrobore les lois des visqueux. Nous nous trouvons ici dans le cas d'une pression *momentanée*, cas dans lequel la déformation ne se propage pas au delà d'une certaine distance du massif actif. Mais, comme la viscosité des dépôts était notablement inférieure à celle des visqueux étudiés par le commandant Goreix ⁽¹⁾, la transmission des efforts se faisait très rapidement et a cessé aussitôt après la fin des travaux.

L'étude détaillée des déformations proprement dites permet, d'autre part, de déterminer l'existence de plusieurs zones à tendances tectoniques nettement différentes. Reportons-nous à la figure 2, qui représente d'une façon schématique les directions des plis et la tendance au déversement de certains d'entre eux.

Il existe, d'abord, un premier groupe de plis ⁽²⁾, qu'on peut appeler les *déformations guidées*, qui montre un asservissement total des directions de plissements aux accidents topographiques préexistants. Tout le long de la digue mobile Nord et le long de la partie septentrionale de la digue fixe à l'Est, des ondes de plissement prennent naissance suivant une direction parallèle à celle des digues. Ces ondes ont une tendance très nette à se déverser sur les digues. Toute inflexion dans la direction de la digue cause une inflexion dans la direction du pli guidé, ainsi qu'on le voit très nettement à la photo 2 (pl. X).

La photo 3 (pl. XI) nous montre le *visqueux* montant littéralement à l'assaut de la digue fixe à l'Est.

La photo 2 (pl. X) fait voir le ressaut le long de la digue mobile au Nord.

(1) CH. GORCEIX, *Origine des grands reliefs terrestres*, Paris, Lechevalier, 1924. — Voir notamment pp. 22-23.

(2) Voir aux figures 1 et 2 la zone repérée F. G. H.

Ces deux ondes de plissement se rejoignent sans solution de continuité à l'angle des deux digues qu'on voit à la partie inférieure de la photo 2. La hauteur de refoulement, qui est maximum en ce point, s'amortit le long de la digue mobile et est quasi nulle vers l'Ouest, au voisinage du champ de roseaux qui forme le fond de la photo 2. On constate là une sorte de proportionnalité entre la hauteur du pli et l'épaisseur des sédiments soumis à la pression tangentielle.

Le long de la digue fixe, la réduction de hauteur de l'onde *guidée* est en relation avec des plis de second ordre, qui s'éloignent de l'onde guidée par un large arc de cercle et finissent par prendre une direction quasi perpendiculaire à celle de la digue fixe (1).

Au Sud, à environ 60 mètres de la digue mobile, les digitations augmentent brusquement en nombre, de telle sorte que l'onde guidée s'amortit en se raccordant par une série de plis en arc de cercle à la zone avant du massif plissé. Ce raccord est facilité par un fond de végétation visible à droite de la partie inférieure de la photo 1 (pl. X).

Il y a lieu de remarquer l'indépendance du sens de déversement des plis guidés vis-à-vis de la direction de la poussée, puisque les plis sont déversés aussi bien sur la digue mobile que sur la digue fixe. On ne peut donc se baser sur le sens du déversement d'une zone de plis pour fixer les positions respectives des massifs fixe et mobile. En d'autres termes, le déversement, même généralisé, des plis vers le Nord, par exemple, ne permet pas de localiser au Sud la position du massif en mouvement; il permet simplement d'affirmer qu'il existait vers le Nord un massif « fixe ou mobile » dont la plus grande proximité a imposé au *visqueux* une *déformation guidée*.

Contrastant avec l'épais bourrelet et la direction rigide de la *déformation guidée*, la *déformation libre* (2), visible dans la partie gauche de la photo 1 (pl. X), présente une série de plis en arc de cercle issus de la partie la plus méridionale de l'onde *guidée* Est. Située à l'extrême limite de la zone de plissement, elle est constituée par une série de plis arqués, plus ou moins dissymétriques, se relayant dans des directions divergentes d'abord à l'Est, puis de plus en plus convergentes, quand on les suit, vers l'Ouest, où elle se rapproche insensiblement de la digue mobile

(1) Voir à ce sujet les photos 3 et 5, qui montrent quelques exemples de ces digitations, ainsi que la figure 2.

(2) Voir figure 2, la zone repérée H, I, J.

pour s'amortir dans les roseaux. Cette zone de déformations libres a son maximum de largeur vers le milieu de sa longueur, point où elle présente, par suite de digitations successives, une douzaine de crêtes de faible amplitude, séparées par des zones synclinales plus ou moins discontinues.

Au Nord de la zone de *déformation libre*, dont le bord méridional est baigné par les eaux, on trouve une curieuse zone, soulevée mais non plissée, véritable plateau intermontagneux ⁽¹⁾, ayant une largeur au moins égale à celle de la zone des déformations libres (voir photo 1). Les pluies y creusent de larges « fleuves », dont le cours inférieur recoupe successivement tous les plis de la région côtière, y creusant de véritables « cañons » à flancs escarpés. Une de ces coupures fluviales se devine sur la photo 1, au centre de la zone des déformations libres.

Au plateau intermontagneux fait suite, vers le Nord, une zone extraordinairement plissée, de la complexité de laquelle les photos 3, 4 et 5 ne donnent qu'une faible idée.

Ce massif central est parcouru par une série d'ondulations principales, généralement déversées vers le Sud, qui se détachent de la zone guidée orientale et prennent peu à peu une direction subparallèle à celle de la digue mobile.

Brochant sur ce canevas, des ondulations de second ordre, orientées dans toutes les directions, viennent isoler certains massifs et former de véritables lacs tectoniques, dont un beau spécimen occupe le centre de la photo 4. Ces lacs sont généralement bordés sur une partie de leur pourtour par des plis déversés.

Toute cette partie peut être appelée *zone de déformations en cuvettes* et forme transition entre la zone de déformation libre et la zone de déformation guidée.

Il est hors de doute que si le mouvement de plissement s'était continué, cette zone de déformation *en cuvettes* aurait peu à peu été englobée dans la zone de déformation guidée, par suite de la prédominance qu'y prendraient les plis parallèles à la digue mobile et, surtout, par suite de l'écrasement des cuvettes tectoniques.

Le sens du déversement et la direction des plis qui se forment au sein d'un géosynclinal, sous l'action d'un massif en mouvement, sont donc en relation étroite avec leur distance relative aux accidents topographiques préexistants et avec la direction de ceux-ci.

(1) *Zwischen gebirge*, dans la terminologie de M. L. KOBER.

Un géoanticlinal surgissant du fond d'un géosynclinal jouera, dans les périodes subséquentes, le rôle de massif résistant et imposera la direction et le sens de déversement aux zones de plissement qui se forment dans son voisinage. Mais si la largeur du géosynclinal est assez grande et la pression tangentielle modérée ou transitoire, on aura la formation d'une série de cuvettes bordées par des zones de déformations.

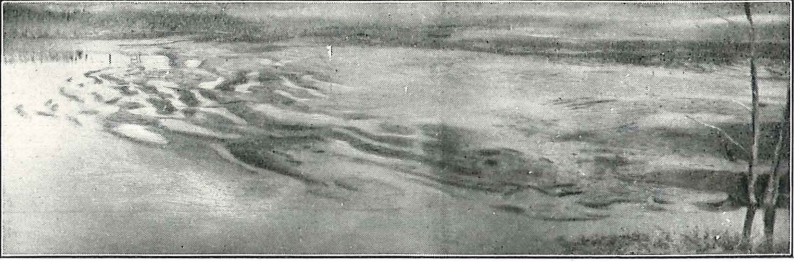
On voit donc qu'à l'échelle de nos observations, un *visqueux sédimentaire*, soumis à une pression modérée et transitoire, a suivi les lois trouvées à petite échelle sur des *visqueux* du type de ceux utilisés dans certaines expériences de tectonique appliquée. Cette observation renforce singulièrement la valeur des lois générales énoncées par le commandant Gorceix.

Mais les nombreuses zones tectoniques présentées par le visqueux sédimentaire qu'il nous a été donné d'observer, grâce à l'importance des masses intéressées par la déformation, montrent toute l'insuffisance des observations faites à petite échelle.

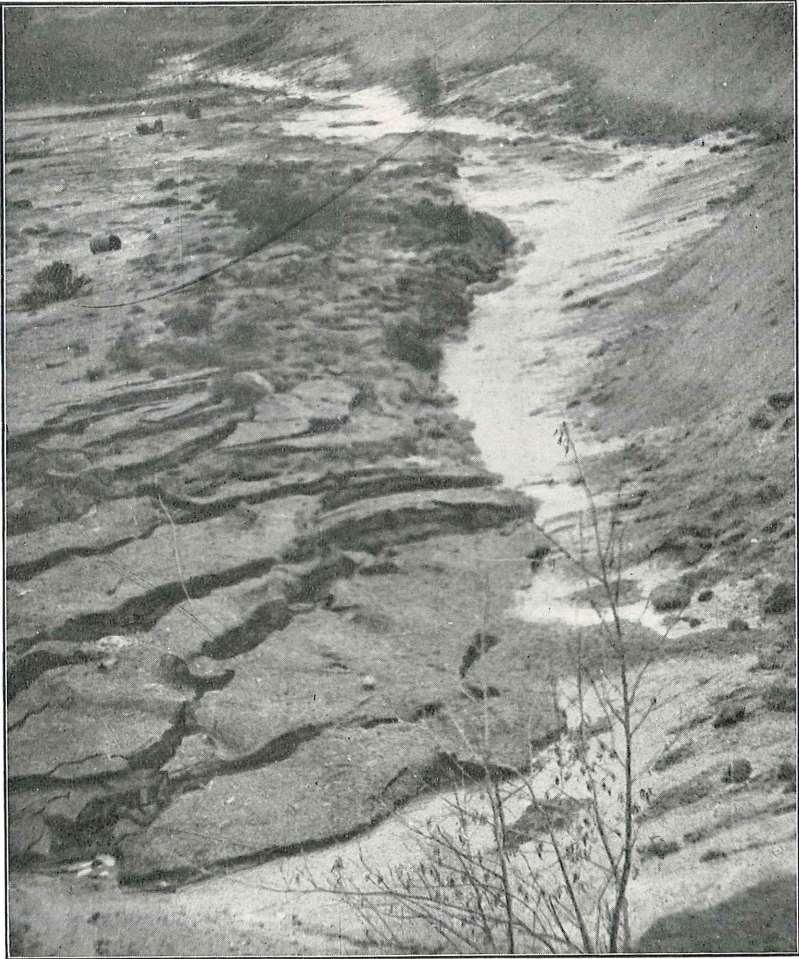
La cire à cacheter et les autres visqueux permettent bien, en effet, de réaliser des déformations, mais les expériences de ce genre n'ont jamais révélé l'existence de zones aussi caractéristiques que celles qu'il nous a été donné d'observer au cours de nos travaux.

Si l'on se borne à l'examen des lignes essentielles, on trouve une analogie frappante entre les structures qui viennent d'être décrites et les grandes unités tectoniques. Il semble bien en être ainsi pour le bouclier canadien et les chaînes qui le bordent. Un examen approfondi de la constitution tectonique de l'Amérique du Sud, s'il était possible, ferait ressortir l'existence de structures semblables.

