

SÉANCE MENSUELLE
DU MARDI 23 JANVIER 1968.

Présidence de M. I. DE MAGNÉE, Président.

Présentation de nouveaux membres :

M. ROBERT AITKEN, Geologist, Director Eastern Hemisphere Westinghouse Air Brake C^o, 27, avenue du Grand Forestier, Bruxelles 16; présenté par MM. A. DELMER et R. PAEPE.

M. XAVIER-JEAN HARCQ, étudiant Latin-Sciences, Berensheide, 5, Watermael-Boitsfort; présenté par MM. A. DELMER et A. BEUGNIES.

Décès :

M. JACQUES LARUELLE, Docteur en Sciences géologiques et minéralogiques, Chargé de cours à l'Université de Gand, Institut de Géologie, 144, Hoge Weg, Gent. Membre effectif depuis 1950.

Communication des membres :

J. SCHEERE. — *Les minéraux des argiles de la zone de Genk (Westphalien A supérieur) de la Campine.* (Texte ci-après.)

**Les minéraux des argiles de la zone de Genk
(Westphalien A supérieur) de la Campine,**

par J. SCHEERE ⁽¹⁾.

La présente note a comme but principal de fournir un inventaire des minéraux des argiles entrant dans la composition des roches stériles de la zone de Genk (Westphalien A supérieur) du bassin houiller de la Campine. Par la même occasion, elle complète vers la base de la zone l'étude lithologique et stratigraphique (J. SCHEERE, 1954 et 1960.)

1. ÉCHANTILLONNAGE DES ROCHES.

La figure 1 donne les différents burquins où les prélèvements ont été effectués. On observera que l'étude est limitée à une partie seule-

⁽¹⁾ École Royale Militaire, Bruxelles.

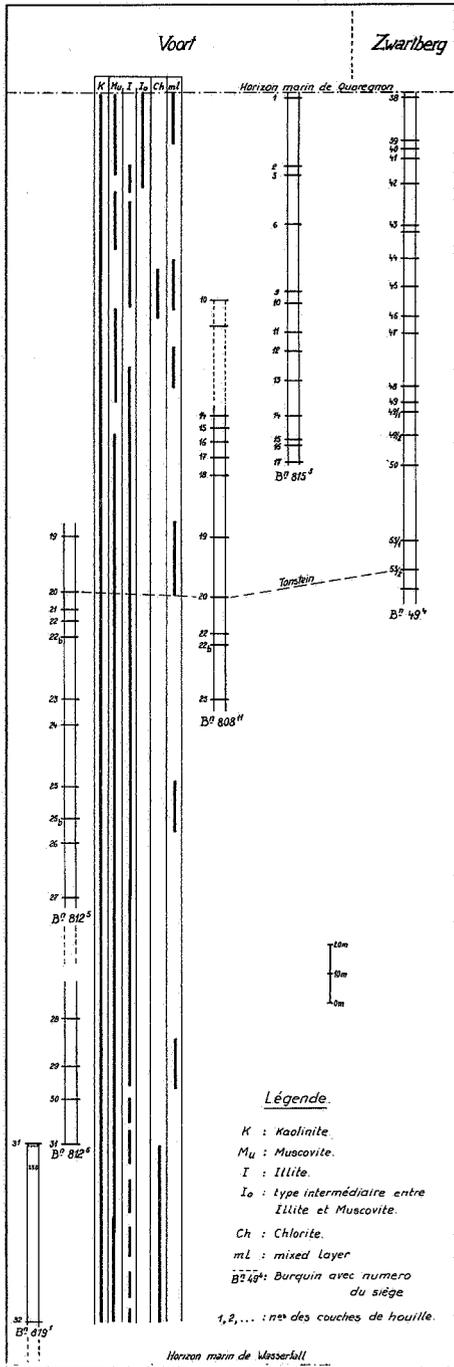


FIG. 1.

ment du bassin houiller de la Campine, tant du point de vue étendue latérale, puisqu'elle ne s'adresse qu'à deux sièges distants l'un de l'autre de 15 km, que du point de vue puissance stratigraphique, puisqu'elle ne couvre qu'une succession verticale de quelque 400 m.

Environ 300 argilites ont été prélevées en vue de l'étude röntgengraphique et micrographique. Quelques grès et siltstones supplémentaires ont été étudiés en lame mince. Il est important d'observer qu'il s'agit d'échantillons *frais* prélevés au cours de l'avancement des travaux miniers.

