

RECONNAISSANCE PAR CAROTTAGE DES PALEOALTERATIONS KAOLINISEES MESOZOIQUES DE LA HAUTE ARDENNE (BELGIQUE). LE SONDAGE DE TRANSINNE (194E-495): PREMIERS RESULTATS

Christian DUPUIS¹, Jean-Marie CHARLET¹, Léon DEJONGHE² & Jacques THOREZ³

(9 figures et 6 tableaux)

1. *Géologie Fondamentale et Appliquée, Faculté Polytechnique de Mons, rue de Houdain, 9 - B 7000 MONS.*

Cette note est une contribution au projet 317 du PICG «Paleoweathering Records & Paleosurfaces».

2. *Service Géologique de Belgique, rue Jenner, 12 - B 1020 BRUXELLES*

3. *Institut de Minéralogie, Université de Liège, Sart-Tilman - B 4000 LIEGE*

RESUME. Les "kaolins de l'Ardenne" ont été découverts au début du siècle, pourtant, leur connaissance est toujours parcellaire. Le sondage de Transinne en fournit un échantillonnage de qualité qui vérifie le développement important, sur 65 m, de l'altération kaolinique. Cette dernière est comparée à celle qui a été reconnue en plusieurs points de ce qui semble être une seule et même paléosurface kaolinisée mésozoïque (Massif du Brabant, Limbourg, Hautes-Fagnes, Haute-Ardenne). L'altération qui épargne les structures sédimentaires et tectoniques préexistantes, se traduit principalement par un lessivage du fer et du magnésium, la destruction plus ou moins avancée des phyllosilicates, notamment la chlorite, et la néogenèse corrélative de kaolinite. Une interprétation géodynamique de la formation de ces paléoaltérations en relation avec le soulèvement du Massif du Brabant et de l'Ardenne au Jurassique est proposée. Leur rôle vraisemblable dans l'alimentation en kaolinite des bassins avoisinants pendant les temps wealdien, sparnacien et rupélien est suggéré.

MOTS-CLES: paléoaltération, épirogenèse, Crétacé inférieur, Jurassique supérieur, Belgique, minéralogie, géochimie, kaolinite.

ABSTRACT. Coring survey of the mesozoic kaolinized palaeoweatherings of the Haute Ardenne (Belgium). The borehole of Transinne (194E-495): first results. The so-called "kaolins de l'Ardenne" were discovered at the beginning of the 20th century, nevertheless our knowledge of their remains incomplete. The Transinne borehole provides a good sample which proves the thickness of this kaolinitic paleoweathering. The thickness appears to be similar to those recognized in several parts of a supposed unique mesozoic paleosurface (Brabant massif, Limbourg, Hautes-Fagnes, Haute-Ardenne). The preliminary investigations show that the transformations do not alter the preexisting sedimentary and tectonic structures. The main features of the weathering are the strong leaching of iron and magnesium, the partial destruction of phyllosilicates, especially chlorite, and the correlative formation of kaolinite. From a geodynamic point of view, we suggest a relationship between the development and the preservation of the paleoweatherings and the Jurassic uplift of the Brabant Massif and the Ardenne. We also highlight the probable rôle of such a vast reservoir in the kaolinite input to the neighbouring basins during Wealden, Sparnacian and Rupelian times.

KEYWORDS: palaeoweathering, uplift, Lower Cretaceous, Upper Jurassic, Belgium, mineralogy, geochemistry, kaolinite.

1. INTRODUCTION

Le sondage de Transinne a été foré avec l'appui du Service géologique de Belgique dans le cadre de l'étude des indices uranifères de la Haute Ardenne, financée par la Région Wallonne. Son but était notamment d'évaluer dans quelle mesure la kaolinisation des roches gréso-pélimitiques du Dévonien inférieur avait pu jouer un rôle dans la mobilisation et la concentration de l'uranium connu dans certains horizons du Paléozoïque (Charlet *et al.*, 1987).

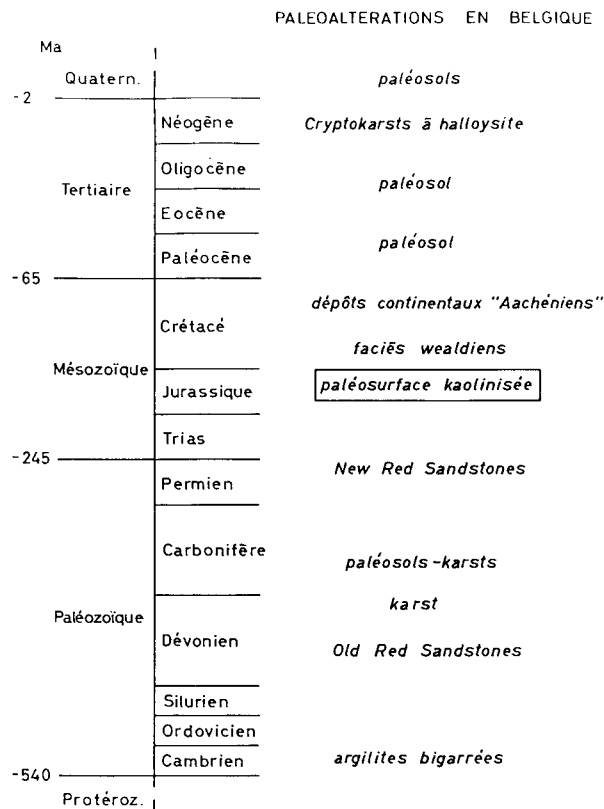
Dans cet article, il sera surtout question de l'intérêt plus général que présentent les résultats de ce sondage dans le contexte des paléoaltérations recensées en Belgique (Dupuis, 1992). En effet, en raison d'une longue histoire géologique, notre sous-sol recèle de nombreux types de paléoaltérations comme le montre la figure 1 où sont regroupées, sans prétention d'exhaustivité, les principales phases d'évolution continentales qui ont favorisé le développement d'"altérites".

2. MISE EN EVIDENCE D'UNE PALEOSURFACE KAOLINISEE D'AGE MESOZOIQUE SUR LE SUBSTRAT PALEOZOIQUE (Ch. Dupuis)

Une recherche étendue des indices de roches kaolinisées, affleurements, carrières et sondage révèle leur répartition très large, notamment si l'on fait abstraction de la couverture méso-cénozoïque (fig. 2). Lorsqu'ils sont présents, ils occupent toujours la frange supérieure du substrat terrigène d'âge paléozoïque inférieur ou silésien (Dupuis, *in* Meilliez *et al.*, 1988, 52-55).

Dans son remarquable travail de 1957, Legrand a montré l'importance de l'altération anté-mésozoïque du socle du Brabant. Il met en évidence des profils kaolinisés atteignant parfois 70 m. Confirmant ces résultats, un sondage récemment carotté à Nevele, entre Gand et Bruges, a traversé sur 49 m un profil kaolinisé développé dans les grès et pélimites du Devillien (Stoops, 1992).

Vers l'Est, le sondage de Thermae, en Limbourg, a rencontré un profil kaolinisé d'une vingtaine de mètres installé dans les schistes du Silésien et scellé par le Maastrichtien [Batten *et al.*, 1987; Thorez, 1987]. Vers le Sud, le témoin le plus significatif est certainement celui de la tranchée de Hockai où les siliciclastites du Cambrien, profondément kaolinisées, gisent sous une couverture décalcifiée d'âge maastrichtien (Bless & Felder, 1989). Ce site établit un relais avec les roches kaolinisées de la Haute



DUPUIS, 1990

Figure 1. Répartition des principales paléoaltérations du sous-sol belge dans l'échelle stratigraphique (d'après Dupuis, 1990).

Ardenne qui sont, elles, démunies de couverture datée (fig. 2).

L'enchaînement, sinon la relative continuité, de ces éléments de substrat paléozoïque gréso-pélimitique profondément altéré incite à émettre l'hypothèse d'une seule et même paléosurface post-hercynienne jalonnée par les racines d'une puissante paléoaltération monosiallitique.

Le caractère monosiallitique de cette paléoaltération ne s'oppose pas à son appartenance possible à un profil latéritique qui serait actuellement tronqué de ses horizons allitiques supérieurs. On sait en effet que la lithomarge, partie profonde de ce type de profil, est le plus souvent essentiellement kaolinitique (Tardy, *in* Martini & Chesworth, 1992).

L'âge de cette paléosurface peut être circonscrit sur base d'arguments convergents. Elle est antérieure au Crétacé supérieur, au Maastrichtien vers l'Est (Thermae, Hockai), peut-être au Campanien vers l'Ouest (Nevele). Par ailleurs, dans le bassin de Mons, les premiers terrains marins crétacés sont

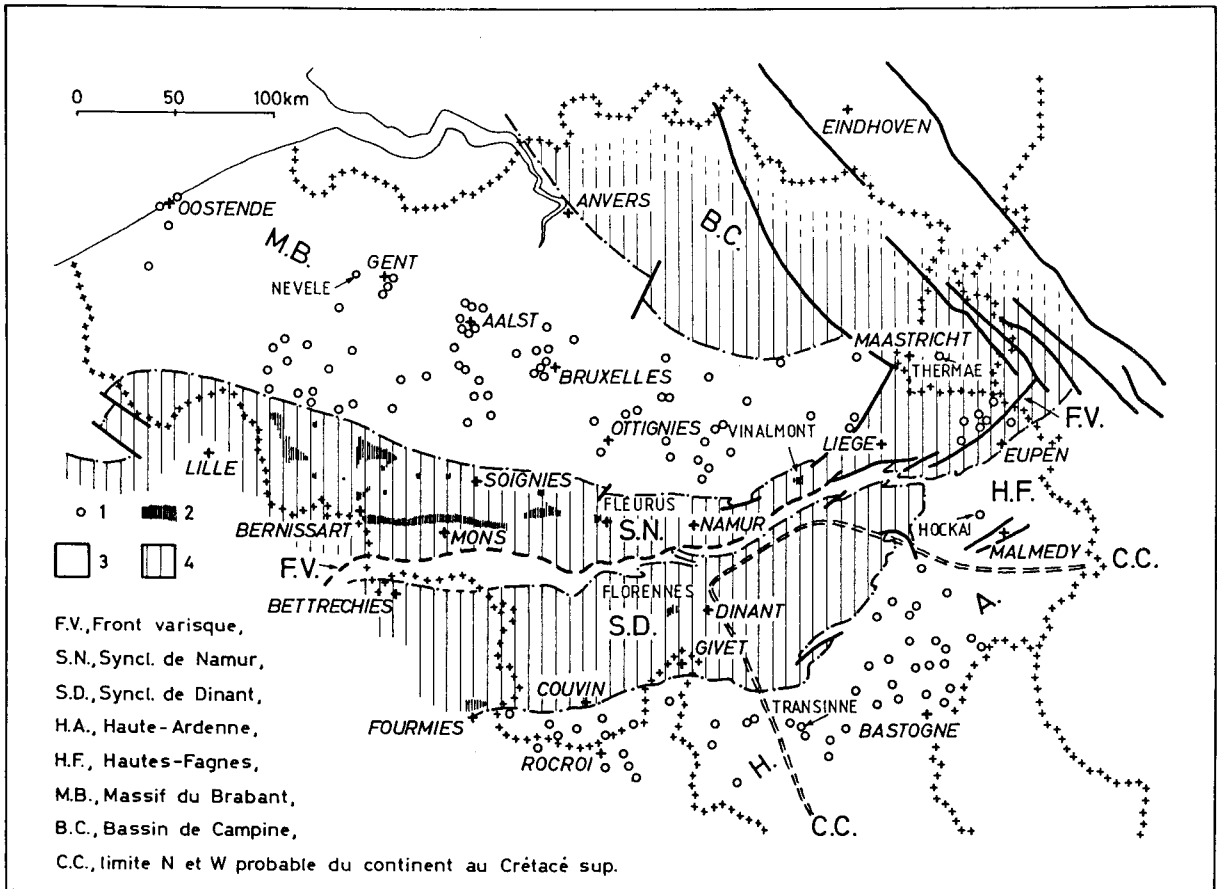


Figure 2. Distribution des affleurements, carrières et sondages ayant révélés des roches paléozoïques kaolinisées (d'après Dupuis, 1988). Légende: 1 - affleurement, carrière ou sondage ayant rencontré des roches kaolinisées; 2 - occurrence de faciès wealdiens; 3-4 - extension des terrains respectivement du Paléozoïque inférieur et du Paléozoïque supérieur (sous couverture méso-cénozoïque vers le N).