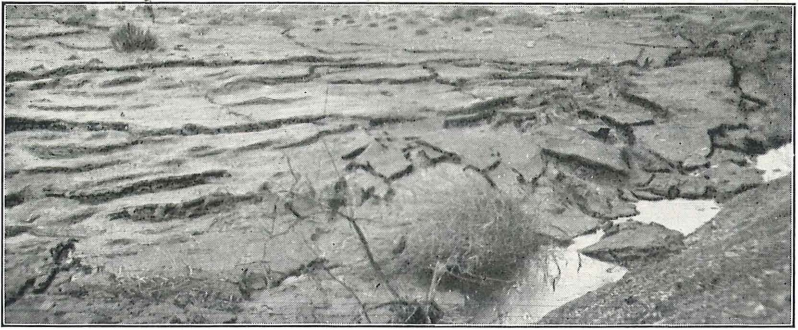
On jugera sans doute qu'il serait prématuré de vouloir baser dès maintenant sur les vues ci-dessus exposées des explications trop précises. Mais il ne peut faire aucun doute que des observations dépassant à tel point l'échelle des essais de laboratoire offrent un très grand intérêt. Nous exprimons donc le vœu de voir ces observations se multiplier en vue de l'étude systématique des lois de la déformation des sédiments proprement dits.



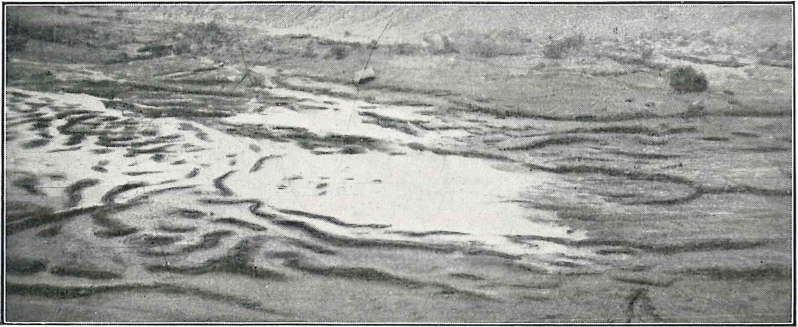
CLICHÉ 1.



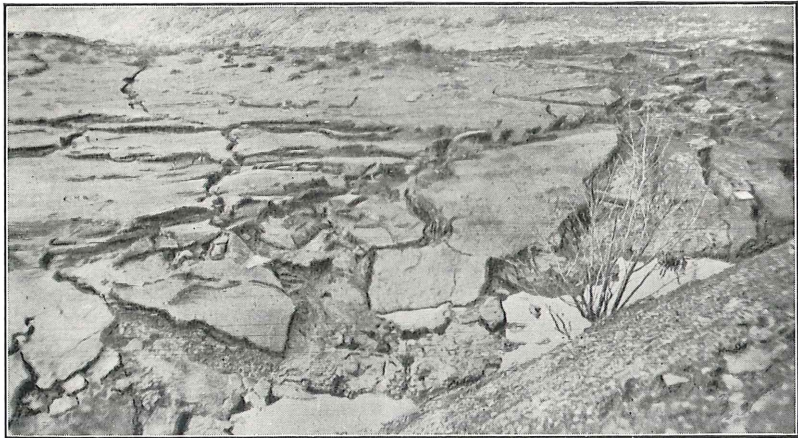
CLICHÉ 2.



CLICHÉ 3.



CLICHÉ 4.



CLICHÉ 5.

Remarques sur une faille en mouvement à Gosselies (Bassin houiller de Charleroi)

par ARMAND RENIER.

1. J'ai récemment eu connaissance, au sujet d'actuels mouvements du sol, d'un ensemble de descriptions circonstanciées que j'ai complété dans la mesure du possible. Certains d'entre ces mouvements ne peuvent, en effet, à mon avis, s'expliquer que par le jeu spontané d'une faille. D'où l'intérêt d'en publier un bref exposé.

2. Le coin du pays en question est sur le versant gauche ou oriental de la vallée du Bas-Piéton, entre ce cours d'eau et les abords de la ville de Gosselies, c'est-à-dire jusque peu à l'Est du puits Spinois des Charbonnages du Grand-Conty, creusé à 1,000 mètres à l'Est du Piéton (fig. 1).

3. Le relief du sol est des plus faible.

L'orifice du puits Spinois est à la cote 132 et le Piéton coule à la cote 112. Dans l'intervalle, la plaine alluviale s'étend jusqu'à 500 mètres du cours d'eau, où elle se raccorde par une courbe qui correspond assez exactement à un quart de cercle d'environ 900 mètres de rayon et concave vers le Sud-Ouest, au vallon, orienté Nord-Sud, du ruisseau de Leuze, dont la source est à 2 kilomètres au Sud, par 165 mètres d'altitude, son cours étant inverse de celui du Piéton.

A l'Est d'un pont sur le Piéton, la route du Rœulx à Gosselies — ici dite, sur le territoire de Gosselies, chaussée de Courcelles — se déroule sur une distance de 700 mètres, presque à la bordure de la plaine alluviale. Décrivant en plan un angle largement ouvert vers le Sud, elle contourne, immédiatement à l'Est du pont, un mamelon haut d'une quarantaine de mètres, qu'une tranchée de chemin de fer entaille à mi-côte. Par delà le vallon de Leuze, la route est, par un coude assez brusque, dirigée vers le Nord-Est et s'élève plus rapidement, quoique toujours faiblement.

Il faut ajouter que depuis une époque indéterminée, mais déjà ancienne, le ruisseau de Leuze coule à l'aval de sa traversée par la route du Rœulx à Gosselies, non plus dans la plaine

alluviale, mais suivant une rigole ménagée sur la bordure Nord de cette route.

4. Ainsi qu'il se voit sur la feuille n° 153 (Fontaine-l'Évêque-Charleroi) de la Carte géologique à l'échelle du 40.000^e dressée par ordre du Gouvernement, feuille qui a été publiée en 1907

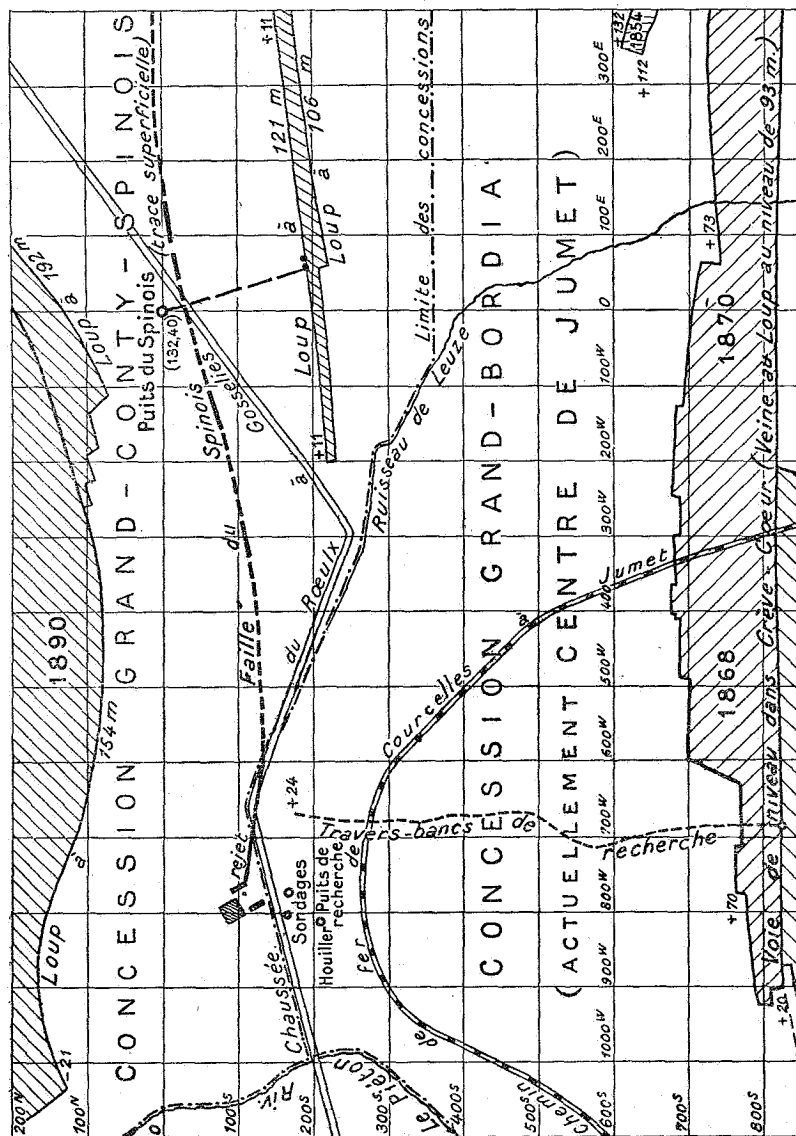


FIG. 1. — Esquisse cartographique du coin de pays en question.

sous la signature d'Alphonse Briart, la constitution du sol de ce coin de pays est des plus simple.

A. -- Le fond de la vallée est recouvert d'un tapis d'alluvions d'âge holocène ou moderne, tout au plus pléistocène ou quaternaire. Grâce à divers puits et sondages creusés aux abords de la route du Roeulx à Gosselies, à quelque 200 mètres à l'Est du Piéton, on connaît l'épaisseur de ces alluvions : elle est d'environ 8^m20. Leur nature est argileuse ou limoneuse, avec quelques lentilles sableuses.

Quatre forages ont été exécutés en 1926-1927; les échantillons de trois d'entre eux ont été, à cette époque, communiqués pour description à M. Fr. Halet, géologue principal au Service géologique de Belgique.

a. — Sondage exécuté à 780 m. Ouest et 103 m. Sud du puits Spinois (cf. fig. 1), soit au Nord de la route, « sans tubage, au moyen d'une simple louche », jusqu'à la profondeur de 13^m70. D'après les observations faites au cours du creusement et la description des échantillons, sous 1^m30 de terrains rapportés, la sonde a traversé des argiles grises, parfois jaunâtres, avec traces charbonneuses et, vers la base (8^m25), petits grains de gravier, enfin des argiles grises, plastiques, avec débris de schiste et de grès psammitique fortement altérés. De la profondeur de 7 m. à celle de 7^m50, les opérateurs signalent la traversée de sable jaune, la description une argile finement sableuse.

b. — Sondage foré à 1 m. au Sud du premier, mais avec tubage, c'est-à-dire « à l'aide d'un outillage plus perfectionné, permettant de relever des témoins plus réels », a, d'après les mêmes observateurs, traversé, sous 1^m10 de terrain remanié, des argiles parfois sableuses jusqu'à la profondeur de 7^m20. A la profondeur de 3 m.-3^m50, l'argile est légèrement tourbeuse. De 4 à 6 m., elle est limoneuse. De 7^m20 à 8^m20, « sable aggloméré, très siliceux, interstratifié de lits argileux avec petits débris roulés de schiste et plus gros débris de grès gris blanchâtre ». Au-dessous, jusqu'à la profondeur extrême de 8^m67, argile avec débris de schiste. Eau à 1^m15 de profondeur.

c. — Sondage exécuté à 800 m. Ouest et à 169 m. Sud du puits Spinois (cf. fig. 1), soit immédiatement au Sud de la route, « sans tubage, au moyen d'une simple louche », jusqu'à la profondeur de 8^m24. Sous un mètre de remanié, les opérateurs signalent, jusqu'à la profondeur de 3^m50, de l'argile sableuse ou peu sableuse; jusqu'à celle de 5 m., du sable fin ou argileux avec grains de schiste et de grès; jusqu'à celle de 7^m10, de l'argile verdâtre; puis de l'argile sableuse, du sable argileux et du sable. Eau à 1^m30 de profondeur.

d. — Sondage tubé exécuté environ à 780 m. Ouest et à 180 m. Sud du puits Spinois. Le schiste ferme a, d'après les opérateurs, été atteint à la profondeur de 8^m40. Jusqu'à la profondeur de 4 m., argile limoneuse; puis 1 m. de limon gris; sous la profondeur de 5 m., limon ou argile limoneuse, qualifié sable par les opérateurs, avec petits éclats de schiste et, vers le bas, éclats de grès blanchâtre. Eau à la profondeur de 5 m.

