
**GEOLOGIE DU KAOLIN ; CAS DU BASSIN DES
CHARENTES**

On présente ici brièvement la géologie du bassin des Charentes. Une étude bibliographique est faite sur la géologie de gisements similaires de Géorgie (USA) et du Brésil. Cela permet de mieux comprendre les processus de formation des gisements kaoliniques du bassin des Charentes.

Les gisements actuels du bassin des Charentes sont plus riches en Al_2O_3 que ceux déjà exploités. On constate la présence d'argiles hyperalumineuses dans ces gisements: une partie de ce chapitre est donc consacrée à l'étude de leur formation.

III.1. Géologie et la formation du kaolin

Avant de décrire l'origine des argiles kaoliniques du bassin des Charentes, Il parait nécessaire de rappeler brièvement les connaissances concernant la genèse de la kaolinite, les paramètres et les phénomènes déterminants la composition minéralogiques du kaolin. A titre d'exemple la formation des kaolins commerciaux de Georgie et de Caroline du sud est brièvement présentée.

III.1.1. Introduction

Les minéraux argileux résultent soit de la désagrégation (altération physique) d'une roche argileuse préexistante appelée roche primaire (minéraux hérités) soit de l'altération chimique par transformation d'un minéral (minéraux secondaires) soit de la précipitation à partir d'une solution (minéraux néoformés). Chacun de ces modes de formation donne des informations sur

- les conditions d'altération au niveau de la région source ;
- les conditions de transport ;
- les conditions géochimiques environnementales.

Le degré d'altération (physique et chimique) va dépendre de la combinaison de plusieurs facteurs qui vont déterminer la nature et la quantité des minéraux secondaires formés. (figure III.1). Les facteurs principaux sont :

- le climat (température, humidité, alternance saisonnière) qui contrôle le degré d'hydrolyse mais également le type de végétation, la densité de la végétation, l'intensité de l'activité biologique ;
- le relief qui détermine le degré de drainage ou de confinement ;
- la nature de la roche-mère qui conditionne la séquence des minéraux formés.

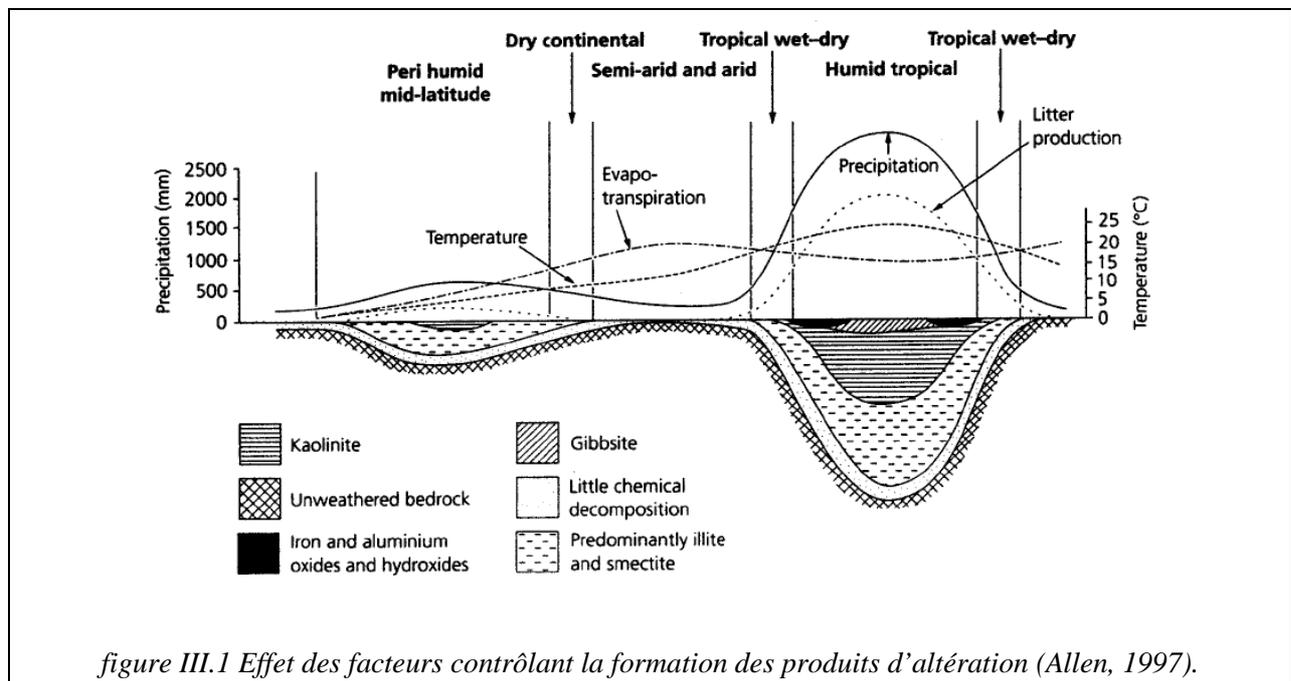


figure III.1 Effet des facteurs contrôlant la formation des produits d'altération (Allen, 1997).

III.1.2. Voyage des éléments de la roche mère au kaolin

III.1.2.1. Altération initiale

La kaolinite peut être produite par l'altération d'une roche basique par une hydrolyse très forte, mais généralement on l'associe avec des roches mères feldspathiques plus acides.

La transition du granite (feldspath) à la kaolinite a été étudiée par de nombreux chercheurs dans la nature, en laboratoire et par calculs thermodynamiques. Velde (1985) cite de travaux sur ce sujet dès 1957. L'altération des feldspaths et des micas consiste en une série de réactions dans lesquelles les cations (par exemple Na, K, Ca, Mg) du minéral passent dans la solution en échange des ions H ou d'autres cations (Marshall 1962). Le lessivage intense de n'importe quel minéral silicaté conduit systématiquement à des kaolinites. Par exemple dans le cas des feldspaths potassiques on a :

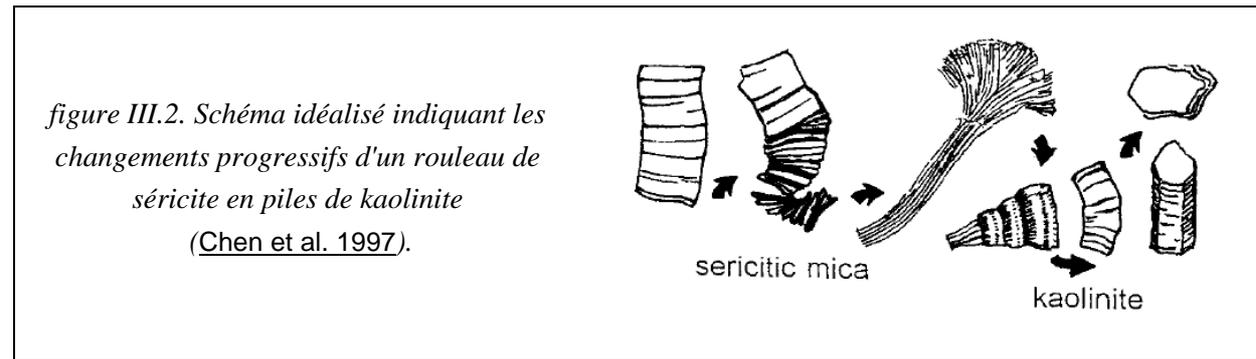


La teneur en CO₂ de l'atmosphère semble un paramètre important. Un exemple cité dans le travail de Thiry et al. (2003 et 2005), montre qu'un profil à kaolinite est obtenu trois fois plus vite (c'est-à-dire avec trois fois moins de pluviosité) quand la teneur en CO₂ de l'atmosphère est multipliée par 10, comme le prédisent, pour le Crétacé inférieur, le modèle de Berner et celui de Ekart et al. Ceci signifie qu'avec une pluviométrie similaire les profils s'approfondiraient trois fois plus vite que sous les conditions atmosphériques actuelles. L'abondance de CO₂ accélère fortement la formation de profils kaoliniques profonds, sans avoir besoin de recourir à des durées d'altération aussi longues ni des climats aussi chauds et humides qu'on ne le pensait précédemment. Ceci explique pourquoi les profils kaoliniques ont été répandus durant le Crétacé, même hors des latitudes tropicales, et sous des climats plus tempérés et moins humides que sur la terre actuelle. En revanche, l'augmentation de la pCO₂ n'a pas d'effet direct sur l'apparition de la gibbsite.

Il semble que la granulométrie (ou la surface spécifique) ne joue pas sur la vitesse d'altération des feldspaths. Une étude expérimentale a été faite par Holdren et Speyer (1985) sur la dissolution des feldspaths aux basses températures dans les solutions de pH modéré (3-9). Cette étude réalisée sur cinq fractions de taille, (600-300, 300-150, 150-75, 75-38 et 38 micron), montre que, alors que la surface spécifique varie d'un facteur de 20, le taux de dissolution ne varie que d'un facteur inférieur à 2. (Holdren et Speyer. 1985).

Comme on le verra dans le chapitre prochain, la composition du mica des kaolins des Charentes est très proche d'une phengite, c'est pourquoi on présente ici une bibliographie brève de l'altération de la biotite qui peut être un minéral initial avant l'altération. Les études de l'altération de biotite montrent que celle-ci se transforme en interstratifié biotite-vermiculite ou en vermiculite dans les séquences de sol saprolitique. Les vermiculites sont elles-mêmes finalement décomposés en kaolin et oxydes /hydroxydes métalliques (Jeong et Kim 2003). Les minéraux secondaires tels que l'oxyde de fer sont précipités la plupart du temps sur les surfaces latérales. Les observations de Murikami et al. (2003) suggèrent que le fer libéré soit précipité avant qu'il ne passe en solution. La formation des couches de vermiculite entre les couches de biotite se produit même aux étapes précoces de l'altération, quand la biotite n'est pas riche en fer [plus de 0.8 magnésium par O₁₀(OH)₂]. Ainsi, un contenu plus élevé de magnésium dans la biotite facilite la formation de la vermiculite.

Les couches de kaolinite se développent généralement d'abord dans une partie restreinte du cristal original, procédant de couche en couche et remplaçant par la suite l'ancien cristal de biotite en totalité (Jolicoeur 2000, Murphy 1998). De cette manière la biotite prend la forme d'une vermicule de la taille d'un sable. Les études expérimentales de Malmström (1996) ont montré que la formation d'argiles peut-être rapide dans la nature (semaine-mois).