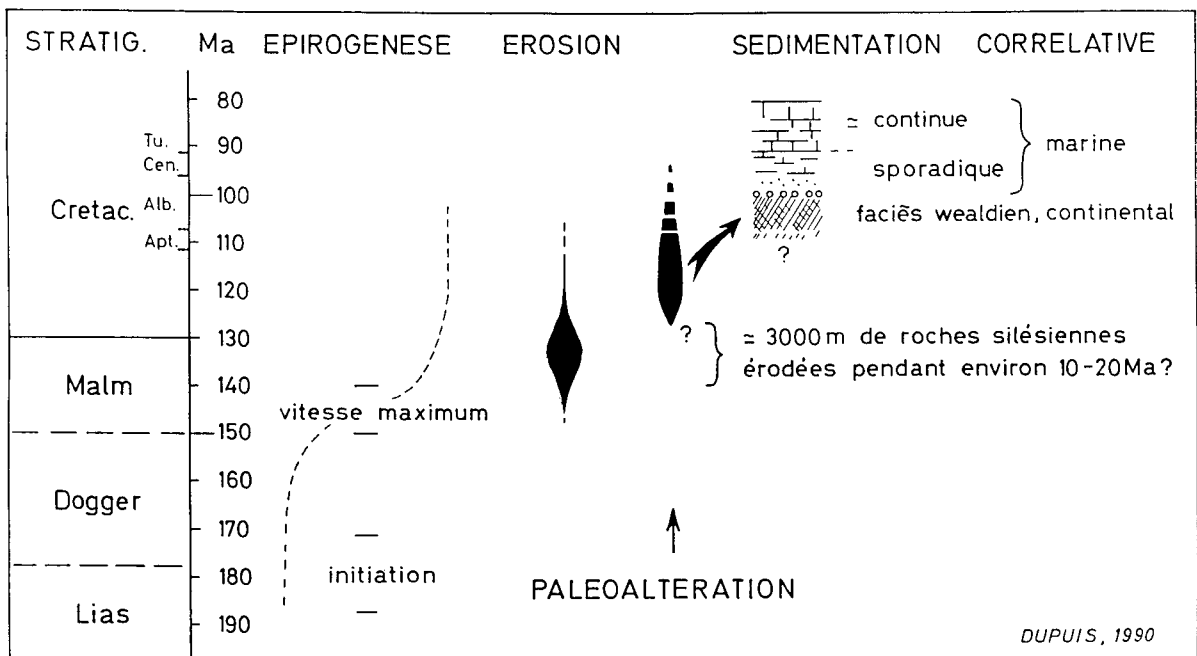


Figure 3. Schéma illustrant le contexte géodynamique des paléoaltérations kaolinisées (d'après Dupuis, 1990).

vraconiens (Albien sup.). Ils recouvrent les faciès wealdiens dont les matériaux détritiques et, notamment, les argiles kaoliniques s'interprètent comme dérivant du remaniement des profils kaolinisés du massif Londres-Brabant. La paléosurface est donc antérieure au Crétacé supérieur, et même probablement à l'Albien supérieur.

Vers le bas, l'âge du soulèvement du Massif du Brabant impose une contrainte pour situer l'amorce des phénomènes d'altération. Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer l'évolution de ce massif. Des travaux récents de datation par les traces de fission (Vanden Haute & Vercouteure, 1989; Vercouteure & Vanden Haute, 1993) tendent à confirmer le modèle proposé par Patijn (1957). Selon ce modèle que nous retiendrons ici, le massif du Brabant, recouvert de 2 500 à 3 000 m de sédiments post-paléozoïques inférieurs aurait été dénudé au cours du Jurassique pendant la phase cimérienne.

L'analyse des apatites de plusieurs roches ignées du Paléozoïque inférieur donne des résultats compatibles avec un refroidissement simple lié au soulèvement du Brabant à partir de 180 Ma (fig. 3). La fin du phénomène est fixée, par hypothèse, au moment de la première transgression marine régionale, à l'Albien. Dans ces conditions, la méthode situe le paroxysme du soulèvement entre 140 et 150 Ma. L'érosion de la couverture dévono-carbonifère du Brabant se serait produite de façon concomitante, aboutissant à porter à l'affleurement les siliciclastites du Paléozoïque inférieur. Vers 120-130 Ma environ, le mouvement vertical se ralentit. Nous pensons que ce ralentissement a facilité le développement et/ou la conservation des altérations avant de s'arrêter, vers 100 Ma, quand la transgression envahit le Massif du Brabant (fig. 3). Les résultats les plus récents indiquent que ces ordres de grandeur peuvent être étendus à la Haute Ardenne (Vercouteure & Vanden Haute, 1993).

Moyennant les hypothèses formulées, les paléoaltérations kaolinisées de la Belgique dateraient donc du Crétacé inférieur, ce qui n'empêche pas que des retouches, qui restent à mettre en évidence, aient pu se produire ultérieurement dans les régions sans couverture crétacée comme en Haute Ardenne (Paléocène ?). D'après Frakes *et al.* (1993), le climat était alors «frais» et humide.

Il apparaît aussi qu'en Haute Ardenne, la documentation de ces «altérites» est assez pauvre (anciennes carrières, rares affleurements, sondages à la tarière ...) ce qui rendait un sondage carotté souhaitable.

3. LE SONDRAGE DE TRANSINNE (194E-495, CARTE PONDROME-WELLIN, S6/5-6; X = 209200, Y = 78750, Z = 442,5 M) (Ch. Dupuis)

Le sondage de Transinne a été foré à proximité de la carrière de kaolin de la Société CBR. Il a atteint la profondeur de 90 m environ et traversé 65 m de roches altérées, Schistes et Grès d'Oignies du Gedinnien (Vandenven, *in* Robaszynski & Dupuis, 1982).

Sur la figure 4, sont portés la lithologie et les caractères liés à l'altération (couleur, structures particulières: diaclases enduites d'oxydes, amygdales kaoliniques, taches et macules d'oxydes de fer,...) qui se superposent, sans les effacer, aux caractéristiques tectoniques et sédimentologiques, notamment stratification et schistosité. La teneur en uranium calculée à partir de la diagraphie (3.2) fait l'objet de la colonne à gauche des colonnes "lithologie" et "altération".

3.1. DESCRIPTION LITHOLOGIQUE

Les roches rencontrées dans le sondage sont exclusivement d'origine détritique. Ce sont des grès grossiers improprement nommés «arkose», à tourmaline et kaolinite d'interstice, des grès fins à très fins dont la stratification est parfois nette et des pélites plus ou moins fines ou gréseuses. La succession, bien que monotone, est dans une certaine mesure contrastée et montre des niveaux caractéristiques à valeur de niveaux repères potentiels: grès grossiers (au-dessus de 3 m), grès fins et pélites (par exemple, entre 27,50 et 30,60), grès laminaires (de 67 à 69,4 m).

Les pélites ou les grès fins contiennent des amygdales centimétriques kaoliniques blanches à roses ou des caries kaoliniques rouges friables qui semblent, au moins partiellement, correspondre à la dilacération et à l'étirement de lits particuliers dans la schistosité. La série est localement recoupée par des diaclases qui n'ont été mentionnées que dans la mesure où elles étaient enduites ou soulignées de concentrations d'oxydes de fer (fig. 4, colonne "altération"). Une faille a été mise en évidence à 37 m, son rejet n'est pas mesurable.

Les variations lithologiques sont voilées par les faciès d'altération qui sont les éléments les plus apparents. Ceux-ci, appréciés à partir de la couleur des roches (Munsell Color Chart), de la cohérence des pélites fines, des textures (macules et picules

d'oxydes de fer, joints oxydés, cernes ferrugineux,...), de la présence et de l'état de conservation des cristaux de pyrite, conduisent à la distinction de huit zones bien caractérisées indexées de A à H.

La zone A, rubéfiée, se caractérise par son aspect tacheté et la grande variété des couleurs (jaune orange pâle, orange, brun clair, brun jaunâtre à jaune orange pâle, orange rougeâtre). On n'y observe pas d'amygdales kaolinitiques.

La zone B est blanchie et pauvre en textures colorées par les oxydes de fer (jaune orange, orange, brun rougeâtre terne). Les amygdales kaolinitiques centimétriques sont abondantes.

La zone C a une teinte d'ensemble blanc jaune à brunâtre avec de nombreuses macules d'oxydes de fer (brun rougeâtre pâle, rouge sombre, orange jaune, orange jaune terne). La distribution zonée de ces taches produit souvent un aspect «tigré». Ce faciès d'altération est sans doute lié à la lithologie à dominante pélitique gréseuse où l'absence d'amygdales kaolinitiques est remarquable.

La zone D est une seconde zone blanchie où dominent les pélites fines et où abondent les amygdales. Les textures porteuses d'oxydes de fer sont rares (jaune rougeâtre, gris pourpre sombre à noir pourpre).

La zone E, jaunâtre, ressemble à certains égards à la zone C, à ceci près qu'elle recèle des amygdales kaolinitiques. Comme en C, les cernes sont présents (brun jaunâtre clair) et les picules d'oxyde de fer aussi (gris rougeâtre).

La zone F est un front d'altération très rubéfié, bien caractérisé par des cernes alternants plus ou moins oxydés, sécants sur les structures des roches (brun rouge terne, orange rougeâtre, brun jaunâtre clair).

Les roches peu ou pas altérées débutent avec la zone G, de teinte vert jaunâtre avec encore de nombreuses textures oxydées (jaune, brun jaunâtre clair, rouge grisâtre) et où des cubes, le plus souvent épigénisés par des oxydes de fer, témoignent de la préexistence de la pyrite. Celle-ci, relativement abondante et saine, abonde dans la zone H, de couleur gris verdâtre, la moins altérée du sondage.