B. — Au-dessous de ces alluvions, comme partout ailleurs, à faible profondeur sous la terre arable ou les dépôts des pentes, s'étend le terrain houiller, c'est-à-dire un complexe de schistes argileux ou psammitiques, de grès et de couches de houille. Il est indifférencié sur la Carte géologique.

Les affleurements de ce sous-sol rocheux font presque entièrement défaut dans le coin de pays en question. Les talus de la tranchée du chemin de fer, dont la hauteur atteint jusqu'à 8 mètres, sont fort altérés et ne laissent apercevoir que des débris de schistes. Une fouille profonde de 1 mètre, exécutée à mi-hauteur du talus Nord à 760 mètres Ouest du puits Spinois, a mis à nu des schistes avec intercalations de minces bancs carbonatés, dirigés Est-Ouest et inclinés 70° Nord. Plus à l'Ouest, à 350 et 400 mètres Sud du puits Spinois, pointent dans le talus Est, des grès en bancs peu épais, inclinés 50° à 60° Sud.

Seul le quatrième sondage, le plus proche du pied du mamelon, a atteint le schiste ferme. Un puits de recherche, profond de 3 mètres, creusé en 1925,

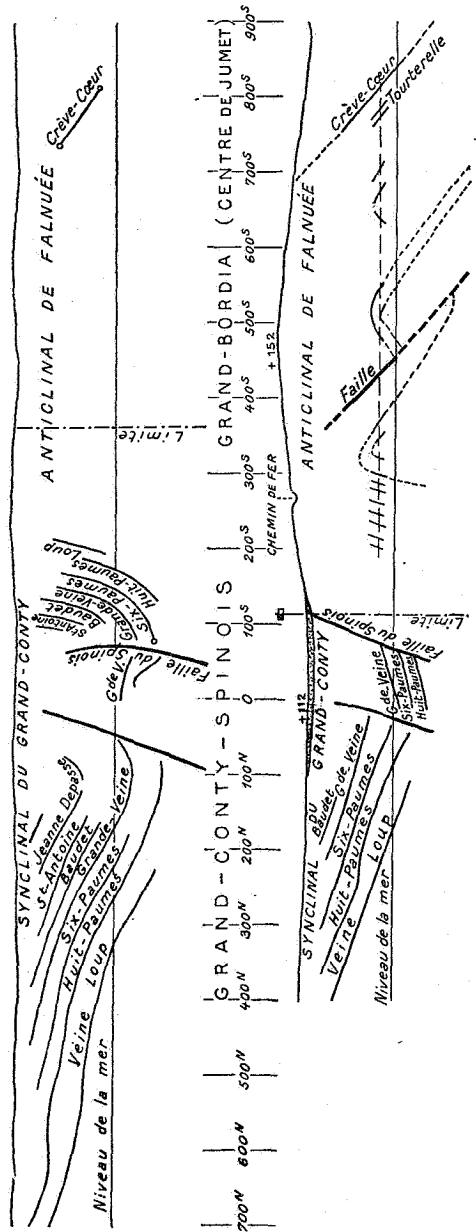


FIG. 2. — Coupes verticales tracées du Nord au Sud : Celle du haut à 100 mètres à l'Est du puits Spinois; celle du bas à 680 mètres à l'Ouest du puits Spinois.

au pied de la butte, environ 30 mètres à l'Ouest de ce sondage, a, sur toute sa hauteur, pénétré dans du schiste houiller incliné, d'après les observateurs, de 58° à 60° au Sud et dirigé Est-Ouest à Nord-Ouest-Sud-Est (cf. fig. 1).

5. Les principales données sur la tectonique détaillée de ce coin de pays sont fournies par les exploitations minières. Deux concessions houillères, d'ailleurs contiguës, sont spécialement intéressantes : au Nord, la concession Grand-Conty-Spinois; au Sud, la concession Grand-Bordia, actuellement incorporée à la concession Centre de Jumet. La limite commune coïncide avec le cours rectifié du ruisseau de Leuze (1), jusqu'à la méridienne du puits Spinois, pour se poursuivre Ouest-Est, par delà sur 1,600 mètres (fig. 1).

A. — *Grand-Bordia*. — Pour des raisons qui ne tarderont pas à être évidentes, les travaux de déhouillement connus dans la concession Grand-Bordia n'ont pas été exécutés à moins de 350 mètres au Sud de sa limite septentrionale. Les exploitations en question ont été pratiquées en 1868-1872, au-dessous de la cote +70 ou peu au-dessus, dans la veine stratigraphiquement la plus inférieure, nommée ici Crève-Cœur, et qui, assimilée à la Veine-horizon Loup des concessions Courcelles-Nord et Grand-Conty, est située vers la base de la zone de Genck.

Un travers-bancs long de 660 mètres a, en 1858-1859, été creusé en reconnaissance vers le Nord à partir de cette veine Crève-Cœur, au niveau de 93 mètres du puits du Bordia, soit à la cote +20 ou peu au-dessus. D'après les plans miniers, l'extrémité de ce travers-bancs est à 670 mètres Ouest et 180 mètres Sud du puits Spinois, soit à 80 mètres au Sud de la limite de concession. La coupe sommaire en plan et en vue verticale, levée au temps où cette galerie était accessible, se trouve heureusement conservée dans les archives des charbonnages du Centre de Jumet. Elle permet de se faire une idée suffisante de la constitution géologique (cf. fig. 2).

a. — Sous la plateure de Crève-Cœur, en pendage d'inclinaison Sud, cette même allure se poursuit globalement sur une distance de 330 m. : A 20 et 25 m., en stampe normale sous la veine Crève-Cœur, on a recoupé un veinât, puis la veine Tourterelle; ensuite, sous une stampe stérile dont la puissance est inférieure à 140 m., deux veinîats, l'un et l'autre

(1) La concession Grand-Bordia datant du 23 germinal de l'an XI 13 avril 1804), la rectification du ruisseau remonté donc au XVIII^e siècle.

épais de 11 cm. Il se pourrait que la stampe stérile fût affectée de quelques plis accessoires ou de cassures; mais on sait que stampe stérile de pareille puissance est d'une constance remarquable dans tous les bassins houillers belges immédiatement au-dessous de l'assise de Charleroi, Veine-au-Loup étant, d'ailleurs, la plus inférieure des couches de houille exploitables dans la région.

b. — A la distance de 330 m., l'allure est d'inclinaison 35° Nord, sur une distance de 65 m., et bien mise en évidence par la recoupe d'un veiniat à 360 m. de Crève-Cœur. Le raccord avec le premier tronçon se ferait par un anticlinal s'ennoyant légèrement vers l'Est.

c. — De 395 m. à 475 m. de distance au Nord de l'origine, massif d'inclinaison Sud, environ 30°, limité supérieurement et inférieurement par du terrain bouleversé. Immédiatement sous le dernier paquet de terrain dérangé, veiniat irrégulier de 15 cm., l'allure en plateures inclinées à 30° Sud se poursuivait encore sur une longueur de 30 m., soulignée par une « grasseur » de 18 cm., à 12 m. sous le veiniat irrégulier.

d. — Enfin, sur les 100 derniers mètres, terrain en allure redressée, d'inclinaison très constante, 78° vers le Nord, et de direction Ouest-Est. Le raccord avec la section **c** se fait vraisemblablement par un anticlinal dissymétrique. Alors qu'à partir du centre du pli on note successivement dans les plateures une « grasseur » de 18 cm. et un veiniat irrégulier de 11 cm., séparés par une stampe puissante de 12 m., on signale semblablement dans les dressants un veiniat de 18 cm. et une « grasseur » de 20 cm., séparés par une stampe puissante de 20 m. La concordance peut toutefois être tenue pour satisfaisante. La stampe stérile, puissante d'au moins 100 m., située au Nord, est, selon toute vraisemblance, stratigraphiquement supérieure à la « grasseur » la plus septentrionale et s'assimile à celle inférieure à Veine-au-Loup ou Crève-Cœur.

En résumé, au Nord de la plateure de la veine Crève-Cœur exploitée au Nord du puits Sars-les-Moines de la concession Grand-Bordia existe un anticlinal stérile dont la zone d'affleurement, large de quelque 500 mètres, n'a jamais connu d'exploitation.

C'est là un pli bien connu sous le nom d' « anticlinal de Falnuée ». Il est vraisemblablement compliqué, sur sa retombée méridionale, d'une faille de charriage de faible rejet apparent, ainsi que le portent à penser le relevé des allures et, aussi, l'étude d'ensemble de la région (1).

B. — *Grand-Conty-Spinois.* — Étant données, d'une part, la direction Ouest-Est des dressants traversés sur les 100 derniers mètres du long travers-bancs de recherche, jadis creusé dans la concession Grand-Bordia, et, d'autre part, l'allure de la limite

(1) R. CAMBIER, Etudes sur les failles du bassin houiller belge dans la région de Charleroi. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. XLIII, p. M 135.)

commune aux deux concessions — qui se reporte vers le Sud dès peu à l'Est de ce travers-bancs — il faut s'attendre à ce que cette même allure en dressant soit connue, tout au moins vers la bordure méridionale de la concession Grand-Conty-Spinois, dans la méridienne du puits Spinois et au delà vers l'Est.

Ces allures redressées y ont effectivement été reconnues, au bord d'un bassin spécial, pour lequel M. René Cambier a proposé le nom de « synclinal du Grand-Conty » (1). Ce synclinal n'est pas simple. Allongé de l'Est à l'Ouest, il est affecté d'au moins un léger relèvement transversal dont le passage se marque à 400-500 mètres à l'Ouest du puits Spinois, si bien que l'ancienne divagation du Piéton se superpose assez exactement à une cuvette houillère. En outre, son flanc méridional présente, à la hauteur du puits Spinois et plus à l'Ouest (fig. 2), un pli accessoire compliqué de petites failles. L'une de ces failles, d'allure longitudinale, appelée ici *faille du Spinois*, nous intéressera spécialement. On connaît également, surtout au Sud de la faille du Spinois, quelques failles d'allure transversale et de faible rejet.

