

ASSOCIATIONS DE MINÉRAUX ARGILEUX
DANS LES SABLES TERTIAIRES DE BONCELLES
(BELGIQUE)

par J. THOREZ (**), P. BOURGUIGNON (**), C. SIERAKOWSKI (***)

(2 figures dans le texte)

RÉSUMÉ

Étude des fractions argileuses extraites des sables tertiaires (Oligocène) de Boncelles (région de Liège). Les associations les plus caractéristiques sont à kaolinite prédominante, illites ouvertes glauconitiques et édifices interstratifiés irréguliers. Le problème de la genèse des glauconies et celui des polymorphes dans la famille des kaolinites sont abordés.

ABSTRACT

Study of the argillaceous fraction extracted from the Tertiary (Oligocene) sands of Boncelles (Liege area) has shown that the most characteristic clay mineral associations are dominated by kaolinite accompanied by « open », glauconitic illites and irregular interstratified structures. The problems of glauconite genesis and of polymorphism in the kaolinite group are discussed.

SOMMAIRE

	Pages
Abstract	105
INTRODUCTION	106
I.A. Situation géographique et cadre géologique	106
I B. Description de la coupe du sart Haguët	106
II. Évolution des minéraux denses	107
III. Méthode d'analyse de la fraction argileuse	108
IV. Associations minérales	109
V. Discussion	111
A. Distribution des associations minérales et implications génétiques	
B. Signification de la glauconite	
C. Signification des polymorphes de la kaolinite	
D. Caractérisation de l'illite	
BIBLIOGRAPHIE	118

(*) Étude subsidiée par un Crédit aux Chercheurs du F.N.R.S. Communication présentée le 13 juillet 1971. Manuscrit déposé le 12 janvier 1973.

(**) Laboratoire des Argiles, Institut de Minéralogie, Université de Liège, 9, Place du Vingt-Août, B-4000 Liège.

(***) Service Géologique, rue Kaddour Rahim, Hussein-Dey, Alger.

INTRODUCTION

Les nombreux travaux consacrés aux sables de Boncelles (ANTEN, 1919; FOURMARIER, 1931; MACAR, 1934; DE MAGNÉE et MACAR, 1936; CALEMBERT, 1954; CALEMBERT et PEL, 1966) ont abordé les aspects stratigraphiques et géomorphologiques de cette formation.

SIERAKOWSKI (1970) s'est particulièrement intéressé aux minéraux denses et aux caractères granulométriques dans la coupe de la sablière du Sart-Haguet au lieu-dit « Le Bol d'Air », sur la commune de Boncelles. Des recoupements stratigraphiques et sédimentologiques ont pu être établis grâce à une série de sondages implantés dans le lambeau de Boncelles par le Service de Géologie Appliquée de l'Université de Liège.

L'objet de cette étude est de fournir un complément d'information à l'étude de SIERAKOWSKI (1970) en présentant les variations qualitatives et quantitatives des minéraux argileux dans les différentes unités sédimentologiques de la sablière du Sart Haguet, en voie de remblaiement.

I. A. SITUATION GÉOGRAPHIQUE ET CADRE GÉOLOGIQUE

La situation géographique et le cadre géologique du lambeau sableux de Boncelles ont été suffisamment précisées antérieurement (CALEMBERT, 1954; SIERAKOWSKI, 1970).

On sait que les sables reposent sur le substratum paléozoïque schisto-gréseux. Ce dernier est sporadiquement recouvert de blocs de silex, résidus de formations crétaïques, éventuellement remaniés sous forme de gravier de base des sables.

Ceux-ci sont à leur tour surmontés de « graviers liégeois », eux-mêmes couverts de loess.

I. B. DESCRIPTION DE LA COUPE DU SART HAGUET

Dans cette sablière, la puissance totale des sables atteint localement 21 mètres. De haut en bas, sous les « graviers liégeois », on note la succession suivante (fig. 1) :

UNITÉ 1 : sable brun-jaune panaché et très argileux, contenant localement de (1.5 m) petites lentilles d'argile blanche plastique. Ce sable se retrouve parfois sous la forme de lentilles au sein des graviers liégeois et est également raviné par ces derniers.

UNITÉ 2 : sable blanc bien stratifié, alternativement brun et jaune. (1.5 m)

UNITÉ 3 : sable jaune clair d'âge oligocène (Chattien?) à structure rythmique. (9 m)

Le rythme, d'une puissance moyenne de 30 à 50 cm, est constitué, à sa partie inférieure, d'un sable finement stratifié, à stratification horizontale ou entrecroisée; sa partie supérieure se caractérise par une stratification plus ou moins intensément bioturbée et même effacée. Les indices de cette bioturbation s'expriment dans la présence d'abondantes tubulations plus ou moins verticales, aux parois

soulignées actuellement par un dépôt millimétrique d'argile blanche. De telles tubulations (terriers) sont semblables à celles décrites par GULINCK (1963) dans les sables d'Oret et rapportées à des terriers de crustacés. D'autres terriers, plus étroits et plus irréguliers dans leur tracé, seraient dus à des vers. Le contact entre les deux parties constitutives d'un rythme est diffus et progressif tandis que le passage d'un rythme à l'autre est tranché.

UNITÉ 4 : sable grossier rouge et glauconieux, lenticulaire, à concentrations de (0-20 cm) glauconite et de gravillons de quartz sédimentées en deux couches distantes de 10 à 20 cm.

UNITÉ 5 : sable saumon, jaune, rouge et même blanc, finement stratifié dans la masse, passant graduellement vers le bas à un sable homogène. La série est légèrement glauconifère; c'est à cette dernière que FOURMARIER (1931) attribuait une appartenance tongrienne.