Il est donc possible de distinguer un ensemble d'"altérites" plus ou moins blanchies, appauvries en fer, qui, avec le front d'altération atteignent 65 m d'épaisseur. Un tel développement dépasse de loin ce qui était admis couramment sur la base des son-

dages à la tarière pratiqués dans les anciennes exploitations de «kaolin».

3.2. DESCRIPTION RADIOMETRIQUE (DIAGRAPHIE GAMMA) (J.M. Charlet)

Le sondage de Transinne s'inscrit dans une campagne plus générale d'évaluation des indices uranifères de la région de Oizy (Dejonghe *et al.*, 1992). Dans cet esprit, une étude par diagraphie nucléaire et analyse radiométrique des carottes apparaît tout à fait logique. Elle apporte des éléments pour une meilleure connaissance de la genèse des indices en uranium de la Haute Ardenne.

Dans le cadre de cette note orientée vers les paléoaltérations, elle peut également contribuer à une meilleure compréhension des altérites kaolinisées de la Haute Ardenne. En effet, le comportement géochimique contrasté des radioéléments naturels est un indicateur des paléoaltérations. L'uranium est un élément dont la mobilité est fonction des conditions pH-Eh. Il peut s'adsorber sur les argiles mais surtout sur les oxyhydroxydes de fer. Le thorium, élément peu mobile, apparaît dans les fractions détritiques, se fixe sur les argiles et peut se concentrer dans les phases résiduelles. Le ⁴⁰K est, dans ce type de contexte lithologique, principalement lié à la fraction micacée.

3.2.1. Méthode utilisée

Les campagnes de diagraphies ont été effectuées par DIASOL, avec un système de la «Robertson Research Geologing», équipé d'une sonde pour les diagraphies nucléaires (γ -total naturel ou GR et γ - γ ou log de densité). Nous ne traiterons que de la diagraphie GR réalisée avec une sonde NaI(Tl) de 2" / 1"1/2.

La diagraphie GR a fait l'objet d'une interprétation quantitative complète pour convertir les taux de comptage en équivalent uranium. Une des difficultés que l'on rencontre dans la lecture d'une diagraphie GR, en vue de l'utiliser pour mettre en évidence des niveaux radiométriques particuliers, est liée au rayon d'influence de la sonde (plus ou moins 60 cm). Il est donc nécessaire d'utiliser des programmes de déconvolution afin de discriminer la contribution d'horizons particuliers.

Les données de DIASOL sont fournies sous une forme digitalisée (taux de comptage tous les 5 centimètres). Après un recalage en profondeur, les moyennes des taux de comptage (en cps) et les dispersions ont été calculées par passes successives.

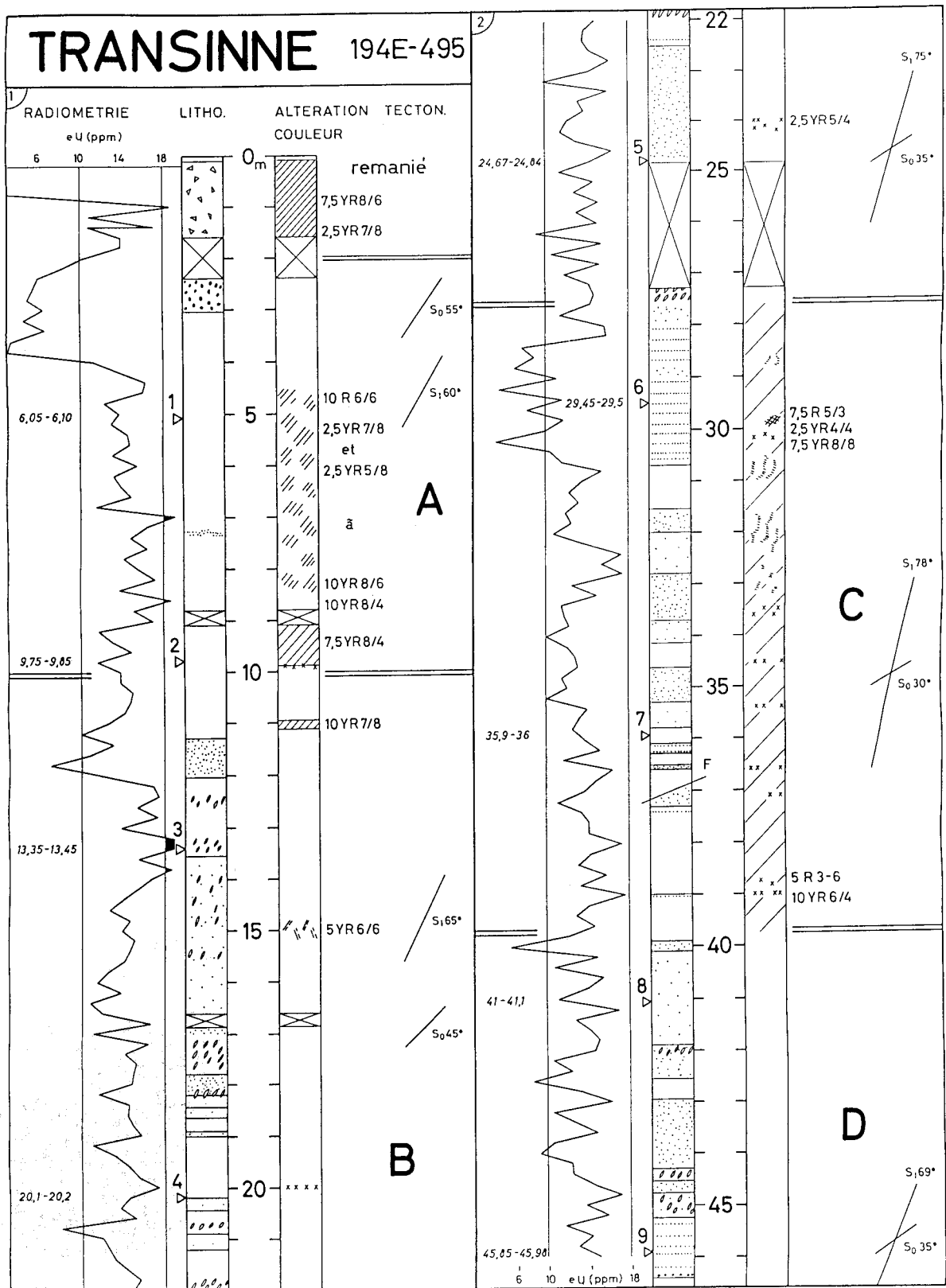


Figure 4A. Lithologie détaillée et diagraphie gamma interprétée du sondage de Transinne. La position des échantillons analysés (fig. 5 à 9) est indiquée (1 à 20) avec leur situation exacte (par exemple 13,35 - 13,45). Les défauts de carottage sont notés par une croix dans les colonnes "lithologie" et "altération". Les couleurs sont exprimées en référence au code Munsell. Les pendanges de la stratification S_0 et de la schistosité S_1 sont régulièrement mentionnés.

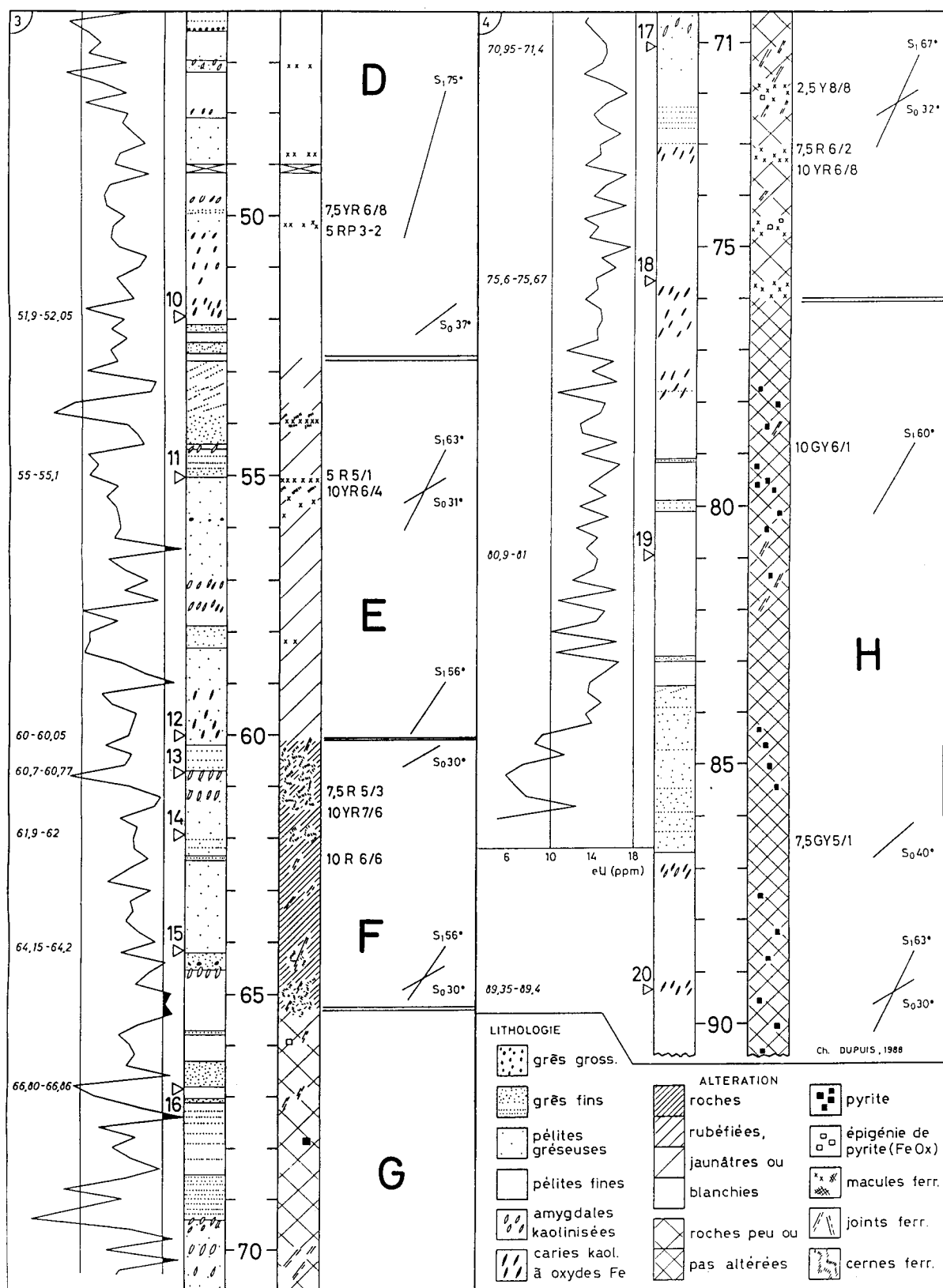


Figure 4B

Tableau 1. Résultats de l'analyse en spectrométrie gamma.