La répartition des échantillons analysés, en partant de l'horizon de Quaregnon, s'est faite d'abord d'une manière assez large, s'adressant en premier lieu aux argilites des toits et des murs de quelques couches de houille des deux charbonnages de Zwartberg et de Helchteren et Zolder; ensuite l'échantillonnage a été plus serré pour les argilites du cyclothème (puissant de 20 m) entre les couches n^{os} 19 et 20 de Helchteren et Zolder, et en dernier lieu la stampe essentiellement argileuse entre les couches n^{os} 31 et 32 a fait l'objet d'un échantillonnage très serré (une analyse par 0,30 cm).

2. LA STAMPE ENTRE LES COUCHES N^{os} 31 ET 32 AUX CHARBONNAGES DE HELCHTEREN ET ZOLDER.

Les travaux d'exploration menés en Campine, pour la zone de Genk (Westphalien A supérieur) n'avaient pu dépasser vers la base le mur de la couche n^o 31 au siège de Voort. En 1960, nous avons eu l'occasion de suivre en détail les travaux du burquin 819/1 et ceux des burquins 818/1 et 812/2, reliant la couche n^o 31 à la couche n^o 32, et de procéder ainsi à un échantillonnage complet de la stampe de quelque 60 m les séparant.

Cette stampe est essentiellement composée d'argilites; celles-ci passent par endroits graduellement à des schistes sableux (siltstones) et à de fines strates de grès. On trouve un banc (0,50 m) de grès à galets de sidérose à 2 m du mur de la couche n^o 31, et un deuxième banc de grès (2 m) à 8 m de la même couche.

La présence de *Curvirimula belgica* (HIND), *Naiadites* sp., *Carbonicola* sp. et *C. cf. bipennis* (BROWN) situe cette stampe selon A. PASTIELS (1964, pp. 53 et 103) dans le troisième épisode de lamellibranches non marins ayant une étendue latérale à travers nos bassins houillers.

Signalons également la fréquente, mais peu nombreuse, apparition de *Planolites ophthalmoides* JESSEN.

La flore n'est pas très riche. Il faut signaler la présence de *Sphenopteris schumanni*, caractéristique de la zone de Genk (1).

3. LES MINÉRAUX DES ARGILES DE LA ZONE DE GENK.

3.1. Mode opératoire et interprétation des analyses (2).

Les diagrammes aux rayons X ont été obtenus avec un équipement Philips à enregistrement par compteur Geiger. Dans tous les cas la radiation $\text{CuK}\alpha$ a été utilisée. En principe, trois diagrammes pour chacun des 300 échantillons ont été examinés : le premier à partir de l'échantillon non traité, le second après le traitement à l'éthylène-glycol, le troisième après un traitement thermique à 600 °C, ceci afin de détecter d'éventuels minéraux gonflants et de distinguer entre différentes possibilités. Des traitements *ad hoc* supplémentaires ont été faits dans quelques cas afin d'obtenir des précisions supplémentaires. L'attention a également été portée sur le profil des raies de base. Celles-ci donnent, en effet, une indication sur le degré d'organisation de l'empilement et permet, d'une façon purement qualitative, de différencier des échantillons de composition similaire. Il n'est malheureusement pas possible d'en déduire des données quantitatives et la même remarque s'applique aux minéraux interstratifiés.

3.2. Résultats.

Toutes les roches analysées contiennent de la kaolinite (K), ainsi qu'un ou plusieurs minéraux du groupe de l'illite. Pour ces derniers les analyses permettent tantôt le diagnostic du minéral bien cristallisé muscovite (M), et tantôt la détermination de l'illite (I) proprement dite, ainsi qu'un type intermédiaire (I₀) entre la muscovite et l'illite. Ce dernier est localisé vers le sommet de la zone de Genk.

Les analyses signalent également la présence de chlorite (Chl). Celle-ci semble se localiser plutôt vers la base de la zone : elle est en effet présente dans toute la stampe argileuse entre les couches n^{os} 31 et 32; elle ne se manifeste ensuite comme minéral individualisé qu'aux toits des couches n^{os} 9 et 10 (Helchteren et Zolder). Au même

(1) Déterminations de M. A. PASTIELS en ce qui concerne la faune, et de M^{me} Y. WILLIÈRE pour la flore. Nous les remercions très vivement.

(2) Les déterminations ont été faites par le Prof. W. DEKEYSER, au laboratoire de cristallographie de l'Université de Gand. Nous lui exprimons ici toute notre gratitude.

niveau stratigraphique (couche n° 44) de Zwartberg, elle est présente sous forme de minéral argileux interstratifié (mixed-layer : ml), dont nous parlons ci-après.

Les minéraux des argiles interstratifiés sont assez fréquents. Il s'agit d'interstratifiés du type mica-chlorite, qui ne se présentent que rarement en même temps que la chlorite individualisée. Une série d'analyses se suivant verticalement pour le siège de Voort semble toutefois indiquer le passage possible de cet interstratifié vers une chlorite bien individualisée (1). D'autre part, nous signalons ci-dessus le passage latéral de l'interstratifié (Zwartberg) à la chlorite (Helchteren et Zolder).