UNITÉ 6 : après un second niveau de quartz roulés, sable vert glauconieux panaché de rouge et constituant le palier de l'exploitation.

Au point de vue stratigraphique, rappelons quelques points importants :

- Dans les sables blancs (unité 3), RUTOT (1907) a découvert des fossiles marins *Cytherea (Meretrin) beyrichi Semper*. Dans la suite, des réserves furent émises quant à l'appartenance de ces sables au Chattien; mais la faune ne laisse aucun doute sur l'âge oligocène.
- FOURMARIER (1931) a insisté sur l'importance stratigraphique des niveaux de gravillons intercalaires et leur accordait une valeur de limites d'assises, entre celle des sables blancs susjacentes — rapportés au Chattien — et celle des sables sous-jacents — rapportés au Tongrien. MACAR (1934) attribue également une même importance au niveau graveleux sur base d'analyses granulométriques réalisées de part et d'autre de cet horizon. Cet auteur attirait déjà l'attention sur les difficultés de corrélation, basée sur l'analyse granulométrique entre les différents points d'affleurement du lambeau.

II. ÉVOLUTION DES MINÉRAUX DENSES

Parmi les minéraux denses (SIERAKOWSKI, 1970), seuls les plus abondants, tourmaline et zircon, présentent des fluctuations intéressantes à la fois par leur morphoscopie et par leur fréquence relative d'une couche à l'autre et dans une même unité lithologique.

La fréquence relative et le pourcentage des deux minéraux, tourmaline et zircon, varient d'un échantillon à l'autre, comme le montre l'étude très détaillée réalisée par SIERAKOWSKI. Les fluctuations atteignent parfois 30 %, ce qui peut paraître excessif dans une même couche eu égard à la précision des comptages (5 %).

Ces fluctuations au sein d'une même unité sont à rapporter :

- a) à des variations granulométriques de la fraction fine du sédiment et par conséquent, de la taille du zircon.
- b) à une différence de densité : zircon (4.7) et tourmaline (3.18).

Ces variations se concrétisent sous la forme d'« escaliers » traduisant les pourcentages relatifs tourmaline-zircon (fig. 1). De la base au sommet de la coupe :

- *augmentation* de la tourmaline en 3 paliers successifs :
10-30 % dans les unités 4, 5 et 6 et à la base de l'unité rythmique 3.
40-50 % dans l'unité 3; le pourcentage excède 50 % et atteint même 70 % dans les unités supérieures 1 et 2;
- *diminution* inverse du zircon dans ces mêmes subdivisions vis-à-vis des pourcentages de la tourmaline. La valeur la plus élevée (40-60 %) est atteinte dans les unités inférieures aux gravillons séparant les unités 3 et 4; elle décroît ensuite rapidement jusqu'à atteindre 10 % et moins dans les sables brun-rouge supérieurs;
- le pourcentage de tourmaline anguleuse sur la tourmaline totale présente trois évolutions vaguement cycliques; les minima se situent respectivement dans les sables verts et rouges de la base de la coupe, au niveau du gravillon supérieur et dans la partie sommitale des sables blancs rythmiques.

Les anomalies dans les courbes de pourcentage de la tourmaline et du zircon révèlent deux périodes de turbulence coïncidant en particulier avec deux épisodes marqués par les couches graveleuses et par une concentration en glauconite; ceci confirme l'importance stratigraphique que certains auteurs accordent aux deux niveaux de gravillons (FOURMARIER, 1931; MACAR, 1934).

D'autre part, SIERAKOWSKI interprète les évolutions granulométriques comme le résultat de variations dans les conditions de dépôt (éloignement du rivage). En particulier, il faut souligner la présence des deux niveaux graveleux, l'un se situant dans les sables verts et l'autre dans la couche elle-même dédoublée et glauconitique.

Ces deux épisodes sont liés à un faciès de turbulence intense (effet de vannage) entraînant l'augmentation anormale du zircon et du diamètre moyen des grains de sable.

Au total, la répartition quantitative des tourmaline et zircon, permet, d'une certaine manière, de reconnaître au minimum deux ensembles de sable séparés par un niveau graveleux dans lequel la fraction lourde augmente considérablement. Ces évolutions ne renseignent cependant pas sur les conditions existant sur le continent nourricier et sur le fond du bassin de sédimentation, conditions qui peuvent être précisées par les minéraux argileux.

III. MÉTHODE D'ANALYSE DE LA FRACTION ARGILEUSE

Les analyses (*) ont été réalisées au diffractomètre Philips (2) sur agrégats orientés et sur poudre désorientée de la fraction argileuse (< 2 microns). Celle-ci a été extraite par sédimentation en eau distillée et par centrifugations successives. Aucun dispersant chimique n'a été utilisé.

Les agrégats orientés ont subi les tests classiques : échantillon au naturel (N), après traitement à l'éthylène glycol (EG) après chauffage à 490° C/2 heures (Q). (**)

(*) La préparation des échantillons a été réalisée par MM. J. M. SPEETJENS et E. RUISSEAU que nous remercions vivement pour leur collaboration technique.

(**) Conditions opératoires d'enregistrement : anticathode Cu, filtre Ni, 38 kV, 18 mA, 1.600 V. (tension), jeu de fentes : 1°-0.2 mm-1°; Rate Meter 2; Time Constant 2; Multiplier 2; vitesse déroul. papier : 1.200 mm/h.

Au point de vue quantitatif, seule la *fréquence relative* des constituants argileux est prise en considération; les valeurs sont obtenues par mesure de l'intensité des réflexions (001) des minéraux après traitement à l'éthylène glycol. Seule, par convention, l'intensité de la réflexion (001) à 7 Å des kandites a été divisée par 3. Les valeurs obtenues pour les différents minéraux sont intégrées sur une base de 10 unités indiquant clairement qu'il ne s'agit pas de pourcentages.