Ech.	Passes en m	U (en ppm)	Th (en ppm)	K (en %)
1	11.5 - 12.10	1.7	5.4	1.58
2	12.9 - 13.75	8.5	11.4	3.83
3	26.5 - 27.30	3.4	13.6	3.47
4	44.75 - 45.05	9.1	21.5	3.02
5	46.15 - 46.45	2.1	4.6	1.1
6	57.0 - 57.75	2.7	12.3	3.31
7	64.4 - 64.5	17	16.6	1.70
8	69.25 - 69.80	2.8	7.90	1.36
9	74 - 75	3.4	13.3	3.49
10	79 - 80	3.5	13.2	3.67

Tableau 2. Caractéristiques de la corrélation linéaire existant entre les données diagraphiques (GR), les analyses en spectrométrie gamma (eU-1) et les comptages en anticoïncidence (eU-2) (N = nombre d'échantillons).

	x	y	N	
$Y = 1.29 x - 3.96$	$r^2 = 0.742$	GR	eU-1	9
$y = 0.92 x - 0.53$	$r^2 = 0.775$	GR	eU-2	20

Un programme de convolution des données a ensuite conduit à découper l'anomalie radioactive réelle en couches d'épaisseur standard et de concentrations ajustables de telle manière que l'ensemble génère une anomalie globale analogue à la déflexion réelle observée. La méthode itérative de Scott (1961) a été adaptée (Charlet, 1990) et appliquée au cas du sondage de Transinne.

Par ailleurs, dans le but de calibrer les diagraphies en équivalent uranium, les résultats ont été comparés à une série d'analyses radiométriques réalisées sur les carottes de sondage. Une première approche a consisté à échantillonner une série de passes sur base de l'étude qualitative des diagraphies, échantillons choisis pour représenter de bons contrastes de taux de comptage. La radioactivité totale a été mesurée sur roche totale par une technique de comptage en anticoïncidence. Les taux de comptage ont été ensuite convertis grâce à un calibrage préalable en eU (taux de comptage que l'on obtiendrait pour un échantillon contenant x ppm U en équilibre radioactif).

Compte tenu des résultats obtenus en anticoïncidence, dix échantillons ont été sélectionnés pour une analyse quantitative par spectrométrie gamma afin de couvrir l'intervalle de variation des taux de comptage (tab. 1). L'analyse par spectrométrie gam-

ma a permis de déterminer les teneurs en radioéléments naturels et le taux de déséquilibre dans la famille de l'uranium entre l'uranium métal (Um), élément de tête de la famille et ses descendants radioactifs. La méthode non destructive utilisée au laboratoire a été largement décrite par Quinif *et al.* (1985).

Les résultats obtenus (tab. 1) discriminent trois types d'échantillons :

- des échantillons caractérisés par des teneurs faibles en U-Th-K proches des valeurs moyennes des roches gréseuses (éch. 1, 5, 8);
- des échantillons caractérisés par des teneurs proches des valeurs moyennes de schistes (éch. 3, 6, 9, 10);
- des échantillons anormaux soit en uranium, soit en uranium et thorium (éch. 2, 4, 7).

En vue de comparer ces résultats aux taux de comptage globaux mesurés en anticoïncidence, un équivalent uranium fictif (eU-1) a été calculé à partir de l'équation :

$$eU - 1 = a_u U + a_{Th} Th + a_k K$$

avec U-Th-K : teneurs en ppm pour U-Th, en % pour K. Les rapports $a_{Th} Th/a_u U$ et $a_k K/a_u U$ ont été pris égaux à 0,44 et 1,6 valeurs recommandées par le rapport technique n°186 de l'I.A.E.A. (1979).

On se limitera à comparer les données diagrapiques traitées (GR) aux résultats des mesures en spectrométrie gamma converties en équivalent uranium (eU-1) et aux mesures en comptage total par anticoincidence (eU-2).

Dans le tableau 2, on constate que le coefficient angulaire est proche de un et que le coefficient de corrélation s'améliore lorsque le nombre d'échantillons traités augmente. Ainsi, les résultats de la diagraphie peuvent être directement exprimés en équivalent uranium (eU).

3.2.2. Interprétation

Les résultats de la comparaison avec les analyses radiométriques effectuées sur carottes justifient, après application d'un traitement automatique de la diagraphie gamma, la conversion des taux de comptage en équivalent uranium (taux de comptage que l'on obtiendrait pour une couche de 20 cm contenant l'équivalent de x ppm d'uranium).

Cela conduit à 440 données traitées qui ont permis de calculer une teneur moyenne en équivalent uranium pour les roches pélitiques ou grésopélitiques ainsi qu'une dispersion autour de la valeur moyenne. Les valeurs situées dans l'intervalle «valeur moyenne +/- deux sigmas» sont comprises entre des teneurs en eU de 10 à 18 ppm (fig. 4). Par rapport à ces valeurs, on observe soit des anomalies négatives (valeurs inférieures à 10-12 ppm), soit des anomalies positives (valeurs supérieures ou égales à 18 ppm). A l'examen de la diagraphie traitée, on définit de cette façon différentes zones (fig. 4, colonne "radiométrie"):

- une zone à faible dispersion des valeurs à partir de 70 m traduisant une homogénéité dans la distribution des radioéléments;
- une série d'anomalies positives entre 65 et 70 m dans les faciès gréseux ou pélitiques et qui coïncident avec le front d'oxydo-réduction vers la limite entre pyrite saine et pyrite épigénisée;
- des anomalies négatives qui correspondent souvent aux parties gréseuses;
- une seconde série d'anomalies positives entre 7 et 15 m vers la base de la zone rubéfiée supérieure A.

En résumé, le traitement de la diagraphie met en évidence:

- une influence lithologique avec les plus faibles teneurs en radioéléments dans les faciès gréseux (voir, par exemple, la diagraphie interprétée au droit de l'échantillon 6);
- une homogénéité dans la distribution des radioéléments dans les roches peu ou pas altérées tra-

- duisant une homogénéité lithologique initiale;
- des concentrations d'uranium à la limite inférieure du front d'oxydo-réduction;
- une distribution moins homogène des radioéléments dans les roches altérées avec des concentrations locales qui se répartissent jusqu'au voisinage de la surface.

4. ETUDES MINERALOGIQUES ET GEOCHIMIQUES

4.1. COMPOSITION DES PHYLLOSILICATES ET MINERAUX ARGILEUX (J. Thorez)

4.1.1. Méthode d'étude

La fraction inférieure à 2 μm a été extraite à partir d'échantillons légèrement broyés au mortier, par sédimentation différentielle et centrifugation dans l'eau déminéralisée et sans recours à un quelconque prétraitement chimique (agent dispersant ou flocculant). La fraction ainsi obtenue a été préparée sous forme d'agrégats orientés et soumise à l'analyse diffractométrique sous divers états :

- 1) séché à l'air (naturel, N);
- 2) solvato aux vapeurs d'éthylène glycol (identification de matériaux gonflants éventuels) (EG);
- 3) après chauffage à 500°C;
- 4) après attaque à l'acide chlorhydrique 4N à chaud détruisant sélectivement la chlorite Fe-Mg mais épargnant le composant kaolinique);
- 5) après saturation aux vapeurs d'hydrazine pendant 5 jours pour l'évaluation de la «cristallinité» de la kaolinite en fonction du taux du gonflement lors du passage de la réflexion principale d(001) 7 Å à 10,40 Å après traitement;
- 6) après saturation au Mg⁺⁺ permettant de reconstituer une structure chloritique partiellement lessivée de son contenu en Mg interfoliaire au cours de l'altération.

Le diffractogramme N autorise une première évaluation qualitative de minéraux tel que le mica-illite. La solvation à l'éthylène glycol met en évidence les minéraux gonflants. Le chauffage à 500°C détruit la kaolinite mais peut laisser subsister certaines réflexions (amoindries en intensité) appartenant à de la chlorite, à des édifices interstratifiés chlorite-vermiculite (14C-14V) ou encore de la vermiculite. Les trois diffractogrammes N-EG-500 conduisent en outre à la mise en évidence d'interstratifiés divers mais ne permettent pas une distinction systématique de chlorite et de kaolinite en mélange dans les phases minérales : le test à l'acide chlorhydrique rend possible cette différenciation.

Au plan de la quantification, la participation relative des composants argileux et des phyllosilicates

Tableau 3. Composition de la fraction inférieure à 2 µm en pourcentage et paramètres déduits des diffractogrammes RX. Légende: Mi, mica muscovite; Ipa, illite à pic aigu; C-Fe, chlorite ferrifère; V, vermiculite; K, kaolinite; I_A, indice d'aigu des micas-illites; Esq, rapport ESQUEVIN; % Hydr., taux de gonflement (en %) de la kaolinite sous l'effet de la saturation à l'hydrazine.

Ech.	Prof (m)	Mi	Ipa	C-Fe	V	K	I _A	Esq.	% Hydr.
1	6.05-6.10	47.3	-	Tr	-	52.7	3.5	0.54	100
2	9.75-9.85	37.0	-	-	-	63.0	3.5	0.72	96
3	13.35-13.45	47.0	-	-	-	53.0	2.0	0.47	97
4	20.10-20.20	55.8	-	-	-	44.2	2.0	0.46	100
5	24.67-24.84	73.0	-	-	-	27.0	2.5	0.40	100
6	29.45-29.50	-	37.20	-	-	62.8	3.5	0.51	96
7	35.90-36.00	-	53.60	4	-	41.5	3.5	0.51	96
8	41.00-41.10	44.5	-	Tr	-	55.5	3.0	0.47	97
9	45.85-45.98	47.1	-	8.1	-	44.8	2.5	0.45	100
10	51.90-52.05	53.8	-	5.4	-	40.8	3.0	0.47	97
11	55.05-55.10	-	51.5	Tr	-	48.5	4.0	0.44	100
12	60.00-60.05	-	50.0	-	-	50.0	4.0	0.44	100
13	60.70-60.77	70.1	-	-	-	29.9	3.0	0.40	100
14	61.90-62.00	46.3	-	4.0	0.2	49.5	2.5	0.40	100
15	64.15-64.20	39.0	-	3.2	3.1	54.7	3.0	0.47	100
16	66.80-66.86	-	54.4	3.3	1.1	41.2	4.0	0.50	100
17	70.95-71.40	85.6	-	6.4	8.0	-	3.0	0.51	100
18	75.60-75.67	71.2	-	7.0	Tr	21.8	3.0	0.51	100
19	80.90-81.00	93.0	-	4.2	2.8	-	3.0	0.49	100
20	89.35-89.85	83.0	-	2.8	1.4	12.8	3.0	0.57	100

a été établie en fonction de l'intensité des réflexions basales (001), corrigée par un facteur correctif spécifique aux différentes espèces minérales reconnues et recalculée en % (tab. 3 et fig. 5). Cette méthode de quantification ne fournit cependant pas le pourcentage absolu de chacun des constituants argileux et des phyllosilicates présentés à l'analyse RX sous forme d'agrégats orientés.