Des nombreuses références citées dans les articles de Macias Vaquez (1981), Wlaker et al. (1989) et de Jolicoeur et al. (2000) montrent que la gibbsite peut apparaître pendant les étapes initiales de l'altération et sous des environnements moins sévères que le climat tropical humide généralement invoqué pour expliquer sa présence dans les formations superficielles.

Il existe un processus rapide à l'origine d'une gibbsite dite primaire, apparaissant dans l'étape initiale de l'altération de divers aluminosilicates, où elle serait l'un des premiers produits cristallins de la néoformation. Ce mécanisme a été observé pendant l'altération des plagioclases, où la gibbsite était cristallisée sur une couche amorphe formée sur les surfaces des cristaux de plagioclase. La gibbsite primaire cristallise au sein des minéraux originels de la roche mère, avec maintien des structures pétrographiques. Ainsi dans les horizons supérieurs de sols formés sur des gabbros, Macias Vaquez (1981) a constaté que la gibbsite était présente principalement dans des fragments de roche altérés. Il s'agit d'une accumulation par départ des autres composants, ce qu'on appelle une accumulation relative.

Rebertus et al. (1986) considèrent que la biotite empêche la précipitation de gibbsite du fait de son altération en vermiculite qui fournirait des sites d'absorption préférentiels dans les couches d'intercalation pour l'aluminium libéré par l'altération des minéraux.

Cependant la gibbsite est instable en présence de quartz ou d'eaux légèrement siliceuses, elle se transforme en kaolinite. Selon Thiry, on ne peut donc pas envisager de transporter la gibbsite dans les rivières et de la déposer. Ce phénomène n'est d'ailleurs pas observé dans la nature.

Le silicium est, après le carbone, l'élément majoritaire des colloïdes des eaux de circulation du sol. Ces colloïdes siliceux sont précurseurs des composés solides du sol. Dans le système podzolique il s'agit de proto-imogolite (Al/Si proche de 2) précurseur d'imogolite.

L'altération des minéraux se poursuit dans les sols (podzolitiques) développés sur les roches mères (granitiques). Cela implique en particulier la décomposition des feldspaths plagioclases, de la biotite et des micas dioctahédraux à grain fin. La précipitation de l'allophane de proto-imogolite produit par la transformation de minéraux micacés préexistant comme vermiculite et smectite. Une telle altération est réalisée principalement par les effets des acides organiques. Il est possible que l'introduction d'acides minéraux dans le processus puisse produire des changements importants sur la nature du processus de l'altération et de la précipitation. Cela peut mener le système des sols plus acides à une augmentation en aluminium ionisé des eaux des sols et des ruisseaux (Wilson M.J. 1986).

Le taux d'altération augmente avec le désordre structural de la kaolinite, mais les différences observées ne peuvent pas être entièrement expliquées seulement par la diversité des structures et du réseau cristallin. Les impuretés minérales qui apparaissent généralement dans les kaolinites normales peuvent affecter le taux d'altération et également la stœchiométrie d'Al/Si du processus (Hradil et al 2002).

III.1.2.2. Transport

Les produits fins issus de l'altération peuvent être transportés par les eaux courantes. La masse transportée par les systèmes fluviaux est surprenante l'Amazone, par exemple charrie 1200×10^6 tonnes annuelles de sédiment depuis le continent sud-américain jusqu'à l'océan (Martinelli et al. 1989).

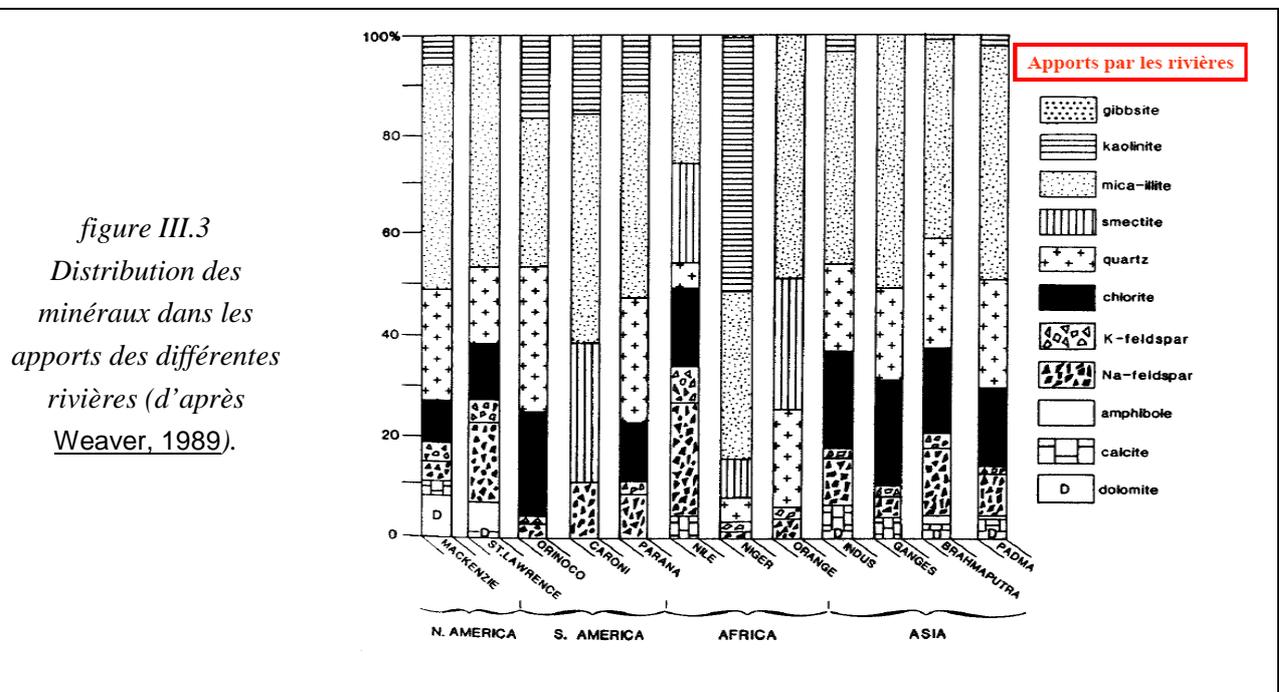
La figure III.3 montre la distribution des minéraux dans les apports de différentes rivières. La kaolinite est importante dans les rivières des régions tropicales (Niger, Congo, Nil, Orange). Compte tenu de leur taille, les argiles vont rester longtemps en suspension et vont donc être transportées en suspension préférentiellement par rapport aux autres minéraux des fractions plus grossières. On constate de plus un enrichissement progressif des rivières vers les océans ou les lacs.

III.1.2.3. Sédimentation

Hurst et Pickering (1997) ne pensent pas que les processus sédimentaires soient capables de produire à eux seuls un kaolin commercial (blanc et pur), ceci pour deux raisons bien connues :

1) l'altération, qui produit des particules de kaolinite, produit simultanément des particules hydrauliquement équivalentes de smectite, d'illite, d'illite/smectite et de pigments ferriques. Matière organique et silice biogénique s'ajoutent au cours du transport ou lors du dépôt. Ces composés intimement associés ne peuvent pas être séparés efficacement par des processus sédimentaires.

2) les forces extérieures (surface des cristaux) influencent fortement le comportement des particules d'argile (ou ayant la taille de l'argile) en suspension et empêchent leur séparation hydraulique.



III.1.2.4. Altération secondaire

L'aluminium est moins mobile des éléments qui nous intéressent. La poursuite de l'altération transforme logiquement la kaolinite en hydroxyde d'alumine, en libérant de la silice en solution. Ceci exige la présence de matières organiques et des eaux acides.

Cailleres et al. (1989) citent les expériences de G. Pedro soumettant divers types de roches à un lessivage intensif dans un appareil extracteur ; quand l'atmosphère du soxhlet est enrichie en CO₂, le fer est également éliminé. Le produit restant ne contient plus que des hydroxydes d'aluminium, gibbsite et boehmite.

Les expériences rapportées par Robert et al (1979) montrent qu'il existe des différences significatives dans la décomposition des minéraux en milieu acide selon le type d'acide utilisé. Ces expériences ont comparé les effets (pH des 3 à 5) des acides complexes organiques, tels qu'acide oxaliques, citriques et tartriques et des acides minéraux dilués sur des divers minerais micacés. Les acides complexes sont capables d'extraire deux à trois fois plus d'aluminium que les acides minéraux (HCl et H₂SO₄) au même pH. Par ailleurs il apparaît que les acides complexes provoquent la désorganisation

complète de la structure minérale tandis que les acides minéraux induisent la formation de l'hydroxyde d'aluminium inter-stratifié des vermiculites.

La gibbsite secondaire se surimpose aux anciennes structures dans les joints, fissures et pores. Pour cette raison, elle est considérée comme une addition ou accumulation absolue. La gibbsite se forme sur place sous l'influence de milieux acides et organiques qui favorisent l'attaque de la kaolinite, la solubilisation de l'aluminium, puis son évacuation et sa précipitation sous forme de gibbsite quand les solutions sont neutralisées/oxydées. Le transport est faible. Ce ne sont pas les niveaux argileux qui fournissent Al, mais les niveaux organiques, ligniteux, qui sont beaucoup plus perméables. C'est souvent à proximité des lentilles ligniteuses que l'on a des argiles à gibbsite associées à des kaolinites très bien cristallisées (qui doivent avoir une origine similaire par précipitation à partir de l'aluminium et de la silice des solutions).

Cette acidification résulterait de l'oxydation de sables pyriteux (production d'acide sulfurique), ou selon les cas, du lessivage des accumulations ligniteuses (enrichissement de l'eau en acides organiques).

Cependant on trouve également des kaolinites à gibbsite dans des environnements dépourvus de matières organiques et riches en oxydes de fer (bassin de Sydney) ([Loughnan, 1978](#)).

Des zones verticales allongées d'argile blanche sont observées dans les matrices d'argile ferrugineuse rouge. Ces zones sont probablement développées par la dissolution des oxydes de fer autour des racines d'arbre. Le déplacement du fer autour des racines d'arbre étant affecté par la masse microbienne de la matière organique, qui produit une condition réductrice, dans laquelle les oxydes Fe^{3+} sont dissous et redistribués ([Phag et al. 2004](#))

III.1.3. Minéralogie des kaolins

Les kaolinites ont des formes variées, la taille observées varient de 0,1 à 0,8 μm . En général leurs formes sont hexagonales typiques à presque losangiques. Les kaolinites observées contiennent presque toujours du fer ; sur les particules claires, la sonde X donne un rapport pondéral Fe_2O_3/Al_2O_3 de 0,01 à 0,03. Certaines kaolinites semblent recouvertes d'une pellicule sombre, la teneur en fer est nettement supérieure à celle de "kaolinites plus claires", de forme plus géométriques. La plus grande opacité pourrait résulter de la présence de fer recouvrant les particules ([Esteoule-Choux J.1981](#), [Keller W.D., 1976, 1977 et 1978](#)).