L'analyse roëntgénographique sur poudre désorientée, jointe à celle obtenue au microscope électronique (*) fournit des informations complémentaires (photographies 1 à 3).

Nous avons précisé les résultats obtenus en faisant appel à deux critères supplémentaires : un indice d'aigu et la valeur du rapport $I(002)/I(001)$, pour une illite.

L'*indice d'aigu* (TRAUTH et al., 1968) est celui mesuré en mm à mi-hauteur de la réflexion (001) à 10 Å dans les conditions opératoires précitées.

Indice d'aigu (I_a) \leq 3 (mm) :	illite à pic aigu
\sim 6 :	illite à pic large
\geq 10 :	illites ouvertes

Une distinction qualitative a été apportée dans le cas des illites ouvertes : illites I_C , I_V et I_M (LUCAS, 1963); illites à interfoliaires sensibles aux traitements : (10-14M) et (10-14V) (THOREZ et BOURGUIGNON, 1971).

Le rapport $I(002)/I(001)$ des intensités des réflexions à 5 Å/10 Å d'une illite permet la caractérisation des illites suivant la méthode d'ESQUEVIN (1969) : il reflète le rapport $Al_2O_3/FeO + MgO$ dans la couche octaédrique des illites-muscovites.

En dehors d'une analyse chimique globale, les valeurs du rapport permettent entre autres de différencier les illites alumineuses des illites ferrifères (fig. 2).

Ces deux paramètres conduisent à l'élaboration d'un diagramme (fig. 2) dont l'objet est différent de celui indiqué par KUBLER (1966), DUNOYER DE SEGONZAC (1969). Ce diagramme permet de nuancer la qualité des illites dans les diverses unités lithologiques; celles-ci sont constituées d'un *sédiment meuble* n'ayant subi *aucune évolution diagénétique*. Nous en discuterons plus loin l'interprétation.

IV. ASSOCIATIONS MINÉRALES

La phase argileuse est composée de mélanges de minéraux argileux simples et édifices interstratifiés irréguliers (**).

Les minéraux simples sont les kandites, les illites, accessoirement, la chlorite, la montmorillonite.

La phase argileuse peut comprendre quartz, cristobalite, lépidocrocite et goethite.

Les kandites sont représentées par des kaolinites relativement bien cristallisées et tricliniques, mal cristallisées pseudomonocliniques, monocliniques (suivant analyse de diffractogrammes de poudre).

(*) Échantillons préparés et analysés au microscope électronique par M. RASSEL, Station de Chimie et de Physique Agricole, Gembloux que nous remercions ici très vivement.

(**) Les interstratifiés irréguliers appelés « édifices » (LUCAS, 1964) ne sont pas de véritables minéraux interstratifiés car ils n'en possèdent pas la périodicité suivant l'axe c. Ils apparaissent constitués d'alternances irrégulières (au hasard) de feuillettes et d'interfoliaires de nature différente.

L'illite est à pic large ou franchement ouverte et/ou interstratifiée d'interfoliaires 14_V , 14_M ou 14_C . Dans certains cas, l'illite, très dégradée, se présente typiquement avec une structure dont les feuillets résiduels sont interstratifiés d'Al interfoliaire. D'autre part, les valeurs du rapport $I(002)/I(001)$ indiquent que le rapport Al/Fe + Mg dans la couche octaédrique des illites est variable : l'illite est franchement ferrifère et glauconitique, plus rarement alumineuse. Dans les niveaux glauconieux, la valeur du rapport $I(002)/I(001)$ est voisine de 0,05 caractérisent donc une illite très ferrifère (I Md) (détermination sur poudre).

La chlorite et la smectite ne sont guère abondantes et leur présence semble relever davantage d'un processus de contamination des sables (unités 1 et 2) par le matériau des graviers liégeois et des loess surincombants.

Les édifices interstratifiés sont généralement composés de feuillets illitiques (10 \AA) à interfoliaires à comportement de chlorite (14_C), de vermiculite (14_V) ou encore à comportement de montmorillonite (14_M). Ils se notent respectivement : ($10-14_C$), ($10-14_V$); ($10-14_M$). Dans ce dernier cas, la participation des feuillets illitiques ou des interfoliaires gonflants peut être tour à tour prépondérante dans l'édifice. On rencontre également un interstratifié constitué de feuillets d'illite très ferrifère (glauconite) et d'interfoliaires gonflants montmorillonitiques : glauconite-smectite soit (G-Sm). La signification minéralogique réelle de cet interstratifié est plus délicate à établir : le composant illitique est très ferrifère; une partie de la structure est sensible à l'éthylène-glycol et réagit comme une montmorillonite.

Parmi les variétés minéralogiques de la glauconite (G) MILLOT (1963) cite :

- glauconite IM, à structure régulière, dans laquelle Fe^{+++} remplace Al^{+++} ;
- glauconite I Md désordonnée;
- interstratifié glauconite-smectite;
- mélange variable a montmorillonite, chlorite, interstratifiés divers.

L'interstratifié (G-Sm) identifié peut donc appartenir à la troisième variété citée par MILLOT, La présence de limonite en abondance dans le niveau considéré peut impliquer une altération d'une glauconite ou d'une illite ferrifère antérieure, la limonite étant en effet un produit naturel de l'altération de la glauconite. Cette illite ferrifère ou glauconite originelle, par dégradation, aurait acquis ses propriétés gonflantes tout en libérant le Fe sous la forme d'oxyde et d'hydroxyde.