De manière à pallier cet inconvénient et à mieux cerner certaines tendances qualitatives et quantitatives des assemblages argileux et de leur distribution dans le sondage, la proportion relative de certains composants phyllosilicatés et non phyllosilicatés est également présentée sous forme de rapport d'intensité, les valeurs obtenues étant multipliées par 100 (tab. 4 et fig. 6) : $Mi/K = i(10\text{\AA} - \text{mica}) / i(7\text{\AA} - \text{kaolinite})$, après attaque à l'HCl; $C/Mi = i(14\text{\AA} - \text{chlorite}) / i(10\text{\AA} - \text{mica})$; $K/Q = i(7\text{\AA} - \text{kaolinite}) / i(3,3\text{\AA} - \text{quartz})$ (l'intensité de la réflexion principale du quartz à 3,3Å -en interférence régulière avec la réflexion (003) du composant mica-illite associé- est

obtenue par mesure de l'intensité de la réflexion à 4,2Å multipliée par 100/35); $K/F = i(7\text{\AA} - \text{kaolinite}) / i(3,2\text{\AA} - \text{feldspath})$.

Au plan cristallographique, une double précision est donnée pour le composant mica-illite en fonction de l'indice d'aigu I_A de Dunoyer de Segonzac (1968) (par mesure de la largeur de la réflexion principale (001) à 10Å à mi-hauteur entre le bruit de fond et l'apex de cette réflexion), et du rapport Esquevin (rapport d'intensité des réflexions $i(002)5\text{\AA} / i(001)10\text{\AA}$, ce rapport fournissant une indication indirecte sur la composition en Al/Fe+Mg de la couche octaédrique des micas-illites (tab. 3 et fig. 5).

4.1.2. Résultats analytiques globaux

Le tableau 3 présente les résultats analytiques globaux intéressant la fraction proprement argileuse (phyllosilicates et minéraux argileux apparentés) dans la fraction inférieure à 2µm.

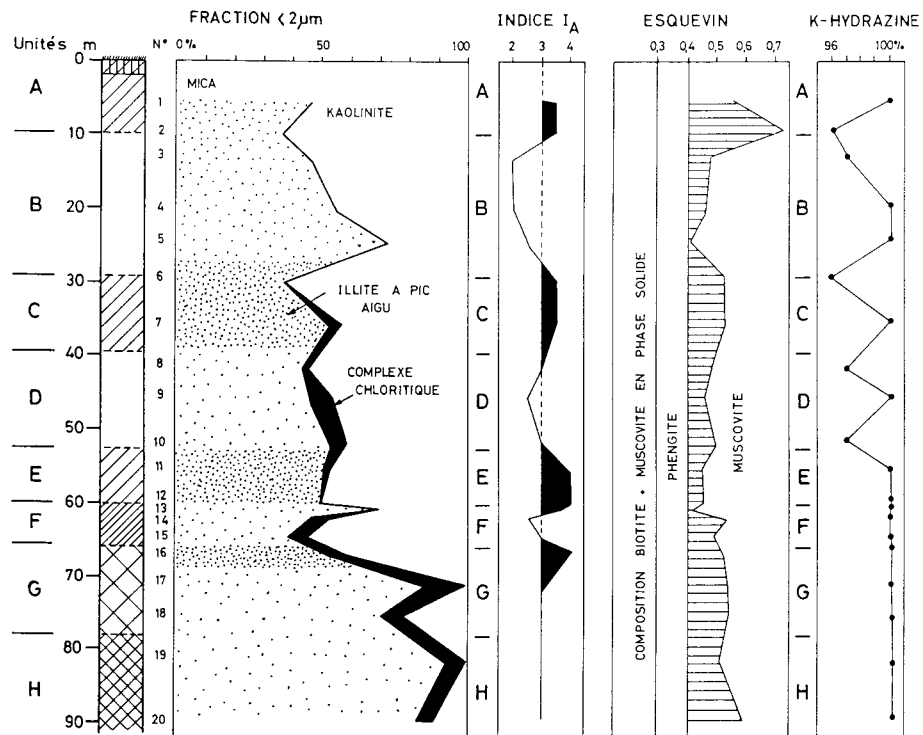


Figure 5. Composition minéralogique de la fraction inférieure à $2 \mu\text{m}$ des échantillons 1 à 20. Indices relatifs aux illites-micas (I_A , Esquevin) et à la kaolinite (% hydr.); explication dans le texte, paragraphe 4.1.2.

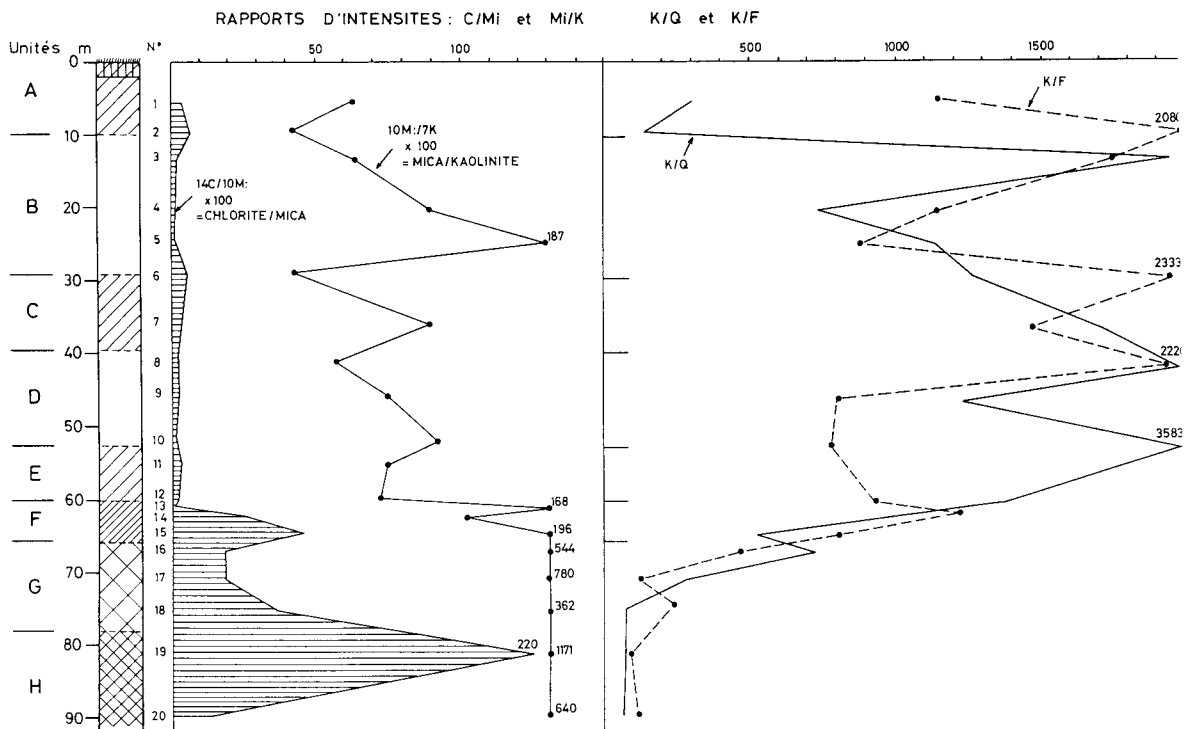


Figure 6. Rapports d'intensité de raies caractéristiques des couples de minéraux : illites-micas / kaolinite (Mi/K), chlorite / illites-micas (C/Mi), kaolinite / quartz (K/Q), kaolinite / feldspath (K/F). Explication dans le texte, paragraphe 4.1.3.

Tableau 4. Rapports d'intensité (x 100).

Ech.	Prof (m)	Mi/K	C/Mi	K/Q	K/F
1	6.05-6.10	62	3.0	321	1144
2	9.75-9.85	41	6.0	140	2080
3	13.35-13.45	63	1.5	1940	1700
4	20.10-20.20	88	1.0	747	1183
5	24.67-24.84	187	1.0	1143	889
6	29.45-29.50	42	5.0	1273	2333
7	35.90-36.00	88	3.0	1717	1471
8	41.00-41.10	56	1.7	2222	2222
9	45.85-45.98	74	2.0	1244	800
10	51.90-52.05	91	1.0	3583	789
11	55.05-55.10	74	3.0	1370	932
12	60.00-60.05	71	2.0	1082	1227
13	60.70-60.77	168	1.0	517	800
14	61.90-62.00	100	25.0	722	464
15	64.15-64.20	196	45.0	277	125
16	66.80-66.86	544	18.0	135	159
17	70.95-71.40	780	19.0	36	143
18	75.60-75.67	362	35.0	80	233
19	80.90-81.00	1171	220.0	78	87
20	89.35-89.85	640	13.0	73	108

a) Composition globale

D'une manière générale, on relève l'occurrence cardinale de deux minéraux, mica (ou illite à pic aigu) et kaolinite, dans des fourchettes quantitatives variables pour chacun des deux minéraux en fonction de la position des échantillons dans le sondage : composant micacé, entre 37 et 93%; composant kaolinitique, entre 0 et 63%.

Le composant chloritique (de nature ferro-magnésienne) est absent ou toujours en faible proportion et n'excède pas 8%. Il correspond tantôt à une chlorite intacte (notée C-Fe) tantôt à une chlorite partiellement dégradée; dans ce cas, les interfoliaires "brucitiques" (couche d'hydroxyde de Mg) ont été partiellement lessivés ce qui confère un comportement de vermiculite *s.l.* à une partie de la population de particules chloritiques; cette hypothèse est confortée, en effet, par la présence à certains niveaux, de l'association chlorite-"vermiculite"; cette association est indicatrice d'une différenciation qualitative du complexe chloritique originel entre une

fraction demeurée fraîche et une fraction dégradée à comportement vermiculitique.

Il est à noter que le passage de la chlorite vers sa forme partiellement dégradée "vermiculitique" ne se manifeste pas ici par l'occurrence d'interstratifié de type chlorite-vermiculite (14C - 14V) se développant habituellement entre la chlorite parentale et la vermiculite de dégradation.

b) Le composant «micacé»

Le composant micacé est différencié entre une structure micacée *s.s.* (de nature muscovitique) caractérisée par la finesse des réflexions harmoniques de la série (001), et une illite à pic aigu dans laquelle la réflexion principale (001) vers 10Å présente un très léger élargissement dans sa moitié inférieure. Cette interprétation s'appuie sur la mesure de l'indice d'aigu (I_A) dont la valeur est soit inférieure à 3 mm (cf. muscovite) soit comprise, dans cette étude, entre 3 et 4 mm (illite à pic aigu). Il n'existe donc pas d'illite à pied large typique (I_A inférieur ou égal à 6

mm) ni d'illite ouverte, aux interfoliaires plus ou moins baillants et dont l_A est égal ou supérieur à 10 mm.