C. — La comparaison des coupes (fig. 2) ne laisse pas d'être suggestive, sinon décisive, en ce qui concerne l'interprétation de la coupe du travers-bancs poussé en reconnaissance vers le Nord dans la concession Grand-Bordia.

Veine-au-Loup se trouve reconnue tant au flanc septentrional du synclinal du Grand-Conty, où elle a été exploitée, en 1891, par l'étage à 154 mètres, puis, en 1900, par l'étage à 192 mètres du puits Spinois, qu'au flanc méridional de ce même synclinal, où elle a été exploitée en 1919 et 1920 jusqu'à proximité de la limite de concession, soit à 200 mètres à l'Ouest du puits Spinois. Compte tenu de l'influence de l'anticlinal transversal connu à 200-300 mètres plus à l'Ouest, on constate que la trace horizontale de Veine-au-Loup à la cote +11 se dirige assez exactement vers l'extrémité du travers-bancs de recherche dont la position — cela se conçoit — ne peut être considérée comme fixée topographiquement avec une très grande précision, puisqu'il s'agit de levés qui, exécutés vraisemblablement à la boussole, datent de longtemps. Les considérations précédentes permettent néanmoins de conclure que l'erreur, si erreur il y a, est pratiquement négligeable.

D'autre part, il y lieu de considérer comme simplement appa-

(1) R. CAMBIER, *loc. cit.*, p. 142.

rente la contradiction entre les allures relevées en profondeur dans le travers-bancs Nord du Grand-Bordia (inclinaison constante de 78° vers le Nord sur les 100 derniers mètres) et celle de 58° à 60° Sud observée en surface, quelque 130 mètres plus à l'Ouest; dans le puits de recherche creusé vers le pied du mamelon, à environ 810 mètres Ouest du puits Spinois. Selon toute vraisemblance, cette dernière allure n'est en effet qu'accidentelle. Elle résulte du phénomène bien connu du ploiement vers l'aval que subissent les têtes de bancs le long des pentes, dans une sorte de « fauchage ». Il n'y a donc pas lieu d'en tenir autrement compte dans la suite de cette étude, d'autant moins que l'allure relevée dans le talus du chemin de fer est, elle, concordante avec celles observées dans tous les travaux souterrains.

6. La faille du Spinois se trouve définie de diverses façons :

a) Elle est connue avec précision dans un travers-bancs creusé en 1933, à 100 mètres Est du puits Spinois, entre deux massifs de la couche Six Paumes (fig. 2 et 3).

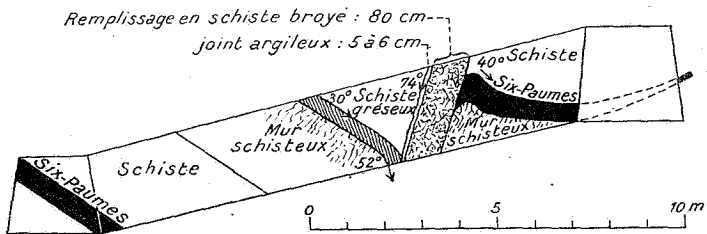


FIG. 3. — Coupe du travers-bancs entre massifs séparés par la faille du Spinois.

Les galeries ouvertes plus anciennement dans un but analogue n'ont pas fait l'objet d'un levé détaillé; tout au moins aucune trace ne s'en trouve-t-elle conservée dans les archives de la mine.

Dans le seul cas connu, la faille, inclinée 74° Nord, est soulignée par un lit argileux épais de 5 à 6 centimètres, qui surmonte une masse de schiste broyé épaisse de 80 centimètres, constituant le remplissage entre des lèvres sensiblement parallèles.

b) La faille du Spinois a été reconnue de façon approchée, mais sensiblement continue, dans les travaux exécutés, les uns au Nord, les autres au Sud de cet accident, pour le déhouillement progressif et continu, en tailles chassantes, de veines tenues par les exploitants pour identiques de part et d'autre. C'est le cas de la Grande Veine, puis des veines Six Paumes et Huit

Paumes. Le manque de précision provient, comme à l'ordinaire, de ce que, par suite d'étreintes accessoires, les exploitations n'ont pas toujours été poursuivies jusqu'à la cassure, et, aussi, parce que les registres de levés des plans ne portent pas toujours la mention de l'état des terrains à la paroi de la galerie menée à la limite du champ d'exploitation, l'existence d'étreinte ou de faille étant simplement indiquée sur les plans par un figuré conventionnel, le plus souvent un grisé ponctué (fig. 4).

Les exploitations pratiquées au Sud de la faille du Spinois n'ont pas été poussées bien loin vers l'Ouest. Celles dans Grande Veine, pratiquées en 1895, ont été arrêtées à 625 mètres à l'Ouest du puits Spinois; celle dans la veine Six Paumes ont été, en 1921-1922, poussées jusqu'à 635 mètres Ouest de la même origine; celles dans la veine Huit Paumes jusqu'à 600 mètres seulement, en 1924-1925. Toutes ont été de peu d'importance.

Les exploitations ont, au contraire, été beaucoup plus développées au Nord de la faille; elles s'y sont étendues jusqu'à 900 mètres à l'Ouest du puits Spinois et même au delà. Leur situation topographique se trouve d'ailleurs nettement fixée, celle du puits intérieur qui leur a servi d'origine, ayant été précisée à 714 mètres Ouest et 64 mètres Sud, grâce à un levé au théodolite exécuté en février 1925 et dont la base a tout récemment pu être très exactement orientée au cours d'un levé de vérification exécuté, lui aussi au théodolite, entre deux puits qui, d'autre part, ont été reliés par une triangulation superficielle.

c) Dans son ensemble, la faille du Spinois se présente, à l'Ouest du puits Spinois, telle que M. René Cambier l'a esquissée dès 1920 ⁽¹⁾.

Sa direction, d'abord sensiblement Est-Ouest, s'incurve progressivement et légèrement vers l'Ouest-Nord-Ouest, à 400-500 mètres à l'Ouest du puits Spinois.

Quant au sens du rejet, il est divers suivant la méridienne considérée. A 100 mètres Est du puits Spinois, il y a abaissement du massif Nord. A 600 mètres à l'Ouest, c'est, au contraire, le massif Sud qui semble abaissé.

En conséquence, la faille du Spinois peut être tenue pour un décrochement longitudinal analogue à celui qui, reconnu peu à l'Ouest dans la concession Courcelles-Nord ⁽²⁾, occupe cependant une position plus méridionale.

(1) R. CAMBIER, *Études sur les failles*. (*Op. cit.*, p. M 143, fig. 6.)

(2) Cf. R. CAMBIER, *Études sur les failles*. (*Op. cit.*, pl. XVI.)

L'existence de failles transversales, dont certaines sont spéciales au massif délimité septentrionalement par la faille du Spinois, pourrait toutefois permettre une autre explication des variations de l'importance et du sens de rejet de cette faille longitudinale.

7. Pour terminer cette description des lieux, il faut dire quelques mots au sujet de l'hydrologie.

La circulation des eaux dans le sol est, dans une mesure variable, influencée par les travaux souterrains. L'extension de ces travaux en superficie et en profondeur a pour effet d'accentuer le drainage durant tout le temps où ils sont maintenus démergés. On sait cependant que moyennant l'abandon d'un « stot » de plafond, on peut limiter l'épuisement à celui de la réserve séculaire et maintenir ensuite les travaux parfaitement secs. Ainsi en est-il fréquemment dans les cas de mines exploitant d'emblée à grande profondeur. Dans les mines relativement superficielles, où le déhouillement de certaines veines a, soit débuté aux affleurements, soit été poussé jusqu'à ceux-ci, la pénétration des eaux pluviales dans le sous-sol est plus ou moins directe aux abords des points de percée; mais en dehors d'eux, elle peut être plus lente et même nulle, là où les schistes houillers sont profondément altérés.

Tel semble bien être le cas sous la plaine alluviale du Piéton, à l'Ouest du débouché du ruisseau de Leuze, ainsi que l'ont fait voir les trois premiers des sondages exécutés en 1926-1927, dont la coupe a été résumée ci-dessus. Au premier d'entre eux l'épaisseur des argiles d'altération des schistes houillers est supérieure à 5 mètres.

De l'examen de la coupe de ces sondages on peut d'ailleurs conclure qu'il existe deux niveaux aquifères dans la plaine alluviale. L'un est tout superficiel et situé vers la base des terres rapportées; d'où la rencontre de l'eau dès la profondeur de 1^m15 au sondage n° 2 et de 1^m30 au sondage n° 3. L'existence de cette nappe résulte de la présence d'une couche d'argile vers le sommet des alluvions.

Une seconde nappe, plus profonde, gît sous ces mêmes argiles dans les limons alluviaux, parfois sableux, avec, à la base, lit de gravier à petits éléments. L'eau y est retenue au-dessus des schistes houillers ou, plus ordinairement, des argiles résultant de l'altération de ces schistes.

Au témoignage de certains puisatiers, certaines alluvions — les limons parfois sableux — seraient boulanges.

Ce témoignage est cependant contredit formellement par toute une série de faits :

a) Un puits profond de 6 m., creusé, en 1858, à 788 m. Ouest et 100 m. Sud du puits Spinois, a pu, en 1894, être poursuivi par sondage sur 2^m70 jusqu'aux argiles de décomposition des schistes houillers, sans qu'à aucun moment se produise un envahissement du puits par les sables;

b) Deux des sondages exécutés en 1926 ont été poussés sans tubage jusqu'à la base des alluvions;

c) Les deux autres sondages ayant été tubés, les opérateurs ne mentionnent dans leur rapport aucune remontée de sable dans le tubage.

Cependant, ces mêmes opérateurs rapportent qu'une fouille ouverte, environ 190 m. Sud et 810 m. Ouest du puits Spinois, ayant recoupé, à partir du niveau du sol, deux mètres d'une argile plus ou moins sableuse, « un trou de sonde foré au fond de l'excavation a atteint le sable bouillant à 3 mètres sous le niveau du sol ». Mais ils ne fournissent aucune précision sur la manière dont a été déterminé le caractère bouillant de ce « sable ».

La présence de sables proprement dits dans les formations alluviales ne peut d'ailleurs être considérée que comme exceptionnelle dans la région. Celle-ci a certes été jadis recouverte, pour le moins, d'un manteau continu de sables yprésiens et bruxelliens dont il ne subsiste plus de témoins que sur les sommets. Mais leur base est vers la cote 160 à Jumet-Mallavée (sources du ruisseau de Leuze) et vers la cote 155 à Gosselies, c'est-à-dire déjà haut au-dessus de la vallée actuelle.

8. Parmi toutes les manifestations des mouvements du sol qui ont été observées dans ce coin de pays, il en est une qui a attiré tout particulièrement l'attention : c'est la production, sur une longueur d'au moins 135 mètres, d'une fissure s'accompagnant d'une dénivellation nette. Cette fissure, observée en 1925-1926, était à cette époque bien visible dans la prairie située au Nord de la route du Rœulx à Gosselies, qu'elle atteignit à 700 mètres à l'Ouest du puits Spinois, pour la traverser très obliquement et se prolonger sur une certaine longueur, exactement à la limite des maisons bordant la route (fig. 1 et 4).