Ces minéraux argileux simples et les édifices interstratifiés sont engagés en mélange de composition variable. D'une manière générale, la kaolinite est toujours présente et en fréquence relative variable suivant les unités. Cependant que l'illite, ou un interstratifié, peut être le constituant essentiel.

Les associations minérales principales sont caractérisées de la manière suivante (*):

- $K_M, I + (10-14_V)$
- $K_M, I_C + (10-14_M)$
- $K_M, I_C \text{ pl.}$
- K_T, I_{AL}
- $KpM, I + (10-(10-14_M), Sm, (14_C-14_V))$
- $K_M, (G-Sm)$

(*) K = kaolinite; M = monoclinique; pM = pseudomonoclinique; T = triclinique; I_C = illite à comportement de chlorite; I_{AL} = illite ouverte à Al interfoliaire; I_{pl} = illite à pic large; G = glauconite; Sm = smectite (montmorillonite).

V. DISCUSSION

A. *Distribution des associations minérales et implications génétiques*

La fig. 1 et le tableau 1 fournissent la répartition qualitative et quantitative en regard des différentes unités lithologiques et de l'évolution verticale de la tourmaline et du zircon.

Sur la base de la granulométrie et des minéraux denses, SIERAKOWSKI (1970) a subdivisé les sables du lambeau de Boncelles en : sables supérieurs, sables moyens B et A, sables inférieurs. (tableau 1)

TABLEAU 1

Subdivisions lithologiques basées sur les associations de minéraux argileux et les valeurs du rapport ESQUEVIN

Unités Lithologiques (cette étude)	Description Lithologique Sommaire	Subdivisions Lithologiques (Sierakowski, 1970)	Associations de Minéraux Argileux	Valeurs du Rapport Esquevin
1	Sable brun-jaune	Sables Supérieurs	K _M , (G-Sm), (10-14 _C) Smectites (traces)	variable : 0,1-0,36
2	Sable brun Stratifié		Kp _M , (G-Sm), (10-14 _C) Smectites (traces)	≥ 0,5
3	Sable jaune à structure rythmique		K _T largement dominante traces de (10-14 _C)	0,3 base : 0,1
4	Sable grossier, gravier, argile rouge, glauconite	Condensation des sables moyens B latéraux	K _M , Illite à pic large	0,05-0,15
5	Sable jaune, rouge, stratifié, glauconifère	Sables moyens A pic large (10-14 _M),	Kp _M , Illite à pic large (10-14 _M), (10-14 _C)	< 0,1
	Niveau de gravier			
6	Sable vert panaché de rouge, glauconieux	Sables inférieurs	I ouverte, K _M , (10-14 _V)	< 0,1

Suite à un biseautage latéral et à une condensation stratigraphique, les sables moyens B ne sont pas représentés au Sart Haguet mais y sont relayés, au même niveau stratigraphique, par des lentilles d'argile rouge à gravillons de quartz et à glauconite.

Tout en admettant les subdivisions obtenues par ces critères, il faut d'emblée noter que les minéraux argileux apportent une contribution supplémentaire et précisent les subdivisions. En effet, les sables supérieurs se singularisent en trois unités lithominéralogiques (de haut en bas) par le nature du contenu argileux :

- *unité 1* avec une association K_M ; (G-Sm), (10-14_C), la smectite pouvant être allochtone dans le sable.
- *unité 2* à K_pM , (G-Sm), (10-14_C).
- *unité 3* (complexe rythmique) à K_T et traces d'illite dégradée à interfoliaires Al (type 10-14_C).

Sur les bases minéralogiques qualitatives et quantitatives, les sables moyens A et les sables inférieurs conservent la même valeur « stratigraphique » obtenue à l'aide des arguments granulométriques et des minéraux denses (SIERAKOWSKI, 1970).

Si l'on accepte le niveau caillouteux qui sépare, au Sart Haguet, les sables moyens A et les sables inférieurs, la coupe se laisse subdiviser en *six unités lithominéralogiques*; chacune d'elles se caractérise par une association argileuse à la fois qualitative et quantitative et par des valeurs particulières du rapport I(002)/I(001) (rapport ESQUEVIN, 1969).

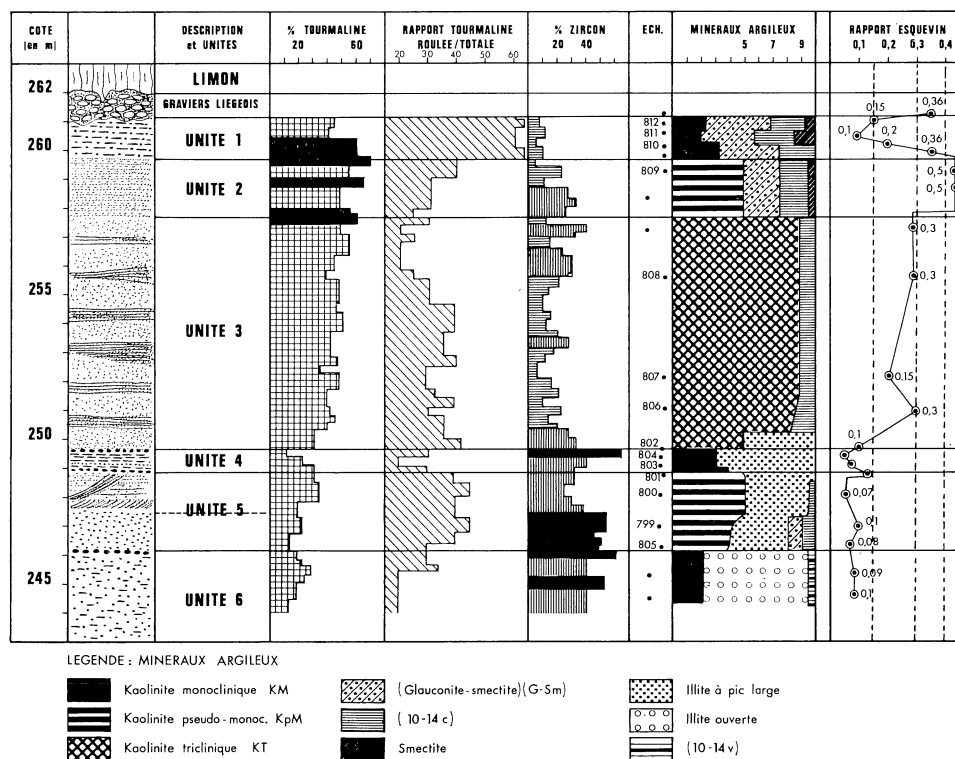
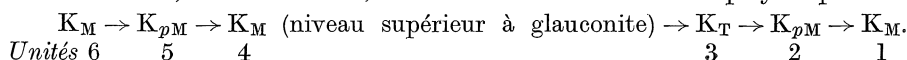