4. ÉTUDE MICROGRAPHIQUE.

Si l'analyse aux rayons X définit la nature minéralogique de la fraction argileuse, l'étude au microscope permet de se faire une idée des relations mutuelles de ces minéraux et de leur comportement vis-à-vis des autres constituants. La comparaison des argilites d'une part à la masse de fond argileuse, des grès d'autre part, peut également fournir des indications précieuses au sujet des conditions de sédimentation et de la chronologie de la diagenèse. C'est dans ce sens que nous résumons ci-dessous l'étude micrographique du burquin 819/1.

4.1. Les grès.

Le banc (2 m) de grès inférieur est situé à environ 8 m de la couche n° 31. A la base il y a passage progressif de l'argilite sous-jacente à un siltstone, celui-ci passant au grès qui montre des ripple-marks symétriques (longueur 10 cm, hauteur 3 cm); au sommet il passe sans transition à une argilite.

Il est de couleur gris moyennement clair N6 à gris clair N7 (2), et de grain fin.

Au microscope il s'avère être constitué de grains détritiques (diamètre moyen 0,12 mm; degré d'arrondi 0,3; degré de sphéricité 0,5) de quartz, quartzite, chert et feldspaths (albite et oligoclase : pourcentage total en volume ~8 %), de lamelles de muscovite et de chlorite (biréfringence bleu violet), de lamelles accolées muscovite/chlorite, et d'une masse de fond de quartz cryptocristallin, de

(1) La série des niveaux n°s 124 à 127 du Burquin 819/1.

(2) Rock Color Chart, Washington DC, 1948.

sidérite cryptocristalline et des minéraux argileux illite et chlorite (biréfringence grise du premier ordre), en phyllites dont la grande longueur atteint 20 μ . Quelques grains de zircon et de tourmaline sont également présents.

Il faut signaler ici qu'au burquin 818/1, à sensiblement la même distance de la couche n° 31, les travaux ont recoupé un banc d'environ 2 m de puissance constitué de parts pratiquement égales de grains détritiques et d'un ciment dolomitique (grès dolomitique ou dolomie sableuse) (VAN TASSEL et SCHEERE, 1960, p. 254 [niv. 22] et fig. 4.)

Le banc de grès supérieur est un grès moyennement clair N6, massif, à grain fin. Vers le milieu il présente quelques galets de sidérose, de sorte qu'il peut être qualifié de grès conglomératique intraformationnel.

Au microscope il a sensiblement le même aspect que le grès inférieur. Il faut toutefois signaler un pourcentage moins élevé de feldspaths (~ 2 %) et la présence de lamelles de biotite vraie (pléochroïsme, biréfringence élevée), cette dernière n'étant pas fréquente dans le Houiller supérieur. Le diamètre moyen des grains de la roche est moins grand (0,08 mm).

Dans les deux grès, la suite diagenétique est sensiblement la même :

- cristallisation de la silice de la masse de fond en couronnes autour des grains, en plages de quartz ou en sphérolithes de calcédoine;
- altération des feldspaths en illite (séricite) et carbonate cristallin;
- corrosion des grains de quartz et de feldspaths par le carbonate, et recristallisation de celui-ci.

L'ordre chronologique relatif de ces événements est sensiblement celui suivi par l'énoncé.

4.2. Les schistes sableux (siltstones).

Ceux-ci constituent un terme de transition entre les grès et les argilites. On y rencontre les mêmes constituants que dans les grès, mais en proportion différente (voir tableau I). Toutefois il faut signaler l'apparition de la kaolinite, celle-ci se présentant comme dans les argilites à l'état cryptogrenu et en plages plus ou moins circulaires (voir 4.3.).

4.3. Les argilites.

Les caractères micrographiques de celles-ci sont pratiquement semblables, malgré les différences macroscopiques de couleur (du noir N1 au gris moyennement foncé N4) ou de structure (massifs, straticulés, feuilletés).

En lame mince, on voit des grains détritiques de quartz de diamètre moyen inférieur à 0,02 mm. Les feldspaths (plagioclases) sont très rares, de même que les grains de zircon et de tourmaline. Des lamelles (60 μ) de muscovite et de chlorite (bleu-violet) sont en plus ou moins grand nombre suivant les lames. Il y a des matières d'origine végétale en débris (noir opaque et rouge translucide) ou en fine pigmentation sombre. Ce qui précède ne constitue qu'une fraction assez minime de la roche, la partie principale étant un mélange de minéraux argileux et de sidérite cryptocristalline.

Les minéraux des argiles sont l'illite, la chlorite et la kaolinite. (Nous n'avons pas reconnu un mixed-layer au microscope.)