L'oxyde de titane se présente généralement sous forme d'anatase, très fréquent en cubes ou en hexagones allongés, opaques, de taille variable en général faible ($< 0,2 \mu m$), mais pouvant atteindre plusieurs microns).

La gibbsite est observée sous forme globulaire, de section carrée à rectangulaire. Sa taille dépasse nettement celle des kaolinites. Dans le plan observé sa taille avoisine celle des kaolinites. La gibbsite ne contient pas de fer détectable par microanalyse X (sensibilité : environ 0,1 %).

Il existe des muscovites de toute taille, depuis la plaquette millimétrique jusqu'à la paillette micronique (illite). L'illite est en général beaucoup plus grossière que la kaolinite, et se présente sous forme de plaquettes allongées plus ou moins rectangulaires. L'estimation quantitative du fer est délicate car il est très rare d'observer des illites bien libérées des kaolinites ([Delineau 1994](#)).

Les oxydes et hydroxydes de fer se présentent en amas composés de petits grains accolés de très petite taille, on les trouve également sous forme de petites aiguilles. La taille des éléments de base est en général bien inférieure à celle des particules de kaolinite.

[Banos et al. \(1983\)](#), dans une étude de microscopie électronique de transmission à haute résolution de biotites tectoniquement déformées, ont observé des couches intercalaires partielles de brucite, qui

forment, avec les couches de talc et les couches de chlorite, interstratifiées dans la structure du mica et parallèle à la surface de clivage. La présence de brucite est interprétée par la brucitisation d'un niveau de couche intercalaire du mica. C'est un exemple d'un processus chimique à la balance atomique favorisé par des microstructures de déformation.

Le quartz dont l'analyse morphologique peut témoigner de l'histoire des sédiments, est en général plus grossier que la kaolinite, de forme variable, parfois bipyramidée ou triangulaire.

III.1.4. Origine et la formation des kaolins commerciaux de Géorgie et de Caroline du Sud

Les kaolins de la Géorgie et de Caroline du Sud qui constituent une des plus grande réserve mondiale de kaolin, sont très bien étudiés. Ils sont un bon exemple pour présenter les facteurs importants sur la formation des gisements économiques de kaolin.

Les gisements kaoliniques de Géorgie sont de type sédimentaire, composés des matériaux transportés de roches plus anciennes de Piedmont et de Blue Bridge, ces produits d'altération ont été érodés et déposés dans des étangs (eau stagnante de faible profondeur, d'extension habituellement plus petite qu'un lac et souvent colonisée par la végétation) et des lagunes près et le long du littoral pendant la fin du Crétacé et le début du Tertiaire (Edward 1963, Elza Kogel et al., 2002).

Bien que de nombreuses études aient été consacrées au sujet de la genèse des gisements de kaolin de Georgie, aucune explication n'est universellement admise pour leur origine. La polémique a porté sur deux questions principales :

- origine des différences de granulométrie (plus de 75 % < 80 µm ou moins de 45 % < 2 µm) selon les dépôts
- origine de la pureté et de la blancheur : sédimentation ou processus post sédimentaires ?

On convient généralement que la source finale pour les gisements commerciaux de kaolin sont les roches ignées et métamorphiques de la province de Piedmont. Les données des éléments traces de Dombrowski (1993) suggèrent que des kaolins fins et grossiers peuvent avoir dérivés de roches différentes du Piedmont : le granite et le gneiss seraient les roches source pour les gisements de kaolins grossiers, alors que les roche de type phyllite seraient responsables des kaolins fins. Buie (1979) a proposé la possibilité d'une origine volcanique pour les kaolins de Géorgie (Yuan J. 2002).

La plupart des chercheurs conviennent que les kaolins tertiaires fins ont été déposés dans un milieu intermédiaire (laguno-saumâtre) proche de l'environnement de la côte actuelle de Géorgie et de Caroline du Sud. Plusieurs arguments soutiennent cette conclusion, parmi lesquels :

- Le faciès lithologique des sédiments tertiaires
- La géométrie et l'ampleur latérale des gisements de kaolin
- L'association face à face des plaquettes fines de kaolin
- L'abondance de pyrite
- La présence d'opale-CT (biogénétique)
- La présence des zones de bioturbation
- La présence de traces et de microfossiles marins.

Les théories précédentes supposaient que la kaolinite a été formée principalement par une altération in situ du feldspath et du mica du granitique et des roches gneissiques du plateau du Piedmont, et que la kaolinite a été plus tard transportée par le fleuve en zone côtière. La pureté des gisements de kaolin a été attribuée au processus de sédimentation. Il apparaît actuellement que les kaolins de Géorgie ont été

déposés comme des boues organiques foncées typiques dans une séquence deltaïque de sables et de roches détritiques de plaine d'inondation et d'argiles de zones marécageuses. Ce qui est maintenant de l'argile kaolinique presque pure, a été blanchi par l'altération (zone d'enfouissement), et par l'action bactérienne, qui a joué un rôle essentiel dans le déplacement du Fer et de la matière organique (Hesrt et Pickering 1997).

Les études de Shelobolina et al (2005) démontrent que les bactéries réduisant le Fer (III) et les bactéries oxydant de Fer (II) sont présentes dans les argiles (enfouies) et qu'elles sont capables de changer l'état d'oxydation du fer dans les argiles. Ainsi, il est probable que les bactéries impliquées dans le cycle du Fer aient joué un rôle significatif dans le déplacement du fer et de la matière organique dans les argiles de sub-surface de Géorgie.

Les bactéries et les champignons (fungis) agissent avec des minéraux argileux et synthétisent des composés organiques (Styriakova et al 2004). Le rôle de ces composés a été montré comme un facteur d'affectant la mobilité des ions métalliques. Styriakova et al ont étudié la biolixiviation de kaolin et de sable. La destruction biologique du mica (avec la formation de phengite) après départ du fer du réseau du mica a mené au développement d'illite, qui a été détecté par la microanalyse (détecteur EDS). Le développement d'illite augmente la fraction fine de l'échantillon (Styriakova I. et al. 2003).

Les paragraphes suivants offrent un résumé simplifié des événements significatifs qui sont maintenant pensés pour s'être produits pendant la formation des kaolins commercialement utiles dans la zone de la plaine côtière de la Géorgie selon Yuan 2002).

(a) Étape I (oxydant, pH presque neutre)

Pendant le crétacé et le début du tertiaire, un sol profondément altéré se développe sur les roches granitiques, beaucoup plus anciennes, de Piedmont et de Blue Ridge. L'altération est accentuée par le climat chaud et l'humidité et l'action agressive des micro-organismes, qui colonisent les roches exposées. Cette altération conduit au lessivage du calcium, du sodium et du potassium des feldspaths, éléments remplacés par les ions hydroxydes. De grandes quantités de sol latéritiques et de saprolite se sont formées de cette façon, contenant la kaolinite, l'illite, sable de quartz, et micas, aussi bien qu'oxydes de titane et de fer. Lors du soulèvement du Piedmont et du secteur de Blue Ridge l'érosion de la zone superficielle intervient, avec transport par des fleuves sous forme de sédiments boueux

Des fragments saprolitiques moins altérés sont déposés dans la partie supérieure des deltas, alors que les matériaux fins plus riches en argile sont déposés dans les environnements à plus basse énergie.

(b) Étape II (réducteur, pH presque neutre)

Les argiles ont été déposées dans des zones à très basses énergies, en environnements marécageux à pente faible avec développement d'une végétation abondante. La floculation des argiles (particulièrement ceux du kaolin fin du terme de Jeffersonville) a pu être facilitée par l'incursion périodique d'eau saumâtre pendant les périodes de tempêtes.

L'oxygène disponible dans le sédiment de l'eau du fleuve et de l'onde de tempête, est consommé rapidement par les micro-organismes hétérotrophes aérobies, qui métabolisaient la matière végétale en décomposition. L'environnement devenu fortement réducteur conduit au développement des bactéries anaérobies, et à la formation de la pyrite en raison de la réduction des sulfates organiques en sulfure d'hydrogène (H_2S) qui réagit avec Fe^{2+} .

(c) Étape III (oxydant, pH devenant acide)

Après plusieurs cycles d'émersion postérieurs au dépôt du kaolin, il y a eu des étapes intermittentes d'altération et d'érosion latéritique subaérienne, développant des discordances sur les surfaces exposées

des lentilles d'argile, qui développent des paléosols. Dès cette étape la cristallisation et la recristallisation de la kaolinite a commencé.

La bioturbation intense dans et à la surface de la discordance au dessus des kaolins correspond à des conditions oxydantes qui ont intensifié l'action bactérienne aérobie. La lixiviation latéritique aboutit au lessivage de Na, Ca et K de presque tout le feldspath restant ; la muscovite commence elle-même à se transformer en kaolinite. L'oxydation de la pyrite en hématite et en goethite débute, et l'anatase commencé à cristalliser à partir de biotites riches en Ti.

(d) Étape IV (réduction, pH restant acide)

Vers la fin d'Eocène une transgression conduit à un important dépôt (d'une épaisseur de 20 à 40 m) de sable et d'argile à smectite (Twiggs Clay). La présence d'une couche continue de smectite relativement imperméables isole les sédiments deltaïques de recharge en eaux souterraines, assurant une longue période de conditions réductrices qui ralentit l'action bactérienne qui a consommé une partie de la matière organique. La muscovite authigène pourrait avoir été produite sur les fragments détritiques de mica dans des zones riche en matière organique et lignite à la base des lentilles d'argiles.

(e) Étape V (oxydant, pH restant acides)

Au Néogène l'érosion ouvre une brèche dans les couches continues d'argiles de Twiggs, permettant l'entrée d'eaux souterraines oxygénées et légèrement acides qui vont saturer les lentilles d'argiles de la séquence deltaïque. Partout où la couverture imperméable d'argile de Twiggs est percée par l'érosion, le déplacement de matière organique reprend par oxydation chimique et action bactérienne. La recristallisation de kaolinite est ré-initiée. Le lessivage partiel du potassium de muscovite par l'eau souterraine conduit au développement de kaolinite vermiculaire très pure et de cristaux de kaolinite bordés de muscovite. La pyrite est convertie par oxydation en hématite et goethite. L'anatase cristallise à partir du titane libéré par la biotite.