Fig. 1. — Caractères minéralogiques des sables de Boncelles.

Les sables rythmiques (unité 3) comportent en outre, dans la fraction fine, de la cristobalite, minéral absent dans les autres unités où apparaît la lépidocrocite.

A la distribution verticale des associations argileuses se superpose une « cyclicité » minéralogique qui intéresse plus particulièrement la distribution des polymorphes de la kaolinite; de bas en haut, on relève en effet le relais de polymorphes :



A cette cyclicité qualitative correspond tout autant une « cyclicité » quantitative : dans les associations argileuses comportant une faible participation de kaolinite, ce minéral est le plus désordonné; en revanche, dans les sables rythmiques (unité 3), ce minéral est prépondérant et le mieux ordonné (K_T).

Si l'on se réfère à la composition de leur couche octaédrique, une même tendance se marque dans la distribution des illites : dans les sables rythmiques de l'unité 3, le caractère est le plus alumineux; dans les unités adjacentes, le matériau contient une illite très ferrifère (rapport $I(002)/I(001)$ compris entre 0,05 et 0,2).

L'analyse des argiles conduit ainsi à une caractérisation stratigraphique plus fine des sables de « Bonnelles ». Certes, les résultats obtenus dans une coupe isolée n'autorisent guère une généralisation sur le plan génétique ni même stratigraphique, à savoir par exemple l'attribution des sables moyens A et inférieurs au Tongrien. Les résultats acquis peuvent intervenir comme hypothèse de travail dans le cadre de l'étude régionale en cours au Laboratoire des Argiles.

Néanmoins, sur la base de l'examen de minéraux argileux et des données sédimentologiques obtenus sur les sables de Bonnelles au Sart Haguët, on peut actuellement avancer quelques hypothèses de travail. Celles-ci devront bien entendu être vérifiées à l'échelon régional. Sur le plan génétique, la présence de glauconite et le polymorphisme de la kaolinite sont également deux faits qui nous paraissent dignes d'intérêt.

B. Signification de la glauconite (*)

Depuis que la glauconite a été décrite, toutes les observations concluent à une origine marine ou plus rarement lagunaire, ce dernier milieu pouvant saisonnièrement connaître des concentrations favorables à la genèse de la glauconite. D'une manière générale, le faciès marin est à caractère sublittoral; le milieu est agité comme en témoigne le tri granulométrique, éventuellement la présence de phosphate.

La glauconie présente une variété de « faciès »; MILLOT (1963) et TYLER et BAILEY (1961) citent les cas suivants :

1. transformation de la biotite (CAROZZI, 1951).
2. pseudomorphoses, remplissage et épigénie partielle ou complète de tests d'organismes divers (foraminifères).

(*) Suivant MILLOT (1963), il est indiqué de distinguer :

- *glauconie* : nom donné à partir d'une simple étude microscopique aux phyllites micacées de couleur verte, autres que les chlorites.
- *glauconite* : nom du minéral défini par les méthodes modernes et correspondant, aux rayons X, au réseau micacé diotaédrique ordonné ou désordonné, les interstratifiés ou mélanges étant décrits selon leurs caractères.
- *glauconitite* : nom réservé aux roches dans lesquelles la glauconite est le constituant principal.

3. enduit de minéraux détritiques et de nodules phosphatés.
4. glauconite pigmentaire ou globulaire (par remplacement de l'opale).
5. épigénie de grains de boue (*clay pellets*) et de coprolithes (*faecal pellets*) (TAKAHASHI et YAGI, 1929).
6. hydratation de la silice et absorption simultanée de bases.

BURST (1958) met en évidence certains facteurs essentiels dans la genèse de la glauconite comme la présence, dans le milieu marin, de structures silicatées, une réserve de silice, fer et potassium et des conditions oxydantes.

Une sédimentation lente peut également favoriser l'accumulation de la glauconite. On ignore cependant de manière précise l'influence de la profondeur d'eau, de la température, de la turbulence bien que CLOUD (1955) considère qu'une grande variation dans ces facteurs est parfaitement tolérée au cours de l'individualisation de la glauconite.

La salinité peut être au contraire un facteur critique; beaucoup d'auteurs considèrent une salinité normale comme essentielle bien que KELLER (1958) cite un matériau alumineux voisin de la glauconite dans des formations non marines. TAKAHASHI (1939) rapporte la présence de glauconite dans une baie au Japon alors que ce minéral est absent dans les eaux non salées d'autres baies.