La dénivellation était de 15 à 25 centimètres dans la prairie et sensiblement de même ordre le long de la chaussée, où « les chambres du rez-de-chaussée des maisons bordant la route sont abaissées de 15 à 25 centimètres sous le niveau des trottoirs ». Le massif affaissé est, en effet, celui du Sud.

A la limite occidentale de la prairie, la cassure rencontre un petit bâtiment servant d'écurie. Celui-ci est disloqué en divers points, avec affaissement du massif Sud. Au delà de ce petit

bâtiment, sur une dizaine de mètres de longueur, la cassure n'était plus visible dans le sol d'une cour nivelée à l'aide des déblais et cendrées et fraîchement remise en état. Par delà, sur une dizaine de mètres, le pavement présentait une dépression de 10 à 20 centimètres de profondeur et de 30 à 40 centimètres de largeur et de direction Nord-Ouest-Sud-Est. Plus loin encore se trouve un petit bâtiment d'usine construit en 1858 et déjà disloqué en 1894.

D'autre part, on observe aujourd'hui encore, assez distinctement, le prolongement vers l'Est de cette même dégradation du sol sur une longueur d'au moins 700 mètres au delà du point extrême mentionné dans le rapport des observations faites en 1925-1926. Jusqu'aux environs immédiats du puits Spinois et jusque peu à l'Est de ce puits, ce déchirement du sol se manifeste par un affaissement brusque et constant du massif méridional; le déversement de certaines constructions situées à la bordure septentrionale de ce massif en témoigne clairement.

9. Le report de cette cassure superficielle en position sur les coupes minières permet de constater qu'elle coïncide très sensiblement avec l'affleurement de la faille du Spinois. D'où la conclusion logique qu'on est en présence d'un rejeu de cette faille.

Si l'on ne se trouvait pas en un coin de pays où existent des exploitations minières, on conclurait d'emblée à un rejeu spontané, à un mouvement naturel que les tenants de certaine école qualifieraient de posthume. Rejeu d'ailleurs purement tectonique, puisque, sur une épaisseur considérable, le sous-sol ne renferme pas de roches solubles. Mais ce coin de pays est loin d'être vierge d'exploitations minières. Il convient donc de rechercher si celles-ci ne peuvent avoir provoqué, directement ou indirectement, le rejeu observé.

10. Bien que, en définitive, la situation apparaîtra des plus claire en ce qui concerne la non-influence des travaux miniers, il convient, pour procéder en toute rigueur, de préciser aussi exactement que possible la date du rejeu récent de la faille du Spinois.

On sait combien il est ordinairement délicat de fixer avec précision la date des dégradations superficielles. On peut, certes, citer tel cas de production en pleine nuit d'une lézarde du bas au haut d'une maison à deux étages dans une région vierge de mines; cette dégradation s'accompagna d'un bruit tel que les habitants furent, non sans alarme, tirés brutalement de leur

sommeil. Mais dans le coin de pays en question, rien de pareil n'est signalé; la trace de la faille n'entame heureusement aucun bâtiment d'habitation, si ce n'est aux environs immédiats du puits Spinois, au sujet desquels je n'ai pu recueillir aucune précision de cet ordre, les faits étant déjà anciens. D'ordinaire, même au moment des faits, ce sont toujours les témoins qualifiés qui font défaut, et si les mouvements se produisent de jour, le bruit se perd dans le brouhaha des occupations quotidiennes.

Dans le cas d'exploitations à faible profondeur, comme c'est ici le cas, le bruit assourdi des coups de mine se perçoit fréquemment pendant la nuit. Il se fait plus net quand le front des galeries s'approche de l'observateur, puis décroît quand il s'éloigne. Alors, par habitude, on en vient à examiner les constructions et à y découvrir des dégradations, parfois anciennes, mais restées inaperçues. Dans ce cas, l'intérêt — le fait est très humain — peut altérer le témoignage.

Cependant, dans le cas en question, des mouvements du sol ont été constatés avec une certaine précision. Ainsi en est-il, à quelque 680 mètres à l'Ouest du puits Spinois, pour la maison qui porte le n° 76 à la chaussée de Courcelles et dont la façade n'est, d'après un plan dressé en 1926, distante que de 5 mètres vers le Sud de la trace de la cassure inscrite sur ce plan. « En février 1924, l'occupant de la maison n° 76, située peu à l'Est de l'endroit où la cassure coupe la route, constate que le tuyau conduisant au filet d'eau de la rue les eaux de nettoyage de sa maison ne fonctionne plus; au lieu d'être en pente vers le filet d'eau, il est en pente vers la maison; celle-ci s'est donc enfoncée par rapport à la route. Le tuyau, qui en avril 1924 avait été rétabli dans de bonnes conditions de pente, cesse de nouveau de fonctionner en mars 1925. »

Ainsi se trouve précisée tout au moins une période de mouvements.

Une certaine extension de ces précisions, extension dans l'espace et dans le temps, est fournie par des nivellements de la route du Rœulx à Gosselies, qui ont été exécutés par le Service voyer de la province de Hainaut en vue de la réfection de cette route. On en connaît trois, exécutés successivement par le même opérateur, en janvier 1910, mai 1916 et février 1925, à l'aide d'un niveau Lenoir et d'une mine parlante. Leurs résultats sont reportés synoptiquement sur la figure 5.

Le premier de ces nivellements a pour repère principal le seuil de la maison n° 42 de la chaussée de Courcelles (route du Rœulx

à Gosselies), qui fournit la cote 118.19, tandis que les deux derniers ont le leur au pont sur le Piéton, à la cote 112.78. Ni l'un, ni l'autre de ces points ne figurent dans le huitième cahier (Hainaut) du nivellement général du Royaume (1). En présence de l'importante différence entre les profils, on peut d'ailleurs se demander si les repères ont été correctement raccordés entre eux.

En l'absence des cahiers de levé, il n'est, en outre, pas possible d'affirmer qu'il s'agit de nivellements de précision : l'emploi du niveau Lenoir est des plus délicat. Les levés ont été, en effet, exécutés par simples visées, sans retournement de la lunette, en sorte que des erreurs de collimation ne sont pas exclues.

C'est cependant l'existence de modifications manifestes dans le profil de la route qui a été l'occasion de ces opérations. Il y a donc certainement eu mouvement de terrain.

On signale encore que des bâtiments construits sur la bordure Sud de la route du Rœulx à Gosselies, jusqu'à 800 mètres à l'Ouest du puits Spinois étaient sérieusement dégradés avant janvier 1923. Des dégradations d'immeubles se relevaient, en 1923, plus à l'Ouest encore.

Il est, en outre, certain que, dès 1894, un bâtiment situé au Nord de la route, à 80-110 mètres Sud et 785-810 mètres Ouest du puits Spinois, se trouvait dégradé. Prolongée en ligne droite vers l'Ouest, la cassure superficielle observée en 1925 traverserait en diagonale le bâtiment en question, qu'elle atteindrait à 788 mètres Ouest du puits Spinois, aux abords du puits au fond duquel un sondage a été sommairement exécuté en 1894 (cf. ci-dessus n° 7).

11. Abordant à présent l'étude de l'extension et de l'époque probable des répercussions superficielles des travaux souterrains, il convient de dire qu'il s'agit d'exploitations continues par tailles chassantes avec remblai sec, non spécialement soigné, de veines de houille (Grande Veine, Huit Paumes et Six Paumes) qui sont comprises dans un complexe de schistes et de grès en bancs peu épais.

L'observation a, de façon générale, permis de constater que, dans semblables conditions, les bancs de roches qui reposent naturellement sur la veine, sont incapables, telles de vastes plaques encastrées sur leurs bords, de résister à la charge des roches surincombantes ou simplement à la sollicitation de la

(1) Bruxelles, Cnophs fils, 1880, p. 376.

pesanteur, surtout dès que les dimensions des excavations deviennent considérables. Le toit immédiat se rompt vers ses encastremements et l'éboulement se propage de proche en proche jusqu'à atteindre finalement la surface. Ce n'est que dans le cas de galeries ou de chambres de faible étendue que se produit vers le haut une limitation d'allure ogivale. Dès que l'affaissement atteint la surface, la masse affaissée prend, au contraire, la forme d'une pyramide renversée, en sorte que, dans la plupart des cas, la superficie affectée déborde plus ou moins le champ des déhouillements:

Il arrive certes que l'affaissement soit strictement vertical, la pyramide se transformant alors en prisme. Tel peut être le cas d'exploitations pratiquées progressivement à partir de niveaux relativement peu profonds dans des gisements d'allure très sensiblement horizontale.

C'est que l'effondrement du toit a, en tous cas, tendance à se limiter aux diaclases, joints naturels dont l'orientation est sensiblement normale aux bancs.

Dès que l'inclinaison des strates prend quelque valeur, les diaclases n'étant plus verticales, c'est-à-dire conformes à la sollicitation de la pesanteur, le déport des surfaces limitant l'effondrement, notamment vers l'amont-pendage, ainsi que latéralement, ne peut être fixé que par l'observation d'exemples typiques. On en est ainsi arrivé à admettre que, dans des cas tels que celui ici en question, les faces latérales et d'amont-pendage du cône d'effondrement font sur la verticale un angle variable; cet angle est de 15° vers l'extérieur, dans des roches houillères d'allure tranquille.

La présence de failles d'allure redressée est toutefois de nature à modifier la limitation du champ d'affaissement. Ainsi la faille du Spinois, étant inclinée de 75° à 80° vers le Nord, constitue, selon toute probabilité, une surface de ce genre, surtout pour les exploitations pratiquées jusqu'à son voisinage dans les plateaux d'inclinaison Nord du massif septentrional (cf. fig. 2). Mais dans ce cas il devrait s'ensuivre un affaissement du massif septentrional, alors que c'est le mouvement inverse qui a été observé (cf. n° 8).

Pour bien fixer la situation, il convient toutefois de procéder avec ordre et méthode.