En vue de caractériser chimiquement, mais en ne recourant qu'à la diffraction des RX, le composant micacé *s.l.*, le rapport Esquevin (1969) a été calculé sur les diffractogrammes EG: mesure de l'intensité de la réflexion (002) à 5Å sur celle de la réflexion (001) à 10Å. Le rapport Esquevin donne une bonne approximation de la proportion Al/Fe + Mg dans la couche octaédrique de la population entière des micas-illites, les valeurs se répartissent théoriquement en quatre «catégories»:

- 1) inférieures à 0,15: elles correspondent à un rapport Al/Fe+Mg avec Fe et/ou Mg davantage substituées à l'Al et à un caractère biotitique;
- 2) comprises entre 0,15 et 0,30: composition, sous forme de phase solide, d'un mélange de biotite et de muscovite;
- 3) comprises entre 0,30 et 0,40: composition type d'une phengite;
- 4) supérieures à 0,40: composition d'une muscovite, avec des valeurs qui, habituellement, n'excèdent pas 0,50.

Dans le cas des échantillons du sondage de Transinne, les valeurs du rapport Esquevin sont remarquablement élevées et généralement comprises entre 0,40 et 0,72: cette gamme de valeurs singulières correspond ainsi à une composition de muscovite hautement alumineuse, caractéristique qui tranche sur celle des illites contenues, par exemple, dans des matériaux argileux du Paléozoïque plus récent où les valeurs habituelles pour le composant illitique sont celles d'une phengite (0,30 - 0,40 ou proche de 0,27, résultats inédits).

c) Le composant kaolinitique

Le taux de gonflement de la kaolinite, après saturation à l'hydrazine, est calculé en vue de caractériser l'homogénéité cristalline du minéral. Dans le cas d'une kaolinite très bien cristallisée (kaolinite triclinique, Kt), la totalité de la réflexion (001) à 7Å au N migre vers 10,40Å après saturation. A l'opposé, dans le cas d'une kaolinite désordonnée (kaolinite pseudomonoclinique, Kd), la saturation n'affecte en rien la position originelle de la réflexion basale stabilisée à 7Å. La situation intermédiaire, avec apparition d'un doublet 7Å + 10,4Å après saturation, est indicatrice de l'existence d'un mélange de Kt et de Kd avec des pourcentages variables du taux de déplacement de la réflexion (001) vers 10,4Å. Dans le cas présent, le taux de gonflement est compris entre 96 et 100%. Il indique une homogénéité cristallochimique générale de la kaolinite présente dans la phase argileuse.

Ce taux de gonflement élevé conforte d'une certaine manière les résultats de l'examen au microscope polarisant des matériaux kaolinisés: la kaolinite se présente à la fois en substitution partielle de très fines paillettes remplaçant le ciment argileux (plasma argileux recristallisé, «saussurite») et dans les plans de clivage de plus grandes paillettes de muscovite détritique (avec ouverture, en éventail, des extrémités des paillettes). Par contre, elle n'apparaît qu'accessoirement ou minoritairement en «accordéons» micrométriques intergranulaires ou sous forme de tissu micrométrique de très fines paillettes de type muscovitique et de cristallites de kaolinite à biréfringence très basse dans les rares grains détritiques de plagioclase.

4.1.3. Tendances minérales verticales dans le sondage de Transinne

La figure 5 restitue, en fonction des huit unités lithologiques reconnues, les tendances propres aux minéraux argileux : mica-illite, kaolinite et complexe chloritique. De l'unité inférieure, H, vers l'unité supérieure A, on relève une diminution en «escaliers» du composant micacé au profit de la kaolinite, tandis que le complexe chloritique, toujours peu abondant par rapport au mica et à la kaolinite disparaît au sommet de l'unité intermédiaire C. Trois passages d'illite à pic aigu (unités G supérieure, E et C) alternent avec les unités caractérisées par une muscovite typique. Cette alternance se reflète dans les variations de l'indice d'aigu l_A . La présence de mica correspond à des valeurs de l_A inférieures à 3, celle de l'illite à pic aigu par des valeurs comprises entre 3 et 4. Des valeurs IA aussi basses reflètent certainement les effets diagénétiques au niveau du ciment argileux recristallisé, la part revenant aux paillettes micacées restant faible au vu des observations microscopiques.

Les valeurs remarquablement élevées du rapport Esquevin demeurent sensiblement identiques dans les unités H à B, mais augmentent dans l'unité A.

Le contenu en kaolinite est très faible dans les unités G et H et augmente dans les unités supérieures. Parallèlement, on constate que le taux de gonflement de la kaolinite (lors de la saturation de l'hydrazine) est de 100% dans les unités H à E, mais oscille entre 96 et 100% dans les unités supérieures avec des maxima atteints chaque fois dans la partie médiane de ces dernières unités lithologiques, sans qu'une explication puisse être valablement évoquée pour une telle disposition «rythmique» ou «cyclique».

La figure 6 présente les variations et tendances exprimées par les rapports d'intensité. Le rapport chlorite/mica = C/Mi marque parfaitement la rupture

Tableau 5. Analyses chimiques, éléments majeurs et mineurs en %.

Transinne	SiO ₂	SiO ₂ lib.	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	TiO ₂	PF
1	66.42	40.65	19.94	3.4	3.28	0.16	1.04	4.95
2	66.22	43.88	18.51	5.32	3.01	0.15	0.91	4.97
3	66.02	37.84	21.46	1.29	4.31	0.19	0.93	4.60
4	70.18	45.87	18.76	1.56	3.85	0.11	1.02	3.81
5	80.62	62.46	13.05	0.72	2.64	0.18	0.82	2.43
6	87.15	76.96	7.89	0.31	1.32	0.02	0.53	1.77
7	75.13	54.02	16.23	0.54	3.23	0.15	0.95	3.16
8	73.61	50.71	17.67	0.46	3.10	0.13	0.96	3.67
9	76.37	56.86	15.47	0.41	2.69	0.12	0.99	3.20
10	69.83	45.48	20.33	0.44	3.51	0.13	0.88	4.18
11	74.28	50.46	16.76	1.23	3.01	0.15	0.93	3.45
12	78.28	60.62	14.47	0.47	2.72	0.14	0.87	2.75
13	71.42	49.11	17.98	1.43	3.66	0.10	1.06	3.28
14	70.82	50.06	16.17	4.24	2.89	1.10	0.96	3.42
15	76.33	42.76	13.13	3.53	2.39	1.32	0.79	2.62
16	64.53	41.28	20.01	4.71	3.86	1.17	1.09	3.92
17	69.72	52.42	15.97	5.45	2.89	1.87	0.94	3.15
18	67.04	48.06	15.05	8.70	2.67	1.65	0.88	3.92
19	63.78	42.01	17.99	7.13	3.26	2.41	0.91	3.65
20	66.55	44.73	17.11	6.29	3.13	2.12	0.95	3.44

dans le contenu de la chlorite dont la participation quantitative présente deux maxima (unités H et F) avant de diminuer brutalement dans les unités supérieures. Cette tendance est à paralléliser avec celle du rapport d'intensité mica/kaolinite = Mi/K dans les unités inférieures (H à E), tandis que dans les unités restantes (D à A), l'évolution verticale du rapport s'inscrit dans une allure oscillante avec des maxima se disposant plus ou moins au milieu des unités.

Quant aux valeurs des rapports d'intensité kaolinite/quartz = K/Q et kaolinite/feldspaths = K/F, elles marquent à nouveau une rupture minéralogique entre les unités H à F (rapports très faibles) et les unités supérieures.

4.2. APPROCHE GEOCHIMIQUE (Ch. Dupuis)

Les vingt échantillons dont la composition minéralogique vient d'être présentée ont aussi fait l'objet d'une analyse chimique en vue d'établir leurs teneurs en éléments majeurs et mineurs (spectrofluorescence X). Quelques traces ont aussi été déterminées par DCP (tableaux 5 et 6).

4.2.1. Evolutions géochimiques verticales

La figure 7 reprend la distribution verticale des oxydes les plus significatifs : SiO₂ libre, SiO₂ totale, SiO₂ combinée, Al₂O₃, K₂O, perte au feu, MgO, Fe₂O₃. La silice libre a été dosée par voie chimique (Florenti & Heros, 1947); en l'absence d'autre forme connue de silice, elle représente le quartz. La silice combinée est déduite par soustraction. Deux types de comportement apparaissent. Le premier se caractérise clairement par comparaison avec la silice libre. Ainsi, l'alumine, la potasse, la perte au feu évoluent-elles en opposition avec elle, c'est-à-dire avec le composant quartzeux. Les mêmes éléments montrent au contraire un bon parallélisme avec la silice combinée, liée aux alumino-silicates. Ce comportement reflète des variations lithologiques partagées entre une tendance gréseuse, par exemple dans l'échantillon 6 et une tendance argilo-phyliteuse comme dans les échantillons 3, 10 et 16 (fig. 7).

Le second type de comportement est manifesté par le fer et le magnésium qui, présents à de faibles teneurs (0-1,5%) dans les niveaux altérés A, B, C,

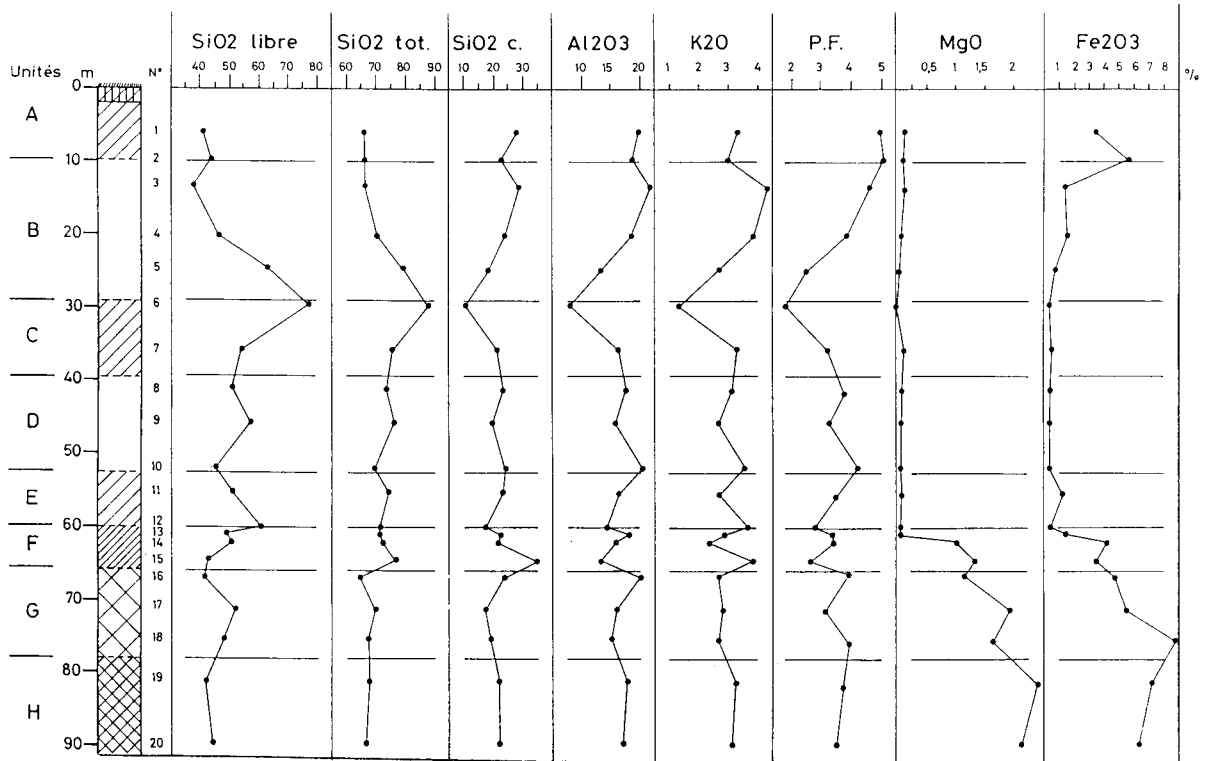


Figure 7. Evolution verticale des teneurs en éléments majeurs et mineurs significatifs (%) des échantillons 1 à 20. Commentaires dans le paragraphe 4.2.1.