A Bonnelles, la glauconite s'exprime généralement sous la forme de globules et d'enduit pelliculaire autour de grains détritiques. Le Si nécessaire à sa formation a probablement été emprunté aux organismes siliceux signalés déjà par SIERAKOWSKI (spicules d'éponges) et éventuellement à la cristobalite, minéral détecté dans les couches sableuses directement susjacentes (unité 3). Cette glauconite est représentée par une illite dioctaédrique, à pic très large, très ferrifère $I(002)/I(001) = 0,05$, désordonnée 1 Md.

Mais si l'on se réfère à la variété d'illites dans les unités 4, 5 et 6, on constate qu'elles sont également très ferrifères; le rapport $I(002)/I(001)$ est compris entre 0,05 et 0,13 alors que la glauconite *ne s'individualise pas*; on peut donc envisager un stock minéral « prédisposé » à se transformer en glauconite : ce stock étant composé d'illites très dégradées et ferrifères. Le milieu est oxydant comme en témoigne l'abondance de fer, celle de potassium est probablement satisfaite.

Le milieu a connu une forte turbulence et un potentiel d'oxydo-réduction favorable, ce qu'indiquent clairement les tris et les « accidents » granulométriques (concentration de grains à diamètre élevé au niveau de l'unité 4 d'une part et la présence d'hydroxyde de fer responsable de la pigmentation rouge-brun de l'argile d'autre part).

L'argile rouge qui englobe la glauconite au premier niveau de gravillons est le résultat d'une décantation en milieu calme ou du moins en période d'accalmie. Alors que ces dépôts se sont développés latéralement dans le lambeau, la condensation des sables moyens B au Sart Haguët correspondrait à la présence d'un chenal de marée dont le fond serait souligné par l'argile rouge.

Dans l'unité 3, bien que dégradée et à caractère alumineux, l'illite apparaît en très faible quantité par rapport à la kaolinite et ce, malgré la présence de silice (cristobalite); la glauconite ne s'individualise pas dans ce milieu qui, pourtant, a été brassé par les courants tidaux.

Dans l'unité 3, si le milieu marin (ou au plus laguno-marin ou tidal) est agité et

bien oxygéné, le style de sédimentation (rythmique) a pu cependant contrecarrer la formation de la glauconite. En effet, les rythmes se sont succédés trop rapidement.

A une phase de sédimentation par courant tractif (sable stratifié) succédait une phase de ralentissement ou de cessation de dépôt favorisant, entre autres, la prolifération d'une faune de fousseurs. Si l'activité de ceux-ci a contribué plus ou moins profondément à déranger ou à effacer même la stratification originelle, elle était brutalement interrompue lors d'une nouvelle phase de dépôt rythmé. La formation de glauconite n'aurait pu être réalisée dans ces conditions alors qu'elle l'a cependant été préférentiellement à deux reprises, en particulier au cours de la sédimentation lente de l'argile rouge (unité 4).

Signification des polymorphes de la kaolinite

Comme nous l'avons souligné précédemment, une « cyclicité » dans la distribution des polymorphes de la kaolinite apparaît qualitativement et quantitativement dans la coupe. Si l'on ne peut se fonder sur les données analytiques d'un point d'observation unique et avancer une hypothèse à l'abri de toute réserve, le phénomène est par trop visible pour ne pas lui accorder quelque signification à l'heure actuelle. Une argumentation peut être avancée qui se base sur la présence, dans l'unité 3, d'une fraction illitique « résiduelle » à interfoliaires Al.

Dans cette unité, la kaolinite triclinique pourrait être symptomatique d'une altération continentale exacerbée; la kaolinite a pu se substituer aux minéraux argileux parentaux qui subsistent en traces sous forme d'illite dégradée; un stock essentiellement kaolinitique est parvenu au bassin de sédimentation où il s'est accumulé, au cours de la transgression, en dépôts rythmés.

En revanche, les kaolinites plus ou moins intensément désordonnées qui caractérisent les dépôts encadrant l'unité rythmique marqueraient au contraire une altération plus ménagée sur le continent et/ou en cours de transport; en effet, l'illite, elle-même, est moins affectée par la dégradation.

Il est difficile de trancher à l'heure actuelle de manière absolue, car il faut aussi tenir compte des « diagenèses » précoces conduisant, sur le fond du bassin, à la « glauconitisation » de la fraction illitique; mais la kaolinite étant un minéral inerte sur le fond marin, on voit mal sa transformation en illite.

Dans ces conditions, et en accordant actuellement quelques crédits à l'hypothèse présentée plus haut, on peut considérer l'existence sur le continent, d'une *altération cyclique* des minéraux argileux dont témoigne le cycle $K_M \rightarrow K_{pM} \rightarrow K_T \rightarrow K_{pM} \rightarrow K_M$ dans la sédimentation.

Une autre hypothèse peut être avancée. SHUTOV et al. (1970) ont montré qu'un désordre structural de la kaolinite (suivant la périodicité de l'axe c) et l'évolution de la triclinicité vers la monoclinicité peuvent survenir dans les conditions hydrodynamiques *intenses*. Ceci pourrait cadrer avec les faits de terrain : concentration de gravillons de quartz et surtout effet de vannage de matériaux détritiques par les courants. Dans cette hypothèse, on peut envisager la triclinicité de la kaolinite (conservée au niveau de l'unité 3) comme le témoin de l'altération continentale; cette triclinicité a donc évolué vers la monoclinicité, en particulier dans les niveaux à glauconite par brassage violent des particules détritiques. Ceci rejoint l'hypothèse avancée par SIERAKOWSKI (1971) :

— à une phase de turbulence marquée dans la zone de discontinuité strati-

graphique (dépôt de gravillons et concentration de minéraux lourds) correspondent des conditions oxydantes : cette turbulence aurait donc été suffisante pour perturber la structure de la kaolinite ($K_T \rightarrow K_M$);

- après la phase turbulente, phase d'accalmie avec décantation subséquente de l'argile rouge qui enrobe la glauconite dans l'unité 4;
- évolution du milieu oxydant vers un milieu plus réducteur et formation parallèle de la glauconite (transformation de la fraction argileuse, individualisation des globules de glauconite à deux niveaux particuliers).