Comme on constate, la formation d'un kaolin industriel est conditionnée par une série de processus physico-chimique. Même à l'intérieur d'un gisement l'intensité de ces processus peut être différente et aboutir à des kaolins de différentes qualités.

III.2. Stratigraphie et lithologie des sédiments du bassin des Charentes

Le résultat de Tableau II.8 montre que la possibilité d'intersecté d'un gisement du kaolin par la compagnie de sondages au stade de la prospection (500 m) est très faible. Ce qui témoigne de l'importance d'une connaissance géologique et lithologique du bassin comme outil de la prospection. Dans cette partie on les présente brièvement.

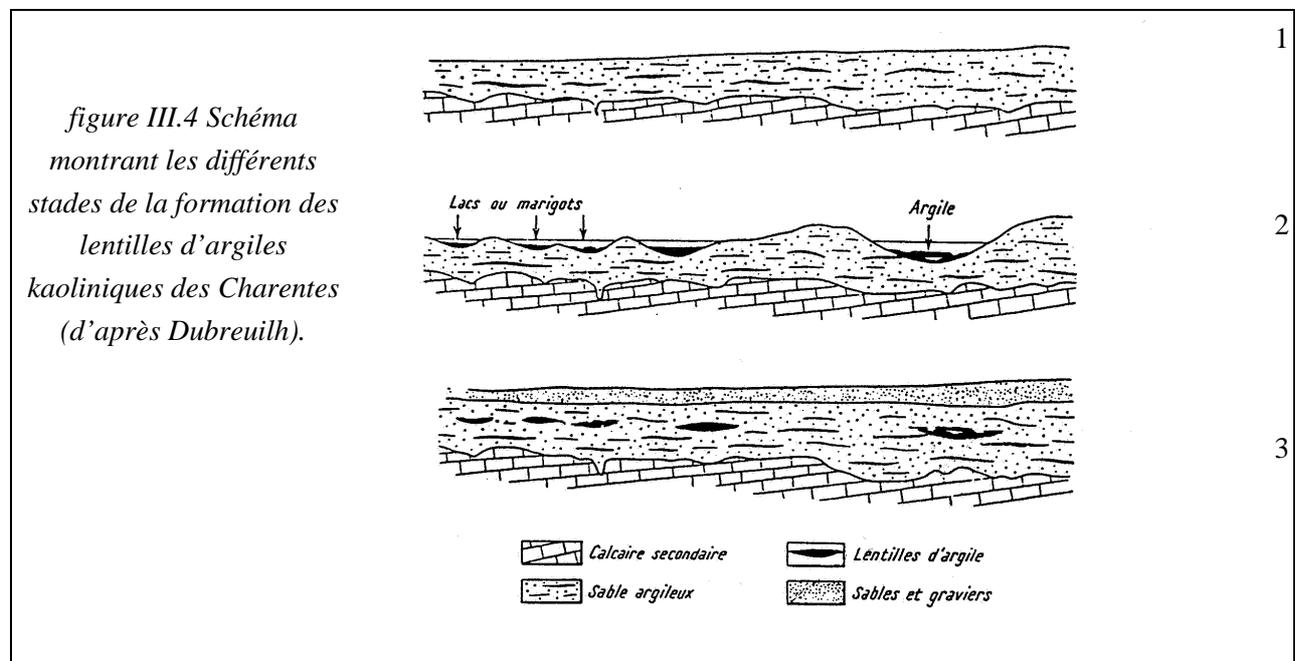
III.2.1. Formation des sédiments

Les concentrations argileuses dignes d'intérêt économique au sein des dépôts tertiaires sont constituées d'une succession complexe et apparemment désordonnée d'argiles, de sables, de graviers et de galets. Les étapes fondamentales des processus géologiques dont sont issues les argiles kaoliniques des Charentes peuvent se résumer ainsi ([Kulbicki, 1953](#) ; [Millot 1964](#) ; [Marchadour, 1980](#) ; [Dubreuilh et Platel, 1982](#)) (figure III.4) ;

- installation à l'éocène inférieur d'une zone deltaïque à la bordure N-E de la mer d'Aquitaine, sur une plate-forme carbonatée présentant des reliefs structuraux qui

influencent la direction et l'organisation des chenaux d'écoulement du delta (pour plus de détaille voir figure III.9),

- mobilisation, transport fluvio-torrentiel et dépôt de produits sablo-argileux ferrugineux ("latérites") résultant de l'altération sous climat chaud et humide de granites du Massif Central.
- dépôt de lentilles d'argiles kaoliniques par séparation gravitaire à la faveur de dépressions topographiques (lacs, marécages, zone d'affaissement ou de soutirage karstique) : les ruisseaux qui alimentent ces dépressions se libèrent des sables et graviers qui sédimentent dès que l'énergie du milieu de transport chute (à l'entrée de la cuvette), tandis que l'argile sédimente lentement au cœur de la lentille. Certaines couches contiennent des accumulations ligniteuses en raison de la végétation des marécages qui tend à mourir et être enfouie sur place, et de l'érosion de la bordure des berges pratiquée par les chenaux fluviaux.



- évolution chimique et minéralogique des dépôts au cours des processus de la diagenèse avec possibilité de phénomènes de dissolution-recristallisation (néoformation de kaolinite ordonnée et de gibbsite), de réduction (formation de sulfures de fer). Possibilité d'action pédogénétique à la surface des sédiments (traces de terriers et trabécules)
- comblement par une sédimentation détritique grossière et progradation de la zone deltaïque vers la mer ouverte au sud-Ouest

III.2.2. Histoire géologique du bassin aquitain

Dubreuilh (1984) résume l'histoire géologique du bassin à façon suivante (Tableau III.1). A la fin de la période secondaire s'amorce une régression généralisée qui affectera progressivement la plate-forme nord-aquitaine. Dans la région Aquitaine, le domaine profond se situe au cœur de la cuvette landaise, et la partie septentrionale du bassin est une vaste plaine marécageuse, vers laquelle convergent deux grands émissaires venant, l'un du nord-est de la région nord-limousine et l'autre plus oriental, probablement des Monts-du-Cantal. Un troisième, de compétence nettement plus réduite intéresse la région sud-orientale,

témoin de la branche la plus septentrionale d'un édifice dont l'origine est à rechercher aux environs de la Montagne noire. La plaine d'épandage, très vaste est parcourue par un chevelu de chenaux à faible compétence, avec des étendues d'eau douce considérables, permettant l'implantation, de vastes tourbières.

A la régression succède une période d'altération intense qui affecte la plate forme nord-aquitaine, où le climat de type tropical chaud et humide, va largement contribuer à la continentalisation du bassin, par le jeu conjugué de l'altération pédogénétique, du ruissellement et de la karstification. La roche mère est altérée de toutes parts, par les agents atmosphériques. L'altération ferrallitique se développe d'abord sur les paléo-reliefs, alors que les zones basses et le domaine karstique reçoivent les faibles apports du ruissellement, dont les dépôts à caractère chimique évolueront lentement sous les effets de la diagenèse.

Durant l'Yprésien inférieur (Sparnacien Eocène inférieur) des argiles kaoliniques se décantent lentement dans de vastes étendues lacustres. Les différents émissaires construisent un vaste édifice deltaïque, au moyen de longues flèches sableuses lancées en avant au débouché de leurs exutoires. L'engorgement progressif de la plaine deltaïque durant cette période de calme tectonique relatif, va progressivement s'opérer. Quelques légers mouvements différentiels du bassin vont cependant permettre de brèves phases transgressives. A la charnière entre les apports septentrionaux et sud-orientaux se dessine un golfe où règne une sédimentation de vase.

Dès le début de l'Yprésien supérieur (Cuisien), il y a rejeu positif du Massif-central et l'alluvionnement s'intensifie. Alors que l'instabilité du bassin ne cesse de croître, les structures anticlinales de Jonzac et Chalais-Saint-Félix sont alors marquées par un gauchissement vers le nord est, témoignant de l'intensité de la contrainte nord-sud. Les différents dispositifs de drainage se structurent et les émissaires septentrionaux assurent nettement leur prépondérance sur ceux de l'est et du sud-est.

Dès le Cuisien moyen, la mer se retire et le système deltaïque septentrional, grâce à son réseau structuré, avance fortement sur le domaine marin. La plaine deltaïque inférieure est alors marquée par le développement d'une végétation de mangrove, parcourue par un chevelu de chenaux de marée. Le delta, marqué par une forte dynamique fluviale, possède alors une configuration en « pattes d'oiseau », caractérisé par des levées importantes au débouché des distributaires assurant la progradation de l'édifice. La zone de front de delta se confond avec les talus sous-marin qui assurent l'assise de l'édifice et son avancé sur la plate-forme carbonatée.

Le climat semble plus chaud, toujours humide, avec les étendues d'eau douce nettement plus réduites. A la fin de l'Eocène inférieur, au maximum de la régression marine, la région nord-aquitaine est occupée par un bel édifice deltaïque.

Au début de l'Eocène moyen, la tendance détritique se poursuivra et s'amplifiera, par l'arrivée de puissantes décharges marquant un rajeunissement des reliefs du Massif central qui se sont surélevés sous l'effet de la compression. Les structures anticlinales préexistantes sont de nouveau gauchies vers le nord-est. Plusieurs transgressions marines viendront pénétrer les exutoires majeurs du dispositif deltaïque. Le climat chaud et humide favorise en alternance l'arrivée des décharges de type torrentiel, véritables crues boueuses. Mais l'édifice ne parvient cependant pas à assurer sa pérennité, étant déblayé en permanence par les courants de dérive littorale. Le réseau fluvial possède alors une direction nettement est-ouest, dont la sédimentation est réglée par les deux émissaires principaux débouchant dans la région centrale subsidente, où une frange languno-marine subsiste, mais nettement plus réduite géographiquement. A la fin de l'Eocène moyen, une période d'altération de type ferrallitique intervient, bien marquée sur les bordures exondées du Périgord, du Quercy et du Limousin.

A l'Eocène supérieur, la région Aquitaine est marquée par un alluvionnement intense, c'est l'apparition des faciès molassiques carbonatés d'Aquitaine.

Au début de l'Oligocène, le comblement du bassin se poursuit. Au Miocène, l'essentiel de l'histoire de la partie la plus orientale du bassin nord-aquitain est écrite. A la fin du pliocène, le bassin est totalement comblé et l'exutoire majeur, progressivement rejeté vers le nord par son propre

alluvionnement, acquiert la configuration de ce que l'on pourrait appeler une « paléo-Garonne », déposant les formations d'argiles à gravières du Bazadais, de l'Entre-deux-Mers, du Bourgeais et du Blayais.