L'illite et la chlorite se présentent sous forme de phyllites de dimensions variant entre 1 et 10 μ , alors que la kaolinite est cryptogrenue (1 à 4 μ) et forme des plages subcirculaires de 40 à 100 μ .

D'autre part, entre la chlorite à grandes lamelles (tant des grès que des siltstones que des argilites) et la chlorite en phyllites, il y a des différences de propriétés optiques assez marquées. Celle-là a un pléochroïsme du vert au vert pâle et une biréfringence du premier ordre anormal bleu violet, celle-ci a un pléochroïsme du vert pâle au gris clair et une biréfringence grise du premier ordre.

4.4. Tableau comparatif des constituants minéralogiques.

Le tableau I donne la composition minéralogique moyenne, en % du volume, des différentes roches décrites. Il n'est donné qu'à titre d'indication en raison des incertitudes de l'examen micrographique principalement des roches argileuses.

5. RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS.

Si nous résumons, nous pouvons dire :

a) La kaolinite (bien cristallisée d'après la diffraction aux rayons X) est présente dans toutes les argilites et les siltstones. Le faciès est cryptogrenu, en plages. Elle n'est pas présente dans les grès en dessous de la couche n° 31. Elle est présente dans beaucoup de grès au-dessus de la couche n° 31, sous un faciès fibreux ou vermiculaire, ou même en grains.

TABLEAU I.

Minéraux		Grès	Siltstones	Argilites
Roches				
Quartz en grains		72	52	15
Feldspaths		(2 à 8)	(1 à 2)	—
Lamelles	Muscovite	5	6	6
	Chlorite	2	2	3
	Biotite	(0 à 1)	—	—
Quartz secondaire		4	?	?
Minéraux des argiles	Kaolinite	—	12	29
	Illite	5	17	33
	Chlorite	3	7	9
Sidérite		6	3	4
al... ..		1	—	—

b) L'illite (muscovite) est présente dans toutes les roches : argilites, siltstones et grès. Le faciès est phylliteux.

L'illite intermédiaire (I₀) entre la muscovite et l'illite proprement dite ne se présente qu'au sommet de la zone de Genk.

c) La chlorite est particulièrement concentrée vers la base de la zone de Genk, avec apparition sporadique vers le sommet. Le faciès est phylliteux; son aspect microscopique est différent de celui des grandes lamelles détritiques observées dans les grès.

d) L'interstratifié (illite-chlorite) est assez fréquent sur toute la hauteur de la zone, mais sa concentration est maximale vers la base.

e) Il y a partout du quartz et de la sidérite.

Le mode de formation de la kaolinite semble pouvoir se déduire de la nature des roches. En effet, entre les couches n^{os} 31 et 32 la succession sédimentaire ne montre que des variations lithologiques peu importantes. Elle est constituée en majeure partie de roches imperméables, c'est-à-dire de roches qui, depuis le moment de leur dépôt, forment un milieu peu favorable à la circulation des eaux, mais avaient à ce moment une grande porosité. Si nous tenons compte de cette remarque et du faciès microscopique cryptogrenu de la kaolinite et de sa façon d'être en plages, nous croyons pouvoir suggérer une origine chimique pour cette kaolinite, à partir des eaux enfermées dans les boues au moment du dépôt.

Le mode de formation de l'illite et de la chlorite peut être déduit de l'étude des grès. En effet, les sables, qui ont donné par la suite les grès, étaient relativement perméables et constituaient donc un milieu favorable à la transformation ou à la néoformation des minéraux argileux. Or, les phyllites d'illite et de chlorite ont ici le même faciès que celui qu'elles ont dans les argilites. Il est donc probable que les phyllites d'illite et de chlorite sont détritiques et n'ont pas subi une diagenèse prononcée.

INDEX BIBLIOGRAPHIQUE.

- PASTIELS, A., 1964, Les lamellibranches non marins de la zone à *communis* (Westphalien A) de la Belgique. (*Centre nat. Géol. houill.*, Publ. n^o 9, 151 p.)
- SCHEERE, J., 1954, Contribution à l'étude lithologique du terrain houiller de la Belgique. (*Livre Jubilaire V. Van Straelen*, 1954, vol. I, pp. 3-73.)
- 1960, Stratigraphie et sédimentologie de la zone de Genk aux charbonnages de Helchteren et Zolder, Zwartberg, et Winterstag (Campine). (*Mém. Inst. Géol. Univ. de Louvain*, t. XXII, pp. 257-334.)
- VAN TASSEL, R. et SCHEERE, J., 1960, Contribution à la pétrographie des roches carbonatées du Westphalien belge. (*Bull. Soc. belge de Géol.*, vol. 69, pp. 234-276.)
-