On peut donc entrevoir la succession d'événements suivants dans la répartition des polymorphes de la kaolinite suivant les unités lithologiques.

Par suite d'une altération continentale croissante, la kaolinite est produite en plus grande abondance à un certain moment. Ceci se traduit par l'augmentation de fréquence relative de la kaolinite par rapport aux autres constituants argileux.

L'unité 3 est à ce point la plus démonstrative. Ce gradient dans l'altération se concrétise donc par le « cyclicité » quantitative.

Par suite des conditions de transport et de brassage local dans le bassin sédimentaire, la kaolinite triclinique originelle subit des modifications structurales. A la triclinicité se substitue ainsi une monoclinicité locale de la kaolinite reflétant la compétence des agents d'apport et de dépôt. Ce gradient se concrétise donc par une « cyclicité » qualitative cette fois, dans les modifications et les relais de polymorphes du minéral.

D. Caractérisation de l'illite

La caractérisation de l'illite suivant la méthode d'ESQUEVIN (1969) permet de différencier les unités lithominéralogiques. Les valeurs du rapport $I(002)/I(001)$ dénotent en effet pour les illites un caractère ferrifère ou plus alumineux changeant suivant les différentes unités envisagées.

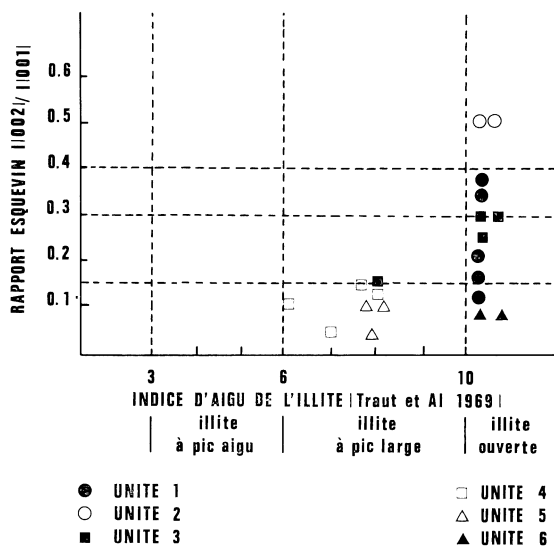


Fig. 2. — Caractérisation des illites suivant les unités distinguées.

L'indice d'aigu traduit d'autre part le désordre structural (ou le degré de cristallinité) de l'illite sans qu'une argumentation comparable à celle proposée par KUBLER (1966), DUNOYER (1969) et ESQUEVIN (1969) puisse être ici avancée.

En effet, la méthode est utilisée dans le seul but de nuancer les qualités de l'illite par unité lithominéralogique. Il n'y a pas eu d'évolution de ce minéral par enfouissement, comme c'est le cas des séries étudiées par les auteurs précités. Les sédiments sont meubles; ils portent néanmoins en eux l'empreinte de leur passage sur le continent et dans le bassin de sédimentation. Là s'arrête pratiquement leur évolution. Il est cependant assez significatif de constater une évolution diagénétique au niveau des glauconites: ceci s'accorde avec l'hypothèse généralement admise que la glauconite est un produit de la *diagenèse précoce* sur le fond du bassin sédimentaire.

La figure 2 reproduit les caractères de l'illite en fonction de l'indice d'aigu et du rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{FeO} + \text{MgO}$.

Grâce à l'apport des minéraux argileux, le cadre paléogéographique — bassin sédimentaire et continent nourricier — des sables de Bonnelles a pu être davantage précisé.

Les sables de Bonnelles sont symptomatiques d'une transgression générale sur le plateau continental; leur mise en place s'est faite à l'occasion de trois périodes turbulentes, ce qu'attestent les anomalies granulométriques, les alignements et les concentrations de gravillons. Un régime de courant sensiblement régulier, tendant à l'établissement d'un profil d'équilibre, a favorisé une sédimentation éminemment sableuse. Celle-ci porte en elle, dans son stock argileux, les marques d'altération continentale et celles d'une évolution post-sédimentaire qui a conduit localement à l'individualisation de la glauconite. Une altération pédogénétique dans un milieu poreux comme le sable n'est pas complètement à écarter mais un tel processus secondaire rendrait difficilement compte ici de la « cyclicité » observée au niveau de la répartition qualitative et quantitative des kandites.

CONCLUSION

Une investigation détaillée dans les sables de Bonnelles conduit à mettre en lumière à la fois la fonction de « marqueur » stratigraphique et génétique des minéraux argileux. Certes, les résultats obtenus dans une coupe isolée n'autorisent pas une généralisation; certaines hypothèses de travail peuvent guider l'étude régionale sur la base des résultats acquis et de leur interprétation actuelle. Certains problèmes, en particulier ceux qui ont trait à la glauconite et à la désorganisation structurale de la kaolinite, ont été interprétés dans un paysage de transgression marine dont les caractéristiques sont mieux apparues à l'analyse minéralogique de la fraction argileuse.

L'examen des minéraux argileux d'une seule coupe ne permet pas d'émettre des considérations génétiques définitives. Mais cette étude préliminaire s'inscrit dans un cadre plus régional où sont actuellement analysées en détail les caractéristiques minéralogiques des sédiments tertiaires.

ABSTRACT

The argillaceous fraction of some Tertiary (Oligocene) sands from Bonnelles, near Liège, eastern Belgium has been studied by X-ray analysis. The qualitative and

quantitative results are considered in terms of the distributions of the various clay minerals at this one outcrop.