Désormais à l'abri des influences marines, le bassin va être soumis à une phase de ruissellement et d'éolisations intenses, tout au long de la période post-glacière, lui donnant la configuration que nous lui connaissons aujourd'hui.

Tableau III.1 Evènements géologiques plus importants de la sédimentologie du bassin *

Ère	Système	Époque	Étage	Âge			
				Ma	±		
Quaternaire		Holocène		11430 a	130 a		
		Pléistocène		1,806	0,005		
Tertiaire	Néogène	Pliocène	Gélasien	2,588	0,005	Comblement total du bassin et l'exutoire majeur est progressivement rejeté vers le nord par son propre alluvionnement	
			Plaisancien	3,600	0,005	De nouvelles décharges détritiques se déversent sur l'Aquitaine, issues à la fois du Massif central et des Pyrénées	
			Zancléen	5,332	0,005		
		Miocène		23,03	0,05	Petites phases transgressives soumise à une continentalisation qui provoque la naissance des formations diagénétiques sur les bordures des étendues lacustres.	
	Paléogène	Oligocène	Chattien		28,4	0,1	
			Rupélien		33,9	0,1	Poursuite du comblement du bassin avec un réseau fluvial progressivement rajeuni et plus compétant,
		Éocène	Priabonien		37,2	0,1	Alluvionnement intense, dans une vaste plaine d'inondation
			Bartonien		40,4	0,2	Développement d'une végétation de mangrove dans la plaine deltaïque inférieure,
			Lutétien		48,6	0,2	Rajeunissement des reliefs du Massif central, l'arrivée de puissantes décharges, Régression généralisée de la mer, avancée du système deltaïque septentrional sur le domaine marin
			Yprésien		55,8	0,2	Sédimentation dans une vaste plaine marécageuse l'implantation, de vastes tourbières.
Paléocène	Thanetien		58,7	0,2	Régression généralisée de la mer, succession une période d'altération intense, La mise en solution des éléments crée les conditions d'un enfoncement et d'une karstification des reliefs, l'altération ferrallitique se développe d'abord sur les paléo-reliefs		
	Sélandien		61,7	0,2			
	Danien		65,5	0,3			
Secondaire	Crétacé	supérieur		99,6	0,9	Phase orogénique pyrénéenne, conditionnant de la dynamique des dépotes durant tout le Tertiaire	

* Etude de Dubreuilh (1982) est utilisée comme référence dans la construction de ce tableau

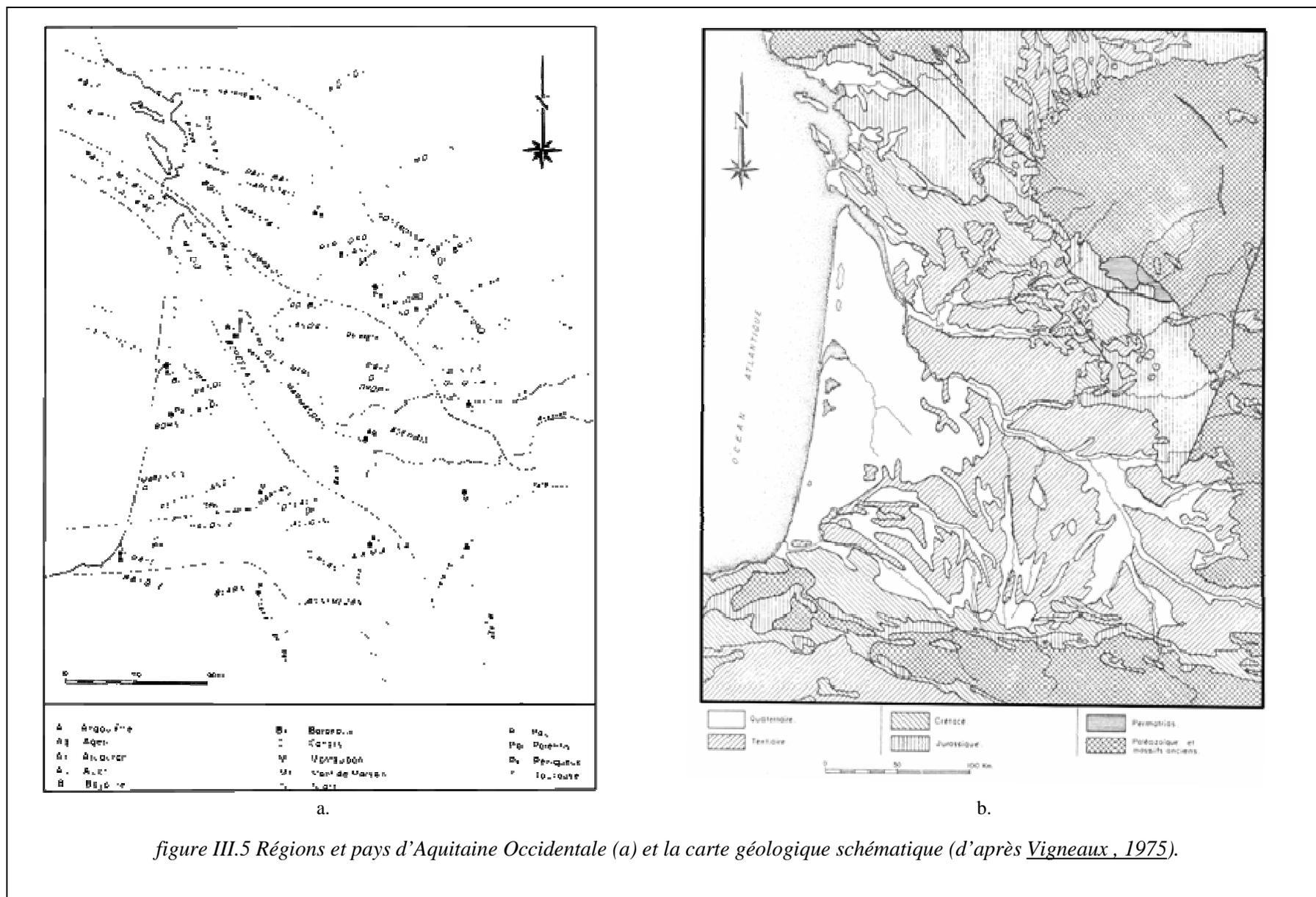
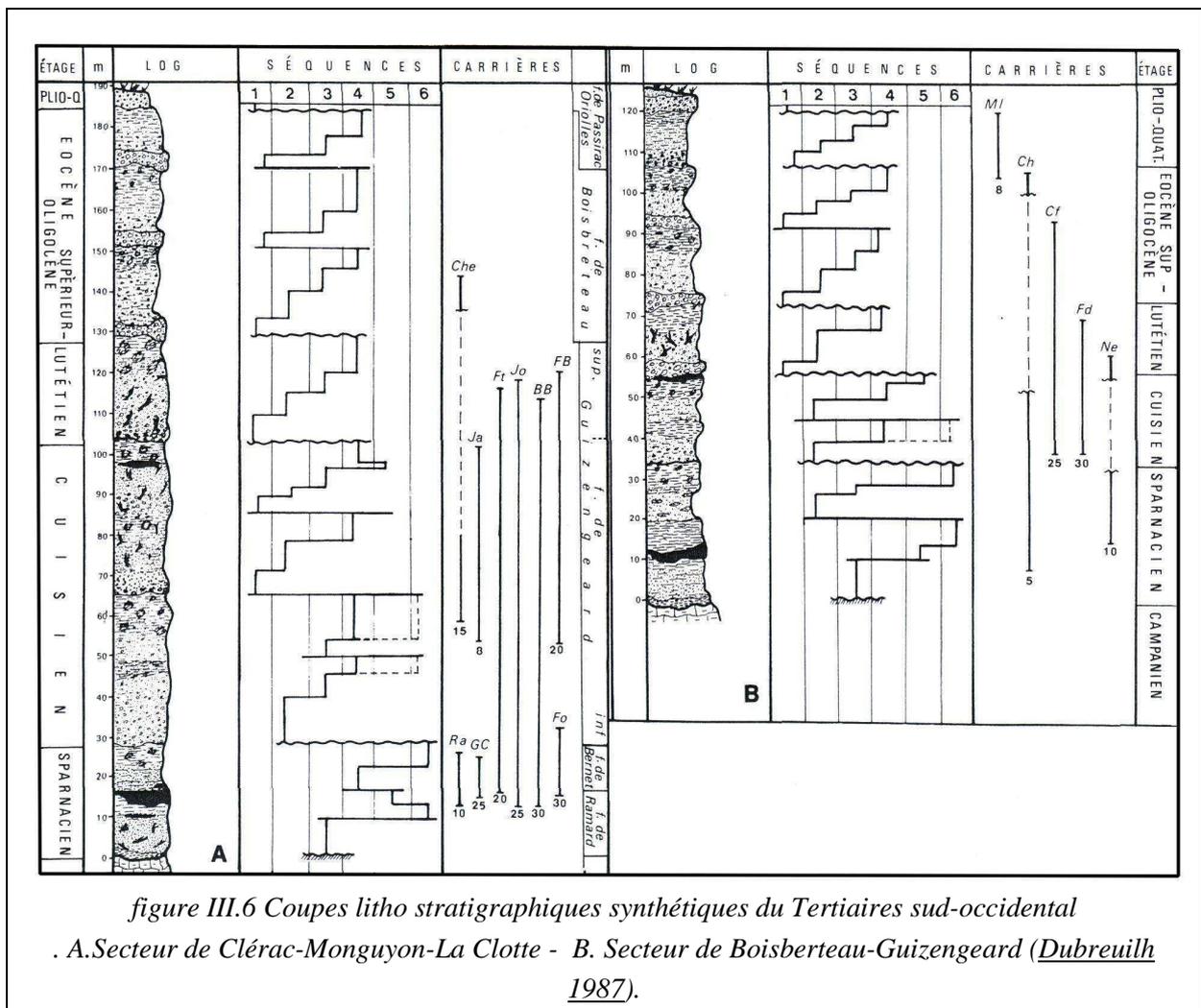


figure III.5 Régions et pays d'Aquitaine Occidentale (a) et la carte géologique schématique (d'après Vigneaux, 1975).

III.2.3. La stratigraphie locale, outil de la prospection

Pour la prospection des gîtes sédimentaires, l'outil stratigraphique a un rôle primordial. En ce qui concerne les kaolins des Charentes, des datations basées sur la paléoflore ont pu être avancées par Chateaufort et al. (1977), alors que simultanément, une approche sédimentologique, par méthode séquentielle (Dubreuilh & Platel, 1980), était employée pour découper la puissante série détritique en six unités cartographique tertiaires et une unité rapportée à la base quaternaire (Carte géologique de la France à 1/50 000, Barbezieux XVI-33).