Les couches Grande Veine, Six Paumes et Huit Paumes sont les seules qui aient été exploitées dans ce coin de la concession Grand-Conty. Il a été expliqué ci-dessus comment et pourquoi

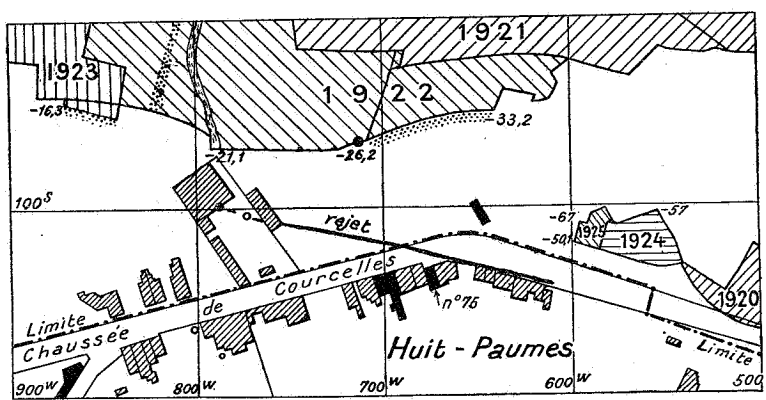
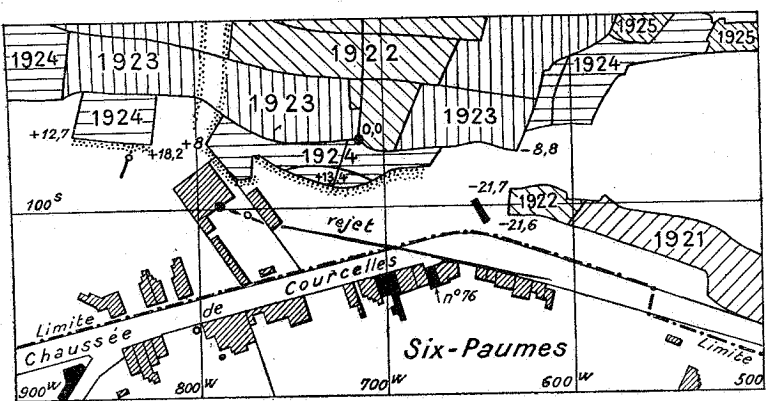
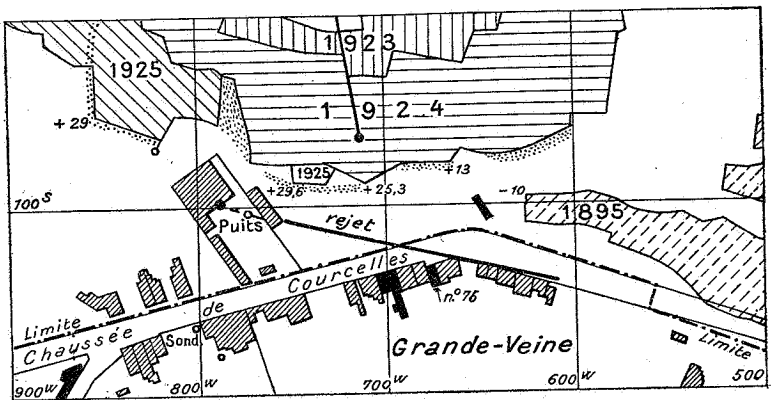


FIG. 4. — Situation des superficies déhouillées.

la concession Grand-Bordia. (Centre de Jumet) était restée vierge jusque loin au Sud de la limite de concession.

Les exploitations les plus anciennes qui puissent nous intéresser, sont celles qui furent pratiquées dans la Grande Veine, d'une ouverture de 90 cm. (fig. 4). Poursuivies de façon continue d'Est en Ouest, elles furent arrêtées en 1895, à 625 m. à l'Ouest du puits Spinois. Elles consistaient finalement en une seule taille chassante, longue de 13 m. et d'allure sensiblement horizontale, la cote des extrémités étant -10 . La distance au sol étant d'environ 125 m., l'élongation latérale de la zone d'effondrement aurait donc pu atteindre superficiellement 33 m. environ, soit la méridienne située à 658 m. à l'Ouest du puits Spinois. Mais il n'est nullement certain qu'une excavation d'aussi minime largeur ait provoqué un affaissement de terrain qui ait atteint le sol.

Quoi qu'il en soit, les activités cessent dans ce coin de concessions jusqu'en 1922-1923.

En 1922, une exploitation dans le massif méridional de la couche Six Paumes, d'une ouverture de 80 cm. (fig. 4), est arrêtée en allure de plateau horizontal à la cote -22 , à 635 m. à l'Ouest du puits Spinois, sous la forme d'une taille chassante, longue de moins de 15 m. L'affaissement consécutif à l'exploitation, s'il s'est propagé jusqu'à la surface, s'étend au plus jusqu'à 36 m. au delà vers l'Ouest, soit à moins de 671 m. à l'Ouest du puits Spinois.

D'autre part, les exploitations se développent dans le massif septentrional à partir du puits intérieur, dont la position devait être dans la suite rectifiée à l'aide de levés exécutés au théodolite. C'est d'abord dans la veine Huit Paumes, d'une ouverture de 70 cm. (fig. 4). Un chantier, constitué finalement de quatre tailles chassantes, s'avance de l'Est vers l'Ouest; quelques tailles en retour cheminent d'Ouest en Est sur moins de 100 mètres de longueur. De part et d'autre, la progression est telle que le développement continu du champ d'affaissement doit se faire du Nord vers le Sud et ne s'étendre jusqu'à la faille du Spinois qu'à 840-885 m. Ouest du puits Spinois, à la suite des ultimes exploitations de 1923.

C'est ensuite le déhouillement de la couche Six Paumes qui progresse de même façon, en 1922 peu activement, puis en 1923, enfin au-dessus du niveau du touret et jusqu'aux approches, sinon à la rencontre de la faille du Spinois en juin-novembre 1924. Les effets de l'exploitation en ce qui concerne la progression des affaissements sont exactement les mêmes que ceux des travaux dans la couche Huit Paumes.

Enfin, c'est le tour du déhouillement de la couche la plus élevée, Grande Veine. Les chantiers sont installés en 1923 et poursuivent leur activité jusqu'en 1925.

Pendant, une tentative d'exploitation du massif méridional de la couche Huit Paumes se poursuit en 1924, jusqu'au début de 1925, où le chantier est arrêté à 600 m. Ouest du puits Spinois; en sorte que ses effets s'ajoutent à ceux des travaux plus anciens dans la Grande Veine et la Veine Six Paumes, jusqu'à environ 649 m. à l'Ouest du puits Spinois.

La détermination de l'extension superficielle probable de chacune des exploitations aboutit aux conclusions suivantes :

Les exploitations du massif septentrional doivent avoir eu naturellement pour limite de leur champ d'influence superficielle la faille du Spinois; mais ce serait dans ce cas le massif Nord qui aurait dû s'affaisser. L'effet serait identique si l'on admettait même que, par impossible, l'affaissement se fût propagé, par delà la faille du Spinois, dans le massif méridional, car la progression des exploitations, de 1922 à 1925, s'est faite du Nord vers le Sud. L'affaissement serait donc maximum vers le Nord. Or, c'est, le long de la faille, le massif Sud qui s'est abaissé. Même dans cette hypothèse, l'affaissement n'aurait pu intéresser la route du Rœulx à Gosselies à plus de 700-720 mètres à l'Ouest du puits Spinois.

Dans le massif situé au Sud de la faille du Spinois, la limite occidentale probable de l'aire qui, au maximum, aurait pu s'affaisser, est vers 650 mètres à l'Ouest du puits Spinois, pour trois couches (ouverture totalisée : 2^m40), et à moins de 671 mètres Ouest du même repère, pour une couche (ouverture : 0^m80). Seule cette dernière exploitation aurait pu atteindre à la limite la maison n° 76 de la route de Courcelles, située à 677 mètres Ouest du puits Spinois. Mais elle ne pourrait fournir l'explication de la cassure du sol observée par delà sur une centaine de mètres, à travers la chaussée et la prairie, puis une cour d'usine, c'est-à-dire le jeu le plus net de la faille du Spinois.

Tout ceci dans l'hypothèse que les affaissements consécutifs aux exploitations pratiquées dans le massif méridional à plus de 500 mètres à l'Ouest du puits Spinois ont atteint la surface. Mais à s'en rapporter aux plans (fig. 4), dans cette hypothèse encore, l'affaissement aurait surtout intéressé, superficiellement, l'aire située au Nord de la cassure du sol : une descente du massif méridional ne s'expliquerait pas.

Ce n'est donc pas aux affaissements consécutifs au déhouillement de couches de houille que, à analyser leur extension probable à travers le terrain houiller, on peut attribuer le rejeu récent de la faille du Spinois.

Aussi bien, en 1894, les dégradations constatées au bâtiment, situé à 785-810 mètres du puits Spinois, n'ont-elles pas été attribuées à l'influence de travaux miniers.

12. Mais pour faire tout le tour de la question, il convient de tenir également compte des dépôts alluvionnaires qui recouvrent le Houiller dans l'ancien méandre du Piéton situé à l'Ouest du vallon du ruisseau de Leuze.

Ces alluvions sont peu importantes, puisque leur épaisseur n'est pas supérieure à 8^m20. Elles sont de nature argileuse à leur partie supérieure et limoneuses à leur partie inférieure, c'est-à-dire plus ou moins sableuses, sans que, cependant, les faits d'observation les plus certains portent à les considérer comme boulanges. A ceux déjà mentionnés ci-dessus (cf. n° 7), il convient d'ajouter celui-ci : la cassure qui s'est manifestée superficiellement dans ces dépôts était, semble-t-il bien, des plus nettes, notamment dans la traversée de la prairie.

Au surplus, ces formations alluvionnaires reposent sur des argiles d'altération du Houiller, dont l'épaisseur atteint plusieurs mètres. D'où l'existence d'une nappe aquifère à la partie inférieure des alluvions.

La présence de ce « mort-terrain » ne semble pas être de nature à modifier les conclusions relatives aux répercussions superficielles des exploitations souterraines : Il ne peut en résulter un accroissement notable de la superficie affaissée. En effet, les faces du cône d'affaissement fussent-elles moins redressées que dans la traversée du Houiller, la hauteur intéressée étant très faible, l'élongation serait latéralement insignifiante.

D'autre part, on ne conçoit pas comment ces formations alluvionnaires auraient pu exercer indirectement une influence sur la propagation du tassement. Il a certes été proposé de supposer que les limons se seraient déversés dans la faille au cours de son rejeu, sous l'influence des tassements souterrains, et qu'ainsi se serait produite une réduction de l'épaisseur des morts-terrains. Mais on se demande comment la faille pourrait se maintenir bâillante à travers les argiles d'altération du Houiller. Au contact de l'eau, ces argiles, comme toutes les argiles grasses et plastiques, gonfleraient immédiatement. A supposer même que la faille se maintint béante durant quelque temps, il faudrait encore admettre qu'il ne se serait produit qu'un entraînement unilatéral des limons et sur une surface considérable. Or, il n'existe aucune raison apparente de pareil comportement différentiel : Dans tous les sondages, la constitution d'ensemble des dépôts alluvionnaires apparaît identique. L'existence d'une cassure rectiligne porte d'ailleurs à rejeter définitivement pareille suggestion, car il est classique que l'absorption d'eau, éventuellement chargée de sables, se fasse aux points de plus grande perméabilité et provoque des effondrements sous forme d'entonnoirs superficiels. Or, rien de pareil n'a été observé.

Au surplus, si le mouvement relatif des deux massifs que sépare la faille de Gosselies, n'était dû qu'à l'influence indirecte

des formations alluvionnaires, pourquoi se poursuivrait-il de même type loin vers l'Est, par delà le débouché du vallon du ruisseau de Leuze, pour le moins jusqu'aux abords du puits Spinois, c'est-à-dire là où le « mort-terrain » n'existe plus ?

Ces mêmes considérations permettent encore d'écarter l'idée que l'influence indirecte des travaux miniers se serait simplement manifestée par un ou des assèchements temporaires des nappes aquifères que renferment les alluvions. L'existence d'argiles imperméables au sommet du Houiller est, à elle seule, de nature à rendre improbable l'existence de pareil assèchement, qui n'a d'ailleurs jamais été nettement observé.