The clay minerals are principally kandites and illites. The kandites are represented by their various common polytypes : well-ordered triclinic, less-ordered pseudo-monoclinic, and disordered monoclinic. Certain aspects of the distribution (including cyclicality) of the kandite polytypes within the Boncelles sands are discussed in terms of environmental conditions both on the continent and in the sedimentary basin during the Oligocene.

The illites are generally of the « open » type (1 Md) and, depending on the $Al_2O_3/FeO + MgO$ ratio in their octahedral layer, are either ferrous or aluminous. They are also interstratified.

The glauconite problem is discussed in the light of these results.

BIBLIOGRAPHIE

- ANTEN, J. (1919). — Sur la présence de disthène, staurotide, andalousite dans les sables tertiaires des environs de Liège et de la Haute Ardenne. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, **42**, pp. B 186-193.
- BURST, J. F. (1958). — « Glauconite » pellets; their mineral nature and application to stratigraphic interpretations. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **42**, pp. 310-327.
- BURST, J. F. (1958). — Mineral heterogeneity in « glauconite » pellets. *Am. Min.*, **43**, pp. 481-497.
- CALEMBERT, L. (1954). — Les formations tertiaires de la Haute Belgique in Prodrôme d'une description géologique de la Belgique, Liège, Vaillant-Carmanne, pp. 510-531.
- CALEMBERT, L. et PEL, J. (1966). — Geologische untersuchungen für den Aufbau der neuen Universität Lüttich bei Sart Tilman. *Geologische Mitteilung*, **6** (Breddin-Fesschrift) Aachen, pp. 197-212.
- CAROZZI, A. (1951). — Glauconitisation de la biotite dans le Crétacé moyen des chaînes subalpines et du Jura. *Cahiers géol. Thoiry*, **4**, pp. 33-37.
- CLOUD, P. E. (1955). — Physical limits of glauconite formation. *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.* **39**, pp. 484-492.
- DE MAGNEE, I. et MACAR, P. (1936). — Données nouvelles sur les sables des Hautes Fagnes. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, **59**, pp. 263-285.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1969). — Les minéraux argileux dans la diagenèse Passage au métamorphisme. *Mém. Serv. Carte Géol. Als. et Lor.*, **29**, 320 pages.
- ESQUEVIN, J. (1969). — Influence de la composition chimique des illites sur la cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau, S.N.P.A.*, **3**, pp. 147-154.
- FOURMARIER, P. (1931). — Observations sur l'âge des dépôts Onx de la carte au 40.000^e de la région de Liège. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, **54**, pp. 274-288.
- GALLIMER, E. W. (1935). — Glauconite genesis. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **46**, pp. 1351-1366.
- GULLINCK, M. (1963). — Sédiments littoraux arénacés de l'Oligocène et de l'Éocène supérieur in 6^e Congrès International de Sédimentologie, 1963, *Livret guide excursion M-N*, 30 pages.
- KELLER, W. D. (1958). — Glauconite mica in the Morrison Formation in Colorado. *Proc. 5th Nation. Conf. Clays and Clay Miner., Nation. Acad. Sci. Nation. Res. Council, Public.* **566**, pp. 120-128.
- KUBLER, B. (1966). — La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. in *Colloque sur les Étages Tectoniques*, Neuchâtel, Suisse, pp. 105-122.
- MACAR, P. (1934). — Analyses granulométriques des sables tertiaires des environs de Liège. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, **58**, pp. B 22-38.

- MACAR, P. et KOLATCHEVSKY, V. (1934). — Quelques analyses granulométriques des sables du Sart Tilman-lez-Liège. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, **58**, pp. B 230-236.
- MILLOT, G. (1963). — Géologie des Argiles, Masson Éd., 499 pages.
- PISSART, A. et MACAR, P. (1962). — Fentes à remplissage, poches d'effondrement et variation de faciès dans la sablière du Sart Haguet (Bonnelles). *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, **85**, pp. B 320-345.
- RUTOT, A. (1907). — Un grave problème. *Bull. Soc. Géol. de Belgique*, **21**, pp. 439-482.
- SHUTOV, V. E., ALEKSANDROVA, A. Y. et LOSIENSKAYA, S. A. (1970) — Genetic interpretation of the polymorphism of the kaolinite group in sedimentary rocks. *Sedimentology* **15**, pp. 69-82.
- SIERAKOWSKI, C. (1970). — Étude sédimentologique des sables tertiaires de la région de Bonnelles (Liège). *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, **93**, pp. 491-508.
- TAKAHASHI, J. et YAGI, T. (1929). — The peculiar mud grain in recent littoral and estuarine deposits, with special refernce of the origin of glauconite. *Econ. Geol.*, **24**, pp. 838-852.
- TAKAHASHI, J. (1939). — Synopsis of glauconitization. pp. 503-512. *in* : TRASK, P.D.Ed., *Recent Marine Sediments. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 736 pages.
- THOREZ, J. et BOURGUIGNON, P. (1973). — Minéraux argileux des argiles de dissolution des calcaires dinantiens en Condroz. *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, **96**, pp. 59-85.
- TRAUTH, N., LUCAS, J. et SOMMER, F. (1968). — Étude des minéraux argileux du Paléogène des sondages de Chaignes, Montjavoult, le Tillet et Ludes (Bassin de Paris) *in* : *Coll. sur l'Éocène*, Paris, 1968, *Mém. B.R.G.M.*, **59**, pp. 53-76.
- TYLER, S. A. et BAILEY, S. W. (1961). — Secondary glauconite in the Biwabic Iron Formation of Minnesota. *Econ. Geol.*, **56**, pp. 1033-1044.