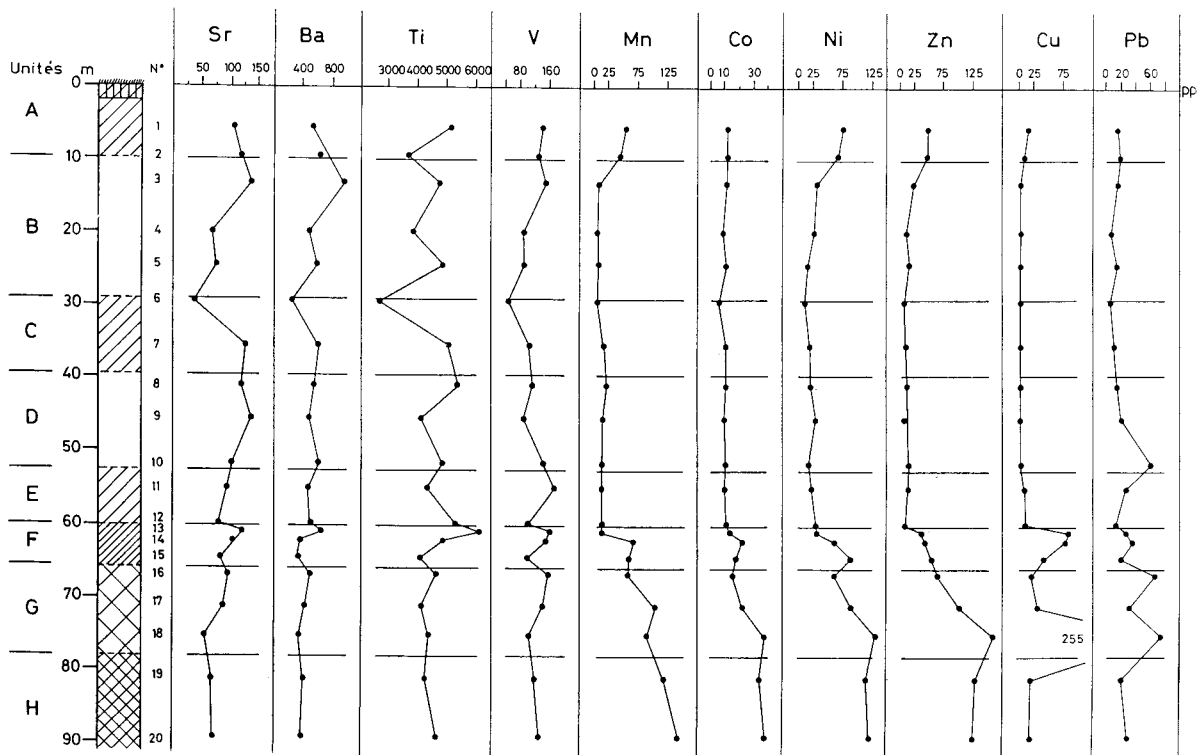


Figure 8. Evolution verticale des teneurs en traces significatives (ppm) des échantillons 1 à 20. Commentaires dans le paragraphe 4.2.1.

Tableau 6. Analyses chimiques, éléments en traces en ppm.

Transinne	Mn	Zn	Ti	Ni	Cu	Co	Pb	V	Sr	Ba
1	55	49	5152	76	19	13	15	142	105	527
2	45	47	3692	65	8	12	18	129	117	614
3	17	23	4785	36	1	11	14	153	133	985
4	11	12	3872	26	3	8	6	86	64	465
5	14	17	4905	15	1	10	14	87	74	565
6	8	7	2733	8	1	5	3	44	36	222
7	15	10	5018	16	1	11	8	99	123	599
8	18	21	5381	17	1	11	12	113	115	522
9	12	7	4106	26	1	9	19	88	133	470
10	12	15	4844	13	1	11	61	14	101	606
11	12	13	4437	23	10	9	26	170	93	473
12	11	8	5321	28	11	11	13	107	78	499
13	18	34	6116	29	84	13	26	158	118	645
14	67	42	4877	59	79	23	36	149	103	393
15	61	52	4061	90	42	18	19	98	80	337
16	58	62	4680	60	21	16	66	157	95	485
17	102	101	4122	93	29	22	28	141	84	421
18	87	167	4375	127	255	37	73	100	53	333
19	116	126	4217	109	18	33	19	115	66	400
20	139	123	4528	116	17	37	25	127	67	388

D et E, réalisent brusquement en profondeur des teneurs 2 à 10 fois plus fortes dans les niveaux les moins altérés F, G et H. Magnésium et fer ont ainsi clairement valeur d'indicateur de l'altération et on peut y voir principalement la marque de la destruction du complexe chloritique et du lessivage du fer.

Les deux mêmes tendances s'observent pour les traces significatives dont les variations sont portées sur la figure 8. Le contrôle lithologique se reconnaît dans la distribution de Sr, Ba, Ti et V qui se calque assez bien sur celle de l'alumine. Cette ressemblance traduit une certaine liaison avec la phase phylliteuse qui a persisté au travers de l'altération.

L'impact de cette dernière est au contraire très sensible pour Mn, Co, Ni, Cu, Zn et Pb dont les teneurs restent faibles et varient peu dans les niveaux altérés A, B, C, D et E. A partir du front d'altération F, les teneurs augmentent nettement, puis progressent pour plafonner dans les roches les plus saines du niveau H; c'est le cas de Mn, Co, Ni, Zn et dans une moindre mesure de Cu et Pb. Ces derniers ont un comportement assez différent. Le Cu des échantillons 13, 14 et 18 marque deux maxima nets; l'un

en F, l'autre vers la base de G. Le Pb affecte une distribution en dents de scie aussi bien dans les roches les plus saines que dans la partie inférieure de la zone altérée D. L'origine de ces irrégularités peut être recherchée aussi bien dans des anomalies stratiformes préexistantes (Cu de l'échantillon 18, par exemple, Pb du même échantillon) que dans une éventuelle concentration au niveau du front F (Cu des échantillons 13 et 14 ?). On remarque, d'une façon générale et dans la limite des éléments étudiés, que, si l'on excepte le cas de l'échantillon 13 (Cu, Ti) et, le cas précédent (échantillon 18, Cu), et les anomalies en uranium décrites au paragraphe 3.2, le front F ne détermine pas de concentration particulière.

4.2.2. Analyse en composante principale

L'analyse en composante principale (ACP) a porté sur les éléments majeurs, mineurs et en traces dont la distribution verticale vient d'être présentée et sur la composition minéralogique des phyllites de la fraction inférieure à 2 μm des mêmes échantillons.

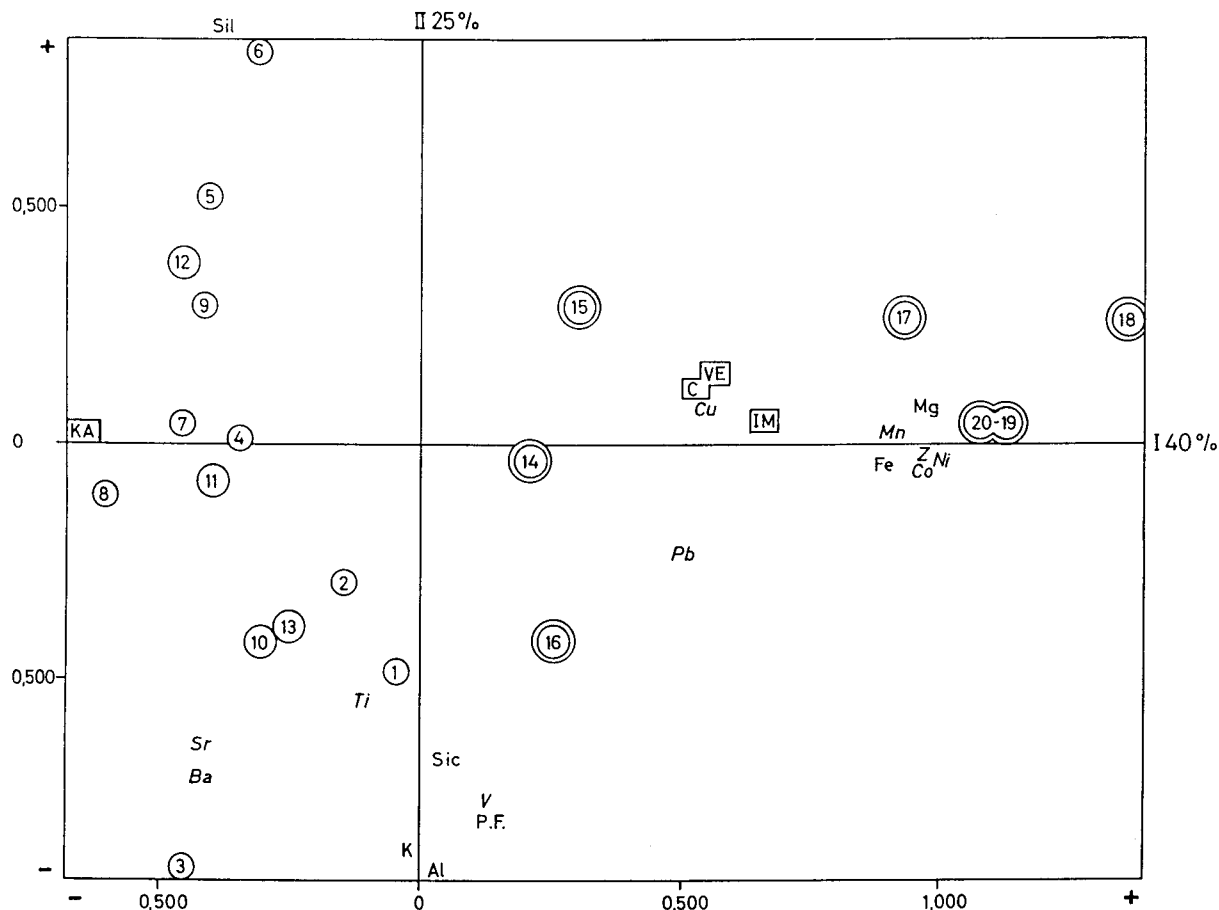


Figure 9. Plan des deux premiers axes de l'analyse en composantes principales des données géochimiques et des composants argileux de la fraction inférieure à 2 µm. Les composants argileux sont encadrés; les échantillons sont entourés d'un cercle double (partie profonde du sondage peu ou pas altérée) ou d'un cercle simple (partie supérieure du sondage fortement altérée). Légende : Sit = silice totale; Sil = silice libre; P.F. = perte au feu; KA = kaolinite; C = chlorite; VE = vermiculite; IM = illites-micas. Les autres symboles sont ceux habituellement utilisés (paragraphe 4.2.2).