En conclusion, il apparaît donc que l'existence de dépôts alluvionnaires ne peut être de nature à permettre d'établir, directement ou indirectement, une relation de cause entre les exploitations minières et le rejeu de la faille du Spinois.

On pourrait évidemment objecter, au sujet même de ce rejeu, que, même en dehors du champ d'influence d'exploitations souterraines, l'existence de dégradations des constructions est un fait fréquent dans le cas de sols recouverts d'alluvions; c'est effectivement à la mauvaise qualité de ces sols de fondation qu'il avait paru vraisemblable d'attribuer, en 1894, les dégradations observées dans le bâtiment d'usine situé vers l'extrémité occidentale de la fracture du sol qui devait se manifester vers 1925. Les résultats des sondages exécutés en 1926-1927 pour l'étude des alluvions (cf. n° 4, A) sont de nature à justifier cette conclusion : Au sondage *b*, on signale, vers la profondeur de 3 mètres à 3^m50, une argile légèrement tourbeuse.

Cependant, le fait constant que, en tous pays, les constructions fondées sur des alluvions, toujours aquifères, sont à la longue l'objet de dégradations, ne saurait expliquer le déchiement du sol, si nettement observé sur une longueur impressionnante en terrain vierge et non chargé de constructions, par quoi s'est manifesté le rejeu de la faille du Spinois.

13. Les mouvements récents de la faille du Spinois étant inexplicables pour qui s'en tient aux données de l'expérience sur la propagation des affaissements consécutifs aux exploitations souterraines, et les travaux de déhouillement exécutés par le puits Spinois étant d'ailleurs les seules excavations qui, d'après la tradition, aient été pratiquées dans le petit coin de pays ici en question, force nous est bien de nous résoudre à les considérer comme spontanés.

L'explication peut, de prime abord, paraître étonnante, même

à des géologues. D' excellents esprits considéraient naguère que l'une des difficultés d'initiation à la tectonique est que nous vivons en des temps où la Terre est parvenue à un état de repos voisin de la décrépitude. Certes, au cours de périodes assez lointaines, — qu'on était porté à considérer comme le temps de sa jeunesse, — la croûte terrestre s'est disloquée par plis et par failles; mais en ce qui concerne la Belgique, ces mouvements auraient cessé depuis longtemps, le ridement de la chaîne variscique en ayant marqué le dernier spasme.

On n'apercevait pas la réelle contradiction entre cette position et un ralliement de principe à l'école des causes actuelles. La Géologie était encore une science trop jeune. A la longue, elle n'a pas manqué de s'enrichir de données d'observations plus nombreuses et plus précises. Ainsi, au sujet de la production, au cours de tremblements de terre, de crevasses du sol; puis à propos des relations de ces crevasses avec des failles pré-existantes; de façon plus générale, de la fréquence des déformations topographiques de date récente attestées sur la terre ferme par les nivellements de précision, en mer par les campagnes d'explorations bathymétriques. L'étude attentive des réseaux hydrographiques a, de son côté, permis de prolonger en certaine façon, mais sur une échelle incomparablement plus vaste, par remontée à travers les âges, les relations entre le nivellement dynamique qu'implique l'écoulement des eaux superficielles et le relief du sol. L'exécution de sondages nombreux et très profonds à travers les formations horizontales a fourni des bases pour la construction de coupes dont l'explication rationnelle n'est possible que pour autant que soit admise l'existence de continuel mouvements de l'écorce terrestre. Les études détaillées de mainte faille minéralisée sous forme de filon métallifère conduisirent, elles aussi, à la preuve de rejeux.

Évidemment, tout cet ensemble ne s'est, dans l'enseignement de la géologie, substitué que lentement et progressivement aux conceptions fixistes, si bien que, un cas particulier se présentant, la possibilité d'un mouvement spontané de l'écorce terrestre n'apparaît pas, même de ces jours, comme devant être envisagée. La question devrait cependant être posée dès l'abord même de l'examen critique de chaque cas.

En ce qui concerne la région de Gosselies, l'hésitation ne tarde pas à se dissiper dès qu'on apprend que des tremblements de terre assez étendus, quoique régionaux, y ont été nettement perçus à maintes reprises.

Tel fut notamment le cas en 1911, où, de mars à octobre, mais particulièrement au cours du mois de juin, se manifestèrent des secousses, dont certaines, celles perçues le 1^{er} juin vers 22 h. 45, ont fait l'objet d'une enquête de la part de M. René Cambier (1). Elles furent « assez violentes pour réveiller la plupart des habitants, abattre de nombreuses cheminées et occasionner des lézardes aux bâtiments les moins résistants ». L'auteur ne fournit guère, dans le texte de sa note sommaire, de détails circonstanciés, encore qu'une des trois planches de photographies soit relative au déversement d'un pignon, rue de l'Esplanade à Gosselies; mais il précise, à l'aide d'une esquisse cartographique, l'extension de la superficie affectée. La figure en est celle d'une sorte d'ellipse ovoïde, allongée de l'Ouest à l'Est, depuis Courcelles jusqu'à Franière, dans la Basse-Sambre, et s'étendant de Couillet et Bouffioulx, au Sud, jusqu'à Villers-Poterie et Marbaix, au Nord.

Dans son intérieur, une région épacentrale, sorte de bande assez étroite s'allongeant d'Ouest en Est, de Gosselies, par Ransart, à Lambusart, marque la zone où le phénomène a été accompagné de dégâts particulièrement nets. Or, cette zone coïncide avec le prolongement probable de la faille du Spinois. Si M. Cambier avait eu l'occasion de parcourir la chaussée de Gosselies au Rœulx jusqu'au Piéton, — ce qui, d'après ce qu'il a bien voulu m'en dire, ne fut pas le cas, — il aurait peut-être été amené à prolonger exactement, suivant le tracé défini plus haut, comme celui de la faille du Spinois, celui de la région épacentrale.

Si même il n'en avait rien été, la présomption n'en demeurerait pas moins entière, car il a été observé en mainte région séismique que les failles ne jouent pas à chaque coup sur l'ensemble de leur trajet. L'existence de failles transversales observées à l'Ouest du puits Spinois permettrait d'ailleurs de trouver aisément une explication à pareille limitation dans le cas qui nous occupe. Une de ces failles qui, très redressée quoique inclinée vers l'Ouest, a été reconnue par les travaux d'exploitation (cf. fig. 4) à 800 mètres à l'Ouest du puits Spinois, doit affleurer, sous les alluvions, vers l'extrémité occidentale de la déchirure du sol observée en 1925.

Des secousses ont encore été notées dans la suite. Ayant, à

(1) Cf. R. CAMBIER, Les tremblements de terre de Ransart (mars, juin et juillet 1911). (*Annales Soc. géol. de Belgique*, t. XXXIX, pp. B 97-101, 3 pl. hors texte.)

ma demande, revu son dossier, M. Cambier y a trouvé la mention de secousses perçues à Gosselies les 28 et 29 octobre 1911 et 20 décembre 1912. Malheureusement, une documentation complète fait défaut. Tout comme les craquements dont s'accompagne la production de lézardes dans les constructions, le bruit sourd, semblable à celui du passage d'un lourd camion automobile, dont s'accompagne ordinairement le tremblement de terre, n'est perçu que par des observateurs avertis et le plus souvent pendant la nuit seulement.

D'autre part, ces secousses régionales ne sont pas toutes enregistrées par la seule station séismométrique qui fonctionne en Belgique de façon sensiblement continue depuis 1910, celle de l'Observatoire royal d'Uccle. Si l'on relève dans ses *Bulletins* trace de certaines des secousses qui agitèrent Gosselies en 1911, on n'y trouve nulle inscription de celles qui y furent perçues dans la suite. Peut-être les pendules que possède l'Observatoire d'Uccle, pour enregistrer fidèlement les séismes importants qui surviennent à grande distance, ne sont-ils pas appropriés à la perception de secousses faibles et locales.

Tout ce que je suis parvenu à savoir, en ce qui concerne les vingt dernières années, c'est qu'une secousse aurait été perçue le mardi 14 juillet 1931, vers 21 h. 45, dans une zone s'étendant de Ransart à Roux, et qu'elle a été particulièrement nette, peu à l'Est de la ville de Gosselies, en un point qui se trouve sur le passage probable de la faille du Spinois.

M. Cambier a certes, en 1911, été porté à considérer les tremblements de terre de Gosselies-Ransart comme se trouvant en relation avec un jeu de la faille du Centre (1). Le développement de ses études lui a permis de constater que la situation était plus compliquée et que l'anticlinal de Falnuée était vraisemblablement affecté, non point par la faille du Centre, mais par un ou des accidents similaires ou congénères, les failles du Placard et de Cent mètres (2). En même temps, il mettait en évidence les allures actuellement plissées de ces surfaces de charriage dans leur prolongement oriental. En conséquence, il conviendrait, aujourd'hui, de les ranger dans la catégorie des failles éteintes, ou mortes, suivant l'expression proposée par Montessus pour la faille du Midi.

Moi-même j'ai proposé, il y a quelques années, de considérer les tremblements de terre de Gosselies comme étant fondamentalement en relation avec l'accentuation du prolongement du pli longitudinal distingué sous le nom d'anticlinal de Puagne (3). Mais les découvertes

(1) *Op. cit.*, p. B 101.

(2) *Op. cit.*, p. M 135.

(3) A. RENIER, Les tremblements de terre envisagés comme les manifestations les plus récentes des phénomènes de plissement du sol belge. (*Livre jubilaire de la Soc. géol. Belgique*. Liège, 1926, t. I, p. 154.)

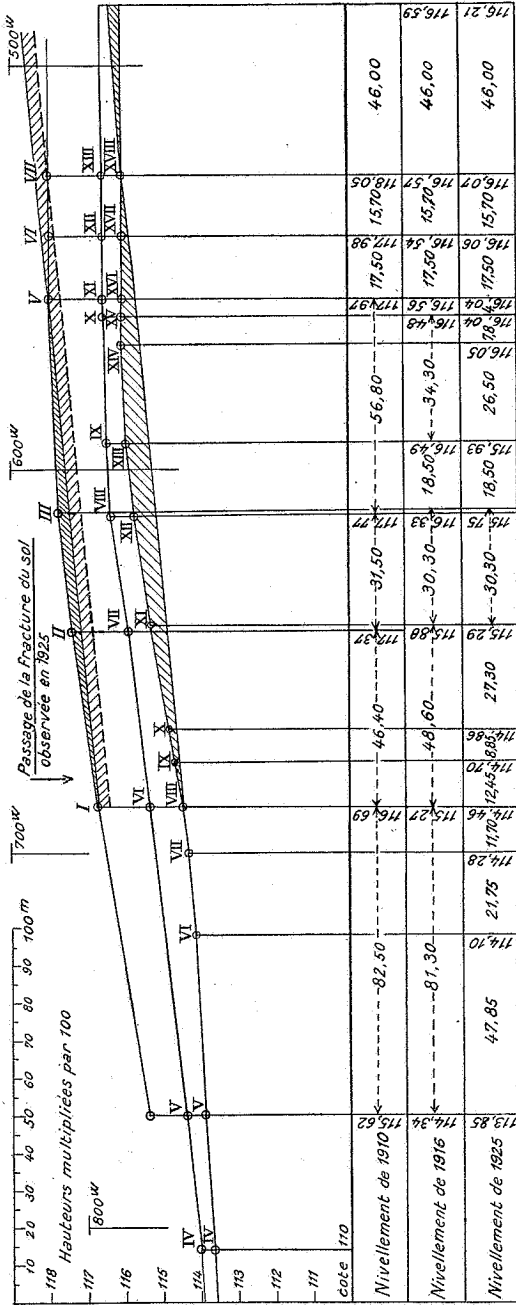


FIG. 5. — Profils en long de la route du Rœulx à Gosselies, d'après les nivellements exécutés par le Service voyer de la province de Hainaut. Les plages hachurées sont relatives aux rectifications projetées, mais non entièrement exécutées.

faites, il y a deux ans, à propos des complications de structure des environs de Puagne portent à modifier cette conception; en sorte qu'on ne pourrait vraiment l'opposer à celle que les chances d'une étude approfondie des environs de Gosselies me portent aujourd'hui à lui préférer.