Le nombre de découpages varie selon la façon dont ces unités sont regroupées et selon la position géographique (sud ou nord du bassin). Dubreuilh et al. (1984) les présente regroupées en 4 unités : sparnacienne, cuisienne, éocène moyen et éocène supérieur à oligocène. C'est dans les deux seules unités inférieures (sparnacienne et cuisienne) que sont exploitées les argiles kaoliniques des Charentes.

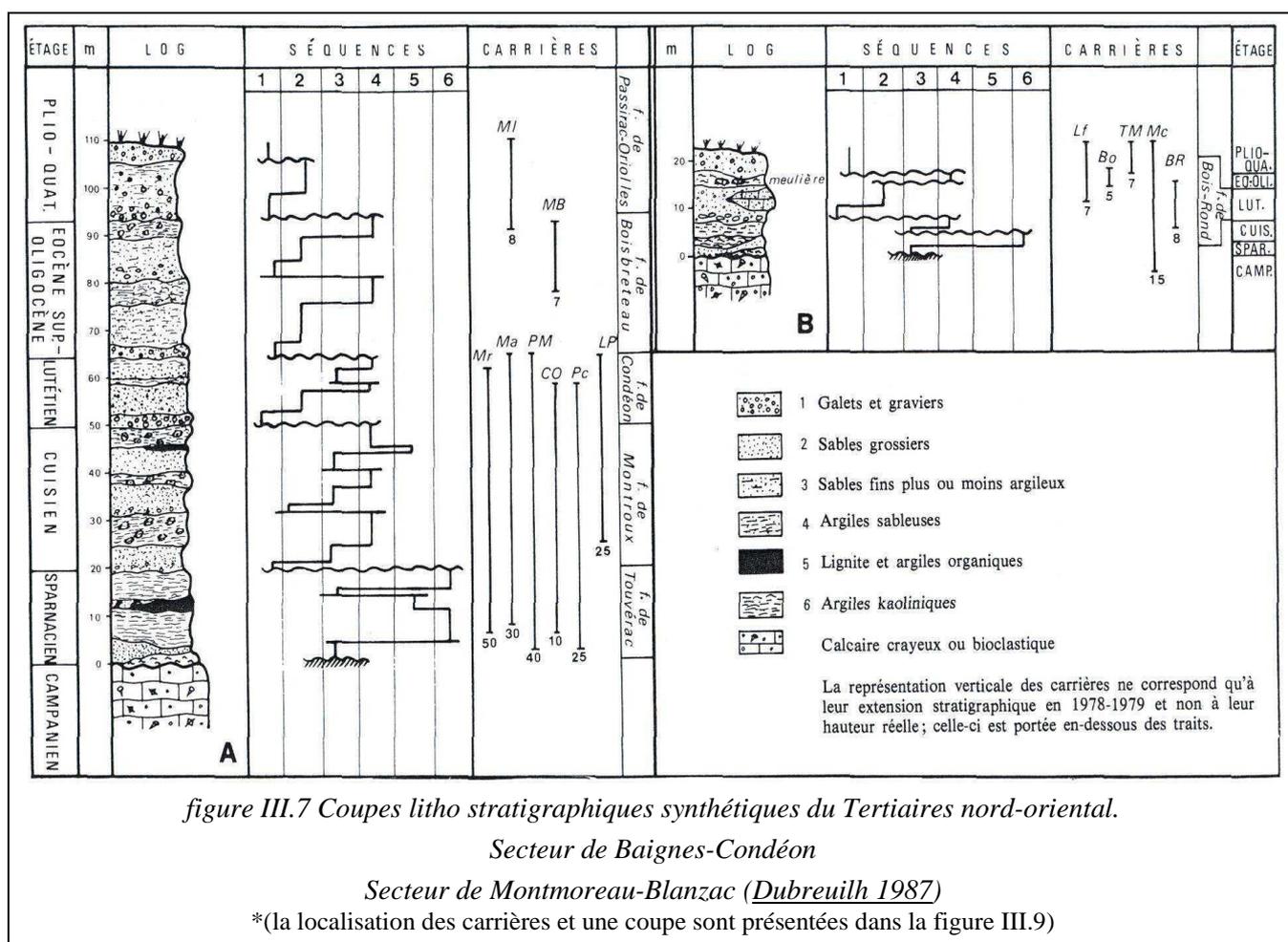


Le Tableau III.2 résume la stratigraphie tertiaire du bassin des Charentes. La figure III.6et la figure III.7 permettent de replacer la stratigraphie du bassin des Charentes dans celle du bassin. La figure II.7 permet de localiser les carrières.

Dubreuilh et Platel (1982) proposent de nombreux critères de différenciation dont les principaux sont les suivants :

Le Sparnacien inférieur (Yprésien inférieur) correspond au NE à la formation de Touvérac inférieur et au SW à la formation de Ramart. Il comprend des argiles kaoliniques gris-blanc du lignite et des sables gris. La kaolinite y forme la totalité des argiles avec, exceptionnellement 10 % d'illite dans le secteur Clérac-Montguyon.

La partie supérieure du Sparnacien correspond au NE à la formation de Touvérac supérieur et au SW à la formation du Bernet. Elle comprend des sables jaunâtres à pyrite diffuse et des argiles kaoliniques gris-blanc. L'illite est presque toujours présente avec une teneur de 10 à 20 %.



Le Sparnacien supérieur - Cuisien inférieur correspond au NE à la formation de Montroux au SW à la partie inférieure de la formation Guizengeard. Il comprend des argiles Sableuses gris-vert à marmorisation rougeâtre et des sables feldspathiques vertes pales. Dans les secteurs de Guizengeard et de Clérac, la kaolinite est dominante à la base avec des traces de montmorillonite. La majeure partie renferme de 10 à 30 % d'illite et de 20 à 60 % de montmorillonite dans les secteurs de Baignes-Condéon (secteur nord du bassin des Charentes) et de Montreau-Blanzac.

Il est important de signaler la présence dans les sables de troncs fossilisés noirâtres localement très abondants. Leur étude confirme le climat tropical chaud et humide.

III.2.4. Epaisseur des dépôts

Les sédiments de tertiaires se sont déposés en discordance sur les calcaires du Campanien dans un environnement deltaïque. Ce phénomène de discordance est souligné par des produits d'altération des

calcaires. L'érosion et l'altération du calcaire jouent un rôle secondaire, mais assez important dans la constitution de paléotopographie.

Tableau III.2 Descriptions des formations tertiaires renfermant des dépôts argileux.

Etage	million d'années	Autre appellation	Formation	Description
Yprésien	48,6	Cuisien	Guizengard-inf. et Montroux	Constituée par une ou plusieurs séquences majeures de 10m de puissance environ, il s'agit des sables feldspathiques vert pâle, micacées avec quelques gravrières à la base, surmontés par des argiles silteuses, par fois sableuse vert olive présentant des marbrures rougeâtres, subissant des actions pédogénétiques précoces en se déposant dans des vastes zones très calme.
		Sparnacien	Bernet	Des sables micacés fins d'aspect soufré, des graviers et des petits galets de quartz gris reprenant les argiles kaoliniques inférieures sous forme de galets mous. La puissance de ce dépôt est de l'ordre de 8 à 10m au sud, alors qu'il est nettement plus réduit au nord.
	Ramard et Touvérac		Des sables fins argileux, gris clair, d'argiles blanches, ainsi que d'accumulations ligniteuses de 3 à 4m d'épaisseur à nombreux nodules de pyrite sur des argiles a nodules ferrugineux, liées à l'altération du toit du Crétacé Supérieur. Une à deux séquences sédimentaires y ont reconnues suivant les secteurs. Elle comporte des sables gris assez propres, renferment des troncs fossilisés noirâtres et des lentilles d'argiles kaoliniques blanches à grises. Ces lentilles hectométriques ont des épaisseurs variant de 0.5 à 7m. Une géométrie très perturbée à l'échelle des carrières avec des déformations post-sédimentaire importante	
	55,9			

Cette topographie va être importante pour la formation des premiers dépôts sparnaciens. Au fur et à mesure du comblement du bassin la surface devient moins erratique. La répartition générale des dépôts argilo-sableux sur le substratum calcaire est conditionnée par l'existence des structures synclinales dans lesquelles les dépôts atteignent leur maximum d'épaisseur. La puissance des sédiments accumulés varie de quelques dizaines de mètres au nord, à plus de 250 m au sud.

Toutefois, les importantes déformations des premières couches sparnaciennes observées dans certaines carrières ne semblent pas dues à des contraintes tectoniques et ne peuvent pas être expliquée par de telles contraintes. Une partie de la déformation est probablement la conséquence d'une compaction différentielle des argiles et des corps gréseux (figure III.8).

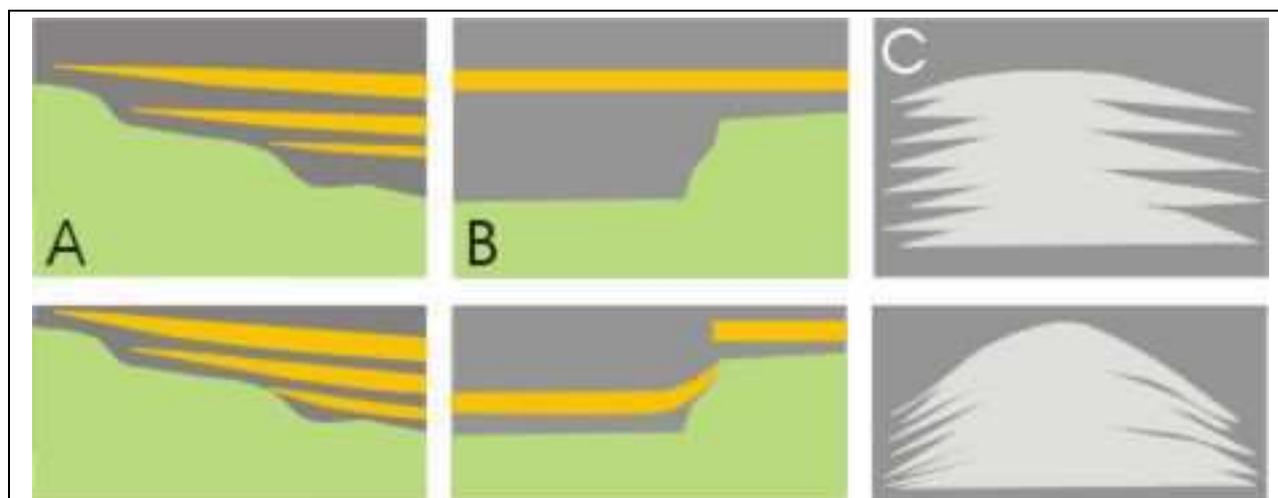


figure III.8 Effet de la compaction différentielle

Effet sur des corps gréseux (A), responsable d'un changement dans le pendage des unités ; sur un corps gréseux au-dessus d'une dénivelée (B), provoquant la formation d'une fausse faille synsédimentaire; sur des flancs d'un amas (C), modifiant le pendage des flancs et suggérant un faux relief synsédimentaire.