Bien que le nombre de variables et d'individus soit relativement faible et que les données minéralogiques ne soient pas représentatives de la roche totale, l'ACP approfondit sensiblement l'interprétation géochimique. Les deux premiers axes qui résultent de l'ACP réunissent 65% d'explication (fig. 9) et structurent bien l'information disponible. Les autres axes, notamment le troisième (7% d'explication), n'apportent pas d'amélioration à la compréhension; ils ne seront pas pris en considération.

Nous verrons d'abord l'axe II qui exprime la variabilité lithologique des échantillons analysés. Il porte 25% d'explication et se trouve clairement tendu du côté négatif par la potasse (K) et l'alumine (Al), situées au coeur d'un cortège groupant la silice combinée (Sic) ainsi que le titane (Ti), le vanadium (V) et la perte au feu (P.F.). Le côté positif est assez bien déterminé par la silice libre (Sil, fig. 9). L'axe II matérialise l'antinomie entre le cortège potasse-alumine et la silice libre. Le premier, en raison notamment de l'étroite liaison potasse-alumine, re-

présente sans doute la partie micacée peu ou pas altérée, de la fraction phylliteuse; son opposition avec la silice libre assimilable au quartz, relève de la dualité lithologique grès-pélite.

L'axe I détient 40% d'explication, son segment positif est fortement corrélé avec le couple fer (Fe) - magnésium (Mg) auxquels s'associent étroitement Mn, Co, Ni et Zn. Cu et Pb sont assez proches de ce groupe, ce qui confirme une certaine convergence de comportement (B.1.). L'analyse place sur cet axe les composants phylliteux, kaolinite KA du côté négatif et les autres, dont le complexe chloritique (C = chlorite, VE = vermiculite), du côté positif expliqué par le groupe des éléments apparentés à Fe et Mg. Le point représentatif de la kaolinite, directement associé à aucun élément analysé, s'oppose néanmoins clairement au pôle Fe-Mg qui, très probablement, représente la fraction chloritique plus ou moins altérée de la composante phylliteuse des échantillons, à laquelle il convient probablement d'as-

socier, dans une certaine mesure, la contribution de la pyrite (Co, Ni).

L'axe I décrit donc l'état d'altération des roches, décroissant de la gauche vers la droite. La position du point correspondant aux micas-illites à proximité du pôle Fe-Mg peut surprendre. On pourrait s'attendre à le trouver contre la partie négative de l'axe II, attiré par le couple potasse-alumine. Ceci est sans doute rendu impossible du fait que la composition de la fraction fine ne contient pas d'information de nature lithologique (axe II), mais exprime seulement le degré d'altération des roches.

L'analyse en composante principale souligne donc particulièrement bien les deux paramètres principaux qui déterminent l'altération: la position des échantillons dans le profil et l'hétérogénéité lithologique des roches dont l'influence est sensiblement moins importante. Néanmoins, elle montre que les roches les plus altérées sont aussi lithologiquement les plus hétérogènes et qu'à l'inverse les plus homogènes sont les moins altérées. L'hétérogénéité de la roche-mère apparaît donc comme un facteur amplificateur de l'altération.

5. CONCLUSIONS

L'étude du sondage de Transinne met en évidence les points principaux suivants. Les paléoaltérations de la Haute Ardenne peuvent atteindre des épaisseurs considérables et l'hétérogénéité lithologique favorise leur développement. L'origine de la kaolinite n'est pas à rechercher dans l'altération des feldspaths, mais surtout dans l'altération des phyllosilicates dont la chlorite.

Du point de vue géochimique, l'altération épargne dans une large mesure la différenciation lithologique initiale où s'oppose le pôle gréseux (silice) et le pôle pélitique micacé partiellement résistant (alumine-potassique). Les éléments liés à la chlorite, et probablement aussi à la pyrite, évoluent par lessivage du magnésium et du fer avec mobilisation parallèle du manganèse, du zinc, du nickel et du cobalt. Ce sont eux qui donnent l'expression la plus claire de l'altération.

Les principales anomalies radiométriques sont localisées au niveau du front d'oxydo-réduction. L'uranium mobilisé dans les zones d'oxydation se fixe principalement sur les oxyhydroxydes de fer, soit dans la zone rubéfiée supérieure (limite des zones A-B), soit plus nettement encore dans le front d'altération (limite des zones F-G).

Formées semble-t-il vers la fin du soulèvement du Massif du Brabant et de la Haute Ardenne au cours du Jurassique, ces paléoaltérations ont pu, dès ce moment, fournir les bassins avoisinants en kaolinite et c'est, dans ce gigantesque stock, qu'ont pu s'alimenter les dépôts kaolinitiques wealdiens, sparnaciens puis rupéliens.

De cette façon, les paléoaltérations kaolinitiques de la Belgique s'intègrent dans le contexte géodynamique du NW européen. En effet, elles sont, dans une certaine mesure, la conséquence des mouvements verticaux liés à l'ouverture de l'Atlantique au début du Jurassique et leur écho se lit périodiquement dans la sédimentation des grands bassins régionaux.

6. REMERCIEMENTS

Ce travail a été rendu possible grâce à l'intervention du Service géologique de Belgique qui a pris en charge le sondage et les études annexes. Il a été effectué dans le cadre de la prospection et de l'évaluation des indices uranifères de la Haute Ardenne et financé par la Région Wallonne. En outre, il a bénéficié des facilités d'accès et d'implantation de la carrière des Cimenteries Belges Réunies (CBR) à Transinne. Messieurs Régis Bayart et Hector Lagniau ont apporté leur contribution technique à ce travail. Madame Ariane Fiévez en a assuré la dactylographie.

7. BIBLIOGRAPHIE

- BATTEN, D.J., STREEL, M., DUSAR, M. & BLESS, M.J.M., 1987. Late Cretaceous palynomorphs from the boreholes thermæ 2002 (Valkenburg a/d Geul, The Netherlands) and s'Gravenvoeren (Belgium). *Ann. Soc. géol. Belgique*, 110 (1): 47-51.
- BLESS, M.J.M. & FELDER, P.J., 1989. Note on the Late Cretaceous of Hockaï (Hautes Fagnes, NE Belgium). *Ann. Soc. géol. Belgique*, 112 (1): 47-56.
- CHARLET, J.M., DOREMUS, P. & QUINIF, Y., 1987. Concentration mechanisms of uranium in mineralized fractures of the Lower Devonian of the Belgian Ardennes. The case of the Oizy area. *Uranium*, 3: 387-405.
- CHARLET, J.M., 1990. Interprétation quantitative des diagrapies gamma naturel, application à la détermination des teneurs en P_2O_5 dans les craies phosphatées du bassin de Mons. *Ann. Soc. géol. Nord*, 57: 177-186.
- DEJONGHE, L., DOREMUS, P., CHARLET, J.M., JODART, C. & QUINIF, Y., 1992. Sondages dans le Dévonien inférieur de la zone anticlinale de l'Ardenne (commune de Bièvre, Province de Namur). *Prof. Paper, Service Géologique de Belgique*, n°251, 97 p. et annexes.
- DUPUIS, Ch., 1992. Mesozoic kaolinized giant regoliths and Neogene halloysitic cryptokarsts: two striking paleoweathering types in Belgium. Mineralogical and geochemical records of paleoweathering, Schmitt & Gall (Eds). *ENSMP Mém. Sc. de la Terre*, 18: 61-68.

- FLORENTIN, D. & HEROS, M., 1947. Dosage du quartz en présence de silicates. *Bull. Soc. Chim.*, 14: 213.
- FRAKES, L.A., FRANCIS, J.E. & SYKTUS, J.I., 1993. Climate modes of the Phanerozoïque. Cambridge University Press. 274 p.
- I.A.E.A., 1975. Radiometric reporting methods and calibration in uranium exploration. *Technical reports series*, n°174, Vienne, 57 p.
- I.A.E.A., 1979. Gamma-ray surveys in uranium exploration. *Technical reports series*, n°186, Vienne, 89p.
- LEGRAND, R., 1968. Le massif du Brabant. *Mém. Expl. cartes géol. et min. Belg.*, 9, 148 p.
- MEILLIEZ, F., BOUCKAERT, J., DUPUIS, Ch., MULLER, A., OVERLAU, P., ROBASYNSKI, F., ROUCHY, J.M. & VOISIN, L., 1988. Excursion des géologues du bassin de Paris en Ardenne occidentale (la discordance de la carrière de Bettechies: une perspective sur la paléosurface varisque, 52-55). *Bull. Inf. Géol. Bass. de Paris*, 25 (3): 9-57.
- PATIJN, J.H., 1963. Het carboon in de ondergrond van Nederland en de oorsprong van het massief van Brabant. *Geologie en Mijnbouw*, 42: 341-9.
- QUINIF, Y., LAIR, Ph. & CHARLET, J.M., 1985. Le dosage des radioéléments naturels U-Ra-Th-K₂O par spectrométrie gamma sur chaîne de mesure automatisée, les applications aux Sciences de la Terre. *Bull. Soc. belge Géol.*, 94 (4): 255-267.
- ROBASZYNSKI, F. & DUPUIS, Ch., 1983. Belgique. Guides géologiques régionaux. Masson, 204 p.
- SCOTT, J.M., DODD, P.M., DROULLARD, R.F. & MUDRA, P.J., 1961. Quantitative interpretation of gamma-ray logs. *Geophysics*, 26, 2: 182-191.
- STOOPS, G., 1992. Micromorphological study of pre-Cretaceous weathering in the Brabant massif (Belgium). Mineralogical and Geochemical records of Paleoweathering, Schmitt & Gail (Eds). *ENSMP Mém. Sc. de la Terre*, 18: 69-84.
- THOREZ, J., 1987. Clay mineralogy of some clayey intervals in the Thermae 2002 borehole (Valkenburg a/d Geul, The Netherlands). *Ann. Soc. géol. Belgique*, 110 (1): 53-58.
- TARDY, Y., 1992. Diversity and terminology of lateritic profiles in Weathering, Soils and Paleosols edited by I.P.M. Martini & W. Chesworth. *Developments in Earth Surface Process*, 2. Elsevier: 379-405.
- VANDENHAUTE, P. & VERCOUTEURE, C., 1989. Apatite fission-track evidence for a Mesozoic uplift of the Brabant massif: preliminary results. Tectonique actuelle et récente en Belgique. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 112 (2): 443-452.
- VERCOUTEURE, C. & VANDENHAUTE, P., 1993. Post-Palaeozoic cooling and uplift of the Brabant massif as revealed by apatite fission track analysis. *Geol. Mag.*, 130 (5): 639-646.

Manuscrit reçu le 04/04/1994; accepté le 12/10/94.