Des statistiques très récentes conduisent à admettre que 90 % des tremblements de terre sont d'origine tectonique, c'est-à-dire sont une des manifestations les plus frappantes de mouvements spontanés de l'écorce terrestre.

L'étendue de la région affectée par les tremblements de terre ressentis spécialement à Gosselies-Ransart en 1911 est telle qu'il s'agit bien de manifestations tectoniques.

Leur relation avec la faille du Spinois est frappante.

Il est hautement vraisemblable qu'il en a été de même avant et après 1911.

D'où la conclusion que le rejeu évident de la faille du Spinois observé en 1925 n'est qu'un effet de tremblement de terre.

14. Parvenu à ce point, on est tout naturellement amené à rechercher comment on pourrait s'expliquer dans leur ensemble les mouvements de terrain qui ont accompagné le rejeu de la faille du Spinois.

Si l'on admet que les nivellements de la route du Rœulx à Gosselies (chaussée de Courcelles) sont suffisamment précis, on constate (fig. 5) que l'affaissement du massif méridional a été sensible jusqu'à une certaine distance de la faille. Cette distance pourrait atteindre 80 ou 90 mètres, à 800-850 mètres à l'Ouest du puits Spinois. De là, l'affaissement est progressif jusqu'à peu de distance de la cassure du terrain, qui peut être tenue pour l'affleurement de la faille du Spinois (1).

Fait non moins intéressant, dans chaque projet de réfection de la route, aucun travail n'est prévu dans ce premier tronçon; en sorte que les levés se comparent d'emblée. Il n'en est plus de même au delà vers l'Est. Aussi bien en 1910 qu'en 1916 et en 1923, le fait mesuré, peut-on dire, par le nivellement est l'existence d'un dos d'âne dans le tronçon correspondant au pas-

(1) On pourrait attribuer à une différence d'erreur de collimation depuis le pont sur le Piéton, origine commune des deux derniers nivellements, jusqu'à la station VI (1916) = VIII (1925), la modification d'inclinaison du profil axial de la route. Mais, les carnets de levé n'existant plus, la critique reste impossible. Il est remarquable que le levé de 1910 qui a débuté à la station V (1916-1925), témoigne, lui aussi, d'une modification de pente de même ordre et semble converger vers la même origine.

sage de la route sur le massif septentrional (cf. fig. 1). D'après les cahiers des charges, le travail de remise en état devait, en conséquence, consister essentiellement en une régularisation du profil en long par suppression de ce dos d'âne, de manière que la rampe fût continuellement d'environ 1 % (1).

On se trouvait ainsi tout naturellement amené à dépasser vers l'Est la seconde traversée de l'affleurement de la faille du Spinois. En outre, c'est par remblayage que sur une certaine longueur devait se poursuivre vers l'amont la rectification du profil. Ici encore il y avait affaissement du massif méridional.

Dans ces conditions, la comparaison des résultats d'un nivellement devrait évidemment s'établir, non pas avec ceux du nivellement précédent, mais avec le profil rectifié grâce aux travaux de réfection.

Informations prises, il n'a jamais été procédé méthodiquement à une rectification du profil. Il n'a été procédé qu'à des réparations locales. Ainsi, au cours de l'automne 1933, on a, à nouveau, réfectionné le pavage de la chaussée dans le coude situé à 660 mètres Ouest du puits Spinois et sur quelque longueur au delà vers l'Ouest.

Dans ces conditions, la comparaison des profils en long ne laisse pas de paraître délicate. Un fait semble cependant être évident : Il y a eu descente générale et continue du profil, mais cette descente a été plus importante pour le massif méridional, spécialement aux abords de la faille du Spinois.

Il ne s'agit cependant pas d'une simple modification de position relative des deux massifs. Ainsi qu'il a été rappelé ci-dessus (n° 10), la maison n° 76, située à quelques mètres au Sud de l'affleurement de la faille, s'est affaissée, non pas vers le Nord, mais vers le Sud. Donc, aux abords de la faille, le massif méridional s'est ployé à rebours du mouvement d'ensemble constaté jusqu'à 75 ou 80 mètres plus au Sud. Est-ce là la manifestation d'un rebroussement produit par l'adhérence contre la faille ? Étant données les observations faites sur la nature argileuse du remplissage de la faille (cf. n° 6a), l'idée ne semble guère acceptable.

(1) Il n'est pas sans intérêt de constater que, lors de ses levés de la planchette Fontaine-l'Évêque, dont la minute porte la date du 29 avril 1894, Alphonse Briart avait certainement été impressionné par ce trait morphologique. D'où sa cartographie de la limite des alluvions, qui est légèrement inexacte. D'après lui, sur le dos d'âne, le Houiller affleure, alors que des sondages rapides m'ont révélé l'existence d'alluvions : au Nord de la route, 6 m. à 640 m. Ouest du puits Spinois; au Sud de la route, 5 m. à 655 m. et 4^m85 à 610 m. du même repère.

A considérer les coupes géologiques d'ensemble (fig. 2), on serait porté à se demander si le rejeu de la faille ne serait pas en relation avec une légère accentuation du plissement : le massif méridional se serait affaissé en une sorte d'étroite cuvette. Le plissement se serait d'ailleurs étendu à l'ensemble du synclinal du Grand-Conty.

Ainsi qu'il a été noté au passage (cf. n° 3), l'influence du synclinal du Grand-Conty, ou plutôt du périsinglinal qui s'y remarque dans les exploitations houillères de 500 à 1,100 mètres à l'Ouest du puits Spinois, semble bien se trouver en relation avec l'existence du méandre abandonné du Piéton, aujourd'hui souvent inondé.

Il est d'ailleurs à présent de doctrine courante d'admettre que, dans l'ensemble de la région, les plis si nets du socle paléozoïque se sont accentués en des temps géologiques relativement récents. Telle est l'explication de faits patents que J. Cornet a bien mis en évidence en recherchant les voies de l'évolution du réseau hydrographique sur la bordure Nord du bassin houiller ⁽¹⁾. Tout comme aujourd'hui encore le ruisseau de Leuze et, à quelque distance vers l'Ouest, le Haut-Piéton, les cours d'eau de cette région s'écoulaient primitivement du Sud vers le Nord, sur le manteau de formations néozoïques qui recouvraient alors de façon continue l'ensemble du pays. Si les principaux d'entre eux, tel le Bas-Piéton, s'écoulaient à présent du Nord vers le Sud, donc en sens inverse, grâce à des raccords orientés, soit Ouest-Est, soit Est-Ouest, tant avec leur haut cours qu'avec leurs tributaires, c'est par suite de mouvements du sol qui ont revivifié des plis longitudinaux : au Nord, le prolongement oriental de l'anticlinal du Mélançois; au Sud, le grand sillon houiller.

La preuve directe de pareille reviviscence a d'ailleurs été fournie assez récemment dans une contrée limitrophe de la Belgique. A la suite de la rectification du cours du Rhin entre Bâle et Mayence, il a été possible de constater la formation locale, ici de rapides, là de zones d'alluvionnement. Reportant ensuite ces données sur les cartes géologiques, on a pu constater que les seconds étaient au flanc amont d'anticlinaux, les premiers au flanc aval ⁽²⁾.

(1) J. CORNET, Etudes sur l'évolution des rivières belges. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. XXXI [1904], spécialement pp. M. 290 et suiv.)

(2) Cf. WILSER, *Heutige Bewegungen der Erdkuste erkennbar an Ingenieurbauten im Oberrheintal Gebiet*. Stuttgart, 1929, E. Schweizerbart.

Les anticlinaux ou crêtes tectoniques continuent donc de se soulever lentement et, par voie de compensation, les synclinaux ou bassins de s'affaisser.

Le fait est général et c'est à la même conclusion que celle dérivant des constatations faites sur le Rhin, qu'avaient abouti les observations méthodiques poursuivies en Belgique, tant dans le bassin de l'Escaut, sur la Haine et l'Escaut ⁽¹⁾, que dans le bassin de la Meuse, ainsi à propos de son affluent, la Vesdre, et de son sous-affluent, la Hoëgne ⁽²⁾.

15. Le cas de la faille du Spinois est, à ma connaissance, encore unique en Belgique et peut-être même dans l'Europe Nord occidentale ⁽³⁾. D'où l'obligation dans laquelle je me suis trouvé de l'étudier de façon assez détaillée.

Ce ne fut, à la suite d'une très minutieuse étude des diverses manifestations des mouvements du sol, et après m'être posé la question de savoir s'ils étaient provoqués ou spontanés, que, aboutissant à la conclusion qu'ils ne s'expliquaient pas comme provoqués par les exploitations minières ou de toute autre manière, je me suis souvenu de l'instabilité naturelle de la région, attestée par de fréquents tremblements de terre.

La poursuite de mes recherches m'a permis de constater que l'ensemble des faits s'expliquait de façon cohérente dans la conception d'une instabilité naturelle du sol. C'est ainsi que j'en suis arrivé à la conviction que la faille du Spinois se trouve encore en mouvement. Elle a rejoué il y a quelques années. Peut-être rejouera-t-elle demain. Il sera curieux de s'en assurer.

(1) Cf. J. CORNET, La Haine, l'Escaut et le Dôme du Mélantois. (*Ann. Soc. géol. de Belgique*, t. XLVIII, Liège, 1905, pp. B. 105-113.)

(2) Cf. A. RENIER, Session extraordinaire de la Société belge de Géologie tenue à Eupen les 7, 8, 9 et 10 septembre 1925. (*Bull. Soc. belge de Géologie*, t. XXXV, Bruxelles, 1928, pp. 174-249, spécialement pp. 197 et 248.)

(3) En Westphalie, à la suite de nivellements de haute précision, on en est venu à admettre le jeu relatif de massifs, atteignant au maximum 75 mm. en 16 ou 20 années, et, par voie de déduction, celui des failles qui les séparent. Mais je ne sache pas qu'on y ait signalé l'observation directe du rejeu d'une faille. (Cf. J. WEISSNER, *Der Nachweis jüngster tektonischer Bodenbewegungen in Rheinland und Westfalen*, 1929, Haarfeld Druck. (Un résumé a été publié dans *Internationale Bergwirtschaft und Bergtechnik*, t. 23¹, n° 13, 15 Juli 1930.)