La forme en amas de certains gisements d'argiles kaoliniques est à mettre en relation avec soutirage karstique (voir figure IV.12). Ces amas remplis d'argiles sont centrées sur des zones de forte dépression au toit de calcaires et de géométrie plus ou moins fermée, mises en évidence par les sondages

serrés d'exploitation. Dubreuilh (1987) a constaté une liaison entre la présence d'argiles noires ligniteuses et pyriteuses et les dépressions karstiques du Périgord noir (Pombonne, Pagenal et la carrière du sauvage près de Fumel).

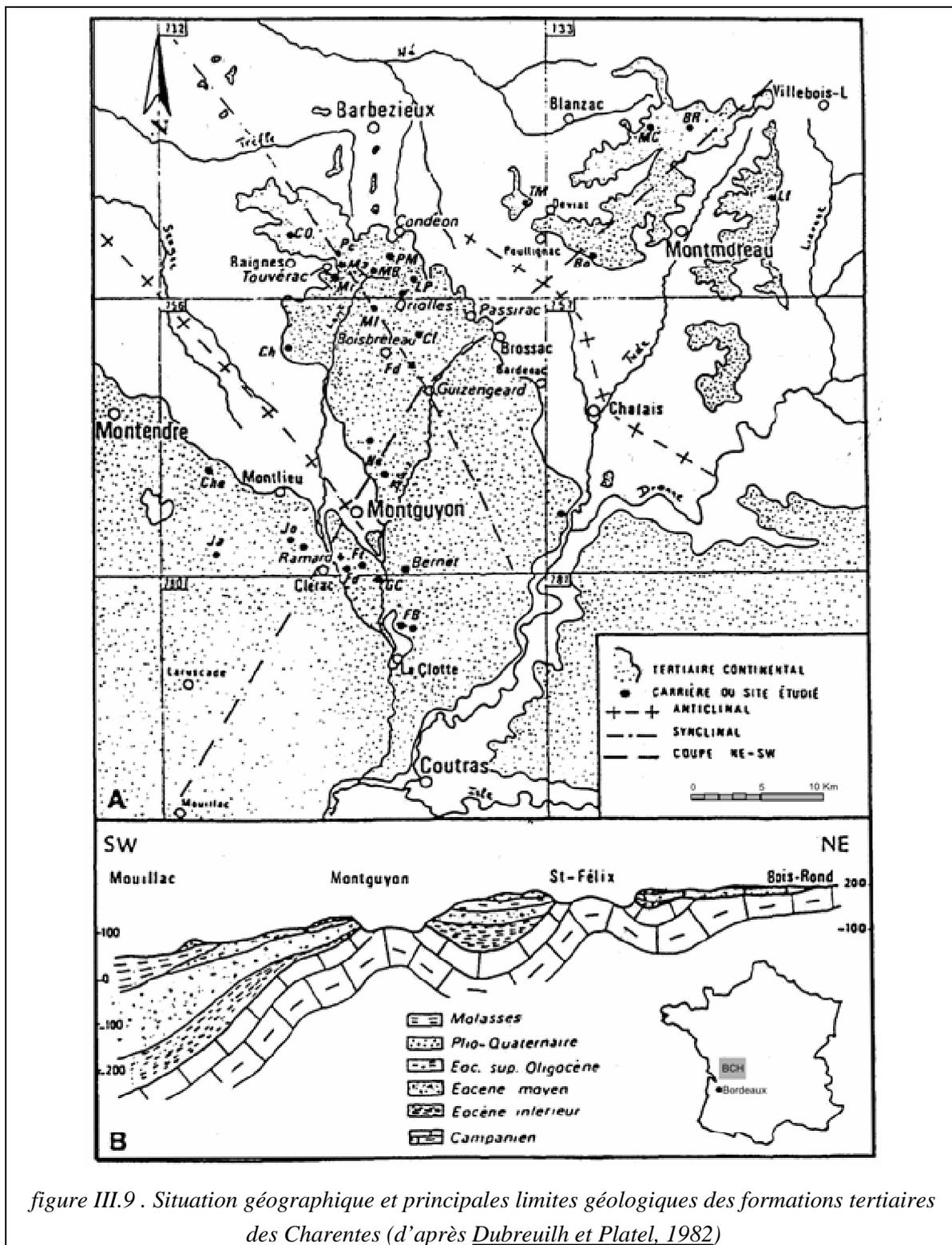


figure III.9 . Situation géographique et principales limites géologiques des formations tertiaires des Charentes (d'après Dubreuilh et Platel, 1982)

III.2.5. Les argiles hyperalumineuses

C'est la gibbsite $Al(OH)_3$ qui est responsable des teneurs élevées en aluminium. Ces argiles sont en général exemptes de quartz et de mica, et sont remarquablement pures (faibles teneurs en Fe et Ti). Elles contiennent en général une phase de kaolinite mieux ordonnée que la kaolinite environnante selon Delineau (1994).

Ce type d'argile a été décrit abondamment dans la littérature et observé dans des environnements différents du monde (Loughnan, 1978). Les appellations utilisées dans les différents pays traduisent l'aspect caractéristique de ces faciès : "flint clay" (argile à silex), "toasted clay" (argile grillée), "tonstein" (argile pierre), "beauxitic clay". Loughnan (1978) propose de les dénommer "clay rock facies", il donne la définition suivante : roche sédimentaire, anormalement indurée, constituée essentiellement de kaolinite avec seulement de faibles teneurs en mica et quartz, massive, ne présentant pas de lamination, à texture variable (oolithe, brèche, poudingue, ..) se présentant souvent en lits homogènes, continus de grande extension

Ces argiles sont observées en Charentes sous forme de nodules (8 à 10 cm de diamètre), blancs à gris, présentant une structure concentrique (teneur en gibbsite plus élevée au cœur) se séparant facilement du reste de la masse argileuse plus plastique. Ils deviennent très blancs après cuisson (Caillère et Jourdain, 1956). Selon Marchadour (1980), ces argiles sont fréquemment associées aux niveaux ligniteux ou aux sables pyriteux. Elles existent également sous forme de bancs massifs, indurés, très homogènes, de forte extension latérale et verticale jusqu'à 10 mètres), présentant une cassure chonchoïdale, et se découpant en blocs parallélépipédiques (Lanquine et Halm, 1951).

L'action des acides et des matières organiques a été reconnue comme responsable de la formation de gibbsite. Il y a donc circulation de solutions acides au sein d'un dépôt argileux déjà en place. Si tel est le cas, ces phénomènes de dissolution-recristallisation devraient recouper la stratigraphie. L'observation d'un tel profil d'altération n'est pas mentionnée jusqu'ici, on a au contraire souvent des niveaux massifs, continus de forte extension latérale.

Dans le cas des nodules à texture concentrique, et des niveaux à structure "poundinguiforme", il faut nécessairement envisager la reprise de matériaux déjà formés (Caillère et Jourdain, 1956; Kulbicki, 1956).

D'autres chercheurs ont attribué l'origine du kaolin de "semi-flint" à la floculation d'argile en présence d'eau de mer alcaline (Kesler 1956, Pickering et Hurst 1989, Dombrowski 1993).

La plus grosse concentration de ces argiles se trouve dans le secteur Centre (Guizengeard), cependant la présence de gibbsite est également constatée (localement) dans le secteur Sud mais avec des faciès argileux "normaux". Cela signifie que des phénomènes de dissolution recristallisation post-sédimentaires ont bien existé sur l'ensemble du bassin, même s'ils ne sont pas toujours suffisamment intenses pour se traduire par des faciès "pierreux" typiques

Selon Dubreuilh (1987), ces phénomènes sont principalement localisés dans la formation de Guizengeard inférieure (Cuisien), ils sont également observés dans les formations plus anciennes. Ils étaient absents dans la zone ancienne d'exploitation centrée sur Montguyon - Clérac

La zone principale d'exploitation était traditionnellement centrée sur ce secteur. Les résultats de prospection ont conduit à la découverte et à l'exploitation de gisements très importants d'argiles "hyperalumineuses" dans le Nord du bassin. L'utilisation de ces argiles pose un certain nombre de problèmes dans la mesure où leur comportement dans le circuit industriel est méconnu. C'est pourquoi une partie de cette étude a porté sur ces argiles.

III.3. Géométrie des dépôts de kaolin

Le bassin des Charentes renferme des gisements de différentes tailles et de différents types d'argiles. Pour contrôler les paramètres d'estimation, il est nécessaire d'avoir une bonne notion de la géométrie du gisement. Cette géométrie inclut la forme, l'isotropie, l'orientation et le pendage du gisement. La géométrie est utilisée comme un critère de classification. Delineau (1994) propose deux classes suivantes ;

1- Les gisements en boules : la partie exploitable de la lentille se trouve en fond de cuvette, et parfois sous une forme très profonde comme les puits comblés d'argile. La coupe d'un gisement est présentée dans la figure III.8 avec les différentes classes d'argile.

Exemple : Chez Arlot, Land de Pigéard.

2- Les gisements horizontaux : les couches argileuses sont très régulières avec une grande extension latérale. Exemple : Fontbouillant, Pas des Pierres, St Georges, BCH.

Cette classification est très générale. La formation d'une lentille argileuse est assimilable au comblement d'une cuvette. Les premières lentilles déposées subissent les non-conformités du substrat, tandis qu'au fur et à mesure du comblement, les dépôts se faisant sur une surface moins rugueuse deviennent plus réguliers. Dans ce cas, on aura un gisement mixte, composé d'une partie en boules (séquence inférieure) et de parties régulières (les séquences supérieures).

On distingue de plus des dépôts ayant une épaisseur très régulière, une grande extension latérale et pas de direction privilégiée, appelés de « type de nappe », comme le gisement de St Georges ; des lentilles chenalisées : l'extension est anisotrope, une dimension très petite dans la direction perpendiculaire au chenal et une grande dimension dans le sens du chenal. Epaisseur variée, parfois supérieure à 10 m ; dépôts appelés de « type chenalisé », comme le gisement de Grand Pas ; des lentilles massives sans structuration et normalement de petite taille, appelée de « type massif », comme le gisement de Jard.

L'avancement de la technologie et l'économie du travail à grande échelle permettent d'exploiter des gisements plus profonds, l'épaisseur de couverture de sable dans le gisement de BDR est entre 40 et 50 m, Ce genre de gisement est plus compliqué d'autant qu'on peut voir des lentilles continues et étendues dans la deuxième séquence, et en bas des lentilles chenalisées, surtout au Sud-ouest du gisement.

Les paramètres comme le positionnement des lentilles par rapport à la surface actuelle, le nombre de lentilles superposées, la relation entre les lentilles (distribution des lentilles dans l'espace d'estimation) méritent une attention particulière dans le processus d'évaluation et d'estimation où ces problèmes géométriques se superposent aux variations chimiques ou minéralogiques des argiles.

III.4. Classification des gisements de kaolin du bassin des Charentes

Une classification typologique du kaolin pourrait aider à gestion de destination d'usage du kaolin des Charentes.

L'étude de Yvon et al (1980) montre l'influence des défauts d'empilement (interstratification de feuillets potassiques) et des défauts dans le plan (a, b) (conséquence des substitutions de l'aluminium) sur les propriétés mécaniques des caoutchoucs chargés. Ils distinguent la répartition géographique de deux familles d'argile, en fonction de l'abondance et de la répartition des défauts structuraux. Yvon et al propose la classification des kaolins dans deux famille distingue présentées ci-après.

La première (famille A) contient des défauts liés à l'interstratification de feuillets micacés dans le kaolin et la quantité de défauts est liée positivement à la teneur en oxyde K_2O . On constate dans cette famille, que le nombre de fautes varie très peu selon la coupure granulométrique et les cristaux sont trapus et semblables.

La seconde (famille B) contient des défauts liés à la présence de fer (ou isomorphes du fer) dans la kaolinite, alors la corrélation entre la quantité de défauts et la teneur en oxyde K_2O est nulle (ou négative si les micas sont localisés dans les fractions grossières).

On a vu précédemment les trois classes proposées par Dubreuilh (1984), basées sur la cristallinité de la kaolinite et la présence de mica/anatase.

Garin (1982) pour sa part établi une typologie à partir de critères liés à l'utilisation des argiles : critère de taille comme la surface spécifique et la granulométrie, le comportement en suspension comme viscosité et la CEC, la minéralogie (plus appuyée par la présence du mica). Il propose 4 types présentés ci-après ;

- Alumineux : ayant 3 à 7% du mica, une viscosité faible (très abondants)
- Hyper-alumineux : l'absence du mica, viscosité très faible
- Micacés : mica très fréquent (>10%), viscosité élevée, (rare)
- Plastiques à tendance gélifiante : Viscosité très élevée, mica est absent

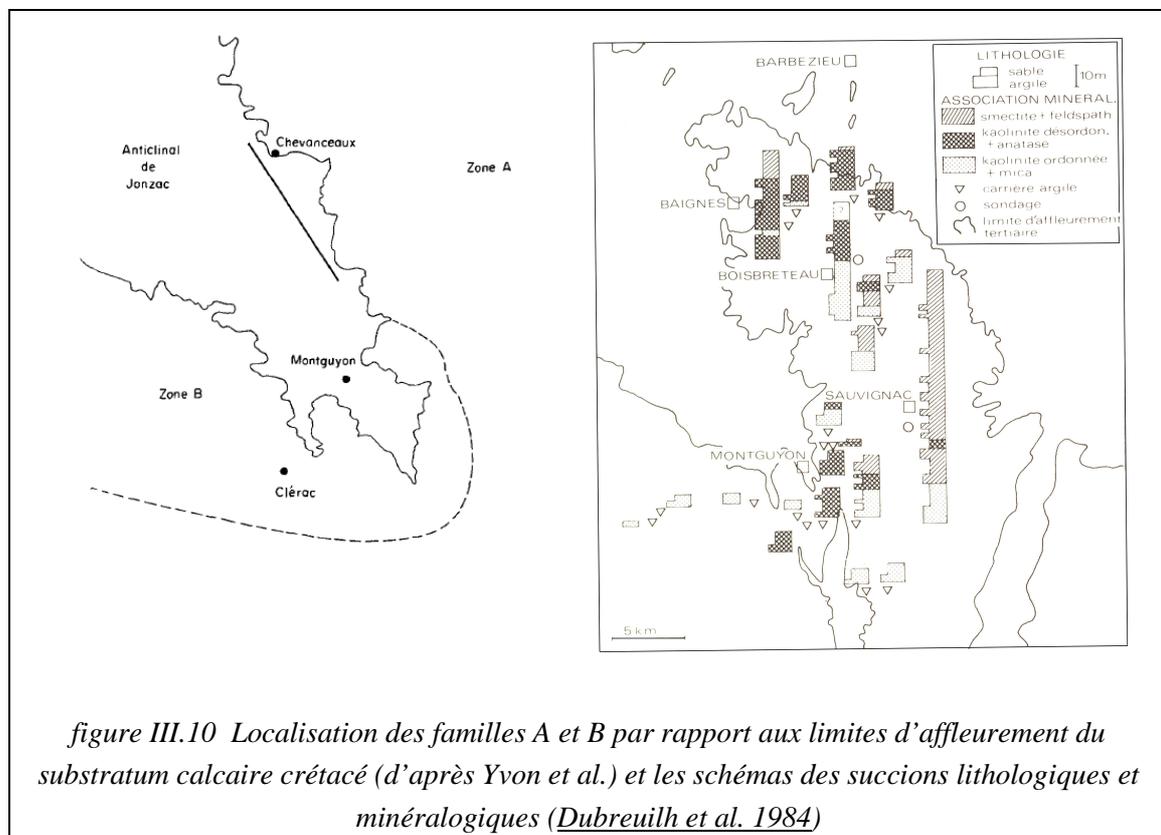


figure III.10 Localisation des familles A et B par rapport aux limites d'affleurement du substratum calcaire crétacé (d'après Yvon et al.) et les schémas des succions lithologiques et minéralogiques (Dubreuilh et al. 1984)

Delineau a essayé de trouver une correspondance entre ces classifications, mais il nous semble que cela ne peut pas être très fiable, vu les critères et les échantillons différents utilisés pour réaliser ces classifications.

L'étude en carrière montre différents critères macroscopiques (visuels) permettant de distinguer les argiles kaoliniques (et les gisements) des Charentes. Une typologie a été établie par Delineau à partir des principaux critères suivants :

- Composante "grise" de la couleur (qui traduit en partie la teneur en matières organiques) (teintes rouge ou orangée mises à part)
- Abondance de la pyrite (et son degré moyen d'oxydation)
- Teneur en mica

- Aspect et la texture : "pierreux", plastique, texture granuleuse ...
- Caractérisation générale en laboratoire confirme l'intérêt de ces critères, met en évidence d'autres paramètres permettant d'établir une typologie
- Taille (surface spécifique) et l'ordre structural le cortège des minéraux argileux à distance d'empilement supérieur à 10 A,
- Dispersabilité et les propriétés de coulabilité,
- Teneur en calcium,
- Teneur en fer, soufre et carbone.

Ces quatre types d'argiles distinguées par Delineau (1994) sont présentés dans le Tableau III.3. Le groupe I ("argiles hyperalumineuses") provient de la transformation diagenétique (dissolution - recristallisation) des groupes II ou III, mais pas a priori du groupe IV (trop faibles teneurs en S et C) qui correspond à un dépôt nettement moins réducteur que les groupes I à III.

En général une carrière donnée contient un seul type d'argile mais ce n'est pas forcément toujours le cas (Landes du Placin, Bois de Gauraud).

Tableau III.3 Typologie des argiles kaoliniques des Charentes (Delineau 1994)

Type		(I)	(II)		(III)	(IV)
Classe	Argile pierreuse - hyper alumineuse	Argile plastique grise			argile blanche à mica Type "BCH-SGN"	argiles blanches à mica Type "LTP-LSB"
			IIa	IIb		
Utilisation		Chamotte	Chamotte		Céramique + (Charges)	Charges minérales
Coulabilité		Dispersion impossible	Mauvaise		Bonne en général	Passable
Composition	Mica	(-)	(+)	(++)	(+++)	(+++)
	Pyrite	(++++)	(+++)	(++)	(++)	(+) à (-)
	Carbone	(+++++) variable	(++++)	(+++)	(++)	(+) à (-)
	CaO en %	[0,10-0,16]	[0,10-0,20]		faible (<0,05)	0,10 en moyenne
	Minéral > 10 A	pas de smectite,	Smect.: peu ou pas, Interstratifié I/Chl		Smectite : rare Interstratifié I/Chl, Chlorite localement	Smectites Interstratifié I/Chl
Surface Spécifique (m ² /g)		[18 - 24]	[28 - 751]	[20 - 30]	[16 -24]	[20 - 27]
Fer total lié <40 µm+ CBD		[0,3-0,6]	[0,7-1,1]	[1,1-1,5]	[1.2-1,5]	[1.6-2,5]
Stratigraphie		Non classifiable	Sparnacien		Cuisien inférieur ?	Cuisien Sup.
Associations minérales		Non classifiable	Kaolins désordonnés à anatase		Kaolins ordonnés à mica	Kaolins désordonnés à smectite et mica
Échantillons		PDP1 à 4 et PDP6 - LAPI BDG1 et 7	FBT1-6 CHA1à4	LAP2à6 BDG	BCH3à7 -.SGN1à7	LTP1 à6 - LSB1à5 BDG2à6
Carrière type		PDP	FBT	LAP	BCH et SGN	LTP

III.5. Conclusion

La géologie des argiles kaoliniques du bassin des Charentes est connue depuis d'une cinquantaine d'année. Cette connaissance permet aux géologues d'AGS-Minéraux de diriger la prospection et choisir les zones les plus favorables à la présence de dépôts d'argiles kaoliniques.

Il nous paraît très important d'avoir une idée précise de la formation des kaolins à l'échelle des gisements des Charentes. L'étude de la genèse de ces gisements n'entrait pas dans le cadre de ce travail, mais du fait de son importance pour l'interprétation des résultats de l'étude statistique et des calculs géostatistiques, on a essayé de mieux l'approcher à travers des études bibliographiques sur des gisements similaires.